



*Frankfurt*

# Zur Erinnerung an Gejza von Bukowski.

Von **Gustav Götzing**er.

Die Lebens- und Wertungsdauer produktiver Leistung, auch auf dem Gebiete der Geologie, besitzt nach dem Ableben der Persönlichkeit ein verschiedenes Ausmaß. Sie wächst und wird beachtlich groß, je mehr Gediegenheit und Exaktheit der Leistung den Wert derselben dem Nachfolger immer wieder aufzwingen und die Brauchbarkeit für die Späteren verbürgen.

Die wissenschaftlichen Leistungen unseres am 1. Februar 1937 verschiedenem Freundes Gejza v. Bukowski enthalten solch viel Bleibendes, daß ihm in verschiedenen seiner Forschungsgebiete eine lange Wertungsdauer von seiten der Fachwelt gesichert ist. Und da sich mit seinem Streben nach ehrlichster und gewissenhaftester wissenschaftlicher Arbeit auch ein Charakter uneingeschränkter Offenheit, aufrichtiger, unverstellter Herzlichkeit und absoluter Anständigkeit verband, erscheint es begreiflich, daß die Eigenart Bukowskis sowohl in dieser Schrift, wie von den folgenden Generationen in Hochachtung festgehalten zu werden verdient, mag er auch bloß den älteren der Anstaltsgeologen in persönlicher Erinnerung stehen und den jüngeren nur dem Namen nach bekannt geworden sein.

Der frühere Obergeologe der Geologischen Reichsanstalt, Oberbergrat Gejza v. Bukowski, starb im Alter von 79 Jahren in Bochnia (Polen). Noch vor kurzem nahm er ergriffen Anteil, als ihm die Meldung von dem Ableben seines gleichalterigen und gleichgesinnten Freundes Georg Geyer gemacht wurde. Mit unserer Anstalt war er stets auf das innigste verwachsen, ihr bewahrte er hingebende Treue und selbst dann, als er als gebürtiger Pole nach dem Kriege für den polnischen Staat sich entscheiden und die Geologische Reichsanstalt verlassen mußte, behielt er sein Interesse für die Weiterentwicklung unserer Anstalt und hlieb seinen Freunden hier zugetan. Ein liebwürdiger, echter Kollege und Freund war er auch dem viel jüngeren Schreiber dieser Zeilen, der mit ihm überdies früher durch einige verwandte Arbeiten, durch die Adriaforchung und Betätigung im adriatischen Küstenlande viel Anknüpfungspunkte hatte und aus dem Verkehr mit ihm Gewinn zu schöpfen das Glück hatte.

## Lebensabriß.

Gejza Bukowski v. Stolzenburg wurde am 25. November 1858 in Bochnia in Galizien geboren, besuchte dort ein Jahr die Unterrealschule, dann ab 1868/69 das Untergymnasium, während das Obergymnasium von ihm in Teschen (Ostschlesien) mit Ablegung der Maturitätsprüfung 1877 absolviert wurde. Sein Interesse für Naturwissenschaften, insbesondere Chemie, Zoologie und Naturgeschichte bewog ihn, die Wiener Universität zu beziehen, wo er bis 1885 arbeitete. Er wurde insbesondere Schüler von E. Sueß und M. Neumayr; bei letzterem, dem Vorstande des paläontologischen

Institutes, übernahm er 1885 eine Assistentenstelle, die er bis zu seinem Eintritte in die Geologische Reichsanstalt bekleidete.

Außer einer kleinen Erstlingsarbeit aus seiner Bochniaer Heimat (über eine neue Jodquelle in der karpathischen Randzone) veröffentlichte der junge Bukowski schon 1887 seine höchst umfangreiche Dissertation, welche, durch Neumayr angeregt, Zeugnis ahlegt von seinem schon damals gediegenen und umfassenden paläontologischen Wissen und von seinem innerlichen Forscherdrang, die Jurabildungen von Czenstochau nach verschiedenen Richtungen hin, paläontologisch, stratigraphisch, geologisch und paläogeographisch zu beleuchten.

Schon 1884 hatten den im Sommer in Bochnia weilenden Studenten die Jurablagerungen des von Krakau über Czenstochau bis Wielun sich erstreckenden Rückens gefesselt. Er widmete ihnen eine sorgfältige Bearbeitung durch eine genaue stratigraphische und paläontologische Gliederung des Bathonien, Callovien und Oxfordien, wobei die reichen Erfahrungen Neumayrs der Untersuchung sehr förderlich waren. Das damals noch russische Gebiet war eben auch von Chefgeologen A. Michalski des Geologischen Komitees von St. Petersburg in stratigraphischer Hinsicht bearbeitet worden (1885), und es konnte Bukowski zur großen Befriedigung werden, daß seine Untersuchungen mit denen von Michalski, trotzdem sie unabhängig voneinander waren, in guter Übereinstimmung standen. Bukowski stellte zunächst die Unterlage der Bath-Stufe, der Zone mit *Parkinsonia parkinsoni*, der unteren Oolithstufe des Bajocien fest; das darauf folgende untere Bathonien mit *Oppelia fusca* hat ähnlichen Charakter wie in NW-Deutschland; das obere Bathonien ist durch Eisenoolith vertreten. In dem, wenn auch nur sehr wenig mächtigen und wegen ähnlicher Gesteinsausbildung vom Bathonien zunächst schwer trennbaren unteren Callovien wird die Zone des *Macrocephalites macrocephalus*, im gleichfalls sehr wenig mächtigen oberen Callovien die Zone des *Cardioceras lamberti* aufgezeigt. Der N- und S-Teil des Krakau—Wielun-Rückens verhalten sich hinsichtlich der Doggerentwicklung in stratigraphisch-fazieller Hinsicht etwas verschieden, worauf Schlüsse auf die Verbindungen mit den Vorkommen in NW- und SW-Deutschland gezogen werden. Die Oxford-Stufe wird im Gebiet gegliedert (*Cordatus*-, *Transversarius*-, *Bimammatus*-Zone).

Durch den Verkehr mit M. Neumayr wurde in Bukowski nicht nur großes Interesse, sondern eine bis ins spätere Lebensalter andauernde geradezu begeisterte Liebe für die Mittelmeerländer und den Orient geweckt und so sehen wir ihn noch während seiner Assistentur auf Forschungsreisen im kleinasiatischen Archipel. 1887 bereiste er über Anregung von Sueß und Neumayr, mit einem Reisestipendium des geologischen Institutes, Rhodos, aber eine schwere Fiebererkrankung hinderte ihn am Abschluß der Untersuchungen, die er 1888 dort wieder aufnahm, diesmal im Auftrage der Akademie der Wissenschaften. Da er hier wenig Vorarbeit fand, waren seinem Entdeckerdrang keine Schranken gesetzt. Auch die geologisch fast ganz unbekannte Insel Kasos und die benachbarte Insel Armanthia waren Gegenstand seiner Forschungen dieses Jahres.

Mitten in die Verarbeitung der Ergebnisse seiner Forschungsreisen fällt sein Eintritt in die Geologische Reichsanstalt, zunächst als Praktikant ab 1. Jänner 1889; zum Assistenten der 9. Rangsklasse wurde er nach vier Jahren, Ende Jänner 1893, zugleich mit A. Rosiwal ernannt. Hier wurde der Paläontologe in einem völlig anders gearteten Gebiet beschäftigt: im Kristallin und Paläozoikum der Sudeten, indem er Blatt Mährisch-Neustadt—Schönberg zur Kartierung zugewiesen erhielt. Aber mit jugendlichem Elan schritt er an diese Arbeit. Doch das Mittelmeergebiet hatte es ihm angetan und 1890 und 1891 suchte er auf zwei Forschungsreisen Klein-

asien wieder auf. Direktor Stur gab ihm in wohlwollender Förderung seiner stratigraphischen Begabung und seiner Eignung zum Forschungsreisenden längeren Urlaub.<sup>1)</sup> Die Reise 1890 war nach dem SW Kleinasien in das Buldur-See-Gebiet in Pbyrgien und in das Lykostal gerichtet, während 1891 das kleinasiatische Seengebiet von Ejerdir, Beisheher und Aksheher erforscht wurden; doch auch Mysien wurde aufgesucht, um in der Umgebung von Balia Maaden Beobachtungen über die damals eben erst aufgefundene alpine Trias anzustellen.

Bukowski hat auf allen seinen Mittelmeerreisen außer der geologischen Kartierung große paläontologische Ausbeuten gemacht, deren Bestimmung ihn noch durch Jahre beschäftigte. Leider war die Reise von 1891 seine letzte in das östliche Mittelmeergebiet; Direktor Stache, der Bukowski 1893 für die Kartierung in Dalmatien bestimmte, war gegen eine mit einem längeren Auslandsurlaub verbundene Betätigung der Anstaltsmitglieder. Dafür konnte aber Bukowski seine umfassenden geologischen und paläontologischen Beobachtungen aus dem Orient mit großer Gründlichkeit bearbeiten und in zahlreichen Veröffentlichungen niederlegen (S. 8ff.). Jedenfalls zengt es von einem staunenswerten Arbeitseifer Bukowskis, daß er in den Jahren 1889 bis 1892 sowohl der Kartierung eines Sudetenblattes bis zu dessen Abschluß oblag, wie auch die Mittelmeergebiete bereiste und die dortigen Ergebnisse sichtete und bearbeitete.

Nachdem Bukowski als junger Aufnahmegeologe das Blatt Mährisch-Neustadt—Schönberg fertiggestellt hatte, wurde er, wie erwähnt, ab 1893, durch Stache eingeführt, Aufnahmegeologe in Dalmatien, was ihm in Hinsicht auf seine stratigraphisch-paläontologische Fachrichtung jedenfalls mehr sympathisch war. Auch die Arbeiten im meerumspülten Sonnenland auf Blatt Spizza, dem südlichsten Punkt der alten Monarchie, waren ihm zur Freude geworden. Dem Forschungsreisenden des Orients, der sich dort die Kenntnis der türkischen, italienischen, französischen und englischen Sprache vollends angeeignet hatte, bot sich auch in Süddalmatien Neuland dar. In manchen, bis zum Jahre 1878 noch türkischen Gebieten hatte er gar keine geologischen Vorarbeiten. Mit Interesse lesen wir aus seinen Aufnahmeberichten, wie er von den ersten allgemeinen Feststellungen zu der so eingehenden geologischen Erkenntnis kommt, welche in seinen dalmatinischen Detailkarten festgelegt ist.

In Dalmatien kartierte Bukowski im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt (er erreichte 1900 die achte, 1902 die siebente Rangsklasse), zuletzt als Chefgeologe, bis zum Kriege, bzw. bis zu seinem Austritte aus der Geologischen Reichsanstalt. Höhepunkte seiner Tätigkeit waren seine Exkursionsführungen für den IX. Internationalen Geologenkongreß und die Herausgabe der Detailkarten Süddalmatiens 1:25.000. Während des Krieges war Bukowski die geologische Tätigkeit an seiner geliebten Adria gesperrt, er beschäftigte sich mit der Bearbeitung seiner reichen Aufsammlungen und als Spezialist der levantinischen Bildungen, die er ja im Orient so reichlich angetroffen hatte, untersuchte er die levantinischen Bildungen im Marchbecken.

<sup>1)</sup> Für einige persönliche Angaben über Bukowski bin ich seinem Freund und Fachgenossen Herrn Hofrat Dr. F. Kerner-Marilaun zu Dank verpflichtet.

Wie erwähnt, wurde Bukowski, als gebürtiger Pole, mit Erlaß des Ministeriums vom 30. Dezember 1918 der Dienstleistung an der Anstalt enthoben und vom polnischen Staate als Chefgeologe übernommen. Wiewohl der Sitz des neugegründeten geologischen Institutes in Warschau war, konnte Bukowski in seinem Heimort Bochnia wohnen, da er von hier aus die Kartierung der karpathischen Randzone zugewiesen erhielt, was ihn intensiv bis 1926 beschäftigte. Fast jedes Jahr erschienen von ihm in dem Organ des Geologischen Institutes von Polen Artikel über die Ergebnisse dieser geologischen Aufnahmestätigkeit des schon älteren Gelehrten, der aus der Zeit seiner Forschungsreisen große Zähigkeit und Ausdauer, bei großer Genügsamkeit, bis in sein spätes Alter sich bewahrt hatte. Noch 1932 lieferte er ein ausgezeichnetes Erläuterungsbeft zur geologischen Detailkarte von Bochnia und mehrere Jahre zuvor hatte er noch aus seinen alten Aufsammlungsgebieten um Budua und vom Baldur Giöl in Kleinasien einige Zusammenfassungen veröffentlicht.

Noch bis in sein hohes Alter blieb er für alle Neuerungen und offenen Fragen der Wissenschaft aufnahmefähig. Erst der 1936 erfolgte Tod seiner im Jahre 1904 angetrauten Gattin Katharina, geborenen Wehrmann, einer Wienerin, ging ihm sehr nahe und brach seine Widerstandskraft. Ein kurzes, aber schweres Leiden fällte den Forscher am 1. Februar 1937. Er wurde in Bochnia, in seinem Heimort, begraben.

### Die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Forschungsreisen.

Die bedeutendste und reife Frucht seiner Tätigkeit als Forschungsreisender im Orient sind ohne Zweifel die Untersuchungen über Rhodos, die er in mehreren, auch größeren Arbeiten, zuletzt in einer, mit einer Karte versehenen Monographie der Insel (1898) zusammenfaßte. Die Karte 1:120.000 ist die erste dieses Gebietes. Schon die vorläufigen Berichte enthalten ganz richtig die großen Züge der geologischen Gliederung der Insel.

Wie einzelne Massen tauchen aus den Tertiärhüllen Kreide- und Eozänkalkzüge auf, welche mit ONO-Streichen dem taurischen System (Sueß) angehören. Während Kreide und Eozän ohne besonders scharfe Grenze ineinander übergehen, ist der etwas jüngere, alttertiäre Flysch diskordant angelagert. Während das marine Miozän zu fehlen scheint und damals eine Landverbindung zwischen Griechenland und Anatolien bestand, zeigt das Pliozän zweierlei Bildungen: das Unter- bis Mittelpliozän ist vertreten durch fossilreiche, noch gestörte levantinische Ablagerungen (Sande, Mergel und Schotter), das Oberpliozän durch marine Ablagerungen im O und NO der Insel. Während die unterpliozänen Schotter nur eine Fazies der levantinischen Süßwasserschichten sind und auf eine einmalige Landverbindung mit dem kleinasiatischen Festland hindeuten, trat im Oberpliozän wohl infolge von Einbrüchen die Loslösung der Insel vom Festlande ein. Die Oberpliozän-Schichten erscheinen heute hoch über den Meeresspiegel gehoben.

Die späteren Verarbeitungen (1889, 1893, 1895, 1898) bringen wichtige Ergänzungen dieses allgemeinen Bildes und zugleich Vergleiche mit Kreta, Cypern und Griechenland. Besonders eingehend und erschöpfend bearbeitete er in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften die levantinische Molluskenfauna mit ihrem großen Formenreichtum, wobei er überdies auch frühere Aufsammlungen (von Hedenborg) des Naturhistorischen Museums mitbestimmte.

Er betont, daß eine z. B. in Slawonien von unten nach oben feststellbare allmähliche Abänderung der Formen nicht zu beweisen ist. Diverse Massengesteine und Eruptiva

seiner Aufsammlungen bestimmte Foulou (Sitzungsberichte 1891); Serpentine knüpfen sich an den alttertiären Flysch (was auch Tietze 1885 in Lykien festgestellt hat), Diabase sind gleichfalls alttertiär und die Porphyrite wahrscheinlich jünger als diese.

In Verbindung mit der Reise 1888 konstatierte Bukowski auch auf der Insel Kasos, nächst Kreta der südlichsten Insel des Ägäischen Meeres, den Rest einer von Kreta ausgehenden Gebirgskette, die aus Kreide, Eozänkalk und alttertiärem Flysch zusammengesetzt ist; aber diskordant darüber liegt bis zu den höchsten Gebirgserhebungen hinauf marines Miozän. Die benachbarte Insel Armanthia zeigt ähnlichen Bau.

Seine geologischen Forschungsreisen in dem Seengebiet des südwestlichen Kleinasien (Phrygien und Anatolien) haben viele neue stratigraphische und tektonische Resultate gebracht, so über Kreide- und Eruptivgebiete, über Kristallin und Paläozoikum am Baba Dagh, neogene Süßwasserschichten, welche noch von ausgedehnten Trachytmassen überlagert werden. Die heutigen großen Süßwasserseen Inneranadolien werden als Überreste der neogenen Süßwasserseen aufgefaßt, wo hingegen im Neogen Brackwasserseen bestanden, seien auch heute noch solche vorhanden (Buldur-See).

In Mysien konnte er die Lagerungsverhältnisse beim alten Bergbauort Balia Maaden klären, indem er, was ganz neu war, marines Karbon (mit Fusulinen und Schwagerinen) nachwies, das diskordant von alpiner Obertrias überlagert ist (der erste Nachweis letzterer in Kleinasien war kurz vorher durch Neumayr (1887) und Bittner (1891) auf Grund von eingesandten Fossilien aus Balia Maaden erfolgt).

Doch gab Bukowski die Beschäftigung mit Kleinasien auch später nicht auf. Vor dem Internationalen Geologenkongreß 1903 brachte er eine gründliche zusammenfassende Übersicht über die Stratigraphie von Kleinasien auf Grund der Verarbeitung der Literatur der letzten 35 Jahre. Während des Krieges beschäftigten ihn wieder seine Aufsammlungen aus Kleinasien, indem er das marine Aquitan von Davas paläontologisch behandelte und im hohen Alter schrieb er noch über die Binnenablagerungen in der Umgebung des Buldur-Sees, wobei er zu den neuen lehrreichen Untersuchungen von Walter Penck (1918) Stellung nahm. Durch mehr als 40 Jahre hielten so die Eindrücke und Beobachtungen seiner kleinasiatischen Reisen nach.

### **Wissenschaftliche Ergebnisse seines geologischen Aufnahmsdienstes in der Geologischen Reichsanstalt und in Polen.**

Dem jungen Aufnahmsgeologen fiel die für einen Fachpaläontologen nicht unschwierige Aufgabe zu, Kristallin und Paläozoikum im Sudetenblatt Mährisch-Neustadt—Schönberg (Z. 6, Kol. XVI) zu kartieren. Er bewältigte mit größtem Fleiß diese Aufgabe in vier Jahren (1889—1892), trotzdem er inzwischen zweimal nach Kleinasien reiste. Seine Gliederungen im Kristallin, das in der Nachbarschaft damals F. Becke untersuchte, zeugen von tüchtigem Einarbeiten und von großer Sorgfalt nicht minder wie die Aufnahmen im Devon und Kulm.

Das Unterdevon ist transgressiv über den kristallinen Gesteinen und weist petrographische Verschiedenheiten auf; das Oberdevon steht in Übereinstimmung mit Tietzes Untersuchungen auf den Nachbarblättern. Der gleichfalls transgressiv lagernde Kulm wird in mehrere Gesteinszonen gegliedert. Seine Karte ist infolge der feinen Ausscheidungen schmaler Zonen recht detailliert. In der Großtektonik fällt der verschieden streichende Systeme trennende Marchbruch auf. Als gewissenhafter Forscher betont er in dem Erläuterungsheft stets den Anteil des unmittelbar Beobachteten und des Kombinierten.

Die Kartierungstätigkeit in Süddalmatien, im Gebiet von Budua und Spizza befriedigte Bukowski in hohem Maße. Aus dem aufschluß- und fossilienarmen sudetischen Bergland kam er nun in ein prachtvoll aufgeschlossenes Gebirgsland mit reicher Fossilführung. So sehen wir den Stratigraphen Bukowski, der sich mit seinen Freunden Bittner, Teller und Geyer immer wieder auf dem Laufenden der Gliederung des Mesozoikums hielt, in bester Entfaltung seiner Kenntnisse. Aus dem fast ganz unbekanntem Gebiet hat er durch gewissenhafteste und sorgfältigste Aufnahmen einen der geologisch bestbekanntesten Landstriche des Küstenlandes gemacht.

Zunächst gliederte er dort die ganz unbekanntes Trias auf Grund glücklicher Fossilfunde. Im Muschelkalk weist er sehr verschiedene Faziesablagerungen nach, darunter die sehr fossilreiche von Braië, er stellt den hangenden Diploporenkalk, die Wengener und Cassianer Schichten mit Noritporphyriten und Tuffen (Dzurmani-Schichten), darauf die Raibler Schichten, karnischen Hallstätter Kalk, norischen Kalk und Dolomit fest. Während über den Jura noch etwas Unsicherheit herrscht (1911 findet er Tithon auf Blatt Cattaro), weist er auch den Kreidekalk, diskordant auf seiner Unterlage, nach. Der Flysch ist obereozän und transgressiv über den älteren Bildungen.

Die sehr komplizierte Tektonik äußert sich in Schuppenbau, Überschiebungen, Verwerfungen und Längsbrüchen, welche sorgfältigste Kartierung erfahren.

1900 macht Bukowski auch eine Studienreise in die Herzegowina und entdeckt als erster O von Trebinje eine limnische Fazies in den kohleführenden Raiblerschichten.

1901 gelingt ihm im Küstenland von Budua und Braië der Nachweis marinen Karbons, wie überhaupt das Paläozoikum bisher dort ganz unbekannt gewesen ist. Es enthält Fusulinen, Brachiopoden, *Productus*, *Phillipsia* und wird als Äquivalent der Auernig-Schichten Kärntens betrachtet. 1902 besucht er überdies die neuentdeckte, meist mit Barytgingen im gestörten Dolomit der Werfener Schichten verknüpfte Quecksilberlagerstätte von Spizza. 1903 führte er 41 Teilnehmer des Internationalen Geologenkongresses nach Süddalmatien, speziell in die Umgebung von Budua und durch den Kanal von Calamotta über Curzola und Lesina nach Spalato.

1904 erschien das Blatt Budua (Z. 36, Kol. XX), als vollständiges Novum der Kartenausgabe im Maßstab 1:25.000, da der komplizierte Bau diesen Maßstab erforderte, begleitet von ausführlichen Kartenerläuterungen. Daß er nunmehr Überschiebungen mit Deckschollen annimmt, zeigt seinen offenen Blick für alle modernen tektonischen Fragestellungen.

1912 kam Bukowskis geologische Detailkarte Blatt Spizza (Z. 37, Kol. XX), N- und S-Hälfte, wiederum 1:25.000, mit einem inhaltsreichen Erläuterungsheft heraus. Das Gebiet enthält eine ähnliche Gesteinsserie wie Blatt Budua, angefangen vom marinen Oberkarbon bis zum obereozänen bis unteroligozänen Flysch.

Größere Schichtlücken werden weniger für das Permokarbon als für Unter- und Mitteljura, Unter- und Mittelkreide und Untereozän angenommen. Seine gründlichen paläontologischen Vorarbeiten der früheren Jahre liefern ihm ein durchaus gefestigtes stratigraphisches Gerüst, von dem er auch später nichts zurückziehen braucht.

1913 setzte er die Aufnahmen nördlicher, in der Umgebung der Bocche di Cattaro fort. Er betont den stratigraphischen und tektonischen Gegensatz zwischen dem montenegrinischen Hochplateau und der diesem vor-

gelagerten Župa; die Schuppen des Hochplateaus sind auf die Župa in einer gewaltigen, von Teodo bis Budua verfolgbar<sup>n</sup> Überschiebungslinie aufgeschoben. Sehr bedeutsam sind Angaben über Neufunde des jüngeren Paläozoikums (Oberkarbon, Permokarbon, permischer Grödner Sandstein). Der Muschelkalk enthält Gerölle von Lyttonienkalk des Oberperm, wenn auch dieses noch nicht anstehend bekannt wurde. So ist ein ausgedehntes Schichtprofil des jüngeren Paläozoikums von hier zum ersten Male dargelegt worden.

Von seinen Aufnahmen auf Blatt Ragusa (Z. 35, Kol. XVIII) veröffentlichte Bukowski 1918 eine sehr genaue Detailkarte 1:25.000 von der Insel Mezzo (Lopud), Calamotta (Koločep) und vom Scoglio S. Andrea; sie enthält u. a. eine lithologische Gliederung der Oberkreide, was praktisch Beachtung verdient. Die mächtigen pleistozänen, äolischen Sande, welche den Sanden Istriens und Norddalmatiens gleichen, bringt er mit dem früheren Landzusammenhang in Verbindung, auch die neuesten Untersuchungen der Geomorphologen berücksichtigend.

Es ist ein im Interesse des Aufgabenkreises der Geologischen Reichsanstalt hoch anzurechnendes Verdienst Bukowskis, daß er neben der äußerst gründlichen, wissenschaftlichen Bearbeitung der Aufsammlungen auch für die Fertigstellung der Karten alle Energie verwendete. Er verstand es auch, sich auf diese Aufgaben zu konzentrieren und verzettelte sich nicht auf viele Blätter. Er vermied es auch, durch oft kleinliche Gutachten seine Arbeitszeit zu schmälern. So schenkte er auch nach seinem Scheiden von Wien der Fachwelt noch zwei schöne Detailkarten, den W-Teil von Blatt Budua und Blatt Bochnia.

Auch der W-Teil von Blatt Budua (Jahrbuch 1927) ist eine Detailkarte 1:25.000, fußend auf genauen Kartierungen bis zum Kriege. Bezüglich der tektonischen Auffassungen bringt er den Nachweis von zwei für sich geschuppten Überschiebungsdecken, einer höheren, montenegrinisch-albanischen Decke über einer tieferen, der Cukali-Decke, welche auf das etwas anders aufgebaute autochthone Gebirge aufgeschoben wurde. Unter der höheren Decke erscheinen mehrere Fenster der tieferen Decke. So bringt Bukowski in dieser Arbeit eine vollständige Modernisierung der tektonischen Ansichten.

Blatt Bochnia (1932, mit sehr ausführlichen Erläuterungen) im Maßstab 1:25.000, ist die Frucht seiner langjährigen, seit 1920 im Dienste des neugegründeten Geologischen Institutes Polens in Angriff genommenen Kartierungen der subkarpathischen Zone. Auch diese Karte ist methodologisch ein Novum, sie ist völlig unabgedeckt und enthält die einzelnen Aufschlüsse des tertiären Untergrundes fast nur punktweise. Wenn auch diese extreme Methode den zonaren Bau verschleiert, so will sie nach der Ansicht Bukowskis bloß dem tatsächlichen Befund Rechnung tragen, um vergängliche Kombinationen zu vermeiden.

Seine großen Erfahrungen im Tertiär und in den tertiären Faunen ließen ihn hier folgende Unterscheidungen treffen:

Paleozäne Czarnorzecki-Schichten, eoziäner Flysch, unteroligozäne Menilitschiefer, Helvet (Salzformation, deren einzelne linsenartige Salzlager in der stratigraphischen und tektonischen Position genau untersucht sind), Torton (diakordant auf dem Helvet). Der quer gefaltete Flysch (mit eingefaltetem Oligozän) ist in einer W—O-Überschiebungslinie auf das Helvet geschoben, welches dem autochthonen, sudetischen Untergrund aufruht. Die Hauptfaltung erfolgte zwischen Helvet und Torton.

Der Grundzug der wissenschaftlichen Tätigkeit unseres alten Freundes Bukowski ist wohl der, daß er, zumeist im Neuland ansetzend, dort bald die großen Verhältnisse klarlegte und hierauf in demselben Gebiete infolge äußerster Gewissenhaftigkeit und Gründlichkeit auch die Feinheiten fast erschöpfend herauszuarbeiten verstand. Letztere insbesondere machen seine Arbeiten, seine Karten und wissenschaftlichen Veröffentlichungen zu einem bleibenden Stock, auf dem die spätere Forschung gesichert und ziel-sicher weiter aufbauen kann.

Bukowski war einer der immer seltener werdenden Geologen, welche in allen geologischen Formationen gearbeitet haben. Innerhalb der fossilführenden sedimentären Gruppen, reichte sein Arbeitsfeld vom Unterdevon bis zum Pliozän; fast jede wichtige Schichtgruppe hat er irgendwie paläontologisch bearbeitet.

Dieser wirklichen Universalität wurde man bei ihm aber erst bei längerem Verkehre inne. Mit großer persönlicher Bescheidenheit ausgestattet, stellte er an sich selbst hohe Anforderungen, wie er die Arbeiten und Leistungen der Kollegen stets loyal schätzte. Peinlich genau ist er im Zitieren aller seiner Vorgänger, nie wäre es ihm eingefallen, die Nennung von Autoren zu unterlassen oder gar totzuschweigen. Seine Sprache ist in allen wissenschaftlichen Arbeiten sehr klar und sachlich vollkommen. Sprachliche Härten, wie man sie vielleicht von einem gebürtigen Polen erwarten könnte, kommen in seinen Arbeiten nie vor. Denn er fühlte sich in Wien als echter Österreicher, er betrachtete sich als Angehöriger deutschen Kulturkreises, als dessen Repräsentant er auch im Orient reiste. Seine Ausführungen in allen seinen Schriften reihen sich logisch aneinander. Sie halten sich an die unmittelbaren Gegebenheiten des Terrains, großen Theorien und kurzlebigen Hypothesen hing er nicht nach. Größte Sauberkeit zeichnet alle seine Aufsammlungen, Notizen, seine Schrift aus, die von der Jugend auf bis in sein hohes Alter die gleiche, wie genau abgezeichnete blieb.

Mit seinem aufrechten und grundehrlichen wissenschaftlichen Streben paarte sich ein sauberer, offener Charakter mit einem reinen, gütigen Sinn voll Seelenadels, dessen er jeden teilhaftig werden ließ, der mit ehrlichem Auge ihm auf dem Lebensweg begegnete.

Freund Bukowski, der du die Sonneuländer erforschtest und liebtest und in deine Seele aufnahmst, die Sonne deines Wesens und Charakters wird dir nicht verdunkelt werden.

#### Verzeichnis seiner Veröffentlichungen:<sup>1)</sup>

- 1886 Mitteilung über eine neue Jodquelle in der miocänen Randzone der Karpathen und über Algenfunde in den wasserführenden Schichten. Verh. S. 391—396.  
 1887 Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beitr. z. Paläontol. Österreich-Ungarns, 5, S. 75—171.  
 Vorläufiger Bericht über die geologischen Aufnahmen der Insel Rhodus. SB. Akad. Wiss., 96, S. 167—173.  
 Über das Bathonien, Callovien und Oxfordien in dem Jurarücken zwischen Krakau und Wielun. Verh. Nr. 18, S. 1—8.

<sup>1)</sup> Abkürzungen: Verh.: Verhandlungen der Geologischen Reichs-(Staats-, Bundes-)anstalt.

Jahrb.: Jahrbuch der Geologischen Reichs-(Staats-, Bundes-)anstalt.

SB.: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-nat. Klasse.

Anz.: Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien, math.-nat. Klasse.

- 1889 Reisebericht aus der Gegend von Römerstadt in Mähren. Verh. S. 261—265.  
Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodos (mit Karte). SB. Akad. Wiss., 98, S. 208—272.  
Der geologische Bau der Insel Kasos (mit Karte). SB. Akad. Wiss., 98, S. 653—669.
- 1890 Reisebericht aus Kleinasien. Anz. Akad. Wiss. 27, 3 S.  
2. Reisebericht aus Kleinasien. Ebenda, 4 S.  
3. Reisebericht aus Kleinasien. Ebenda, 3 S.  
4. Reisebericht aus Kleinasien (Schlußbericht). Ebenda, 4 S.  
Geologische Aufnahmen in dem krystallinischen Gebiete von Mährisch-Schönberg. Verh. S. 322—334.
- 1891 Kurzer Vorbericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1890 und 1891 im südwestlichen Kleinasien durchgeführten geologischen Untersuchungen. SB. Akad. Wiss., 100, S. 378—399.  
Reisebericht aus dem Seengebiete des südwestlichen Kleinasien. Anz. der Akad. Wiss., S. 151—154.
- 1892 Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia Maaden im nordwestlichen Kleinasien (Mysien) (mit Karte). SB. Akad. Wiss., 101, S. 214—235.  
Reisebericht aus Nordböhmen. Die Umgebung von Müglitz und Hohenstadt und das Gebiet von Schönberg. Verh. S. 327—331.  
Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien. Verh. S. 134—141.  
Vorläufige Notiz über die Molluskenfauna der levantinischen Bildungen der Insel Rhodus. Anz. Akad. Wiss., 3 S.  
Einige Bemerkungen über die pliocänen Ablagerungen der Insel Rhodus. Verh. S. 196—200.
- 1893 Reisebericht aus dem südlichen Dalmatien. Verh. S. 247—250.  
Über den Bau der südlichen Sudetenausläufer östlich der March. Verh. S. 132—139.  
Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus. Denkschr. Akad. Wiss., I. Teil mit 6 Taf., 42 S., II. Teil (1895) mit 5 Taf., 70 S.  
Eruptivgesteine im südlichsten Dalmatien. Verh. S. 249.
- 1894 Geologische Mitteilungen aus den Gebieten Pastroviechio und Spizza in Süddalmatien. Verh. S. 120—129.  
Vorläufige Notiz über den 2. abschließenden Teil der Arbeit: Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus. Anz. Akad. Wiss., 31, S. 243—247.
- 1895 Cephalopodenfunde in dem Muschelkalk von Brač in Süddalmatien. Verh. S. 319 bis 323.  
Einige Beobachtungen in dem Triasgebiete von Süddalmatien. Verh. S. 133—138.
- 1896 Über den geologischen Bau des nördlichen Teiles von Spizza in Süddalmatien. Verh. S. 95—119.  
Werfener Schichten und Muschelkalk in Süddalmatien. Verh. S. 325—331.  
Zur Stratigraphie der süddalmatinischen Trias. Verh. S. 379—385.
- 1898 Geologische Übersichtskarte der Insel Rhodus (mit Karte). Jahrh. 48, S. 517—688.
- 1899 Neue Ergebnisse der geologischen Durchforschung von Süddalmatien. Verh. S. 68—77.
- 1900 Vorlage des Kartenblattes: Mährisch-Neustadt—Schönberg. Verh. S. 191—198.
- 1901 Über das Vorkommen karbonischer Ablagerungen im süddalmatinischen Küstengebiete. Verh. S. 176—177.  
Beitrag zur Geologie der Landschalten Korjenići und Klobuk in der Hercegovina (mit Karte). Jahrh. S. 159—168.
- 1902 Zur Kenntnis der Quecksilbererz-Lagerstätten in Spizza, Süddalmatien. Verh. S. 302—309.
- 1903 Exkursionen in Süddalmatien. Exkursionsführer des IX. Intern. Geologenkongresses in Wien, Nr. XIII.  
Geologische Detailkarte von Dalmatien, Blatt Budua (Z. 36, Kol. XX, SW) 1:25.000.
- 1904 Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, Blatt Budua (Z. 36, Kol. XX, SW), 1:25.000, S. 1—66.  
Bericht über die Exkursion des Intern. Geologenkongresses in Süddalmatien. Comptes-Rendus de la IX. Session du Congrès géologique international. II. Fasc., S. 896—899.  
Neue Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie von Kleinasien. Comptes-Rendus de la IX. Session du Congrès géol. international. I. Fasc., S. 393—426.

- 1905 Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder, Blatt Mährisch-Neustadt und Schönberg (Z. 6, Kol. XVI), 50 S. Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mährisch-Neustadt und Schönberg. Jahrb. 55, S. 639—666.  
Vorläufige Mitteilung über die Tertiärablagerungen von Davas in Kleinasien. Anzeiger Akad. Wiss., 42, 4 S.
- 1906 Das Oberkarbon in der Gegend von Castellastua in Süddalmatien und dessen triadische Hülle. Verh. S. 337—342.  
Bemerkungen über den eozänen Flysch in dem südlichsten Teile Dalmatiens. Verh. S. 369—377.  
Notiz über die eruptiven Bildungen der Triasperiode in Süddalmatien. Verh., S. 397 bis 399.
- 1908 Über die jurassischen und kretazischen Ablagerungen von Spizza in Süddalmatien. Verh. S. 48—59.
- 1911 Tithon in dem Gebiete des Blattes Budua und in den angrenzenden Teilen des Blattes Cattaro. Verh. S. 311—322.
- 1912 Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien, 1:25.000, Blatt Spizza (Z. 37, Kol. XX), N- und S-Hälfte.
- 1913 Zur Geologie der Umgebung der Bocche di Cattaro. Verh. S. 137—142.
- 1916 Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des marinen Aquitanien von Davas in Karien (Kleinasien). I. Teil, SB. Akad. Wiss., 125, H. 5/6, S. 1—17, 2 Taf.
- 1917 Der Bau der Inseln Mezzo (Lopud) und Calamotta (Koločep) sowie des Scoglio S. Andrea bei Ragusa. Jahrb., 67, S. 229—238 (mit Karte 1:25.000).
- 1918 Bericht über die Feier des 70. Geburtstages des Vizedirektors der Geologischen Reichsanstalt Hofrat Michael Vacek. Verh. Nr. 10, S. 1—4.
- 1921 Kilka uwag o tektonice pasa mioceńskiego w okolicy Bochni. (Quelques remarques sur la tectonique du terrain miocène aux environs de Bochnia.) Bull. du Serv. géol. de Pologne, Varsovie, 1, S. 191—203.
- 1922 Kilka spostrzezeń geologicznych, poszyniowych w r. 1921 w okolicach Bochni. (Quelques observations géologiques effectuées en 1921 dans les environs de Bochnia.) Posiedz. Nankowe Pánstw. Inst. Geol. 3, S. 1ff.
- 1923 Spostrzeżenia geologiczne w podkarpackiej strefie okolic Bochni. (Observations géologiques dans la zone subcarpathique des environs de Bochnia.) Bull. Serv. géol. Pologne, 2, S. 97—101.
- 1924 Badania na terenie mioceńskim na wschód od Bochni i na wschód od Wieliczki. (Recherches dans le terrain miocène à l'Est de Bochnia et à l'Est de Wieliczka.) Bull. Serv. géol. Pologne, 2, S. 375—385.
- 1926 Über den Bau des Flyschsaumes in der Gegend von Bochnia. (O budowie rabka fliszu w okolicy Bochni.) Bull. Serv. géol. Pologne, 3, S. 640—653.
- 1927 Geologische Detailkarte des Gebirges um Budua in Süddalmatien. Jahrb. 77, H. 1/2, S. 195—204.
- 1929 Bemerkungen über die Binnenablagerungen in der Umgebung des Buldur Giöl in Kleinasien. 6. Jahrg. d. Poln. Geol. Gesellschaft, S. 1—18.
- 1932 Erläuterung zur geologischen Detailkarte der subkarpathischen Zone von Bochnia. Bull. Serv. géol. Pologne, 7 (2), S. 227—300.

# Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau.

Von Otto Weigel.

(Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 25.000 und 6 Abbildungen.)

Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide, herausgegeben von R. Brinkmann. Nr. 4.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung .....	11
1. Problemstellung .....	11
2. Rückblick auf die ältere Literatur .....	12
3. Topographische Übersicht .....	13
II. Stratigraphie .....	13
1. Untere Gosau .....	13
2. Mittlere Gosau .....	17
3. Obere Gosau .....	24
4. Nierentaler Schichten .....	26
5. Liesenschichten .....	28
III. Tektonik .....	29
1. Umrandung des Beckens .....	29
2. Lagerung im Beckeninneren .....	30
IV. Geologische Entwicklungsgeschichte .....	31
1. Untere Gosauzeit .....	31
2. Faltungsphase zwischen Unterer und Mittlerer Gosau .....	32
3. Mittlere Gosauzeit .....	34
4. Faltungsphase zwischen Mittlerer und Oberer Gosau .....	35
5. Obere Gosauzeit .....	36
6. Faltungsphase zwischen Oberer Gosau und Nierentaler Schichten .....	36
7. Nierentaler Zeit .....	38
8. Zeit der Liesenschichten .....	38
9. Tertiärzeit .....	38
Literaturverzeichnis .....	39

## I. Einleitung.

### 1. Problemstellung.

Unter den Oberkreidevorkommen der nördlichen Ostalpen hat das von Gosau schon seit langem besondere Aufmerksamkeit auf sich gezogen, da es durch verhältnismäßig große Ausdehnung, vollständige Schichtfolge und einen kaum übertroffenen Fossilreichtum ausgezeichnet ist. Der Name „Gosau“ als stratigraphische und fazielle Bezeichnung für die jüngere alpine

Oberkreide nahm von hier seinen Ausgang. Trotzdem fehlten bislang genauere Untersuchungen über die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse im Becken von Gosau. Auch die vorhandenen geologischen Karten zeigen entweder überhaupt keine Untergliederung oder aber nur ganz allgemeine Ausscheidungen, die z. T. rein petrographischer Natur sind.

Daraus ergab sich als erste Aufgabe dieser Arbeit die Kartierung und Gliederung der Oberkreide von Gosau nebst einer möglichst genauen stratigraphischen Einstufung ihrer Schichtfolge auf Grund der Lagerung und des Fossilinhalts. Daran schloß sich die zweite Aufgabe, nämlich die von Brinkmann (1934) festgestellten und vermuteten Schichtlücken und Diskordanzen genauer zu untersuchen und damit die geologische Entwicklungsgeschichte des Beckens und seiner Umrahmung zu klären.

Die vorliegende Arbeit wurde im Geologischen Staatsinstitut der Hansischen Universität zu Hamburg (Direktor Prof. Dr. R. Brinkmann) durchgeführt. Auf die Feldarbeiten wurden in den Jahren 1934 und 1935 insgesamt sieben Monate verwendet. Der Deutsche und Österreichische Alpenverein gewährte hierzu, wie auch zur Drucklegung, einen Zuschuß, für den ich an dieser Stelle meinen ergebensten Dank aussprechen möchte. Zu Dank verpflichtet bin ich ferner Herrn Berg-Ing. Dr. L. Riedel, Berlin, der die Bestimmung der Inoceramen übernahm, Herrn Dr. O. Kühn, Wien, der einen Teil der Rudisten bestimmte, und Herrn cand. H. Zapfe, Wien, für einige Mitteilungen über Fossilfunde.

## 2. Rückblick auf die ältere Literatur.

Die Erforschungsgeschichte möchte ich hier nur ganz kurz streifen, zumal ausführliche Darstellungen schon früher gegeben worden sind, so für die älteren Zeiten von Zekeli (1852), Reuß (1854) und Zittel (1866), neuerdings von Felix (1908). Ferner sei auf ein längeres Literaturverzeichnis bei Spengler (1918) hingewiesen.

Die erste geologische Beschreibung erfuhr die Oberkreide von Gosau schon vor 100 Jahren durch Sedgwick und Murchison (1831) und Boué (1832). 1854 gab Reuß eine eingehende Beschreibung und eine Karte des Beckens von Gosau, die Felix (1908) namentlich durch reiche Fossilisten ergänzte. Die Kartierung von Mojsisovics (1905) brachte demgegenüber nur geringe Fortschritte. Die tektonische Bedeutung der Gosauschichten wurde zuerst von Haug (1912) erkannt, ihre Stellung aber kaum richtig gedeutet. Sehr wichtig sind alsdann die Arbeiten von Spengler (1914, 1918) im Rahmen seiner Untersuchungen über die ostalpine Gosau und den juvavischen Deckenschub, in denen er geologisch-tektonische Übersichtsskizzen des Beckens von Gosau gab. 1934 und 1935 führte Brinkmann eine Neueinteilung der ostalpinen Oberkreide auf Grund geologischer und paläontologischer Merkmale durch.

Der paläontologische Inhalt der Gosau ist seit 1850 in einer Reihe von Einzelarbeiten beschrieben worden, insbesondere von Zekeli, Reuß, Hauer, Stoliczka, Zittel, Redtenbacher, Felix, Petraschek, Lambert, Kühn, Oppenheim, Brinkmann u. a.

### 3. Topographische Übersicht.

Das Becken von Gosau gehört z. T. dem oberösterreichischen Salzkammergut, z. T. dem Land Salzburg an, umfaßt eine Fläche von rund 40 km<sup>2</sup> und liegt in 700—1500 m Seehöhe. Die Wasserscheide, die ungefähr nord-südlich durch das Becken verläuft, trennt den oberösterreichischen Teil mit dem Dorf Gosau im E, der durch den Gosaubach zum Hallstätter See entwässert wird, vom salzburgischen mit dem Dorf Rußbach im W, von wo der Rußbach gegen Abtenau zur Lammer abfließt. Umgeben ist das Becken von erheblich höheren, vorwiegend triadischen Gebirgsmassen: im S den Ausläufern des Dachsteinmassivs, Gosaukamm und Plankenstein, im E der Plassengruppe, im N dem Hohen Kalenberg, im NW der Gamsfeldmasse.

Zur Kartierung wurde die neu erschienene „Österreichische Karte 1:25.000“ benutzt, u. zw. die Blätter 4951/6 Gosau, 4951/8 Gosauseen, 4951/5 Abtenau und 4951/7 Annaberg.

## II. Stratigraphie.

Das überwiegend von Wald, z. T. von Almwiesen bedeckte Gosaubecken bietet der stratigraphischen Untergliederung und Kartierung mancherlei Schwierigkeiten, da Aufschlüsse gewöhnlich nur in den Bachtälern, den „Gräben“, anzutreffen sind. Dazu tritt die relativ große petrographische Einförmigkeit der gesamten Gesteinsserie sowie Unregelmäßigkeiten infolge von Schichtstörungen und Diskordanzen. So ist es nicht verwunderlich, daß viele Autoren, die in diesem Gebiet gearbeitet haben, eine Untergliederung und Kartierung überhaupt für unmöglich hielten. Man beschränkte sich zumeist auf die Ausbeutung einzelner Fossilhorizonte oder auf eine rein petrographische Kennzeichnung. Die erste von Reuß (1854) durchgeführte Einteilung in eine fossilreiche untere Abteilung und eine fossilarme obere ist im wesentlichen richtig. Die untere, aus der so gut wie alle Makrofossilien der Gosau stammen, umfaßt die Untere und Mittlere Gosau, während Obere Gosau, Nierentaler und Liesenschichten der oberen Abteilung angehören. Spätere Versuche einer weiteren Untergliederung, insbesondere durch Zittel (1866), Kynaston (1894), Grossouvre (1901) und Felix (1908), erzielten nur geringe Fortschritte. Die im folgenden begründete und auf der beigefügten geologischen Karte durchgeführte Gliederung lehnt sich an die von Brinkmann (1934) gegebene an, geht aber in der Ausscheidung einzelner Horizonte erheblich über sie hinaus.

### 1. Untere Gosau.

#### A. Basalkonglomerate (Kreuzgrabenschichten).

Gemäß dem allgemeinen Einfallen nach SW streichen die Basalkonglomerate vor allem am Nordrand des Beckens aus, wo z. B. im Kreuzgraben nördlich Gosau ein vollständiges Profil vom Liegenden zum Hangenden erschlossen ist.

In diesem Gebiet ist an einigen Stellen das normale Auflager der Basalkonglomerate auf Trias zu sehen, so bei der Klause unterhalb der Bärenbachalm in 1080 m Höhe, welchen Punkt schon Spengler (1914, S. 280) erwähnte, und besonders deutlich südwestlich davon in etwa 1010 m Höhe; ferner im oberen Kreuzgraben in 1130 m Höhe (vgl. Profil 3

auf der geologischen Karte, Tafel II). Auch am Ostrand, an den Prielwänden und nördlich davon, ist Auflage zu beobachten (vgl. Profil 2 auf der geologischen Karte).

**Petrographische Kennzeichnung.** Die rund 200 m mächtige Serie besteht aus einer vielfachen Wechsellagerung von Konglomeratbänken und feinsandigen Letten von jeweils  $\frac{1}{2}$ —1 m Mächtigkeit. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Kalken und Dolomiten der Trias, z. T. aus jurassischen Hornsteinkalken und Hornsteinen. Besonders häufig sieht man Gerölle eines hellroten Kalkes, den ich für Hallstätter Kalk halten möchte. Exotische Gerölle sind nach meinen Beobachtungen nicht vorhanden. Die Geröllgröße ist bankweise verschieden. Es gibt Feinkonglomerate von wenigen Millimetern Korndurchmesser, welche dann zuweilen in körnige, bräunlich verwitternde Kalke mit vielen sandigen und kohligen Beimengungen übergehen. Solche Kalke oder Sandsteine sind nicht selten lagenweise in die Konglomerate eingeschaltet. In der Regel liegen Geröllgrößen zwischen 1 und 10 cm vor; aber auch ganz grobe Schüttung bis zu 1 m Blockdurchmesser habe ich beobachtet (Färbergraben). Eigentliche Breccien fehlen, vielmehr herrscht bei den kleinen und mittleren Größen ein recht guter Rundungsgrad vor. Innerhalb der Konglomeratbänke ist eine rohe Parallelschichtung zu erkennen; Kreuzschichtung wurde nicht beobachtet. Das Bindemittel ist mergelig bis kalkig, u. zw. bei den feineren Konglomeraten ziemlich fest, vorwiegend grau, zuweilen weißlich, während die größeren oft durch ein braunrotes oder braunes, mehr toniges Bindemittel nur locker verkittet sind. Die Letten sind feinsandig, weich, zumeist von grauer, aber auch hochroter und grünlicher Farbe. Häufig sind einzelne Gerölle eingestreut.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Fossilien sind aus den Basalkonglomeraten von Gosau nicht bekannt; wohl aber hat man bei Salzburg in wahrscheinlich gleichaltrigen Schichten unter den Glanecker Mergeln Süßwasserkonchylien und Pflanzenreste gefunden, die allerdings keinen stratigraphischen Leitwert besitzen. Von den Kreuzgrabenkonglomeraten des Beckens von Gosau läßt sich also nur aussagen, daß sie älter als die älteste darüber folgende marine Fauna sein müssen, d. h. älter als der obere Unteremscher.

**Fazielle Differenzierung.** Am ganzen Nordrand des Beckens, vom Bärenhach bis zum Randotal, bleibt die Mächtigkeit und Fazies dieses Komplexes ziemlich gleich. Am Ostrand hingegen schrumpft die Mächtigkeit auf 50—30 m zusammen und auch die Fazies ändert sich erheblich, indem die bunten Farben zurücktreten und Sandsteine und sandige Feinkonglomerate die groben Schotter weitgehend ersetzen.

#### B. Mergel mit Konglomerat- und Sandsteinbänken (Streiteckschichten).

**Petrographische Kennzeichnung.** Aus den Basalkonglomeraten entwickelt sich eine im Durchschnitt 50 m mächtige Serie von Mergeln, mergeligen Sandsteinen und Konglomeraten, die einmal im Edlbachtal und im unteren Kreuzgraben, vor allem aber östlich und nordöstlich von Rußbach, z. B. beim Streiteckhof, aufgeschlossen ist. Vom Liegenden her vollzieht sich der Übergang durch das Verschwinden der bunten Farben, die Abnahme der Geröllgröße und das Zurücktreten der Konglomeratbänke gegenüber immer mächtiger werdenden dunklen Mergeln, die wohlgerundete kleine

Gerölle führen. Im höheren Teil der Stufe werden die Konglomeratbänke durch ungefähr  $\frac{1}{2}$  m mächtige, schmutzgraue oder bräunliche, mergelige Sandsteinbänke mit vielen Kohlenschmitzen und nur noch vereinzelt Geröll ersetzt, die nach oben hin allmählich dünner werden und schließlich ganz verschwinden. Im unteren Stöcklwaldgraben ist z. B. folgende Schichtfolge zu sehen:

Hangend: fossilarme, weiche Mergel: Grabenbachschichten.

4. 30 m weiche Mergel mit dünnen Sandstein- und Schillkalkbänken, fossilreich.

3. 25 m fossilreiche, weiche Mergel.

2. 30 m Konglomeratbänke wechselnd mit fossilführenden Kalkmergeln und weichen Mergeln.

1. 40 m nicht erschlossen.

Liegend: grobe, rote Konglomerate — Kreuzgrabenschichten.

Fossilinhalt und Altersstellung. In den Mergelzwischenlagen finden sich in nach oben zunehmender Zahl marine Fossilien: Korallen, kleine Schnecken, Muscheln. Die vielbesuchten Fossilfundpunkte Edlbach, Stöcklwaldgraben und Franzangergraben („Rontograben“ der älteren Literatur, „Zimmergraben“ bei Felix, 1908) gehören zum größten Teil diesem Horizont an.

In zwei sandigen Schillkalkbänken des letztgenannten Grabens in etwa 975, bzw. 1015 m Höhe treten, stellenweise gehäuft, Hippuriten auf:

*Hippurites collicatus* Woodw.

*Hippurites* aff. *inaequicostatus* Münster.

*Hippurites felixi* nov. spec.

Letztere beiden wurden von O. Kühn bestimmt und scheinen im Becken von Gosau auf die Streiteckstufe beschränkt zu sein. Im Becken von Gosau ist der Franzangergraben nach meinen Beobachtungen die einzige Stelle, an der in dieser Stufe Rudisten vorkommen. Felix gibt allerdings aus dem Edlbach und unteren Stöcklwaldgraben Hippuriten an, die er ebenfalls zu *Hippurites Oppeli* Douv. stellt; sie dürften, falls sie aus dem Anstehenden stammen, sehr wahrscheinlich demselben Horizont angehören.

Außer Inoceramen, die infolge ihrer schlechten Erhaltung jedoch eine genauere Bestimmung kaum zulassen, finden sich, soweit bisher bekannt, keine stratigraphisch ausschlaggebenden Formen, wenn auch einige Arten, wie die Koralle *Cyclolites undulata* Blainv. und die Schnecke *Volutina laevis* d'Orb., auf diese Schichtstufe beschränkt zu sein scheinen. Man kann daher nur sagen, daß sie älter sein muß als oberer Unteremscher, dessen Fauna darüber folgt.

Fazielle Differenzierung. Im Rußbachtal kann man beobachten, wie von NW nach SE die Konglomerate gegenüber den Mergeln immer mehr zurücktreten. Während im Stöcklwaldgraben und im Randgraben (bei Punkt 948) zunächst mächtige Konglomeratbänke mit grauen, aber auch noch grünen und roten Mergeln wechseln und erst in höheren Lagen fossilreiche, rein graue Mergel jene ersetzen, wird östlich Rußbach die Geröllführung spärlicher, und graue Mergel und Sandsteine herrschen durchaus vor. Mit diesem Fazieswechsel ist eine Mächtigkeitsabnahme verbunden, indem die ganze Serie im oberen Rußbachtal nur etwa 30 m dick ist, während sie im Stöcklwaldgraben an 100 m Mächtigkeit erreicht. Am Ostrand des Beckens, an den Prielwänden, ist auch diese Stufe untypisch ausgebildet; hier folgen über den Basalkonglomeraten graue, schwach sandige Mergel ohne härtere Einlagerungen.

### C. Mächtige, dunkle Mergel (Grabenbachschichten).

**Petrographische Kennzeichnung.** Diese Stufe wird von 300 bis 500 m dunkelblaugrauen, meist weichen Mergeln gebildet, in denen nur gelegentlich Einlagerungen von Mergelkalken und dünnplattigen Sandsteinen auftreten. Die Mergel sind häufig hell- und dunkelgrau gebändert, im allgemeinen gut, manchmal aber auch sehr schlecht geschichtet. Der Erosion bieten sie wenig Widerstand, so daß sie durch die Wasserläufe oft in Form hoher, steiler Rutschungen („Pleiken“) weithin entblößt werden, wie auf der Westseite des Edlhachtals, im Grabenbach- und Nefgrabental.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Die Fossilführung ist gering und oft an durch Pyritverwitterung rötlich gefärbte Lagen gebunden. An leitenden Formen finden sich:

- Inoceramus cf. cycloides* Wegn. (Streiteck, etwa 30 m über der Unterkante).
- Muniericeras gosauicum* Hau. (Randograb, Nefgraben, 50 m über der Unterkante).
- Pachydiscus draschei* Redt. (ebenda).
- Mortoniceras tezanum* var. *quinquenodosum* Redt. (Grabenbach, 80 m unter der Oberkante).
- Baculites* sp. (ebenda).
- Inoceramus* ex aff. *subquadratus* Schlüt. (ebenda).
- Inoceramus cf. cordiformis* Sow. (ebenda).

Hiemit ist erwiesen, daß der tiefere Teil der Grabenbachmergel dem oberen Unteremscher, der höhere bereits dem Oberemscher angehört.

**Fazielle Differenzierung.** Während im Gebiet nördlich der Ortschaften Gosau und Rußbach diese Stufe fast ausschließlich mergelig ausgebildet ist und so gut wie keine härteren Einlagerungen führt, stellen sich im Nefgraben dünne, feinplattige Sandsteinbänke als Zwischenschaltungen ein. In noch höherem Maße ist das weiter westlich in einem kleinen Graben zwischen Nefgraben und Triebenbach in 840—910 m Höhe zu beobachten.

### D. Mergel mit Sandsteinbänken (Hochmooschichten).

An den Nordhängen des Biberecks, um das Hochmoos herum, wo in einigen Bachrissen besonders gute Aufschlüsse bestehen, läßt sich diese Stufe noch weiter unterteilen:

3. 120—150 m Obere Mergel mit Sandsteinbänken,
2. etwa 10 m Kalksandsteinbank,
1. 80—100 m Untere Mergel mit Sandstein- und Fossilkalkbänken.

**Petrographische Kennzeichnung.** Der untere Horizont besteht aus dunkelgrauen Mergeln, in die einige Dezimeter dicke Sandsteinbänke und vorwiegend aus Korallen- und Muschelresten bestehende Bruchschillbänke eingeschaltet sind. Die unter 2 genannte Sandsteinbank ist dickbankig bis fast massig entwickelt und besteht aus einem feinkörnigen, grauen Kalksandstein. Stellenweise sind mergelige Lagen eingeschaltet. Auch im nicht aufgeschlossenen Gelände tritt sie als Geländekante und Quellhorizont hervor und läßt sich daher ganz gut verfolgen. Der obere Horizont besteht wiederum aus grauen Mergeln mit eingeschalteten, wenige Dezimeter dicken Kalksandsteinbänken, die zuweilen voller Fossilien stecken.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Im Gegensatz zu den Grabenbachmergeln treten nun Fossilien sehr häufig auf. Die bekannten Fundpunkte

Hofer-, Tauern-, Hochmoos-, Schattau- und Nefgraben gehören z. T. dieser Stufe an. Die Fauna ist durch das Vorherrschen der Korallen und Mollusken gekennzeichnet. An Leitfossilien liegen, außer einigen kaum bestimmbar Inoceramen, aus dem Horizont 1 vor:

*Mortoniceras texanum* var. *quinquenodosum* Redt. (aus einem Parallelgraben westlich des Tauerngrabens und aus dem Nefgraben, etwa 30 m über der Unterkante sowie aus dem Hofergraben).

*Placenticeras incisum* Hyatt. (aus dem Hofergraben). Die Verlässlichkeit der älteren Fundortsangaben vorausgesetzt, würde das bedeuten, daß der untere Teil dieses Horizontes noch dem Oberemser angehört, während der höhere bereits den Grenzsichten zum Senon, bzw. dem tiefsten Senon zuzurechnen ist. Wie hoch ins Senon die Horizonte 2 und 3 hinaufreichen, läßt sich bislang leider nicht entscheiden.

Im Horizont 1 fand sich ferner:

*Hippurites oppeli* Douv. (aus den Parallelgräben westlich des Tauerngrabens in 940, bzw. 965 m Höhe und aus einem Seitenriß des Nefgrabens in 1020 m Höhe; etwa 10–50 m unter der Oberkante).

*Hippurites alpinus* var. *turbinatus* Zitt. (aus dem Hofergraben, nach Spengler [1918]).

*Hippurites* sp. (im Hofergraben, nach einer Mitteilung von Herrn cand. H. Zapfe). Es wäre dies der zweite Hippuritenhorizont im Becken von Gosau.

Fazielle Differenzierung. Vom Hofergraben über die Nordhänge des Biberecks bis in das Tal des Nefgrabens sind diese Schichten in Fazies und Mächtigkeit ziemlich gleichartig entwickelt. Im letztgenannten Gebiet wird nur die Unterkante etwas unklar, da ja dort die liegende Stufe, die Grabenbachschichten, schon Sandsteinbänke führt. Hier läßt sich nur noch der Horizont 2 durchverfolgen.

## 2. Mittlere Gosau.

### A. Untere Mittelgosau (Stöckelschichten).

Der untere Teil der Mittleren Gosau weist in petrographischer wie faunistischer Hinsicht manche Besonderheiten auf und erfordert daher eine eingehendere Beschreibung. Er beginnt mit einem Schichtpaket, das aus Kalken, Konglomeraten und Mergeln in vielfacher Wechsellage besteht und faziell sehr reich gegliedert ist. Nach oben hin verschwindet diese Faziesdifferenzierung, und es folgt ein ziemlich einheitlicher und mächtiger Mergelhorizont. Man kann also die untere Mittelgosau gliedern in:

2. 50–200 m Fossilmergel,
1. 0–50 m Basalschichten.

Auf der Karte sind die Basalschichten nur dort ausgeschieden, wo sie eine größere Mächtigkeit erreichen. Sofern es sich nur um dünnere Kalk- oder Konglomerathänke handelt, sind sie mit den Fossilmergeln vereinigt. Im Zusammenhang als stratigraphische Einheit sind die Basalschichten bisher noch nicht verfolgt und kartiert worden; man beschränkte sich darauf, die wichtigsten Fundpunkte für Hippuriten, Riffkorallen, Actäonellen und Nerineen anzugeben, die für diese Schichten besonders charakteristisch sind, wagte es aber nicht, sie miteinander in Verbindung zu setzen.

Petrographische Kennzeichnung. Die Konglomerate der Mittleren Gosau unterscheiden sich konstant von denen der Unteren, mit denen sie

oft verwechselt worden sind. Das Geröllmaterial — hellfarbige Kalke und Dolomite — ist allerdings dasselbe geblieben, nur die rötlichen Kalke treten zurück. Exotische Gerölle sind auch hier nicht vorhanden. Die Geröllgröße dagegen ist im allgemeinen bedeutend geringer als bei den Konglomeraten der Unteren Gosau und geht selten über 5 cm Durchmesser hinaus. Das Bindemittel ist reiner kalkig, ziemlich fest, von grauer bis weißer Farbe. Rotfärbung des Bindemittels habe ich, abgesehen von einigen Vorkommen im Südostzipfel des Beckens, nicht beobachtet. In der Regel sind die Konglomerate in dünneren, selten bis einige Meter dicken Bänken ausgebildet. Oft wiegt der Kalk gegenüber den Geröllen vor, sei es, daß nur einzelne Gerölle im Kalk eingestreut liegen, sei es, daß Konglomeratlinsen eingeschaltet sind. Gelegentliche Funde mariner Fossilien sowie die häufige Wechsellagerung mit marinen Fossilkalken erweisen, daß es sich um marine Strandablagerungen handelt, im Gegensatz zu den terrestrischen Konglomeraten der Unteren Gosau. Die Kalke sind meist fein- bis grobkristalline Marmorkalke, grau oder rein weiß, gelblich oder rötlichgelb gefärbt. Sie treten gewöhnlich in Form von dicken Bänken auf, die infolge ihrer Festigkeit Geländekanten bilden. Stellenweise sind sie auch ganz feinkörnig entwickelt und dann nicht leicht vom Dachsteinkalk zu unterscheiden. Es dürfte sich überwiegend um stark umkristallisierte Rudistenriffkalke und -riffbreccien handeln; jedenfalls tritt der klastische Charakter durch gelegentliche Gerölleinstreuungen deutlich hervor. Daneben gibt es aber auch kaum umkristallisierte Rudistenriffkalke, die mergeliger sind und daher leichter verwittern. Die in ihnen enthaltenen Fossilien unterscheiden sich durch größere Häufigkeit und durch einen verhältnismäßig guten Erhaltungszustand von denen der Marmorkalke.

Die Mergel, die im oberen Teil vorherrschen, aber auch schon im unteren von Bedeutung sind, sind weich und, zum Unterschied von den dunkelblaugrauen Mergeln der Unteren Gosau, hellgrau. Infolge ihrer Weichheit neigen sie wie jene zur Bildung von Rutschungen, die leicht in gelblichen bis hellbräunlichen Tönen verwittern. Sie sind im allgemeinen weniger sandig und weniger gut geschichtet. Ein weiterer auffälliger Unterschied ist ihre außerordentlich reiche marine Fossilführung. Daneben sind die auf die Gegend der Neualpe beschränkten Brack- und Süßwassermergel zu nennen, die einige dünne Kohlenlagen enthalten. Diese Kohle, auf welche schon mehrfach Schürfvorsuche angestellt worden sind, ist wirtschaftlich bedeutungslos, da die Flözchen viel zu dünn sind und außerdem der ganze Schichtkomplex bei der Neualpe stark gestört ist. Schließlich finden sich an der Basis der Mittleren Gosau vereinzelt Kalksandsteine von geringer Mächtigkeit in Verbindung mit kalkigen Konglomeraten.

Fossilinhalt und Altersstellung. Die Fauna der unteren Mittelgosau ist außerordentlich reich entwickelt und übertrifft an Individuen- und Artenzahl jeden andern Horizont der Gosau. Die Basalschichten sind charakterisiert durch Rudisten (vor allem Hippuriten), Riffkorallen und große, dickschalige Schnecken (*Actaeonella*, *Nerinea*). Auf weite Strecken sind echte Riffe vorhanden, so am Gschröfpalten nordwestlich Gosau und bei Stöckl nordöstlich Rußbach. Die fossilreichen Bänke und Riffe sind jedoch nicht regelmäßig auf den ganzen Bereich verteilt, sondern finden sich mehr in Form lokaler Anhäufungen, denen dann Gebiete geringer oder fehlender Fossilführung gegenüberstehen.

Die reiche Hippuritenfauna setzt sich aus einer großen Anzahl verschiedener Arten und Formen zusammen, die meines Erachtens durch die bestehende Systematik nur unvollkommen erfaßt werden.

Ich konnte folgende Arten feststellen:

*Hippurites colliciatas* Woodw.

*Hippurites tirolicus* Douv. (fast ausschließlich auf das Riff am Gschrópfalten beschränkt).

*Hippurites oppeli* Douv.

*Hippurites sulcatus* Deffr. var. *alpina* (Neualpe).

*Hippurites atheniensis* Ktenas (Reut unterhalb Rußbach; Riesenformen).

*Hippurites gosaviensis* Douv.

*Hippurites boehmi* Douv.

Im ganzen sind aus den Basalschichten der Mittleren Gosau bisher zwölf Hippuritenarten bekanntgeworden, d. s. zwei Drittel aller in den Ostalpen vorkommenden Arten. Über ihre biogeographischen Beziehungen und ihre Altersstellung gibt die folgende Tabelle (S. 19) Auskunft. Sie stützt sich hauptsächlich auf die Angaben von Kühn (1932), wozu jedoch zu bemerken ist, daß diese nicht durchwegs sicher sind. So ist z. B. das Hinabreichen des *Hippurites gosaviensis* Douv. ins Oberturon, das meines Wissens auf Grund seiner angeblich sehr tiefen stratigraphischen Lage im Becken von Gosau angenommen wurde, eine kaum begründete Annahme. Aus der Tabelle ergibt sich, wenn man von den ganz unsicheren Arten absieht, für die mittelgosauischen Hippuriten eine Altersstellung Obersanton—Untercampan.

	Vorkommen außerhalb der Ostalpen						Altersstellung					
	Südfrankreich	Karpathen	Apuunin und Sardinien	Südalpen	Balkan	Vorderasien	Ob. Angoum	Gonic	Unt. Santon	Ob. Santon	Unt. Campan	Ob. Campan
1. <i>Hippurites colliciatas</i> Woodw.	+	+	+		+	+	+				+	+
2. <i>Hippurites nabresinensis</i> Futt.	+	+	+		+	+				+		
3. <i>Hippurites sulcatus</i> Deffr. ....	+	+			+	+				+	+	
4. <i>Hippurites gosaviensis</i> Douv.	+			+	+		+	+	+	+	+	
5. <i>Hippurites oppeli</i> Douv. ....			+	+	+						+	
6. <i>Hippurites inaequicostatus</i> Münst. ....				+				+			+	+
7. <i>Hippurites boehmi</i> Douv. .... ( <i>Hippurites chalmasi</i> Douv.)		+			+			+	+	+	+	+
8. <i>Hippurites praesulcatus</i> Douv.						+			+	+	+	+
9. <i>Hippurites tirolicus</i> Douv. ... ( <i>Hippurites organisans</i> Montf.)					+	+				+	+	
10. <i>Hippurites alpinus</i> Douv. ....	+							+	+			
11. <i>Hippurites carinthiacus</i> Redl.									+	+		
12. <i>Hippurites atheniensis</i> Ktenas					+		+			+	+	

(In Klammern: nahe verwandte nichtalpine Arten).

Die spärlichen Echinidenreste der unteren Mittelgosau, die von Lambert (1907) und Kühn (1925) beschrieben worden sind, lassen leider keine einwandfreie Altersbestimmung zu, da es sich fast durchwegs um neue Formen handelt. Eine dem *Micraster carentonensis* Lamb. nächstverwandte Form läßt auf Campan schließen, einige andere Formen zeigen nahe Beziehungen zu Arten des Dan. Cephalopoden sind, abgesehen von einigen Nautiliden,

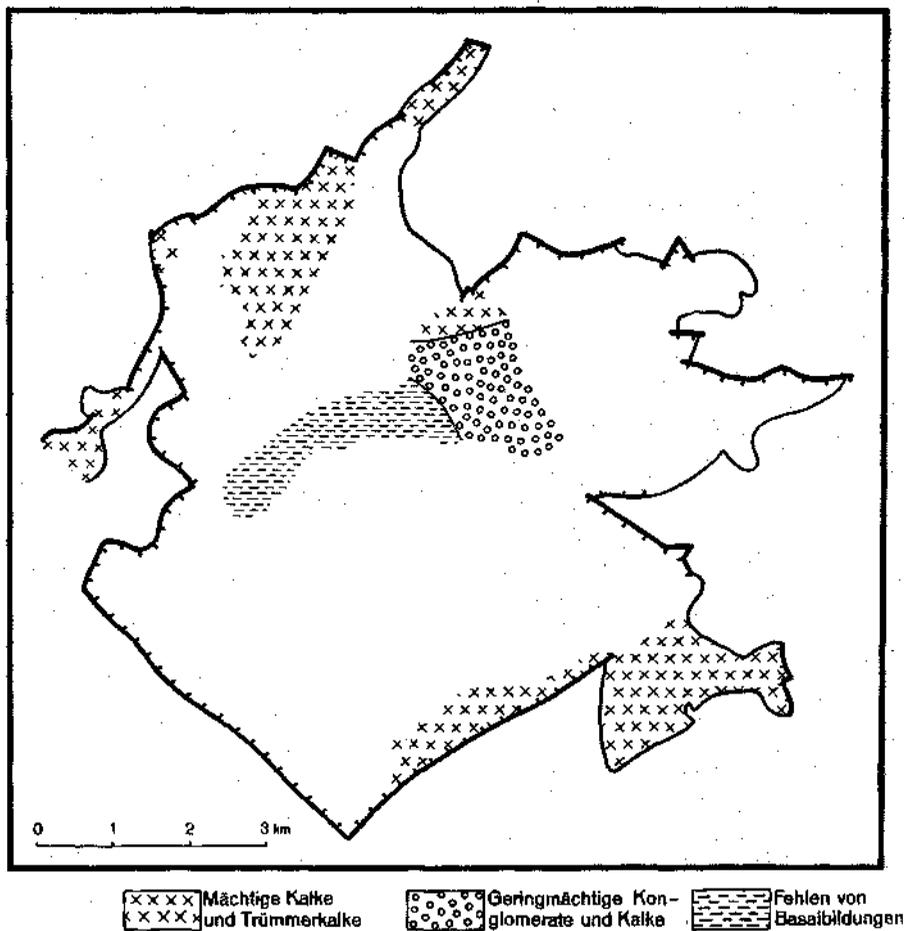


Abb. 1. Fazieskarte der Basalschichten der Mittleren Gosau.

aus diesen Schichten, wie überhaupt aus der Mittleren Gosau, nicht bekanntgeworden. Dagegen fand ich in den Fossilmergeln des Finstergrabens einige kleine Inoceramen, die nach einer Mitteilung von Herrn Berg-Ing. Dr. L. Riedel auf Oberes Granulatenssenon oder Unteres Quadratenssenon deuten, was etwa dem Unter campan entsprechen würde.

**Fazielle Differenzierung.** In den Basalschichten der Mittleren Gosau lassen sich drei Faziesbereiche herausheben: ein vorwiegend kalkiger, ein kalkig-mergeliger und ein vorwiegend mergeliger (vgl. Abb. 1). Der erst-

genannte, welcher ausgedehnte randliche Teile des Beckens umfaßt, ist durch mächtige, mehr oder weniger umkristallisierte Riffkalke und Riffbreccien, verbunden mit kalkigen Konglomeraten, ausgezeichnet, wogegen Mergel- einlagerungen stark zurücktreten. Als Beispiel für diese Entwicklung sei das großartige Riff von Stöckl genannt, das schon Felix (1908) erwähnte (vgl. Abb. 2 a), ferner die weithin sichtbare Kalkbank, die von Reut tal- abwärts streicht, die hippuritenführenden Kalke vom Hochsattel nördlich Rußbach und beim Gosauschmied im Gosau-Hintertal. Am Gschröfpalfen ist der Nordteil der dortigen Mittleren Gosau, den Felix für Dachsteinkalk hielt, in dieser Fazies ausgebildet; *Hippurites oppeli* Douv., der wichtigste Riffbildner von Stöckl, kommt auch hier vor. In den Bereich der Kalkfazies gehören auch die hellen Kalke und Konglomerate, die im oberen Randotal unterhalb der Neualpe anstehen und an einigen Stellen Actäonellen, Nerineen, Hippuriten und Riffkorallen führen (vgl. Abb. 2 b). In diese Kalke eingeschaltet liegt eine höchstens 20 m dicke Lage von dunklen, weichen Mergeln mit dünnen Kohlenflözchen. Die Fauna, die diese Mergel geliefert haben, besteht nach Stoliczka (1860) zum größten Teil aus Süß- und Brackwasser- bewohnern. Die Altersstellung dieses Komplexes ist viel erörtert worden; meines Erachtens spricht sowohl die kalkig-konglomeratische Fazies wie auch der Fossilinhalt für untere Mittelgosau. Faziiell etwas abweichend entwickelt ist der Komplex von dickbankigen, feinschichtigen Kalken von weißer, gelblicher und rötlicher Farbe, seltener grauen Mergeln, der an der Südostecke des Gosaubeckens, gegen den Plankenstein zu, erhebliche Flächen einnimmt und an vielen Stellen transgressiv auf Trias- und Jurakalk liegend aufgeschlossen ist. Wegen seiner Ähnlichkeit mit dem Dachsteinkalk wurde dieses Gostein oft mit dem Dachsteinkalk verwechselt. Erst Spengler (1914) wies darauf hin, daß es sich um Gosau handle und verglich es mit dem Forellenmarmor vom Untersberg bei Salzburg. Petrographisch bestehen gewisse Ähnlichkeiten mit den Kalken beim Gosauschmied, weshalb ich beide für gleichartig halten möchte. Actäonellen und Seeigel, die in diesem so gut wie fossilieren Komplex gefunden worden sind, lassen leider keine einwandfreie Altersbestimmung zu; seiner Lagerung nach gehört er zwischen tiefere Unter- gosau und Obergosau.

Der zweite Faziesbereich umfaßt die Riffbildungen der Unt. Gschröfpalfen nordwestlich Gosau. Hier folgt über einem dünnen Basalkonglomerat eine bis 25 m mächtige Wechsellagerung von Kalkeu, Konglomeraten und Mergeln, in denen viele, z. T. gut erhaltene Fossilien enthalten sind (vgl. Abb. 2 c und d). Die einzelnen Bänke wechseln nach Stärke und Ausdehnung, so daß schon Profile aus benachbarten Bachrissen kaum eine bankweise Vergleichung zulassen. *Hippurites oppeli* Douv. habe ich hier nicht gefunden, dagegen scheinen *Hippurites tirolicus* Douv. und *Hippurites boehmi* Douv. für diese Ausbildung der Basalschichten charakteristisch zu sein. Etwas abweichend ausgebildet ist das Gebiet zwischen Tauerngraben und Vordergosau, wo an der Basis der Mittleren Gosau ein geröllführender Sandkalk bis Kalksandstein liegt (vgl. Abb. 2 e). Hippuriten scheinen hier nicht vorzukommen.

Der dritte Faziesbereich umfaßt den Nord- und Nordwesthang des Biber- ecks westlich Gosau und ist durch das fast völlige Fehlen größerer Basal- bildungen gekennzeichnet. Im Nefgraben, wo die ganze Stufe nur eine geringe Mächtigkeit erreicht, ist noch eine etwa 1 m dicke Mergelkalkbank mit Hip-

puriten und sehr vielen Korallen vorhanden (in 1045 m Höhe). Am Nordhang des Biberecks scheint auch diese Bank auszuweichen, so daß sich trotz mancher Aufschlüsse eine sichere Grenze zwischen Unterer und Mittlerer Gosau hier nicht ziehen läßt. Auch am Westhang bleibt die Grenzziehung infolge der schlechten Aufschlüsse höchst unsicher.

Die fazielle Differenzierung der hippuritenführenden Mittleren Gosau läßt nunmehr eine Erklärung der auffälligen Unterschiede in der Zusammensetzung der Hippuritenfauna verschiedener Fundpunkte zu. Auf Grund dieser Unterschiede haben frühere Autoren für das Gosauer Becken eine Reihe von Hippuritenhorizonten aufgestellt, denen ein Alter vom Oberangium bis ins Untercampan zugeschrieben wurde (Douvillé [1897], Grossouvre [1901], Felix [1908]). Aus der Lagerung der Hippuritenkalke dieser angeblich verschiedenen Horizonte ergeben sich meines Erachtens keinerlei Beweise für ein wesentlich verschiedenes Alter. Es handelt sich also offenbar nicht um eine Sonderung in der Vertikalen in Gestalt mehrerer Hippuritenhorizonte, sondern um ökologisch differenzierte, aber im wesentlichen gleichzeitig nebeneinander bestehende Rifffauen. Sicher älter als das Haupttriff an der Basis der Mittleren Gosau ist dagegen das der unteren Untergosau (vgl. S. 15) sowie das der oberen Untergosau (vgl. S. 17).

### B. Obere Mittelgosau (Randoschichten).

**Petrographische Kennzeichnung.** Der obere, fossilarme Teil der Mittleren Gosau besteht aus sandigen Mergeln, Sandkalken, Sandsteinen und Konglomeraten. Wieder lassen sich zwei Horizonte unterscheiden:

2. 100—200 m Mergel und Sandsteine.
1. 10—15 m Sandkalkbank.

Der untere Horizont besteht aus grauem, feinem Sandkalk und Kalksandstein und ist meist an der dicken, bräunlichen Verwitterungsrinde sowie an der eigenartigen knolligen, konglomeratähnlichen Oberfläche der Schichtköpfe kenntlich. Er tritt als Geländekante noch schärfer hervor als die Sandsteinbank in den Hochmooschichten und ist weithin aufgeschlossen und gut zu verfolgen. Sandkalkbänke von geringerer Mächtigkeit treten auch im oberen Teil auf; sie wechseln dort mit mehr oder weniger kalkhaltigen Sandsteinbänken von  $\frac{1}{4}$  bis 1 m Dicke. Diese Sandsteine sind dunkelgrau, meist gut geschichtet, zuweilen feinschichtig. Die nur lokal auftretenden Konglomerate unterscheiden sich nicht wesentlich von den Basalkonglomeraten der Mittleren Gosau, es sei denn, daß sie noch geringere Geröllgröße und -dichte zeigen. Die Mergel sind im allgemeinen sandiger als die Fossilmergel; im übrigen unterscheiden sie sich, abgesehen von der spärlichen Fossilführung, kaum von jenen.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Außer einigen kleinen Einzelkorallen und Mollusken finden sich:

*Inoceramus* sp. (Hochmoosgraben, Horizont 1).

*Actaeonella conca* Zek. (Horizont 2; in einer Sandkalkbank, die an der bekannten „Schneckenwand“ nordöstlich Rußbach in 1180 m Höhe und unterhalb dieser Stelle in 930 m Höhe gut aufgeschlossen ist).

*Inoceramus* cf. *cycloides* var. *quadrata* Riedel (im oberen Schattaugraben in 1085 m Höhe, 40 m unter der Oberkante).

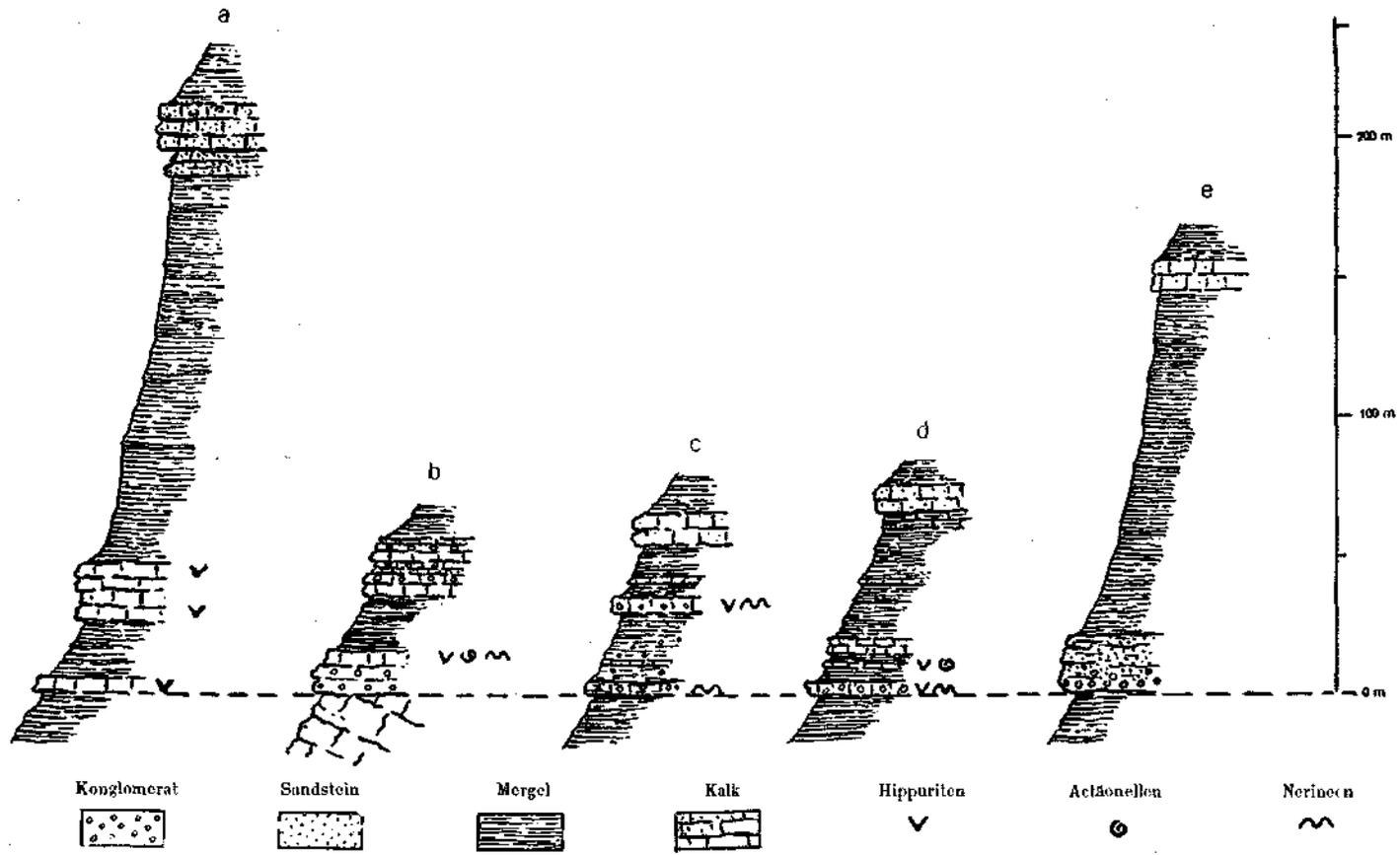


Abb. 2. Profile durch die untere Mittelgosau.  
 a = Stöckl.    b = Oberer Randgraben.    c = Paß Gschüttgraben.    d = Wegscheidgraben (östlich Paß Gschütt).    e = Finstergaben.

Rudisten wurden in der oberen Mittelgosau nicht gefunden.

Durch den letztgenannten *Inoceramus* ist das Alter dieses Horizontes nach Angaben von Herrn Berg-Ing. Dr. L. Riedel als unteres, allerhöchstens unterstes Mittel-Quadratensenon (also oberes Untercampan) bestimmt.

Fazielle Differenzierung. Innerhalb der oberen Mittelgosau lassen sich zwei Faziesbereiche trennen, von denen der eine die Nordhänge des Biberecks, der andere das Randotal umfaßt. Im ersten sind die beiden Unterstufen deutlich verschieden. Die Sandkalkbank wird dort kaum über 10 m mächtig und ist nirgends konglomeratisch ausgebildet; im oberen Horizont herrschen weiche Mergel vor, in die wenige Dezimeter dicke Bänke von Sandkalken und Sandsteinen eingeschaltet sind. Nach E zu werden die Sandsteinbänke häufiger, wie die Aufschlüsse im Graben südlich des Finstergrabens zeigen. Zugleich schwillt die Mächtigkeit der ganzen Stufe bis auf 230 m an; bei den schlechten Aufschlüssen ist es jedoch nicht ausgeschlossen, daß diese große Mächtigkeit durch Störungen vorgetäuscht wird. Im Randotal wird die Sandkalkbank, die in einer kleinen Klamm des Randobaches in 880 m Höhe aufgeschlossen ist, 15 m mächtig und führt in ihrem hangenden Teil Gerölle. Dünnplattige Sandsteinbänke leiten hier sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden über. Der obere Horizont besteht, im Gegensatz zur südlichen Fazies, aus gebankten bis kompakten Sandkalken und Kalksandsteinen, wogegen die Mergel zurücktreten. Im obersten Teil stellen sich dünne Lagen und Bänke eines feinen kalkigen Konglomerates ein. Infolge der petrographischen Ähnlichkeit der Mittelgosauhorizonte und der sehr schlechten Aufschlüsse ist die Grenzziehung im östlichen Teil des Randogebietes etwas unsicher.

### 3. Obere Gosau.

Petrographische Kennzeichnung. Gutgeschichtete polygene Breccien, Quarzsandsteine und mächtige sandige Mergel charakterisieren den im Durchschnitt etwa 300 m mächtigen Schichtkomplex der Oberen Gosau durch seine ganze vertikale und horizontale Erstreckung und lassen immer eine leichte Unterscheidung von älteren Gosaubildungen zu.

Die Breccien, die zuweilen auch höhere Rundungsgrade aufweisen, sind meist fein (bis zu 10 mm Durchmesser) und in stetigem Übergang mit feinhrecciösen Sandsteinen verbunden. Größere Breccien mit Geröllen bis zu 10 cm und mehr kommen nur ausnahmsweise vor. Das Geröllmaterial besteht aus Triaskalken und -dolomiten der Umgebung, daneben sind Quarzit- und Sandsteinkomponenten aus den Werfener Schichten nicht selten. Außer kleinen Quarzkörnern scheint exotisches Material zu fehlen. Infolge der gemischten Zusammensetzung zeigen die Breccien immer ein charakteristisches Aussehen, wobei besonders die Farben schwarz, rot und gelb zusammen auftreten. Das sandig-kalkige Bindemittel hingegen ist grünlich gefärbt. Die Breccienbänke sind verhältnismäßig dünn (im Mittel 10–30 cm, nur lokal mächtiger) und liegen in der Regel an der Basis von Sandsteinbänken, die jeweils in einer Mächtigkeit von mehreren Metern in die Mergel eingeschaltet sind. Besonders deutlich ist dies in den Schleifsteinbrüchen auf der Resen südöstlich Gosau zu sehen, wo die abgebauten „Lager“ jedesmal mit einer Feinbreccienbank, dem sogenannten Schmiedstein, beginnen. Die

Sandsteine sind durchweg gutgeschichtet, oft feinschichtig und zerfallen dann leicht in große, dünne Platten; es handelt sich gewissermaßen um eine feinkörnige Ausbildung der obengenannten Breccien vom gleichen grünlichen, oft buntgefleckten Aussehen. Auf der Ressen werden diese Sandsteine seit alters her gebrochen und kommen als „Gosauer Schleifsteine“ in den Handel. Neben den Mikrobreccien finden sich, besonders in den höheren Lagen, Sandsteine mit gerundetem Korn und mehr tonig-mergeligem Bindemittel. Sie zeigen oft Kriechspuren und längliche Wülste verschiedener Art und Größe auf den Schichtflächen. Die Mergel, die einen großen Teil der Oberen Gosau ausmachen, sind im Gegensatz zu denen der Unteren und Mittleren sandig, oft glimmerig. Sie sind fast überall gutgeschichtet, ja in der Regel feinschichtig ausgebildet. Alle petrographischen Übergänge von den Mergeln über die Sandsteine zu den Breccien sind vielfach vertreten.

Die Basis der Oberen Gosau ist besonders östlich des Gosautales abgeschlossen. So fand ich in der Nähe der Grubenalm an einigen Punkten rötlich gefärbte, dünnplattige, mergelige Sandsteine der Oberen Gosau auf mittelgosauischen Kalken aufliegend; unweit davon liegen an der von Spengler (1914, S. 280) erwähnten Stelle dieselben Sandsteine transgressiv auf Dachsteinkalk.

Zwei weitere Punkte, an denen das Auflager der Oberen Gosau auf Triaskalk zu sehen ist, befinden sich nordwestlich des Gratzenhofes in Gosau. Hier liegt, schon von Spengler (1913) in einer kurzen Notiz erwähnt, dicht unterhalb des Waldrandes eine Triaskalkscholle im Kontakt mit typischer Obergosaubreccie. Weiter oberhalb, in 910 m Höhe, befindet sich eine von Herrn Prof. Dr. R. Brinkmann entdeckte, ähnliche, aber kleinere Triaskalkklippe, auf der konkordant und transgressiv eine dünne Feinbreccienbank (Korn bis 5 mm) sowie weiche Mergel liegen. Es dürfte sich hier wohl ebenfalls um Obere Gosau handeln.

Meist läßt sich die Basis der Oberen Gosau weniger gut festlegen. Als sicherer Horizont im liegenden Teil lassen sich die untersten Breccienbänke ziemlich gut verfolgen. Da aber ein Teil der Mergel in ihrem Liegenden wahrscheinlich schon zur Oberen Gosau gehört, worauf stellenweise Rotfärbung und Einschaltungen von Sandsteinbänken hindeuten, muß die Unterkante tiefer liegen; eine scharfe Abgrenzung gegen die petrographisch ähnlichen Mergel der oberen Mittelgosau ist schwierig, wie das folgende Teilprofil vom Nordhang des Biberecks zeigt:

Hangend: Mergel, Sandsteine, Breccien.

- |    |       |   |                   |
|----|-------|---|-------------------|
| 8. | 1 m   | Sandstein.  | } Mittlere Gosau. |
| 7. | 1 m   | bunte Breccie.                                      |                   |
| 6. | 60 m  | plattige sandige Mergel.                            |                   |
| 5. | 2 m   | plattiger mergeliger Sandstein.                     |                   |
| 4. | 16 m  | graue Mergel.                                       |                   |
| 3. | 0.5 m | gutgebankter graner Sandstein, Basis grob und bunt. |                   |
| 2. | 60 m  | hellgraue weiche Mergel.                            |                   |
| 1. | 10 m  | Sandkalk.   |                   |

Auf der Westseite des Gosautals, von der Roten Wand bis ins Glaselbachtal, läßt sich eine als Geländekante scharf hervortretende, besonders grob und mächtig ausgebildete Sandstein- und Breccienbank gut verfolgen und kartieren, die, ungefähr in der Mitte der Oberen Gosau gelegen, diese

in zwei Abteilungen unterteilt (vgl. die geologische Karte, Taf. II). Diese „Leitbank“ setzt sich zusammen aus:

2. 2— 4 m hellgrauem Sandstein, plattig, selten kompakt.
1. 0.5—1.5 m Breccie mit Geschieben bis zu 10 cm Durchmesser.

Auf der Ostseite des Gosautales ist sie in ähnlicher Ausbildung stellenweise vorhanden, wegen der schlechten Aufschlüsse aber nicht kartierbar.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Organische Reste sind, abgesehen von vereinzelten kohligen Lagen und den erwähnten Kriechspuren, in der Oberen Gosau nicht gefunden worden. Diesbezügliche Angaben bei Felix (1908) u. a. beziehen sich auf die Vorkommen bei der Katzhofalm in der Südostecke des Beckens, und diese gehören der Mittleren Gosau an. Die stratigraphische Einstufung der Oberen Gosau kann daher nur auf Grund fossilführender Liegend- und Hangendschichten vorgenommen werden. Danach ist sie jünger als oberes Untercampan und älter als Maastricht.

**Fazielle Differenzierung.** Eine abweichende Ausbildung der untersten Breccienbank in Form mehrerer Meter mächtiger Breccien von sehr grober Beschaffenheit ist an zwei Punkten beiderseits des Gosautals (südlich vom Finstergraben und südlich vom Hofer) zu beobachten. Auch in höheren Lagen kommen an den Hängen des Gosautales gröhere Breccien mehrfach vor; im W dagegen, im Gebiet des Rußbachs, herrscht im allgemeinen feineres Korn vor. Die grohe Breccienbank der Ostseite läßt sich hier nicht mehr nachweisen.

#### 4. Nierentaler Schichten.

**Petrographische Kennzeichnung.** Die Nierentaler Schichten bauen sich aus den bekannten weißen, rötlichen und grünlichen, gebankten, foraminiferenreichen Mergeln und Mergelkalken mit gelegentlichen klastischen Einlagerungen auf. Diese Einschaltungen bestehen im unteren Teil im wesentlichen aus hellgefärbten, dünnplattigen, feinen Kalksandsteinbänken, die auf den Schichtflächen meist einen Glimmerbelag zeigen, während im oberen Teil auch gröbere Sandsteine und feine Phyllitbreccien vorkommen.

Die Abgrenzung gegen die Obere Gosau ist nicht leicht, denn die rötlichen Mergel faugen schon in der Oberen Gosau an, wenn sie auch nicht die typische rote Färbung aufweisen wie weiter oben, sondern mehr rötlichgrau sind; andererseits sind hunte Feinbreccien besonders im unteren Teil der Nierentaler nicht selten. Am besten wird die Grenze dahin gelegt, wo die klastischen Einlagerungen zurücktreten, d. h. an die Basis der ersten intensiv roten Kalkmergelschicht. Das folgende Profil aus dem Elendgraben südlich Rußbach zeigt die Ausbildung der Übergangsschichten von der Oberen Gosau zu den Nierentalern:

Hangend: Grünliche Mergelkalke mit roten Mergellagen.	}	Nierentaler.
5. 20 m grünliche Mergelkalke.		
4. 8 m rosa Kalkmergel.	}	Obere Gosau.
3. 8 m vorwiegend rötliche harte Mergel mit Breccienbänken wie 2.		
2. 15 m graue harte Mergel mit dünnen Feinbreccienbänken, vereinzelt rötliche Lagen.		
1. 2 m Sandstein mit Breccienbasis.		
Liegend: Graue Mergel mit Sandstein- und Breccienbänken.		

An einigen Stellen liegen die roten Basalschichten der Nierentaler transgressiv auf älteren Schichtgliedern, so z. B. im Küblergraben am Südhang des Bodenberges westlich

Rußbach in 800—1000 m Höhe (vgl. Abb. 3); an einer schon von Spengler (1914, S. 287) erwähnten Stelle ist folgendes Profil zu sehen:

Hangend: Mächtige rote und grüne Mergelkalke.

2. 1 m tiefröte Kalkmergel, im liegenden Teil eine 1 dm dicke Bank feiner, rötlicher Breccie.

1. 0.5 m sehr weiche, grüne Mergel.

Liegend: Triasdolomit.

Bemerkenswert erscheint das Vorkommen von umgelagerten Triaskalkblöcken in diesen Schichten, wie ich es an zwei Stellen (östlich und westlich des Hornspitzes) feststellen konnte. Es handelt sich um völlig isoliert im pelitischen Sediment liegende, kaum gerundete Blöcke eines gelben Kalkes (wahrscheinlich Hallstätter Kalk) von einigen Dezimetern Durchmesser. Eine Deutung dieser eigenartigen Einschlüsse vermag ich nicht zu geben; jedenfalls ist eine nachträgliche tektonische Einpressung unwahrscheinlich.

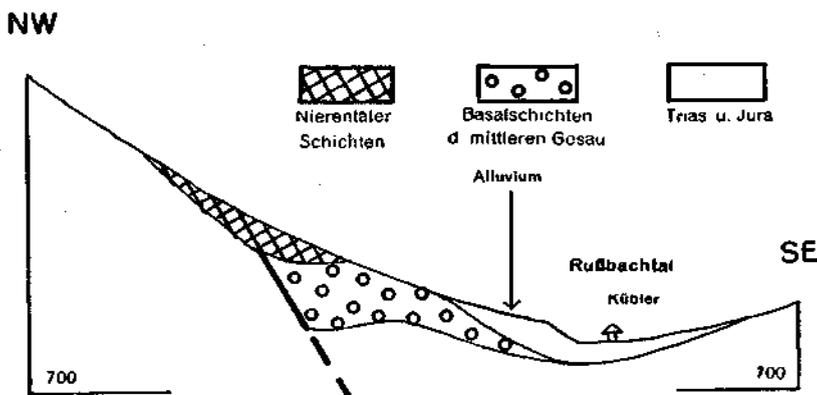


Abb. 3.

Übergreifen der Nierenlaler über den Randbruch des Gosaubeckens bei Kübler westl. Rußbach.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Makrofossilien sind in den Nierenlaler Schichten von Gosau nicht gefunden worden. Nach Brinkmann (1935) sind sie den Inoceramenmergeln von Niederösterreich und dem Horizont von Krampen gleichzustellen und gehören somit dem Maastricht an.

Fazielle Differenzierungen ließen sich innerhalb dieser Stufe nicht feststellen.

**Untergliederung.** Auf Grund der Färbung und der klastischen Einlagerungen lassen sich innerhalb des gesamten, etwa 400 m mächtigen Komplexes vier charakteristische Unterstufen ausscheiden, die besonders auf der Ostseite des Hornspitzes deutlich hervortreten. Auf der Westseite, wo der tektonische Bau etwas komplizierter ist, kann die Abgrenzung der Unterstufen nicht so sicher durchgeführt werden. Es bleibe dahingestellt, ob diese Gliederung auch auf andere Teile der Ostalpen anwendbar ist.

Die Unterstufen sind folgendermaßen charakterisiert:

4. 50 m graue Mergelkalke und Sandsteine. Wechsellagerung von ziemlich festen, gutgebankten, grau-grünen Kalken mit grauen, z. T. feinschichtigen Sandsteinen mit viel Phyllitmaterial. Rote Farben fehlen. Fazielle Übergangsstufe zu den Liesenschichten, von diesen nur durch das Fehlen der groben Konglomerate unterschieden.

3. 80 *m* rote und graue Kalkmergel, Kalke und Sandsteine. Tiefrote Mergel und Kalke, besonders im unteren Teil, nach oben hin fast ganz durch grünlichgraue Kalke und Sandsteine ersetzt. Eingeschaltet: zwei Breccienhänke mit viel Phyllitmaterial neben aufgearbeiteten Kalken der Nierentaler.

2. 150 *m* weiße Mergelkalke mit Sandsteinbänken. Rote Mergel nur in ganz unbedeutenden Linsen. Weiche mergelige Lagen treten stark zurück.

1. 120—130 *m* weiße und rote Kalkmergel. Hellgraue, meist grüne sowie hellrosa Kalkmergel und Mergelkalke, äußerst feinkörnig, teils feinschichtig, teils grobgebankt. Rötliche Lagen in der Regel weicher als die weißen. Wenig graue Sandstein- und Feinbreccienbänke eingeschaltet.

### 5. Liesenschichten.

**Petrographische Kennzeichnung.** Die wohl gegen 250 *m* mächtige Serie besteht aus Konglomeraten in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Mergelkalken, die jenen aus dem oberen Teil der Nierentaler gleichen.

Schon Spengler (1914) erkannte die besondere Stellung dieser grobklastischen Bildungen als jüngstes Glied der Schichtfolge im Becken von Gosau und schied sie auf seinem Kärtchen aus. Aufschlüsse finden sich in der Gegend der Roten Wand, bei der Edalm und Liesenalm (östlich der Zwieselalm); der von Kühn (1930) für diese Stufe vorgeschlagene Name „Zwieselalmschichten“ ist unzweckmäßig, da die Zwieselalm selbst auf Trias liegt.

Die Gerölle erreichen selten über 5 *cm* Durchmesser und nur ganz vereinzelt finden sich Größen von 20, 30 *cm* (in der Nähe der Liesenhütte). Sie sind gut gerundet und bestehen zum größten Teil aus zentralalpinem Material, vor allem Milchquarz und Pbyllit, wodurch sie sich von den Konglomeraten der eigentlichen Gosauschichten auffällig unterscheiden. Sie bilden 1—2 *m* dicke härtere Bänke, die wohl als Felsrippen im Gelände hervortreten, sich aber nicht auf größere Strecken verfolgen lassen. Die dazwischenliegenden Sandsteine, die aus demselben Material bestehen wie die Konglomerate und durch viele Übergänge mit diesen verbunden sind, sowie die Mergelkalke sind meist nur schlecht aufgeschlossen.

Als Basis der Liesenschichten wurde die erste dickere, ausgesprochen konglomeratische Bank angenommen; eine scharfe Grenze gegen das Liegende ist nicht gegeben. Meist liegen an der Basis einige festere Konglomeratbänke, während in höheren Horizonten die Gerölle nur schwach verkittet sind und stellenweise als Schotter und Kiese erscheinen. Das folgende Profil aus der Umgebung der Roten Wand zeigt die Ausbildung der basalen Bänke:

Hängend: Konglomerate, Sandsteine und Mergel.

7. 2—2.5 *m* feines Konglomerat.

6. 5 *m* Sandstein und feines Konglomerat.

5. 1.5 *m* feines Konglomerat.

4. 1 *m* feinschichtiger Sandstein.

3. 12 *m* dicke Sandsteinbänke.

2. 1—1.5 *m* feinschichtiger grober Sandstein.

1. 0.5 *m* feines Konglomerat.

Legend: graue Sandsteine und Kalkmergel der Nierentaler.

**Fossilinhalt und Altersstellung.** Aus den Liesenschichten von Gosau sind nur wenige Fossilien bekannt geworden, die von Kühn (1930)

beschrieben wurden. Von besonderer Bedeutung sind Lithothamien, die in den Konglomeraten vorkommen; nach Spengler (1914) und Kühn kennzeichnen sie die Liesenschichten als Dan. Eine solche Altersstellung hatte schon Kynaston (1894) für wahrscheinlich gehalten.

Über eine etwaige fazielle Differenzierung der Liesenschichten im Becken von Gosau läßt sich wegen der geringen Verbreitung und der schlechten Aufschlüsse leider nichts Bestimmtes aussagen.

Quartär. Die jüngeren Deckschichten des Diluviums und Alluviums bestehen aus Moränen, Schotterterrassen und Talschottern sowie aus Hangschuttfächern. Auf ihre kartenmäßige Darstellung wurde kein Wert gelegt, vielmehr ist die beigegebene geologische Karte (Tafel II) nach Möglichkeit abgedeckt gezeichnet; das Quartär ist nur dort dargestellt worden, wo es in größerer Fläche auftritt oder wo es wichtige geologische Zusammenhänge verhillt.

### III. Tektonik.

#### 1. Umrandung des Beckens.

Die Oberkreide von Gosau liegt in einem grabenförmigen, allseitig von Störungen umgrenzten Einbruchsbecken. An einigen Stellen sind die Randverwerfungen erschlossen, so am Beckennordrand oberhalb der Wiestalalm und Poschenalm; hier ist es eine NE-streichende, steil S-fallende, also recht-sinnige Verwerfung, an der die Gosauschichten hochgeschleppt sind (Poschenalmstörung, vgl. Profil 3 auf der geologischen Karte). Der Nordwestrand des Beckens wird wieder durch eine Störungslinie gebildet, die vom Talschluß des Randotals oberhalb der Neualpe nach SW streicht („Knalltörlverwerfung“ bei Spengler [1914]). Bei der Traunwandalm biegt sie nach W um und setzt sich bis ins Rinnbachtal fort. Sie trennt somit die Gamsfeldmasse im NW von der Gosau im SE (vgl. Profil 1 auf der geologischen Karte).

Entgegen der Darstellung dieser Störung in der Literatur ist zu bemerken, daß sie steil gegen S bis E, also gegen den Graben einfällt, und daß die Gosauschichten in der Nähe der Störung ebenfalls nach dem Graben zu geneigt sind. Gegenteilige Angaben bei Reuß (1854), Felix (1908), Haug (1912) und Spengler (1914) fand ich nicht bestätigt.

Nordwestlich Rußbach, im Rinnbachtal, wird diese Störung durch eine ungefähr N—S-streichende Verwerfung abgelöst, an der nach Spengler außer den vertikalen auch beträchtliche horizontale Verschiebungen erfolgt sind („Rinnbach-Blattverschiebung“ bei Spengler).

Im E trennt eine NW—SE-streichende Verwerfung, der „Roßalpenbruch“ (Spengler [1918]) die Trias des Leitgebkogls von der Gosau des Hofergrabens und der Ressen im S (vgl. Profil 2 auf der geologischen Karte). Die Gosauschichten fallen aber nicht, wie Spengler (1918, Tafel XV, I), es zeichnete, gegen die Störung ein, sondern sind in breitem Streifen steilgestellt und hochgeschleppt; sie fallen mit 90—45° nach SW ein. Ebenfalls nahezu senkrecht ist die Randstörung im SE, der „Gosauschmiedbruch“ (Spengler). Sie streicht aus dem Beereiblgraben nordöstlich vom Gosauschmied, wo sie in 1150 m Höhe sehr gut aufgeschlossen ist, gegen SW und setzt sich, wahrscheinlich ebenfalls mit sehr steilem Einfallen gegen das Becken hin, bis zum

Vorderen Gosausee fort. Aufschlüsse fehlen hier zwar infolge der Talverschüttung, aber die steilen Abbrüche der Plankensteinscholle auf der Ostseite des Gosautales südlich vom Gosauschmied sowie die starken Quellaustritte entlang dieser Linie legen einen solchen Verlauf nahe.

Am Südwestrand des Beckens liegen die Verhältnisse anders. Hier fallen die Kreideschichten gegen die Trias des Rahmens ein, wie es die Aufschlüsse an den Westhängen des Gosautales südlich vom Gosauschmied zeigen. Wie schon Haug (1912) und Spengler (1914) nachgewiesen haben, handelt es sich hier um eine Überschiebung von Trias auf Oberkreide („Zwieselalmüberschiebung“). Nach Spengler setzt sich die Störung einige Kilometer nach SE ins obere Gosautal fort, wobei die Schubfläche sich immer steiler stellt und schließlich in eine senkrechte Verwerfung übergeht. Ich möchte allerdings auf Grund der Kartierung annehmen, daß auch in der Gegend der Zwieselalm die Schubfläche ziemlich steil steht, keinesfalls aber so flach, wie sie Spengler (1914) zeichnete (vgl. Profil 3 der geologischen Karte). Nach NW wird der Verlauf der Randstörung ungewiß, da dort eine mächtige Moränendecke den Untergrund zum größten Teil verhüllt. Nur im Triebenbach südlich Rußbach sieht man dicht an der Störung die aufgeschleppten Basalkonglomerate der Unteren Gosau steil nach SW unter Werfener Schichten einfallen. Westlich Rußbach ist die Randstörung nur schlecht aufgeschlossen.

Nicht überall ist das Becken von Randstörungen umgeben, vielmehr ruhen, wie schon erwähnt, an verschiedenen Punkten die Gosauschichten auf der Trias des Rahmens; so liegen nördlich von Gosau und Rußbach stellenweise die Basalkonglomerate der Gosau mehr oder weniger diskordant auf Dachsteinkalk, vor allem aber transgredieren am SE- und NW-Rand des Beckens jüngere Stufen der Gosau über den Beckenrand (vgl. S. 13, 25).

## 2. Lagerung im Beckeninneren.

Das Innere des Beckens wird durch die Poschenalmstörung, die vom Nordrand südwestwärts über den Paß Gschütt längs der Fahrstraße auf Rußbach zu streicht, in zwei Schollen geteilt, die durch ahweichende Lagerung voneinander unterschieden sind. Im beträchtlich größeren südöstlichen Teil, der das Gosautal und die Täler vom Nefgraben bis zum Elendgraben umfaßt, herrscht im allgemeinen ein Einfallen gegen SSW, stellenweise SE, u. zw. beträgt der Fallwinkel im nördlichen Teil etwa  $30^\circ$  und geht in der Beckenmitte und im südlichen Teil auf  $0-10^\circ$  herunter; erst in unmittelbarer Nähe der südlichen Randüberschiebung stellt sich wieder steile bis senkrechte Schichtneigung ein (vgl. Profil 3 auf der Geologischen Karte). Dieses Schichtpaket wird in seinem nördlichen Teil von einigen NE-streichenden Querstörungen durchschnitten, an denen jeweils der SE-Flügel abgesunken erscheint. Eine derartige Störung ist im Nefgraben in 995 m Höhe sehr gut erschlossen; bei NNE-Streichen fällt sie nahezu vertikal ein und besitzt eine Sprunghöhe von mindestens 100 m. Nach NE zu vereinigt sie sich wohl mit der Poschenalmstörung. Im S dagegen sind vorwiegend streichende Störungen ausgebildet, die z. T. steile, echte Verwerfungen darstellen, z. T. aber auch mit Sicherheit als kleine Begleitüberschiebungen der Zwieselalmstörung anzusehen sind, wie die Aufschlüsse in einigen Gräben südwestlich vom Gosauschmied deutlich erkennen lassen.

Der nordwestliche kleinere Teil des Beckens von Gosau, der hauptsächlich das Randotal umfaßt, ist im großen ganzen in Form einer NNE-streichenden

Mulde gebaut. Die Muldenachse verläuft von Unterbrein nördlich Rußbach nordwärts über den Randobach, und wenn man will, kann man das muldenförmig gebaute obere Randotal als ihre versenkte Fortsetzung ansehen (vgl. Profil 1 auf der geologischen Karte). Der aus Mittlerer Gosau bestehende Muldenkern ist in seinem regelmäßig gebauten westlichen Flügel unterhalb der Traunwandalm gut aufgeschlossen. Der Ostflügel dagegen ist von einer vorwiegend nordöstlich streichenden Verwerfung begrenzt, die vom Streiteckhof ausgeht, oberhalb der Randoklamm (vgl. S. 24) den Bach kreuzt und dann in ihrem weiteren Verlauf nicht mehr genau zu verfolgen ist. Dicht oberhalb der Randoklamm, der einzigen Stelle, an der die Störung direkt aufgeschlossen ist, fällt die Störungsfläche mit  $50^\circ$  gegen W ein.

Eine tektonische Sonderstellung besitzt das ebenfalls muldenförmig gebaute Gosauvorkommen des unteren Rußbachtals; es wird nicht nur durch den Triasrücken des Ebenberges unterhalb Rußbach vom Hauptbecken abgeschnitten, sondern ist auch in Bau und Fazies eher zur Gosau von Abtenau zu stellen.

Für die von Spengler (1914) vermutete Störung, die aus dem Rinnbachtal quer durch das Becken von Gosau zum Vorderen Gosausee verlaufen soll, fanden sich im Gelände keinerlei Anhaltspunkte. Ebenso ist die Störung, die Spengler (1918) als Fortsetzung der südöstlichen Bandstörung nach N angibt m. E. rein hypothetisch und in ihrem Verlauf unwahrscheinlich.

#### IV. Geologische Entwicklungsgeschichte.

Zu Anfang der Oberkreide haben sich in den nördlichen Ostalpen die großen Faltungen und Deckenschübe abgespielt, die seit langem unter dem Namen der vorgosauischen Gebirgsbildung bekannt sind. In der Gegend von Gosau insbesondere wurde die juvavische Decke, der die Plassengruppe angehört, auf die tirolische Unterlage des Dachstein- und Gamsfeldmassivs aufgeschoben.

Das vorgosauische Alter dieser Überschiebung hat Spengler (1918) nachgewiesen; es geht aus dem Übergreifen der Gosau über die Grenzen der beiden Deckschollen deutlich hervor, wie es z. B. im Prieltal östlich Gosau zu beobachten ist (vgl. Spengler 1918, S. 406). Eine bisher unbekannte Stelle, wo diese Verhältnisse außerordentlich klar zutage treten, liegt am Osthang des Gratzenkogls (westlich des Bärenbachs bei Gosau). Dieses Gebiet, das bisher stets als Gosau kartiert worden ist, besteht aus Dachsteinkalk und Werfener Schichten, u. zw. befinden sich die letzteren im Hangenden des Dachsteinkalkes. Es handelt sich zweifellos um einen Teil der überschobenen Plassendeckscholle, also um die Basis der juvavischen Schubmasse. Wie erwähnt (S. 13) liegen dort unterhalb der Bärenbachalm die Konglomerate der Unteren Gosau auf Dachsteinkalk; einige 100 m südwestlich dagegen liegen die gleichen Konglomerate auf den Werfener Schichten und überdecken somit störungslos die juvavische Überschiebungslinie.

##### 1. Untere Gosauzeit.

Im Anschluß an die vorgosauische Gebirgsbildung setzte eine starke Abtragung ein, die gegen Ende des Turons schon sehr weit fortgeschritten war. Als Produkte des letzten Aktes dieser Abtragung lassen sich die Basalkonglomerate der Unteren Gosau auffassen, die etwa zu Beginn des Unteren Emscher weithin über die Salzburger Alpen ausgebreitet wurden. Vor Beginn der Konglomeratablagerung scheint das Gebiet von Gosau, nach der Ausbildung der Auflagerungsfläche zu urteilen, schon weitgehend eingeebnet gewesen zu sein. Immerhin müssen in der Nähe, u. zw. wohl im S, noch stärkere

Höhenunterschiede vorhanden gewesen sein, sonst wäre die Bildung derart grober Konglomerate kaum zu erklären. Man darf sich also vorstellen, daß damals in der Gegend des Dachstein- und Tennengebirges ein z. T. wohl der juvavischen Decke angehörendes Gebirge aufragte, dessen Abtragsprodukte zahlreiche Flüsse nach N verfrachteten und dort als flächenhafte Schotterdecke ausbreiteten. Damit steht die Tatsache im Einklang, daß im Becken von Gosau, soweit zu beobachten, die Basalkonglomerate von S nach N an Mächtigkeit zunehmen, wobei allerdings die Geröllgröße keine merklichen Unterschiede zeigt. Keinesfalls aber dürfen sie, wie es meist geschieht, als Füllmassen präexistierender Hohlformen in einem Gebirgsland aufgefaßt werden. Sie sind vielmehr als zufällig erhaltene Teile einer einheitlichen und ursprünglich weitverbreiteten Schotterdecke anzusehen. Das ergibt sich einmal aus ihrer großen Verbreitung, ferner aus dem Bestand und Rundungsgrad der Gerölle, die nicht auf eine Herkunft von den jeweiligen Beckenrändern, sondern auf ein ferner gelegenes, einheitliches Herkunftsgebiet hindeuten. Bis in die Zentralalpen hat sich das Einzugsgebiet der Flüsse augenscheinlich nicht erstreckt, denn kristalline (exotische) Gerölle fehlen.

Wohl um die Mitte des Unteremscher sank diese überschotterte Landfläche unter den Meeresspiegel und wurde nach kurzem Kampf, von dem eine Wechsellagerung kontinentaler und mariner Absätze Zeugnis gibt, vom Meer erobert. Mit dem vordringenden Meer wanderten die ersten Korallen und Rudisten ein und siedelten sich vorübergehend in den seichten Meeresräumen an. Höchstwahrscheinlich ist diese Transgression vom Alpennordrand ausgegangen, denn die ältesten marinen Leitfossilien sind von Salzburg und Ischl bekannt (tiefster Unteremscher), während bei Gosau die rein marine Fazies erst im höheren Teil des Unteremscher zu beginnen scheint.

Bald nach der Überflutung vertiefte sich das Meer, und es bildeten sich mächtige Absätze von fossilarmem, dunklem, kalkig-tonigem Schlick. Auch bei dieser Stufe kann es sich keineswegs um Absätze in fjordartigen Buchten einer Riasküste handeln, sondern nur um Ablagerungen eines flächenhaft ausgedehnten, zusammenhängenden Meeresraumes. Dafür spricht einmal die feinkörnige und gleichmäßige Beschaffenheit des Sediments im ganzen Verbreitungsraum, weiterhin vor allem die gleichmäßige Verteilung der Fauna, besonders der von Brinkmann (1935) genauer untersuchten Ammoniten. Dafür spricht ferner, daß die Mergel nicht, wie man früher annahm, am Rande des Beckens von Gosau durch Konglomerate ersetzt werden; es handelt sich vielmehr in allen Fällen um Alters- und nicht um Faziesunterschiede.

Dem Maximum der Meeresvertiefung folgte während des Oberemscher wieder eine Verflachung. Die Ammoniten traten zurück, dafür stellte sich eine reiche Korallen- und Molluskenfauna ein, vereinzelt auch wieder Hippuriten; zugleich schalteten sich immer häufiger Lagen von sandigem und kalkigem Sediment zwischen die Mergel ein.

## 2. Faltungsphase zwischen Unterer und Mittlerer Gosau (Wernigeröder Phase).

In dieser Verflachung kündete sich die Regression gegen Ende der Unteren Gosau und die darauf folgende Faltungsphase an, deren Auswirkungen sich an der diskordanten Auflage der Mittleren Gosau auf verschiedenen älteren Schichtgliedern ablesen lassen (vgl. Abb. 4). Daraus ergibt sich, daß die

stärkste Heraushebung im SE des Beckens, westlich vom Plankenstein sowie im NW, nördlich und westlich von Rußbach, eingetreten ist, wo der Triasuntergrund freigelegt wurde (vgl. Profil 1 und 2 auf der geologischen Karte). Eine schwächere Hebung erfolgte am Gschröfpalpen und an der Traunwand,

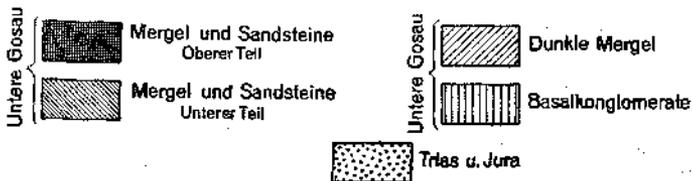
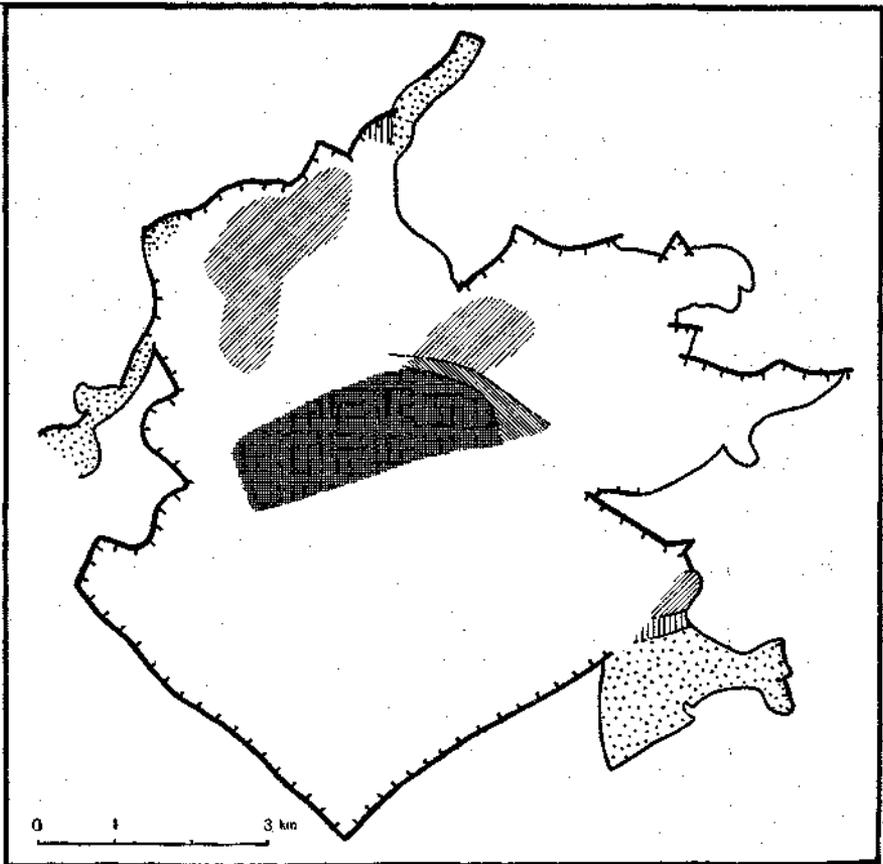


Abb. 4. Untergrundkarte der Mittleren Gosau.

wo die oberen Teile der Unteren Gosau abgetragen sind (vgl. Profil 3 auf der geologischen Karte). In den zentralen Teilen des Beckens endlich läßt sich überhaupt keine Diskordanz, ja nicht einmal eine Schichtflücke oder sonstige Abtragungsspuren feststellen; hier hat sich die Gebirgshildung nicht merklich ausgewirkt. Als Gesamtwirkung der Faltungsphase ergibt sich also, daß damals schon im N und S des heutigen Gosaubeckens Hebungen

eingetreten sind, während die Mitte eine tiefere Lage einnahm, daß also das Becken von Gosau damals in seinen Grundanlagen und seiner Umrandung geschaffen worden ist. Unentschieden muß es allerdings bleiben, ob diese erste Formung nur durch Verbiegung erfolgt ist oder ob damals schon Bewegungen an Brüchen eingetreten sind. Wo Aufschlüsse bestehen, z. B. im Prieltal, kann man nur bruchlose Abbiegungen feststellen.

Nach den Leitfossilien der hangenden und liegenden Schichten muß diese Phase jünger sein als Obersanton und älter als Untercampan und ist somit auf die Mittlere Granulatenzeit festgelegt. Es liegt nahe, sie mit der Wernigeröder Phase Stilles gleichzusetzen, wie es Brinkmann (1934) getan hat.

### 3. Mittlere Gosauzeit.

Sedimentation und Fazies in der nun folgenden Zeit passen sich eng an die durch die Gebirgsbildung geschaffene Formung an. Ein Vergleich der Untergrundskarte (Abb. 4) mit der Fazieskarte der Basalschichten der Mittleren Gosau (Abb. 1) zeigt, daß die zuvor am stärksten herausgehobenen Gebiete, wo also die Mittelgosau auf Trias-Jura transgredierte, durch eine Flachseefazies, organogene Kalke und marine Konglomerate, eingedeckt wurden, wobei es stellenweise, z. B. an der Neualpe sogar zur Bildung von Süßwasserschichten und Kohlen kam. In den Gebieten, in denen die Heraushebung weniger stark war, wurde neben den Kalken und Konglomeraten schon viel toniges Sediment abgelagert. Im Beckeninneren schließlich ging die Sedimentation von der Unteren zur Mittleren Gosau augenscheinlich in gleicher Wassertiefe ungestört weiter; hier, wo keine Schichtlücke vorhanden ist, fehlen auch die Basalbildungen.

Damit steht im Einklang die Zusammensetzung und Verbreitung der Fauna, insbesondere der Hippuriten. Im Bereich der Kalkfazies, also in den seichteren Meeresteilen, fanden die Hippuriten die besten Lebensbedingungen und traten daher dort in großen Riffen weithin verbreitet auf. Gegen das Beckeninnere zu aber verloren sie immer mehr ihre Bedeutung innerhalb der Gesamtfauuna, bildeten nur noch dünne Rasen oder fehlten überhaupt.

Im Bereich von Gosau muß man sich zu Anfang der Mittleren Gosau ein flaches, reichgegliedertes Meer vorstellen, in dessen tieferen Teilen Mergel zum Absatz kamen, während die Untiefen und Inselränder von großen Rudisten- und Korallenriffen besiedelt waren; in einzelnen Küstenlagunen entstanden Süßwassermergel mit kohligen Lagen.

Mit dem endgültigen Abklingen der tektonischen Bewegungen wurde die Fazies der Ablagerungen wieder einheitlicher. Das Meer vertiefte sich, wenn auch bei weitem nicht in dem Ausmaß wie zur Zeit der Unteren Gosau, und es kam zur Ablagerung mächtiger, fossilreicher Mergel fast ohne kalkige und sandige Einschaltungen.

Etwa zu Beginn der Quadratenzeit änderten sich dann die Verhältnisse. Eine allgemeine Verflachung des Absatzraums trat ein, wie das starke Hervortreten von Sandkalken und Sandsteinen in diesen Ablagerungen erweist. Nördlich Rußbach ging diese Verflachung so weit, daß sich lagenweise Kalkgerölle von einem benachbarten Festland her in die feineren Sedimente einschalteten. Es scheint, daß sich die Gamsfeldmasse, an deren Flanke schon die Kohlen der Basalschichten abgelagert wurden, gegen Ende der Mittleren Gosauzeit als positive Schwelle wieder über den Meeresspiegel heraushob.

#### 4. Faltungsphase zwischen Mittlerer und Oberer Gosau (Ressenphase).

Nach der Regression des Mittleren Gosaumeeres, die sich schon in der Verflachung gegen Ende der Mittleren Gosau angekündigt hatte, vollzog sich die zweite intergosaunische Bewegungsphase, die von Brinkmann (1934)

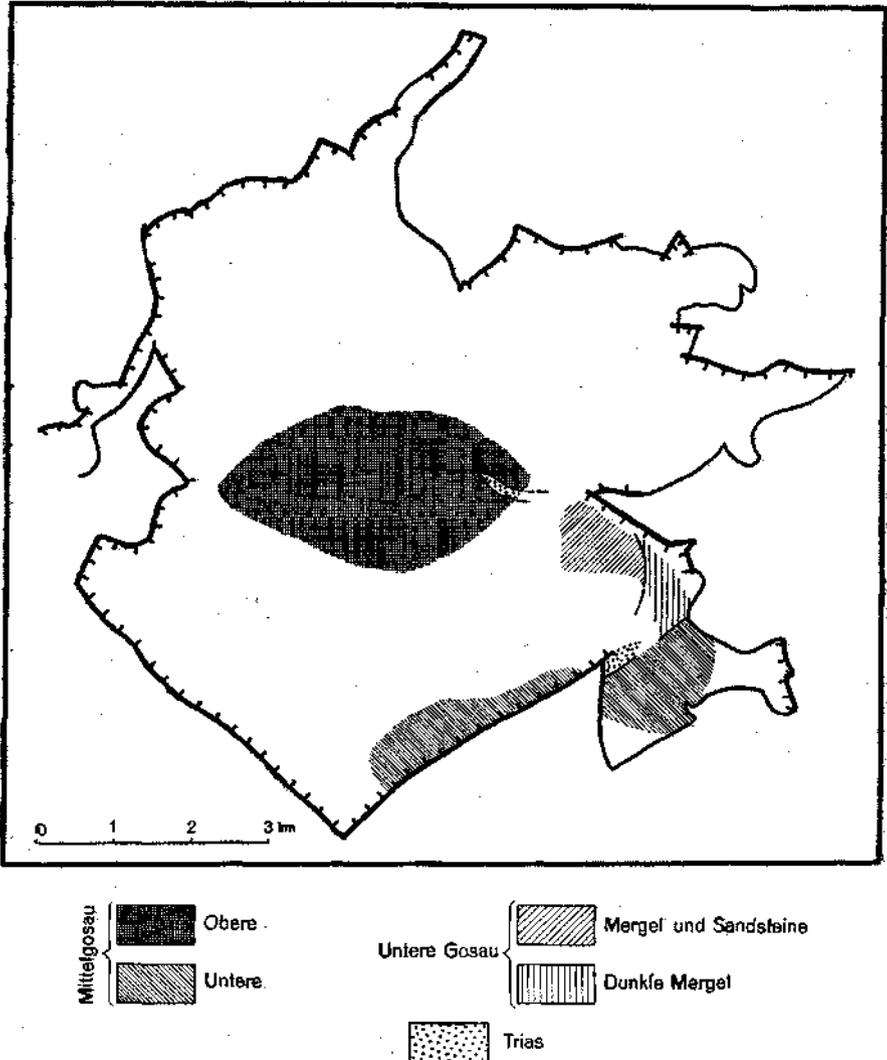


Abb. 5. Untergrundkarte der Oberen Gosau.

als Ressenphase bezeichnet wurde. Da die Obere Gosau keine Fossilien führt, läßt sich für diese Orogenese nur eine untere Grenze mit einiger Sicherheit angeben; sie muß sich nach der Mittleren Quadratenzeit (oberes Untercampan), anderseits erhebliche Zeit vor dem Maastricht vollzogen haben.

Wie bei der Wernigeröder Phase wurden auch jetzt einzelne Beckenteile beträchtlich gehoben, so daß die Absätze des übergreifenden Obergosau-meeres stellenweise diskordant auf einem Untergrund von Trias oder älterer Gosau abgelagert wurden, wie es Abb. 5 deutlich erkennen läßt. Am stärksten gehoben wurde der SE des Beckens, so daß dort stellenweise Trias bloßgelegt wurde. Geringere Hebungen erfuhren die nördlich der Ressen gelegenen Gebiete, wo im Tal des Hofergabens die Obere Gosau über Schichten der Unteren Gosau transgrediert (vgl. auch S. 25 und Profil 2 auf der geologischen Karte). Auch westlich des Gosautals fand an gewissen Stelle eine Heraushebung statt, wie die Auflage der Oberen Gosau auf den Kalkklippen beim Gratzen beweist (vgl. S. 25). Da diese Klippen im Streichen des Roßalpenbruchs liegen, darf man annehmen, daß diese Störung schon in senoner Zeit angelegt worden ist. Das Beckeninnere dagegen wurde, wie schon bei der vorausgegangenen Phase, kaum stärker von den Faltungen betroffen, so daß dort keine größeren Schichtflücken entstanden sind (vgl. Profil 3 auf der geologischen Karte).

### 5. Obere Gosauzeit.

Im Anschluß an die Ressenphase vollzog sich im Gosaumeer ein bedeutender fazzieller Umschwung. Die Kalkkomponente trat zurück, dafür wurden in einförmiger Folge überwiegend sandige und tonige, daneben auch gröberklastische Sedimente abgelagert, die denen des Plyschmeeres ähneln. Die (S. 24) erwähnten, öfters wiederholten Einschaltungen von größerem Sediment in den Mergeln in bestimmter Absatzfolge deuten auf gewisse zyklische Vorgänge in der Sedimentation des Obergosau-meeres hin. Im allgemeinen traten die gröberklastischen Einlagerungen im Becken von Gosau nach NW hin gegenüber den feineren allmählich zurück. Zugleich verschwand die reiche mediterrane Fauna der Mittleren Gosauzeit, die in deren letztem Abschnitt schon eine starke Verarmung gezeigt hatte, völlig aus dem Bereich von Gosau. Nach alledem müssen sich in der Oberen Gosauzeit erhebliche Verschiebungen im Abtragsbereich vollzogen haben. Während die Sandsteine der Unteren und Mittleren Gosau außerordentlich feinkörnig waren, sind die der Oberen Gosau mittel- und grobkörnig. Man darf annehmen, daß sie einem kristallinen Festland in nicht all zu großer Entfernung entstammen.

### 6. Faltungsphase zwischen Oberer Gosau und Nierentaler Schichten (Rußbachphase).

Am Ende der Oberen Gosauzeit, wohl an der Wende Untere—Obere Mukronaten-Zeit, müssen sich im Becken von Gosau erneut tektonische Bewegungen abgespielt haben, wie aus der gelegentlich übergreifenden Lagerung der Nierentaler Schichten hervorgeht. Wegen der Fossilfreiheit der Oberen Gosau läßt sich eine genauere Altersbestimmung wiederum nicht durchführen; man kann nur sagen, daß die Phase einerseits älter als Maastricht, andererseits erheblich jünger als Mittleres Campan sein muß.

Wie Abb. 6 zeigt, fand im NW des Beckens, westlich und nördlich von Rußbach, also wieder im Bereich der Gamsfeldmasse, eine kräftige Heraushebung statt, so daß dort die Nierentaler auf freigelegtem älterem Meso-

zoikum und Mittlerer Gosau liegen. Hier sind die schon (S. 26) erwähnten Aufschlüsse im Küblergraben westlich Rußbach zu nennen, die erkennen lassen, daß dort die Nierentaler über die Randverwerfung hinweggreifen und einerseits auf Trias, anderseits auf Mittlerer Gosau liegen (vgl. Abb. 3). Damit ist das Alter dieser Störung auf die Zeit vor Ablagerung der Nierentaler, also vor Maastricht festgelegt. Daß sie anderseits nach-obergosauisch ist,

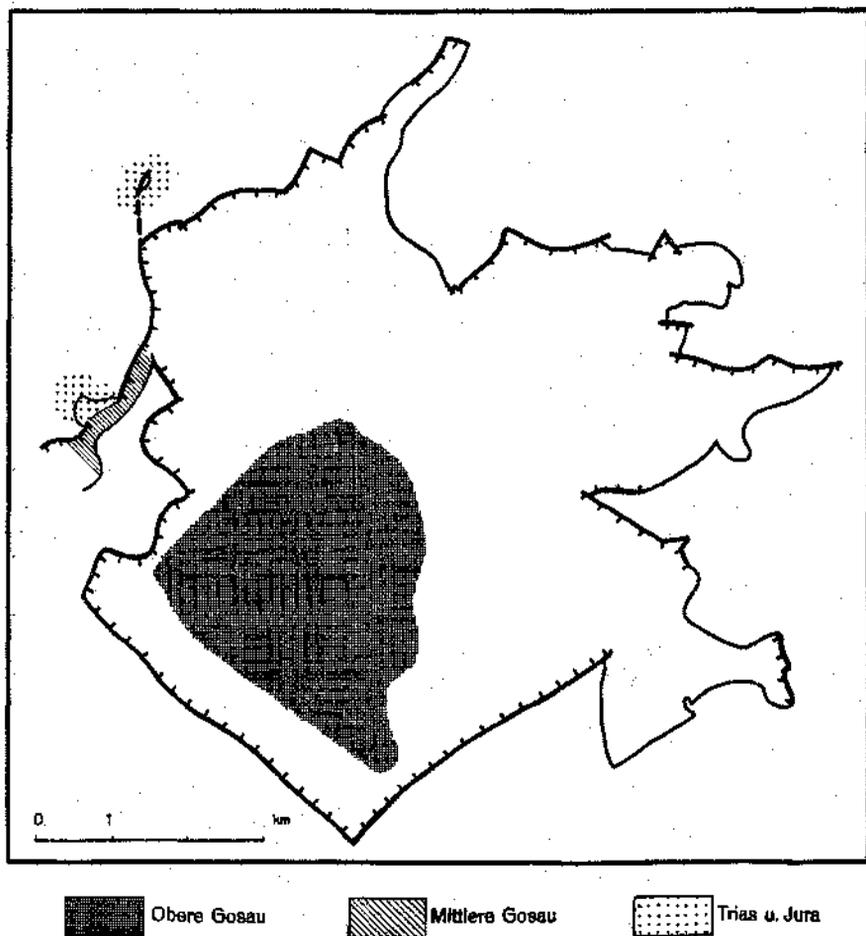


Abb. 6. Untergrundkarte der Nierentaler Schichten.

ergibt sich daraus, daß die Obere Gosau in den nächstgelegenen Profilen südöstlich Rußbach mit verminderter Mächtigkeit einsetzt und erst auf der Gosauer Seite ihre normale Dicke erreicht. Diese Erscheinung weist auf eine vor Ablagerung der Nierentaler eingetretenen Schrägstellung des Beckeninhalts hin.

Ich möchte diese Phase nach dem Dorf Rußbach, in dessen Umgebung die Transgression der Nierentaler aufgeschlossen ist, als Rußbachphase bezeichnen.

### 7. Nierentaler Zeit.

Man kann mit Sicherheit annehmen, daß die eben besprochene Faltungsphase nicht auf das Gebiet von Gosau beschränkt war, sondern in weiten Teilen der Ostalpen sich ausgewirkt hat. Dafür spricht die transgressive Lagerung der Nierentaler Schichten, die an vielen Stellen der nördlichen Ostalpen zu beobachten ist und schon von Spengler (1914) erwähnt wurde. Durch diese Transgression wurde ein großer, zusammenhängender Meeresraum geschaffen, in dessen Sedimenten die chemischen und organogenen gegenüber den klastischen früherer Zeiten durchaus vorherrschten. In großer Mächtigkeit wurde ein feiner, häufig rotgefärbter Kalkschlick sedimentiert, der durch massenhaft eingeschlossene Foraminiferen, den einzigen erhaltenen Fossilien, als Ablagerung tieferen Wassers gekennzeichnet ist. Jedoch lassen feine bis grobklastische Lagen, die während der ganzen Nierentaler Zeit, besonders aber in ihrem jüngeren Abschnitt, immer wieder im Wechsel mit feinen Sedimenten abgelagert wurden, darauf schließen, daß trotzdem in nicht allzugroßer Entfernung eine Festlandmasse sich befunden haben muß; ob diese im N gelegen hat, oder, was wahrscheinlicher ist, schon dem später auftauchenden südlichen kristallinen Festland angehörte, ist noch nicht entschieden.

### 8. Zeit der Liesenschichten.

Gegen Ende des Maastricht wurde das Meer der Nierentaler allmählich flacher, die Sedimente gröber und sandiger, zugleich machte sich eine verstärkte Zufuhr zentralalpiner Materials bemerkbar. Diese Verflachung setzte sich gleichmäßig ins Dan fort, so daß sich aus den Nierentaler Schichten konkordant die grobklastischen Ablagerungen der Liesenschichten entwickelten. Zusammensetzung und Größe der Gerölle sowie die spärliche marine Fauna lassen auf ein nicht sehr weit südlich gelegenes Herkunftsgebiet und auf geringe Wassertiefe schließen. Es handelt sich augenscheinlich um Sedimente im seichten südlichen Küstenbereich des nordwärts zurückweichenden Oberkreidemeeres in den nördlichen Ostalpen; diese Ablagerungen waren ursprünglich weiter verbreitet und sind an dieser Stelle durch tektonische Versenkung erhalten geblieben.

Jüngere marine Sedimente sind im Becken von Gosau und auch in seiner weiteren Umgebung nicht vorhanden; es scheint also, daß gegen Ende des Dan dieses Gebiet endgültig landfest geworden ist.

### 9. Tertiärzeit.

Mit der Verlandung am Ende der Kreidezeit war die tektonische Entwicklung des Beckens von Gosau keineswegs abgeschlossen; vielmehr kommt den orogenen Phasen des Tertiärs ein erheblicher Anteil an der Ausgestaltung des Gosaubeckens zu, wenn auch der Grundplan schon in der Oberkreide geschaffen wurde. Wie groß der Anteil der intergosauischen und der nachgosauischen Bewegungen an der Formung des ganzen Beckens war und wann sich die einzelnen Bewegungen vollzogen haben, läßt sich leider mangels Ablagerungen zumeist nicht genau sagen. Sicher ist das tertiäre Alter der Störungen dort, wo Nierentaler oder Liesenschichten verworfen sind, da beide konkordant zueinander liegen. Bei den meisten übrigen Störungen ist es

wahrscheinlich, aber nicht beweisbar, daß der Hauptanteil der Bewegung ins Tertiär fällt. Man kann allgemein wohl sagen, daß das Becken von Gosau, als tektonischer Graben, seine eigentliche Ausgestaltung im Tertiär erfahren hat. Der wichtigste Vorgang im Tertiär ist das Andrängen der Dachsteinmasse von S her gegen das Gosauer Becken, in dessen Verlauf die Trias der Zwieselalm steil auf die Oberkreide aufgeschoben wurde. Zugleich sanken die Gosauschichten an den heute sichtbaren, großen Verwerfungen, z. T. wohl posthum an schon früher angelegten Randspalten, in die Tiefe (vgl. S. 29—30). Die Beckenfüllung selbst wurde im Hauptteil des Beckens mit südlichem bis westlichem Einfallen etwas schräggestellt und etwas zusammengestaucht, wobei die weicheren Schichten schwach gefaltet, die härteren gelegentlich verworfen wurden. Im ganzen betrachtet, ist die Oberkreide von Gosau durch tertiäre Orogenese verhältnismäßig wenig betroffen worden, vor allem, wenn man damit die Beanspruchung der Flyschzone vergleicht. Diese Tatsache sowie die geringe Diagenese der Sedimente lassen es als sehr unwahrscheinlich erscheinen, daß dieses Gebiet in stärkere Deckenbewegungen einbezogen worden ist. Bestenfalls ist es gemeinsam mit der starren tirolisch-juvavischen Unterlage tektonisch vorgewandert.

Nach Erlöschen der tertiären Gebirgsbildung wirkten nur noch abtragende Kräfte, fließendes Wasser und Eis, formend auf das Becken von Gosau. Durch sie wurden die Gosauschichten in den nichtversenkten Gebieten bis auf unbedeutende Reste beseitigt und im Graben selbst bis auf die heutige Oberfläche abgetragen. In ihren Einzelheiten wurde diese jüngste Gestaltungsgeschichte nicht näher untersucht.

## Literaturverzeichnis.

Wichtige Arbeiten über das Becken von Gosau (darin ausführliche Angaben über ältere Literatur):

Felix J.: Die Kreideschichten bei Gosau (Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten, 2. — *Palaeontographica* 54, S. 251—344. 1908.

Spengler E.: Das Becken von Gosau (Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, 2. — *Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Cl. I*, 123, S. 267—328. 1914.

Spengler E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — *Jahrb. geol. R.-A. Wien*, 68, S. 285—474. 1918.

Seither erschienene Literatur:

Brinkmann R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide 1.) — *Sitzungsber. Preuss. Ak. Wiss. phys.-math. Kl.* 27, S. 470. 1934.

Brinkmann R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide 2). — *Mittl. geol. Staatsinst. Hamburg*, 15, S. 1—14. 1935.

Felix J.: Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. — *Zentralblatt Min. Geol. Pal.* S. 896—399. 1910.

Kerner-Marilaun, F. v.: Das Klimazeugnis der Gosauformation. — *Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. II a*, 143, S. 267—284.

Klinghardt F.: Die Kreide-Tertiär-Grenze und verwandte Fragen. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 87, S. 22—39. 1935.

Kockel C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — *Mittl. geol. Ges. Wien*, 15, S. 63—168. 1922.

Kühn O.: Die Echinodermen der Gosauformation. — Ann. Nat. Mus. Wien, **39**, S. 177—189. 1925.

Kühn O.: Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — Geol. pal. Abh. N. F. **17,5**, S. 1—84 (Die „Zwieselalmschichten“ S. 23—28). 1930.

Kühn O.: Rudistae (Fossilium Catalogus 54). — Berlin. 1932.

Kühn O.: Rudistenfauna und Kreideentwicklung der Rudisten, 1. — N. Jb. Min. Abt. B. Abh. Beil. B. **70**. 1933.

Oppenheim P.: Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. — Berlin 1930.

Spengler E.: Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. — Centralblatt Min. S. 616 bis 617. 1913.

Spengler E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. — Mitt. geol. Ges. Wien, **11**, S. 1—70. 1918.

Spengler E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Sammlung geologischer Führer, **26**. Berlin 1924.

Spengler E.: Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Centralblatt Min. Abt. B. S. 138—143. 1927.

Spengler E.: Führer zur geologischen Exkursion in das Salzkammergut und in die Ennstaler Alpen. a) Salzkammergut — Mitt. geol. Ges. Wien, **20**, S. 147—152. 1929.

\* \* \*

Die Schriftleitung dankt herzlich für Druckbeihilfen von Seite des Herrn Dr. Otto Weigel und des D. u. Ö. Alpenvereines.

# Geologische Karte des Beckens von Gosau.

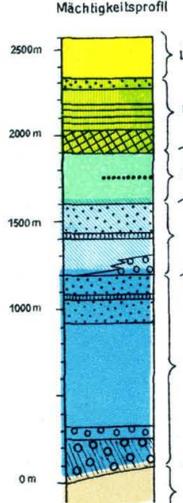
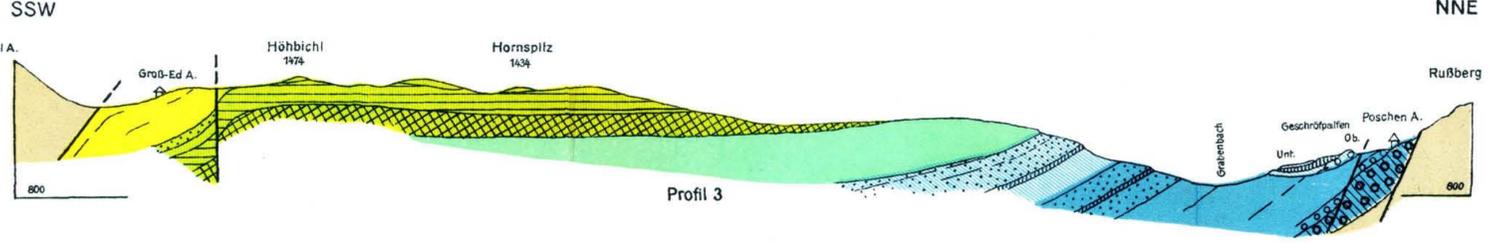
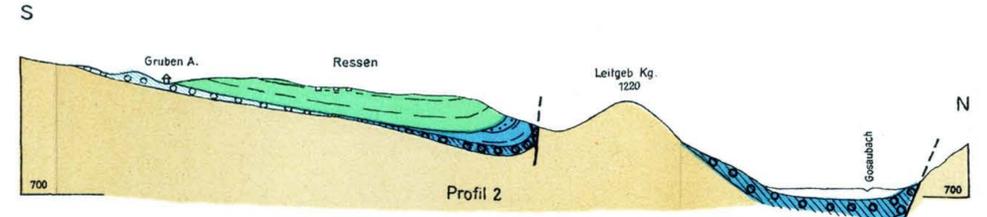
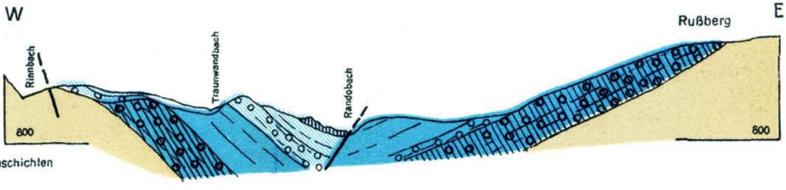
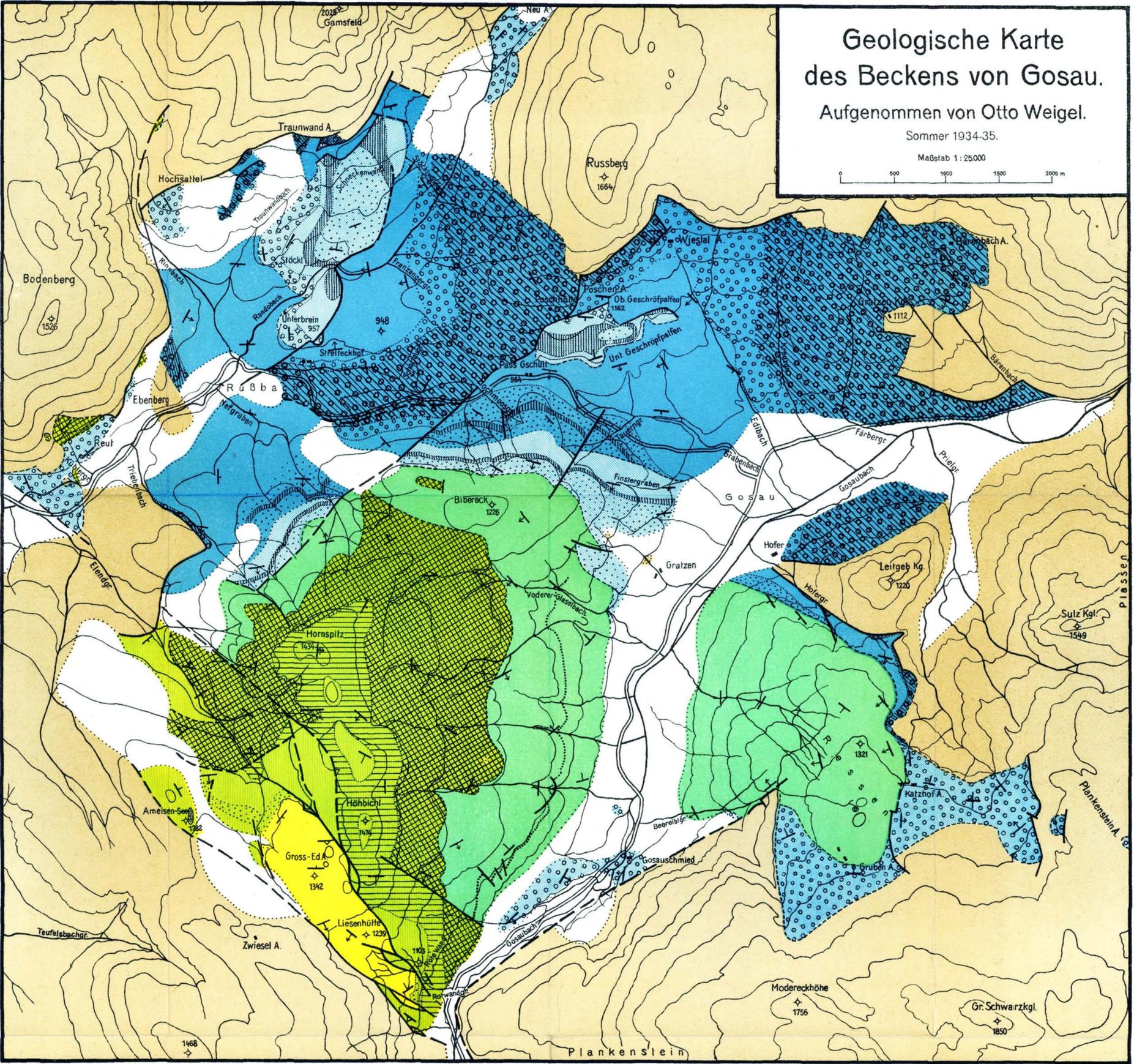
Aufgenommen von Otto Weigel.

Sommer 1934-35.

Maßstab 1:25.000



- Quartär**
    - Moräne, Schutt, Talboden
  - Liesenschichten**
    - Konglomerate Sandsteine, Kalke
  - Nierentaler-Schichten**
    - Graue Kalke u. Sandsteine
    - Obere bunte Kalke u. Mergel
    - Weisse Kalke
    - Untere bunte Kalke u. Mergel
  - Obere Gosau**
    - Vorw. Sandsteine u. Brekzien
    - Große Brekzienbank
  - Mittlere Gosau**
    - Sandsteine u. Mergel
    - Sandkalkbank
    - Fossilmergel
    - Konglomerate u. Rudistenbrekzien
  - Untere Gosau**
    - Sandsteine u. Mergel
    - Dicke Sandsteinbank
    - Dunkle Mergel
    - Dunkle Mergel mit Konglomeraten u. Sandsteinen
    - Kalk-Konglomerate
  - Trias u. Jura**
- Schichtfallen**
- 0°
  - 1-9°
  - 10-24°
  - 25-54°
  - 55-85°
- Verwerfungen**
- nachgewiesen
  - vermutet
- Transgressionen**
- nachgewiesen
  - vermutet
- Schichtgrenzen**
- nachgewiesen
  - vermutet



# Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols.

Von Karl Krüse.

(VIII. Mitteilung mit einer Gesamtübersicht der bisherigen Untersuchungen.)

In der vorliegenden Abhandlung werden zunächst die Ergebnisse der seit dem Erscheinen der letzten Mitteilung (dieses Jahrbuch 1926) durchgeführten Messungen in übersichtlicher Anordnung bekanntgegeben, einschließlich einiger Nachmessungen bereits früher untersuchter Quellen. Die Messungen wurden in gleicher Weise wie bisher mit dem Fontaktoskop ausgeführt und bei der Bestimmung des Emanationsgehaltes der Normalverlust, die induzierte Aktivität sowie die im Wasser verbleibende Emanationsmenge in Rechnung gezogen und die so erhaltenen Werte auf die Zeit der Entnahme des Wassers reduziert. Auch die Umrechnung in „Eman“ erfolgte mit demselben Faktor, wie in der vorangehenden Mitteilung. Damit sind die Ergebnisse aller Veröffentlichungen direkt miteinander vergleichbar.

Nachdem die Untersuchungen nunmehr durch einen Zeitraum von 30 Jahren laufen und seit 1914 auf Nordtirol beschränkt sind, folgt noch eine übersichtliche, gebietsweise Zusammenstellung aller stärkeren Quellen aus den früheren Mitteilungen 1 bis 7, u. zw. von 7 M. E. aufwärts. Diese untere Grenze erwies sich als zweckmäßig, um den Umfang der Tabellen in angemessener Kürze zu halten. Aus demselben Grunde mußte auf eine nochmalige Wiedergabe der geologischen, petrographischen und radiologischen Beschreibungen des Gesteins, dem die Quellen entspringen, verzichtet werden und es kann diesbezüglich nur auf das am Schlusse angeführte Verzeichnis aller bisherigen Veröffentlichungen verwiesen werden. Immerhin wurden die Quellen in der Übersicht so weit als möglich nach geologischen Gesichtspunkten geordnet und bei den einzelnen Gebieten die betreffenden Nummern der Mitteilungen und der Name des Untersuchers angegeben.

Die Bearbeitung neuer Gebiete im verflossenen Jahre wurde in besonderer Weise durch eine Beihilfe des D. u. Oe. Alpenvereins gefördert, wodurch es möglich war, diese Gegenden öfters aufzusuchen oder dort mehrere Tage Aufenthalt zu nehmen und so die Untersuchungen umfassender zu gestalten. Der Verfasser spricht daher dem genannten Vereine und seinem wissenschaftlichen Unterausschusse den wärmsten Dank aus.

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Mineralisationsgehalt in	
					Lieth-Milchstein	10 <sup>-10</sup> Grad pro Liter
<b>A. Unterinntal</b>						
Bärenbad, Gemeinde Langkampfen ...	24. Juli 1936	Badquelle .....	8.1	Kalk		
		1. Probe....			2.5	10
		2. Probe....			2.5	10
		Quelle mit Brunnen außerhalb des Bades .....	8.7	Kalk	1.3	5
Brixlegg .....	31. Juli 1932	Bad Mehrn, Heilquelle ...	10.7	Kalk	6.1	25
	20. Juli 1935	(Nachmessungen) .....	11.0		5.8	24
	18. Juli 1936		—		5.6	23
	30. Juli 1936		10.5		5.7	24
	10. Sept. 1931	Quelle an der Südseite der Kirche von Mehrn .....	11.3	Kalk	2.3	10
	31. Juli 1932	Quelle beim Kaffee Mehrn an der Alpachbrücke...	10.5	—	3.1	13
	31. Aug. 1931	„Hohlbrunn“ an der Straße nach Mehrn [Erg. 210l/min] .....	10.0	Kalk	4.8	20
	19. Juli 1935		10.0		4.5	18
	31. Aug. 1931	„Bischofbrunn“ bei Reith	9.3	Kalk	1.7	7
	17. Juli 1935	„Riedquelle“ im Eisenbachgraben .....	9.5	Kalk	0.3	1
	24. Juli 1935	Trinkwasserquelle zum Schloß Lanegg .....	11.0	—	1.9	8
	31. Juli 1931	Wasser aus altem Stollen bei Schloß Matzen (km 45) .....	—	Dolomit	0.6	2
30. Juli 1936	Wasser aus altem Stollen bei Schloß Neu-Matzen (km 44) .....	10.0	Dolomit	0.4	1	
18. Juli 1935	Zimmermoos, Wasserleitungsquelle nach Rattenberg auf der Wiesel ...	8.5	Dolomit	1.2	5	
Reith bei Brixlegg.	16. Juli 1935	Quelle in der Hygna ober der Kapelle .....	8.8	Schotter	2.3	9
	16. Juli 1935	Quelle in der Hygna, Haus Nr. 3 .....	12.0	Schotter	1.4	6
	22. Juli 1935	Stollenwasser vom Bergbau Großkogel in Gertraudi .....	7.8	Schwarzer Dolomit	0.3	1

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Luft- Inhalation	l/min = 10 <sup>-6</sup> Liter pro Liter
Reith bei Brixlegg	22. Juli 1935	Quelle im Graben hinter dem Bergbau .....	8.2	Lehm	2.3	9
Münster bei Brixlegg	29. Juli 1935	Weiler Asten, Bachquelle .	8.1	Kalkschutt	1.7	7
Stumm, Zillertal ...	28. Juli 1936	Bichlwasser .....	11.1	Phyllit	1.1	4
	28. Juli 1936	Weiler März, Quelle in Maurach .....	8.2	Phyllit	0.4	2
Uderns, Zillertal ...	28. Juli 1936	Udernser Wiesen, Quelle beim Kreuz .....	9.2	—	4.3	18
Ried, Zillertal .....	28. Juli 1936	Drainagewasser in Großried .....	9.5	—	1.4	6
Thaur bei Hall ...	23. Febr. 1936	„Adolf-Pichler-Quelle“ ober der Schloßruine Thaur .....	5.0	Moräne	2.7	11
Hötting .....	5. Mai 1927	Maximilians(Venus)bad ...	10.0	Breccie	0.9	4
	29. Nov. 1936	Titschenbrunnenquelle ....	6.5	Dolomit	0.4	2
		Quelle auf der Umbrückleralm .....	7.4	Breccie	1.4	6

### B. Nördliche Kalkalpen (westlich von Innsbruck)

Martinsbühel .....	13. Dez. 1936	Meißbrunnen am Innufer zwischen Kranebitten und Martinsbühel .....	7.2	Kalk	2.0	8
Seefeld .....	30. Juni 1935	Heilquelle des Bades [Erg. 60 l/min] .....	11.2	Dolomit	23.7	97
	6. April 1936	1. Probe .....	11.2	Mittelwert: 22.7 M. E. = 93 Eman	24.1	99
		2. Probe .....			24.2	99
	7. Juni 1936	1. Probe .....	11.1		21.9	90
		2. Probe .....			22.0	90
	8. Nov. 1936	1. Probe .....	11.0		20.7	86
		2. Probe .....			22.5	92
3. Nov. 1935	Oswaldbrünnl an der Straße nach Scharnitz (km 11.8) .....	6.3	Dolomit			
	1. Probe .....			5.9	24	
	2. Probe .....			6.0	25	
3. Nov. 1935	Quelle an der Straße nach Scharnitz (km 12.4) ....	6.2	Kalkschotter	1.0	4	

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emissionsgehalt in		
					Kubik-Einheiten	l. = 10.00 Cetero pro Liter	
Seefeld .....	7. Juni 1936	Quelle in Unterseefeld bei Haus Nr. 83 im Walde	6.3	Dolomit	4.1	17	
	3. Nov. 1935	Moorwasser aus dem Torfmoor am Geigenbühel an der Leutascher Straße	8.0	Moorboden	5.3	22	
	7. Juli 1936	Moorwasser aus dem Torfmoor am Geigenbühel an der Leutascher Straße	8.6	Dolomit	7.8	32	
	6. April 1936	Bergbau „Maximilianshütte“ des Ichthyolwerkes: Wasser aus dem Adelestollen .....	7.2		0.8	3	
	24. April 1936	Hochanger, Werastollen ..	5.0		0.2	1	
	24. April 1936	Hochanger, Babastollen...	4.0		0.8	3	
	4. Mai 1936	Emma-Glück-Stollen .....	6.0		0.2	1	
	4. Mai 1936	Liselotte-Stollen .....	6.0		0.0	0	
	4. Mai 1936	Hans Gerhart-Stollen.....	6.0		0.1	1	
	24. April 1936	Gschwendt, Trinkwasser zur Hütte .....	4.0		0.5	2	
	Gießenbachtal bei Scharnitz .....	29. Juni 1936	Quelle auf der Eppzirralpe .....	6.0	Dolomit	0.0	0
			Quelle am Weg vor der fünften Brücke .....	5.3	Dolomit	1.5	6
Quelle am Weg nach der fünften Brücke .....			5.2	Dolomit	1.5	6	
Scharnitz .....	29. Juni 1936	„Stinkendes Wasser“ an der Straße in das Hinterautal .....	13.2	—	0.3	1	
Telfs .....	12. Jänn. 1936	Rinnerbad (Föhrenhof) Badquelle		Schotter			
		1. Probe....	6.7		2.1	8	
		2. Probe....	—	2.2	9		
	18. Mai 1936	Quelle im Wassertal an der Straße nach Mieming .....	8.0	Terrassensedimente			
1. Probe....	—	1.3	6				
	2. Probe....	—	1.6	7			
Nassereith.....	23. Okt. 1936	Quelle beim See (Haus Nr. 17) (Nachmessung)	7.4	Kalk	0.4	2	

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Inhalt in	
					Radioaktiven Substanzen	Radioaktivität in Cerenkov-Einheiten pro Liter
Fernstein am Fernpaß .....	23. Okt. 1936	„Radiumquelle“ am See ..	7.2	Dolomit	12.3	50
		Wasser von einer Ursprungsstelle .....	—			
	23. Okt. 1936	Wasser vom Überlauf der Quelfassung .....	—	10.6	43	
		Seewasser beim Ausfluß ..	6.9	0.5	2	
Fernstein am Fernpaß .....	23. Okt. 1936	Trinkwasserquelle ober Villa Lorea .....	7.5	Dolomit	0.7	3
		Quelle neben der Trinkwasserleitung .....	7.4	Dolomit	0.9	4
Reutte .....	1. Mai 1927	Bad Kreckelmoos, Heilquelle				
		1. Probe .....	7.7	Moränenschutt	1.6	7
		2. Probe .....	—		1.7	7
		Trinkwasserquelle .....	7.5	Moränenschutt	0.9	4

## C. Zentralalpen (westlich der Sill)

Natters bei Innsbruck .....	4. Mai 1934	Kreßbrünnl.....	7.6	Terrassenschotter	2.1	9
Mutters.....	5. Mai 1936	Heilquelle am Ochsenberg	6.3	Glimmerschiefer	1.7	7
Gleins bei Schönberg in Stubai ..	27. Juni 1926	Quelle bei den Gleinserhöfen .....	6.3	Glimmerschiefer	6.7	27
Maria Waldrast ....	2. Juni 1929	Siebenbrunnenquelle .....	5.0	Kalkgerölle	0.3	1
Steinach am Brenner	11. Juli 1926	Starke Quelle im Felperbachgraben (Felperquelle) (Nachmessungen)		Phyllit	59.2	243
		1. Probe .....	6.0			
	2. Probe .....	—	58.2	239		
	16. Juni 1935		7.5	42.7	175	
	28. Mai 1936		7.2	44.0	180	
	5. Nov. 1936	Nach Fassung der Quelle.				
	1. Probe .....	5.3	68.0	279		
	2. Probe .....	—	65.0	267		
	3. Probe .....	—	67.7	277		
	4. Probe .....	—	64.0	262		

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Eisengehalt in	
					Maßeinheiten	10 <sup>-6</sup> Gramm pro Liter
Haggen im Sellrain	22. Mai 1934	Trinkwasserquelle zum Alpengasthof .....	4.0	Schiefergneis	1.3	5
		Quelle im Kraspestal am linken Bachufer .....	3.9	Schiefergneis	0.3	1
Alpe Lisens im Sellrain .....	2. Aug. 1929	Stockangerbrünnl .....	5.0	Glimmerschiefer	1.3	5
		Längentalerquelle .....	2.7	Biotitschiefer	0.9	4
		Wurmquelle .....	5.0	Glimmerschiefer	2.6	11
	2. Aug. 1929	Wiesenbrünnl .....	3.5	Glimmerschiefer	1.8	7
		Fackenbrünnl .....	4.5	Glimmerschiefer	0.5	2
	3. Aug. 1929	Bartelesbödenquelle .....	4.0	Glimmerschiefer	0.5	2
	3. Aug. 1929	Quelle unter dem „Nasse-Wände“-Fall .....	4.0	Glimmerschiefer	0.9	4
	3. Aug. 1929	Erste Quelle unter Jägerlehn .....	4.5	Glimmerschiefer	0.5	2
		Zweite Quelle unter Jägerlehn .....	4.5	Glimmerschiefer	0.9	4
	Ranggerköpfl bei Oberperfuß .....	29. Mai 1927	Quelle am Filz am Steig zur Inzingeralm .....	3.0	Glimmerschiefer	4.9
29. Mai 1936		Quelle des Grüblbades bei der Krimpenbachalm		Moränenschutt		
		1. Probe....	8.8		2.3	9
		2. Probe....	—		2.5	10
29. Mai 1936		Köbesenquelle außerhalb des Grüblbades .....	5.7	Moränenschutt	9.5	39
29. Mai 1927	Quelle bei der Brücke unter Gfaß .....	4.7	Glimmerschiefer	0.6	2	
Silz .....	27. Nov. 1936	Schwöbbrunnen (Nachmessung) .....		Glimmerschiefer		
		1. Probe....	7.8		17.7	78
		2. Probe....	—		17.8	78
	3. Probe....	—		17.0	70	
Ötz-Piburg .....	18. Okt. 1936	Wasser vom Pipurger See	8.0	—	0.0	0
Umhausen im Öztal .....	28. Dez. 1936	Quelle beim Elektrizitätswerk am Stuibenthal		Augengneis		
		1. Probe....	3.3		2.8	11
	2. Probe....	—		3.0	12	

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in		
					Maßeinheiten	l/min = 10 cc Liter pro Liter	
Umhausen im Ötztal .....	28. Dez. 1936	Quelle am Gries bei der Fundusbrücke .....	6.8	Gneis	0.7	3	
	29. Dez. 1936	Bachquelle in Köfels .....		Gneis-Bergsturzmassen			
		1. Probe....	3.8		13.8	57	
		2. Probe....	—	14.3	59		
29. Dez. 1936	Quelle bei der Köfelser Brücke in der Maurachschlucht .....	4.2	Gneis-Bergsturzmassen	2.6	11		
29. Dez. 1936	„Pseirerbrünnl“ in der Maurachschlucht		Augengneis				
		1. Probe....		—	20.3	83	
	2. Probe....	—	19.0	78			
Winklen bei Längenfeld .....	30. Dez. 1936	Schwefelquellen bei der Achbrücke nach Winklen (im Achbett, linkes Ufer)		Gneis-Bergsturzmassen			
			1. Quelle....		5.4	10.2	42
			2. Quelle....		5.4	12.2	50
	3. Quelle....	5.2	12.1	50			
Längenfeld .....	29. Dez. 1932	Schwefelquelle des Bades (Nachmessung) .....	10.6	Hornblende-schiefer	0.3	1	
	29. Dez. 1932	Quelle am Burgstein an der Straße nach Huben	5.8	Amphibolit	0.4	2	
Huben bei Längenfeld .....	29. Dez. 1932	Lochbrünnl an der Straße nach Sölden .....	5.8	Amphibolit	0.5	2	
Arzl bei Imst .....	28. Dez. 1932	Quelle am Plattenrain		—			
			1. Probe....		4.0	7.3	30
	2. Probe....	—	7.3	30			

Im besonderen wird zu diesen Ergebnissen noch bemerkt:

1. In der Umgebung von Brixlegg wurde keine stärkere Quelle aufgefunden, als jene von Bad Mehrn. Doch liefert der gegenüber dem Bade am Fuße des Mühlbichls entspringende Hohlbrunn zufolge seiner großen Ergiebigkeit von etwa 200 l/min in derselben Zeit eine zwei- bis dreifache Emanationsmenge als die Badquelle. Die Stollenwässer der verschiedenen Bergbaue erwiesen sich als inaktiv.

2. Die Heilquelle des Bades Seefeld entspringt in Unterseefeld am linken Ufer des Drahnbaches inmitten eines ausgedehnten Dolomitgebietes.

In Berücksichtigung der geologischen Lage mußte der hohe Emanationsgehalt von 23 M. E. im Mittel überraschen, weshalb das ganze Gebiet von Seefeld eingehender untersucht wurde. Dabei ergab sich beim Oswaldsbrünnl, das in 1 km Entfernung von der Heilquelle an der Straße nach Scharnitz gleichfalls aus Dolomit entspringt, ein Gehalt von 6 M. E. und beim Moorwasser aus dem Torfmoore am Fuße des Geigenbühels im gleichen Abstände vom Bade gegen Südwest 5—8 M. E. Um eine etwaige Beziehung des Emanationsgehaltes zu den dem Dolomit eingelagerten Ölschiefen festzustellen, wurden auch die Stollenwässer dieses Bergbaues gemessen, doch haben sich diese durchwegs inaktiv erwiesen. Bei der Heilquelle ist auch die hohe und sehr konstante Temperatur von  $11.1^{\circ}$  beachtenswert, die vermuten läßt, daß das Wasser dieser Quelle aus größerer Tiefe kommt.

Eine zweite ebenfalls aus Dolomit kommende stärkere Quelle in den Nördlichen Kalkalpen entspringt beim See von Fernstein am Fuße des Wannig. Ihr Wasser ergießt sich als Bach in den See und liefert infolge ihrer Mächtigkeit eine größere Emanationsmenge als die Seefelder Heilquelle, wenngleich die Konzentration nur halb so groß ist (12 M. E.).

3. Bei Umbausen im Ötztale entspringen alle stärkeren Quellen südlich des Dorfes im sogenannten Maurach, einem felsigen Talriegel, der von einem mächtigen Bergsturz überdeckt ist. Die Bergsturmassen sind vom Kamme ober Köfels abgebrochen und bestehen so wie der anstehende Fels in der Schlucht aus Augengneis. In der Maurachschlucht entspringt aus anstehendem Gneis auf der rechten Seite der Ache die stärkste Quelle, das Pseirer Brünnl (20 M. E.), während die Köfelser Bachquelle (14 M. E.) sowie die Schwefelquellen bei Winklen (10—12 M. E.) aus den Bergsturmassen hervorkommen. Der auf der Köfelser Hochfläche entspringende Bach zeigt keine Talbildung, da er nach kurzem Laufe im Boden versickert und sein Wasser unten in der Schlucht bei der Köfelser Achbrücke in mehreren Quellen wieder zutage tritt. Auf seinem Wege durch den Bergsturz hat das Wasser die Emanation bis auf 2.6 M. E. verloren. Die Schwefelquellen entspringen am südlichen Rande des Maurachs in der Talebene von Längenfeld, dessen Badquelle — gleichfalls eine Schwefelquelle — nahezu emanationsfrei ist.

Wegen des Vorkommens von Bimsstein nordöstlich von Köfels wird der Bergsturz, der nachweislich zwischen dem ersten und zweiten Gschnitzstadium erfolgte, von vielen Geologen mit einer vulkanischen Tätigkeit in Beziehung gebracht.<sup>1)</sup> Da sich viele Vesuvlaven durch einen hohen Ra-Gehalt auszeichnen, der bei frischen Laven fünf- bis sechsmal so groß gefunden wurde als bei Granitgesteinen (Ausbrüche von 1631 bis 1906), bei prähistorischen dagegen nur ungefähr gleich dem von Granit, wurde der Köfelser Bimsstein auf Ra-Gehalt nach der Emanationsmethode in der Weise untersucht, daß 125 g feinstes Pulver mit 1 l Wasser zusammengebracht und die Emanationsentwicklung nach drei Wochen bestimmt wurde. Es ergab sich so ein Ra-Gehalt von nur  $0.6 \cdot 10^{-12}$  g, also etwa einem Viertel des mittleren Gehaltes der Granite.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> W. Hammer, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Ötztal, Geolog. Bundesanstalt, Wien 1929.

R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, Berlin 1936.

<sup>2)</sup> A. Gockel, Die Radioaktivität von Boden und Quellen, Vieweg u. S., Braunschweig 1914.

**Übersichtliche Zusammenstellung aller stärkeren Quellen (über 7 M. E.) aus den Mitteilungen Nr. 1—7.**

Örtlichkeit	Name der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Zahl der Messungen	Mittelwert des Expansions- gebildes in Maßeinheiten
<b>1. Villnößtal bei Klausen (Kohlenstoff-Phyllite)</b> (B., 1.—6. Mitteilung)					
Villnösser Schlucht.	Zweite starke Eisenquelle .....	6-0	Graphitquarzit Höchstwert:	14	81-9 99-8
	Erste starke Eisenquelle .....	5-5	Quarzitschiefer	6	36-4
	Trinkwasserquelle des Badschiederhofes .....	6-0	Phyllit	1	11-2
Bad Froy .....	Magenquelle [Erg. = 7.5 l/min] ..	7-5	Graphitischer Phyllit	14	35-3 <sup>1)</sup>
	Quelle neben der Magenquelle ..	11-0	Phyllit	1	8-1
Gstammerhof .....	Erste starke Eisenquelle [Erg. = 12 l/min] .....	6-0	Quarzitschiefer	4	40-8
	Zweite starke Eisenquelle .....	7-0	Quarzitschiefer	2	29-2
	Dritte starke Eisenquelle .....	6-0	Quarzitschiefer	1	16-4
Gstammerschlucht .	Quelle am Weg zur Schlucht ....	7-0	Phyllit	1	8-7
Flitzerschlucht ....	Sauerquelle in halber Höhe ....	5-0	Phyllit	1	7-4
Raschötzer Wände .	Oberes Band, erste Quelle .....	2-5	Quarzporphyr	1	7-6
<b>2. Umgehung von Meran (Tonalit, Vinschgauer Schieferzone)</b> (K., 3.—6. Mitteilung)					
Tscherms .....	Quelle des Schreiberhofes [Erg. = 14 l/min] .....	11-5	Tonalit	10	37-6
	Quelle des Rantnerhofes .....	10-0	Tonalit	2	17-8
Rateis bei Völlan ..	Wasserleitungsquelle bei der Rateiser Mühle .....	7-9	Tonalit	2	21-5
Ultental, St. Pankraz	Quelle innerhalb des Hofes Höllental .....	5-2	Tonalit	1	11-4
Josefsberg bei Meran	Trinkwasser des Gasthauses ....	7-6	Schiefer	2	8-0
Martelltal, Bad Salt	Trinkwasserquelle des Bades .....	6-7	Schotter	1	12-6
	Trinkwasserquelle beim Wachter .	4-5	Schotter	1	13-6
Halling am Salten	Kreuzjöchquelle .....	5-2	Grödner Sandstein	1	8-1

<sup>1)</sup> Mittelwert nach Neufassung der Quelle (1913).

Örtlichkeit	Name der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Zahl der Messungen	Mittelwerte des Emanations- gehaltes in Mache-Einheiten
<b>3. Pustertaler Gneiszone (Antholzer Granitgneis)</b> (K., 3.—6. Mitteilung)					
Antholzer Tal . . . . .	„Litzenbrunnen“ bei Salomonsbrunn . . . . .	8.2	Granitgneis	2	30.2
	Bad Salomonsbrunn, Badquelle <sup>1)</sup>	8.1	Granitgneis	4	26.6
	„Kaltbrunn“ gegenüber dem Litzenbrunnen . . . . .	7.8	Granitgneis	1	11.5
	Quelle außerhalb des Kaltbrunns	8.6	Granitgneis	1	10.5
	„Magenwasser“ gegenüber Salomonsbrunn . . . . .	7.8	—	1	7.3
	Wasserleitungsquelle in Niedertal	7.7	Granitgneis	1	8.8
Tauferer Tal . . . . .	Wasserleitungsquelle von Anhofen	6.8	Biotitgneis	2	11.9
	Bad Neuhaus bei Gais, Trinkwasser . . . . .	5.5	Gneis	1	8.4
	Tesselberg bei Dietsenheim, Quelle beim Gasthaus . . . . .	6.3	Granit	1	7.1
Wielenbachtal . . . . .	Trinkwasserquelle von Oberwielenbach . . . . .	8.3	—	1	7.5

**4. Bozner Quarzporphyrgbiet**  
(K., 2.—6. Mitteilung)

Bozen . . . . .	Porphyrsteinbruch ober St. Magdalena; Wasser aus Bohrlöchern		Quarzporphyr		
	1. Quelle . . . . .	13.7		4	21.5
	2. Quelle . . . . .	—		1	13.0
	3. Quelle . . . . .	13.8		1	14.3
	„Kühles Brünnl“ am Virgl <sup>2)</sup> . . . . .	10.5	Quarzporphyr	61	19.6
	Trinkwasser beim „Peter Ploner“	11.4	Kalkmergel	3	7.7
Bad Ratzes am Schlern . . . . .	Eisenquelle . . . . .	6.0	Melaphyr	2	17.8
Mölden am Salten . . . . .	Kiendlbrunnen beim Pacher . . . . .	6.7	Quarzporphyr	1	7.8
Mitterbad in Ulten . . . . .	Eisen-Arsen-Quelle . . . . .	7.9	Quarzporphyr	2	7.0

<sup>1)</sup> Ergiebigkeit zirka 800 l/min.

<sup>2)</sup> Ergiebigkeit: 7.3 l/min. Höchster Emanationsgehalt 22.2 M. E., niedrigster 17.4 M. E. (Krüse, Schwankungen des Emanationsgehaltes eines Quellwassers).

Örtlichkeit	Name der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Zahl der Messungen	Mittelwerte des Emanations- gehaltes in Maße-Einheiten
-------------	-----------------	---------------------	---------	-----------------------	---

**5. Brixner Quarzphyllit und Granit**  
(B., 1.—4. und 6. Mitteilung)

Thinnebachtal bei Klausen .....	Franzschacht im Pfunderer Bergbau .....	11.0	Klausenit	1	11.6
Eisacktal .....	Bad Dreikirchen, Trinkwasser....	—	Phyllit	1	7.2
Schalderer Tal .....	Knappenloch, Quelle im Endstollen .....	8.0	Phyllit	1	9.6
Eisacktal .....	Franzensfeste, Ziehbrunnen im Festungsgraben .....	9.5	Granit	1	9.2
Pustertal .....	Bad Bachgart, obere Trinkquelle	9.5	Granit	1	7.4
Pfitscher Tal .....	Quelle am Weg zwischen St. Jakob und Platz .....	6.4	Gneis	1	7.9

**6. Nöblacher Joch bei Steinach am Brenner**  
(K., 3.—7. Mitteilung)

Felperbachgraben ..	Starke Quelle (Felperquelle).....	6.1	Phyllit	16	66.2 <sup>1)</sup>
	Trinkquelle am Felperbach nahe der Felperquelle .....	7.4	Phyllit	2	13.1
Plon bei Steinach..	Quelle des Ortsbrunnens .....	6.3	Quarzitschiefer	3	12.1
Nöblach .....	Quelle des Ortsbrunnens .....	7.8	Phyllit	2	10.0
	Quellen in der Wiese vor Nöblach				
	1. Quelle....	6.1	Dolomit	1	9.8
	2. Quelle....	5.7	Dolomit	1	7.7

**7. Umgebung von Mayrhofen (Zillertaler Granitgneis, Kalkzug von Mayrhofen)**  
(K., 5. und 7. Mitteilung)

Mayrhofen .....	Quelle des alten Dorfbrunnens bei der Brandbergkapelle [Erg. = 30 l/min] .....	8.3	Knollengneis	3	30.3
	Dunkler Brunn am Hauserberg..	4.5	Feldspatgestein	2	14.8
	Wasserleitungsquelle für „Haus“ am Hauserberg .....	6.5	Gneisglimmerschiefer	1	14.2
	Wasserleitungsquelle für „Straß“ am Hauserberg .....	6.6	Gneisglimmerschiefer	1	13.2
	Quelle der Wasserleitung für Mayrhofen in Einöd .....	8.8	Tuxer Grauwacke	1	7.2

<sup>1)</sup> Mittelwert nach Fassung der Quelle (1936).

Örtlichkeit	Name der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Zahl der Messungen	Mittelwerte des Emanations- gehaltes in Mache-Einheiten
Stilltupal .....	Bachquelle „Laoknerbrunn“ .....	6.0	Gneis	1	16.1
	Quelle auf der Lackneraste .....	6.1	Gneis	1	14.6
	Bachquelle auf der Birneraste ...	6.4	Gneis	1	11.4
Zemmgrund .....	Trinkwasser des Gasthauses Gra- wand .....	4.8	Gneis	1	11.8
Gerlostal .....	Zelachbrunn auf der Wimmertal- alm .....	3.5	Mergeliger Kalk	2	9.9

**8. Venetberg (Inn—Pitz—Piller Höhe) (Quarzphyllit, Kalkzug bei Imsterau, Phyllitgneis)**  
(B., K., 4.—7. Mitteilung)

Inntal, Imsterau ...	Brunnen im Unterhof [Erg. = 15 l/min] .....	9.0	Dolomitischer Kalk	3	25.6
Inntal, Imsterau ...	Brunnen beim Plungger .....	10.1	Kalk	3	15.3
Piller bei Wems ...	„Kaltes Wasser“ beim Gemeinde- sägewerk .....	5.0	Gneisphyllit	2	12.5
Anders bei Steinhof	Trinkwasserquelle .....	8.5	Serizitischer Phyllit	1	11.7
Trenk bei Steinhof	Trinkwasserquelle .....	9.0	—	1	10.5
Steinhof .....	Tiefental beim Trögele .....	6.0	Glimmer- schiefer	1	7.5
Arzl bei Imst .....	Quelle am Plattenrain .....	4.0	—	2	7.3
Schönwies .....	Quelle der Trinkwasserleitung ...	7.5	Kalk	1	7.0
Ried im Pitztal ...	Schafklammbrünnl .....	8.2	Gneis	1	7.2

**9. Kellerjochgebiet (Schwazer Augengneis)**  
(K., 7. Mitteilung)

Grafenast .....	Quelle links am Weg zur Loas ..	8.0	Gneisgraniti- sches Kontakt- gestein	1	12.4
	Bärenquelle bei der Rodelhütte ..	5.5	Augengneis	2	11.5
	Grattenbrünnl im Walde außer Grafenast .....	5.5	Augengneis	2	8.6
Wasserleitungs- quellen der Stadt Schwas .....	Hochwiesquelle .....	5.7	—	1	10.5
	Unterste Zehnerkopfquelle .....	5.7	Schiefer	1	7.8

Örtlichkeit	Name der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Zahl der Messungen	Mittelwert des Emanations- gasantes in Maßeinheiten
-------------	-----------------	----------------------	---------	-----------------------	--

**10. Andere Gebiete**  
(B., K., 3., 6. und 7. Mitteilung)

Ranggerköpfl .....	Köbesenquelle .....	5.7	Schiefergneis	1	9.5
	Quelle auf der Krimpenbachalm ..	6.3	Moränenschutt	1	9.0
Silz .....	Schwöbbrunnen .....	7.8	Glimmer- schiefer	4	18.3
Vent im Ötztal ...	Tappeinerbrunnen .....	5.0	Glimmer- schiefer	1	11.3
	Hirschkofelquelle .....	5.0	Glimmer- schiefer	1	8.9
	Quelle bei Vent (ohne Namen) ..	5.0	Gneis	1	7.3
Inneres Pitztal ....	Ritzenried, Quelle vor dem Schacht .....	8.5	Hornblende- schiefer	2	7.7
	Ritzenried, Eulequelle bei der Brücke .....	8.0	—	1	9.7
	St. Leonhard, Ziehbrunnen beim Gasthaus „Liesele“ .....	7.0	Gneis	1	9.1
Bludenz, Vorarlberg	Alte Badequelle Fohrenburg .....	12.2	Kalk	2	10.5

Über Quellen im südlichen Teile der Tiroler Zentralalpen liegen von italienischer Seite zwei neuere Untersuchungen vor, die eine von G. B. Trener betrifft die Umgebung von Meran, die andere von M. Betti und G. B. Bonino die Bäder des Vinschgaus, Passeiers, Pustertales und obersten Eisacktales (Brenner—Franzensfeste). Vom Geologen Dr. Trener wurde dabei in der näheren Umgebung von Meran eine größere Zahl stark radioaktiver Quellen aufgefunden und diese für Badezwecke zu einem Mischwasser gesammelt, dessen Radongehalt stärker ist als bei jenem für die Gasteiner Bäder (über 50 M. E.). Auf Grund einer genauen geologischen Aufnahme der Umgebung Merans in einem Umkreise von 10 km konnte festgestellt werden, daß alle starken Quellen einem Augengneisgebiete von etwa 50 m Mächtigkeit entspringen, das der Schieferzone eingelagert ist und vom Vigiljoch gegen Forst abfällt, dort die Etsch überschreitet und sich nach Durchquerung des Tappeiner Weges unter den Moränen von Dorf Tirol verliert. In diesem Augengneis wurden etwa 40 Quellen entdeckt; einige davon waren schon von Anfang an stark radioaktiv, u. zw. jene, die direkt aus dem anstehenden Gestein entspringen. Andere, die den Gehängeschutt passieren mußten,

wurden erst stark, nachdem durch Anlegen eines Schurfgrabens der anstehende Fels erreicht wurde. Die stärkste von allen diesen Quellen erreichte einen Grad von 200 M. E. So wurde also durch diese umfangreichen Untersuchungen auch einwandfrei festgestellt, daß beim Durchsickern der Quellwässer durch den Gehängeschutt der Radongehalt bis auf ein Zehntel der ursprünglichen Stärke verlorengeht. Die Nachmessungen der bereits früher in dieser Gegend vom Verfasser untersuchten Quellen ergaben in allen Fällen gute Übereinstimmung.<sup>1)</sup>

Betti und Bonino geben in ihrer Veröffentlichung<sup>2)</sup> für die Quellen der bekanntesten Bäder eine vollständige chemische Analyse, Temperatur, Dichte, elektrische Leitfähigkeit und den Radongehalt in M. E. Auch hier zeigen die Zahlenwerte gegenüber den früher erhaltenen fast durchwegs übereinstimmende Größe.

In Nordtirol ist die Quelle im Felperbachgraben — jetzt als „Felperquelle“ bezeichnet — die stärkste aller bisher untersuchten und die nächste nach dieser bei Mayrhofen im Zillertale erreicht nicht ganz die Hälfte des Radongehaltes. Auf Grund einer persönlichen Besichtigung F. v. Kerners ergab sich, daß das Wasser aus einer phyllitischen Einschaltung zwischen dem dolomitischen Liegendkalk dieses Phyllits und dem Quarzitschieferzuge am Hange des Nößlacher Joches entspringt. Als Träger des Radiums vermutet Kerner den Phyllit oder den Quarzitschiefer. Soweit es den Phyllit betrifft, zeigte eine durchgenommene Untersuchung weder eine merkliche Strahlung noch eine Emanationsentwicklung bei 125 g Gesteinspulver. Eine ebensolche Untersuchung des Quarzits und anderer Gesteine des Quellgebietes ist in Aussicht genommen, nachdem der Phyllit wohl nicht in Betracht kommt.

Die Quelle wurde erst im heurigen Sommer gefaßt, wodurch sich ihr Emanationsgehalt um etwa 10% erhöhte; vor der Fassung verteilten sich die Austrittsstellen des Wassers auf eine größere Bodenfläche und die Messungsergebnisse wiesen bedeutende Schwankungen auf, die wohl in erster Linie durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt waren. Es ergibt sich dies daraus, daß nach Regentagen die Quelltemperatur durch Beimengung von Oberflächenwasser ebenso erhöht wurde, wie die Emanation vermindert:

Temperaturen des Wassers .....	5.3	6.0	7.2	7.5°
Emanationsgehalt .....	66	59	44	43 M. E.

In der 6. Mitteilung von 1914 ist noch von drei verschiedenen Quellen die Rede. Dies bezieht sich aber nur auf verschiedene Austrittsstellen des Quellwassers, so daß es sich also nur um eine einzige Quelle handelt, deren Wasser durch die nunmehrige Fassung fast vollständig gesammelt wurde.

Gelegentlich einer Nachmessung der Quelle „Schwöhbrunnen“ bei Silz (18 M. E.) wurde auch das beim Ursprung anstehende Gestein, ein Muskovitglimmerschiefer, auf Ra-Gehalt untersucht. Dieser Schiefer ließ sich sehr leicht zerhlättern und zu Pulver aufbereiten und zeigte bei 125 g

<sup>1)</sup> Diese bisher nicht veröffentlichten Ergebnisse verdanke ich einer brieflichen Mitteilung Dr. Treiners und werden hier mit dessen freundlicher Zustimmung bekanntgegeben.

<sup>2)</sup> Siehe das Schriftenverzeichnis am Schlusse.

Substanz durch Strahlung einen Spannungsabfall von 23 V. und bei derselben Menge eine Emanationsentwicklung von 1.42 Eman in 22 Tagen, bei 100 g in 18 Tagen eine solche von 0.93 Eman. Daraus berechnet sich ein Ra-Gehalt von 1.0, bzw.  $1.1 \cdot 10^{-12}$  g, so daß anzunehmen ist, die Ra-Eman des Quellwassers stamme aus diesem Gesteine.

Allgemeine Beziehungen zwischen Ra-Gehalt des Gesteins und Eman-Gehalt von Quellen lassen sich mangels der erforderlichen Messungen an Gesteinen schwer feststellen. Soweit solche vorliegen, ist eine Abhängigkeit beider Größen doch gut zu erkennen, wie folgende Tabelle zeigt, die sich auf granitische Gesteine bezieht, deren Ra-Gehalt durch vollständige Auflösung des Gesteins bestimmt wurde (Mache und Bamberger, Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauerntunnels, 1914).

Gestein	Ra-Gehalt g. $10^{-12}$	Eman-Gehalt der stärksten Quelle in M. E.
Adamello-Granit (Pinzolo) .....	1.3	3.6 (Madonna di Campiglio)
Ultener Tonalit (Tscherms) .....	2.5	98
Brixner Granit (Sachsenklemme) .....	0.6	2.2 (Grasstein)
Antholzer Granitgneis (Salomonsbrunn).	3.6	30

Weiters läßt sich noch feststellen, daß viele Gneisgebiete durch eine größere Zahl von stärkeren Quellen hervorragen, insbesondere Augengneisgebiete (Meran, Umhausen, Kellerjoch bei Schwaz) sowie Granitgneise (Antholzer Tal, Mayrhofen). Es weist auch in Übereinstimmung mit dieser Tatsache der Antholzer Gneis nach der obigen Zusammenstellung einen höheren Ra-Gehalt auf als die angeführten sowie auch andere untersuchte Granite.

Nach der gebietsweisen Zusammenstellung aller stärkeren Quellen folgt zur Vervollständigung des Gesamtbildes noch eine statistische Übersicht sämtlicher untersuchter Quellen nach Zahl und Stärke. Daraus ist zu ersehen, daß über die Hälfte aller Quellen nur bis zu 2 M. E. Radongehalt besitzen, nur etwa 6% über 10 M. E. und unter 100 Quellen kaum eine mehr als 30 M. E. Bei einer Zahl von 905 untersuchten Quellwässern trifft es durchschnittlich eine Quelle auf  $32 \text{ km}^2$  oder ein Quadrat von  $5.7 \text{ km}$  Seite, wobei allerdings die tatsächliche Verteilung eine sehr ungleichmäßige ist und weite Gebiete bisher unberücksichtigt blieben, wie etwa das ganze Flußgebiet des Lechs, das Außerfern, das Paznaun, das Kauner Tal u. a. Wenn somit der vorliegenden Arbeit eine abschließende Übersicht beigegeben wurde, so ist damit weiterer Forschung keineswegs ein Ende gesetzt, es kann aber trotz dieser Unvollständigkeit hervorgehoben werden, daß die Tiroler Alpen hinsichtlich derartiger Untersuchungen zu den bestbearbeiteten Gebieten gezählt werden dürfen.

### Statistische Übersicht aller untersuchten Quellen (1907—1937).

Staat	Österreich			Italien	Gesamtes Untersuchungsgebiet	
Land	Vorarlberg	Nordtirol	Osttirol	Stirol		
Flußgebiet	Rhein	Inn, Isar	Drau	Etsch, Brenta, Sarca		
Fläche (km <sup>2</sup> )	2.601	12.645		14.069	29.315	
Zahl der Quellen von 0—2 M. E.	37 88-1%	258 56-5%	14 58-9%	176 46-1%	485 53-6%	unter 2 M. E. 53-6%
„ 2—5 M. E.	4 9-5%	121 26-5%	9 37-5%	127 33-2%	261 28-8%	unter 5 M. E. 82-4%
„ 5—7 M. E.	—	23 6-1%	1 4-2%	35 9-2%	64 7-1%	unter 7 M. E. 89-5%
„ 7—10 M. E.	—	19 4-1%	—	20 5-2%	39 4-3%	unter 10 M. E. 93-8%
„ 0—10 M. E.	41 97-6%	426 93-2%	24 100%	358 93-7%	849 93-8%	—
„ 10—20 M. E.	1 2-4%	27 5-9%	—	14 3-7%	42 4-6%	unter 20 M. E. 98-4%
„ 20—30 M. E.	—	2 0-4%	—	4 1-0%	6 0-7%	unter 30 M. E. 99-1%
über 30 M. E. . . .	—	2 0-4%	—	6 1-6%	8 0-9%	—
Summe . . . . .	42	457	24	382	905	

#### Gesamtverzeichnis aller Veröffentlichungen.

- M. Bamberger, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. 1. Mitteilung, 1907, Wiener Ber.
- M. Bamberger und K. Krüse, Beiträge . . . 2. bis 5. Mitteilung, Wiener Ber. 1910, 1911, 1912, 1913.
- M. Bamberger und K. Krüse, 6. Mitteilung, 1914, Jahrbuch der Geolog. Reichsanstalt Wien, Bd. 64.
- K. Krüse, Beiträge . . 7. Mitteilung, 1926, Jahrbuch der Geolog. Bundesanstalt Wien, Bd. 76.
- F. v. Kerner, Richtigstellung, betreffend die geologische Position der stark radioaktiven Quelle im Sigreiter Graben bei Steinach am Brenner. Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt, Wien 1915, Nr. 6.
- M. Bamberger und K. Krüse, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Vorarlbergs, Wien 1914. Das österr. Sanitätswesen, Nr. 18.
- K. Krüse, Über Schwankungen des Emanationsgehaltes eines Quellwassers. Jahrb. der Radioaktivität und Elektronik, 14. Bd., Heft 3, Hirzel, Leipzig 1917.
- H. Mache und M. Bamberger, Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauern隧nells und über die Gasteiner Therme. Wiener Ber. 1914. (Betrifft die Bestimmungen des Ra- und Th-Gehaltes von Graniten aus Tirol.)
- M. Betti e G. B. Bonino, Le acque minerali dell'Alto Adige e del Trentino. Indagini chimiche e chimico-fisiche. Prima Parte. Memorie della Classe di Scienze fisiche, matem. e naturali. Vol. V. Roma 1934. Reale Accademia d'Italia.

# Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach.

Von Josef Stiny.

Mit 1 Tafel und 13 Abbildungen.

## Vorbemerkung.

Seit dem Jahre 1925 weilte ich wiederholt längere Zeit in Warmbad Villach und unternahm von dort aus geologische Wanderungen in die Nachbarschaft. Zugleich leitete ich Messungen an den Warmquellen und den kalten Rieseln des Gebietes ein. Unterstützt wurde ich dabei von den Besitzern des altberühmten Heilbades, welche vom Herbst 1928 an durch einige Zeit hindurch die Schüttung und Wärme der Quellen durch einen ihrer Angestellten beobachten ließen. Sie förderten auch meine eigenen Untersuchungen in mancher Hinsicht, wofür ihnen an dieser Stelle ausdrücklich Dank gesagt sei. Wenn ich auch vorhabe, in dem hier behandelten Gebiete weiterhin gelegentlich ergänzende Messungen und fachliche Wanderungen auszuführen, so lege ich die bisherigen Ergebnisse doch schon heute der Öffentlichkeit vor, um anderen die Möglichkeit zu bieten, an sie anzuknüpfen oder zu ihnen Stellung zu nehmen.

### I. Die Schichtglieder des Gebietes.

Hinsichtlich der ältesten Schichtglieder des Gebietes, welche dem kristallinen Grundgebirge angehören, verweise ich bemerkungslos auf die Veröffentlichungen von W. Petraschek und R. Schwinner. Auch über die Werfener Schichten südlich und südwestlich von Warmbad erübrigen sich Bemerkungen; diese seien auf die jüngeren bis jüngsten Ablagerungen des Gebietes beschränkt.

#### Gutensteiner Kalk.

Der Gutensteiner Kalk des Gebietes zeigt das gewohnte Aussehen; die dunklen Bruchflächen seiner dünnen Platten durchziehen weiße Spatadern; beim Anschlagen riecht er bituminös. Er steht z. B. am Südhang der Rückfallkuppe 560 im Gailknie an, wo ihn bereits Geyer (1901) entdeckt hat; er fällt hier steil gegen ONO und ist mit hellgrauen, klüftigen Dolomiten verknüpft, die auch in dem Sattel zwischen Kuppe 560 und Graschlitzen an der Bundesstraße entblößt sind.

Südlich von Gummern treten auch dunkle, schwach spatadrig Stinkdolomite im Hangende des eigentlichen Gutensteiner Kalkes auf. Ähnliche breschige, aschgraue bis schwärzliche Dolomite unterteufen am Südfuße der Graschlitzen in den Steinbrüchen an der Bundesstraße den Wetter-

steinkalk. Sie sind verknüpft mit Gutensteiner Kalken. Im Liegenden treten hier auch gelbliche, zellig-löchrige Kalke auf, welche jenen auf der Gahns (N.-Ö.) unweit der Sperringquelle u. a. a. O. gleichen.

### Wettersteinkalk.

Die genauere Gliederung des Wettersteinkalkes, welche den eingehenden Untersuchungen Hollers im Bergbaugebiete von Bleiberg—Kreuth gelungen ist, konnte auf das untersuchte Gebiet noch nicht angewendet werden, da sie erst im Herbst 1936 veröffentlicht wurde.

Der Wettersteinkalk der östlichen Staffel der Villacher Alpe bricht im allgemeinen muschelig, seltener splittrig (nördlich Heiligengeist) und zeigt örtlich nur undeutliche Schichtung. Sein Aussehen ist mehr oder minder dicht, seine Farbe weißlich, gelblichgrau, zart fleischfarben, pfirsichblütenrot oder auch grau. Junge Störungen, wie z. B. südlich Mittewald, zerhacken ihn zu kleinen, scharfen Splittern oder mittelgroßen Bruchstücken, ältere, etwa vormiozäne, verleihen ihm eine breschige, rotklüftige bis rotscherbige Tracht; auch lückige und zellige Abarten finden sich. Als ziemlich reiner bis sehr reiner Kalk neigt er zur Karrenbildung; zahlreiche Naturschächte weisen lotrecht oder sehräge in die Tiefe und Höhlenschläuche, die sich örtlich enge aneinander drängen, durchlöchern an vielen Stellen den schnittigen Kalkfels. Versteinerungen entdeckt man gar nicht selten; so z. B. Korallen, Kalkalgen, Schnecken (Chemnitzien), Diploporendurchschnitte usw.; Riesenroggensteintracht bemerkt man öfters (Steinbruch bei der Schießstätte, Burgkopf (Gradischen oder Tschelschnigkopf) usw.

Die unteren Lagen des Wettersteinkalkes sind häufig dolomitisch ausgebildet; so namentlich am Südfuße der Graslitzten; auch auf der Vorkuppe 560 steht hellgrauer, unterer Dolomit an; seine Abgrenzung gegen den hangenden Wettersteinkalk ist schwierig durchzuführen.

Wandbildung ist häufig (Schwarze Wand W von Warmbad, Rote Wand, Abstürze bei Federaun usw.).

### Raibler Schichten.

Die Carditaschichten (Lagerschiefer, Hauptschiefer des Bergbaues) bestehen im Aufnahmsgelände vorwiegend aus schwärzlichbraunen bis schwarzen, leicht zerbröckelnden Tonschiefern; wegen ihrer geringen Widerständigkeit gegen Verwitterung und Ausräumung bilden sie weiche Formen und sind nur in frischen Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich. Ihre Mächtigkeit ist gering. Zu den bereits bekannten Vorkommen wurden einige neue hinzugefunden.

### Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit des Gebietes weicht in seinem Aussehen kaum von jenem anderer Vorkommen ab. Seine Farbe ist meist hellgrau bis graulichweiß, seltener dunkelgrau bis schwärzlich (Stinkdolomit, Stinkstein). Seine Sprödigkeit äußert sich in einer häufigen Zerhackung in kleine Stücke bis zum Grus herab; nur abseits der zahlreichen Verwerfungen und Quetschstreifen des Gebietes zeigt er sich geschonter und mehr oder weniger erkennbar gebankt.

Westlich von Pogöriach sind scharf umgrenzte, eckige Putzen der dunklen Ahart in kleinzerhackte, helle Massen gewissermaßen eingespießt. Auch südwestlich der genannten Ortschaft zeigen sich dunkle Lagen nicht selten. Hier, im Gebiete zwischen Brochner und Kaltenhrunn ist der Hauptdolomit meist bis zu Grus zerquetscht; ONO streichende und mittelsteile, NNW streichende Klüfte schließen oft Zerrüttungstreifen ein, zwischen welchen Blöcke geschonter geblieben sind.

Landschaftlich kennzeichnen den Hauptdolomit von Neubaustreifen tiefe Einrisse, scharfe Grate, zierliche Säulen, Türmchen und Pfeiler sowie bröcklige, rauhe, mittelsteile Wände von kleineren Ausmaßen. Die glatten Wände, welche im Wettersteinkalk steil bis fast lotrecht aufstehen und langhin ebenflächig streichen, fehlen hier. Musterformen der Hauptdolomitkleingestaltung zeigt u. a. die durch O—W streichende Klüfte bedingte Schlucht des Weißenbaches. Höhlenbildung ist selten.

Viel Ähnlichkeit mit dem Hauptdolomit zeigt der Dolomit und kalkige Dolomit bei Egg. Seine Farbe reicht von schwärzlich über dunkelblaugrau bis hellgrau; bisweilen führt er dunkle Hornsteine. Beim Kirchlein von Egg und östlich davon ist er kleingequetscht (Reibsandgewinnung) und scheint flach südlich, das ist unter den Tabor, einzufallen. Sichere Anhaltspunkte für die Altersbestimmung fehlen. Am Ostufer des Sees fällt er gleichfalls gegen Süden ein; hier durchziehen ihn vielfach feine, weiße Spatadern. Gegen Egg zu schalten sich grünlichgraue, rostig anwitternde, dolomitische Sandsteinschiefer ein, deren Klüfte Fällungsringe zeigen, ähnlich wie gewisse altzeitliche Sandsteinschiefer der Umgebung von Bruck a. d. Mur (Schloßberg, Kaltbachgraben). Am Wauberge trifft man zahlreiche Karsttrichter an. N des Roterdevorkommens bei Petschnitzen streicht ein Zug von grauen Kalken durch, welche Wettersteinkalken zum Verwecheln ähnlich sehen. Ein gutes Stück weiter im Norden entblößt ein Karrenweg bräunlichgelbe, seidenglimmerführende Dolomit-Mergelschiefer, ähnlich jenen, welche am Seeufer anstehen.

Das Waldkleid der Dolomitlandschaft ist in der Regel dürrtig; Föhren herrschen vor; in der lebenden Bodendecke machen sich Schneeheide, Besenheide und Beersträucher bemerkbar.

### Jungtertiäres Konglomerat.

Echtes Sattnitzkonglomerat baut den Tafelberg des Tabor auf; seine Oberfläche zeigt Karsttrichter und eine zweistufige Formenentwicklung. Gegen den See zu hüllt Bergsturztrümmerwerk den Fuß des Berges ein; aus ihm hebt sich dann, nordwärts allmählich ansteigend, die Dolomitsockelmasse heraus. Zwischen dem OW streichenden Dolomitrücken des Wauberges und dem Tabor liegt eine Mulde, in welche der Würmgletscher Moränenfülle (teils Grund-, teils Ufermoräne) hineingeschmiert hat; sie verhüllt das Liegende der Sattnitzkonglomeratplatte; daß die kohlenführenden Tone der Penken hier anstehen dürften, beweist ein alter Schurfbau nördlich des Weilers Petschnitzen; etwas weiter nordwestlich ruhen rote Tone unmittelbar den Triasdolomiten auf; sie wurden von Canaval (1899) und Stiny bereits geschildert. Für ein undurchlässiges Zwischenglied zwischen Dolomit und Sattnitzkonglomerat sprechen auch die Quellen, welche am Taborberge



Abb. 1. Geologisches Kärtchen der Umgebung von Warmbad Villach.  
Maßstab ungefähr 1 : 24.000.

### Zeichenerklärung.

	Junge Anschwemmungen und nicht näher bestimmter Gehängschutt							
	Schutthalden; westlich Federaun Moränen überrollend							
	Schießstattflur (Flur von Judendorf)							
	Nächsthöhere Flur							
	Flur von St. Johann							
	Obere Möltschacher Flur							
	Obere Judendorfer Flur							
	Grundmoränen							
	Konglomerat des Hungerloches (Tertiär?)							
	Gutensteiner- und Wetterstein-Dolomit							
	Weitersteinkalk							
  	} Gesteinseinfällen { <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; margin-left: 10px;"> <tr><td style="padding: 0 5px;">&lt;</td><td style="padding: 0 5px;">30°</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">30°</td><td style="padding: 0 5px;">—</td><td style="padding: 0 5px;">50°</td></tr> <tr><td style="padding: 0 5px;">&gt;</td><td style="padding: 0 5px;">50°</td></tr> </table>	<	30°	30°	—	50°	>	50°
<	30°							
30°	—	50°						
>	50°							

Schotterfluren  
der Zeit während  
des und nach  
dem Rückzuge  
des Würmeises

hervorbrechen. Die höchsten liegen auf dem Nordwestsporn und dem Nordabfalle des Tabors, tiefere bei Petschnitzen und am Südwestsporn; die ergiebigsten aber brechen auf dem seeseitigen Abfalle des Berges hervor. Aus dieser Verteilung der Quellen glaube ich schließen zu können, daß die Tafel des Sattnitzkonglomerates sehr sanft verbogen ist; die WSW—ONO streichende Achse der Mulde taucht gegen SW unter den jungen Bergsturz-, Halden- und Schwemmschutt unter. Die Quellen wären also im Norden (Wasserleitungen Aschgan und Tschebull) und Osten Überflieger, auf der Westseite aber gewöhnliche Schlauchquellen (Untergruppe der Schichtquellen), wie sie dem zur Verkarstung neigenden Gestein ohne weiteres entsprechen. An der Zusammensetzung des Sattnitzkonglomerates nehmen fast ausschließlich Gesteine aus den Karnischen Alpen und den Karawanken teil; Quarze und andere kristalline Leitgesteine findet man nicht häufig; Sandsteinzwischenlagen trifft man da und dort an, z. B. beim Abstiege gegen Petschnitzen.

Höfer gibt Sattnitzkonglomerat aus einem Bräuhauskeller in St. Martin an. Unsicher ist die zeitliche Einordnung der sattnitzkonglomeratähnlichen Ablagerung, aus welcher das Hungerloch NW von Warmbad entspringt; ebenso jene des Bleiberger Konglomerates und des Konglomerates von Faak; von diesen Vorkommen wird weiter unten die Rede sein.

Im Feistritzgraben traf ich NW und westlich des Kopainig steil eingeschupptes Sattnitzkonglomerat an; vielleicht entspringt aus ihm, durch Moräne verhüllt, die Schwefelquelle von Susalitsch.

### Eiszeitschotter.

Die Eiszeitschotter (vgl. besonders Penck), welche die Fluren um Villach und bei Warmbad aufbauen, zeigen fast überall in augenfälliger Weise die Kennzeichen von Zuschüttungsformen kleiner Seebecken (Mündungskegelschichtung usw.). So z. B. in den Kiesgruben bei Pogöriach, Möltschach, Völkendorf, Judendorf, Warmbad Villach, in der Prallstelle bei St. Martin, bei St. Johann u. a. a. O. m.

In ihrer äußeren Formung erinnern sie an das Bild einer „Taltreppe“, wie es V. Hilber in einer wenig beachteten Veröffentlichung so meisterhaft entworfen hat. Flur erhebt sich über Flur; die Ausgangsplattform bildet die heutige Talsole etwa an der Gailmündung (rund 486 m); als höchste Stufe erscheint dem Auge jene von Heiligengeist, bzw. seines Bergkirchleins (915 m).

Wer diese mehr als 400 m hohe Flurtreppe um Villach das erstemal sieht, glaubt zunächst eine streng planmäßige Anlage und geometrische Ausbildung ihrer Staffel annehmen zu sollen. Sorgfältige Begehungen und Messungen zeigen aber bald, daß dies nur bei den jüngsten Fluren zutrifft. Die älteren, eiszeitlichen, fügen sich nur schwer einer gesetzmäßigen Eingliederung. Der Grund dieser Erscheinung muß in den Verhältnissen beim Rückzuge des Würngletschers gesucht werden. Dieser schüttete die mächtigen, drumlinartigen Rücken aus Grundmoräne um Wernberg, Schleben, Zettin und Goritschach auf; südlich der Drau liegen die Moränenmassen der Dobrava (Eichenberge), die in der Polana (661 m) gipfeln, in gleicher Weise auf Reiß-Würm-Schottern; die Schotter- und Nagelfluhbänke, welche in den Prallstellen der Gail unterhalb Müllnern, bei Maria-Gail und Prossowitzsch abgeschlossen sind, entsprechen den von Penck benannten Schottern von Förderlach in der Wernberger Drauschlinge. Die liegende Reißmoräne ist meines Wissens nur hier und S von Tschinowitzsch klar aufgeschlossen.

Für einen längeren Gletscherhalt im Teilbecken von Villach habe ich keine schlüssigen Beweise finden können. Dagegen deutet vieles darauf hin, daß sich in der Niederung der Drau-Gail-Vereinigung in dem Augenblicke ein Toteisgebiet entwickelte, als beim Nachlassen des Zuschubes aus dem Hochgebirge ein Mißverhältnis zwischen der Ernährung durch die schmale, schattige Durchbruchtalung von Gummern und der Abschmelzung im weiten Becken von Villach sich herausbildete; der breite, aber dünne Eiskuchen der Zunge begann zu zerfallen; die einzelnen Schollen wurden selbständig, verloren die Fühlung miteinander und verfielen langsam der Einschotterung und der Abschmelzung. Vielleicht entbehrten manche der Teilkuchen nicht völlig der Bewegung und verdienen die Bezeichnung „Trenneis“ mehr als „Toteis“. Der Zeit der Zerfalleisbildung im Villacher Becken gehört auch der Rest eines Draumoränenwalles an, welcher bei Punkt 616 (O. A.) im Eichholzgraben sich quer über das Tal legt und eine Stufe bildet.

Wasmund (1934) hat bereits bemerkt, daß ihm die Umrahmung des Magdalensees wie eine Kameslandschaft vorkomme. Paschinger spricht von einem Toteisgebiet (1936). Meine Begehungen geben ihm Recht. Die zahllosen, z. T. wassererfüllten, z. T. versumpften Wannen waren einst von Zerfalleis erfüllt; in den weiteren Niederungen setzten sich Bändertone ab; sie haben insbesondere im Raume der Ziegelei gegen Seebach und St. Magdalena hin ausgedehnte Verbreitung und bilden das Liegende der ockrig anwitternden Sande, Kiese und Grobschotter, aus denen die Kuppen der Kameslandschaft bestehen; gelegentliche Aufschlüsse zeigen Schrägschichtung an. Die kleinen Seen des Gebietes sind keine von der Drau abhängigen Grundwasserseen; ihr Spiegel liegt etwas höher als jener der Drau und macht die starken Schwankungen des Drauwasserspiegels nicht mit. Dagegen beweisen Grenzquellen am Süd- und Ostufer des Magdalensees und bei der Ziegelei, daß Grundwasser der Eiszeithügel die kleinen Seebecken speist; sie sind

also „Quellseen“. Wannen und ähnliche mehr oder minder abflußlose Hohlformen beobachtet man noch bis gegen St. Michel und Zauchen hin. Von den eindruckvolleren Gleichstücken rund um den Magdalenasee herum trennt sie ein merkwürdiger, schmaler Rücken, welcher in der genauen Richtung des Seebachtales von NNO gegen SSO fast geradlinig dahinzieht. Bundesstraße und Bahn kreuzen ihn; spärliche Aufschlüsse verraten Schrägschichtung; rostig anwitternde Schotter aus einem rein kristallinen Hinterlande bauen den Rücken und die Kameshaufen auf. Ich halte den Rücken für ein Os, u. zw. meines Wissens das erste, das auf Kärntner Boden aufgefunden wurde; es ist rund 2 km lang und vom Schmelzwasser des Treffner Eislappens unterirdisch aufgeschüttet worden.

Zur selben Zeit, als der Lappen aus dem Gegendtale die Zerfalleislandschaft um den heutigen Magdalenasee bildete, zerlegte die Abschmelzung in der sonuigen Niederung von Villach auch das Eis der Zunge des Draugletschers selbst.

Von Lind bis zum Leonharder See dehnt sich eine Trenneislandschaft mit abflußlosen Senken und inselbergähnlichen Hügeln aus; wo Moräne den Boden der Wannen und den unteren Teil ihrer Wandungen bildet, sind sie wassererfüllt (Leonharder See); im Gebiete der Schotter liegen sie trocken da (Lind). Schräg geschichtete Sande, Kiese und Schotter aus dem Draugebiete bauen die Hügel auf. Sie sind wie jene der Fluren im Westen (Kapuzinerwäldchen, Groß-Vassach) bis tief unter die heutige Landoberfläche rostig angewittert; erst tiefere Aufschlüsse legen die unverwitterten, grauen Schotter bloß.

Die Flur des Kapuzinerwäldchens N von Villach besteht aus unruhig aufgeschütteten, ungeschichteten Schottern mit einzelnen, mäßig großen Blöcken; ihre Zusammensetzung und Kornverteilung ähnelt jener der Kameshaufen um den Magdalenasee.

Die Fluren von Neulind, Groß-Vassach und Gritschach bestehen aus Drautalgeschieben. Sie senken sich aber steiler talauswärts, als dies echte Fluren des Drauflusses tun. Zudem kann der Steilabfall mit dem sie gegen Südosten abbrechen, nicht vom Andrängen der Drau selbst erzeugt worden sein; eine derart hoch fließende Drau hätte die Zerfalleislöcher und Trenneiswannen von St. Leonhard zuschütten müssen. Die Steiflur von Goritschach und Groß-Vassach hat daher wohl ein Schmelzwasserbach zu einer Zeit aufgeschüttet, da Trenneis noch bei St. Leonhard lag; die Abtreppung der tieferen Schotterfluren ging Hand in Hand mit der Abschmelzung der Eiskuchen vor sich.

Auf der Schattseite erhielt sich ein Eiskuchen länger; vor ihm entstanden die hohen Fluren NW von Obervellach, die wahrscheinlich ein recht kräftiger Schmelzwasserfluß aufgeschüttet hat. Der Trenneiskuchen ruhte einer Grundmoränenlandschaft auf; ihre Ablagerungen bildeten da Hügel und dort den Boden von Wannen und Mulden; überall rufen ihre Ausbisse gleich jenen der Bändertone den Austritt von Quellen und Wasserfäden hervor; so z. B. W Möltschach (Wasserfassungen), SÖ St. Georgen (moosiger Kessel), S des Weges von St. Johann nach Goritschach (Wasserfassungen), im Orte St. Martin (Hohlweg), am Südhang des Judendorfer Tälchens, in der Mulde zwischen Völkendorf und Möltschach, auf dem Steilabfalle der St. Johannser Flur gegen Osten (zwei fast aneinanderschließende, ungefähr N—S verlaufende

Quellreihen) u. a. a. O. m. Schmelzwässer füllten Schotter in Spalten und Hohlräume der zerfallenden Eisblöcke; sie bildeten heute schrägschotter-erfüllte Hügel mit vereinzelt Toteiswannen (z. B. östlich Punkt 578), während die Senken jene Räume darstellten, welche am längsten mit Eis bedeckt blieben. Während aber die Zerfalleislöcher von St. Leonhard fern von geschiebereichen Wasserläufen besser und in größerer Zahl erhalten blieben, schoben auf der Schattseite Wildwässer von der Villacher Alpe herab in die Wannsen ihre Schwemmläuser vor, vernichteten viele der Hohlformen und verschonten nur einige geschützter liegende; so z. B. NNO von Goritschach, östlich dieses Ortes und westlich von Pogöriach auf der Vorflur gegen den Treppenstaffel hin, welcher das Kreuz 683 trägt.

Die Hügel ragen nun vielfach aus Schotterfluren heraus, die rein örtliche Bildungen sind. Als solche lassen sie sich natürlich mit den übrigen Fluren um Villach schwer vergleichen. Die Geschiebezusammensetzung der Hügellandschaft W von Villach weist auf kräftigen Zustrom vom Bleiberger und vom Gailtale hin. Wenn die Zerfalleislandschaft um den Magdalenasee auf Gegendeis zurückgeht, dann müssen wir jene von St. Leonhard dem Drausee und schließlich jene von St. Johann—Pogöriach dem Gailtal (Bleiberger) Eise unter Mitheteiligung des eigentlichen Draugletschers zuschreiben.

Im großen und ganzen wird man die Taltreppe um Villach in folgender Weise staffeln dürfen:

1. Gegenüber Gottestal 479 m, Frojach 475 m, St. Lambrecht 473 m (Jetztzeitflur).

2. Bahnhofflur, Perau (Teilflur), Altlinger Flur (Bahnhofflur).

3. St. Ulrich 485 m, Drau 487 m, Flur von Duell (?), Wudmat 481 m, Dragnitz, St. Michel 477 m (Draufur).

4. St. Leonhard, Kirche St. Ulrich 503 m, Föhrenwald, r. U., 503 m, Zauchen 507 m, Flur von Magdalena, Tschinowitsch, St. Martin, unterer Ort, Föderlach 492 m, 491 m, Flur von Gottestal (Teilflur) und westlich Drau (um 500 m) (Magdalenaflur).

5. Flur von Judendorf, Flur O von Federaun, tiefere Keltengräberflur (N-Fuß der Graschlitzen) (Judendorfer Flur).

6. Obervellach N 551 m, höhere Keltengräberflur am N-Fuß der Graschlitzen, Neuhind 530—540 m, St. Martin, Kirchenflur 534—340 m, Zauchen 520 m (Neulinder Flur).

7. Groß-Vassach 550—562 m, Neuhaus 553 m, St. Johann 561—565 m (Groß-Vassacher Flur).

8. Gritschach 576 m, Vorbau Punkt 543 W von Drau (Gritschacher Flur).

9. 660 m Vorflur W von Pogöriach.

10. 675—685 m Flurreste W von Pogöriach.

11. Heiligengeister Flur (um 880 m).

Am Buchberge und östlich desselben liegt eine mächtige Folge von grauen Tonen und feinen, glimmerigen, lagenweise mehr oder weniger schwachlehmigen Sanden. Vermutlich handelt es sich um die Ausfüllung einer moränen-nahen Mulde; die höchsten Lagen der Tone enthalten sogar einzelne Kritzerlinge.

Auf die Aufschüttungszeit folgte in der Nach-eiszeit wiederum eine Zeitspanne der Ausräumung; sie schuf die Talungen bei Goritschach, Mölttschach usw. und die jüngeren, etwa der Gail und der Drau.

Das Schnittbild gibt die Jungfluren wieder (Abb. 2). Sie lassen sich um so leichter verfolgen und gleichstellen, je jünger sie sind. Einen prächtig abgestuften Schwemmkegel, dessen Steilstufen das Sinken des Schurfausgangspunktes abbilden, hat die Vellach gegen die Draufurche vorgebaut. Mehrere gut ausgebildete Baustufen schuf auch der Seebach bei Müllnern und bei St. Stefan.

Rascher, unvermittelter Wechsel der Korngröße in den einzelnen, übereinanderliegenden Schichten vom Grobschotter bis zum Feinsand herab zeugt von wildflußartigem Absatze der Schotter. In den Zerfalleisgebieten weist die Schrägschichtung gegen die Eiskuchen hin; die Schotter mögen auch manche Toteiswanne ganz zugeschüttet haben (echte Mündungskegelschichtung). Zuweilen gehen Schrägschichtungen in solchen Gebieten auch auf Rutschungen zurück, welche in Zerfalleistrichter hinein gerichtet waren; so z. B. unweit des St. Leonharder Sees, wo die Eiszeitlockermassen oft unter 40 und mehr Grad gegen Wannen zu abfallen.

Lagerungsverhältnisse und Geschiebezusammensetzung stellen die Schotter westlich der Weiler Drau und Bogenfeld mit ihren Nagelfluhzwischenlagen in die Riß-Würm-Zwischenzeit. Der vorherrschende Einfluß der Gail spricht sich in dem Überwiegen von Brausgesteinen aus; Serpentin, Gneis und andere Tauerngeschiebe sind nicht häufig. Daß die Ablagerung tatsächlich das Liegende der Grundmoräne von Drobollach, Greuth und des Dobravazuges überhaupt bildet, geht u. a. auch daraus hervor, daß die Sohlentäler, welche in die Schottermassen eingeschnitten sind, auf lange Strecken hin trocken liegen, während in ihrem moränenbedeckten Einzugsgebiete die Wasserlein Hausmühlen treiben und Schwellteiche auffüllen. Diese Liegendschotter sind in der Drauprallstelle gegenüber St. Ulrich prächtig aufgeschlossen. Ihre Hangendgrenze zieht dann weiter im Westen tiefer herab; der Hohlweg, welcher von Prosovitsch zur Gailbrücke herabzieht, entblößt Grundmoräne, welche festen Nagelfluhbänken aufruht. Im links aus-

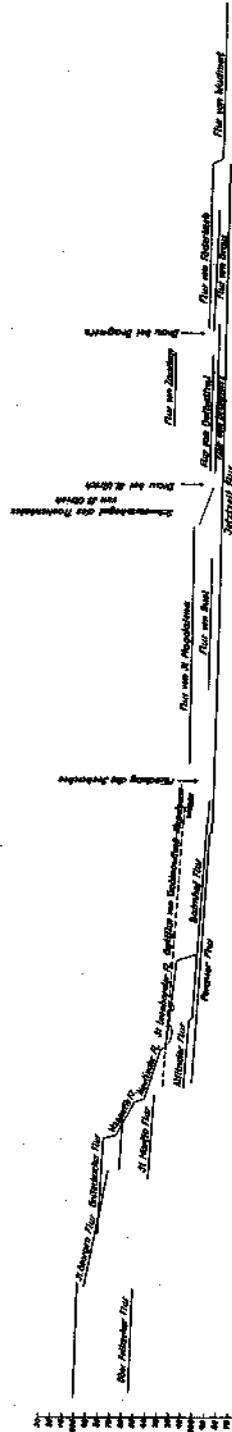


Abb. 2. Flurentreppe bei Villach.

biegenden Gailknie SW von Tschinowitsch trifft man die älteren Schotter- und Nagelfluhmassen unter ihrem Würmmoränendache wieder an.

Es wäre nur folgerichtig, die Schotter- und Nagelfluhmassen in dem Hohlwege, der von Höfling nordwärts zum Punkte 601 der O. A. hinaufführt, gleichfalls der Rib-Würm-Zwischeneiszeit zuzuordnen; ihre bergartige Zusammensetzung weist auf die Gail als Frächter hin; Sandlager schalten sich häufig ein. In den Nagelfluhbänken erfüllt der Kitt die Hohlräume ziemlich gut.

In gleicher Lagerung trifft man nun an der Straße Drobollach—Faak auf den Hängen des Schwarzkogels und in inselartigen Auftragungen in Faak und N von Faak sowie auf der Seeinsel Konglomerate an, welche Hartmann (1886) noch zum Sattnitzkonglomerat gezählt hat. Sie gleichen ihm auch tatsächlich in vielen Punkten; das Bindemittel ist reichlich in die Lücken gegossen und zeigt oft jene rötlichgelbe Färbung, wie wir sie beim Sattnitzkonglomerat häufig sehen, während sie uns in eiszeitlichen Ablagerungen ungewohnt ist; außerdem herrschen im Geschiebe Kalke vor, wenn auch kristalline Geschiebe durchaus nicht selten sind; Heritsch hat in einem 1936 gehaltenen Vortrage diese Konglomerate als eiszeitlich angesprochen.

Auch dafür lassen sich Anhaltspunkte finden. Es ist in der Natur sehr schwer, diese Konglomerate von Faak, wie ich sie der Kürze halber nennen will, von jenen Sand-, Schotter- und Nagelfluhmassen abzutrennen, welche nördlich von Höfling von Eiszeitablagerungen nicht zu unterscheiden sind. Auf die Geschiebezusammensetzung darf man nach meinen Erfahrungen im Klagenfurter Becken keinen allzugroßen Wert legen; die Bringer kristalliner Geschiebe, wie Möll, Lieser usw. haben ebenso wie die Frächter kalkalpinen Schuttes ihre Laufrichtung in geologisch junger Zeit wiederholt gewechselt; dazu kommt, daß die Geschiebemassenzufuhr aus den zwei Hauptgebieten, Urgebirge und Kalkalpen, zeitlich miteinander abgewechselt haben kann, je nach der zeitlichen Verteilung der Krustenbewegungen und der für die Geschiebeförderung einzig in Betracht kommenden Hochwässer. Wie sehr dies zutrifft, zeigten vor einigen Jahren die damals noch frischen Aufschlüsse unweit Bildstock 576 N von Faak. Die tieferen Lagen des Konglomerates sind überreich an Kalkgeschieben, die höheren dagegen weisen sehr viele Quarze, Schiefer und andere Urgebirgsgeschiebe auf. Noch höher oben, bei Punkt 595 der O. A. herrschen wieder die kalkalpinen Geschiebe weitaus vor. Um weitere Aufschlüsse über das Faaker Konglomerat zu erhalten, habe ich die Härte des Wassers jener Quellen bestimmt, welche aus ihm austreten; es zeigte sich, daß die Härte der Schwarzkogelwässer größer ist, als jene der Quellwässer aus dem Sattnitzkonglomerate des Tabors; der Unterschied ist namentlich im Sommer erheblich; die Härtewerte entsprechen jenen, welche in dem gegenständlichen Gebiete an Wässern aus Eiszeitschotter gefunden werden (vgl. Übersicht 8). Die Erhöhung der Härte kann aber auch auf die Überlagerung durch Moränenreste zurückgehen.

Ich habe daher auf der beiliegenden geologischen Karte das Konglomerat von Faak vorläufig als tertiär eingetragen, bemerke aber ausdrücklich, daß ich die Altersfrage noch nicht als völlig geklärt ansehe. Die öfters rötlichgelbe Färbung des Bindemittels liefert allein noch keinen Beweis für tertiäres Alter des Faaker Konglomerates oder jenes beim Hungerloch oder östlich von Bleiberg. Auf den Höhen nördlich des Wörthersees zwischen Töschling

und Velden liegen auf den Rundbuckeln und in den Mulden zwischen ihnen zahlreiche Vorkommen von Blütlehm (nicht zu verwechseln mit Roterde!), welche auf ein wärmeres Klima nach dem Rückzuge des Würmeises hindeuten; auch aus Zwischeneiszeiten kennen wir derartige Wärmewellen, während welcher ganz gut Blütlehm entstanden sein kann; wir brauchen jedoch zu dieser Hilfsannahme nicht zu greifen; für die genannten, unweit der Kalkalpen gelegenen Vorkommen genügt die Einschwemmung von entarteter Roterde ins Bindemittel, die im Gebiete ja jetzt noch sehr häufig ist.

In den Schottern westlich von Villach finden sich nicht selten Geschiebe, welche dem Bleiberger Konglomerat äußerst ähnlich sehen. Für die Altersbestimmung dieser viel umstrittenen Ablagerung ist damit aber nichts gewonnen; denn schon die Aufschlüsse zwischen Bleiberg und Heiligengeist zeigen die Überlagerung des Konglomerates durch Jungmoränen und späteiszeitliche Bändertone, Sande, Schotter und Nagelfluhmassen.

Im Graben, welcher westlich des Friedhofes und Schulhauses Heiligengeist zum Weißenbache hinabzieht, stehen gleichfalls Bändertone, Schotter und Konglomerate an; letztere verursachen Wasserfälle des kleinen Bächleins. Die Ablagerungen ruhen Triasfelsen auf und gehören sicher in die Eiszeit. Die Nagelfluhbänke haben einige Ähnlichkeit mit gewissen Abarten des Bleiberger Konglomerates; das Bindemittel zeigt allerdings nicht den kräftigen, rötlichen Ton, den viele Lagen des Bleiberger Konglomerates aufweisen.

Würde man nur nach der Farbe des Bindemittels urteilen, dann müßte man das Bleiberger Konglomerat ins Tertiär weisen und es dem Sattnitzkonglomerat gleichstellen, wie dies Erdmann-Klinger (1933) getan hat. Alles in allem betrachtet, wage ich es aber derzeit noch nicht, die Altersfrage für völlig erledigt zu halten.

Nächst dem Elektrizitätswerke in der Örtlichkeit „Schneckenreit“ liegt eine Nagelfluh in der Mulde der Hauptdolomitoberfläche (Talauflegung).

Das Kirchlein von Heiligengeist steht auf Nahschottern, welche von Würmmoränen unterlagert werden, also jung sind; längs ihrer Sohlfläche sickern Quellen aus. Westlich der Seboquelle führen die Schotter eckige und auch runde, bis kopfgroße Trümmer des Bleiberger Konglomerates und der Bleiberger Bresche; diese Gesteine dürften bei der Seboquelle unter seichtem Schutt anstehen. Die Jungmoränen bestehen vorwiegend aus Nahgeschieben; naturgemäß herrscht der Wettersteinkalk in ihnen weitaus vor, doch findet man auch häufig Rundlinge von Gutensteiner Schichten.

Sichere Ausbisse des Bleiberger Konglomerates finden sich in den Gräben, welche weiter im Westen zum Weißenbache herabziehen. Im Gegensatze zu den jungen Nahschottern der Kirche von Heiligengeist unterteuft das Bleiberger Konglomerat die Jungmoränen; daher bilden seine Ausbisse keine wahre Quellsohle. Im Liegenden von Nagelfluhbänken treten westlich der Engschlucht der Schneckenreit oberhalb der Straßenbrücke am rechten Ufer des Weißenbaches Bändertone auf (Verlandungsfolge). Die Bändertone verursachen Wasseraustritte aus ihrem Dache. Das echte Bleiberger Konglomerat ist nun mit diesen Eiszeitablagerungen in einer Weise verknüpft, die seine Abtrennung sehr erschweren. Es wäre trotz der sorgfältigen Untersuchungen Klingners (1933) doch möglich, daß die Konglomerate mit rötlichem Bindemittel nur eine ausbildungsverschiedene Abart der Reiß-Würm-Zwischeneiszeit-Nagelfluh sind. Wie wenig man auf die Farbe des Binde-

mittels geben kann, zeigt ja u. a. auch die Höttinger Bresche; Einschwemmungen von rötlich färbenden Feinstoffen können in ein und derselben Aufschüttungsfolge zeitlich und örtlich beschränkt auftreten.

Trotz Vorhandenseins von Aufschlüssen liegen also die Verhältnisse in Kadutschen nicht ganz klar. Dort, wo ein Steig von der verfallenen Sägemühle nach Heiligengeist hinaufführt, rieselt ein Wasserfaden über eine Steilstufe herab; Bleiberger Konglomerat baut sie und die waldbewachsenen Wandeln am östlichen Runsenufer auf; westseitig aber schließt ein kleiner Anbruch die vorgeschilderte Verlandungsfolge Bänderton, Sandsteinplatten, Schotter und wenig feste Nagelfluh auf. Man kann ohne Schürfungen nicht völlig sicher entscheiden, ob diese zweifellos eiszeitlichen Ablagerungen an das Bleiberger Konglomerat angelagert sind oder, was wahrscheinlicher sein würde, in das festere Gestein übergehen, so daß die Bändertone das Bleiberger Konglomerat unterlagern würden. Dieses müßte dann der Rib-Würm-Zwischeneiszeit angehören.

Man kann nur das eine als gesichert feststellen, daß das Bleiberger Konglomerat vor der Würmvereisung gebildet worden ist; denn die gewaltigen Moränenmassen um Heiligengeist enthalten neben Drautalgeschieben und Braugesteinen auch gar nicht selten Brocken und Rundlinge von Bleiberger Konglomerat.

### Grundmoränen.

Die Grundmoränen der Würmeiszeit, z. B. des Zuges der Eichenhügel (Dobrava) tragen dort, wo ihre ursprüngliche Oberfläche mehr oder minder gut erhalten ist, eine 2—4 m mächtige Verwitterungsschwarte, welche sich schon durch ihre okerbraune Farbe von dem Bleigrau der frischen Grundmoräne unterscheidet. Im Gegensatze zur frischen Grundmoräne ist die Verwitterungsdecke mäßig bis ziemlich gut durchlässig; sie vermag daher Niederschläge aufzunehmen und an spärlich fließende „Moränenquellen“ abzugeben; ihre Schüttung zeigt große Schwankungen der Wärme und der Menge (vgl. auch Übersicht 7). Die Wasserversorgung der Siedlungen ermöglicht nur das Schwitzwasser, z. T. auch das Mittelwasser („Schwartenwasser“), das in gesundheitlich oft beanständbaren, behelfsmäßigen Schachtbrunnen aufgefangen wird. Die Grundmoränenböden begünstigen dank ihrer wasserhaltenden Kraft den Wiesenbau und die Feldwirtschaft; wenn die Wälder, die einst reich an Eichen waren (Dobrava = Eichenwald), heute einen sehr herabgekommenen Eindruck machen und sich vorwiegend aus schlechtwüchsigen Kiefern zusammensetzen, so ist daran der Raubbau an Waldstreu schuld, welcher die Böden verarmt hat.

In die Moränentälchen wurden da und dort in der Nachwürmzeit geringmächtige Schotterlagen eingeschwemmt; so W von Greuth, O von Kratschach u. a. a. O.; in ihnen versickert das Wasser der Moränentälchen. Von unten her hat rückwärtsschreitender Tiefenschurf diese Jungschotter zurückgedrängt; eine Steilstufe kennzeichnet das Eintiefungsende, von dem Leisten ausstrahlen.

In den Moränen der Dobrava-Landschaft liegen häufig kleine und größere, etwa linsenartige Körper von Bändertonen, ebenso in den Moränenmassen südlich, westlich und östlich von Heiligengeist. An der Straße von Heiligengeist nach Bleiberg kommen neben Fernmoränen auch Nahmoränen vor;

die mangelhaften Aufschlüsse gestatten eine Abtrennung dieser hangenden Moränen mit ihren seltenen Draugeröllen (Umschwemmung!) von den Würmmoränen und ihre sichere Zuweisung zur Schlußvereisung nicht.

Im Graben, welcher gegenüber dem Franz-Joseph-Stollen am rechten Ufer des Weißenbaches ausmündet, breiten sich Bändertone und wasserfallbildende Konglomeratbänke (Übergänge in Breschen), die bereits Höfer erwähnt, über die Triasschichten. Manche, schwach ockergelb gefärbte Lagen der Nagelfluh erinnern an das Bleiberg'er Konglomerat (vgl. auch Höfer). Im Hangenden des Wasserfalles beobachtet man wieder Bändertone mit Moränen verknüpft; sie werden von Nachwürmschottern überlagert und veranlassen so reichliche Wasseraustritte.

Südlich des Jägerwirtes, unweit von Tschinowitsch, stehen im Graben dunkelblaugraue Tone und Moränenschotter mit deutlichen Kritzern an; zuweilen finden sich auch Sandzwischenlagen. Im Hangenden folgen Nagel-



Abb. 3. Entwickelte Ansicht der Prallstelle am linken Ufer der Drau bei Wernberg.

- 1 = Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer
- 2 = Liegendmoräne (Rißeiszeit)
- 3 = Rostig gefärbte Sande, Schotter und Nagelfluhbänke
- 4 = Riß-Würm-Zwischeneiszeitsschotter
- 5 = Würmmoräne (Hangendmoräne)
- 6 = Hangendschotter

fluhbänke der Riß-Würm-Zwischeneiszeit. Vermutlich sind die Liegendablagerungen der Rißmoräne gleichzuhalten, welche hier Gailtaler Zusammensetzung aufweist. Es wäre dies neben dem von Penck entdeckten Punkte in der Wernberger Drauschlinge einer der wenigen Punkte, wo in Kärnten die Liegendmoräne der Riß-Würm-Schotter aufgeschlossen ist.

Den östlichen, flußabwärtigen Teil der Wernberger Prallstelle hat Penck bereits in treffender Weise geschildert und gedeutet. Genaue Begehungen der Örtlichkeit führten mich aber bezüglich der Bogenhälfte flußaufwärts des Granatglimmerschiefersporns zu einer etwas anderen Deutung. Die rostigen Sande, Schotter und Nagelfluhbänke werden nämlich schräge von der Würmmoräne (Hangendmoräne) abgeschnitten. An ihren Schräghang angebaut lagern dann die Flurschotter südlich der Bundesstraße Wernberg—Zauchen, welche also in die Zeit des Rückzuges des Würmeises fallen und etwas älter sind als die Schotter der kieferbestandenen Hangflur am rechten Ufer der Drau, aufwärts der Ortschaft Drau (um 500 m mittlere Oberfläche). Zeichnung 3 gibt die geologischen Verhältnisse in der Drauschlinge wieder. Dort wo die Straße nach St. Ulrich zum Bächlein bei Punkt 486 herabsinkt, rieselt eine Quellreihe, welche die Überlagerung der Moräne durch Schotter erhärtet. Zwischen Wernberg und Förderlach sitzt die Würmgrundmoräne mit ihren bezeichnenden Landschaftsformen einer unruhigen Oberfläche der

Zwischeneiszeitschotter und Nagelfluhmassen (Schottergruben bei Duell und Bahnhof Förderlach) auf; unter diesen war noch vor einigen Jahren beim Bahnhofs Förderlach liegende Ribmoräne aufgeschlossen.

### Junge Anschwemmungen.

Anschwemmungen der Drau während des Ausklügens der Eiszeit und in der Nacheiszeit bedecken namentlich südlich und östlich von Villach und bei Gottestal und Förderlach weite Flächen.

Die Gailauen östlich von Warmbad bauen Grobschotter auf; auf ihnen liegen etwa 60—80 cm Kiese (Feinschotter), welche ihrerseits wieder von 10 bis 20 cm mächtigen, lehmigen Ausanden überdeckt werden. Die Grenze zwischen den Ausanden und ihrer Unterlage ist sehr uneben, aber scharf. Die ganze Ablagerung bezeugt eine abnehmende Schleppekraft des Wassers.

Gegen Westen zu taucht ein Steilrand von 2 bis  $2\frac{1}{2}$  m Höhe auf; um diesen Betrag gewinnen die Ausande an Mächtigkeit; gleichzeitig gehen sie vielfach in graue bis blaugraue, oberflächlich graulichgelb anwitternde Aulehne über; sie wurden früher zur Ziegelerzeugung verwertet (Z. O. Zeichen älterer Karten). Die Aulehne geben Kunde von einer nicht sehr weit zurückliegenden Versumpfung des Geländes zwischen Müllnern und der Drau; erst seit kurzem schneidet die Gail, kräftig pendelnd, ihre jungen Ablagerungen wieder an (Steilrand!); der Mensch unterstützt sie in diesem Bestreben durch neuzeitliche Laufregelung; diese hat den Grundwasserspiegel in den letzten Jahren um mindestens 30 cm gesenkt und bedroht dadurch in kleinerem oder größerem Grade die Ergiebigkeit und Wärme der Heilquellen von Warmbad. Die geschilderte Flur trägt den Vorort Perau; sie ragt etwa 4—5 m hoch über Draumittelwasser empor. Ihr entspricht etwa die Flur von Duell bei Prossowitsch und das niedrige Gelände um Seebach. Auf einer noch höheren Jetztzeitflur steht die Kirche zwischen Perau und Villach (etwa 8—9 m über Draumittelwasser).

Die jugendlichen Schwemmkegel des Gebietes gehen unmittelbar aus dem Kartenbilde hervor.

### 2. Der Bau des Gebietes.

Das Gebiet um die Stadt Villach herum ist ein kleines Senkungsfeld inmitten eines Hebungsgeländes. Seine Umgrenzung ist nur im Westen und Norden etwas genauer bekannt, wo Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Glimmerschiefer (mit dem Granite von Seebach) es umrahmen. Seine einstige, zumindest teilweise Wasserfüllung deutet die Mündungskegelschichtung verschiedener Schotterfluren im Westen an. Wie tief das Villacher Becken abgesenkt wurde, wissen wir nicht; eine Bohrung, welche auf dem Grunde des Schlossermeisters Bialowas in Villach im Jahre 1928 bis zu einer angeblichen Tiefe von rund 120 m abgeteuft wurde, erreichte anscheinend das Grundgebirge nicht; sie fuhr ein laues, radioaktives Wasser von rund 15 bis 16° C an. Näheres wurde mir über diese Bohrung nicht bekannt. Der zweifellosen Absenkung der Villacher Jungebene, welche annähernd die Gestalt eines Trapezes zeigt, dürfte eine Hebung der Eiszeitfluren im Westen ebenso entsprechen, wie ihr der Aufstieg der Villacher Alpe zugeordnet sein kann. Der zahlreichen, damit übereinstimmenden Abbeugungen, Verwerfungen usw.

in den Eiszeitablagerungen wird gelegentlich der Schilderung einzelner Örtlichkeiten gedacht werden; ihr Auftreten in den jüngeren Eiszeitschottern legt den Schluß nahe, daß sie noch bis in die geologische Gegenwart hereingereicht haben. Damit steht die Versumpfung des Mündungsgebietes der Gail im Einklange; erst die Laufregelungsarbeiten der letzten Jahrzehnte haben hier den Grundwasserspiegel in eine für die Anrainer günstigere Lage gebracht. Ein gewisser, einige Zehner von Metern betragender Aufstieg der Schotterfluren zwischen Heiligengeist und Villach muß auch deshalb angenommen werden, weil uns auch zur Zeit der Zerfalleislandschaft im Osten sonst eine wasserstauende Barre von der erforderlichen Höhe fehlt. Wollen wir nicht zu ganz unwahrscheinlich großen Ausräumungen im Gail- und im Drautale greifen, dann kommen wir ohne die Annahme von jugendlichen, bis in die geologische Gegenwart andauernden Krustenbewegungen nicht aus. An diese zu glauben, wird uns um so weniger schwer fallen, als unser Gebiet wiederholt der Schauplatz von mehr oder minder schweren Erderschütterungen war (Hörnes, Höfer, Till usw.).

Die Krustenbewegungen und die Zerfalleiserscheinungen machen es geradezu unmöglich, die Fluren des Drautales oberhalb Villach und die Tritte der Schotterflurentreppe zwischen Völkendorf und Heiligengeist mit den übrigen Fluren östlich und südlich von Villach zu vergleichen. Die beigegebene Übersicht (S. 64) stellt nur eine von mehreren möglichen Lösungen dar. Aus ihnen scheint hervorzugehen, daß bereits die zweite der vermerkten Fluren, welche nacheiszeitlichen Alters ist, im Westen Villachs verbogen (verstellt) worden ist. In der Gegend der Gailmündung stehen die Fluren 1 und 2 nur etwa 4—5 m voneinander ab. In Altland ist ihr Höhenunterschied bereits auf rund 10 m gestiegen und erreicht seinen Höchstwert in der Gegend südlich von Oberwollanig (mehr als 15 m). Neue Teilfluren schieben sich ein; z. B. jene von 511 m südöstlich des Gummerner Kalkofens; ihre Höhe beträgt an der Weißenbachmündung nur mehr 507 m und zeigt an, daß wir uns jetzt wieder einem Senkungstreifen nähern, welcher Fluren abgesenkt und verschluckt hat. Tatsächlich endet bei Gummern der Senkungstreifen des Drautales, welcher über Spital hinaus bis in die Gegend von Obervellach verfolgt werden kann (Drau-Möll-Linie; vgl. auch Stiny, 1926). Den vorgetragenen Anschauungen entspricht aufs beste die Beobachtung, daß die Hebunggebiete Fluren und Leisten gewinnen, während das Senkungsgebiete an ihnen verarmt.

Unter solchen Umständen wird die Gleichstellung von Leisten und Fluren in junggestörten Gebieten nicht nur zu einer undankbaren, sondern auch vielfach zu einer unlösbaren Aufgabe.

Ähnlich ergeht es uns, wenn wir ins Gailtal gegen Arnoldstein hineinwandern. Die schöne, moränenunterlagerte Flur östlich von Unterfederaun liegt bereits kaum höher als die weiter talabwärts gelegene Flur bei Müllnern (533 m). Wir kommen hier in den Senkungstreifen des Gailtales, zu dessen Versumpfung Krustenbewegungen und weiter oben Bergstürze einander unterstützend beigetragen haben. Viele der großen Schwemmkegel, welche die Karawankenbäche in die Talaue vorgebaut haben, fallen mit einem Steilhang zur Gailebene ab; ihre Ränder sind aber bedingt durch früheres Andrängen von Gailschlingen und daher zum Höhenvergleiche unbrauchbar. Mit Vorbehalt ordne ich die vorwiegend aus Nagelfluh aufgebaute

Flur 553 bei Neuhaus der Gruppe 7 zu, dabei eine kleine Senkung berücksichtigt.

Wir dürfen die Fluren der Gruppe 4 (bei Tschinowitsch etwa 24—25 m über der Gaillaue) wohl der letzten Eiszeitflur gleichsetzen (Nachwürmschotter im allgemeinen). Sie ist den Jungmoränen der Eichenhügel (Dobrova) angelagert; diese lagern wiederum auf Schottern und Nagelflubbänken der Vorwürmzeit, welche die Gail unterhalb Müllnern prächtig aufgeschlossen hat.

Störungen in den jüngsten Eiszeitschotterfluren beobachtet man u. a. in den Schottergruben: S Warmbad, beim Marienheim (N des Judendorfer Trockentales), am linken Ufer des Maibachels auf dem Wege Warmbad—Judendorf, in Judendorf (NW-Ende der Ortschaft), beim Thalerheim, bei Haus Nr. 20 (Zusner) Judendorf, unweit Möltschach (Verstellung von mehr als 60 cm längs steiler Verwerfungsfläche), beim Hause Nr. 36 (Arbesser) in Völkendorf, bei der Grundnermühle N von St. Ruprecht (zahlreiche, kleine Verwerfungen in Sanden) u. a. a. O. Stark aufgerichtet oder sonstwie gestört sind auch die Schotter- und Nagelfluhmassen bei St. Johann. Mit Brodelböden, die auch vorkommen, haben die geschilderten Erscheinungen nichts zu tun.

Am Nordabfalle der Fluren von Maria Gail und Prossowitsch beobachtet man mehr oder minder feste Nagelflubbänke mit Sandsteinzwischenlagen; sie sind offensichtlich verbogen und gestaucht; Nischen und geologische Orgeln zieren die Steilwände. In diesem Falle wird man die Faltungen auf den Druck des Würmgletschers zurückführen müssen, dessen Eis an der Straße zwischen Gailbrücke und Prossowitsch und gegen Maria Gail zu Grundmoränen mit prächtigen Kritzern hinterlassen hat.

Von den Störungen, welche Voreiszeitschichten betroffen haben und aus den Übersichtskärtchen hervorgehen, erwähne ich u. a. den Gegendbruch (Petraschek, 1927), die Sattendorfer Linie (Petraschek, Stiny, 1926), den Bleiberger Grabenbruch, welcher dem Gailtaler Bruche gleichläuft, die Villacher Alpstörung (Dobratschstörung Hollers), die Wörtherseelinie (Stiny, 1925), die Drau-Möll-Linie (etwa  $118^\circ$ ), die Thorgrabenlinie (rund  $110^\circ$ , also ungefähr der Villacher Alpstörung gleichlaufend), die Eggerlinie (gleichgerichtet mit der Sattendorfer Linie), die Seebacher Linie (dem Pungartabbruche gleichlaufend = Wolfsgrubenlinie) u. a. Gegen Bleiberg zu wurden die Untersuchungen nicht weiter fortgeführt, um den angekündigten Arbeiten Hollers nicht vorzugreifen.

Die Gailtalstörung hat die bergsturzreifen, südlichen Steilabstürze der Villacher Alpe geschaffen. Neben Flächen, die ihr gleichlaufen, zeigt der Wettersteinkalk auch Schnitte, welche der Federauner Linie (SW—NO) und der Störung zwischen Wolfsgrube und Hundsmoarthofblock gleichgerichtet sind; man sieht sie bei Neuschnee besonders klar; so z. B. in den Südbabstürzen der Storfhöhe.

In gewissem Sinne ist auch der Faaker See alten Umfanges störungsbedingt. Seine Ufer tauchen, wie meine Lotungen im August 1933 gezeigt haben, längs des Taborwesthanges sehr steil unter (örtlich mit 40 v. H. anschließend an die Uferbank). Am Nordufer der Insel fällt die wohl aus Fels bestehende Seehalde stellenweise gar unter 83 v. H. ab. Dem Eisschurfe wird man neben den Krustenbewegungen eine sehr bedeutsame Ausräumungsarbeit zuerkennen dürfen.

Der moränengekrönte Höhenzug Punkt 582—634 zieht mit seinem aus der Flur 4 auftauchendem Fuße eine streng gerade von WSW gegen ONO laufende Linie; östlich des Weilers Dobrava biegt der Saum der Moränenhügel plötzlich unter rechtem Winkel nach Norden um; die Verlängerung dieser Linie trifft genau den Ostabbruch des Kristallins des Kumitzberges bei Seebach, der bekanntlich einer Störung folgt. Zweifellos ist dieses Zusammentreffen kein Zufall; wir haben wohl die südöstliche und östliche Begrenzungslinie des jungen Villacher Einbruchbeckens vor uns, dessen Bewegungen bis nach dem Ende der Würmvereisung noch ziemlich lebhaft gewesen sein mögen; dabei mag wohl die eine oder andere Schotterflur verschwunden sein.

Querbrüche, wie sie in letzter Zeit besonders Holler (1936) aus dem Bergbaugebiete beschrieben hat, spielen auch in der Umgebung von Villach eine große Rolle. Eine nordnordöstlich streichende Störung zeichnet schon Erdmann-Klingner (1932) westlich Heiligengeist in sein Kärtchen ein. Eine weitere Querstörung streicht westlich des Hundsmoarbofes durch. Hier stehen die Raibler Schichten an der neuen Forststraße rund 100 m höher am Gehänge an als beim Kaltenbrunn; die Störung zieht von hier in annähernd nördlicher Richtung gegen Mittewald. Im Gelände drückt sie sich in dem Steilabfalle des moränenbedeckten Flurtrittes von Heiligengeist nach Osten zu aus. Südwärts macht sie sich in dem Staffel bemerkbar, mit dem die Wabenrieglversanftung (um 1450 m Seehöhe) gegen die Wabenverflachung abfällt (1300—1350 m).

Kurz darauf steht man, ostwärts wandernd, an einer neuen Querstörung. Sie streicht aus der Senke zwischen Kuppe 811 und Rücken 758 fast genau gegen Süden; wo sie den Vellachbach erreicht, zwingt sie ihn, ein kurzes Stück weit ihr zu folgen; sie läßt im Tälchen Raibler Schichten ausbeißen und biegt dann in südöstliche Richtung um; die Raibler Schichten beim Kaltenbrunn liegen um mehr als 100 m höher als jene, welche östlich der Verwerfung unweit Punkt 771 anstehen. Ihr Begleiter ist vielleicht die bedeutende Störung, welche, von einem nachweisbaren Quetschstreifen begleitet, den Wabenstaffel von der breiten Vorstufe der Jockelbauernwiese und des Pungart trennt.

Wie ich bereits in einer älteren Arbeit (1926) gezeigt habe, bestimmt die auf Krustenverstellungen usw. zurückgehende Klüftung vielerorts Formen des Geländes. So fällt z. B. der Burgfels von Federaun nach WSW streichenden Schnitten jäh zur Gailau ab; nordsüdstreichende Klüfte erleichterten den Anshub des Burggrabens. Nahe dem Absturze ist der Wettersteinkalk stark zerhackt und rotklüftig.

Im Steinbruche SW von Möltschach streichen zahlreiche Schnitte dem Abbruche der Flur der Wolfgrube gleich (SSO—NNW); sanft südöstlich einfallende Rutschstreifen auf ihnen weisen auf Schrägbewegungen hin. Daneben treten auch WSW—ONO ziehende Schnitte auf, die ersteren unter annähernd rechtem Winkel kreuzend; ihnen folgen manche Hangfurchen und seichte Kerben des Wolfgrubenabfalles gegen Möltschach zu.

Südlich der eigenartigen Senke, welche das Villacher Einbruchfeld über St. Georgen und Pogöriach bis über den Wispelhof hinaus in der Richtung gegen Bleiberg zu fortsetzt, zeigt der Hauptdolomit trotz seiner kräftigen Zerhackung bis zu Grus doch einige längere Schnitte; sie ziehen von WNW gegen OSO, fallen sehr steil gegen NNO ein und begleiten die Störungen,

mit welchen die Vorstufen der Villacher Alpe gegen den vorgenannten Tiefenstreifen zu abbrechen.

Nach zwei Kluftscharen (O—W, S—N) sind auch die Kamine, Runsen und Tälchen im Hauptdolomit der Schlucht zwischen Bleiberg und Mittelwald herausgearbeitet.

Die eigentümliche, seichte Nische auf dem Nordabfalle der Graschlitzen ist Kluftbedingt. Ihre Umrahmung folgt zwei Kluftscharen; die eine derselben streicht SSW—NNO und folgt annähernd der Richtung des Federauner Störungstreifens; die andere aber streicht annähernd Ost—West gleich ähnlich ausgerichteten Linien, welche die Graschlitzen im Norden und Süden begrenzen und auch den Teltschenkopf (Gradischen) spornartig heraustreten lassen. Besonders die erste Kluftchar ist durch lehrreiche Harnische belegt, deren Rutschstreifen unter mäßigen Winkeln gegen Süd fallen.

Gut ausgeprägte, zahlreiche Klüfte in Zwischenbergen, SW—NO-streichend, begleiten auch die Störung, welche das Kumitzbergl vom Oswaldiberg trennt; sie hat die Ausräumung der Talung begünstigt, welche die Schotterfluren um Vassach mit dem Störungstale von Treffen verbindet. Die weiteren Staffeln dieser Riesentreppe (Wollanig, Amberger Alm usw.) habe ich bereits an anderer Stelle geschildert (1926).

Zwischen dem Staffeln: Pungart—Wolfsgrube und dem Burgkopf zieht eine Störungslinie (Burgkopfverwurf) durch. Westlich derselben fallen die Wettersteinkalke sanft gegen ONO oder NO ein; gegen den gebirgsbaulich bedingten, karstgrubenreichen Sattel erscheinen sie kräftig abgebeugt und niedergezogen; auf dem Burgkopf selbst verflachen sie wieder unter mittleren Winkeln gegen Osten. Die von Teppner, Stroubal u. a. (siehe Schriftenverzeichnis!) beschriebenen Höhlen knüpfen z. T. an die Schichtfugen, z. T. an die Klüfte, besonders gerne aber an Verschneidungen beider an; der Ausgang des Eggerloches z. B. zeigt in seinem Firste eine Schichtfuge und eine Querkluft als obere Begrenzung und ähnelt daher bis zu gewissem Grade einem gotischen Spitzbogen.

Aber auch zwischen Tschelttschniggkopf (Gradischen) und Gaisrücken streicht eine Verwerfung (Schmierberkeuschenbruch) durch; die Sprunghöhe ist jedoch hier klein und hat keine nennenswerte Störung im Verflachen zur Folge gehabt. Sie läuft annähernd gleich dem „Gräflachsprunge“ zwischen Kuppe 585 und 546; dieser ist aber mit einer deutlichen, die Einfallsrichtung verkehrenden Lagerungsänderung verbunden. Östlich Punkt 546 dürfte die „Schmierberkeuschen“-Störung (so benannt nach der verfallenen Keusche, die einst in ihrer Nähe stand), unter den Eiszeitsbottern der Napoleonwiese durchstreichen. Denn die Wettersteinkalke bei der Schwimmschul- und bei der Wäscherquelle fallen ganz anders ein (18/311 mit NNW—SSO und O—W-Klüften!), als jene bei Punkt 546. Die östlichste Störung endlich verläuft aus der Gegend von Judendorf an den Ostfuß des Dornbühels und der Graschlitzen und bedingt deren Steilabfall sowie das Absinken der Wettersteinkalke des Gaisrückens, des Dornbühels und jener bei der Wäscherquelle unter die Jungfüllung des Villacher Beckens (Graschlitzenlinie).

Der grabenbruchähnliche Verwurfstreifen von Oberfederaun drängt sich nicht bloß in den Landformen dem Auge des Beschauers auf. Er zeichnet sich auch durch starke Zerhackung des Felsens und durch den Austritt von Quellen an der Stelle aus, wo er die Schüttlinie (Teilstrecke des Gailtaler

Verwurfes) schneidet. Die Kleinklüftigkeit, welche die Störung von Oberfederaun im Wettersteinkalk hervorgerufen hat, läßt die gleichgerichteten Schnitte kurz und vielfach auch uneben erscheinen, während sich die der Schüttlinie gleichlaufenden OW-Klüfte als länger hinstreichende und ebene Hauptklüfte sofort zu erkennen geben (Abstieg von Oberfederaun in das Gailtal).

Eine ähnlich streichende Verwerfungslinie, welche mit starker Zerhackung des Braugesteins verbunden ist, trennt die Vorkuppe 560 von der Gra-schlitzen.

Annähernd gleichgerichtet mit der Bruchsenke des Gailtales verlaufen die Wasserfalllinie und die Linie der Schwarzen Wand; ihre Störungen scheinen auf der Hochfläche der Wolfgrube zu erlöschen; sie schließen den OW streichenden Tiefenstreifen des Birkenbodens und der Eggerwiese ein; ob eine Verbindung zur Linie Hundsmoarthof—Jodelbauerwiese besteht, ist ungewiß.

Stark gestört ist der Wettersteinkalk beim Brochner südlich Pogöriach. Hier stehen westlich des Gehöftes zuerst gelbe Kalke an, ähnlich jenen, welche man auch auf dem Wege nach Heiligengeist beobachtet. Sodann stößt man auf SSW fallende Wettersteinkalke, die weiter im Westen saiger aufgerichtet sind und NO—SW streichen; auf ihnen lagern Raibler Schichten, ihrerseits wieder überdeckt von Hauptdolomit. Im Zusammenhange mit einem südlich davon vorhandenen Gegenflügel ergibt dies das Bild einer enggepreßten Mulde. Doch liegen die Verhältnisse nicht ganz so einfach; die Mulde wird im Westen von einer N—S streichenden Querstörung abgeschnitten, längs deren auch das Hauptdolomitgelände von Nischach zur Flurenlandschaft von St. Georgen absinkt. Neben diesen größeren Verwerfungen zerstückeln noch einige kleinere die Triasscholle beim Brochner.

Überschauen wir die Beobachtungen noch einmal, so stellen wir kurz den treppenförmigen Aufstieg der Landschaft im Westen und Norden von Villach fest. Die Stadt selbst steht auf einem kleinen Senkungsfelde, das auch im Osten und Süden von einem Schollengebirge umrahmt wird. Wesentliche Züge dieser Krustenbewegungen habe ich bereits 1924 (Hebung oder Senkung, Petermanns Mitteilungen, Heft 9/10) und 1926 (Kluftmessung und Quellenkunde) veröffentlicht. Wenn H. Paschinger (1935) hinsichtlich der Umrahmung des Klagenfurter Beckens, von dem die Landschaft um Villach nur das westlichste Teilgebiet darstellt, zehn bis elf Jahre später zu den gleichen Ergebnissen kommt, ohne meine Arbeiten überhaupt zu erwähnen, wird sich der Leser unschwer ein Urteil über das wissenschaftliche Vorrecht bilden können.

### 3. Landformenkundliche Bemerkungen.

Die Landschaft von Villach nimmt gefangen durch den eindrucksvollen Gegensatz zwischen den wilden, steinstarrenden Formen der Karawanken im Süden und den milder geformten Höhen des Urgebirges im Norden, das auf seinen Häuptern noch weithin erkennbare Reste der tertiären Altflächen trägt. Staffelförmig steigt das alte Hochland zur Niederung herab. Eine Art Mittelstellung nimmt die Villacher Alpe ein; ihre ausgedehnten, stufenförmig übereinandergeordneten Altversanftungen scheinen die Verflachungen auf den Höhen des Urgebirges fortzusetzen; aber die Hänge der Neubau-

streifen fallen hier, entsprechend dem Brausgestein, das sie aufbaut, vie steiler ab und ihre Formen gemahnen an jene der Karawanken.

Auch das Antlitz der Niederungen zeigt sehr verschiedene Züge. Versenkungen wechseln mit Steilhängen und erwecken auch hier den Eindruck einer Taltreppe; nur sind die einzelnen Staffel weit niedriger; in der Ebene bauen sich die Schotterfluren in Abständen von gar nur wenigen Metern übereinander auf. Die Fluren nördlich des Wörthersees, auf welche bereits Penck (13) hingewiesen hat, sind aber keine Ebenen; es sind nur Versenkungen, welche von weitem gesehen, dem Blicke zu einer Ebene verschwimmen. Das gilt auch von den Höhen bei Gottestal und bei Förderlach sowie von dem Zuge der Eichenhügel zwischen Faaker See und Maria Gail; eine Moränenlandschaft mit schwacher Einzelgliederung ruft in einem weiter entfernt stehenden Beschauer den Eindruck einer Ebenheit hervor, die in Wirklichkeit nicht vorhanden ist. Erst die tieferen Schotterfluren der Nachwürmzeit bieten Ebenen im strengen Sinne dar.

Die Niederung um Villach ist also eine ausgesprochene Flurtreppe, eingesenkt in eine Hangtreppe des Grundgebirges. Auf den treppenförmigen Aufstieg der Villacher Alpe (Napoleonwiese—Graschlitzen—Tscheltschniggkopf (695—710 *m*)—Wolfsgrube Pungart (900—950 *m*)—Waben (1310 bis 1350 *m*)—Rote Wand (um 1500 *m*)—Stufe um 1600 *m*—Stufe 1700 bis 1750 *m*—Gipfflächen) und der Amberger Alpe (Kumitzberg, Oswaldiberg (963 *m*), Wollanig (950 *m* und 1200 *m*), Amberger Alpe (Auslaufrücken zwischen 1400 und 1800 *m*), Mirnock) habe ich bereits vor längerer Zeit hingewiesen. Ich habe weiters im Jahre 1924 klargelegt, daß die meisten Landstufen der Alpen und natürlich auch der Umrahmung des Klagenfurter Beckens durch staffelförmige Hebungen und sie begleitenden Abtrag und nicht durch Senkung entstanden sind. Paschinger H. hat 1935 in einer Arbeit den gleichen Standpunkt vertreten, ohne auf meine älteren Darlegungen auch nur zu verweisen.

Obwohl also im allgemeinen der Aufstieg der Randgebiete Innerkärnten die Beckenform verliehen hat, fehlen da und dort auch vereinzelt echte Senkungserscheinungen nicht (siehe weiter oben). Die günstige geographische Lage von Villach ist landschaftbedingt; die Landformung selbst aber wurzelt wieder im geologischen Bau, der die mittige Senke mit den von ihr ausstrahlenden Tiefenstreifen geschaffen hat. Neben den Großformen verdienen auch die Kleinformen unsere Beachtung.

Die Rundbuckel des Wettersteinkalkes sind meist prächtig geglättet. Seit der letzten Eiszeit haben sich in ihre steileren Flächen Karrenrillen eingegraben; die Rillen sind auf der Graschlitzen etwa 12—15 *cm* tief; die Kluftkarren reichen noch weit tiefer hinab; beide geben uns einen Maßstab für die Raschheit, mit welcher die Karrenbildung fortschreitet (vgl. auch Leinigen, Beiträge zur Oberflächengeologie und Bodenkunde Istriens, Naturw. Zeitschr. f. Land- und Forstwirtschaft 1911, 9, 1—44).

Die Landschaft um St. Georgen und Goritschach bietet ein eigenartiges Bild: aus schottrigen, feldertragenden Fluren tauchen Hügel auf, die meist Wald bedeckt und oft Moränenschutt aufbaut; da und dort winden sich breite, aber seichte Talungen durch das Hügelland, Sauergrasauen bergend und in Grundmoränen gebettet; die Torfschicht über dem wasserstauenden

Boden der Aue erreicht zuweilen an 100 *cm* Mächtigkeit (Teichwiese zwischen Mölttschach und Völkendorf).

Auf den Hochböden des Pungart und der Wolfsgrube kann man zweierlei Karsthohlformen, meist Trichter usw. unterscheiden. Die einen, älteren, sind mit Moränenresten verschmiert und tragen prächtigen Waldwuchs; die anderen sind jünger als die letzte Vereisung und heute noch offen und in Weiterbildung begriffen. Auf solchem jugendlichem Karstgelände sind so große Kahlschläge, wie man sie noch in den letzten Jahrzehnten einzulegen pflegte, nicht am Platze; der Humus trocknet aus und wird eine Beute des Windes; die schattengewohnten Algen, Flechten und Moose sterben ab; nackt und blendend weiß starren dann die des Pflanzenwuchses beraubten, karrenrillendurchfurchten Kalkfelsen und Blöcke dem Wanderer entgegen; es dauert Jahrzehnte, bis der verdrängte Pflanzenwuchs wieder durch andere, den geänderten Verhältnissen angepaßte Arten von seiner Scholle Besitz ergreifen kann.

Ähnliche zweistufige Entwicklung beobachtet man auch auf der vermutlich tertiären, aber eisüberarbeiteten und verkarsteten Landoberfläche des Tabor bei Egg (Sattnitzkonglomerat statt Wettersteinkalk).

Im Gebiete östlich des Faaker Sees kann man beobachten, wie die Altformen in der Regel über alle Gesteinsunterschiede rücksichtslos hinweggreifen. Den wirkungsvollen Gegensatz zwischen den steilböschigen Gestalten der Dolomitberge und den Tafelbergen aus Sattnitzkonglomerat hat erst der Jungabtrag in nachtertiärer Zeit geschaffen; für die Beseitigung der Unterschiede in der Widerständigkeit der einzelnen Baustoffe war die Zeitspanne noch zu kurz.

Schwemmlurreste bei Faak, welche sich etwa 4—5 *m* über den heutigen Seespiegel erheben, Leisten am Westfuße des Tabors und verschiedene andere Anzeichen sprechen dafür, daß der Spiegel des Faaker Sees einstens höher stand als heute; die Einnagung der Schlucht von Müllnern her hat ihn stark abgesenkt und seine Fläche verkleinert. Daneben vollzieht sich noch eine andere, rückläufige Entwicklung; die von den Karawanken herabströmenden Schuttmassen des Mallestiger Baches, Rauscherbaches und besonders der Rohitza trachten zwar mit ihren Schwemmkegelfüßen den Faaker See wieder aufzustauen; es gelingt ihnen dies aber nur in sehr bescheidenem Maße; inzwischen schreitet die Verlandung des Beckens durch die Woruniza, die Hartmann (1886) so lebendig geschildert hat, rasch und unaufhaltsam vorwärts; vom West- und Südufer her dringt der Pflanzenwuchs gegen die freie Oberfläche des Sees vor; die Insel ist im Begriffe, sich dem Lande anzugliedern und so kann man das Erhinden des Faaker Sees in geologisch kurzer Zeit voraussagen.

Spuren eines um 3—4 *m* höheren Seestandes zeigt auch der Magdalensee. In einem einst weit nach Westen ausgreifenden Becken mögen wohl die Bändertone abgelagert worden sein, welche die Ziegelei ausbeutet; im frischen Zustande blaugrau und recht bildsam, nehmen sie bei der Verwitterung eine ockerbraune Färbung an; stellenweise findet man in ihnen massenhaft röhrenähnliche Zusammenwachsungen, welche wohl an Rohrstengel und deren Wurzeln anknüpfen. Die Bändertone nehmen nach oben zu immer mehr Sand auf und gehen schließlich in die schon geschilderten ockerbraunen bis

ockergelben kristallinen Sande und Schotter über, welche dem Zerfalleisgebiete um den See herum eigentümlich sind.

Eine nacheiszeitliche, also recht junge Anzapfung zeigt der Eichholzgraben. Sein Oberlauf beginnt NO der Ortschaft Oberwollanig und führt klüfterleichtert über Punkt 721 (O. A.) in nordöstlicher Richtung gegen die Gehöfte Eichholz. Hier dreht er sich auf eigenen Schwemmassen plötzlich gegen Süden um und mündet nach einigen weiteren Richtungsänderungen gegenüber von Unterfellach in die Drau. Sein altes Mündungsstück aber ist eine Schlucht, die im riesenkorngneishaltigen Glimmerschiefer eingengagt gegen Töbring hinausführt (526 m). Der Schurfausgangspunkt der räuberischen Seitenfurche der Drau aber liegt ungefähr in 495 m Seehöhe.

Vom steilen, etwa 100 m hohen Nordwestabfalle der Dohrova ziehen zahllose Regenrunsen gegen Tschinowitsch hinab. Sie senken sich meist 10—15 m tief in den Hang ein, laufen unten sanft aus (3—4°) und enden oben mit einer Art alten Muschelausrisses (37—39°); ihre Schuttsohle ist unten oft etwa 10 m breit, sehr sanft gemuldet und verjüngt sich gegen den Ursprung der Tälchen rasch. Die seitlichen Einhänge haben in den höheren Teilen der Runsen 31—35°, in den unteren dagegen nur 27—28° Neigung. Zwischen den Regenrunsen verbleiben nur schmale, fast gratähnliche, aber gerundete Kämme. Oft vereinigen sich zwei Runsen miteinander, eine bei den Regenrillen ja sehr häufige Erscheinung.

In den Moränenlandschaften der Eichenberge (Dobrova) sind die Tälchenanfangsstrecken oft 20—30 m breite, mehr weniger versumpfte Sohlenkerbtäler (Alttalstrecken). Wo in der Talsohle unter der Würmmoräne Schotter zutage treten, versickert das Bächlein ganz; das Tal formt sich zum Dreiecktal um; seine Sohle setzt sich in Form schmaler Leisten oft noch am Hange des Dreiecktales (bis Kerbtalles) fort (Jungstrecken). Dreiecks-, bzw. Kerbtal erhalten weiter unten dann wieder eine Sohle (Mündungsstrecke).

Bei Kratschach sieht man deutlich, wie die sohlentälchenartigen Alttalstrecken oft selber wieder in ganz flache, weitgespannte Muldentungen eingesenkt sind. Diese sind wohl Teile der wenig veränderten, nur der Abspülung unterliegenden Uroberfläche der Moränenlandschaft; die Talentwicklung ist also hier ganz ähnlich wie im Waldviertel, wo gleichfalls in muldige Talräume mit Seggen, Kohldisteln und Wiesenschmielen nach abwärts zu leistentragende Sohlentälchen mit zunehmender Tiefe eingeschnitten sind. Die Bewohner schöpfen das seichte, nicht einwandfreie Grundwasser aus Schachtbrunnen. Die Sohlentälchen werden im Schotter wieder zu Dreiecktälichen und diese nehmen später allmählich eine Sohle auf.

Östlich von Großsattel entwickeln sich die Täler zuweilen anders. Das Flachmuldentälchen mit seinem sanften Sohlengefälle streicht gewissermaßen in die Luft aus; dort, wo der Liegendschotter angeritzt ist, liegt das Eintiefungsende (Diwald) eines steilsohligen Dreiecktales, das noch weiter unten dann in ein Sohlental übergeht (trocken, wenn im Schotter ausgeräumt). Die Entwicklung ist hier deutlich zweistufig, weiter im Westen aber, wo die Schurfausgangspunkte weiter von den Urmulden abstehen, eine dreistufige.

Die Entstehung des sogenannten Judendorfer oder Schießstadtteiches ist nicht ganz klar. Sein Boden ist aus rötlichbraunem Lehm (entarteter Roterde) aufgebaut, welcher gegen das Gräflach und gegen Osten zu ausdünt und in der Richtung gegen den Burgkopf zu rasch mächtiger wird.

Nach unüberprüfaren Mitteilungen soll hier einmal Lehm gewonnen worden sein. Sicher ist, daß gelegentlich der Errichtung der Schießstätte die Geländeformen verändert worden sind. Meiner Ansicht nach ist die Hohlform im westlichen Winkel der Schießstadtwiese bei der Aufschüttung der Napoleonwiese unausgefüllt geblieben. Zwischen den Schutthalden im Westen und Nordwesten erhielt sich hier in der Bucht zwischen den Vorsprüngen des Gräflach und des Tscheltschniggkopfes eine Vertiefung von ziemlich beträchtlichem Ausmaße; sie wurde später mit Rotbraunboden aus den benachbarten Höhlen teilweise ausgekleidet. Eine geringe Einschwemmung von Rotbraunboden (nicht zu verwechseln mit Braunerde!) findet auch heute noch bei außergewöhnlichen Niederschlägen statt.

In früheren Zeiten war die Einschwemmung von steindurchsetztem Rotbraunboden viel lebhafter; damals schütteten die Höhlen der Südwand des Tscheltschniggkopfes noch viel Wasser; in dieser Zeit wurde auch das Bachbett angelegt, das aus dem allmählich seicht gewordenen Teiche zum Gerinne des Maibachels hinabführt. Seine Größe entspricht nicht dem jetzigen schwachen Überlaufe von höchstens 10—15 l bei außergewöhnlichen Niederschlägen; sie ist nur erklärlich, wenn die Wassermenge früher erheblich größer war. Ob dieser Rückgang in der Wasserführung des Teichabflußgerinnes mit dem Erdbeben von 1348 zusammenhängt, ist unsicher; damals sollen ja, wie einige behaupten, die Höhlenschlünde, die oberhalb der Schießstadtwiese gähnen und jetzt nur äußerst selten etwas Wasser liefern, trocken geworden sein.

Der Schießstatteich läuft nur selten über; er hat auch so selten sichtbare Zuflüsse, daß er von vielen als Himmelsauge angesprochen wird. Von Zeit zu Zeit jedoch, nach außerordentlich ergiebigen Niederschlägen, wie sie der Herbst 1935 und die Osterzeit 1936 lieferten, fließen dem Teiche jedoch auch oberirdische Zuflüsse zu. Im Burgkopfwinkel und aus den Felsen westlich des Teiches entspringen zu solchen Zeiten Quellen, welche durch kurze Zeit hindurch einige Sekundenliter schütten; ihre Wasserspende versickert allerdings bald wieder in den Schutthalden, rieselt jedoch aus diesen knapp am Westufer des Teiches in einigen Adern wieder heraus und speist den Teich, der dann überläuft und weiches Wasser führt (siehe die Übersicht 1). Die Quelle am Felshange ist jedoch bestimmt nur ein Übersprung; schon bei weniger reichlichen Niederschlägen treten nämlich am Westufer des Teiches kleine Riesel aus, welche aus den Halden stammen und von einer Unterschuttquelle gespeist werden dürften. Den größten Teil des Jahres über ist der Teich abflußlos; in diesem Zustande hat er zu den Warmquellen keinerlei Beziehung; sein Wasser wird mit abnehmendem Wasserstande härter. Zu den seltenen Zeiten des Überlaufens dürfte nur sehr wenig oder gar kein Wasser in die Unterlage des Trockengerinnes einsickern, da vermutlich bereits Selbstdichtung eingetreten ist; eine Beeinflussung der Warmquellen findet also auch dann nicht statt, wohl aber eine Veränderung des Maibachwassers, dessen Einzeladern sich ja in das Teichgerinne ergießen.

Zu Zeiten außergewöhnlicher Niederschläge münden sicherlich 10 l/sec oder noch mehr kalte Wasser in den Teich; an seinem Westufer und seinem Nordrande sudelt der Rasen lebhaft. Die Härte der Zuflüsse der Übersicht 2 schwankt zwischen etwa 7.60 und 9.60 Hv; die höheren Werte gehören Rieseln an, welche längere Zeit durch Schutt geflossen sind, die niedrigeren Felsen-

quellen oder Rieseln aus Grobschutt über seichtem Fels. Die Härteunterschiede erklären auch manche Erscheinung an den Übersprüngen (Streuung der Härte-Wärme-Beziehung).

Übersicht 1.

**Bestimmungen am Schießstatteich.**

Zeitpunkt der Messung	C°		H <sub>v</sub>	H <sub>a</sub>	H <sub>g</sub>	Luft in C°
1926 13. 6. ....	12	.	.	.	.	12.2
1928 6. 9. ....	12.3	-26 mm	.	.	.	13.2
1928 7. 9. ....	10.3	-31 "	.	.	.	.
1928 30. 9. ....	14.80-14.90	.	.	.	.	.
1928 4. 10. ....	9.1	-16 "	.	.	.	.
1928 5. 10. ....	10.2	-19 "	.	.	.	.
1935 4. 9. ....	.	-170 "	3.30	.	3.10	.
1935 15. 9. 9 Uhr ....	15.1	-260 "	5.00	0.1	5.00	.
1935 17. 9. ....	18.4	-262 "	4.60	0.40	5.00	.
1935 2. 11. ....	8.2	.	9.20	1.35	10.55	.
1936 4. 4. 1/2 12 Uhr ...	15.3	-260 "	7.30	.	.	.
1936 8. 4. 13 " ...	11.84	-290 "	6.65	1.15	7.80	.
1936 13. 4. 16 " ...	10.50	+3 "	5.20	.	.	.
1936 16. 4. 17 " ...	11.24	+150 "	6.60	.	.	.
1936 18. 4. 11 " ...	9.44	+480 "	.	.	.	.

Übersicht 2.

**Zeitweise Speiser des Schießstatteiches, gemessen zu Ostern 1936.**

Wasseraustritt	Tag	l/sek	C°	H <sub>v</sub>	H <sub>a</sub>	H <sub>g</sub>
Waller aus einem Mausloch am Westufer .....	18. 4.	.	9.42	9.00	.	.
Waller etwa 1/2 m weiter südlich..	18. 4.	.	8.84	8.90	.	.
Rasensdel S des Egger Loches.	16. 4.	.	7.56	.	.	.
Haldenquelle unterhalb des Heidenloches .....	16. 4.	3	7.82	8.00	1.20	9.20
	18. 4.	8	7.82	7.60	.	.
Felsenquelle W des Kugelfanges.	18. 4.	2	8.07	7.95	.	.
	16. 4.	2	6.40	.	.	.
1. Schuttquelle beim Kugelfang..	18. 4.	3	6.52	.	.	.
	16. 4.	2	7.25	9.60	10.30	.
2. Schuttquelle beim Kugelfang..	18. 4.	5	7.24	.	.	.

**4. Einige höhlenkundliche Feststellungen.**

Zu den Ausführungen Strouhals (1936) und seiner Vorgänger will ich nur einige, das Egger Loch betreffende Ergänzungen hinzufügen, welche für das Verständnis der Wasserverhältnisse bedeutsam sind.

Aus dem Egger Loche soll vor dem Jahre 1348 ein Bach hervorgequollen sein, welcher nach dem großen Erdbeben verschwand. Wie dem auch sein mag, die Höhle zeigt überall Spuren junger Ausstrudlung. Gamei- und Sinterabsätze verraten, daß ihre oberen Teile im Zuwachsen begriffen sind.

Eine Probe des stellenweise reichlich vorhandenen Höhlenlehmes ergab nachstehende Eigenschaften:

Sand . . . . . (2—0.2 mm)	0.02 v. H.		
Grobmu . . . (0.2—0.1 mm)	15.93 „ „	Ausrollgrenze . . . . .	27.40 v. H.
Mittelmü . . (0.1—0.05 mm)	4.22 „ „	Fließgrenze . . . . .	30.70 „ „
Feinmu . . . . (0.05—0.02 mm)	67.60 „ „	Klebegrenze . . . . .	37.50 „ „
Grobschluff (0.02—0.006 mm)	10.42 „ „	Bildsamkeitsziffer . .	3.3 „ „
Feinschluff (0.006—0.002 mm)	0.31 „ „		
Rohton (kleiner als 0.002 mm)	1.50 „ „		

Im Rotbraunlehm der Höhle findet man neben Wettersteinkalken Geschiebe von Triaskalk, Quarz, steinkohlenzeitlichen Sandstein usw.

Der zuletzt von Strouhal (1936) ausführlich beschriebene Höblenschlauch folgt stückweise den Schichtflächen, welche dann die Firste abschrägen und streckenweise der Klüftung. Man kann besonders zwei Klufscharen deutlich erkennen; die eine ist genau ostwestlich ausgerichtet (gleich der Gailtaler Verwerfung) und fällt sehr steil gegen N, seltener gegen Süden ein; die zweite streicht N—S, also gleich mit der Burgkopferverwerfung. Die Schichten selbst, welche häufig Durchschnitte von Diploporen und Armfüßlern erkennen lassen, fallen unter 39—49° fast genau östlich ein.

Der Firstentropf ist im rückwärtigen Teile der Höhle in Trockenzeiten schwach, nach Niederschlägen sehr kräftig. Das Tropfwasser zeigte unweit des Höhlenendes am

Zeitpunkt der Messung	$t_{sec}$	C°	Luft in C°	$ph$	$H_v$	$H_d$	$H_g$	
1935 4. 9. . . .	.	8.6	8.8	.	6.35	0.85	7.20	aufgefangen
					9.00	0.60	9.60	seichter Tümpel am Höhlenende
					9.20	0.60	9.80	Wasserlein am Beginn des südlichen Seitenstollens
					9.10	0.50	9.60	desgleichen am Ende des südlichen Seitenstollens
1936 8. 4. . . .	0.02	8.94	.	.	8.20	1.60	9.80	Höhlenbächlein bei der Stufe (trüb)
					7.40	1.10	8.50	Höhlenbächlein weiter oben
					7.45	0.95	8.40	Beginn des Seitenstollens
					7.50	0.90	8.40	Ende des Seitenstollens
1936 13. 4. . . .	0.36	7.46	.	.	6.25	0.75	7.00	Tropfwasser im Höhlenende
					6.65			Tropfwasser im Höhlenende
					7.80	.	.	Höhlenbach beim Höhleneingang
					7.40	.	.	Firstentropf beim Eingange
1936 16. 4. . . .	0.30	8.90	.	7.7	.	.	Höhlenbach beim Eingange	
1936 17. 4. . . .	0.40	8.87	.	7.60	.	.	Höhlenbach beim Eingange	
1936 18. 4. . . .	0.2	8.00	.	.	.	.	Höhlenbach (Schnee bereits weggeschmolzen)	

Die Messungen zeigen, daß das Tropfwasser im Bergleibe verhältnismäßig weich ist; es enthält in Trockenzeiten mehr kohlensäure Salze als nach Regen (13. und 16. April 1936); auch ist es am Höhleneingange härter als im Berginnern. Sobald jedoch das Tropfwasser sich in Mulden ansammelt, oder träge dahinfließt, wie im Seitenstollen, reichert es sich bei der Berührung mit dem Höhlenlehm, dem Gamei und dem Sinter an kohlensäuren Salzen an. Außerdem erkennt man, daß das Tropfwasser aus den breiteren Spalten des Kalkes weicher ist als jenes, welches dem Seitenstollen aus dem Sinter zuschwitzt; diese Beobachtung erhärtet die von mir bereits vor einigen Jahren ausgesprochene Regel, daß das Wasser in Kalkgesteins- und Kalkschottergebieten im allgemeinen unter sonst gleichen Umständen um so härter ist, je engere und je schlechter belüftete Hohlräume es durchfließen muß; je rascher das Wasser durch den Bergleib — etwa in weiten Klüften — hindurchheilen kann, desto weicher bleibt es oder wird es (je nachdem).

Zu Ostern 1936 trat infolge starken Regens und Neuschneefalles der nicht häufige, bereits früher erwähnte Fall ein, daß das Höhlenbächlein aus dem Höhlentore abfloß (siehe obige Zusammenstellung).

Um die Wässer im Bergleibe kennen zu lernen, wurden auch die rund 120 m tiefen, in einer Seehöhe von etwa 770 m gelegenen Naturschächte bei Möltschach besucht, welche von dem rührigen Verein für Höhlenkunde in Villach erschlossen worden sind. Es wurden ermittelt (offene Werte am 10. September 1935, eingeklammerte am 18. April 1936)

Örtlichkeit	C°	H <sub>v</sub>	H <sub>g</sub>	l/sec
Tropfwasser im Gnomenschloß .....	.	7·65 (6·70)	8·40	.
Tropfwasser im Vereinsdom .....	.	8·90 (7·95)	9·30	.
		10·30	11·60	.
Brunnen in rund 40 m Tiefe .....	(5·88)	(8·10)	.	.
Bacherl in 80 m Tiefe .....	(6·04)	(6·55)	.	(1·3)
Bacherl in 87 m Tiefe .....	5·9	8·85	10·2	(0·97)
Bacherl in 95 m Tiefe .....	.	8·60	9·85	.
Bacherl im Vereinsdom .....	(6·00)	.	.	(1·7)
Sturzquelle .....	(7·42)	(7·90)	.	(2·0)
Tumpf der Sturzquelle .....	(7·38)	.	.	.
Jungbrunnen in 120 m Tiefe .....	7·15	9·10	9·60	0·04

Zur Zeit der Schneeschmelze bricht aus einem seitlichen Spelloche ein kürzere Zeit fließendes Bächlein in den Schacht herein (Sturzquelle), überstaut den Jungbrunnen und füllt den Schacht oft 15—20 m hoch mit Wasser an.

Auch hier zeigen die Messungen, daß das Wasser, welches die Klüfte des Wettersteinkalkes der Villacher Alpe führen, verhältnismäßig weich ist. Es enthält um so weniger kohlensäure Salze, je schwächer der Firstentropf ist; die stärkere Verdunstung macht sich geltend. Auch die Zunahme der Wassermenge bei der Schneeschmelze verdünnt die Lösungen (Vergleich der Werte Herbst 1935 und 1936).



### Umgebung von Warmbad Villach. Vorübergehende Härte von Quellwässern, welche aus Kalkhaldenschutt entspringen.

(Scheinschuttquellen.)

Ort des Austrittes	Tag der Probeentnahme	
	1935 7. 7. u. 9. 9.	1936 14. 4.
Unterschütt, westlichstes Häuschen . . . . .	.	9·10
Oberschütt, Wiesentälchen . . . . .	.	10·90
Oberschütt, Wald, 620 m Seehöhe . . . . .	.	10·95
Federaun West . . . . .	9·10	8·70
Federaun West . . . . .	8·70	9·00
Federaun West . . . . .	10·05	11·40
Federaun a. d. Straße . . . . .	12·05	12·80
Federaun West . . . . .	8·60	8·05
Heiligengeist, Kaltenbrunn . . . . .	12·45	.

äußert; in gleichem Sinne ist die Übersicht 4 zu deuten. Bei den Quellen aus Fels sinkt die Härte fast ausnahmslos mit der Wärme; die Sommerhärte ist daher höher als die Winterhärte. Die Scheinschuttquellen verhalten sich z. T. abweichend.

Im großen und ganzen kann man feststellen, daß die Härte der Kaltquellen aus Kalken und Dolomiten der Umgebung von Villach nur etwa halb so groß ist, als die entsprechenden Werte der wärmeren Heilquellen. Man kann förmlich aus den Härtewerten der Warmquellen den Anteil der Beimischung von Wildwasser abschätzen.

Quellen, deren Einzugsgebiet in Moränenmassen liegt und die aus ihnen dort entspringen, wo undurchlässige Ausbildungsarten der Moräne oder eingeschaltete Bändertone etwas wasserwegigere Abarten der Moräne unterlagern, schütten meist nur wenig Wasser; da ihr Sammelgebiet sehr häufig seicht liegt, sind sie in der Regel im Sommer warm (bis zu 14·7° C) und im Frühjahr sehr kalt; ihr Härtewert liegt höher als jener der Braugesteins-Felsbrünneln. Die Übersicht 7 zeigt nur einen kleinen Ausschnitt aus den Beobachtungen; aus Raummangel müssen Hunderte von anderen Messungen an Quellen überhaupt wegbleiben.

Auch die Austritte aus eiszeitlichen Sanden, Schottern und Nagelfluhen zeigen höhere Werte als jene der Braugesteinsfelmassen; aber auch ihre höchsten Beträge ( $H_v = 13·40-14·80$ ,  $H_g = 14·80-15·95$ ) bleiben noch erheblich hinter den Härtewerten der eigentlichen Heilquellen zurück; deren besondere Herkunft kann also u. a. auch aus den Härtewerten abgeleitet werden. Bei der Quellgruppe *a* der Übersicht 8 treten die jahreszeitlichen Schwankungen der Härtewerte ganz besonders deutlich hervor; die Frühjahrshärte liegt oft um 1–3° unter dem Werte der Herbsthärte.

Die Quellen aus dem Sattnitzkonglomerate des Tabors schütten sehr wenig hartes bis fast weiches Wasser; nur dann, wenn dieses in Brunnen-schächten länger steht, wird es härter, wie man dies auch von anderen Wässern her weiß. Eine eigenartige Stellung nehmen die Quellen am Schwarzkogel

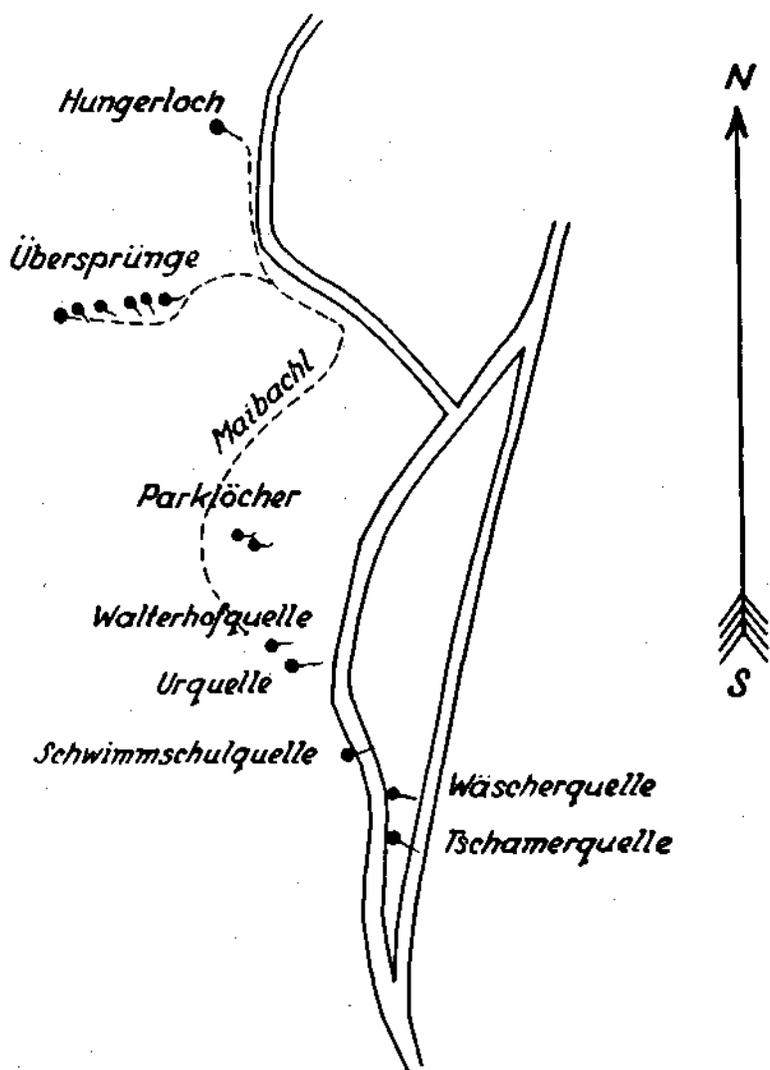


Abb. 4. Lage der wichtigeren Warmquellenaustritte bei Bad Villach.

nördlich von Faak ein (Übersicht 8, e); sie sind etwas härter als die Sattnitzkonglomeratwässer und gleichen sich dadurch mehr den Wässern aus Eiszeitschottern westlich der Gail an; östlich des Gaildurchbruches aber haben wieder die Quellen nördlich von Müllnern Härtewerte, welche mit jenen der Sattnitzkonglomeratriesel aufs schönste übereinstimmen.

#### b) Die Warmquellen.

Hinsichtlich der Warmquellen beschränke ich mich auf Schilderungen, welche in Strouhals umfangreicher Arbeit (1934) noch nicht enthalten sind; das Kärtchen gibt einen Einblick in die Lage der Warmquellen (Abb. 4).

### Wärmewerte der (Entspringen aus

Zeitpunkt der Messung	C° des Quell-						
	1	2	3	4 <sub>o</sub>	4 <sub>u</sub>	5	6
1925 23. 7. ....	10.1	10.1	.	.	.	aus Fels	.
1925 23. 7. ....	.	.	8.8	.	.	.	.
1925 1. 8. ....	.	.	.	.	.	.	.
1925 3. 8. ....	.	.	8.3	.	.	.	.
1928 24. 9. ....	.	.	7.5	.	.	.	.
1928 1. 10. ....	9.0	.	.	.	.	.	.
1933 2. 11. ....	.	.	.	.	.	.	.
1933 6. 9. 16 Uhr .....	.	.	7.7	8.1	.	.	.
1933 12. 9. 1/2 10 " .....	9.4	9.3	7.65	.	.	8.05	.
1933 12. 9. 17 " .....	.	9.3	.	.	.	.	.
1933 13. 9. 18 " .....	9.55	9.4	7.62	7.48	7.66	8.06	7.82
1933 17. 9. 9 " .....	9.38	9.3	.	.	.	.	.
1933 19. 9. 10 " .....	9.32	9.3	7.56	7.45	7.62	7.94	7.65
1933 24. 9. ....	9.00	7.75	7.75	7.92	.	8.92	7.68
1935 30. 8. ....	.	.	7.60	8.3	7.7	9.1	t
1935 4. 9. ....	.	.	7.60	7.85	7.8	8.55	tt
1935 17. 9. 1/2 18 Uhr .....	.	.	7.6	9.05	8.1	8.3	t
1935 4. 11. 15 " .....	.	.	7.7	7.7	7.7	7.6	t
1936 4. 4. 16 " .....	.	.	7.42	7.59	7.52	7.23	7.23
1936 7. 4. 1/2 18 " .....	.	.	7.32	7.24	7.35	7.20	7.29
1936 8. 4. 17 " .....	.	.	7.36	7.41	7.34	7.21	7.23
1936 10. 4. 16 " .....	.	.	.	7.77	7.45	7.21	7.22
1936 14. 4. 17 " .....	.	.	7.56	7.56	7.50	7.21	7.27
Wärmeschwankungen in der Beobachtungszeit.....	1.1	2.35	1.48	1.81	0.76	1.90	0.60

t = trocken; tt = versiegt.

### Härtewerte der Kaltquell-

Bezeichnung der Quelle	vorübergehende Härte am							bleibeude	
	4. 9.	17. 9.	2. 11.	4. 11.	4. 4.	7. 4.	10. 4.	4. 9.	17. 9.
3 .....	9.60	9.60	.	9.60	8.60	.	.	0.40	0.50
4 oben .....	9.3	9.7	.	9.60	.	.	.	1.1	0.60
4 unten .....	9.4	9.35	.	9.65	.	.	.	0.5	0.75
5 oben .....	.	.	.	9.60	9.05	.	.	.	.
5 unten .....	9.45	9.6	.	.	.	.	.	0.5	0.9
6 .....	.	.	.	.	9.25	.	.	.	.
9 .....	10.25	10.35	9.85	.	9.80	.	9.20	0.75	0.65
10 m .....	9.4	9.4	.	.	9.00	.	.	0.8	0.8
11 .....	9.3	9.55	.	9.65	9.20	8.80	8.85	.	.
12 w .....	.	.	.	9.60	.	.	.	.	.
14 .....	.	.	.	9.90	.	8.70	.	.	.
15 .....	.	.	9.60	.	.	.	.	.	.

Die Schwankungen der Härtewerte der einzelnen Quellen im Laufe der Jahres- erklärt manche eigenartige Beziehung zwischen Wärme und Härte in den Warm-

**Kaltbachquellen.**

Wettersteinkalk.)

**Übersicht 5.**

ortes										
7	9	10 m	10 u	11	12 w	12 m	12 o	13	14	15
.	9·1	.	.	aus Fels	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	7·8
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	6·9
7·7	.	.	.	.	.	.	.	.	.	6·95
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	7·1
.	8·90	.	.	7·7	.	.	.	.	.	.
.	8·30	.	7·6	.	.	.	.	.	.	.
.	.	8·02	.	7·75	.	.	.	.	.	.
.	8·85	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	8·85	7·92	.	7·92	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	7·83	7·78	7·86	9·95	7·54	.
.	7·65	8·90	.	7·8	tt	tt	tt	tt	tt	.
.	.	8·25	.	7·8	tt	tt	tt	tt	tt	.
.	9·0	8·3	.	7·3	tt	tt	tt	tt	tt	.
.	8·6	.	.	7·7	7·7	7·7	7·7	tt	7·55	.
.	7·74	7·43	.	7·15	.	.	.	.	.	.
.	6·66	7·34	.	7·12	.	.	.	.	.	.
.	.	7·36	.	.	7·42	7·39	7·42	.	7·04	.
.	6·71	7·42	.	7·12	7·44	7·42	7·48	.	7·06	.
.	.	.	.	.	7·64	7·64	5·92	.	7·21	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	2·44	0·96	.	0·68	0·41	0·34	1·44	.	0·51	0·9

**Gruppe (1935 und 1936).****Übersicht 6.**

Härte am				Gesamthärte am					
2. 11.	4. 11.	4. 4.	7. 4.	7. 9.	17. 9.	2. 11.	4. 11.	4. 4.	7. 4.
.	1·50	1·90	.	10·0	10·10	.	11·10	10·50	.
.	1·50	.	.	11·4	10·30	.	11·10	.	.
.	1·55	.	.	9·9	10·10	.	11·10	.	.
.	1·50	0·95	.	.	.	.	11·10	10·00	.
.	.	1·60	.	9·95	10·50	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	9·25	.
2·60	.	.	.	11·00	11·00	12·45	.	10·90	.
.	.	0·75	.	.	.	.	.	9·75	.
.	0·55	1·00	0·65	10·2	10·2	.	10·2	10·20	9·45
.	0·8	.	0·70	.	.	.	10·4	.	9·40
.	1·15	.	.	.	.	.	11·05	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

zeiten und die Unterschiede in der Härte des Wassers der einzelnen Austritte quellen, welche Mischwasser führen. Regen vermindert die Härte der Kaltquellen.

### Vorübergehende Härte (D. H.) von Wässern, welche aus Moränen entspringen.

(9. 9. 1935 n. m.)

Örtlichkeit	C°	ph	H <sub>o</sub>	H <sub>a</sub>	H <sub>g</sub>	l/sec
Hundsmoarhof West, unweit Punkt 1002 .....	8·6	7·5	12·20	0	12·20	
Hundsmoarhof Hausbrünnl .....	11·9		15·50	0·50	16·00	0·009
Jocklbauernwiese, Viehtränke .....	10·6	7·55	12·15	0·65	12·80	0·16
Hundsmoarhof Ost, Quelle beim Jagdhaus .....	12·7	7·5	12·05	1·25	13·30	0·006

#### Die Urquellen.

Zahlreiche warme „Urquellen“ und einige kalte Zuflüsse speisen das gedeckte Schwimmbecken. Seine vollständige Entleerung am 29. November 1927 bot Gelegenheit zur genaueren Besichtigung seines Untergrundes und ermöglichte die Feststellung und Messung der einzelnen Austritte.

Von der Auskleidezelle 3 erstreckt sich eine länglichrunde Platte einer jungen Nagelfluh in schräger Richtung bis gegen die Zellen 17 und 18 hin; die Felsplatte stößt nirgends unmittelbar an die Grundmauern der Badeanlage, sondern grenzt seitlich an lose Schotter; sie bildet eine Linse. Die kräftigsten Warmwasserzutritte finden in der Südwestecke des Beckens zwischen den Zellen 21 und 24, bzw. im Winkel gegen die Zuschauerhalle zu statt. Das Warmwasser quillt hier, zahllose Gasblasen ausstoßend, kräftig aus dem Schotter empor; Nachgrabungen und Versuche mit Eisenstangen ließen nirgends Kalkfels in der erreichbaren Tiefe von etwa 1½ m unter Beckensohle erkennen.

Das wärmste Wasser quillt aus einem Loche knapp südlich von Zelle 17 empor (28·3—28·5° C); der Riesel ist vergleichsweise schwach, gleich dem Austritte zwischen 18 und 1 mit 28·2—28·3° C Wärme am 29. November 1927. Die Quelladern zwischen 22 und 23, welche das meiste Wasser schütten (etwa drei Viertel des ganzen Zuflusses) maßen 28·2—28·3° C; ungefähr gleich warmes Wasser steigt zwischen Zelle 23 und 24 empor. Es wurden weiters am selben Tage folgende schwächere Austritte gemessen:

° C

Zwischen Zelle 21 und 22 .....	28·1
zwischen Zelle 20 und 21 .....	25·2—25·3
unweit Zelle 21 .....	27·7—27·8 (Auftrieb von Sand)
bei Zelle 20 .....	27·8
zwischen Zelle 19 und 20 .....	26·6
knapp nördlich 17 (Loch) .....	28·1
2 m westlich von 12 .....	22·6
4 m südlich von 12 und 3 m westlich von 8 .....	26·6
unmittelbar bei 8 .....	24·2
in der Ecke zwischen 10 und 11 .....	15·9

° C

zwischen 7 und 8 .....	25.6—25.8
ungefähr in der Mitte des Beckens .....	27.5—27.7
bei Zelle 4 und 5 .....	27.0

Aus den Messungen geht hervor, daß hauptsächlich in der NO-Ecke des Beckens kaltes Grundwasser zudrängt; schwache Beimischungen von Wildwasser beobachtet man auch in der Gegend der Zelle 21 und 20; sie liegen zwischen den zwei Warmwasserströmen mit den Kernen bei Zelle 18 und 23. Die Verteilung von Warmwasser und Mischwasser spricht gegen ein Aufquellen des Heilwassers längs einer NNW—SSO-Spalte; sie läßt sich eher mit einer Fließrichtung von WNW gegen OSO oder von W gegen O vereinbaren, wobei naturgemäß Auftrieb und Wärme gegen O nachlassen. Durch Abdämmung der kühleren Zuflüsse ließe sich die Wärme des Wassers im nordöstlichen Teile des Beckens um einen geringen Betrag steigern.

Nach einer gütigen Mitteilung des Herrn Hofrates Neuscheller bestimmte Sir Humphry Davy am 6. Juni 1819 die Wärme des Wassers im gedeckten Becken zu 84° F, d. s. 28.9° C. Ich selbst maß am 24. September 1933 nach stärkeren Regengüssen, welche die Übersprünge einschließlich des Hungerloches zum Speien brachten, 28.8° C. Am 10. Oktober 1933 sollen, wie mir berichtet wurde, nach einem heftigen Regen alle Quellen vom Hungerloche herab bis zur Schwimmschulquelle „braun“ geflossen sein; erst nach etwa acht Tagen klärte sich das Wasser wieder; Leute, welche sich auf dem Burger Boden befanden, wollen kurz vor der Trübung des Wassers ein kräftiges, donnerartiges Rollen im Bergleibe gehört haben. Der Einsturz eines unterirdischen Hohlraumes, den das Warmwasser durchfließt, würde Geräusch und Trübung ohne weiteres erklären. Jedenfalls liefert die gleichzeitige Trübung aller Quellen einen weiteren Beweis für die Annahme, daß sämtliche Warmquellen aus einer und derselben Ader stammen, deren Endverästelungen sie darstellen. Die Beobachtungen vom Oktober 1933 sprechen auch sehr dafür, daß das Warmwasser von der Gegend des Burger Bodens her in einer Art Höhlenschlauch fließt und dann erst sich in viele Arme spaltet, welche je nach der Höhe ihrer Endigungen Freifließer oder Waller entsenden.

Wie bei allen Warmquellen des betrachteten Gebietes steigert die Zunahme der Wasserwärme im gedeckten Becken die Härte des Wassers. Dabei ergibt sich zeitlich eine bemerkenswerte Streuung, deren Gesetzmäßigkeit noch nicht erkannt werden konnte.

Die Urquellen haben im allgemeinen niedrige Wärme, wenn der Grundwasserstand tief liegt; auch ihre Schüttung geht stark zurück; so maß man z. B. am 3. März 1929 nur 11.4 l/sec bei 27.7—28° C Wärme; damit wurde der tiefste, mir bekannt gewordene Betrag der Schüttung erreicht. Ein zweiter Niederwert trat mit 27 l/sec anfangs Oktober 1929 ein, ein anderer im Juli 1930 mit 32.8 l/sec. Scheitel erzeugen die Frühjahrsschmelzwässer (115 l/sec und 28.8° C am 28. April 1929) und die der Gegend eigentümlichen, starken Herbstniederschläge (z. B. 78 l/sec 1930).

Wenn also Niederschläge den Grundwasserspiegel der Talaue beben und die Klüfte und sonstigen Wasserwege des Gebirges vollfüllen, dann steigt die Wasserspende der Urquellen und auch ihre Wärme; im Sommer und Herbst ist dieses Verhalten am deutlichsten feststellbar, geringer waren

## Beobachtungen an Quellen, welche aus eiszeitlichen

Örtlichkeit (Nummer der Quelle)	Deutsche Härtegrade		
	<i>v</i>	<i>d</i>	<i>g</i>
<b>a) In der Umgebung</b>			
Quelle oberhalb der alten Straße unweit der Wäscherquelle.....	9:50—11:50	0:95—2:20	12:00—13:20
Schottergrube südlich Warmbad.....	5:60— 5:90	0:35—0:36	6:10— 6:16
Wechselwiesenquelle.....	12:25—15:00	1:1 —1:25	13:50—14:60
St. Georgen, 78.....	12:60	2:30	14:90
Goritschach, 92.....	9:80	1:20	11:00
Goritschach, 93.....	8:10	0:80	8:90
Goritschach, 94.....	9:30	0:90	10:20
Heiligengeist, 65.....	10:70—11:55	0:85	11:90
„ 67.....	10:70	.	.
„ 68.....	11:90	.	.
Judendorf, Fußsteig nach Möltschach..	10:95	0:45	11:40
Judendorf laufender Brunnen.....	13:44—14:80	1:86—1:15	14:80—15:95
„ a.....	11:60	1:20	12:80
„ b.....	11:40	1:50	12:90
„ c.....	11:00	1:50	12:50
„ d.....	11:10	1:30	12:40
„ e.....	10:10	0:40	10:50
St. Martin, 74.....	13:55	0:65	14:20
Möltschach, Überlauf der Wasserleitung.	13:60—13:80	0:7—1:80	14:50—15:40
<b>b) In der weiteren Um-</b>			
Müllnern Nord, Quelle 45.....	9:40—9:60	0:25—0:60	9:85—10:00
„ „ „ 46.....	9:20—9:50	0:40—9:50	9:60—11:00
„ „ „ 55.....	9:65—9:85	0:3 —0:6	10:15—10:25
„ „ „ 97.....	9:30	0:20	9:50
„ „ südliche Quelle.....	9:80	1:00	10:80
<b>c) Am Tabor (Sattnitz-</b>			
Tabor Westhang, Rinnele.....	9:65	1:35	11:00
„ „ .....	9:50	1:40	9:95
„ „ 63, Brunnenschacht..	11:70	0:30	12:00
Faak, Überlauf der Wasserleitung Hinterholzer.....	9:62—12:40	0:53—0:60	10:15—13:00
Faak, Quelle.....	11:72—15:00	2:2—2:28	14:00—17:00

## Lockermassen und aus Nagelfluh entspringen.

C°	$\frac{1}{sec}$	ph	Anmerkung
<b>von Warmbad</b>			
7·2 —14·60	0·0038—0·076	7·65—7·7	
10·55—17·60	0—0·105	7·6 —7·7	nur zeitweise fließend
10·60—14·90	0·0096—0·14	8·0	
12·5	$\frac{1}{10}$	.	einmalige Messung
6·24—14·5	0·4—1	.	einmalige Härtebestimmung
6·28	$\frac{1}{10}$	.	einmalige Messung
7·02	$\frac{1}{10}$	.	desgleichen
6·72—8·88	$\frac{1}{2}$	7·55—7·60	
6·52—8·80	2	7·55	
6·80—9·20	$\frac{1}{100}$ — $1\frac{1}{2}$	.	
13·80	0·005	.	einmalige Messung
7·45—12·2	0·15—0·61	7·55	1936 5. 4.
8·84	$\frac{1}{10}$	7·5	
7·12—12·2	0·09	7·5	
5·94	.	.	1936 5. 4.
7·58	.	.	1936 5. 4.
8·11	0·0013	.	1936 5. 4.
7·0 —11·1	0·7	7·6	1936 5. 4.
8·74—11·4	2—3	7·5	1935 11. 9.
<b>gebung von Warmbad</b>			
7·94—9·70	0·12—0·15	7·55	
7·81—10·00	$\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{2}$	7·6—7·7	
7·55—7·65	$\frac{1}{2}$ —3	.	
7·68	$\frac{1}{4}$	7·7	einmalige Beobachtung
8·32	1	7·65	desgleichen
<b>konglomerat) und bei Faak</b>			
8·3—10·00	0·078—0·142	7·55	
8·3—10·6	$\frac{1}{20}$ — $\frac{1}{10}$	7·50	
14·10	.	.	1935 8. 9.
5·6—12·9	$\frac{1}{10}$ —1·35	7·5	
6·17—9·3	.	7·7	

## Analysen der Urquelle.

	In 10.000 Teilen Wasser nach			
		J. Mitteregger 1882	L. Moser Oktober 1928	
Abdampfrückstand in 10.000 Teilen Wasser..		3·800	5·500	(gelöste Bestandteile)
Dichte .....		1·0005	1·0013	(bei 17·5° C bezogen auf Wasser von 17·5° C)
Cl .....		0·071	0·0403	
SO <sub>2</sub> .....	(0·488)	0·412 SO <sub>4</sub>	0·1625	0·1625
SiO <sub>2</sub> .....	(0·018)	0·010 H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0·1319	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0·01458		0·0058	0·0014
FeO <sub>2</sub> .....		0·055	Spur	Spur
CaO .....	1·156	1·610	1·4502	1·0367
MgO .....	0·1514	0·250	0·252	0·1521
Na <sub>2</sub> O .....	0·023	0·062	0·1768	0·0656
K <sub>2</sub> O .....			0·0935	0·0388
HPO <sub>4</sub> .....			0·0004	0·0004
HCO <sub>3</sub> .....			3·884	3·884
Sr-Ionen .....			Spur	Spur
Li-Ionen .....			0·00003	0·00003
Organische Stoffe .....			0·004	
CO <sub>2</sub> im ganzen .....		4·061		
CO <sub>2</sub> gebunden an CaO und Mg .....		1·310		
CO <sub>2</sub> halbgebunden .....		1·310		
CO <sub>2</sub> frei .....	0·439	1·441	0·0231	
Deutsche Härtegrade .....		19·60	18·00	

diese Unterschiede zu Ostern 1936. Die Ursache des Steigens der Wärme mit der Wassermenge ist wohl leicht zu erklären. Bei niedrigem Grundwasserspiegel münden viele Warmwasserschläuche der Urquellen frei oder unter geringem Drucke ins Grundwasser; steigendes Grundwasser verschließt mit seinem Gegendrucke gar manche Austrittspunkte des Warmwassers, das nunmehr zurückgestaut wird, die Übersprünge speist, und in der Mitte seines Wegstreifens unter erhöhtem Drucke und reiner emporquillt, während gegen die Ränder des Wegstreifens zu eine stärkere Mischung mit Wildwasser eintritt. Da im Frühjahre der Grundwasserspiegel nicht so hoch steht als im Sommer und Herhste, ist die Wärmeerhöhung durch heftige Niederschläge zu Ostern 1936 nicht so kräftig gewesen wie zu anderen Jahreszeiten. Die geschilderte Wärme-Mengen-Beziehung ist nur den Urquellen, der Walterhofquelle und wenigen, mittig gelegenen Übersprüngen eigen.

Nach den bisherigen Beobachtungen schwankt die vorübergehende Härte zwischen 16·80 und 19·60 D. H., die Gesamthärte zwischen 17·35 und 22·80 D. H.

Das Wasser der Urquelle wurde zweimal eingehender chemisch untersucht: im Jahre 1882 von J. Mitteregger und anfangs 1929 von L. Moser. Die vorstehende Übersicht 9 gibt die Ergebnisse wieder. Vergleicht man sie, so ergeben sich bemerkenswerte Unterschiede neben auffallenden Übereinstimmungen.

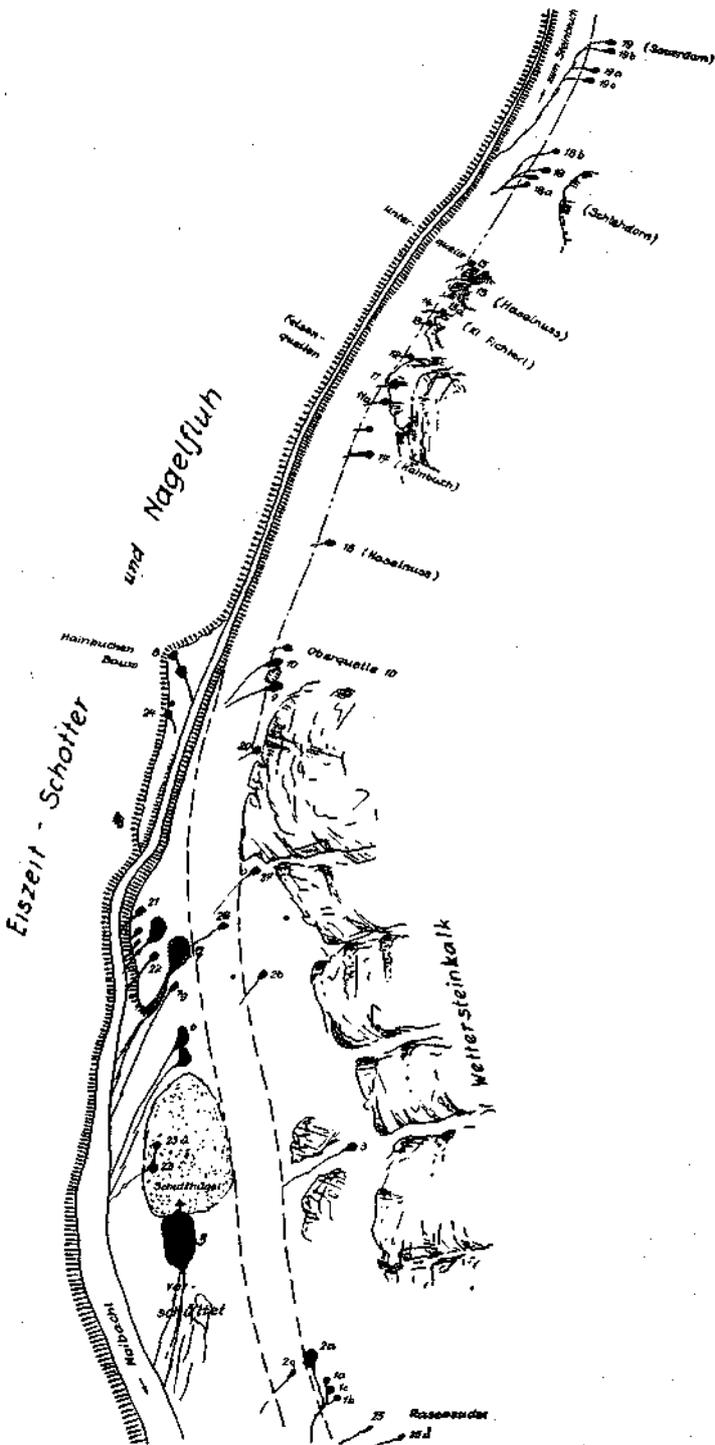


Abb. 5. Lageplan der Übersprünge am Steinbruchwege.

Nahezu gleich sind die Werte für Magnesiumionen und für die Gesamtkohlensäure. Einigermassen verschieden ist die Härte (18 D. H. anfangs Oktober 1928, gegenüber 19.60 im Jahre 1882); dies überrascht jedoch nicht weiter, weil die Untersuchungen gezeigt haben, daß die Härte des Badewassers im Laufe der Jahreszeiten schwankt. Berücksichtigt man diese Tatsache, dann wird man es erklärlich finden, daß die neue Analyse etwas weniger Kalk gefunden hat als die alte.

Aufzuklären wären die nennenswerten Unterschiede in der Dichte (1.0005 gegen 1.0012), im Gehalt an Chlor ( $-0.0307$ ), Schwefelsäure ( $-0.32$ ; ungefähr!), Kieselsäure ( $-0.1$ ; ungefähr!), Aluminium ( $-0.0131$ ) und Alkalien ( $+0.2$ ; ungefähr!); da man kaum berechtigt ist, Analysenfehler anzunehmen, muß man wohl an eine Änderung der chemischen Zusammensetzung der Urquelle während der Zwischenzeit von 46 Jahren denken oder an jahreszeitlich-wetterkundliche Schwankungen entsprechend den ganz verschiedenen Zeitpunkten der Probenahme.

#### Die Tschamerquelle.

Die südlichste Quelle, welche den sogenannten „Warmen Tümpel“ (Strouhal, 1934) speist, sei zu Ehren des um die Erforschung der Heilquellen hochverdienten Ehepaares Tschamer (Dr. A. und Frau G. Tschamer) Tschamerquelle genannt. Sie wurde anlässlich der Straßenumlegung im Jahre 1935 neu gefaßt und entsteht aus der Vereinigung eines wärmeren und eines kälteren Quellastes. Sie schüttet etwa  $5-12$  l/sec von  $20.6-25.7^{\circ}$  C Wärme, um  $7.5$  Hp und  $13.40-17.45$  D. H. Mit der Zunahme der Schüttung geht Hand in Hand eine Abnahme der Wärme und eine Herabminderung der Härte. Die Beziehungen zwischen Wärmegrad und Härte in der Zeit zwischen Anfang und 20. April 1936 geht aus Zeichnung 9 hervor. Es gewinnt fast den Anschein, als ob der Wärmegrad die Beimischung von Kaltwasser noch schärfer zum Ausdruck brächte, als der Härtewert; es wurde absichtlich nur die vorübergehende Härte benützt, weil diese sich genauer bestimmen läßt als die Gesamthärte. Auch über längere Zeiterstreckung hin lassen sich enge Wechselbeziehungen zwischen Wärmegrad und Härte verfolgen (Schaubild 10); die Streuungen entstehen hauptsächlich dadurch, daß die Wärme des kalten Zuflusses mit der Jahreszeit sich nennenswerter ändert, als die Härte. In der Menge des warmen Zustromes dürften größere Schwankungen nicht eintreten; nur der kalte Ast unterliegt derartigen Änderungen in hohem Maße.

#### Die Wäscherquelle.

Die Wäscherquelle entspringt etwas östlich der Tschamerquelle aus Wettersteinkalk; ihren Mund bildet derzeit der Durchlaß der alten Straße.  $H_v = 15.90-17.65$ ,  $H_g = 17.75-19.40$ ,  $pH = 7-8$ ,  $25.3-27.10^{\circ}$  C. Sie schüttet im Mittel etwa  $24$  l/sec; ein Hochwert wurde am 5. November 1929 gemessen:  $50.5$  l/sec bei  $26.4^{\circ}$  C Wärme. Die Warmheit sinkt mit dem Steigen der Wasserspende.

#### Die Schwimmschulquelle.

Die zwischen Wäscher- und Urquelle in einem Schachte gefaßte Schwimmschulquelle besitzt  $25.42-27.30^{\circ}$  C Wärme.  $H_v = 15.80-17.85$ ,  $H_g = 16.90-19.50$ ,  $pH = 7.3-7.9$ . Mosers Analyse hat Strouhal (1934) aus-

fühlich wiedergegeben. Niederwert der Schüttung: 23.2 l/sec am 7. März 1929 bei 27.0° C Wärme, Hochwert am 5. November 1929 mit 52.5 l/sec und 26.4° C Wärme. Abnahme der Spende erhöht die Warmheit.

Die Straßenquelle und einige, nur zeitweise fließende, warme Riesel.

Bergseits der Fahrbahn der alten Straße, wie sie zu Anfang des 19. Jahrhunderts bestand, quillt zwischen der Wäscher- und der Tschamerquelle ein dünner Riesel aus den Eiszeitschottern an der Stelle aus, wo sie den liegenden Wettersteinkalken auflagern. Die Wärme des Riesels schwankt wegen der geringen Schüttung (0.0038—0.076 l/sec; Schwankungsziffer 20) sehr stark, nämlich zwischen 7.2 und 14.6° C;  $pH = 7.65-7.7$ ; vorübergehende Härte 9.50—11.50 D. H. Sowohl die vorübergehende wie auch die Gesamthärte steigen mit zunehmender Wärme, wie Schaubild 6 auf den ersten Blick zeigt;

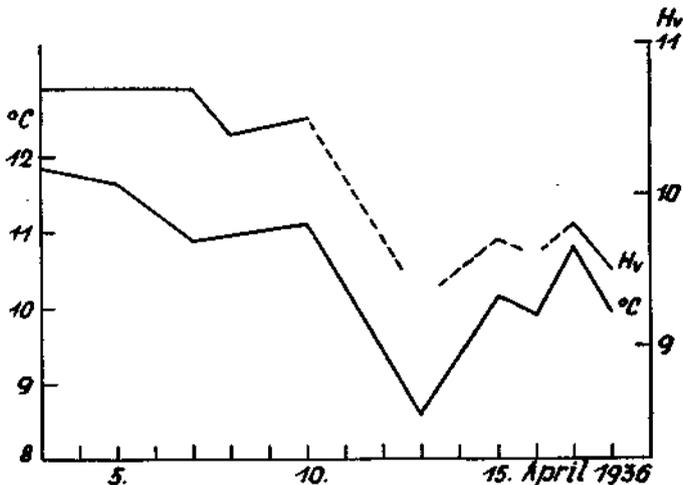


Abb. 6. Wärmegang und Schwankung der vorübergehenden Härte der kalten Quelle zwischen Tschamer- und Schwimuschulquelle.

wenn die Beziehungen zwischen Wärme und Härte hier etwa weniger innig erscheinen, so kann man dies darauf zurückführen, daß die starken Schüttungsschwankungen störend einwirken. Trotz der Nähe der Warmquellen muß man den Riesel noch als kalt bezeichnen; er wird hier zum Vergleiche mit dem Verhalten der Warmquellen angeführt.

Bei sehr starker Einsickerung von Wasser in die Erde, wie dies zu Osteru 1936 der Fall war, quillt auch unter dem Tore der Scheune (a) gegenüber dem Karawankenhofe und 4 m weiter südlich unter der straßenseitigen Längsmauer (b) des Schuppens Mischwasser empor. Es wurde gemessen am:

	° C	$H_v$	$H_a$	$H_g$
17. April 1936, um 8 Uhr	21.9 (17.3)	14.80	1.60	16.40
18. „ 1936, „ 8 „	22.8 (18.2)			
20. „ 1936, „ 8 „	24.4			

Die eingeklammerten Werte beziehen sich auf den Austritt b.

Sehr beträchtliche Mengen von Warmwasser mögen sich untermags in das Grundwasser ergießen. Hemmt die Zunahme des Kaltwassers diese Austritte, dann verlegen sie sich über Tag, wie z. B. die vorerwähnten Scheunenriesel oder die später aufzuzählenden Übersprünge. Von den obertägig auf kürzere Zeit erscheinenden Warmrieseln sei einer erwähnt, welcher zu Ostern 1936 aus einem Mausloche auf der Straßenböschung zwischen Schwimmschul- und Wäscherquelle hervorbrach;  $23.70-24.00^{\circ}\text{C}$ ,  $\frac{1}{4}-\frac{1}{2}\text{l/sec}$ ,  $H_v = 15.70$  bis  $16.50$ ,  $H_p = 17.40$ .

### Die Walterhofquelle.

Die Walterhofquelle, welche im Jahre 1928 gefaßt wurde, erscheint als erster unter den Übersprüngen und hört nicht eher zu fließen auf, bis nicht

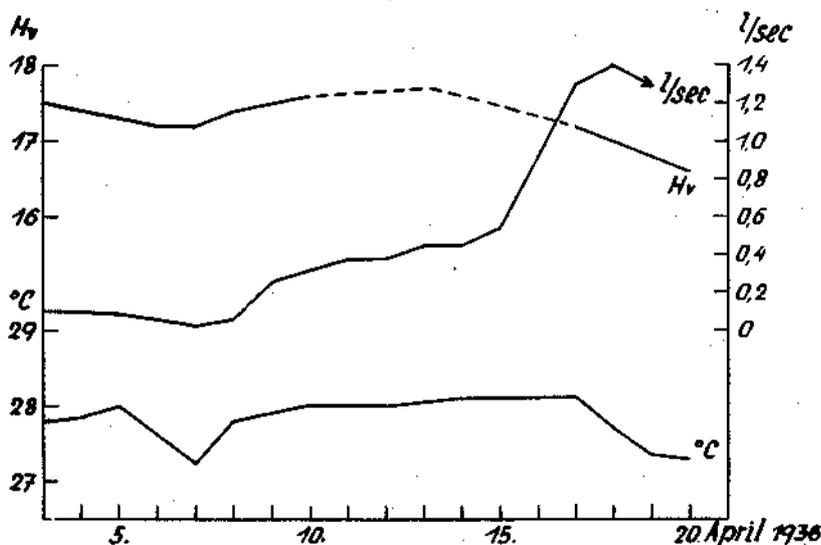


Abb. 7. Walterhofquelle. Beziehungen zwischen Schüttung, Warmheit und vorübergehender Härte zu Ostern 1936.

der letzte Übersprung beim Steinbruche oben die Schüttung eingestellt hat. Im übrigen zeigt sie ähnliches Verhalten wie die Urquellen; ihre Schüttung steigt mit den Niederschlägen und damit wächst auch ihre Warmheit und ihre Härte; die Wärmezunahme ist auch hier im Frühjahr verhältnismäßig geringer als im Sommer und Herbst. Die bisher gemessenen Schwankungen betragen:

Vorübergehende Härte in D. H. ....	16.60—19.10
Gesamthärte in D. H. ....	17.70—21.90
Wärme in $^{\circ}\text{C}$ ....	27.20—28.8°—29.2° C
Schüttung ....	0—2.17 l/sec
Wasserstoffionenziffer ....	7.4 —7.55

## Radiumwirksamkeiten. Nach Stefan Meyer (1929).

	Mache-Ein- heiten im Liter	Emanations- gehalt
1. Gasperlen der Urquelle nahe den Zellen 23 und 24	5.2	19
2. Wasser der Urquelle an derselben Stelle	1.4	5.1
3. Luft über dem Wasserspiegel	0.026	0.095
4. Übersprung aus Felsspalte	1.26	4.6
5. Waller aus Schutt knapp vor 4	0.92	3.3
6. Schwimmschulquelle Wasser	1.69	6.15
"                    Gas	7.00	25.5
7. Wäscherquelle	1.71	6.22

Der Emanationsgehalt nimmt also von den Übersprüngen über die Urquelle und die Schwimmschul- zur Wäscherquelle ständig zu. Da in der gleichen Richtung die Härtewerte abnehmen, welche man als Maßstab für die Beimischung von Wildwasser ansehen darf, möchte man schließen, daß auch die Zunahme der Emanation ein Leitwert für die Vermehrung des Kaltwassergehaltes sei.

Tripold fand im Jahre 1908 etwas abweichende, der Größenordnung nach aber gut übereinstimmende Werte; ich setze sie hier ein:

	Mache-Einheiten im Liter
Urquelle	2
Wäscherquelle (?)	2.3
Schwimmschulquelle	0.8
Kaltes Leitungswasser	1.4

Weitere Schlüsse wage ich aus diesen Befunden nicht abzuleiten; ich mache aber auf den verhältnismäßig hohen Emanationsgehalt des aus kalkhaltigen Gesteinen stammenden Leitungswassers aufmerksam.

## Die Parklöcher.

Das wärmere der Parklöcher, 1, bildet eine rundliche, 25 cm tiefe Einmündung im Rasen des Parkes. Seine Wärme sinkt im allgemeinen mit der abnehmenden Schüttung, die sich ihrerseits durch schwächeres Aufwallen zu erkennen gibt; der größeren Wärme entspricht auch eine größere Härte des Wassers gegenüber den etwas weiter westlich liegenden Austritten 2 a und 2 b. Im Becken selbst sammelt sich naturgemäß das abgekühlte Wasser am Grunde an; ich maß hier am 5. November 1935 nur 21.4° C gegen 23.3° C an der Oberfläche. Im Parkloch 1 erscheint das Warmwasser früher und schüttet länger als in den westlichen Löchern.

Bei schwacher Schüttung ist die Warmheit des Wassers der Parklöcher stark von der Luftwärme abhängig und schwankt mit ihr im Laufe des Tages. Die wenigen bisherigen Beobachtungen lieferten bei Parkloch 1 (Ost):

Vorübergehende Härte	13.60—17.80	D. H.
Gesamthärte	14.50—21.20	„ „
Wärme	20.0 —24.2° C	
Wasserstoffionenziffer um 7.9		

### Die Übersprünge im Steinbruchgraben.

Die Übersprünge im Steinbruchgraben erscheinen im allgemeinen nach der Höhenlage ihres Quellmundes und verschwinden in umgekehrter Reihenfolge. Die aufwallenden lassen die reichliche Führung von Luftblasen erkennen. Die Quellen bilden eine rund 140 m lange Reihe; viele von ihnen treten aus NNW—SSO-Klüften des Wettersteinkalkes zutage.

Der Übersprung 1 spie in früheren Jahren stark gemischtes Wasser. In letzter Zeit hat er drei getrennte Riesel entwickelt, die zu Zeiten der Hochfüllung wallerähnlich emporprudeln. Die inneren Quelladern (1 a und 1 c) sind warm, der äußere (1 b) lau. Der Wärmegang ist bei den inneren Rieseln umgekehrt wie beim äußeren (Abb. 11); bei Ader 1 a und 1 c steigt anfangs die Wärme mit der Schüttung; später, wenn viel kaltes Wasser zudringt und das Felsloch 1 b den Zustrom nicht mehr allein fassen kann, entspricht

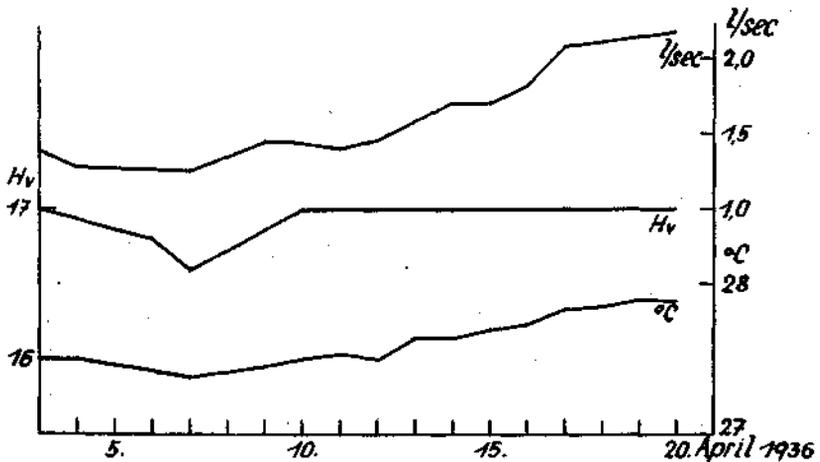


Abb. 8. Übersprung 2 a.

stärkerer Schüttung eine geringe Abnahme der Wärme; das Wasser von Ader 1 b aber wird im allgemeinen um so kälter, je kräftiger es emporwallt.

Der Übersprung 2 a zeigt im allgemeinen ein Gleichgehen von Schüttung und Warmheit; die Beziehung ist aber keine einfache (Abb. 8). 27-25 bis 28-9° C,  $H_v = 16.60-19.00$ . Bei langandauernden oder sehr heftigen Niederschlägen erfolgt die Vermehrung der Schüttung durch Zustrom kalten Wassers (Sinken der Wärme und der vorübergehenden Härte), welches das warme Wasser beim Hungerloche hinauszudrücken beginnt.

Übersprung 3 ist lau (20—24.4° C,  $ph = 7.60$ ,  $H_c = 14.80$ ); für seine nähere Kennzeichnung reichen die bisherigen Beobachtungen nicht aus.

Übersprung 5 (alter Schacht) verhält sich genau so wie Übersprung 2 a; bis zu einer bestimmten Wasserspense steigt die Wärme meist mit der Schüttung; von Ausnahmen beim Beginne des Fließens abgesehen; die weitere Zunahme der Wassermenge geht dann auf Kosten des Warmwassers, das teilweise zum Hungerloche abgedrängt wird. 26.6—28.12° C, 7.6—7.85  $ph$ , 16.0—17.40  $H_v$ .

Der Übersprung 4, welcher aus einer Kluft des Wettersteinkalkes hervorquillt, kühlt bereits früher ab als der vorige, wird aber bei geringerer Schüttung wärmer (24.34—28.35° C) als 5.

Übersprung 6 eignet sich, weil mit Schutt überdeckt, derzeit zur Ableitung von Schlüssen nicht; 25.5—28.4° C,  $ph = 7.65$ ,  $H_v = 16.70$ —17.50.

Der aus Steinbruchabraum hervorquellende Übersprung 23 wird bei Hochgängen von einer Oberquelle überflutet und unmeßbar. Solange dies nicht der Fall ist, kann man feststellen, daß seine Härte in der Regel mit der Warmheit steigt; doch kommen, wie auch sonst bei den Übersprüngen, gelegentliche Ausnahmen vor, die vermutlich mit vorübergehenden Änderungen in der Verteilung der Kalt- und der Warmwässer im Bergleibe zusammenhängen. Trägt man die bisher am Übersprunge 23 beobachteten

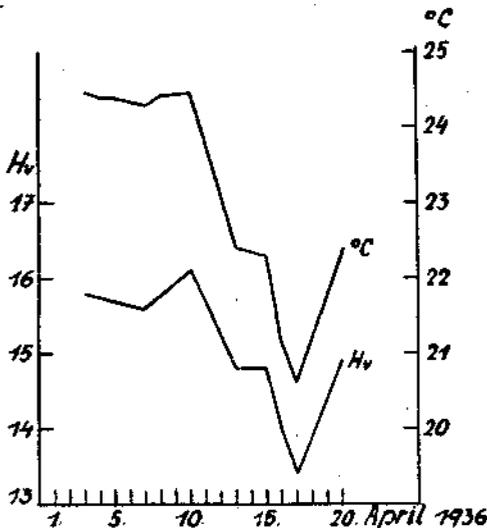


Abb. 9. Tschamerquelle. Wärmegang und Schwankung der vorübergehenden Härte.

Werte in das Wärme-Härte-Schaubild ein, dann beobachtet man hier vielleicht noch deutlicher als bei anderen Warmquellen ein Abweichen der Härtewerte nach rechts, also eine für die betreffende Warmheit zu große Härte. Bei einigen Warmquellen stellt man eine Abweichung von der Bezugslinie gegen links hin fest; d. h. diese Warmwerte liegen für die betreffende Härteziffer zu hoch. Diese Abweichungen von der mittleren Warmheit-Härte-Linie treten bei manchen Quellen geradezu regelmäßig nur in einem Sinne auf, während die Werte anderer Quellen sich der Mittellinie ziemlich gut anschmiegen und eine dritte Gruppe von Mischwässern sich bald durchschnittlich, bald von der Mittellinie abweichend verhält.

Für diese örtlichen oder zeitlichen Abweichungen von der Bezugslinie kann man zweierlei Ursachen verantwortlich machen; entweder besitzen die warmen Adern — immer gleiches Mengenverhältnis des warmen und des kalten Wassers vorausgesetzt — nicht überall die gleiche Wärme oder es sind die kalten Wässer örtlich und zeitlich in ihrer Wärme etwas verschieden; ersteres kann auf ungleich kräftige Abkühlung durch die Umgebung, letzteres

auf verschiedenen Ursprung, bzw. verschieden tiefen Verlauf des Wassers zurückzuführen sein. Schließlich kann auch die Härte des Kaltwassers von Ort zu Ort oder mit der Zeit schwanken. Oberflächlich verlaufende Riesel können eine Härte und eine Warmheit besitzen, welche verschieden ist von jenen Werten, welche Adern mit tieferreichendem Einzugsgebiet zeigen; die oberflächennahen Riesel machen die Wärmeschwankungen der Jahreszeiten mehr oder minder kräftig mit und die Härte ahmt, wie bekannt, diese Schwankungen ebenfalls in angenäherter Weise nach. Wärme 25.60—26.70,  $ph = 7.6-7.65$ ,  $H_v = 16.80-18.35$ .

Die Oberquelle, welche im Laufe von Hochgängen der Übersprünge den Mund der Quelle 23 überflutet, ist anfangs nicht sehr warm (25.6° C am 8. April 1936); das umgebende Gestein kühlt sie ab. Ihre Warmheit nimmt

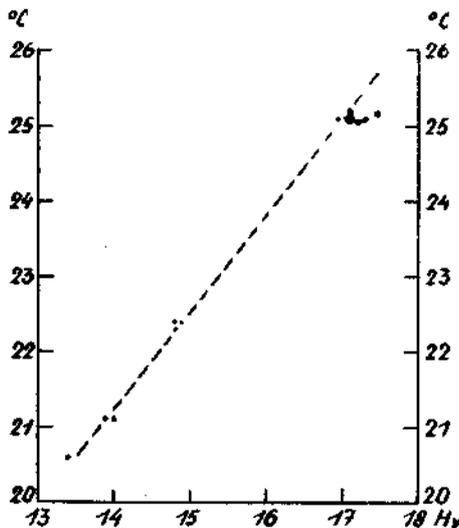


Abb. 10. Tschamerquelle. Beziehung zwischen vorübergehender Härte und Warmheit.

dann mit steigender Schüttung eine Zeitlang zu (26.7° C am 11. April 1936), sinkt aber dann wieder, wenn die weitere Erhöhung ihrer Wasserspende durch Kaltwasser besorgt wird (23.05° C am 20. April 1936 mit mehr als 1.2 l/sec); dann vermindert sich auch ihre Härte (17.10  $H_v$  am 10. April 1936) auf 13.50 (18. April 1936).

Der Übersprung 10 ist zuerst kühl; dann steigt seine Wärme mit der Schüttung, um von einem gewissen Punkte ab wieder zu fallen; der Kaltwasserzufluß dauert dann weit kräftiger an als der des warmen Wassers. Nachstehende Messungen zeigen dies deutlich:

	° C	l/sec	$H_v$	$H_d$	$H_g$
16. April 1936, 9 Uhr	12.2	0.06	15.90	0.90	16.80
17. „ 1936, 9 „	24.3	0.16			
17. „ 1936, 18 „	23.00	0.24			
18. „ 1936, 10 „	21.60	0.24			
19. „ 1936, 18 „	21.30	0.18			
20. „ 1936, 9 „	21.10	0.14			

Der Höhepunkt der Übersprungtätigkeit zu Ostern 1936 ergibt sich daraus mit den Nachtstunden vom 17. auf den 18. April.

Spät erscheinen die Übersprünge 25 und 26, noch später 27 und 28; mit letzteren etwa gleichzeitig die Oberquelle von 25, mit ersteren die Oberquellen von 10, 21 und 22. Quelle 25 sudelt aus dem Rasen heraus und scheint größtenteils weiches, seichtfließendes Wasser zu führen ( $H_v = 9.80$  am 16. und am 17. April 1936); seine Wärme schwankt zwischen  $13.95$  und  $14.50$ ; auch die Oberquelle von 25 ist lau und wenig hart ( $13.85-14.50^\circ \text{C}$ ,  $H_v =$

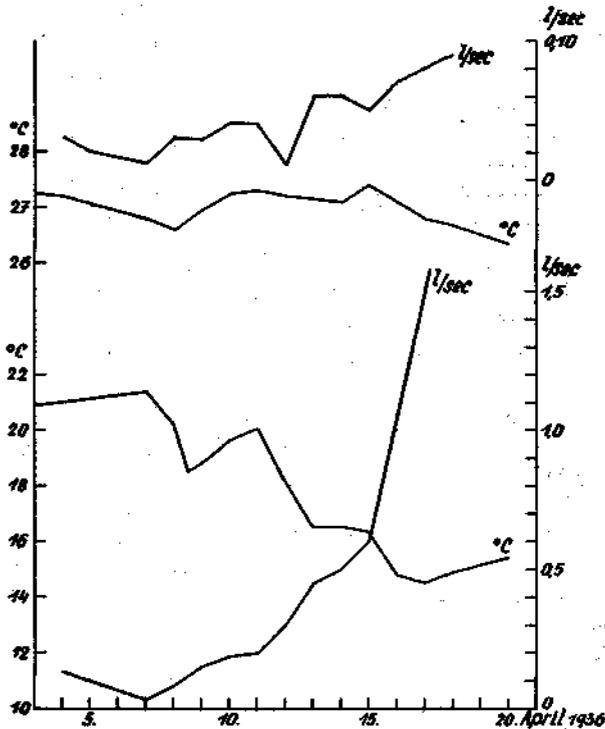


Abb. 11. Wärme- und Schüttungsgang des Übersprunges 1a (oben) und 1b (unten).

9.90). Der Glockenwaller 26 im alten Steinbruche wird mit Zunahme der Schüttung kühler ( $22.15-25.8^\circ \text{C}$ ,  $13.00-14.00 H_v$ ). Nahezu kalt ist auch der Riesel 27 ( $13.1-13.2^\circ \text{C}$ ,  $H_v = 13.00$  zu Ostern 1936). Der Straßenwaller 28 ist wieder wärmer ( $21.90-25.65$ ).

Die Übersprünge 21, 22 und 8 werden im allgemeinen mit zunehmender Schüttung wärmer; im einzelnen sind die Verhältnisse freilich bei der netzartigen Verflechtung der Wasserwege etwas verwickelter. Die bisher beobachteten Werte sind bei:

		$^\circ \text{C}$	$ph$	$H_v$	$H_d$
Übersprung	8	.....20.7 —27.8	7.7	16.20—17.00	18.40
„	21	.....23.9 —25.33	7.7	16.30—17.10	18.00
„	22	.....14.65—25.9	7.9	16.60—17.25	17.9—18.20

Übersprung 9 und 10 schütten zuerst kühles Wasser; der schwache Riesel gibt seine Wärme rasch an die Nachbarschaft ab; später steigt die Warmheit mit dem stärkeren Zudrange von Warmwasser, um dann wieder abzunehmen, wenn das Kaltwasser kräftigeren Einfluß gewinnt. Die bisher erhohlenen Grenzwerte sind:

	° C	ph	$H_o$	$H_p$
Übersprung 9	.....21.95—27.70	7.55	12.80—17.00	18.40
„ 10	.....14.70—27.60		12.85—16.80	
„ 24	.....22.40—26.50			
„ 11 a	..... 8.8 —15.70	7.6	11.30—14.00	12.80—15.20
„ 11	.....15.2 —18.10		10.85—14.40	16.20
„ 12	.....10.3 —18.2	7.6	10.80—14.20	13.10—15.30
„ 13	.....14.74—18.30		12.60	
„ 14	.....15.50—18.60		12.80—14.20	16.00
„ 15	.....16.50—18.90		11.20—14.40	15.70
„ 18	.....16.20—19.55	7.65	10.30—14.30	15.80
„ 19	.....15.70—20.55	7.60	10.60—14.15	18.20

Der Übersprung 16 liefert fast kaltes Wasser ( $10.2—11.4^{\circ}\text{C}$ ;  $ph = 7.55$ ,  $H_o = 11.40—11.80$ ,  $H_p = 17.60$ ), ebenso die Quelle 17 ( $9.1—13.70^{\circ}\text{C}$ ,  $ph = 7.6$ ,  $H_o = 11.0—13.00$ ,  $H_p = 12.00—15.00$ ).

Übersprung 18 a, 18 b, 19, 19 a und 20 erreichen ihre größte Warmheit unmittelbar vor dem Eintritt der Hochwasserspende; der Wärmescheitel ist also gegen den Schüttungshöhepunkt etwas vorverschoben.

Das Hungerloch ist ein selten tätiger Wasserspeier, welcher bereits ein ziemlich langes Dreiecktäälchen mit kreisrundem Schlusse in ein dem Sattnitzkonglomerat sehr ähnliches Gestein eingefressen hat. Zu Ostern 1936 floß es etwa sieben Tage. Seine Wärme ( $19.8—27.3^{\circ}\text{C}$ ; Strouhal gibt bis zu  $28.6^{\circ}\text{C}$  an) steigt und fällt mit der Schüttung (oft mehr als  $100\text{ l/sec}$ );  $ph = 7.5$ ;  $H_o = 11.90—17.20$ ,  $H_p$  bis über 18.80. Am rechten Ufer des Hungerlochbaches quillt ein bescheidener Riesel aus dem Konglomerat ( $13.3—18.6^{\circ}\text{C}$ ,  $H_o = 12.40$ ). Nach dem Versiegen des Hungerloches sickert etwas oberhalb einer Stufe in der Konglomeratsohle ein laues Wässerchen heraus ( $15.4^{\circ}\text{C}$  am 29. November 1927;  $\frac{1}{4}\text{ l/sec}$ ). Ein schwächerer Riesel entquillt unterhalb der Felsschwelle dem linken, unteren Hange ( $14.8^{\circ}\text{C}$ ).

Die Gesamtschüttung aller sichtbaren Warmquellen muß  $400\text{ l/sec}$  noch wesentlich übersteigen; schließt man nicht zutage tretendes, laues Wasser ein, dann kommt man auf noch höhere Werte. Vermutlich ist die Wärme des speisendes Höhlenbaches vor seiner Verästelung sehr groß.

Der verästelte Warmwasserstrom wird beidufzig von Kaltwasser einge- faßt; dieses bedrängt das Heilwasser auch von oben her; daher sind die Übersprünge westlich des Steinbruchweges mit wenigen Ausnahmen kühler als jene östlich des Sträßchens.

### e) Die Bäche.

Wie überall in Mitteleuropa, gehen die offenen Wasserläufe wärmekundlich mit der Wärme der Luft, während die Quellen mehr den Ablauf der Bodewärme widerspiegeln.

Von dem Wärmegange der gewöhnlichen Wasserläufe weicht nur jener des Kaltbaches ab. Den Einfluß der Luftwärme überlagert nämlich bei ihm zeitweise ein anderer, fremder, welcher von der Bodenwärme abhängig ist. In Zeiten, wenn die Wasserfallquelle läuft, mischt sich nämlich dem Bachwasser soviel Quellwasser aus dem Speiloche bei, daß der Bach im Sommer außerordentlich lebhaft abgekühlt wird. Ich maß z. B. an der Bundesstraßenbrücke am:

1. August 1925, nachmittags..... 18.7° C (Wasserfallloch trocken),
3. „ 1925, „ ..... 10.8° C (Speiloch rinnt kräftig),
6. „ 1925 „ ..... 13.0° C (Wasserfallquelle nimmt ab).

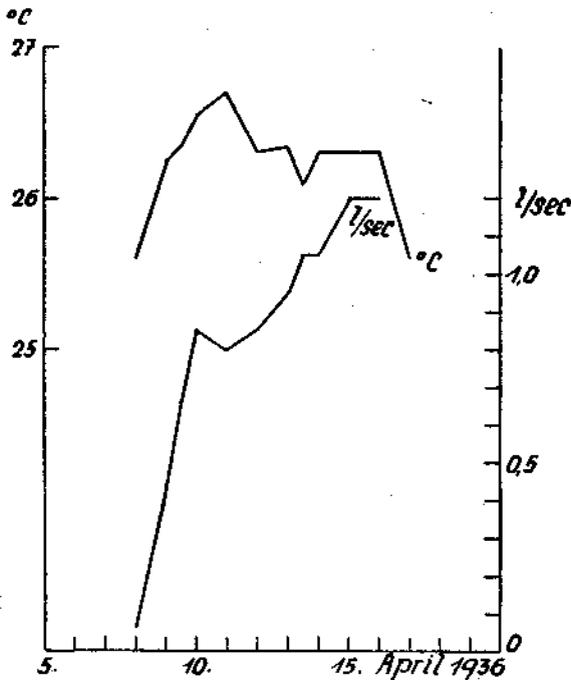


Abb. 12. Übersprung 23, Oberquelle.

Die Wasserwärme des Kaltbaches ist mithin je nach der Wassermenge, welche das Speiloch oberhalb des Wasserfalles schüttet, außerordentlich schwankend; ob dieser Umstand die Lebewesen des Baches beeinflusst, müßte ein Fachmann untersuchen.

Die wärmeren unter den Übersprüngen setzen schon an ihrem Quellmunde selbst mehr oder weniger Sinter ab. Ihr Ablauf, das Maibachl, hat sein ganzes Bett bereits mit einer Sinterkruste überzogen; sie muß von Zeit zu Zeit entfernt werden, um das Gerinne fassungsfähig zu erhalten. Kalksteinsabsatz und Wärmeverlust auf der 500 m langen Strecke zwischen Vereinigung der Übersprünge und dem Rechen hinter dem Walterhofe gehen aus nachstehenden Messungen hervor.

	2. November 1935				7. April 1936		
	° C	H <sub>e</sub>	H <sub>d</sub>	H <sub>g</sub>	° C	H <sub>e</sub>	H <sub>g</sub>
Maibachl bei der Vereinigung .....	27-42	18-60	1-20	19-80	26-90	17-10	18-40
Maibachl beim eisernen Rechen .....	24-55	18-20	1-20	19-40	22-30	15-30	16-40

Der Härteverlust auf der vorbezeichneten, kurzen Strecke beträgt zuweilen rund 2 D. H.

Das Maibachl ist unter sonst gleichen Umständen (Jahreszeit usw.) um so weniger warm, je reichlicher es fließt; es mischt sich dann immer mehr Wildwasser bei. Gleich nach dem Überspringen seiner Hauptquellen soll es wärmer sein als einige Stunden hernach; genauere Messungen haben diese wichtige Erscheinung aber noch nicht nachgeprüft.

#### d) Die Entstehung der Heilquellen.

Die ältere Auffassung glaubte, daß Niederschlagwässer, die in den Leib der Villacher Alpe eindringen, an tiefen Spalten in Warmschichten der Erdkruste gelangen und an anderen Klüften dann wieder empordringen. Sie ist wohl schon aus dem Grunde unhaltbar, weil sich in einem so zerklüfteten Kalkgebirge, wie es die Villacher Alpe darstellt, kaum derartige gewissermaßen geschlossene Verbundgefäße von solchen Höhenausmaßen vorfinden.

Schwinner (1927) scheint Zusammenhänge zwischen dem Seebacher Granit und den Warmquellen zu vermuten. Einer solchen Auffassung wäre die Lage des Seebacher Granites nicht ungünstig. Doch steht dieses Durchbruchgestein nicht allein da; ich fand an der Straße westlich von Wernberg ein wenig umgeprägtes Tiefengestein und W. Petrascheks (1927) Kärtchen und Beschreibung läßt eine ganze Reihe von Echtgneisen südlich des Ossiacher Sees erkennen. Bei dieser Art der Verbreitung der Durchbruchgesteine fällt es schwer, sie mit den Villacher Warmquellen ursächlich zu verbinden.

Ich habe (1926) an eine andere Entstehungsweise der Heilquellen gedacht. Strouhal, welcher die Quellen sehr gut kennt, schloß sich meiner Ansicht an. Nun bestärken mich auch die Veröffentlichungen von Baum (1935) und Holler (1935) in meiner Auffassung, daß die Quellen ihre Wärme aus der Tiefe beziehen und die Heizspalte westlich oder nordwestlich von Warmbad liegt.

Holler faßt die Villacher-Alp-Störung als eigentlichen Erzbringer der Bleiberger Lagerstätte auf; in ihrem Gefolge rissen mehrere von ihr abzweigende NW-Bewegungsfiederspalten auf; längs einer solchen, jungen Kluft dringt in einem Bergbaustollen eine Warmquelle von 11 bis 17° C Wärme auf; die Warmheitschwankungen ähneln jenen, welche man an den Villacher Warmquellen beobachten kann und auf das verschiedene Ausmaß der Beimischung von Kaltwasser zurückgehen. Wenn Holler das Bleiberger Warmwasser mit der Vererzung der Lagerstätte und diese wieder mit Schmelzflußnachwirkungen in Zusammenhang bringt, so möchte ich ihm hierin Recht geben; ebenso in der Vermutung, daß die Warmbader und die Bleiberger Warmquelle in der Tiefe eine gemeinsame Wurzel haben.

Die chemische Analyse des Bleiberger Warmwassers förderte eine gewisse Ähnlichkeit mit jenen der Villacher Gruppe zutage; der Gehalt an Eisen ist

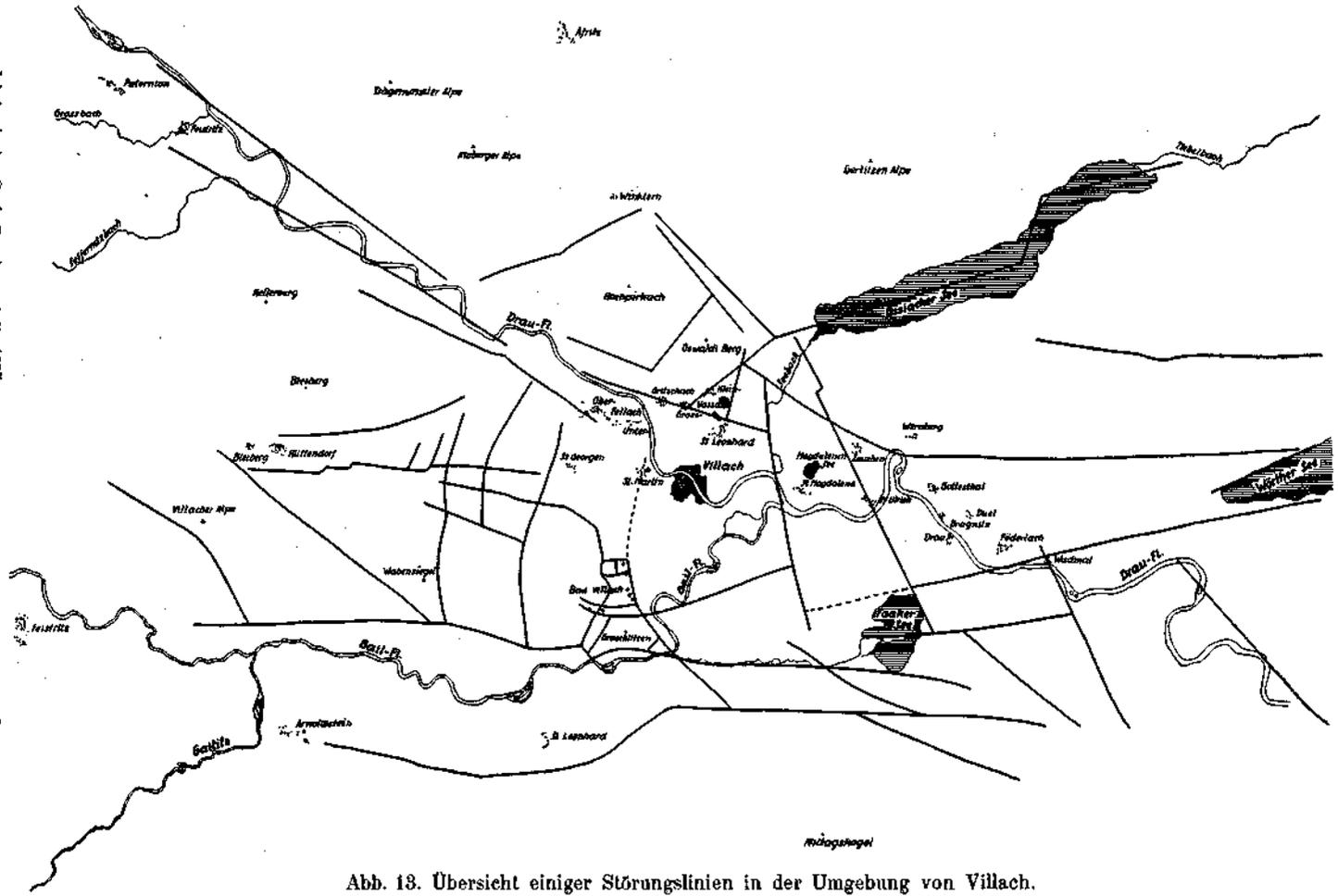


Abb. 13. Übersicht einiger Störungslinien in der Umgebung von Villach.

gering; Baryum, Blei und andere Metalle, welche man erwarten würde, fehlen; die Radiumwirksamkeit beträgt etwa 2 Mache-Einheiten, ein Wert, welcher größenordnungsmäßig mit jenem der Villacher Warmquellen übereinstimmt. Nur die vorübergehende Härte bleiht mit 7-90 D. H. weit unter jener der Warmbader Heilquellen zurück. Vielleicht liegt darin ein Hinweis darauf, daß beide Warmwässer von heißen Dämpfen geheizt werden, welche aus dem Erdinnern emporsteigen und, Wildwasser antreffend, ihm höhere Wärme verleihen. Während aber die Bleiberger unterirdische Warmquelle nach Holler nur etwas über 3 l/sec schüttet, führt der Villacher Höhlenschlauch sicher mehr als 400 l/sec Warmwasser.

Ich werde durch die Arbeiten Hollers, Strouhals und meine eigenen Wahrnehmungen in den letzten Jahren immer mehr in der Anschauung bestärkt, daß heißes Wasser oder heiße Dämpfe aus der Tiefe einen unterirdischen Kaltquellen-Wasserschlauch heizen, welcher wegen seiner steten Vollfüllung immer nahezu die gleiche Wassermenge führt und daher annähernd gleichbleibende Wärme und chemische Zusammensetzung hat. Das warme Wasser kann sich gegen NO nicht ergießen; hier dichten Raibler Schiefer und vom Brochiner gegen SO zu Grundmoränen und Bändertone die Kalkmassen ab. Es wäre auch möglich, daß, wie bei den Heißquellen von Budapest, das Warmwasser schräg längs dieser Dichtungswände aus der Tiefe empordringt. Ob nun der erste oder der zweite Fall zutrifft, jedenfalls ergießt sich das Warmwasser in ein Höhlengerinne, dessen Mundlöcher nach Südosten hinausführen, nachdem der Ausweg gegen NO versperrt ist.

Die Erscheinungen an den Quellaustritten erklären sich durch die Verästelung der Höhlenschläuche und das Kluftnetz sowie durch den Kampf der kalten Wasser mit den warmen. Die tiefsten, für gewöhnlich benützten Schlauchmünder liegen unter dem Grundwasserspiegel oder nahe demselben; vielleicht hat sie die Aufschüttung von Geschieben durch die Gail überschottert; hiefür stünde eine durchaus mögliche Höhe von 5 bis 6 m ohne weiteres zur Verfügung. Die teils obertägigen, teils unterirdischen Austritte von warmem Wasser verteilen sich auf eine Strecke von mehr als 600 m; ihre Endpunkte sind ungefähr im Süden die Tschamerquelle und im Norden eine Örtlichkeit, welche fast genau östlich des Hungerloches an der Bundesstraße liegt; in diesem Bereiche ist das Grundwasser auch mehr oder weniger mit Warmwasser „verseucht“.

Nach dieser Auffassung entspricht dem Steilabfalle der Napoleonwiese keine heilquellenbringende Linie, sondern diese Störungslinie scheidet nur ein verästelttes Warmwassergerinne im Osten ab und erzwingt dadurch den Austritt des leichteren und luftreichen Warmwassers inmitten grundwassererfüllter Schotter und spaltendurchzogener Kalkmassen.

Gegen das Aufsteigen des Warmwassers längs der Warmbader Linie (Ostabbruch des Burger Bodens und des Dornbühels) sprechen weniger die vorhandenen Übersprünge als folgende Erwägungen.

Die Trübung sämtlicher Quellen im Jahre 1933 infolge eines Deckeneinsturzes im Wettersteinkalk des Gaisrückens spricht für eine Fließrichtung des Warmwassers von NW gegen SO und nicht für Aufsteigen längs der Warmbader Störungslinie.

Nach der gleichen Richtung deutet die Abnahme der Quellwärmen von dem Übersprüngen über die Waltherhofquelle zur Urquelle hin. Wäre sie

umgekehrt, dann könnten die Hauptübersprünge nicht so oft gleich nach dem Erscheinen wärmer sein als später; sie würden beim Rückstau und dem Beginn des Ausfließens nennenswerte Wärmemengen an die kalte Umgebung verlieren. So ist diese aber durch die bereits vorhandenen Warmgerinne vorgewärmt.

## 6. Die Baustoffe des Gebietes.

Das behandelte Gebiet ist reich an verwertbaren Baugesteinen.

Der Seebacher Granit liefert Bruchstein und Pflastersteine (Klagenfurt), auch Schotter. Der Glimmerschiefer wird gelegentlich, aber rein örtlich als Bruchstein verwendet.

Ausgedehnte Ausbeutung findet der Wettersteinkalk, welcher früher in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen wurde. Derzeit stehen hauptsächlich folgende Gewinnungsstätten in Betrieb: der große, dem Heilbade gehörige Bruch bei der alten Schmirber Keusche, der Bruch am Südabsturze der Graschlitzen und ein kleinerer Steinbruch bei Möltschach. Man gewinnt hauptsächlich Schotter für Fahrbahndecken und Betonbauten sowie Bruchsteine für Packlagen, Mauerung und die Gailregelung.

Zahlreiche Schottergruben beuten die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Schotter- und Sande aus. Verputzsand wird z. B. N Möltschach, W Völkendorf u. a. a. O. gewonnen.

Die Verwertung der Bändertone NW des Magdalensees wurde bereits gestreift. Die Roterde von Petschnitzen (unweit des Gehöftes Kauz) wird derzeit nicht abgebaut.

Ähnlich wie im Wienerwald (Vöslau) beutet man auch bei Egg den Quetschdolomit zur Gewinnung von Reibsand und Riesel aus.

## Schriftenverzeichnis.

### 1. Allgemeines über Warmquellen.

1. Mache Heinrich, Wie entstehen radioaktive Quellen? Badgastener Badeblatt 1935, Heft 25, S. 7.
2. Mache Heinrich und Meyer Stefan, Physikalische Beiträge zur Radiumemanationstherapie. Abhandlg. a. d. Gesamtgebiet d. Hygiene, Heft 6, Wien 1929.
3. Palfy Moritz, Über das Aufsteigen der Thermalwasser an die Oberfläche Földtani Közlöny. 29. Bd., Budapest 1909.

### 2. Geologie der Umgebung von Villach.

4. Canaval R., Roter Ton von Petschnitzen bei Förderlach. Carinthia II, 1899, Heft 6, S. 3.
5. Canaval R., Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. Carinthia II, 1902.
6. Findenegg Ingo, Limnologische Untersuchungen im Kärnten. Seengebiete. Intern. Revue d. ges. Hydrobiologie u. Hydrogr. 1935, Bd. 32, Heft 6. Hier auch Hinweise auf ältere Schriften über den Faaker See.
7. Geyer G., Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. V. G. R. A. 1901, S. 338—369.
- 7a. Geyer G., Handgezeichnetes Kartenblatt 1:75.000 Bleiberg—Tarvis. Eine sehr sorgfältige und genaue Arbeit.
8. Hartmann V., Das Kärntner Faaker Seeal der Gegenwart und der Vorzeit. 29. Jahresber. d. Staats-Oberrealschule zu Klagenfurt 1886, S. 1—47.
9. Höfer H., Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., 42. Bd., S. 1—90, Wien 1880.

10. Höfer H., Das Konglomerat bei Bleiberg in Kärnten. Verhandlg. Geol. Bundesanstalt 1902, S. 291.
- 10 a. Kahler Franz, Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. Anzeiger d. Akad. d. Wissensch. 1936, Heft 18.
11. Paschinger Herbert, Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. Carinthia II, (46.) 125. Jahrg., 1935, S. 12—20.
12. Paschinger Herbert, Totaislandschaften in Kärnten. Carinthia II, (46.) 126. Jahrg., 1936, S. 12—16.
13. Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3, S. 1062 ff.
14. Peters K., Die Umgebung von Deutschbleiberg in Kärnten. Jb. G. R. A., 7. Bd., 1856, S. 67.
15. Petraschek W., Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. 2. Teil, Abschn. 6, Wien 1925.
16. Petraschek W., Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. Verhandlg. Geol. Bundesanstalt 1927, S. 151 ff.
17. Schwinner R., Der Ban des Gebirges östlich der Lieser (Kärnten). Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Abt. 1, 136. Bd., Heft 7/8, 1927.
18. Schwinner R., Gebirgsbau und Erdmagnetismus in Böhmischer Masse und Ostalpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. 39, Heft 1, 1933.
19. Stelzner A. W., Über die Bohnerze der Villacher Alpe. Jb. G. R. A. 1887, 37. Bd., S. 317—322.
20. Stiny Josef, Kluftmessung und Quellenkunde. Int. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie 1926, Heft 13.
21. Stiny Josef, Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. Die Wasserwirtschaft 1926, Heft 7—9, 11, 15 und 17.
22. Stiny Josef, Zur Kenntnis der Quellgruppen. Geologie und Bauwesen 1935, Heft 4, S. 122—136.
23. Hoernes R., Stoßlinie des Villacher Bebens. Jb. G. R. A., Wien 1878.
24. Teller Friedrich, Geologie des Karawankentunnels. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, 1910, 108 S.
25. Teppner Wilfried, Warmbad Villach und seine Umgebung. Urania, 7. Jahrg., 1914, Heft 31, S. 369—371.
26. Till A., Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Debratsch. Mitt. geogr. Ges. Wien 1307, Bd. 50, S. 534—646.
27. Toula Franz, Vorkommen der Raibler Schichten mit Corbis Mellingi zwischen Villach und Bleiberg in Kärnten. V. G. R. A. 1887, S. 296—297.
- 27 a. Wasmund Erich, Grundwasserverhältnisse und Seespiegelschwankungen im oberbayrischen Osterseegebiet. Mitt. d. Geograph. Ges. München 1934, S. 87—123.

### 3. Die Warmbader Quellen selbst und ihre Beschaffenheit.

28. Bamberger Max, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität einiger Quellen Oberösterreichs. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 117, Abt. 2 a, 1908, und verschiedene andere Arbeiten dieses Forschers.
29. Cranz Heinrich J., Gesundbrunnen der Österreichischen Monarchie. Wien 1777.
30. Diem R., Österreichisches Bäderbuch, Wien-Berlin 1914.
31. Diem R., Conrad V., Knett J., Meyer H., Strohmayr S., Österreichisches Bäderbuch, S. 221—222, Wien 1928.
32. Jabornegg-Altenfels, Warmbad bei Villach. Carinthia, 47. Jahrg. 1857, S. 178.
33. Meyer Stefan, Bericht über die Untersuchung der Quellen von Warmbad Villach auf ihren Gehalt an Radiumemanation. Wien 1929, nicht gedruckt.
34. Mitteregger J., Analysen einiger Heilquellen in Kärnten. Jb. d. Naturhist. Museums, 5.
35. Mitteregger J., Beiträge zur Quellenkunde Kärntens. 17. Jahresber. d. Staats-Oberrealschule Klagenfurt 1884, S. 1—26.
36. Strouhal Hans, Biologische Untersuchungen an den Thermen von Warmbad Villach in Kärnten. Archiv f. Hydrobiolog. Bd. 25, 1934, S. 323—335 und S. 495—583. Enthält Ergebnisse von quellenkundlichen Untersuchungen und zahlreiche Schrifttummangaben.
37. Thurneisser z. Thoun, Pison, Das, 1. Teil, Von kalten, warmen, mineralischen und metallischen Wassern. Frankfurt a. d. Oder 1572, Joh. Eichorn.

38. Tripold, Die Radioaktivität der Thermen von Warmbad Villach und die Bedeutung der Piszinen für die Wirksamkeit radioaktiver Bäder. Zeitschr. f. Balneologie, 4. Jahrg., 1911/12, 4 S.

#### 4. Höhlen bei Warmbad.

39. Luschan F., Die Höhlen bei Warmbad Villach, Mitt. d. Anth. Ges. in Wien, 2. Bd., 1872, S. 313—322.

40. Polland O., Eine Streifung im Höhlengebiet von Warmbad Villach. Mitt. f. Höhlenkunde, 3. Jahrg., 1910, 2. Heft.

41. Strouhal Hans, Die Dobratscher Höhlen. Mitt. über Höhlen- und Kartenforschung. 1936, S. 145—154. Hier auch zahlreiche Schriftenvermerke, auf welche zwecks Raumerparnis bloß hingewiesen wird.

42. Teppner Willfried, Die Höhlen bei Warmbad Villach, Mitt. f. Höhlenkunde 1912, 5. Jahrg., 1. Heft.

43. Teppner Willfried, Die Warmbader Höhlen. Carinthia II, 1913, Heft 1, 2 und 3, S. 94—103.

44. Teppner Willfried, Ausgrabungen im Heidenloche bei Warmbad Villach, Mitt. f. Höhlenkunde, 6. Jahrg., 1913, 2. Heft.

#### 5. Geologisch-Gewässerkundliches von Bleiberg.

45. Baum Gustav, Zur Chemie der Bleiberger Therme. Carinthia II, Canaval-Festschrift 1935, S. 142—144.

46. Brunnlechner A., Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze und ihrer Begleiter. Jb. d. Naturgesch. Museums von Kärnten, 25. Bd., Klagenfurt 1898.

47. Holler Herbert, Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia VII, Sonderheft, Klagenfurt 1936. Mit zahlreichen Schriftumhinweisen bis 1935; von deren Abdruck wird zwecks Raumerparnis abgesehen.

48. Holler Herbert, Die Bleiberger Therme. R. Canaval-Festschrift, Klagenfurt 1935, S. 137—141.

49. Hupfeld, Der Bleiberger Erzberg. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1897, S. 233—247. Hier auch das ältere, von mir nicht weiter angeführte Schrifttum.

50. Petraschek W. E., Die mechanischen Gesetzmäßigkeiten der Bruchtektonik in Bleiberg. Zentrabl. f. M. usw. 1931, Abt. B, Heft 9, S. 477—483.

51. Tornquist A., Die Blei-Zink-Erzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Verlag Springer, Wien 1927.

52. Tschernig Emil, Die geothermische Tiefenstufe in Bleiberg. Carinthia II, Canaval-Festschrift 1935, 118 ff.

#### 6. Urgeschichtliches.

53. Gallenstein R., Die Keltengräber auf der Hochebene ob dem Warmbad Villach. Carinthia, 61. Jahrg., S. 285.

54. Görlich Walter, Vorgeschichtliche Grabungen im Heidenloch bei Warmbad Villach. Carinthia I, 1932, S. 151/152.

55. Luschan Felix, Eine Begräbnisstätte aus der Bronzezeit bei Villach. M. A. G. II, 1872, S. 10.

56. Mühlhofer Franz, Vorgeschichtliche Untersuchungen bei Warmbad Villach. Wiener Prähistorische Zeitschr. 12, 1925, S. 116—131.

57. Wurmbrand G., Brief an Sektionsrat R. v. Hauer. Mitt. d. Anth. Ges. in Wien, 1. Bd., 1871, S. 324.

58. Wurmbrand G., Über die Villacher Tumuli der Bronzezeit. M. A. G. II, 9. 12—18, 1872.

#### 7. Tierkundlich- und sonstiges Biologisches über Warmbad und Umgebung.

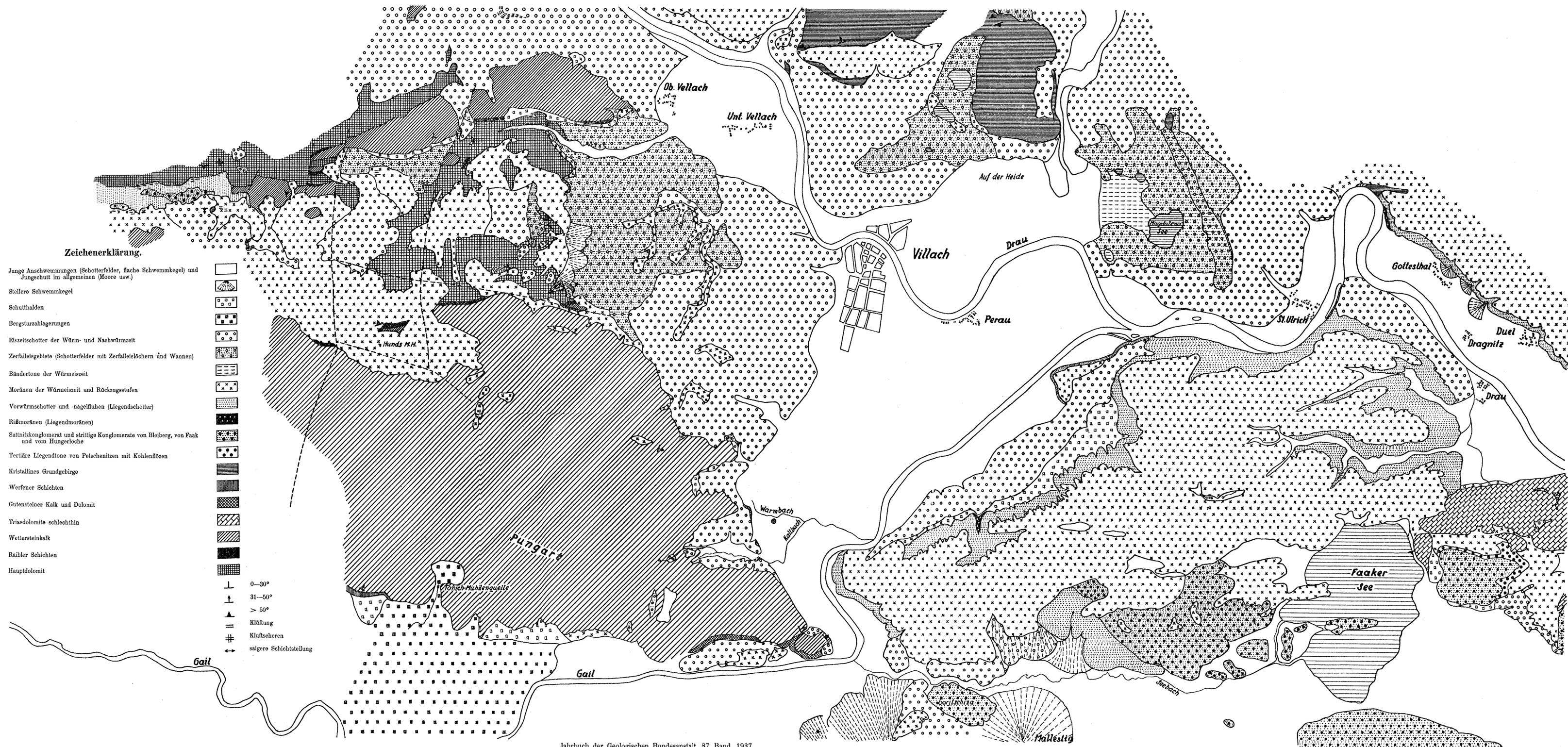
59. Strouhal Hans, Der Einfluß des Villacher Thermalwassers auf seine tierischen Organismen. Interb. Mineralquellen-Zeitung, 36. Jahrg., 1935, S. 2—4.

60. Strouhal Hans, Zur Fauna der Dobratscher Höhlen. Zoolog. Anzeiger 1935, Bd. 110, Heft 3/4, S. 49—61.

61. Strouhal Hans, Die Ergebnisse der biologischen Untersuchungen an den Thermen von Warmbad Villach. Mitt. d. Volksgesundheitsamtes, Jahrg. 1933, Heft 11/12, S. 3—13.  
61 a. Strouhal Hans, Die Entotrophie von Warmbad Villach. Festschrift Embrik Strand, Bd. 1, S. 519—529.

#### 8. Geschichtliches über Warmbad.

62. Dolenz Hans und Görlich Walter. Eine spätantike Fliehburg in Warmbad Villach. Carinthia I, Heft 1, 1935.  
63. Egger Rudolf, Ur-Villach. Tagespost 1934, Nr. 156 vom 10. Juni, S. 19.  
64. Ghon Karl, Geschichte der Stadt Villach. Villach 1901.  
65. Linhart Leopold, Münzfunde bei Warmbad Villach, Kärntner Heimatblätter, 1. Jahrg., 1934, Folge 42.  
66. Teppner Wilfried, Die Römerstraßen Kärntens. Klagenfurt 1915.



# Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol).

Von Oskar Schmidegg.

(Mit 8 Tafeln und 4 Textfiguren.)

**Inhaltsangabe:** Im Schlingengebiet der Villgrater Berge ist, das Streichen derselben schneidend, der Kalksteiner Triaszug eingeschaltet. Die Lagerungsverhältnisse im Kristallin und im Triaszug werden beschrieben, ferner auch der Bau des Thurntaler Phyllites, der ebenfalls den Schlingenbau mitmacht, außerdem in Form einer nach SO überkippten Synklinale in das Altkristallin eingefaltet ist. Auf Grund der Achsenlagen werden die ersichtlichen Bewegungspläne gegliedert und ihre zeitliche Abfolge mit besonderer Berücksichtigung der Einschaltung der Trias besprochen. Auch junge, nachkristalline Bewegungen mit örtlich begrenzter Auswirkung sind vorhanden. Tektonische Folgerungen und Stellungnahme zur Deckentheorie.

Bei meinen Untersuchungen über Schlingentektonik, die ich in den letzten Jahren südlich der Zentralalpen Tirols mit Beihilfe des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins ausführte (L 21),<sup>1)</sup> hatte ich auch im Villgrater Gebirge ein Schlingengebiet nachgewiesen. Im letzten Sommer hatte ich nun Gelegenheit anlässlich meiner geologischen Aufnahmen, die ich zur Fertigstellung der Blätter St. Jakob und Hopfgarten im Deferegggen der neuen österreichischen Karte durchführte, besonders das Gebiet um Kalkstein, das wegen seiner Triaseinschaltung<sup>2)</sup> eine wichtige Stelle im Alpenbau darstellt, genauer zu begehnen und meine tektonischen Untersuchungen dort fortzusetzen. Meine bisherigen Beobachtungen, die auf mehr großzügigen Begehungen erfolgt waren, fand ich im Grunde durchaus bestätigt, doch brachten die nunmehrigen Ergebnisse doch immerhin so viel Neues, daß ich darüber nun berichten möchte. In einem Vortrage an der Geologischen Bundesanstalt in Wien im Februar d. J. habe ich das Wesentliche bereits dargelegt.

Vorausgeschickt muß noch werden, daß ich bisher erst eine geringe Zahl von Schliffen erhalten konnte. Es sind daher einige Angaben, besonders was das Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation anlangt, vielfach erst auf Grund von Anschliffen und bisheriger Erfahrung gemacht, unter Vorbehalt späterer Überprüfung durch eine größere Zahl von Dünschliffen.

## Tektonische Übersicht.

Das Villgrater Gebirge liegt in jenem Gneisstreifen „Zone der alten Gneise“ nach Klebelsberg (L 12), der sich am Südrand der Tauern hinzieht und

<sup>1)</sup> Die in Klammer angeführten Ziffern mit L ... beziehen sich auf das Verzeichnis des Schrifttums S. 131.

<sup>2)</sup> Unter Trias ist hier im allgemeinen auch das mitgehende Jungpaläozoikum (Perm, Verrucano) inbegriffen.

nach der Deckenlehre als Wurzelzone der ostalpinen Decken aufgefaßt wird. Im N wird er durch die Matreier Zone, im S, wenn man den Thurntaler Phyllit hinzurechnet, durch die eingeklemmte westliche Fortsetzung des Drauzuges, weiter im W durch den Brixner Granit begrenzt.

Eine Reihe von Triaseinschaltungen sind dieser Gneiszone eingelagert, z. T. in verschiedenem Streichen. Die größten Fartleis—Weißhorn—Mauls und Kalkstein liegen anscheinend wenigstens annähernd im selben Streichen, jedoch durch eine Strecke von über 50 km, von der bisher kein Triasvorkommen bekannt ist, unterbrochen. Weitere Vorkommen finden sich an weiter nördlich gelegenen Flächen: am Staller Sattel (L 24), südlich St. Veit i. Def. und ein fragliches im Mühlthal nordöstlich Bruneck. Weiter nach O wurden in neuerer Zeit, abgesehen von dem hier noch besprochenen Vorkommen östlich Innervillgraten, von Beck am Iselsberg und in der Kreuzeckgruppe noch jungpaläozoische Einschaltungen aufgefunden (persönliche Mitteilung und L 1). Nach W ist die Fortsetzung dieser Triaseinschaltungen einerseits nach SW abbiegend im Ultental, anderseits in der Ortlergruppe zu suchen.

In unserem Bereich, im Meridian des Villgrater Gebirges, folgen von N nach S auf die Matreier Zone zunächst ein Streifen von hauptsächlich Paragneisen und Glimmerschiefern, der neben einer Tektonik mit flachen Achsen auch ältere, steilachsige Tektonik aufweist, wie neuere Beobachtungen an der Kalser Straße gezeigt haben. Nach S folgt dann weiter die in der Rieserfernergruppe mächtige nach O sich stark verschmälernde Tonalitintrusionsmasse, beiderseits von Hüllschiefern umgeben, die Marmore und Amphibolite führen und Kontakterscheinungen aufweisen. Dem Südrand entlang, an dem auch einige Triaslinsen eingelagert sind, zieht die ziemlich jung ausgearbeitete Deferegger Hauptstörung.

Von hier bis zur Pustertaler Linie folgt dann das Gneisgebiet der Villgrater Berge mit dem Thurntaler Quarzphyllit. Die Gneise bilden hier, wie ich in L 21 gezeigt habe (siehe auch Abb. 1), eine große, stark asymmetrisch gebaute Schlinge. In weitem Bogen zieht das Streichen vom Staller Sattel über Hochgrabe (hier mit W-Einfallen)—Innervillgraten zum Toblacher Pfannhorn. Die Umbiegungslinie beginnt ganz im NW beim Staller Sattel bei starker Umfaltung mit lotrechten bis steil W einfallenden Achsen, biegt dann etwa über das Villgratener Törl um in die spitz zulaufende Arntaler Schlinge, in der flache NNO gerichtete Achsenlagen herrschen bei besonders westlich der Rotspitze muldenförmigen Bau, bis an den Kalksteiner Triaszug. Im SW ragt noch die Hochhornmulde herein.

Demnach lassen sich im Altkristallin, das den Triaszug umgibt, drei verschieden gebaute Bereiche unterscheiden, die allerdings meist ohne scharfe Grenze ineinander übergehen.

1. Die Gneiszüge, die in ungefähr paralleler Anordnung SSW—ONO streichend die Gruppe des Toblacher Pfannhorn und die nördlichen Ausläufer des Marchkinkele aufbauen, im N etwa begrenzt durch die Linie Pianntörl—Alfnerbachgehänge südöstlich Kalkstein. Nach NO leiten sie über den Grumaner Berg in die große Schlinge der Hochgrabe über, nach W keilen sie anscheinend zwischen dem Granit des unteren Gsiesertales und der Pusterer Linie aus.

2. Die Hochhornmulde. Nach O begrenzt durch das Alfner und Roßbachtal bis zum Kalksteinjöchl.

3. Nördlich des Triaszuges der SW-Schenkel der Schlinge des Arntales.



### Gneisstreifen des Toblacher Pfannhorn.

Dieser etwa 3 km breite Streifen enthält zwischen dem Toblacher Pfannhorn und dem Villgratental eine besonders reichhaltige Folge von verschiedenen Orthogneisen. An der Fortsetzung am Grumauer Berg werden sie viel spärlicher, nehmen aber dann an der Hochgrabe wieder an Menge zu. Es folgen hier von der Phyllitgrenze nach N zunächst:

1. Ein mächtiger doppelter Zug von Biotitgranitgneisen, die stellenweise, z. B. bei Oberhof, Hornblende führen und meist stengeliges Gefüge besitzen. Sie ziehen von der Mündung des Tafinbaches mit steilem N-Fallen über den Ganerkogel, dessen O-Grat sie größtenteils aufbauen zum Blankenstein, wo sie bei flachem O-Fallen scharf nach S gegen das Sylvestertal abbiegen. In ihrer Begleitung treten vielfach, besonders im oberen Ruschlettal, Quarzite auf, ähnlich denen der Hochhornmulde.

2. Ein zunächst ziemlich schmaler Zug von hellem Augengneis setzt knapp südlich Innervillgraten ein und läßt sich durch die steilen Wälder hinüber ins Ruschlettal und zur Gruberspitze verfolgen. Am Grat südlich davon besitzt er muldenförmige Lagerung, auch sind mehrere Parallellagen zu beobachten. Die weitere Fortsetzung zieht dann durch den N-Hang des Blankenstein bis hinüber zum S-Grat des Toblacher Pfannhorn.

3. Wieder eine Lage von Biotitgranitgneis zieht längs des Grahens südlich Gisser hinauf, überquert das Ruschlettal und zieht zur Gruberspitze, wo er bei flach S-fallender Lagerung ziemlich grobkörnig massiges Gefüge zeigt und stellenweise reichlich Hornblende führt. In den schlecht aufgeschlossenen N-Hängen des Blankenstein tritt er wieder mehr zurück, um erst wieder am N-Grat des Toblacher Pfannhorn mehr zur Entfaltung zu kommen. Neben einer durchziehenden Lage gewöhnlichen Biotitgranits finden sich auch noch südlich davon bis zum Gipfel mehr linsige Einschaltungen von Biotitaugengneis und mehr amphibolitischen Granites sowie auch von hellen Augengneisen.

4. Nun folgen einzelne mächtigere, linsige Einschaltungen von hellen Augengneisen: im Ruschlettal nordöstlich der Stauderalm, bei der Senfteralm, östlich der Alfneralm und südlich des Pfanntörls. Auch die Augengneislage am Eingang ins Kalksteiner Tal, die schon zu den Orthogneislagen des Eggebirges hinüberleitet, könnte man noch hieherzählen.

Dazwischen findet sich im Steilgehänge südlich Hauser bei etwa 1600 m (am obren Ende der Schutthalde) eine stark gefaltete Einschaltung von Biotitgranit bis Gabbro, wieder von dunklen Quarziten begleitet.

Nahe südlich des Augengneiszuges 2 konnte ein ganz schmaler Zug von Marmor festgestellt werden. Er setzt knapp südlich Innervillgraten ein und ließ sich durch alle Gräben der dichten Steilwälder meist anstehend oder wenigstens durch Fallstücke helegbar bis zum Ganerkogel verfolgen, wo ich ihn in einem Schartl im Nordgrat noch anstehend finden konnte. Eine etwaige weitere Fortsetzung wäre etwa westlich und südwestlich des Blankenstein zu suchen.

Der Marmor besitzt eine Mächtigkeit von nur wenigen Dezimetern und noch geringer und ist meist stark mit Silikaten und Quarz vermennt und verfalset. Die Farbe ist gelblich bis grau. Das Korn mehr fein, seltener grob. Es ähnelt am meisten manchen Typen der Tonalemarmore.

### Die Hochhornmulde.

Landschaftlich recht gut abgegrenzt durch die Täler des Roßtalbaches und Alfnerbaches stellt sie eine tektonische Mulde von Schiefern dar, in die eine Folge von Granitgneisen eingelagert ist. Wie aus der italienischen Karte (L 2) ersichtlich ist, bilden diese Granite die nach O auskeilende Fortsetzung der Granitmasse am Ausgang des Gsiesertales, wobei die Mulde dem östlichen Teil der Granitmasse aufgelagert ist.

Hier am Kamm zwischen Kalksteiner Jöchl und dem Pfanntörl läßt sich in der Anordnung der Granitzüge insofern eine Regelmäßigkeit feststellen, als die innere Hauptlage aus mehr basischen biotitreichen bis hornblende-führenden Gneisen gebildet wird, während die randlichen, also in der Lagerung nach oben und unten folgenden Lagen mehr aplitisch sind. Begleitet werden diese Granite von meist dunklen, hornfelsartigen Quarziten bis feinkörnigen Gneisen als Auswirkung einer Kontakterscheinung. Auch Graphitschiefer kommen vor (an der Grubers-Lenke und Pürglers-Lenke).

Diese ganze Folge von Granitgneisen mit den Begleitgesteinen hat, wie bereits erwähnt, muldenförmige Lagerung mit etwa  $N 40^{\circ} O - N 50^{\circ} O$  gerichteter meist SW einfallender Achse. Stärkere Verfaltungen sind am Grat südwestlich der Kerlspitz häufig. Am Kalksteiner Eck wird die Lagerung etwas flacher, dann hebt sich die ganze Folge nach O über den Alfnerbach in die Luft aus, ohne jenseits eine Fortsetzung zu finden. Es wäre denn die gabbroide Einschaltung südlich Hauser mit den Begleitquarziten als eingeklemmter Rest einer Fortsetzung anzusehen.

### Eggeberg (Arntaler Schlinge).

Das Kristallin nördlich des Triaszuges gehört bereits zur Gänze dem SW-Schenkel der Arntaler Schlinge an, die hier am Eggeberg einen sehr verwickelten Bau aufweist. Einige eingelagerte Granitgneislagen erleichtern seine Auflösung.

Die mächtige Augengneismasse des unteren Antholzertales entsendet ober St. Magdalena nach O einen Ausläufer, der über den Geil ins Roßtal streicht. In seiner Fortsetzung tritt auf der andern Talseite eine schmale Augengneislage auf, die den Vordern Eggeberg (Punkt 2552) unterhalb seines Gipfels in flacher Lagerung unterfährt und dadurch ringsum zutage tritt. Nördlich des Gipfels und im S nahe dem Triaszug tritt wieder steileres S gerichtetes Einfallen ein.

Weiter östlich, bei den „Flecken“ (Punkt 2401), folgen Muskowit- und Biotitgranitgneislagen, die bei steilem Einfallen nach W — nur am Grat selbst liegen sie noch etwas flacher — fast senkrecht zum Triaszug abstoßen. Die unmittelbare Berührung ist nicht ersichtlich, doch ist wenige Meter davon eine schwache Abbiegung nach W erkennbar.

Überhaupt ist von hier nach W eine immer mehr zunehmende Ansbiegung der am SO-Kamm des Eggeberges noch senkrecht zur Trias verlaufenden Gesteinslagen im Bogen nach W zu beobachten, während weiter nach O — zunächst folgt ein unerschlossenes mit Moräne bedecktes Stück — die Ansbiegung in östlicher Richtung erfolgt, entsprechend dem W-Flügel der Schlinge.

Im O-Gehänge des Eggeberges verlaufen die Gesteinslagen im allgemeinen ungefähr NS bei meist flacher bis etwas gegen den Berg fallender Lagerung, die im unteren Teil meist unvermittelt nach einer  $N 20^{\circ} O - N 40^{\circ} O$  streichenden Achse in steile bis senkrechte Lagerung übergeht. Gleichzeitig vollzieht sich gegen den Triaszug hin ein Abbiegen der hier auch höher oben steil aufgerichteten Gesteinslagen in seine ÖW-Richtung bei steilen B-Achsen.

Im unteren O- und NO-Gehänge sind zahlreiche Orthogneislagen eingeschaltet, Biotitgranit- und helle Augengneise, letztere in ziemlich mächtigen, aber im Streichen nicht sehr anhaltenden Lagen. Nach NW hören sie, ummantelt von den Paragneisen, an einer Rinne ziemlich rasch auf, mit nur geringfügigen Fortsetzungen auf der andern Seite. Das Streichen wechselt hier zuweilen rasch, doch bleiben die Achsenlagen durchaus recht beständig (etwa  $N 40^{\circ} O$ , bei flachem S-Fallen).

Der Augengneis, der im Bachbett des Kalksteiner Baches und am Weg nördlich der Trias aufgeschlossen ist, ist mit flacher  $N 20^{\circ} E$  streichender Achse verfaultet und stößt wieder nördlich der Trias, von ihr durch einen Mylonitstreifen und phyllonitische Schiefer getrennt, ab.

Weiter nach O wäre nun wieder ein Abbiegen der Gesteinslagen entsprechend der Schlingenbiegung zu erwarten, doch fehlen in dem dicht bewachsenen Waldboden Aufschlüsse. Weiter nördlich am Augengneis von Hauser ist das Streichen schon wieder gleichmäßig NNO. Auch hier herrscht in höheren Lagen, nördlich der Senfteralm, im N-Gehänge, aber auch tiefer herunterreichend, flache W-fallende Lagerung wie am Eggeberg, mit ebenso unvermitteltem Übergang in die steile, wie dies besonders an dem zur Ruschletbachmündung herunterziehenden Rücken festzustellen war.

Auch an der N-Seite des Villgratentales tritt in ebenderselben Weise die flache Lagerung neben der steilen ein (nördlich Lahnberg).

Im Altkristallin unmittelbar südlich des Triaszuges, im N-Gehänge des Roßbaches, sind die Streichrichtungen durchwegs NW—SO, verlaufen also in der Fortsetzung der Gesteinslagen der N-Seite, bis auf den mittleren Teil, wo man aber einen nach W gerichteten Knick annehmen kann. Auch Einschaltungen von Orthogneisen, die denen der N-Seite entsprechen könnten, zwar stark gequetscht und schwerer kenntlich, fehlen nicht (nördlich der Lipperalm).

Östlich des Kalksteiner Baches biegen die Gesteinslagen wieder allmählich zu O und weiter NO-Streichen um, um dann in den Gneisstreifen des Pfannhorns—Hochgrabe einzubiegen. Ganz so, wie es der Schlingenbiegung auf der N-Seite des Triaszuges entspricht.

Es scheint also durchaus, besonders wenn man das tektonische Übersichtsbild betrachtet, daß die Arntaler Schlinge, so als ob die Trias überhaupt nicht vorhanden wäre, sich nach S fortsetzt.

Auch das Einfallen ist ganz entsprechend der N-Seite steil nach S gerichtet, weiter im W senkrecht. Die Achsenlagen sind lotrecht oder auch steil nach S, stimmen also auch mit der Schlingenbiegung überein.

Irgendein Anzeichen einer synklinalen Einfaltung der Trias ist im ganzen angrenzenden Kristallin nirgends zu beobachten.

### Der Triaszug.

Eine eingehendere stratigraphische Untersuchung war nicht beabsichtigt, sie müßte unbedingt im Zusammenhang mit der Maulser Trias geschehen, der die Kalksteiner Trias faziell — zentralalpine Fazies — und auch tektonisch gleichzustellen ist. Beschreibungen liegen bisher vor (1883) von Teller (L 27) und (1912 und 1921) von Furlani (L 8, 9).

Von N nach S, d. i. stratigraphisch von unten nach oben, lassen sich folgende Glieder erkennen:

Verrucano; rote und grünliche bis weiße Konglomerate, gelbliche Sandsteine. Die Durchbewegung ist merklich bis zu stengeliger Ausbildung, stellenweise aber auch recht gering. Der Verrucano ist erhalten und aufgeschlossen am N-Rand von O an bis zum Knick, dann noch einmal an einer Störungsstelle und am Kalksteiner Jöchl. Am S-Rand fand er sich nirgends.

Gelbliche, sandige Kalke und Dolomite stehen am Bachdurchbruch an.

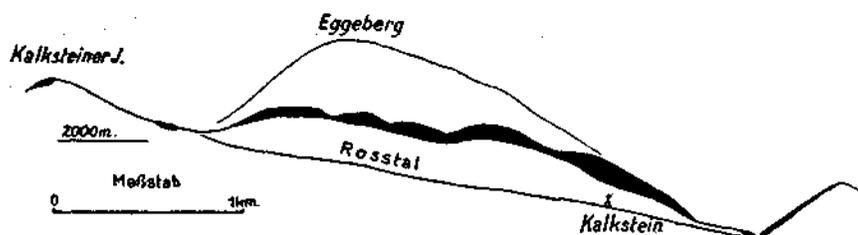


Abb. 6. Längsprofil durch den Triaszug.

Rauhacken gibt es an mehreren Stellen, so am großen Knick der N-Seite und weiter westlich. Wie weit sie nur tektonisch bedingt sind, ist noch fraglich.

Bänderkalke (anisisch) sind hauptsächlich im O-Teil in der Bachschlucht, am Knick und am Kalksteiner Jöchl vertreten. Sie zeigen laminare Durchbewegung und sind mit Kalzit wieder verheilt.

Dolomit (ladinisch) bildet die Hauptmasse, besonders nördlich des Ortes Kalkstein, wo er auch Diploporen führt. Er ist von dunkelgrauer Farbe und hier stellenweise stark mylonitisiert („Tuffe“), die Diploporen sind aber noch gut erkennbar. Ein  $H_2S$ -Gehalt macht sich durch den Geruch beim Anschlagen bemerkbar und durch die Schwefelquelle des Bades. Die stratigraphisch höheren Lagen sind mehr feinkörnig und dicht, in der Farbe licht- bis dunkelgrau, stellenweise auch bräunlich.

In der italienischen Karte (Anteil Cornelius-Furlani) sind am S-Rand und von dort nach W ziehend Phyllite eingetragen; auch gibt Dal Piaz (L 3, S. 132) an, daß dünne Lagen von Quarzphyllit analog denen des Thurntaler in der „Kalksteiner Synklinale“ vorkommen. Tatsächlich sind meist wenig mächtige phyllonitische Quetschzonen der Trias entlang, allerdings vorwiegend auf der N-Seite vorhanden, doch möchte ich sie mehr für Phyllonite des Altkristallin halten, z. T. sind sie es auch sicher. Jedenfalls wird es schwer sein, in diesen stark diaphoritischen Gesteinen sicheren Thurntaler Phyllit nachzuweisen, der außerdem nur von ganz geringer Mächtigkeit sein kann.

Die Schichten des Triaszuges sind steil aufgerichtet. Die Breite ist schwankend, im Durchschnitt etwa 100—300 m bei 4 km Länge. Soweit er auf-

geschlossen und noch nicht der Erosion zum Opfer gefallen ist, erreicht er eine Höhe von etwa 1500 m im Taldurchbruch, bis 2100, bzw. 2200 m am Eggeberg und 2350 m am Kalksteiner Jöchl, also eine aufgeschlossene relative Gesamthöhe von 850 m. Im Längsprofil (Abb. 6) sind die Aufschlußverhältnisse dargestellt. Man sieht, wie wenig weit die Aufschlüsse in die Tiefe reichen. Das Einfallen schwankt um lotrecht bis sehr steil nach N, auch steil S kommt vor. Nirgends ist mit einiger Sicherheit zu erkennen, ob die Mächtigkeit nach unten oder oben zu-, bzw. abnimmt. An Klüftungen ist vor allem ein lotrechtes System quer zum Längsverlauf zu erkennen.

Soweit der Triaszug im Zusammenhang erschlossen ist, d. i. vom Querdurchbruch des Roßtales bis nahe seinem O-Ende, weist er eine verhältnismäßig wenig gestörte Lagerung auf. Wie eine lotrechte Mauer durchschneidet er das Gebänge. Das Streichen ist im Durchschnitt N 60° W—OW bei Bad Kalkstein, er beschreibt also einen leicht nach S ausgebauchten Bogen, verbunden mit einem schwachen Knick mit Anschwellung nördlich des Ortes Kalkstein. Auch geringe Bildung von Schollen, die im Gelände als lotrecht stehende Mauern hervortreten, aber meist nicht viel bis höchstens 30° voneinander abweichen, läßt sich erkennen. Sehr deutlich tritt der Knick an der N-Seite des Zuges hervor. Der Verrucano, der am Fuß des Gehänges noch beträchtliche Mächtigkeit hat, spitzt nach W gegen den Knick hin aus. Es treten Rauhwacken auf, die Bänderkalke zeigen stärkere tektonische Durcharbeitung mit flasrigem Gefüge und der nach S folgende Dolomit ist zonenweise stark mylonitisch.

Eine weitere Stelle stärkerer tektonischer Störung befindet sich östlich Punkt 2138 der neuen österreichischen Karte. Ein Span des Triaszuges hat sich auf der N-Seite mit dem Altkristallin verspießt. Hauptsächlich ist es Verrucano, der sonst hier bis zum Kalksteiner Jöchl fehlt.

Am nächsten nach W folgenden Köpfl hat der Triaszug, der hier nur noch aus Dolomit besteht, nur mehr 80 m Mächtigkeit, um dann unter dem Schutt des Roßtales zu verschwinden.

Auf der gegenüberliegenden Talseite treten etwas gegen N verschoben, wieder zwei Schollen von Dolomit und Kalk mit genau O—W-Streichen auf. Dann tritt, wenn auch die Aufschlüsse nicht ganz vollständig sind, doch wahrscheinlich eine Unterbrechung durch die Gneise und dunklen Schiefer auf, die im Gegensatz zu dem mehr O—W-lichen Streichen in Querstellung nach NO vordrängen.

Der nächste und letzte Aufschluß befindet sich am Kalksteiner Jöchl selbst. Stark zertrümmert, besteht er hauptsächlich aus Dolomit mit einer zwischenliegenden Scholle von Kalk sowie Verrucano am N-Rand. Der Triaszug biegt hiebei bei einem Streichen von N 30° W und Steilstellung stark nach N ab und verschwindet nach NW bald unterhalb des Joches im Schutthänge des obersten Koflertales.

Das Straßenprofil am Durchbruche des Kalksteiner Baches zeigt starke Verschuppung. Kalke herrschen vor mit einzelnen Dolomiteinschaltungen, im N begleitet von Verrucano. Knapp unterhalb des Badhauses, an der Brücke stehen schöne Bänderkalke an mit starker Verfaltung bei lotrechten Achsen. Die Mächtigkeit des Triaszuges nimmt an der jenseitigen Bachseite und weiter aufwärts rasch ab. Er zieht dann sehr steil N-fallend in genau ostwestlicher Richtung den Wald hinauf und ist fast bis zum Kamm,

im obersten Teil nur mehr durch am Waldboden herumliegende Fallstücke feststellbar, bei denen aber noch alle drei Hauptglieder: Verrucano, Bänderkalk und Dolomit vertreten sind.

Weiter nach O konnte in keinem der Gräben der steilen Waldgehänge an der Schattseite des Villgratentales auch nur ein Fallstück gefunden werden. Die südlich Innervillgraten vorkommenden Kalkstücke gehören unzweifelhaft dem früher erwähnten Marmorzug an.

Erst am unteren Ende der Schlucht des Grafenbaches, hinter dem Hof Pichler, wurde 1936 von Grancy (L 25) wieder ein kleines Triasvorkommen aufgefunden. Es besteht bei einer Gesamtmächtigkeit von höchstens 10 m und noch geringerer Ausdehnung im Streichen aus grünen, sandigen Schiefen des Verrucano mit roten Tonschiefern (Buntsandstein?) und Bänderkalken. Das Streichen verläuft ungefähr N 40—50° W, bei steilem Einfallen etwa 70° nach N. Die B-Achsen fallen steil nach NO.

Die Lagerung ist also umgekehrt wie am Kalksteiner Triaszug, die älteren Schichten (Verrucano) auf der S-Seite, die Fazies entspricht ihm. Nach N wird die Trias überlagert von Quarzphyllit, der fast rechtwinkelig dazu (N 60° O) streicht und ebenfalls steil nach N einfällt mit fast horizontalen Achsen. Nur ein kleiner Phyllonitauflauf nahe dem Bänderkalk hat NS-Streichen mit steil O-fallender Achse. Nach S fehlen die Aufschlüsse. Erst auf der andern Talseite, durch die Schotterbedeckung getrennt, stehen wieder Phyllite an mit nach W folgendem Altkristallin. Die Trias liegt also anscheinend als quergestellte Scholle an der Spitze des in den Quarzphyllit hineinragenden altkristallinen Keiles.

#### Über die Möglichkeiten einer Fortsetzung des Triaszuges nach Osten.

Bereits in L 21 habe ich festgestellt, daß eine Fortsetzung des Kalksteiner Triaszuges nach O nicht vorhanden und auch nicht möglich sei. Durch die Auffindung eines Triasvorkommens östlich Innervillgraten und durch meine Beobachtung, daß die altkristallinen Gneise sich doch nicht so an die Trias anschließen, sondern in einem gewissen Grade davon quer abgeschnitten werden, war es notwendig, genauere Untersuchungen anzustellen, ob nicht doch noch die Möglichkeit einer Verbindung der beiden Triasvorkommen, die allerdings quer durch das Streichen der Gneise verlaufen müßte, bestände.

Grancy vermutet nun in einem unveröffentlichten Bericht eine solche Verbindung entweder in gerader Linie durch die Steilhänge südlich des Tales vermittelt kleiner Schollen oder längs des unaufgeschlossenen Tales. Erstere Annahme ist durch meine neuen Aufnahmen bereits hinfällig geworden, letztere möchte ich noch der näheren Betrachtung unterziehen.

Geht man von der Triasscholle am Ausgang des Graflbaches nach W, so bewegt man sich bis Innervillgraten an der Grenze zwischen Phyllit im N und Altkristallin im S. Hier ist es also durchaus möglich und vielleicht nicht so unwahrscheinlich, daß hier noch Triasvorkommen unter dem Talschutt verborgen liegen.

Südlich Innervillgraten tritt nun, wie bereits erwähnt, ein schmaler Zug von Marmor auf, der einerseits nicht zur Kalkstein-Trias hinüberleitet, sondern mitten durch das Altkristallin bis nördlich des Ganerkogel zu verfolgen ist. Seine weitere Fortsetzung im Streichen würde in die Zerrüttungszone an der S-Seite des Toblacher Pfannhorns hinüberleiten. Die Einfaltung dieses

Marmors in das Altkristallin, dessen Tektonik und Metamorphose er durchaus mitmacht, ist auch viel älter. Andererseits ist das Gepräge dieses Marmors gänzlich verschieden von der Trias und etwa den alten Marmoren der Tonalezone vergleichbar.

Daß wir es jedoch hier mit einer Einfaltung von gegenüber dem Altkristallin relativ jüngeren Gesteinen zu tun haben, die vielleicht mit dem Thurntaler Phyllit in Beziehung stehen, ist durchaus möglich. Hiefür spricht auch das Einsetzen dieses Marmorzuges gerade gegenüber dem letzten vorspringenden Zipfel des Quarzphyllites, ferner daß der Marmor in auffallender Weise von phyllonitischen Gesteinen begleitet ist, die als Vertreter des Thurntaler Phyllites aufgefaßt werden können und ihnen jedenfalls mehr gleichen als die Phyllonite der Quetschzonen an der Kalksteiner Trias.

Von Innervillgraten nach W herrscht ein Stück weit an der S-Seite des Tales starker Wechsel im Streichen, eine Interferenz zwischen dem Streichen des S-Randes des Altkristallin (ONO) und dem Streichen, wie es durchaus an der N-Seite des Tales am ganzen Grumauer Berg herrscht. Steilachsige Biegungen und Verfaltungen geben die Übergänge.

Noch weiter nach W über den Talausgang des Ruschlettales ist das Streichen nur mehr ONO, an beiden Talgehängen im N und S. Auch die Gesteinslagen setzen sich von einer Talseite auf die andere gleichlaufend fort, ebenso findet sich die flache Lagerung, wie sie für den unteren Teil des S-Gehänges südlich Lahnberg kennzeichnend ist, auf der nördlichen Talseite wieder.

Nichts deutet darauf hin, daß hier eine Unterbrechung im NS-Streichen vorhanden ist.

Außerdem würde diese gedachte Fortsetzung der Trias erst noch ein gutes Stück nördlich des Kalksteiner Triaszuges enden und wäre noch durch eine Verhinderung von 500 m senkrecht zur übrigen Richtung diesmal im Streichen zu ergänzen.

Eine weitere, an sich naheliegende Möglichkeit der Fortsetzung des Triaszuges wäre natürlich dem Streichen folgend, also von seinem O-Ende fast rechtwinkelig abbiegend nach N. Man käme dabei in weitem Bogen über das Rotkinkle durch die ganze Hochgrabeschlinge ins obere Bruggertal bis in das Defereggental an den Rand des Rieserferner-tonalites. Abgesehen davon, daß nirgends auf dieser ganzen Linie etwas von einem Triasvorkommen bekannt ist oder sonst etwas auf diese vermutete Fuge hinweist, steht, wie später gezeigt wird, dieser Fortsetzung entgegen, daß die Triaseinschaltung erst nach der Schlingenbildung erfolgt sein kann.

Wir sehen also, daß eine Fortsetzung der Kalksteiner Trias oder auch nur einer entsprechenden Fuge nach O nicht vorhanden ist.

Aber auch nach W — eigene Beobachtungen fehlen hier — scheint man bald an ein Ende zu kommen. Wenn auch das Streichen einer Fortsetzung nicht widerspricht, so folgt doch nach etwa 15 km ein quer zum Streichen der möglichen Fortsetzung zusammenhängender Granitgneis, der für eine durchgehende Bewegungsfläche den Weg versperrt.

Damit ist jedenfalls das Nichtvorhandensein einer durchgreifenden Trennungsfläche erwiesen. Das sagt aber noch nichts gegen einen unmittelbaren Zusammenhang etwa mit der Maulsertrias in dem früher darüberliegenden, nunmehr abgetragenen Bereich. Anzeichen hiefür, z. B. Reste von Synklinen, könnten in dem Zwischenstück allenfalls noch aufgefunden werden.

### Thurntaler Quarzphyllit.

An das Altkristallin der Villgrater Berge schließt sich nach S, von nördlich Toblach nach O rasch an Breite zunehmend (bis 10 km bei Außervillgraten), der Thurntaler Quarzphyllit. Er dürfte wohl sicher (siehe auch Klebelsberg, L 12, S. 252) als schon ursprünglich vortektonisch dem Altkristallin aufliegende Serie, die dem Ausgangsmaterial nach hauptsächlich aus tonreichen Gesteinen bestand, zu betrachten sein, also schon dem Material nach abzutrennen und nicht, wie Grancy (L 25) meint, erst durch Metamorphose. Wie besonders am Strickberg und Thurntaler zu sehen ist, stellt er eine tektonische Mulde mit einer im großen und ganzen OW verlaufenden Achsenrichtung dar. Im einzelnen wechselt das Streichen und auch die Achsenrichtungen oft recht stark, bewirkt durch spätere tektonische Einwirkungen auf das inneren Bewegungen viel leichter als die Gneise zugängliche Material.

Doch lassen sich besonders an den Amphiboliteinschaltungen einige größere Leitlinien feststellen. So konnte ich den bereits von Grancy kartierten Amphibolit des Thurntaler in großem Bogen nördlich Außervillgraten mit den stellenweise mächtig entwickelten Amphibolitzügen Steinrast—Mittewald verbinden. Auch die Porphyrgneise, die nebst den Erzvorkommen die Amphibolite begleiten, lassen sich über Außervillgraten hinweg verbinden.

Eine weitere Amphibolitzone, die aber mehr aus einzelnen, linsigen Einschaltungen besteht, quert den Eingang des Villgratentales, bei Heimfels und nördlich davon. Auch hier mit Erzlagern vergesellschaftet. Die Fortsetzung gegen den Thurntaler ist noch zu untersuchen.

Auf der Höhe des Strickberges sind flachliegende Chloritschiefer-Amphibolite eingelagert als Fortsetzung jener vom Gumriaul—Tafinbachtal. In seiner Nähe finden sich am Gumriaul auch Erzvorkommen (alte Schürfe) und gneisige Ausbildung der Phyllite.

Die Grenze gegen das Altkristallin verläuft nicht ganz einfach und ist jedenfalls durch verschiedene tektonische Vorgänge stark beeinflusst. Nördlich Toblach und im Tafintal steht sie ziemlich steil. Dazwischen am Marchkinkle liegt der Phyllit flach auf dem Kristallin bei schwach östlichem Einfallen. Nördlich Innervillgraten bis zu dem eingeklemmten Zipfel der Villponeralpe legt sich das Altkristallin besonders auf der Höhe nördlich der Gabesitten über den Phyllit. Der Achsenverlauf ist hier so wie im ganzen Hochgrabener Gneise im Durchschnitt N 50° O bei SW-Fallen. Ihm entspricht auch die starke Verfaltung der Phyllite mit den Gneisen in dem nach N eingeklemmten Zipfel. Der Achsenrichtung nach ist dieser Phyllitzipfel mit dem bei Innervillgraten nach SW vorspringenden Phyllitock zu verbinden, so daß also hier der Quarzphyllit in Form einer nach SO überkippten und z. T. flachgelegten Syncline unter die von N her darüberliegenden Gneise einfällt (Syncline der Gabesitten).

Bei Innervillgraten keilt der Phyllit sowohl nach der Tiefe als auch nach W rasch aus, wie die Zusammenscharung nach W zeigt. In gleicher Höhe tritt auf der andern Talseite Gneis auf, über den erst in höheren, nunmehr abgetragenen Lagen wieder Phyllit zu liegen käme, worauf auch die flache Auflagerung am Marchkinkle deutet.

Es liegt nun nahe, auch den in genauer Fortsetzung der Phyllite südwestlich Innervillgraten einsetzenden Marmorzug (mit Phyllit?) als eingeklemmte

Fortsetzung der Gabesittensynklinale zu betrachten. Diese Fuge würde dann den südlichen Gneiststreifen mit dem Biotitgranitgneiszug Oberhof—Ganerkogel—Blankenstein von den übrigen Gneisen im N abtrennen. Sie würde, wenn sie nicht schon vorher ausklingt, dann weiter nach W gegen die Pustertaler Linie hin verlaufen.

Nach NO tauchen diese Gneise gegen den Hof „Pichler“, wo das Triasvorkommen liegt, unter die Phyllite ein. Von einem zu erwartenden Gewölgebau ist jedoch nichts zu bemerken. Wahrscheinlich liegt, wenigstens teilweise, eine steile Ummantelung des Altkristalls durch den Quarzphyllit vor.

### Bewegungspläne.

Nach den eingemessenen Achsenrichtungen ließen sich bei Beobachtung des Verhältnisses der zugehörigen Deformationen zu den Kristallisationsphasen dreierlei Bewegungspläne im untersuchten Bereich unterscheiden:

Plan 1 mit Achsenrichtung 1: Steilachsen. Diese finden sich vor allem in der Schlingenbildung der Arntaler Schlinge in der Nähe des Triaszuges und sind hier vorherrschend. Ferner noch an andern Stellen in der Nachbarschaft des Triaszuges und in den Bänderkalken der Trias selbst, besonders bei Bad Kalkstein an der Straße. Ferner untergeordnet noch südwestlich Innervillgraten und vereinzelt an verschiedenen Stellen des ganzen Bereiches. Außerhalb des hier beschriebenen Gebietes haben sie ihre Hauptverbreitung in der Gegend des Gieser Törls bis zum Staller Sattel (siehe L 21) und, wie neuere Begehungen zeigten, in dem Zwickel zwischen dem Schlingenbogen der Hochgrabe und den Gneiszügen des Regenstein, nördlich der Villponeralpe. Auch im Thurntaler Quarzphyllit kommen stellenweise Steilachsen vor, so an dem Amphibolithogen nordwestlich und nördlich Außervillgraten.

Die Durchbewegung erfolgte unter größerer Belastung (mit einigen Ausnahmen nachkristalliner Steilfaltung besonders im und am Triaszug) tangential mit Ausweichen nach oben und unten, also geringsten Druck in der Lotrechten.

Plan 2 mit Achsenrichtung 2: flach, horizontal bis leicht nach SW geneigt. Die Richtung ist im Durchschnitt N 40° O—N 50° O. Diese Achsen finden sich durchgehend im ganzen Bereich sowohl in der Hochhornmulde als im Streifen Toblacher Pfannhorn—Grumauer Berg und in der Arntaler Schlinge, aber auch noch weiter darüber hinaus im ganzen Bogen der Hochgrabe, einschließlich des eingeklemmten Phyllitlappens der Gabesitten.

Die Durchbewegung auch dieses Bewegungsplanes erfolgte unter größerer Belastung tangential, jedoch mit Ausweichen in seitlicher Richtung (NO bis SW). Die Deformationsebene lag ungefähr NW—SO, lotrecht bis steil NO einfallend. Die Richtung, in der die Bewegung erfolgte, war SO, es wurde also Höheres gegen Tieferes nach SO bewegt, wie die bis flach nach SO umgelegten Lagen am Eggeberg und beiderseits Lahnberg zeigen und ebenso die Überkipfung der Phyllitsyncline der Gabesitten nach SO. Auch der ganze S-Bogen der Hochgrabeschlinge fällt nach W und SW ein. Die Achsen liegen hier schief zur Streichrichtung einfallend.

Weiter im N, am Kamm Schrittkopf—Rotspitz—Weißspitz, verlaufen, wie im Profil, Abb. 9 von L 21 dargestellt ist, diese Achsenrichtungen mehr nach NS, wobei ein ausgesprochen muldenförmiger Bau zustande kommt (Quermulde der Rotspitze), der am Eggeberg nur mehr leicht angedeutet ist.



der Gesteine. Sie sind besonders am Eggeberg stark verbreitet, aber auch weiter nach S zum Toblacher Pfannhorn und nach N in die Gegend der Rotspitze. Die Bewegung erfolgte durch eine Stauchung in Richtung etwa SSW bis NNO, also senkrecht zum Verlauf des Triaszuges.

Die Durchbewegung ist deutlich nachkristallin. Sie hat die nach Plan 1 und 2 bereits gefalteten Gesteine überprägt, u. zw. senkrecht zu den älteren Bewegungsplänen — Näheres weiter unten beim Diagramm —, so daß stufenförmige Stauchfaltungen zustande kamen, wie sie in L 21 schon beschrieben und abgebildet (Abb. 11) sind. Ihr jüngerer Alter gegenüber Plan 1 und 2 ist also dadurch erwiesen.

### Diagramm.

Die statistische Verteilung der Achsenrichtungen, des durch die Kartenskizze (Abb. 2) dargestellten Gebietes, jedoch ohne die des Quarzphyllites, ist im Diagramm Abb. 7 dargestellt. Es wurden sämtliche im Felde gemessenen Achsenlagen in ein Netz nach der flächentreuen Azimutalprojektion eingetragen und nach der Besetzungsdichte ausgezählt. Zur Darstellung kam die untere Projektionshalbkugel.

Die Mitte besetzt das Maximum der Steilachsen mit einer kleinen Ausbuchtung nach SW, das einer stellenweise vorkommenden schwachen Überbuchtung nach N zuschreiben ist. Das Hauptmaximum wird jedoch durch Achsenlagen nach Plan 2 gebildet mit einer um die durchschnittliche Lage  $N 45^{\circ} O$  pendelnden Richtung und wechselndem Einfallen nach SW. Das Schwanken im Vertikalkreis dürfte zum größten Teil auf nachträgliche Verstellungen nach Plan 3 zurückzuführen sein. Sehr wenig Achsen fallen nach NO ein, so daß nur ein schwach ausgeprägter Gürtel in dieser Richtung entsteht. Ungefähr senkrecht auf  $B_2$ , also etwa NW—SO (genauer  $N 55^{\circ} W$ ) verläuft der Gürtel, der durch die nachkristallinen Stauchfaltenachsen nach Plan 3 gebildet wird. Da im (nichtausgezählten) Punktdiagramm die nachkristallinen Achsen  $B_3$  eigens bezeichnet wurden, war ihre Zuordnung leicht möglich. Die zugehörigen Bewegungsrichtungen  $A_3$  nehmen nun die Lagen der alten  $B$ -Achsen  $B_2$  ein. Das kleine Maximum in genau OW-Richtung entspricht hauptsächlich den nachkristallinen Verfaltungen mit Flachlegungen am SO-Hang des Grumauer Berges (siehe L 21, S. 140).

Man ersieht aus diesem Diagramm die regelmäßige Anordnung der  $B$ -Achsen trotz der sehr verschiedenen Streichrichtungen und besonders das Vorherrschen der gut eingeregelten Achsen nach Plan 2, entsprechend der homogenen Durchbewegung des ganzen Bereiches nach diesem Bewegungsplan.

Anschließend mögen noch die ganz jungen Bewegungsflächen mit vorwiegend rupturrellen Deformationen und Mylonitbildungen erwähnt werden. Sie sind besonders an der nördlichen und südlichen Grenze des Triaszuges entwickelt, mehr anscheinend noch im N, sind aber selbst gewöhnlich schlecht aufgeschlossen. Gut sichtbar sind sie an der Straße: Dunkle Mylonite, wechselnd mit stark phyllonitischen Schiefern legen sich vor die Trias, die Gneise quer abschneidend; am Knick des Triaszuges im Graben nordwestlich Bad Kalkstein sind sie ebenfalls erschlossen.

Aber auch an andern Orten im Kristallin finden sich solche junge Bewegungsflächen, wie z. B. an der Kerlspitze graphitische Mylonite und Phyllonite

mit N 70° W-Streichen; im N-Gehänge des Grates Blankenstein—Pfannhorn, der auch sonst stärkere Zerrüttung aufweist. Morphologisch treten sie hier durch Geländestufen hervor, die nicht den Gesteinslagen entsprechen, da sie diese im spitzen Winkel schneiden.

Wahrscheinlich stellt auch der N-Rand des Eggeberges, dem entlang sich der Bodenbach sein Bett gegraben hat, eine solche jüngere Störungsfläche dar.

### Versuch einer zeitlichen Abfolge.

Was die zeitliche Ahfolge von Plan 1 und 2<sup>1)</sup> anlangt, so werden da weitere Dünnschliffe mit Gefügeuntersuchungen genauer aufzuklären haben, ob Plan 1 und 2 zeitlich scharf getrennt in Erscheinung treten und in welcher Folge oder, was mir wahrscheinlicher erscheint, zeitlich und örtlich interferierend als Auswirkung eines größeren, übergeordneten Bewegungsplanes.

Zunächst kann aber aus den feldgeologischen Befunden, wie z. T. schon in meiner vorjährigen Arbeit ausgeführt, gesagt werden, daß nach vorangegangener Steilstellung und Zusammenpressung der Gesteinslagen sich zuerst die Großform der Schlinge gebildet hat, wobei Verfaltungen nach Plan 1 (Steilfaltung) besonders an den Hauptbiegestellen, d. i. hier vor allem an der Biegung nordwestlich Bad Kalkstein und weiter westlich stattfanden. Beanspruchung nach Plan 2 erfolgte dann homogen über das ganze Gebiet, wobei anscheinend die bereits stark verfalteten und für diese Beanspruchung weniger günstig gelegenen Bereiche weniger davon betroffen wurden.

Danach fand erst der Abschluß der Hauptkristallisationsphase statt (nach der zweiten Tiefenstufe und hauptsächlich durch Biotit gekennzeichnet).

Auf diese Kristallisationsphase vollzog sich die Durchbewegung nach Plan 3, die sich schon im Handstück als deutlich nachkristallin erweist und wohl als alpin anzusehen ist.

Eine nachfolgende jüngere Kristallisationsphase, etwa ähnlich der Tauernkristallisation, fehlt hier gänzlich.

Die Einschaltung der Trias kann erst nach der Schlingenbildung Plan 1 und nach Plan 2 erfolgt sein, wie schon ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte zeigt, da es ja doch nicht denkbar ist, daß der Triaszug die Tektonik mitgemacht und dabei so gerade und unberührt durchziehen und die Schlingenbögen schneiden würde. Auch zeigt die Trias gar nichts von der nach Plan 1 und 2 erfolgten Metamorphose. Auffallend ist der Unterschied zwischen dem nur oberflächlich beanspruchten Triaszug gegenüber dem Kristallin mit seiner starken Metamorphose. Wie ein Fremdkörper steht der Triaszug darin.

Anzunehmen ist aber eine Beziehung zu Plan 3. Daß dessen Bewegungen im wesentlichen vor der Triaseinschaltung erfolgt wären, dafür spricht, daß diesen häufig vorkommenden und am Eggeberg bis tief herunterreichenden Verfaltungen, für die der Schub doch von SW her gekommen sein muß, dort an der lotrechten Triasmauer nicht das Geringste entspricht. Allerdings könnte

<sup>1)</sup> In der früheren Arbeit (L 21) entspricht Phase 2 dem Plan 1, Phase 2 a dem Plan 2 und Phase 3 dem Plan 3.

man ja auch an Vertikalbewegungen denken, die später die Trias gegen das Kristallin mit seinen Stauchfalten weiter versenkt hätte, doch auch dafür zeigten sich keine Anzeichen. Nur an einer Stelle (nördlich Ort Kalkstein) konnte ich eine geringfügige Stauchung mit etwa  $40^\circ$  nach O einfallender Achse bemerken. Der nachkristalline Charakter der Deformation nach Plan 3 würde ja sonst mit der Trias ganz gut übereinstimmen. Am ehesten könnte man vielleicht noch die Einschaltung gegen Ende der Bewegung von Plan 3 annehmen.

Eine Beanspruchung der Trias nach diesem Plan hat jedenfalls stattgefunden, wie die lotrechte Querklüftung zeigt, die sich als *ae*-Klüftung entsprechend einer horizontalen *B*-Achse deuten läßt.

Nach der Triaseinschaltung kam es aber, wie die steilachsigt gefalteten Kalke nahe dem O-Ende bei Bad Kalkstein zeigen, noch einmal zum Aufleben einer Faltenbewegung mit steiler Achse, deren Einordnung noch nicht ganz geklärt ist. Weitere Untersuchungen darüber sind beabsichtigt. Jeden-

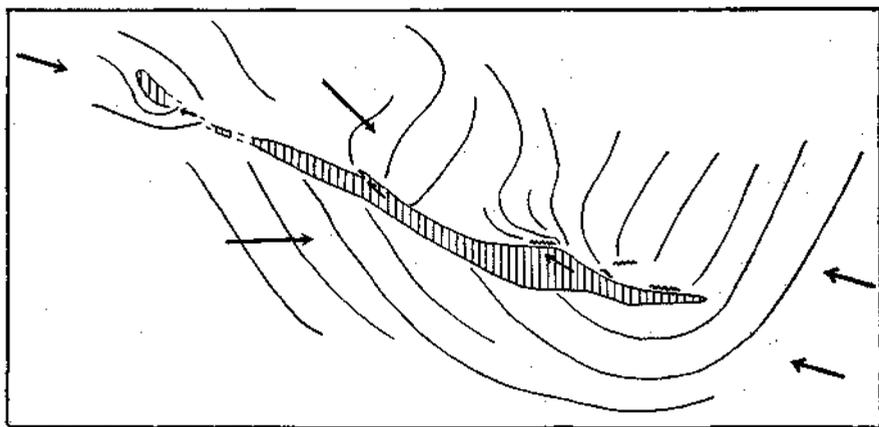


Abb. 8. Letzte Bewegungen im Triaszug.

falls ist nachher noch eine Umkristallisation von Kalzit in den Bänderkalken erfolgt.

Entlang des ganzen Triaszuges lassen sich noch an einer Reihe von Stellen Anzeichen von jüngeren Bewegungen feststellen, die auf eine Bewegung des ganzen Triaszuges von O--W gegenüber dem einschließenden Kristallin schließen lassen (s. Abb. 8):

- die Aufstauchung nördlich Ort Kalkstein,
- die Abspaltung des Spanes östlich Punkt 2138,
- die Abbiegung der Gesteinslagen am SW-Grat des Eggeberges,
- die Querstellung der Gneise und Quarzite südöstlich des Kalksteiner Jöchls,
- die Abbiegung des Triaszuges am W-Ende (Kalksteiner Jöchl).

Westlich des Roßtales fand wahrscheinlich auch noch ein geringer Schub nach N statt.

An der S-Seite, an der das Streichen der Gneise nur in ganz spitzem Winkel zur angenommenen Bewegungsrichtung verlief, kam es nur zu einer etwas

stärkeren Quetschung und vielleicht geringen Anשמiegung der Gneislagen. Die Mylonitzone scheint daher auch hier kaum ausgebildet.

Überhaupt stimmen die der Trias benachbarten Streichrichtungen im Kristallin gut mit einer derartigen Bewegung der Trias von O gegen W überein. Widerhaariges Streichen fehlt fast und wo es vorhanden ist, sind immer die deutlichen Anzeichen eines Ausweichens oder eines Widerstandes gegen die Bewegung ersichtlich.

Ob die starken Umfaltungen der Bänderkalke, die mit ihren steilen Achsen ja auch ganz gut in dieses Bewegungsbild passen, aber bereits durch Kristallisation von Kalzit überholt sind, auch hinzugehören, muß weitere Untersuchung erst feststellen.

Dieses ganze Bewegungsbild läßt sich leicht durch eine Zusammenstauchung des ganzen Bereiches in OW-Richtung verstehen, wobei die querverlaufenden durch Graniteinschaltungen und stellenweise flache Lagerung verstärkten Gneiszüge im O Widerstand boten gegenüber dem Triaszug mit seinen in der Bewegungsrichtung verlaufenden, durch die gerade und glatte Begrenzung als Gleitflächen wirksamen Rändern. Besonders an einzelnen Stellen hinterließ stärkere Reibung aber noch Spuren dieser Bewegung.

#### Tektonische Folgerungen (Stellungnahme zur Deckenlehre).

Nach den Ansichten der Deckenlehre, wie sie vor allem Staub in seinem „Bau der Alpen“ (L 26) entwickelt [von Dal Piaz (L 3, tektonische Karte, Tafel X) genauer auf dieses Gebiet angewendet, allerdings — siehe weiter unten — von ihm selbst in neueren Arbeiten wieder überholt], besteht der Streifen altkristalliner Gesteine südlich der Tauern aus den Wurzelzonen der drei ostalpinen Decken. Die Grenzen zwischen den einzelnen Wurzelzonen werden auf Grund der einzelnen mesozoischen Einschaltungen und von im Streichen dazwischenliegenden Quetschzonen konstruiert.

Danach würde die Kalksteintrias als das Mesozoikum der mittelostalpinen Decke, mittel- und oberostalpine Wurzelzone trennen. „Die Wurzel von Kalkstein ist also die Wurzel der Radstätter Decke“, schreibt Staub, S. 214. Sie wird weiter nach W durch eine allerdings in ihrem weiteren Verlauf zum großen Teil tatsächlich unbekannte Störungszone mit der Maulsertrias in Verbindung gebracht.

Noch sehr fraglich war immer die Verbindung nach O. Staub sagt hier: „Im Kristallin zieht diese Trennung weiter, erreicht nördlich Lienz das Iseltal ....“ Nun sind allerdings in letzter Zeit von Beck (L 1) jüngere, paläozoische Einschaltungen, auch Verrucano am Iselberg und weiter östlich in der Kreuzeckgruppe (Gaugenwaldgraben) gefunden worden. Eine unmittelbare Verbindung durch eine Trennungsfuge im Kristallin, ist aber, wie ich in dieser Arbeit gezeigt habe, nicht vorhanden und auch nicht möglich.

Diesen Vorstellungen lagen ja zum Großteil noch zu wenig genaue feldgeologische Untersuchungen gerade dieser Gebiete zugrunde. Mit dem Fortschreiten der genaueren Aufnahmen ergaben sich dann vielfach Unstimmigkeiten und Schwierigkeiten, besonders diese Grenzziehungen durchzuführen, Schwierigkeiten, die schon lange vor allem in den weiter im W gelegenen Gebieten dieser Wurzelzonen aufgetreten sind (zuerst Sander, L 18, dann

Schmidegg, L 20 und 21). Außerdem zeigen diese altkristallinen Gebiete zum großen Teil gar nicht das Gepräge von Wurzelzonen.<sup>1)</sup>

Meine Beobachtungen bei den Aufnahmen in der südlichen Gneiszone Tirols führten mich nun dazu, wie ich schon z. T. in L 21, S. 147, ausgeführt habe, diesen ganzen Streifen als enggepreßtes, kristallines Gebirge aufzufassen, das im wesentlichen aus unten altkristallinen Gesteinen (mit Graniten usw.), darüber mehr phyllitischen Gesteinen bestand und in einer früheren tektonischen Phase durch seitlichen tangentialen Schub stellenweise in einen Faltenbau mit lotrechten Achsen (Schlingebau) neben flachen Achsen gelegt wurde.

In diesen nun schon vorhandenen Bau wurde dann in einer späteren, nachkristallinen Phase die Trias eingeschaltet. Es kam zu einer Zusammenpressung in meridionaler (bis NO—SW) Richtung, wobei die obenauf liegende Trias — ob sie in primärer Auflagerung oder tektonisch aufgeschoben, bleibe noch dahingestellt — mit einzelnen synklinealen Fortsetzungen oder Schuppen nach unten in das Kristallin mit seinem alten Bau eingeklemmt wurde. Ähnliches zeigt noch die Ortlertrias, die als mächtige Masse dem Kristallin aufliegt und in Form einzelner Synklinen in den Untergrund eingreift: Schaubachhütte, Zumpanell, Gomagoi—Stilfs—Prad. Besonders die Schuppe des Zumpanell zeigt gute Übereinstimmung mit der Kalksteiner Trias, nur daß bei ersterer noch das spitze Zulaufen nach unten gut zu sehen ist. Der einseitige Bau ist aber ebenso vorhanden. Auch die Trias westlich Gomagoi ist nach Hammer (L 10, S. 183) „eher als überkippte, längs der Bruchlinie ins Grundgebirge eingesenkte Scholle“ zu betrachten. Ein Satz, der sich genau so auch auf die Kalksteiner Trias anwenden läßt.

Daß diese Einschaltungen meist nur ältere Glieder der Trias (+ Verrucano) enthalten, ergibt sich daraus, daß hauptsächlich der untere Teil der Auflagerungen abgespalten und eingeklemmt wurde.

Mit diesen Vorstellungen als Abspaltung einer früheren Triasüberlagerung läßt sich auch ganz gut vereinbaren, daß die Triaseinschaltungen als im Streichen vollständig unterbrochene Schmitzen vorhanden sind, während im andern Falle als Wurzelzonen wenigstens die Bewegungsflächen weiterhin seitlich verfolgbare oder mindestens möglich sein müßten.

In einer Reihe neuerer Arbeiten (L 4—6) rückt nun auch Dal Piaz von seiner bisher vertretenen Ansicht, einer Teilung dieses Streifens in mehrere durch Bewegungsflächen und mesozoischen Gesteinen getrennten Decken, bzw. Wurzeln ab und betrachtet, besonders von der Brennergegend ausgehend, den genannten Gneisstreifen auch hier südlich der Tauern als eine tektonische Einheit, wobei die Triaseinschaltungen als eingeklemmte Synklinale angesehen werden. Die Trennung nach Decken wird durch eine Teilung in drei

<sup>1)</sup> Lehrreich ist hier der Vergleich meines Profils (10) entlang des Kammes Toblacher Pfannhorn—Kalksteiner Jöchl in dieser Arbeit, bzw. der vorjährigen (Abb. 10, das allerdings am Eggerberg noch etwas zu berichtigen wäre), mit dem bei Dal Piaz (L 3, Taf. XIII, Prof. I). Letzteres weist einschließlich der Kalksteiner Trias durchwegs gleichsinniges N-Fallen auf und läßt also leicht die Annahme einer Wurzelzone im Sinne Staubs zu, was nach meinen neuen Ergebnissen und Profilen nicht mehr möglich ist.

Übrigens hat schon Teller 1883 einen Muldenbau südlich der Kalksteiner Trias erwähnt, wie es auch in dem bei Löwl (L 16, S. 633, Abb. 10) gezeichneten Profil ersichtlich ist.

Zonen ersetzt, die sämtlich den Tiroliden angehören, also oberostalpin sind, von N nach S:

„falda del Monte Nevoso“ = Zone des Schneehigen Nock,

„falda della Croda Rossa“ = Zone der Roten Wand,

„falda del Corno Alto“ = Zone des Hochhorn.

Die Hochhornzone umfaßt im Villgraten die von mir genannte Hochhornmulde und den Streifen des Toblacher Pfannhorn, welcher ja in die Hochgrabeschlinge hinüberzieht und damit dort mit der Arntaler Schlinge in untrennbarer Verbindung tritt und damit mit der Zone der Roten Wand von Dal Piazz, dessen Fortsetzung ja diese bildet. Auch weiter nach W ist die Verknüpfung beider Zonen durch die alten Antholzer Granite gegeben.

Das Verhältnis zur nördlichen Zone erscheint noch nicht hinreichend eindeutig. Die bisherigen Angaben von Grancy über seine Arbeiten in diesem anscheinend sehr verwickelt gebauten Gebiet (Auftauchen von Phylliten südlichen St. Veit i. Def.) lassen noch zu wenig ersehen, besonders fehlen noch Angaben über Achsenrichtungen, weiter nach O im Iseltal zum Großtal überhaupt noch neuere Aufnahmen. Längs des Defereggentales (meist südlich) zieht die von Grancy aufgefundene junge Störungsfläche (Deferegger Hauptstörung) bis zum Staller Sattel und soll nach Dal Piazz mit der das Mühlthal querenden Störungsfläche und dem fraglichen Triasvorkommen in Verbindung stehen. Wie hiezu sich der ältere Bau verhält, ob dessen OW-Streichen hier voll einbiegt oder schräg geschnitten wird, ist nicht ersichtlich.

Weiter nach W engen sich alle drei Zonen zu einer praktisch jedenfalls nicht durchgehend mehr trennbaren Einheit von 3 km Breite ein, der hier die Maulsertrias enthält.

Der Hauptunterschied der hier vertretenen Auffassung gegenüber der von Staub im „Bau der Alpen“ dargestellten liegt also darin, daß Staub die mesozoischen Sedimente der südlichen Gneiszone als trennende Einschaltungen zwischen den kristallinen Streifen ansieht, wobei letztere jeweils mit dem zugehörigen Mesozoikum mit nördlich der Tauern stehenden Decken verbunden werden. Nach meiner Ansicht hingegen gehört das ganze Kristallin dieser Zone mit dem einst aufgelagerten und jetzt in eingeklemmten Resten vorhandenen Mesozoikum zusammen und wäre allenfalls als ganzes als Decke nach N fortzusetzen.

Diese Auffassung stimmt in dieser Beziehung auch im wesentlichen mit der von Kober bereits 1931 (L 15) dargelegten überein, wonach Kober die Wurzeln der einzelnen Decken der nördlichen Kalkalpen nördlich der Tauern sucht, d. h. sie also nicht mehr als Einzeldecken mit den aus der S-Seite der Tauern gelegenen „Wurzeln“ verbindet.

In den Achsenrichtungen des Bewegungsplanes 2 haben wir hier ein NO—SW-Streichen, wie es im gesamten Ostalpenbau ziemlich verbreitet ist. Sander hat schon 1921 in L 17 die Rolle dieses Streichens in den Ostalpen eingehend behandelt. Er stellt dort fest, daß es sich größtenteils um wahrscheinlich jüngere NW-Beanspruchungen handelt, die, wie auch die Beiträge von Ampferer und Spängler zeigen, auch die Nördlichen Kalkalpen noch mitbetreffen. Sie haben vielfach OW streichende Zonen bereits vorgefunden. Doch gibt Sander selbst schon auch das Vorkommen von älteren SW—NO streichenden Richtungen an, wie z. B. an der Judikarielinie.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, ist auch die Überprägung der Villgrater Schlinge mit NO-Achsen als älter anzusehen, in ungefähr dieselbe Phase fallend, wie die Schlingenbildung selbst. Es ist allerdings noch nicht ganz sicher, ob nicht in manchen Teilen, besonders an der Gabesitten-Synkline, die ich selbst nur zum geringen Teil begangen habe, noch jüngere Bewegungen nach dem gleichen Bewegungsplan vorliegen, was weitere Gefügestudien noch erweisen könnten. Hierzu gehört auch vielleicht die Überkipfung nach S selbst, worauf der Vergleich mit der S-Überkipfung des Schneeberger Zuges, der sich in einer ähnlichen Lage am SO-Rand der Öztalerschlingen befindet und als jüngere, letzte Bewegung gedeutet wird (Sander, L 18), hinweist.

Es ist übrigens auch mit der Möglichkeit einer Verdrehung größerer Bereiche mitsamt den alten Achsenlagen zu rechnen, worauf vielleicht die bogenförmige Anordnung der B-Achsenrichtungen 2 und ihr Pendeln im Diagramm zu deuten ist. Diese wäre auch in einer jüngeren Phase erfolgt. Genauere Beobachtungen an den besonders gegen das Deferegggen gelegenen Störungsgebieten geben da vielleicht noch Anhaltspunkte.

### Zusammenfassung.

Zum Schlusse seien hier noch einmal in Übersicht die einzelnen Vorgänge, soweit sie im untersuchten Bereich ersichtlich sind, in zeitlicher Reihenfolge, wobei teilweise ein Übergreifen wahrscheinlich ist, zusammengefaßt:

1. Ausbildung einer vortektonischen Folge aus altkristallinen Serien (hauptsächlich Paragneise mit eingeschalteten Orthogneisen) + daraufliegende Quarzphyllite.
2. Bildung der Schlinge mit teilweise steilachsiger Tektonik und Durchbewegung unter größerer Belastung in Richtung NW→SO nach Plan 1 und 2, damit verbunden und überholt durch
3. Kristallisationsphase nach der zweiten Tiefenstufe.
4. Durchbewegung in Richtung SW→NO in geringerer Tiefe unter Einschaltung der Trias nach Plan 3. Kristallisation nach der ersten Tiefenstufe gering (alpin).
5. Bewegungen in Richtung O—W unter Ausbildung von örtlich beschränkten Störungszone mit Diaphtorese und Mylonitisierung.

### Bemerkungen zu den Abbildungen.

Auf der Übersichtskarte (Abb. 1) wurde die Umgrenzung des Rieserferner-tonalites, die Gegend südlich St. Veit bis zu den Granitzügen des obersten Winkeltales, die Phyllitgrenze auf der Gabesitten und der Amphibolitzug am Thurntaler nach noch unveröffentlichten Aufnahmen von Senarciens-Grancy, die Granite des Gsiesertales nach der italienischen Karte Welsberg (L 2), alles übrige, die Achsen- und Fallzeichen durchwegs nach eigenen Beobachtungen eingezeichnet.

Die tektonische Karte des Gebietes von Innervillgraten und Kalkstein (Abb. 2) beruht fast durchwegs auf eigenen Aufnahmen. Nicht begangen wurden nur der westliche Teil der Hochhornmulde und die Umgrenzung des Granites des Grumauer Berges. Die punktierte Linie grenzt größere, nicht aufgeschlossene Gebiete (Talhöden usw.) ab.

Da die Gesteinsausscheidungen (Orthogneise usw.) nach dem kartennmäßigen Bild, also dem Ausstreichen auf der verschieden geformten Oberfläche, eingetragen sind, schneiden sich in verschiedenen Fällen, bei schrägem Einfallen und schieferm Ausstreichen am Gehänge die Linien des Streichens mit dem eingezeichneten Verlauf der Gesteinszüge (z. B. Grumauer Berg). In Wirklichkeit verlaufen die Gesteinslagen stets parallel den s-Flächen.

Ebenso ist bei der Profilansicht des Eggeherges von O, die eine Projektion in genau O-Richtung darstellt, die scheinbar schiefe Lage der Trias im oberen Teil nur durch den schiefen Schnitt der Trias mit der Projektionsrichtung und die Hangneigung bedingt, ebenso das scheinbare Einfallen der Orthogneiszüge zum Bodenbach, die in Wirklichkeit hier nach SW einfallen.

Die Fallzeichen und Zeichen für Achsenrichtungen auf den Kartenskizzen beziehen sich auf folgende mittlere Einfallswinkel: 0, 30, 60 und 90°.

Die Profile sind so durchgelegt, daß sie das Streichen möglichst senkrecht schneiden, sind daher auch mehrfach geknickt. Ihr Verlauf ist auf Karte Abb. 2 eingetragen (Tafel IV und V).

#### Schrifttum.

1. H. Beck, *Aufnahmebericht über Blatt Möltal*. Verh. d. Geol. B. A. 1932, 1934 und 1935.
2. *Carta geologica delle tre Venezie*, Blatt Monguelfo (Welsberg). Padua 1930.
3. Gb. Dal Piaz, *Studi Geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. dell'Istituto geol. della Univ. di Padova 1934, Vol. X.
4. Gb. Dal Piaz, *La struttura geologica delle Austridi*. Nota I. Atti R. Istituto Veneto di Scienze etc., Vol. XCV, 1936, S. 353.
5. Gb. Dal Piaz, *La struttura geologica delle Austridi*. Nota II. Rend. R. Acc. Lincei., Vol. XXX, 1936, S. 269.
6. Gb. Dal Piaz, *La struttura geologica delle Austridi*. Nota III. Atti R. Scienze di Torino, Vol. 71, 1936, S. 3.
7. Dünner H., *Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner*. Winterthur 1934.
8. M. Furlani, *Der Drauzug im Hochpustertal*. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1912, S. 252.
9. M. Furlani, *Studien über die Triaszonen im Hochpustertal*. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl. 1921, S. 33.
10. W. Hammer, *Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe*. Verh. d. Geol. R. A. 1906, S. 174.
11. W. Hammer, *Die Ortlergruppe und der Ciavalschokamm*. Jb. d. Geol. R. A. 1908, S. 79.
12. R. v. Klebelsberg, *Geologie von Tirol*. Berlin 1935.
13. L. Kober, *Bau und Entstehung der Alpen*. Berlin 1923.
14. L. Kober, *Der Bau der Erde*. 2. Aufl., Berlin 1928.
15. L. Kober, *Das alpine Europa*. Berlin 1931.
16. F. Löwl, *Der Granatspitzkern*. Jb. d. Geol. R. A. 1895, S. 615.
17. B. Sander, *Zur Geologie der Zentralalpen*. Jb. d. Geol. St. A. 1921, S. 173.
18. B. Sander, *Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran—Brixen*. Schlernschriften, Bd. 16, Innsbruck 1929.
19. B. Sander, *Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine, Anwendungen, Ergebnisse, Kritik*. Fortschr. d. Min. usw. Bd. 13, 1934, S. 111.
20. O. Schmidegg, *Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen*. Verh. d. Geol. B. A. 1933, S. 83.
21. O. Schmidegg, *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. d. Geol. B. A. 1936, S. 115.
22. O. Schmidegg, *Aufnahmebericht über die Blätter 1:50.000 St. Jakob i. Def. (177) und Hopfgarten i. Def. (178)*. Verh. d. Geol. B. A. 1937, S. 52.

23. W. Senarcens-Grancy, Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonallites der Rieserferner. Cbl. f. Min. usw., Abt. B, 1930, S. 150.

24. W. Senarcens-Grancy, Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. Cbl. f. Min. usw., Abt. B, 1932, S. 481.

25. W. Senarcens-Grancy, Aufnahmebericht über Blatt Hopfgarten i. Def. und Blatt St. Jakob i. Def. 1:50.000. Verh. d. Geol. B. A. 1936, S. 36.

26. R. Staurb, Der Bau der Alpen. Bern 1924. Mit einer tektonischen Karte 1:100.000.

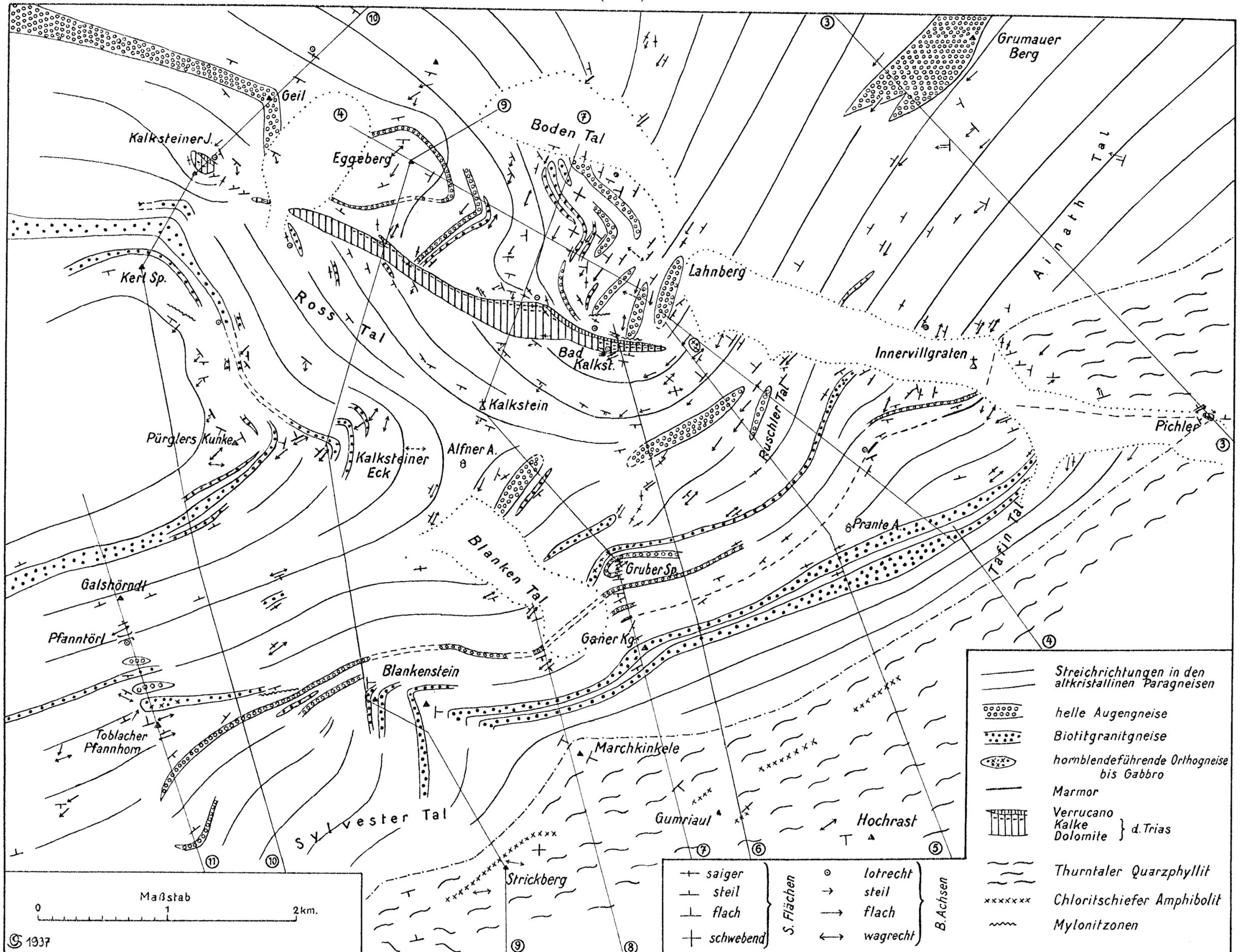
27. F. Teller, Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols. Verh. d. Geol. R. A. 1883, S. 198.

# Tektonische Karte des Gebietes von Kalkstein und Innervillgraten.

Aufgenommen von 1935—1936 von O. Schmidegg.

Maßstab 1 : 25.000.

(Abb. 2.)



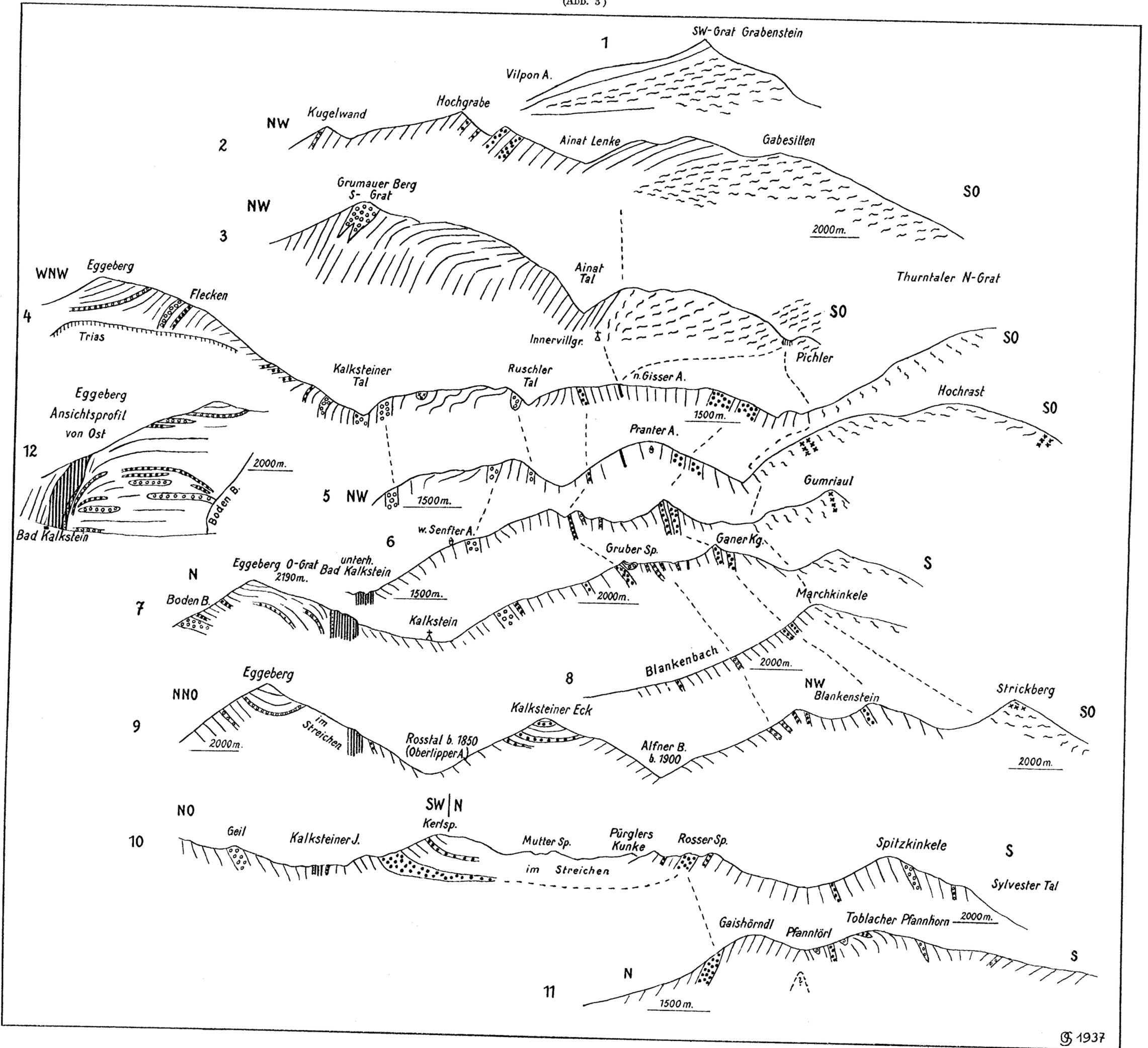
© 1937

# Profile durch das Gebiet von Kalkstein und Innervillgraten.

Aufgenommen 1935—1936 von O. Schmidegg.

Maßstab 1 : 25.000.

(Abb. 3)



© 1937

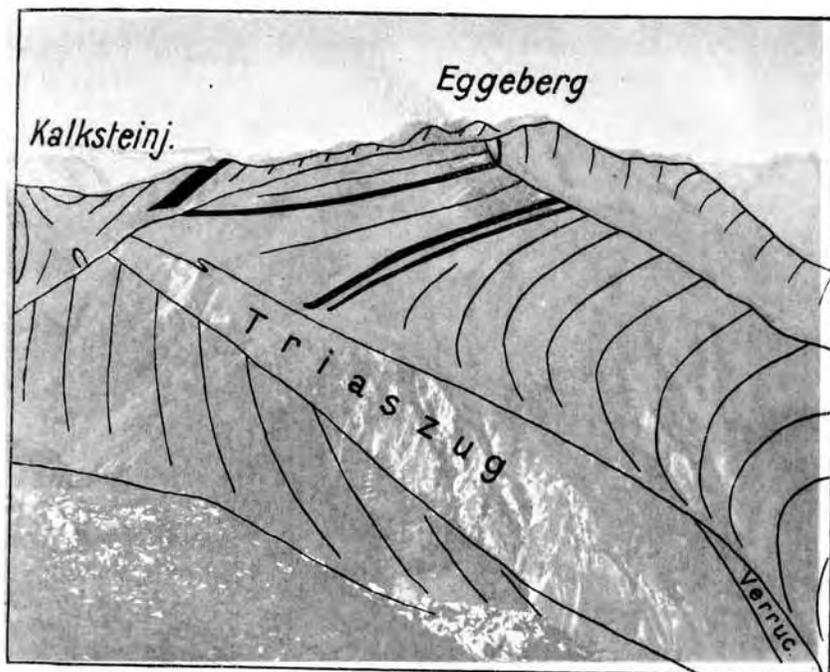


Abb. 4. Ansicht des Eggeberges mit dem Triaszug von SO (oberhalb Ort Kalkstein).  
Phot. O. Schmidegg.

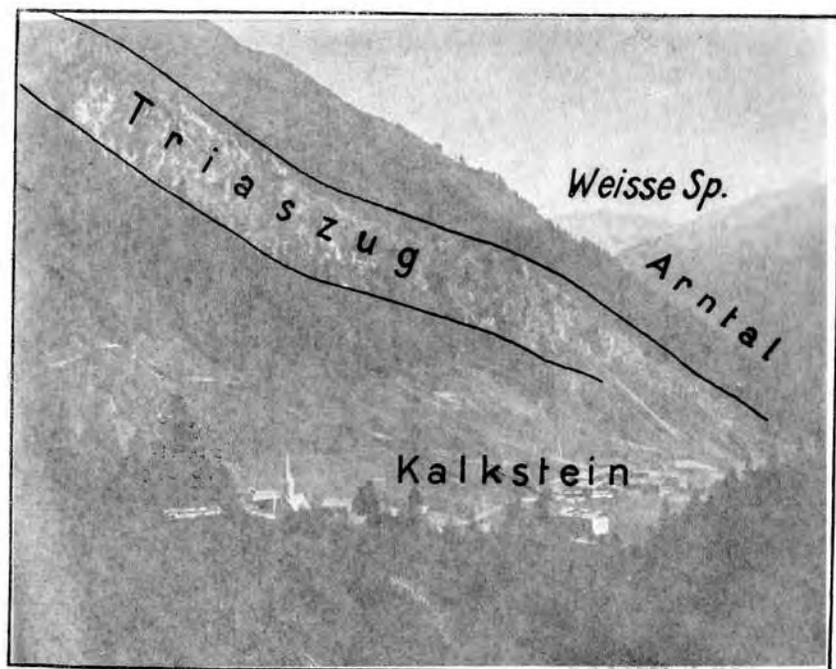


Abb. 5. Kalkstein mit dem Triaszug von S.  
Phot. O. Schmidegg.



Abb. 4. Ansicht des Eggebirges mit dem Triaszug von SO (oberhalb Ort Kalkstein).  
Phot. O. Schmidegg.



Abb. 5. Kalkstein mit dem Triaszug von S.  
Phot. O. Schmidegg.

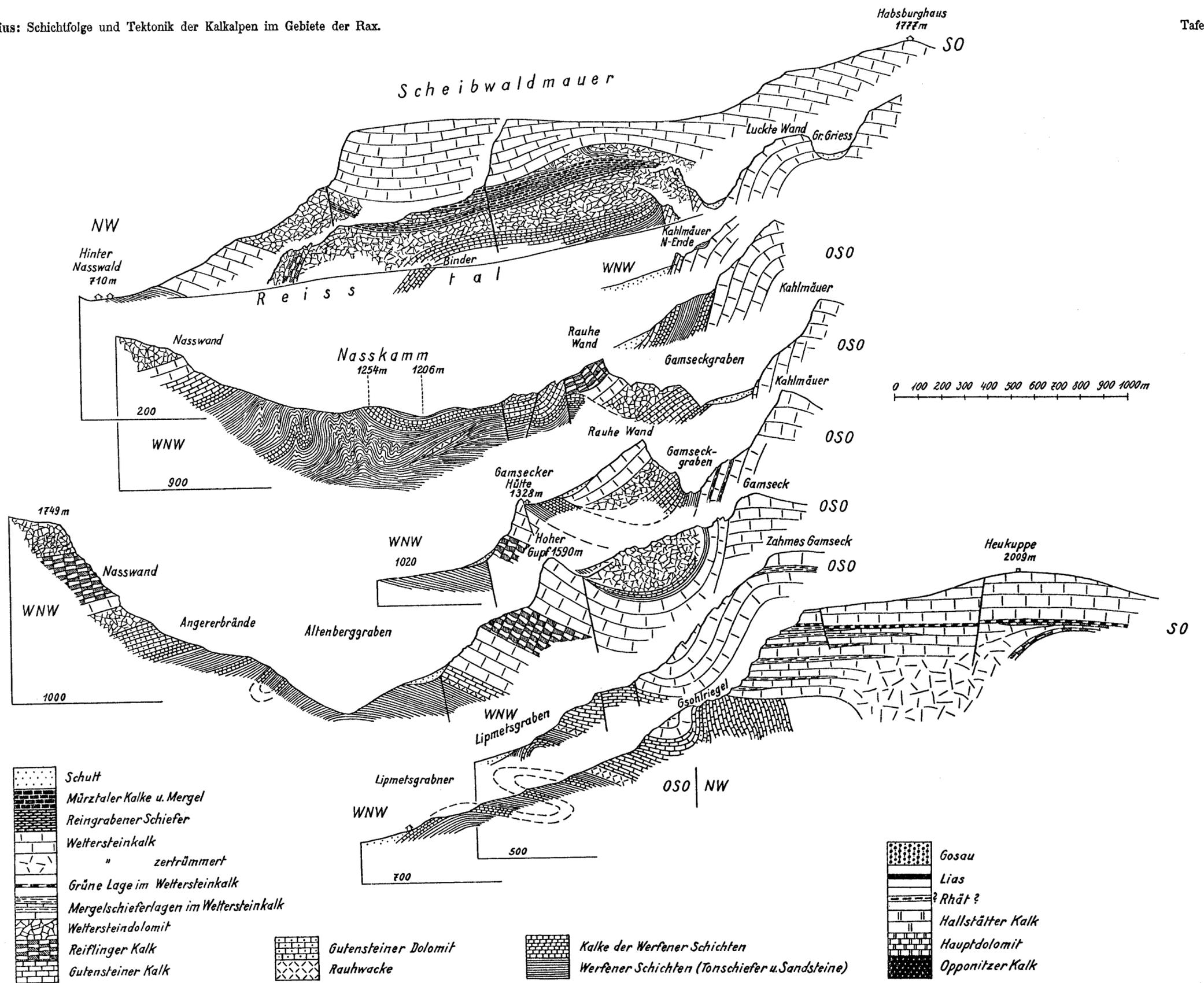


Fig. 13. Profile in Kulissen durch den Westabfall der Rax.

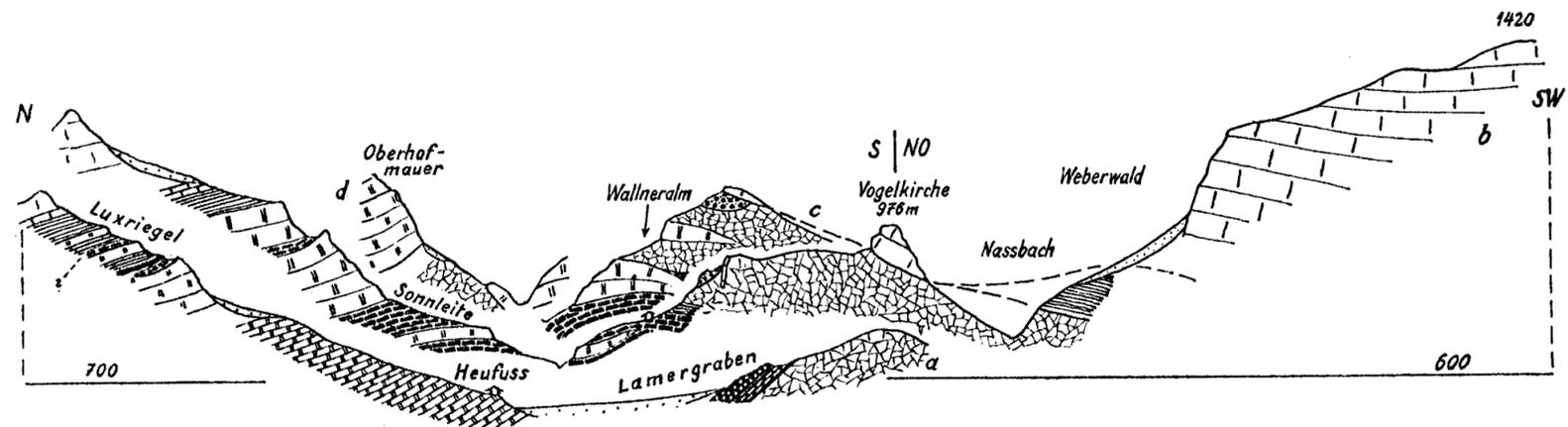


Fig. 11. Kulissenprofil durch die Gegend westlich Naßwald.

# Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax.

Von H. P. Cornelius.

Mit 1 Tafel und 11 Textfiguren.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Vorbemerkungen</b> .....	134
<b>Zur Erforschungsgeschichte</b> .....	134
<b>Die Schichtfolge</b> .....	136
1. (Perm? und) Trias .....	136
<i>a)</i> Prebichlschichten .....	136
<i>b)</i> Werfener Schichten .....	137
<i>c)</i> Gutensteiner Kalk und Dolomit .....	140
<i>d)</i> Reiflinger Kalk .....	142
<i>e)</i> Wettersteinkalk und Dolomit .....	144
<i>f)</i> Karnische Stufe .....	152
<i>α)</i> Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein .....	152
<i>β)</i> Mürtztaler Kalke bzw. Mergel .....	153
<i>γ)</i> Opponitzer Kalk und Dolomit .....	154
<i>g)</i> Nor .....	154
<i>α)</i> Norischer Hallstätter Kalk .....	154
<i>β)</i> Hauptdolomit .....	155
<i>h)</i> Rhät? .....	155
2. Lias .....	155
3. Gosauschichten (Oberkreide) .....	156
4. Jüngeres Tertiär .....	158
<b>Der Gebirgsbau</b> .....	160
1. Beziehungen zwischen Granwackenserie und Kalkalpentrias .....	161
2. Der Südabfall der Rax .....	162
3. Der Westabfall der Rax .....	164
4. Die Nordseite der Rax und das Naßwalder Halbfenster .....	167
5. Die Nordostseite der Rax und der Zusammenhang mit dem Schneeberg ...	171
6. Der Zusammenhang mit der Schneecalpe .....	175
7. Die Gegend um den Großen Sonleitstein .....	177
8. Der Deckenbau des Raxgebiets .....	180
9. Die Bruchtektonik .....	187
<b>Literatur:</b>	
1. Das Gesamtgebiet der Raxkarte selbst betreffend .....	191
2. Sonstige angeführte Literatur .....	194

## Vorbemerkungen.

Die vorliegende Arbeit enthält einen ergänzenden Text zu den der Raxkarte beigegebenen Erläuterungen — die ja weniger für den engeren Fachkreis gedacht sind. Oder richtiger gesagt: den den kalkalpinen Teil des Kartengebietes betreffenden Teil dieses Begleittextes; die Grauwackenzone und das Gebiet der Semmeringtrias sollen bei späterer Gelegenheit über die ganze Ausdehnung des Blattes Mürrzuschlag und womöglich noch über dessen Ostrand hinaus im Zusammenhang dargestellt werden. Auch auf eine Darstellung der Morphologie habe ich verzichtet; zumal eine solche für die allernächste Zeit von anderer Seite in Aussicht steht. Dagegen schien es mir nützlich, die Literatur über das ganze Kartengebiet hier zusammenzustellen.

Ich habe mich jedoch bemüht, überflüssige Wiederholungen zu vermeiden. So sind z. B. lithologische Kennzeichnungen von Schichten, die hier nur in annähernd gleicher Vollständigkeit wie in den Erläuterungen hätten gegeben werden können, weggelassen und durch einen Hinweis auf die „Erläuterungen“ ersetzt worden.

Die Aufnahme der Raxkarte wurde in den Jahren 1932—1934 ausgeführt; geringfügige Ergänzungen erfolgten noch 1936. Der vorliegende Text ist ebenfalls bereits seit Winter 1934/35 niedergeschrieben; Zeitumstände — insbesondere das lange Zeit ungewisse Schicksal der Karte — verzögerten die Drucklegung. Wichtige seither erfolgte Veröffentlichungen wurden soweit als möglich noch berücksichtigt.

Wiederholt sei auch an dieser Stelle mein Dank an alle im Vorwort zu den „Erläuterungen“ namentlich genannten Helfer und Förderer meiner Arbeit!

## Zur Erforschungsgeschichte.

Klarer als bei vielen anderen Alpengebieten lassen sich in der Erforschungsgeschichte des Raxgebiets zwei Perioden auseinanderhalten: eine erste, für welche die Folge und Altersstellung der Schichten, und eine zweite für die der Gebirgsbau und sein Werden das Hauptproblem darstellt. Nur ganz kurz und unter Beschränkung auf das Wichtigste sei dies hier ausgeführt.

Bereits mit Beginn der Tätigkeit der Geologischen Reichsanstalt wurde das Raxgebiet in den Kreis der Untersuchungen gezogen. Hauer erkannte bereits den Werfener Zug Reichenau—Preiner Gscheid—Altenberg als Basisglied der Kalkalpen. In der Folge hat dann Hertle die ersten detaillierten Aufnahmen durchgeführt, u. zw. mit viel Sorgfalt. In unserem Gebiet zeigt sich diese besonders in der Umgebung von Naßwald, wo der Autor Werfener und Gutensteiner sowie die „Gößlinger Schichten“ (= Reiflinger Kalk) bei der Singerin bereits kennt.

Weitere Arbeiten knüpften sich damals an das Projekt und die Durchführung eines großzügigen Unternehmens im Dienste des öffentlichen Wohls: den Bau der ersten Wiener Hochquellen-Wasserleitung. Von Ed. Sueß, dem Urheber dieses Projekts, liegt ein Bericht vor, welcher bereits einige wichtige Erkenntnisse über den Gebirgsbau ausspricht. F. Karrer hat die beim Bau entstandenen Aufschlüsse untersucht und beschrieben und bei der Gelegenheit die ersten Fossilien im Wettersteinkalk gefunden.

Auch in der Grauwackenzone, wo um die gleiche Zeit die langjährigen Arbeiten Toulas begannen, gelang damals mit den ersten Fossilfunden im Karbon ein bedeutsamer Fortschritt, dem sich — als große Überraschung für die damalige Zeit — alsbald die Trias- und Liasfunde des gleichen Forschers im Semmeringgebiet<sup>1)</sup> anschlossen.

Andere Erkenntnisse knüpfen sich an den zu jener Zeit noch blühenden Bergbau, dessen Aufschlüsse uns A. R. Schmidt überliefert hat — damit auch die Möglichkeit, die Erzvorkommen zu deuten, welche heute die verlassenen Stollen nicht mehr gewähren.

Die achtziger Jahre brachten sodann die Arbeiten, welche auf lange hinaus für unsere Kenntnisse des Gebietes maßgebend blieben: einmal Toulas' Untersuchung des Semmeringgebietes; anderseits die im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt durchgeführte Aufnahme des Kartenblattes Mürz-zuschlag durch M. Vacek und G. Geyer. Während Vacek sich bei der Kartierung der Grauwackenzone vielfach durch theoretische Voreingenommenheiten über Schichtfolge und Lagerung beirren ließ, so daß seine Aufnahme nur in großen Zügen ein brauchbares Bild liefert, ist die Geyersche in den Kalkalpen von mustergültiger Exaktheit — derart, daß es auch heute in vielen Gegenden schwer ist, am Kartenbild etwas Wesentliches zu verbessern; abgesehen von den Oberflächenbildungen, welche dem Brauch der damaligen Zeit entsprechend stiefmütterlich behandelt sind. Was freilich die Deutung der Schichten betrifft, so stand da Geyer im Banne der Triasstratigraphie von Mojsisovics, welche bekanntlich wenige Jahre später zusammenbrach; dadurch wurde er zu z. T. folgenschweren Irrtümern geführt. Und für die Erkenntnis des Gehirgsbaues war die Zeit überhaupt noch nicht gekommen. Alles in allem aber bedeutet die Geyersche Arbeit zweifellos einen Meilenstein in der Geschichte unserer Kenntnisse der Rax und der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen überhaupt.

Die folgenden Jahre brachten eine Reihe von Arbeiten des unermüdlichen Bittner, der schon 1882 das merkwürdige Werfener Vorkommen und die Reingrabener Schiefer am Kaisersteig bekanntgemacht hatte. Seine späteren Veröffentlichungen sind äußerst wichtig durch zahlreiche Angaben über fremde und eigene Fossilfunde. Eine bleibende Entdeckung ist vor allem der norische Hallstätter Kalk von Naßwald; wogegen sich bezüglich des Kalkes der Rax die Schlußfolgerungen zunächst in einer falschen Richtung bewegten, daß es Dachsteinkalk sei; davon ließ sich auch Geyer (1903) schließlich anstecken. Erst Pias (1920, 1925) Algenarbeiten blieb es vorbehalten, in dieser Frage zu einer Klärung zu führen.

Der Übergang von der ersten Erforschungsperiode zur zweiten fällt ungefähr zusammen mit der Jahrhundertwende — genauer mit dem Wiener Internationalen Geologenkongreß (1903), der unter die ostalpinen Geologen den Zankapfel der Deckentheorie warf. Unter dem Einfluß dieser neuen Lehre standen die nächsten Arbeiten, die über unser Gebiet erschienen: von Mohr (1910) und von Kober [1909, 1912 (*a* und *b*)]. Beide kamen zu der Erkenntnis, daß Deckenbau im Sinne der Theorie — mit Bewegung von S gegen N — vorliege; Mohr für die Grauwackenzone, Kober sowohl für diese wie für die Kalkalpen. Aber bei beiden waren die Grundlagen noch

<sup>1)</sup> Dieselben wurden zwar außerhalb unseres Kartengebietes gemacht, müssen aber, da für dasselbe von maßgebender Wichtigkeit, hier doch erwähnt werden.

nicht genügend tragfähig; zunächst, vor allem in der Grauwackenzone, die stratigraphischen; auch läßt sich die Grauwackenzone nicht nach einem so engen Ausschnitt beurteilen als es Mohr damals tun mußte. Er hat denn auch in späteren Arbeiten [z. B. 1933<sup>1)</sup> 2)] seinen früheren Standpunkt recht radikal preisgegeben. Bei Kober hinwiederum liegt der Fehler, speziell im kalkalpinen Anteil, z. T. auch in mangelhafter stratigraphischer Erkenntnis (vgl. S. 143 u. a.), außerdem aber im Bestreben, die aus einzelnen für ihn maßgebenden Profilen erschlossenen Verhältnisse in möglichst weiter Ausdehnung immer wiederzufinden. Die Folge ist ein Schematismus seiner Deckenkonstruktionen, der oft mit den Verhältnissen in der Natur keine Ähnlichkeit mehr hat. Immerhin, als ein wichtiger Schritt vorwärts auf dem Wege zur Erkenntnis der wahren Zusammenhänge ist sein Deckenschema der Kalkalpen zu werten.

Die Kriegsjahre brachten die Untersuchungen Ampferer's, (1916, 1918) die für die Tektonik unseres ganzen kalkalpinen Gebiets — nicht nur der im Titel genannten Gosauablagerungen — von größter Wichtigkeit sind. Seine Auffassung des Baues der Rax kommt sehr nahe derjenigen, welche aus den folgenden Seiten hervorgehen wird.

Vor wenigen Jahren wurde sodann der N-Rand der Rax in eine moderne, geologische Aufnahme einbezogen: des Blattes Schneeberg—St. Ägyd durch E. Spengler. Sie ist mit großer Sorgfalt ausgeführt. Für die Erkenntnis mancher Zusammenhänge wurde für Spengler freilich zum Verhängnis die Nachbarschaft der Blattgrenze, jenseits deren er auf zusammenhängende Begehungen verzichten mußte.

Die letzten Jahre brachten schließlich noch die Arbeiten von Lahn (1930, 1933). Dieser Autor bemüht sich das Deckenschema seines Lehrers Kober fester zu begründen; doch halten die dafür verwendeten Stützen der Kritik nicht stand.

Eine kleine Arbeit von Gläßner (1935) bringt noch einige wichtige Beobachtungen aus der Grauwackenzone.

## Die Schichtfolge.

### 1. (Perm? und) Trias.

#### a) Prebichlschichten.<sup>3)</sup>

So bezeichne ich im Anschlusse an Schwinner (1929, S. 216) die Konglomerate (und Breccien), mit welchen die kalkalpine Sedimentreihe beginnt. Bei früheren Autoren gehen dieselben allgemein unter der Bezeichnung Verrukano. Da aber das permische Alter des Verrukanos von Verruca selbst mindestens sehr fraglich ist (vgl. z. B. Schaffer, 1934; nach Fucini würde es sich um Wealden handeln!), wird man diesen Ausdruck besser überhaupt vermeiden, so alt eingebürgert er ist; zudem sind die Gesteine, die in verschiedenen Alpengegenden „Verrukano“ heißen, unter sich so verschieden, daß es auch unter diesem Gesichtspunkte wohl besser ist, Lokalnamen dafür zu verwenden.

<sup>1)</sup> Näher eingegangen auf Kobers Vorstellung ist S. 180.

<sup>2)</sup> Die andern berühren unser Gebiet nicht unmittelbar.

<sup>3)</sup> Besser als Prebichlkonglomerat, da größtenteils als Breccie ausgebildet!

Im Bereich der Raxkarte sind die Prebichlschichten fast ausschließlich aus Quarztrümmern zusammengesetzt, die nur teilweise gerollt, öfters eckig sind und etwa Walnußgröße erreichen. Durch ihre weiße Farbe heben sie sich gut ab von dem meist rotbraunen, stark eisenschüssigen, kieselligen Bindemittel, das jedoch an Menge oft sehr zurücktritt. Schichtung ist oft nicht deutlich, soweit das Konglomerat nicht mit Sandsteinen wechsellagert, von denen es nicht scharf getrennt ist. Es zerfällt leicht in große Blöcke, welche das Ausgehende stets gut kenntlich machen.

Diese Schichten sind nur entwickelt einmal zu beiden Seiten des Altenberger Tals: am Erzberg und N des Kerngrabens; und zweitens im O vom Schwarzeckkogel an, besonders aber am Knappenberg und beim Knappenhof. Die Doppelung dort wie auch im Kerngraben ist wohl tektonisch. Mächtigkeit maximal etwa 20—30 m. Zwischen diesen beiden Verbreitungsgebieten fehlen die Prebichlschichten (entgegen der Angabe auf Vaceks Manuskriptkarte) ganz; was wohl tektonisch bedingt sein dürfte (vgl. S. 164).

Das Alter der Prebichlschichten — Perm oder unterste Trias — steht noch immer nicht fest. Auch über die Bildungsumstände — mariner Transgressions- oder rein festländischer Verwitterungsschutt — herrscht noch Ungewißheit. Die Zusammensetzung läßt sie im Raxgebiet zweifellos als Restschotter bezeichnen und auf gründliche Umarbeitung schließen; aber anderwärts gilt dies nicht überall, z. B. finden sich im Prebichlgebiet (Spengler, 1926) oft die Gesteine der jeweiligen Unterlage darin, was gegen einen nennenswerten Transport spricht. Es bleibt da also noch mancherlei zu klären.

Wegen der Lagerungsbeziehungen zum Untergrund siehe später (S. 161).

Die Prebichlschichten sind der Hauptträger<sup>1)</sup> der Eisenerze (Siderit, auch Eisenglanz), auf welche früher bei Altenberg wie auch am Knappenberg ein nicht unbedeutender Bergbau umging. Sie bilden in der Hauptsache lagerförmige Imprägnationszonen an der Hangendgrenze der Prebichlschichten (vgl. A. R. Schmidt, 1870, 1880; K. A. Redlich, 1907, 1931; Redlich und Stanczak, 1922).

#### b) Werfener Schichten.

Wegen des normalen Gesteinscharakters vgl. Erläuterungen.

Zu den Werfener Schichten habe ich noch Gesteine von etwas abweichender Beschaffenheit gezogen, die auf dem Preiner Abfall der Rax bereits zwischen solchen der Grauwackenzone stecken. Am überzeugendsten sind die Verhältnisse auf der O-Seite des Griesleitengrabens: dort bedecken über dem Porphyroid der Grabensohle das ganze Gehänge lichtgrüne, feinserizitische Schiefer und eigentümlich gebänderte Gesteine aus weißlichen Lagen von 1 bis 2 mm bis (ausnahmsweise) fast 1 cm Dicke und viel dünneren, grünlichen Lagen dazwischen; erstere treten auf angewitterten Flächen erhaben hervor. Vielfach zeigen sie intensive Fältelung. Untergeordnet findet sich auch violetter Werfener Schiefer damit verbunden, insbesondere knapp unter der überfalteten Grauwackenserie, welche die Höhe des Rückens (darüber führt der Steig zur Preiner Wand usw.) bedeckt (vgl. Karte und Profil Fig. 3). Ich sehe

<sup>1)</sup> Erzspuren kommen auch tiefer in allen Schichten des Paläozoikums zuweilen vor; insbesondere im Blasseneckporphyroid; ganz vereinzelt auch in Werfener Schichten.

in den erwähnten fremdartigen Gesteinen leicht metamorphe Werfener (Schiefer und feinschichtige Sandsteine). Gründe für diese Auffassung sind: 1. das erwähnte Auftreten der violetten Schiefer; 2. der Umstand, daß die fraglichen Gesteine gegen N — schon am Weg S unterm Bachingerbrünnl — mit normalen Werfenern sich zu verbinden scheinen; 3. ein allerdings nur negativer: daß ähnliche Gesteine der Grauwackenzone — nicht nur im Raxgebiet! — normalerweise fremd sind.

Ähnliche grünliche Schiefer — ohne die gebänderten Gesteine — finden sich gegen W bis übers Preiner Gscheid hinaus — bequem zugänglich am Schlangenweg, wo sie reichlich umherliegen — in Porphyroid eingeschaltet; auch in ihnen erblicke ich eingefaltete, leicht metamorphe Werfener Schichten. Ursache der Metamorphose: die hohe Belastung — nicht nur durch die normale Kalkalpenserie, sondern auch noch darübergangene Decken; vgl. S. 181f.! —, unter der die Einfaltung in die Grauwackenserie erfolgte (ähnlich z. B. W der Hochveitsch; Cornelius, 1930), bedingte eine bedeutende Temperatursteigerung, so daß Umwandlung von Tonsubstanz in Serizit möglich war.

Im Dünnschliff zeigt das Bändergestein aus dem Griesleitengraben in den weißen Lagen Quarzaggregate von sehr feinem Korn (0.01—0.02 mm); nach Reliefunterschieden möchte man auch die Anwesenheit von Feldspat annehmen, doch sind jene wenigstens z. T. auch sicher auf winzige, eingestreute Serizitschüppchen zurückzuführen. Die grünen Lagen bestehen vorwiegend aus Serizitblättchen (0.02—0.03 mm lang und ganz dünn; seltener größer), die merkwürdig wenig parallel geordnet erscheinen. Auch Chlorit ist beigemischt, z. T. auch Titanit; endlich ist auch hier Quarz eingestreut (wie überhaupt die gegenseitige Abgrenzung von beiderlei Lagen z. T. nicht gar so scharf ist). Er bildet Schlieren oder auch Einzelkörner, die hier bis 0.05 mm erreichen können.

Ein Schliff grünlichen Schiefers aus dem Graben, der von der Siebenbrunnwiese seinen Anfang nimmt, zeigt hingegen den Serizit als vorherrschenden Gemengteil (Blättchengröße 0.01—0.02 mm). Nur verhältnismäßig spärlich liegen Quarzkörner dazwischengestreut (0.01—0.05 mm); häufiger Pennin in elliptisch begrenzten Körpern (0.05 × 0.2 bis 0.1 × 0.3 mm). Ihre großen Achsen sind genau in die Schieferung eingeregelt, haben aber keine kristallographische Bedeutung (Regelung nur nach Korngestalt). Im serizitischen Grundgewebe wird die Schieferung hervorgebracht durch Scherflächen in 0.04—0.06 mm Abstand, auf welchen der Serizit mit (001) eingeregelt ist, während er dazwischen kreuz und quer liegt.

Weit gediehen ist die Metamorphose somit nicht; immerhin ist sie als Anfangsstadium einer solchen bemerkenswert.

Hinzuweisen ist noch auf das mikroskopisch nachgewiesene Vorkommen von Eruptivmaterial in einem Werfener Sandstein der kleinen Deckscholle auf der O-Seite des Weichtales (vgl. S. 173). Näheres darüber bei Cornelius, 1936 (b).

Kalke sind den Werfener Schichten vielfach eingelagert (auf der Karte ausgeschrieben;<sup>1)</sup> wahrscheinlich gehören sie durchwegs in ein Niveau an der Obergrenze (vgl. Geyer, 1889, S. 736); die zahlreichen Wiederholungen, wie sie besonders das Gebiet um Altenberg und der Naßkamm zeigt, wären dann ausnahmslos — z. T. ist dies ganz sicher — tektonisch zu erklären. Gesteinscharakter siehe „Erläuterungen“. Ausnahmsweise können die Kalke so dunkelgrau werden, daß die Abtrennung vom Gutensteiner Kalk Schwierigkeiten macht (W-Seite der Naßkammaufwölbung z. T.); soweit eine deut-

<sup>1)</sup> Soweit es nämlich möglich war! Wo mehrere Züge von Kalk am Gehänge übereinander ausstreichen, z. B. Naßkamm, N-Seite, da sind die Grenzen z. T. problematisch, da die Kartierung nach Lesesteinen kein eindeutiges Bild gab.

liche Wechsellagerung mit tonigen Schiefen stattfindet, wurden sie in solchen Fällen noch zu den Werfenern gerechnet. Endlich finden sich vereinzelt (N Zweiggraben des Schönergrabens u. a.) dunkelrote Kalkbänke, bis 2–3 m in Schiefer eingeschaltet. Spätige Beschaffenheit (Echinodermenreste!) kommt vor, aber nur als Ausnahme. Die Kalke bilden häufig Wandstufen, wodurch sie innerhalb der einförmigen Werfener Gehänge besonders auffallen.

Sowohl in den Kalken als in einzelnen Sandsteinlagen kommen in großer Zahl schlecht erhaltene Zweischaler (*Anodontophora fassaensis*) vor; ich fand sie verschiedentlich auf der N-Seite des Naßkammes und im Reißtal im Schutt — stets so, daß eine genauere Feststellung des Fundpunktes nicht möglich war. Außerdem fand ich auf der W-Seite des Altenberggrabens (S Lahngraben) im Schutt einen Block von gelblichgrauem Kalk mit mangelhaft erhaltenen Cephalopoden.

Von der S-Seite des Feuchters, oberhalb des Hofes Haaberg bei 650 m Höhe, führt Spengler (1927) folgende Formen an (ebenfalls aus den Kalken):

- Myophoria costata* Zenk.,
- Hoernesia socialis* Bronn.,
- Anodontophora cf. canalensis* Cat.,
- Naticella costata* Mstr.,
- Holopella gracilior* Schaur.

Eigenartige Wulste, wie sie der in einem Steinbruch aufgeschlossene Kalk SW vom Törlweg (bei zirka 800 m) zeigt, sind dagegen sicher anorganischer Bildung.

Rauhwaacke findet sich ebenfalls häufig in den Werfener Schichten. Auch sie scheint primär an die Obergrenze<sup>1)</sup> gebunden (Hirschwang; Gsohlriegel—Lipmetsgraben; Gegend von Naßwald; Deckscholle des Gr. Sonnleitsteins u. a.). Im Altenbergtal und am Törlweg treffen wir sie freilich auch, z. T. in mehrfacher Wiederholung, mitten zwischen den Schiefen.

Auch Gips tritt in den oberen Werfener Schichten auf: sowohl im oberen Griesleitengraben (Bädecker, 1920; vgl. auch Lahn, 1930, S. 7), auf dessen O-Seite er in einer großen — jetzt ganz verwachsenen — Grube früher ausgebeutet wurde, als auch bei Hinter-Naßwald, wo eine kleine Gipspartie am Waldrand S der Häuser zutage tritt. Das erste Vorkommen zeichnet sich durch Reinheit und schneeweiße Farbe aus; eine daraus austretende Quelle schmeckt ausgesprochen nach  $MgSO_4$ . Auch der Quellenstollen des Naturfreundehauses am Waxriegel hat nach Lahn (1930) Gipslagen angefahren. Gips oder Rauhwaacke verraten sich auch an vielen Stellen, wo sie nicht zutage ausgehen, durch große Sickerlöcher.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten schwankt außerordentlich: von wenigen Metern auf der S-Seite der Heukuppe bis zu 1 km und darüber im Altenbergertal und am Naßkamm. Doch ist daran tektonische Wegquetschung im einen, Anschoppung im andern Falle — diese an Schichtwiederholungen ohne weiteres ersichtlich, vgl. die Profile auf Taf. VII — in hohem

<sup>1)</sup> Kobers Vermutung (1926, S. 40 f.), daß in der mächtigen Rauhwaackenzone auf der S-Seite von Schneeberg—Rax die letzten Reste einer vollständig zermalmtten „vor-alpinen“ Triasserie vorlägen, ist ganz und gar unwahrscheinlich — eben wegen der allgemeinen Häufigkeit von Rauhwaacken in den oberen Werfener Schichten (weit über das Raxgebiet hinaus!).

Maße beteiligt; Vorgänge, für welche die Werfener Tonschiefer vermöge ihrer Plastizität wie geschaffen sind.

Eruptivgesteine der Werfener Schichten. Über sie wurde schon berichtet [Cornelius, 1936 (b)]. Es handelt sich einmal um den Uralitdiabas am Gsohlhirssteig (nur Lesesteine), anderseits um den Quarzporphyrtuff, der am Törlweg ansteht und unterhalb noch eine Strecke weit das Gehänge bedeckt. Während der erstere wohl als altersgleiche Einschaltung aufzufassen ist, ist der Quarzporphyrtuff wohl eher eine tektonische Scholle, vielleicht permischen Alters.

### c) Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis).<sup>1)</sup>

Normalerweise — Ausnahmen in lückenlos aufgeschlossenen Profilen sind sehr selten — liegen über den Werfener Schichten dunkle Kalke, bzw. Dolomite, welche merkwürdigerweise im bisherigen Schrifttum in ihrer Eigenart stets verkannt worden sind; selbst bei Geyer sind sie nur teilweise als „Zlambachschichten“ ausgeschieden, sonst im Sammelbegriff des „Unteren Dolomits“ (der auch den später zu besprechenden Wettersteindolomit mitumfaßt) aufgegangen, und Ampferer (1918), ebenso wie Lahn (1930, 1933) sind ihm darin gefolgt. — Wegen der Gesteinsbeschaffenheit der Kalke vgl. die Erläuterungen; betont sei hier nur das gelegentliche Vorkommen von rosafarbenem Kalk und grau und rosa Bänderkalken<sup>2)</sup> sowie von Knollenkalken mit dunklen Wülsten und Knollen (einige Zentimeter lang und 1 bis 2 cm dick) in rosa Bindemittel, wobei die Knollen oft so dicht liegen, daß sie sich fast berühren.

Solche Knollenkalke sind in fast allen Profilen am S-Abfall der Heukuppe zu beobachten; sie scheinen hier einen durchlaufenden Horizont zu bilden. Endlich kommen auch noch Übergänge in hellen, massigen Kalk vor, der sich von Wettersteinkalk nicht unterscheiden läßt. Wo das auf beschränktem Raum der Fall ist, wie NW unterm Blasriegel (SW-Seite der Heukuppe), da wurde der helle Kalk nicht ausgeschieden — vielleicht nicht ganz konsequent, da sich möglicherweise gerade an solchen Stellen der Übergang zu der lichten Riffkalkfazies des Anis ankündigt (darüber unter Wettersteinkalk, S. 151). Wegen der Dolomite sind ebenfalls die Erläuterungen zu vergleichen.

Die Verteilung von Kalk und Dolomit folgt keiner bestimmten Regel. Auf der S-Seite der Rax vom Waxriegel um die Heukuppe herum und auf der W-Seite bis über den Lipnetsgraben herrscht der Kalk vor;

<sup>1)</sup> Im Gebrauch des Namens Gutensteiner Kalk herrscht unter den Autoren keine Einigkeit; vielfach wird er nur auf unteranisische Kalke beschränkt. In Übereinstimmung mit den von Pia (1930) ausgesprochenen Grundsätzen der Namensgebung scheint es mir indessen zweckmäßig, dunkle Kalke des Anis überhaupt — soweit sie nicht die knollige Beschaffenheit des Reiflinger Typus annehmen — als Gutensteiner Kalk zu bezeichnen, zumal ja die Armut an Fossilien in den seltensten Fällen eine genauere Fixierung der darin enthaltenen Niveaus zulassen wird. Auch die Verwertung der Dünnschichtigkeit als Definitionsmerkmal (z. B. bei Spengler) scheint mir nicht zweckmäßig aus dem Grunde, weil dieses Merkmal häufig — bei der Kartierung nach Lesesteinen — sich der Beobachtung entzieht; in solchen Fällen müßte demnach die Festsetzung einer Grenze des Gutensteiner Kalkes der Willkür überlassen bleiben.

<sup>2)</sup> Dieselben sind vielleicht ein wichtiger Fingerzeig für die Deutung mancher der ganz ähnlichen Bänderkalke, die in der Semmeringserie weit verbreitet sind.

nur in sein oberes Drittel ist auf der S-Seite der Heukuppe eine bis etwa 40—50 m mächtige Dolomitzone eingeschaltet, meist schon am flacheren Böschungswinkel kenntlich; dabei ist die Grenze Kalk-Dolomit meist ganz auffallend scharf. Auf der W-Seite des Altenbergtales und im Reißtal herrscht dagegen der Dolomit mit wenigen Ausnahmen; ausschließlich herrscht er in den meist geringmächtigen Aufschlüssen um das Naßwaldtal und ebenso an der SO-Ecke der Rax, vom Törlweg bis zum Höllental. Auch in den Deckschollen der Gupfmulde und des Großen Sonnleitsteins ist dies nicht anders; dagegen ist am Rauchkogel plötzlich wieder nur Gutensteiner Kalk, noch dazu mächtig entwickelt, vorhanden. Auch am Schneeberg herrscht der Kalk auffallend vor, sowohl in der basalen Serie des oberen Weichtales, hart am Rande der Karte, als auch in den Deckschollen beiderseits der unteren Weichtalklamm, während in der Zone Stadelwandgraben—Krummbachsattel sich Kalk und Dolomit ungefähr die Waage halten.

Die Mächtigkeit ist am größten in den Profilen auf der S-Seite der Heukuppe: 300, ja bis über 500 m, was aber jedenfalls z. T. auf tektonische Anschoppung zurückgeht. Von dort gegen N sinkt sie anscheinend bis auf Null auf der W-Seite des Hohen Gupfs; doch mag daran ebenfalls die Tektonik mitbeteiligt sein (vgl. Fig. 10). Auf der W-Seite des Altenberggrabens und im Reißtal ist sie ziemlich regelmäßig 80—120 m; ähnliche Beträge erreicht sie auch in der Deckscholle der Gupfmulde. Im Naßwaldertal geht sie dagegen — in der basalen Serie — kaum über 20 m (ausgenommen O vom Reithof, wo sie 40—50 m erreichen mag); ähnlich ist es in der Deckscholle des Großen Sonnleitsteins, wogegen am Rauchkogel 100 m überschritten werden dürften (allerdings wieder mit Beteiligung tektonischer Zusammenstauchung). Auf der S-Seite in der Gegend Preiner Wand—Gsohlirn schrumpft der Gutensteiner Kalk ebenfalls auf geringe Beträge (20—30 m?) zusammen, während er auf der W- und S-Seite des Sängerkogels und Feuchterhergs<sup>1)</sup> ganz — vermutlich tektonisch? — zu fehlen scheint.

Fossilien fehlen leider fast ganz. Eine Ausnahme macht ein Fund von kleinen Gastropoden (unter 1 cm Durchmesser), welche die Schichtfläche eines auf der S-Seite des Blasriegels gefundenen Stückes bedecken; für eine Bestimmung sind sie zu schlecht erhalten. Ferner ist an der S-Seite der Heukuppe, vom Amaliensteig gegen W, eine Lage des massigen Gutensteiner Kalks an der Basis der Wand unmittelbar über dem Dolomitband ganz erfüllt mit sehr schlecht erhaltenen organischen Resten, die auf der Oberfläche als lichte Tupfen und Sprenkeln zur Erscheinung kommen. Neben sicheren Echinodermensplütern scheinen ? Korallen oder ? Spongien vorzuliegen.

Einlagerungen. Dahin gehört vor allem eine Breccie, die sich auf der W-Seite des Altenberggrabens über mehr als 1 km Erstreckung verfolgen läßt. Anstehend beobachtet wurde sie auf dem Rücken über Punkt 1251; sie liegt unter dem obersten Drittel des Gutensteiner Dolomits und erreicht mehrere Meter Mächtigkeit. Sie besteht aus eckigen Brocken verschieden-

<sup>1)</sup> Ich kann jedenfalls Spengler nicht heipflichten, wenn er (1927) meint, daß am Feuchter keine scharfe Grenze zwischen skythischen und anisischen Kalken zu ziehen sei. Die dortigen Kalke sind zwar z. T. dunkel gefärbt, unterscheiden sich aber deutlich von den typischen Kalken des Anis (durch Mergellagen) und gehören wohl bis an die Grenze des lichten, massigen (Wetterstein-)Kalkes — die übrigens nirgends gut aufgeschlossen ist — zum Skyth.

farbigen, aber meist dunklen Dolomits, die meist nur auf der Anwitterungsfläche zur Beobachtung kommen; die größten sind faustgroß, doch gehen sie normalerweise nicht über 1—2 cm Kantenlänge. Sie sind meist ohne deutliches Bindemittel aneinandergeschweißt; doch fand ich im Schutt auch ein Stück, das 3—4 cm lange, nur  $\frac{1}{2}$  cm dicke Scherben hellen Dolomits in einer Grundmasse von dunklem zeigt. Hier ist es wohl klar, daß es sich um eine Primärbreccie im Sinne von Spitz und Dyhrenfurth (1916) handelt: um Wiederaufarbeitung des eben abgesetzten Sediments und nachfolgende Wiederverkittung; eine Deutung, die ich übrigens auf die ganze Breccienbank verallgemeinern möchte (wenigstens als Arbeitshypothese).

Eine andre Einlagerung sind gelbliche bis grünliche, auch rötliche Mergel,<sup>1)</sup> die 2—3 m mächtig auf dem Blasriegel wie am Gsohriegel, etwas S der Kammhöhe bei zirka 1450 m, in dem Dolomit (der dem Gutensteiner Kalk hier eingeschaltet ist; vgl. oben) stecken. Am Gsohriegel geben sie z. T. in feine Breccien über, enthalten auch etwas Lumachelle, anscheinend aus Austernbruchstücken. Am Blasriegel ist Bohnerz damit vergesellt (allerdings wurde es nur in losen Stücken gefunden und stammt vielleicht doch von höher oben, von der jungtertiären Oberfläche). — Auch auf der S-Seite der Heukuppe, einige Schritte W vom Reißtaler Steig-Einstieg, sind ähnliche Mergel vertreten. Auch hier stecken sie in dem Dolomitband, das den Gutensteiner Kalk in einen oberen massigen (wandbildenden) und einen tieferen, gut geschichteten Anteil (latschenbestandenes Geschröf) zerlegt.

Das Alter des Gutensteiner Kalks kann nur nach Analogie mit andern Gegenden, wo er fossilführend entwickelt ist, als größtenteils tiefanisisch vermutet werden; womit ja seine Lagerung auch im Raxgebiet bestens harmoniert. Auf der S-Seite der Heukuppe reicht er vielleicht in etwas höhere Horizonte hinauf. Seine Entstehungsbedingungen bleiben noch zu klären; wahrscheinlich ist nur, daß er eine Bildung verhältnismäßig flachen Meeres ist.

#### d) Reiflinger Kalk.

Unter diesem Namen versteht man bekanntlich dunkle Knollenkalke, wie sie in den östlichen Nordalpen in verschiedenen Horizonten des Anis wie des Ladin auftreten können. — Auch in unserem Gebiet ist ihre Stellung nicht einheitlich; es müssen daher die verschiedenen Vorkommen gesondert besprochen werden.

a) Am S-Abfall der Heukuppe ist die Sachlage am klarsten: hier liegt unmittelbar über dem Gutensteiner der Reiflinger Kalk mit ziemlich scharfer Grenze, insbesondere auch viel weniger widerstandsfähig gegenüber der Verwitterung und daher als Rasenterrasse in der ganzen S-Wand auffallend. Er ist im ganzen etwas weniger dunkel gefärbt als der Gutensteiner Kalk und enthält auf den grobbuckligen Schichtflächen Überzüge von gellichem bis grünlichem Mergel. Im unteren Teil ist er reich an schwarzen Hornsteinknollen, die erhaben herauswittern, weiterhin aber auch zerstört werden, wobei oft eine konzentrisch-schalige Struktur zum Vorschein kommt;

<sup>1)</sup> Von Werfener Schichten, an die man beim ersten Anblick denken könnte, sind sie leicht zu unterscheiden: nicht nur durch die blässeren Farben und den Kalkgehalt, sondern auch durch den Mangel an regelmäßiger Feinschichtung.

gegen oben gehen sie verloren, worauf sich ein allmählicher Übergang in den Wettersteinkalk vollzieht. Die Mächtigkeit beträgt etwa 12—15, stellenweise (Reißtaler Steig) aber auch nur 5—6 m.

An der SW-Ecke der Heukuppe wiederholt sich, wenig höher im Wettersteinkalk, nochmals ein ähnlicher Knollenkalk; er steht in Verbindung mit den später (S. 148) zu besprechenden Mergellagen der W-Seite.

β) Auf der W-Seite des Hohen Gupfs bilden dünnsschichtige, dunkle Knollenkalk die breite waldbestandene Terrasse zwischen den beiden hohen Wandstufen aus lichthem Wettersteinkalk; sie sind also in diesem eingeschaltet (wobei aber zu beachten ist, daß die untere Wettersteinkalkpartie noch anisisch ist; vgl. S. 145). Nach beiden Seiten existieren allmähliche lithologische Übergänge. Hier ist der Reiflinger Kalk frei von Mergel, dagegen reich an Hornsteinkonkretionen, oft von bizarrer Gestalt; manches mögen verkieselte Fossilien sein, doch war eine deutbare Form nirgends mehr zu erkennen.<sup>1)</sup> Hier ist die Mächtigkeit viel größer, 100—150 m.

γ) Gegenüber auf der W-Seite des Altenberggrabens erreicht der Reiflinger Kalk das Maximum seiner Entwicklung. Auch da liegt er über anisischem Wettersteinkalk, der die schroffe Naßwand bildet, jedoch mit scharfer Grenze, z. T. sogar diskordant (vgl. S. 176). Er bildet ein weniger steiles, schroffes oder rasenbedecktes, von Rinnen durchfurchtes Gehänge. Seine Gesteinsbeschaffenheit ist ganz ähnlich wie auf der östlichen Talseite (siehe oben β). Nach oben geht er in den (Wetterstein-) Dolomit über, der mit wieder schrofferen Formen Zäunwände und Dürrkogel krönt. Hier am W-Rand unserer Karte ist der Reiflinger Kalk 200—250 m mächtig; gegen N nimmt er rasch ab und keilt östlich unterm Ameisbühel bereits aus. Gegen W geht er jenseits der Kartengrenze, im Blarergraben, unter mehrfacher Wechsellagerung in Wettersteinkalk über.

δ) Im Reißtal setzt von der Schönen Lucke abermals Reiflinger Kalk herab, ungefähr in der Fortsetzung des vorigen, aber mehrfach mit Wettersteindolomit verzahnt (in einer Weise, die sich wegen des steilen Waldgeländes nicht genauer beobachten läßt). In der Reißtalklamm setzt er über das Tal; hier ist er bereits nicht mehr sehr typisch: dolomitisch, kaum knollig, nur noch in einzelnen Lagen hornsteinführend. In den Zacken östlich der Klamm geht er in schwarzen, geschichteten Dolomit über und verliert sich weiterhin ganz im Wettersteindolomit, wie dies Geyer schon 1889 (S. 679 f.) beschrieben hat.

Geyer hat die unter β bis δ genannten Kalke als „Zlambachschichten“ bezeichnet. Vielleicht war das mit Schuld daran, daß Kober und ihm folgend Lahn (1931, 1933) glaubten, darin Hallstätter- bzw. „Mürzkalk“ sehen zu müssen. Die vorstehend von vielen Stellen erwähnten Übergänge in Wettersteinkalk und -dolomit widerlegen eine solche Auffassung (und die daran geknüpften tektonischen Folgerungen; S. 180). Und wenn auch der petrographische Charakter gegenüber den karnischen Mürztaler Kalken wirklich z. T. nur wenig verschieden ist (vgl. S. 153), so sind doch mit diesen fast immer die leicht kenntlichen Reingrabener Schiefer verbunden, die in unseren Fällen gänzlich fehlen.

<sup>1)</sup> Röhrenförmige Gebilde können den Verdacht auf verkieselte Diploporen erwecken, doch hat ihn die mikroskopische Untersuchung (Pia) nicht bestätigt.

ε) Ganz ähnlich wie in den zuletzt betrachteten Profilen ist das Auftreten des Reiflinger Kalkes in der Deckscholle der Gupfmulde, insofern als er sich auch hier — im nördlichen Teil der Rauhen Wand — allmählich gegen oben aus lichtem Wettersteinkalk entwickelt, der violettgrau, dünn-schichtig und knollig, schließlich noch etwas dunkler wird und schwarze Hornsteinkonkretionen aufnimmt. Ein Hangendes ist hier nicht mehr erhalten.

ζ) Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Vorkommen, die vermutlich sämtlich noch dem Anis angehören, ist der Reiflinger Kalk westlich der Singerin wohl schon ladinisch, da er über der „grünen Schicht“ bei der Hanfbrücke [Spengler, 1931 (b)] liegt. Es ist ein dunkelgrauer, dünn-schichtiger Kalk, teilweise mit Mergelbelag auf den Schichtflächen, aber nur schwach zu knolliger Ausbildung neigend und frei von Hornstein. Er begleitet die Straße von der Hanfbrücke bis zur Singerin; gegen S dürfte er sich im Wettersteinkalk verlieren [vgl. auch Bittner, 1893 (b)]. Etwas W der Singerin glaubt man an der Straße Diploporen zu sehen; doch konnte Pia im Schlift keine Algen erkennen.

η) Wohl die — wenn auch durch Brüche abgetrennte — südliche Fortsetzung des vorigen ist ein Vorkommen von sehr ähnlichen, dunklen, dünn-bankigen Kalken W des Schliefering-Jagdhauses.<sup>1)</sup> Doch scheint hier grauer Mergel — ganz ähnlich denen vom Altenberger Steig usw. (S. 148) — in größerer Menge damit (im Hangenden?) verbunden zu sein; anstehend allerdings konnte ich ihn nicht finden.

Diese beiden Vorkommen ζ und η sind bei Hertle (1865, S. 473 f.) unter dem Namen „Gößlinger Schichten“ beschrieben (η ist wohl identisch mit der Lokalität „NW vor der Mündung des Frohnbaches in die Schwarza“.<sup>2)</sup> Hertle fand darin Posidonomyen, die von Stur als *P. wengensis* bestimmt werden konnten.

### e) Wettersteinkalk und -dolomit.

Der Wettersteinkalk ist das wichtigste Gestein, das sich am Aufbau der Rax beteiligt: die ganze Hochfläche und ihre randlichen Steilabstürze bestehen zum allergrößten Teil daraus.

Er ist ein vorwiegend massiger oder doch nur undeutlich und in dicken Bänken geschichteter<sup>2)</sup> Kalk; ganz selten sind Stellen mit gut ausgeprägter Schichtung, an denen sich Streichen und Fallen messen läßt. Gewöhnlich ist er lichtgrau gefärbt; doch sind auch dunklere Partien nicht allzuselten (z. B. Bärental, Scheibwaldhöhe u. a.); ja lokal kann die Farbe fast so dunkel

<sup>1)</sup> Wohl auf einer irrthümlichen Deutung dieser Lokalität beruht es, wenn bei Stur (1871, Tabelle auf S. 239) die *Posidonomya Wengensis* aus „Wenger Schiefer“ von Kaiserbrunn, Krummbachgrabeneingang angegeben ist; dort ist mir nirgends ein Gestein bekannt, das auf jenen Namen Anspruch erheben könnte. Allerdings erwähnt auch Hertle „Spuren von Gößlinger Schichten“ von Kaiserbrunn.

<sup>2)</sup> Die inhaltsreiche Arbeit von Sander (Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge; Min.-Petr. Mitt. 48, 1936, S. 27 und 141) konnte hier leider nicht mehr benutzt werden; ich muß jedoch feststellen, daß ich die von Sander aus dem Karwendel beschriebenen, feingebänderten Zwischenschichten nirgends angetroffen habe. Wenn sich dies bei speziell darauf gerichtetem Suchen bestätigt, so wäre damit ein Unterschied gegenüber den gleichalterigen Kalken Tirols gegeben.

werden wie bei normalem Gutensteiner Kalk.<sup>1)</sup> Andererseits gibt es auch lichtrote Färbung, jedoch in noch beschränkterer Ausdehnung. — Die Anwitterungsfarbe ist stets hell, vorwiegend grauweiß (bei den oben genannten abweichend gefärbten Varietäten ist sie auch etwas alteriert, doch spielen sie der Menge nach kaum eine Rolle).

Nicht immer ist der Wettersteinkalk dicht; feinkristalline Varietäten sind mindestens ebenso verbreitet (wie das ja auch in andern Gegenden: Karwendel, Wendelstein u. a. vorkommt). Es besteht keinerlei Grund, darin eine Wirkung irgendwelcher Metamorphose zu sehen (normalerweise; siehe aber unten!); wir müssen vielmehr annehmen, daß eine Erscheinung der Diagenese vorliegt. Als solche ist sie ja auch von andern fossilen und rezenten Riffkalken bekannt. In dasselbe Kapitel gehören die weitverbreiteten Sinterstrukturen (vgl. Leuchs, 1928). Manchmal, z. B. auf große Erstreckung im Bärengraben und auf der O-Seite der Heukuppe oder an verschiedenen Stellen an der Höllentalstraße oberhalb Kaiserbrunn, besteht das ganze Gestein aus einer Breccie aus Kalkbrocken verschiedenster Größe, die durch Sinterkrusten verkittet sind; dank ihrer lichten Färbung heben sich diese von dem gerade in solchen Fällen oft verhältnismäßig dunklen Kalk vorzüglich ab.

Unter den Fossilien des Wettersteinkalkes stehen an erster Stelle die Kalkalgen. Man trifft sie auf dem Plateau fast überall, vielerorts geradezu gesteinsbildend; auf der Karte sind hier nur einige der schönsten und reichsten Lokalitäten vermerkt. Auch auf dem Höllentalgehänge sind sie häufig anzutreffen, z. B. am Wachthüttelkamm schon zirka 50 m über der Talsohle; in der Gegend der Singerin wurden sie von Bittner und Karrer schon vor Jahrzehnten gefunden. Dagegen sind von den S- und W-Abstürzen hisher keine Algenfunde bekanntgeworden (außer knapp unter der Plateaukante, z. B. am Törlweg oder am Altenberger Steig). Ein einziger Fund überhaupt liegt vor aus dem anisischen Anteil des Wettersteinkalks, von der O-Seite der Schneealpe; dort fand ich am Kampel oberhalb vom Binderwirtshaus am Fuße der lichten Steilwand, welche die „Naßwand“ nach N fortsetzt, einen Block voll kleinen Diploporen, welche J. Pia — von dem auch die weiteren Algenbestimmungen herrühren — als

*Physoporella pauciforata*

bestimmte. Damit ist das Alter dieses vielumstrittenen Kalkzuges eindeutig als oberanisisch festgelegt, wie das Geyer schon 1889 (S. 636, „Oberer Muschelkalk“) richtig vermutet hat.

Alle andern Algenfunde stammen aus dem oheren, ladinischen Wettersteinkalk, u. zw. handelt es sich wie bei den älteren Funden [Pia, 1912, S. 38; 1920, S. 42; vgl. auch Spengler, 1931 (c), S. 30], so auch bei den neu hinzugekommenen stets um

*Teutloporella herculea* Stopp.,

bzw. in einem Fall — Ohnemoskogel — um die nahe verwandte

*Teutloporella aequalis*.

<sup>1)</sup> Ich habe solche Stellen (S Habsburghaus, Dreimarkstein) genau daraufhin untersucht, ob da nicht etwa doch Gutensteiner Deckschollen vorliegen; konnte aber stets raschen Übergang in normalen, lichten Wettersteinkalk feststellen. Stellenweise an der Höllentalstraße sieht man übrigens dunkle Flecken von nur einigen Zentimetern bis Dezimetern Durchmesser, mit unregelmäßiger, aber auch nie ganz scharfer Umgrenzung.

Auch Codiaceen treten auf; z. B. in einem Stück von der Scheibwaldhöhe. In Stücken von N der „Weißen Wand“ (W-Seite des Großen Kesselgrabens) erkennt man sie schon makroskopisch als licht umranderte, knollige Gebilde von 1 bis 2 cm Durchmesser („*Pycnostroma*“ Pia). Nähere Bestimmung ist nicht möglich.

Von tierischen Fossilien stehen an erster Stelle — zwar nicht der Häufigkeit nach, aber als einzig bestimmbar — die Brachiopoden. Bittner gibt 1891 als Fundstelle die Preiner Wand, bzw. „Abstieg von der Rax ins Preiner Tal, im Schutt“ an. 1892 (S. 28) erwähnt er, daß die Brachiopoden aus drei getrennten Bänken stammen, sah sich aber leider durch schlechtes Wetter genötigt, auf weitere Beobachtungen über die Lagerung zu verzichten, und macht auch keine genaueren Angaben über die Lage der Fundorte. Nach Geyer (mündliche Mitteilung) sollen Brachiopoden an der Preiner Wand — und ebenso zwischen Predigtstuhl und Karl Ludwig-Haus — hart am Rande der Felsabstürze herausgewittert zu finden sein; doch hatte ich bei allerdings wenig eingehendem Suchen kein Glück. — Nach Bittner (1892, a. a. O.) handelt es sich um folgende Arten:

- Terebratula praepunctata* Bittn. (sehr häufig!), mit ihren Nebenformen:
- Terebratula euryglossa* Bittn.,
- Terebratula euryglossa* var. *biplicata* Bittn.,
- Terebratula pleurocoela* Bittn.,
- Terebratula Razana* Bittn.,
- Waldheimia (Aulacothyris) compressa* Bittn.,
- Waldheimia (Aulacothyris) Zugmayeri* Bittn.,
- Waldheimia (Aulacothyris) canaliculata* Bittn.,
- Waldheimia (Aulacothyris) cinctella* Bittn.,
- Rhynchonella Seydelii* Bittn.,
- Rhynchonella pumilio* Bittn.,
- Rhynchonella Razana* Bittn.,
- Rhynchonella lycodon* Bittn.,
- Rhynchonella vulnerata* Bittn.,
- ?*Thecidium* (? *Thecospira*) sp. ind.,
- Retzia* cf. *Schwageri* var. *fastosa* Bittn.,
- Spiriferina Myrina* Bittn.,
- Spiriferina orthorhyncha* Bittn.,
- Spiriferina* 2 sp. ind.,
- Spirigera dyacis* Bittn.,
- Spirigera* cf. *leptorhyncha* Bittn.,
- Spirigera* cf. *Wissmanni* Münst sp.,
- Amphiclina* sp. (aff. *Lunzensis* Bittn.).

Auch im Höllental S der Singerin fand Bittner [1893 (a)] *Terebratula praepunctata*.

Außerdem ist an vielen Stellen die ganze Gesellschaft der Riffbildner reichlich vertreten: Korallen (große Stücke mit z. T. zentimeterdicken Ästen, aber sehr schlecht erhalten; jede Struktur pflegt verlorengegangen zu sein, so daß eine Bestimmung nicht in Frage kommt). Bryozoen und Spongien sind z. T. besser erhalten und dürften für Spezialisten bestimmbar sein. Glieder von Crinoiden fanden sich im Schutt unter den Wänden W

der Gamsecker Hütte (vielleicht aus dem tieferen, anisischen Anteil des Wettersteinkalkes stammend?) sowie auf der N-Seite des Naßwaldertales unter der Vogelkirche (hier auch größere Stielfragmente von Dr. R. Toth gefunden). Auf der Raxhochfläche nicht selten sind auch Querschnitte turmförmiger Gastropoden; endlich waren nach Bittner (1891) mit den von hm untersuchten Brachiopoden auch unbestimmbare Zweischaler der Gattungen *Gervillia*, *Avicula*, *Cassianella*, *Pecten* und *Lima* vergesellt.

Vielfach geht der Wettersteinkalk in Dolomit über; Beschreibung siehe Erläuterungen! Hier sei nur auf die wenig scharfe Abgrenzung gegenüber dem Gutensteiner Dolomit ausdrücklich hingewiesen. Die Dolomitisierung ergreift vorzugsweise die tieferen Lagen des Wettersteinkalkes; aber weder ausschließlich noch überall. So fehlt auf der W-Seite der Heukuppe und unterm Hohen Gupf Wettersteindolomit ganz; ebenso unterm Gsoblhirn, am Sängerkogel und auf der S-Seite des Feuchters. Dazwischen aber ist er unterm Predigtstuhl und am Waxriegel mehrere 100 m mächtig entwickelt. Von der Preiner Wand gegen O verzahnt er sich mit dem Kalk: so sieht man am Törlweg beide zweimal miteinander wechsellagern. Im Reißtal hingegen ist durch die ganze, allerdings — wohl unter tektonischer Mitwirkung — stark reduzierte Mächtigkeit von Anis und Ladin nur Dolomit vorhanden bis zur Auflagerung der Reingrabener Schiefer; Wettersteinkalk fehlt hier (in der basalen Serie; vgl. S. 167) ganz, schaltet sich aber bei Hinter-Naßwald ausnahmsweise unter dem Dolomit ein! Auf der NO-Seite der Schneealm ist die Verteilung überhaupt recht unregelmäßig; zudem vollzieht sich der Übergang Kalk-Dolomit hier vielfach sehr allmählich (vgl. Geyer, 1889, S. 639), so daß die scharfen Grenzen der Karte bis zu einem gewissen Grade willkürlich sind. Auf der N-Seite des Naßwaldertales liegt am Ohnmoskogel usw. meist wieder geringmächtiger Wettersteindolomit an der Basis des Kalks, mit dem er sich auch stellenweise verzahnt; gegen O aber verschwindet unter dem Rauchkogel der Wettersteinkalk ganz, der Dolomit reicht (wie im Reißtal) bis zur Basis der Reingrabener Schiefer. Auf der N-Seite der Rax hingegen fehlt der Dolomit wieder überhaupt bis auf geringe Spuren; ähnlich im Höllental. Dagegen ist er streckenweise auch auf dem Plateau vorhanden. Die Vorkommen am Gaislochboden usw. dürften ja mit dem basalen Dolomit der S-Seite in unmittelbarer Verbindung stehen (siehe das Profil 9, S. 178), ebenso der längs der O-Seite des Bärengrabens bis zum Habsburghaus auftretende Dolomit. Dagegen gibt es zweifellos in höherem Niveau auch Dolomit; solcher tritt in der Umgebung der Speckbacherhütte mehrfach auf engbegrenzten Flächen auf, von denen nur die größeren auf der Karte berücksichtigt werden konnten. — Auf der W-Seite des Altenbergertales endlich findet sich die Dolomitentwicklung wesentlich erst über dem Reiflinger Kalk.

Es geht mithin nicht an, von einem „Unteren Dolomit“ im Gegensatz zum Wettersteinkalk zu sprechen; ein Irrtum, der, hergeleitet aus Geyers<sup>1)</sup> Stratigraphie, sich bis auf die neueste Zeit (Lahn, 1930, 1933) fortgeerbt hat. Es handelt sich hier vielmehr um unregelmäßige, „wilde“ Dolomitisierung — wie dies ja auch in andern Nordalpengebieten,

<sup>1)</sup> Geyer selbst hat (1889, S. 738) jedoch sehr wohl erkannt, daß der Dolomit eine verschieden hoch — gelegentlich bis zur Basis der Raibler Schichten — hinaufreichende Fazies ist!

z. B. Hochschwabgruppe (Spengler), festgestellt worden ist. Irgendeine über größere Strecken zu verwertende stratigraphische Bedeutung besitzt die Trennung von Dolomit und Kalk keinesfalls.

Es kann hier nicht auf die verschiedenen über den Vorgang der Dolomitisierung geäußerten Ansichten eingegangen werden. Nur so viel sei bemerkt, daß es sich zweifellos um einen dem Absatz sehr bald nachfolgenden diagenetischen Vorgang handeln muß. Speziell aufmerksam gemacht sei in diesem Zusammenhang auf die wiederholten Wechselagerungen von Dolomit und Kalk, welche man auf dem Wege Karl Ludwig-Haus—Habsburghaus<sup>1)</sup> zu studieren Gelegenheit hat, wobei bemerkenswerterweise gerade die in den Dolomit eingreifenden Kalkzungen oft besonders reich an Diploporen und andern Fossilresten sind.

Einlagerungen im Wettersteinkalk finden sich, wenn man absieht von den bereits erwähnten Reiflinger Kalken (S. 142f.), hauptsächlich an der W- bis SW-Seite der Heukuppe. Dort ist die Felswand durch eine Reihe von sanftgeneigten Terrassen und Bändern gegliedert; die bedeutendste ist die oberste, die sich vom „Zahmen Gamseck“ bis zur SW-Ecke der Heukuppe durch verfolgen läßt, auf etwa 1800—1850 m Höhe. Die tiefste findet sich bereits wenig über der Wettersteinkalkbasis, dort wo der Altenberger Steig — der diese ganze gebänderte Zone durchquert — in die Felsen eintritt. Diese Terrassen sind bedingt durch relativ leicht verwitternde, zu flachen Scherben zerfallende, dünn-schichtige Mergel, von grauer bis gelblicher, lokal auch rötlicher Farbe. Durch tektonische Beanspruchung werden sie zunächst flaserig und ähneln dann manchen Aptychenmergeln der Unterkreide. Als tektonische Fazies aber entsprechen ihnen auch noch graue und gelbe, ausgesprochen gieschieferte Gesteine, die schon am Gamsecker Steig unterhalb der Leitern, besonders aber im unteren Teil der Kahlmauer (Zugang zum Inntalerband) in dünnen Schichten mit dem Wettersteinkalk wechseln; sie geben z. T. zur Auswitterung auffälliger, parallel der Wand verlaufender Furchen Anlaß. Die obige Deutung wird dadurch um so wahrscheinlicher, daß ja auch der Wettersteinkalk selbst hier in ähnlicher Weise umgeformt ist (siehe S. 151). — Die nördlichste Spur der Mergel befindet sich an der Wildfährte, wo sie das Band bilden, auf dem der oberste Abschnitt des Steiges verläuft (sie wurden hier anscheinend — Lichtenecker, 1928, — mit Werfener Schichten verwechselt). — Zu bemerken ist übrigens, daß die Kalkhänke, welche die einzelnen Mergelbänder am Altenberger Steig usw. trennen, sich vom normalen Wettersteinkalk in ihrem Aussehen z. T. nicht unerheblich entfernen, sie werden lilagrau, z. T. dünn-schichtig und nähern sich dem Typus des Reiflinger Kalkes. Leider gelang es weder in ihnen noch in den Mergeln Fossilien zu finden, welche über die Entstehungsweise dieser interessanten, faziellen Abweichung näheren Aufschluß geben könnten.

Eine andere sehr bemerkenswerte Einlagerung im Wettersteinkalk ist die „Grüne Schicht“, welche sich vom Großen Fuchsloch um die Heukuppe herum bis zum Altenberger Steig (hier allerdings nur noch in Spuren) verfolgen läßt, im Hangenden der obersten Mergellage. Sie besteht aus dichtem bis feinstsandigem Material von etwas über Glashärte,<sup>2)</sup> eigentümlich mattem, öligem Glanz und blaßgrünlicher Farbe, vielfach in regelmäßigem Wechsel

<sup>1)</sup> Ausscheidung auf der Karte weitgehend schematisiert!

<sup>2)</sup> „Kieselig“, wie in der Literatur öfters zu lesen, scheint es mir nach der Härte nicht zu sein.

mit etwas dunkleren, olivgrünen Lagen. Gehalt an kohlensaurem Kalk ist oft nicht nachweisbar, doch findet sich auch Wechsellagerung mit kalkigen Lagen. — Leider scheitert die Untersuchung im Dünnschliff an der außerordentlichen Feinheit, die keinerlei Bestimmungen mehr zuläßt; das Aussehen ist mit dem eines Mikrofelsits zu vergleichen, mit eingestreuten, unregelmäßigen Fetzen von hellem Glimmer, von zirka 0.1 mm Länge bis hinab zur Grenze der Sichtbarkeit; außerdem in den dunkleren Lagen — wo der Glimmer mehr zurücktritt —, dunklere Flecken, ebenfalls bis 0.1 mm Durchmesser; sie bestehen im vorliegenden Zustand wesentlich aus Fe-Hydroxyd, woraus nur zu entnehmen ist, daß es sich ursprünglich um ein relativ eisenreiches Mineral handeln muß.<sup>1)</sup> — Die maximale Mächtigkeit dieser grünen Schicht beträgt zirka 3—4 m. Sie tritt auch auf der N-Seite der Rax zwischen Singerin und Reithof, an der Straße N der Hanfbrücke wieder auf, wo sie insbesondere der Stollen der Wiener Wasserleitung angefahren hat [Geyer, 1889; Bittner, 1893 (b), S. 323; Spengler, 1931 (b), S. 516] — hier jedoch im Liegenden des S. 144 besprochenen Reiflinger Kalkes. — Eine naheliegende Deutung dieser „Grünen Schicht“ ist die als vulkanische Einstreuung, analog der südalpiner Pietra verde, an welche der Gesteinscharakter einigermaßen erinnert.<sup>2)</sup> Der Gedanke, daß es sich sogar um die gleichen Eruptionen handelte, die Aschen etwa von Predazzo bis in die Nordalpen verstreut hätten, erscheint gar nicht unmöglich (vgl. Hummel, 1932, S. 434 f.); wissen wir doch, daß z. B. die großen chilenischen Ausbrüche vom Frühjahr 1932 Aschen in sehr merklicher Menge bis in eine Entfernung niederfallen ließen, gleich der vom Vesuv bis Schweden; wir brauchten uns also auch nicht zu scheuen, zwischen Predazzo und die Rax noch einen ansehnlichen Betrag tektonischer Verkürzung einzuschalten. Leider fehlt es bisher an einer Möglichkeit, die ange deutete Arbeitshypothese zu prüfen.

Die „Grüne Schicht“ ist schon von Geyer (1889, S. 742, u. a.: „Rascherhorizont“; worunter jedoch auch andre Bildungen z. T. verstanden werden) und neuerdings von Spengler [1926 (b), 1931 (c)] im Hochschwabgebiet und am Schneeberg nachgewiesen worden. In Spuren gefunden habe ich sie auch am Kampf an der Schneecalpe. Schon länger bekannt ist sie ferner am S-Abfall des Steinernen Meeres (Bittner, 1884) sowie im Karwendelgebirge. Letzteres Vorkommen ist besonders wichtig, da es J. Pia dort gelang, ihr Alter durch Diploporenfunde als oberstanisisch festzulegen (laut mündlicher Mitteilung). Falls sie überall gleichalt — und gerade wenn die obige Arbeitshypothese zutrifft, wäre das anzunehmen —, wäre damit ein ausgezeichnetes Mittel gegeben, um den Wettersteinkalk in einen anisischen und einen ladinischen Anteil zu zerlegen (siehe unten). Die „Grüne Schicht“ würde dann wohl den ältesten der südalpiner Eruptionen entsprechen, die ja um die Grenze von Anis und Ladin stattgefunden haben; vgl. Hummel, a. a. O.

<sup>1)</sup> E. Lahn (1930, S. 6) erwähnt aus der „Grünen Schicht“ von den Raxenmäuern vereinzelte Diploporen. Es ist im höchsten Grade bedauerlich, daß er keine näheren Bestimmungen derselben gibt. Mir ist es nicht geglückt, dort irgendeine Spur von Fossilien zu finden.

<sup>2)</sup> Engere Beziehungen zu den von Ampferer (1930) entdeckten basischen Eruptionen des obersten Lechtals sind nicht ersichtlich; diese gehen auch z. T. bis in jüngere (karnische) Schichten hinauf.

Sonst finden sich gelegentlich noch — jedoch stets nur in ganz geringer, nicht kartierbarer Ausdehnung — dunkelrote, tonig-eisenschüssige Einlagerungen, wohl primärer Natur; denn mancherorts scheint ohne Zwang wirklich keine andere Deutung möglich, weder die als jungtertiäre Terra rossa noch als tektonische Bildung (siehe unten); so z. B. am Bismarcksteig oder an der Brandschneid bei etwa 1100 m. An letztgenannter Stelle tritt inmitten ungeschichteten Kalkes plötzlich horizontale Bankung auf, und inmitten der gehaukten Partie erscheint eine Kalkbreccie mit dunkelrotem Bindemittel, etwa 3—4 m mächtig; seitlich keilt sie sehr bald aus, es handelt sich nur um eine Linse. Ihre Entstehung ist allerdings nur schwer zu deuten, wenn man nicht Einschwemmung von einem benachbarten Festland (vgl. Leuchs, 1932, S. 109 f.) zu Hilfe nimmt.

Häufiger treten ganz ähnliche Bildungen: Breccien mit tonig-eisenschüssigem Bindemittel, übergehend in dunkelrote Tone an Verwerfungen im Wettersteinkalk auf. So ist das Gaisloch durch das Herauswittern eines solchen Gesteinskörpers entstanden; wenig unterhalb sieht man den roten Ton, verbunden mit feiner Dolomitbreccie, noch am Weg anstehen. Kleinere Vorkommen ähnlicher Art sind längs der Höllentalstraße an vielen Stellen durch die Verbreiterungsarbeiten aufgeschlossen worden (z. B. knapp unter- und oberhalb Kaiserbrunn). Wesentlich bedeutender ist wieder jenes im Steinbruch bei der Windbrücke (Hirschwang). Die ausgedehnten, auffallend rot gefärbten Gesteinspartien dort bestehen aus zerrüttetem Wettersteinkalk; in dem Teil des Bruchs N von dem gegen das Höllental vorspringenden Felskamm läuft aber auch eine 1—2 m mächtige Lage von dunkelrotem, z. T. auch schmutziggrünem Ton steil N-fallend hindurch. — Die Herkunft des Tons wie des Eisens ist in diesen Fällen einigermaßen rätselhaft. Ich hatte an Einschleppung von Verwitterungsprodukten, sei es der Gosau, sei es der jungtertiären Landfläche, gedacht; in beiden Fällen könnte man bauxitischen Charakter des Tons erwarten. Ich ließ daher eine Probe von Hirschwang durch Dr. O. Hackl chemisch prüfen. Das Ergebnis war:

SiO <sub>2</sub> .....	24.97%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	12.22%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	9.10%
Glühverlust .....	23.20% (Wasser mit viel Kohlensäure).

Der nicht bestimmte Rest — rund 20.5% — ist jedenfalls größtenteils Kalk in Form von Karbonat; wenn dieses auch feinen, beigemengten Splitterchen des benachbarten Kalkes entstammen kann, so ist doch auch der Kieselsäuregehalt für Bauxit viel zu groß. Die angedeutete Herkunft bleibt damit unkontrollierbar.

Noch problematischer ist die Deutung dünngeschichteter, roter Kalke, die auf manchen Verwerfungen im Wettersteinkalk stecken. So am (aufgelassenen) Steig über die „Rote Erde“, der ein Stück weit einer Rinne folgt, in der ein solcher Kalk mit senkrechter Schichtung (parallel zu den Klüftwänden) steckt; ebenso am Teufelsbadstubensteig, kurz bevor man den Plateaurand erreicht. Hier liegt die Schichtung flach. Am gleichen Steig, an der horizontalen Strecke unterhalb der Teufelsbadstube, steckt ebenfalls auf der Verwerfung ein bläulichgrauer, gelbbraun verwitterter Kalk, stark sandig und ungeschichtet. Es ist schwer anzunehmen, daß diese Gesteine erst durch die Bewegung auf den Verwerfungen ihre bezeichnenden Eigenschaften erhalten hätten; viel lieber würde man in ihnen eingeschleppte Fetzen höherer oder tieferer Schichten sehen. Aber solche sind unbekannt! Denn die roten Kalke des Lias z. B. sehen ganz anders aus. Es liegt hier ein Rätsel vor, dessen Lösung nur von der Zukunft erhofft werden kann.

Auch an der Überschiebungsfäche, welche die NW-Seite der Rax umzieht (vgl. S. 165f.) ist der Wettersteinkalk in Breccien mit rotem eisenschüssigem Bindemittel verwandelt. Solche sind z. B. aufgeschlossen an der Basis der Scheibwaldmauer an verschiedenen Stellen, oder unter der Engleitner Mauer. Die Herkunft des färbenden Eisens ist hier geradeso Problem wie oben; fest steht nur, daß es aus dem Wettersteinkalk selbst nicht wohl stammen kann.

Eine tektonische Umformung ganz anderer Art hat der Wettersteinkalk an der Basis der Kahlmauer erfahren: hier ist er zu einem ausgesprochenen Bändermarmor geworden. Die Korngröße ist zwar nicht gewachsen gegenüber der auch normalerweise schon öfters vorkommenden (vgl. oben); ganz fremdartig aber ist die feine Bänderung in einige Millimeter bis etwa 1 cm mächtigen Lagen von verschiedener (weißer, grauer, gelblicher, rötlicher) Färbung, die oft wieder noch feiner unterteilt sind. Sie gehen parallel der — hier deutlich ausgeprägten — Schichtung und ebenso parallel der Überschiebung der von der Gupfmulde herüberziehenden Werfener Schichten (vgl. S. 165). Auch in deren südlicher Verlängerung, am Gamsecker Steig, findet sich Ähnliches. Es handelt sich da um eine ausgesprochene „Dislokationsmetamorphose“, wie sie in den Kalkalpen nur selten zu beobachten ist.

Zum Schlusse noch die Altersfrage: Es war bereits wiederholt die Rede davon, daß im Wettersteinkalk ein anisischer und ein ladinischer Anteil enthalten ist. Durch Fossilien belegt ist — wegen einer Ausnahme vgl. S. 145 — allerdings nur das letztere; aber tatsächlich meidet die leitende ladinische Alge, *Teutloporella herculea*, die tieferen Teile des Wettersteinkalkes in den S-, W- und NW-Ahfallen des Raxplateaus vollständig; wenn sie im Höllental bis an die Basis hinabgeht, so beruht dies auf der Lagerung (vgl. S. 171f.) — die anisische Obergrenze liegt dort tiefer! An der Heukuppe und W der Singerin dürfte sie durch die „Grüne Schicht“ gegeben sein; anderwärts aber läßt sie sich kaum einigermaßen genau bestimmen. Dies ist der Grund, weshalb ich lieber darauf verzichte, für den anisischen Anteil des Wettersteinkalkes einen eigenen Lokalnamen (Steinalmkalk, Pia, 1923) zu gebrauchen.

Auch die Frage nach dem Altersumfang dieses anisischen Anteils läßt sich vorläufig nicht entscheiden; reicht der Wettersteinkalk, bzw. -dolomit nur bis ins Oberanis oder greift er gelegentlich auch tiefer hinab? Die sehr veränderliche Mächtigkeit des Gutensteiner Kalkes sowie der gelegentlich wirklich zu beobachtende Übergang desselben in lichten Kalk machen immerhin die Antwort im letzteren Sinne nicht unwahrscheinlich.

•Eine Frage von nur noch historischem Interesse ist die der Vertretung des Nors in den lichten Kalken der Rax. Bittner sprach dieselben bekanntlich als Dachsteinkalk an (1882, 1890, 1891); später (1892, S. 28—35) kam er zwar zu einem skeptischen Ergebnis bezüglich der Altersbestimmung der von ihm beschriebenen Brachiopoden, 1893 (a) jedoch hielt er es für „definitiv festgestellt“ — nach dem Fund karnischer Fossilien am Kuh-schneeberg —, daß die Hauptmasse der oberen Kalke von Rax und Schneeberg Dachsteinkalk sei. Auch Geyer gab 1903 seine frühere abweichende Ansicht auf. Tatsächlich mußte die Analogie mit der Schichtfolge Ramsadolomit-Dachsteinkalk in den ost-alpinen Plateaugebirgen vom Leoganger Steinberg bis zum Gesäuse zu verlockend scheinen (solange man wenigstens die Stellen der Rax mit mächtig entwickeltem „Unteren“, d. h. Wettersteindolomit — vor allem die meistbegangene S-Seite! — als maßgebend ansah!); und so sind Kober und noch Ampferer<sup>1)</sup> (1918) von jener Auffassung beeinflusst. Spengler konnte sodann im Hochschwabgebiet den größeren Teil der lichten Plateau-

<sup>1)</sup> Der sich allerdings über das Alter seines „Brecciendolomits“ und „lichten Kalkes“ nicht näher äußert.

kalke dem Ladin zuweisen (1920); und Pia hat (1920, S. 180), gestützt auf diesen ihm bereits bekannten Befund und das häufige Vorkommen von *Teutlop. herculea* an der Rax, für hier etwas Ähnliches erwartet und später (1925) mit voller Sicherheit ausgesprochen; wie ich seinen mündlichen Mitteilungen entnehme, vermutete er im obersten Mergelzug am Altenberger Steig den trennenden karnischen Horizont. Die Auffindung der „Grünen Schicht“ dortselbst hat diese Vermutung widerlegt; und es läßt das Vorkommen von *Teutlop. herculea* auch in den höchsten Teilen der Rax sowie die vollständige Abwesenheit der für Dachsteinkalk charakteristischen Fossilien (Megalodonten, die z. B. an der benachbarten Schneecalpe reichlich vorkommen) für eine Vertretung des Nors keinen Raum mehr übrig. Wir kommen also zurück auf die ältere Auffassung Geyers (1889), der an der Rax nur Wettersteinkalk<sup>1)</sup> kennt.

### f) Karnische Stufe.

Nur an wenigen Stellen der Rax kommen karnische Schichten vor: auf der O-Seite des Reißtales unter der Scheibwaldmauer und am Fuß der Felswände südlich Oberhof-Reithof. Beiderorts setzen sie über das Naßwalder Tal hinweg und erreichen in der Gegend Rauchkogel—Kotgraben—Heufuß größere Ausdehnung.

Es sind drei Glieder zu unterscheiden:

α) Reingrabener Schiefer (und Lunzer Sandstein — der kaum eine Rolle spielt).

Lithologische Beschreibung siehe Erläuterungen. — Sie waren auf der O-Seite des Reißtales schon Bittner (1882, S. 110) und Geyer (1889, S. 681) bekannt — diesem ungefähr in ihrer tatsächlichen Ausdehnung; doch sind die Verhältnisse komplizierter als er annahm, da sich die Schichten tektonisch wiederholen (vgl. Taf. VII). An dem Jagdsteig,<sup>2)</sup> O Binderwirt, fanden darin Bittner und Geyer

*Halobia rugosa*,

ein bezeichnendes karnisches Fossil, das auch heute noch dort vorkommt.

Weiter N, am Simonriegel und Schönriegel, enthalten die Reingrabener Schiefer eine auffallende Einlagerung: eine feine Breccie, aus einige Millimeter bis höchstens 1—2 cm großen Bröckchen dunklen, hell anwitternden Kalks — offenbar der liegenden, gleich zu erwähnenden Kalklage entstammend; auch abgerollte Fossilbruchstücke — Korallen, Spongien finden sich darin; endlich nicht selten bis etwa zentimeterlange Fragmente von Krinoidenstielen, welche von Dr. O. Kühn als

*Isocrinus tirolensis* Laube

bestimmt werden konnten. Es ist dies eine Spezies, welche bisher aus den Cassianer Schichten Südtirols und des Bakony bekannt ist. — Das dunkle, tonige Bindemittel bildet oft nur Klüfte zwischen den Kalkstückchen. Diese Breccien<sup>3)</sup> bilden offenbar — gefunden sind nur Lesesteine — einige Zentimeter bis höchstens Dezimeter mächtige Lagen im unteren Teile des Reingrabener Schiefers.

<sup>1)</sup> Bzw. Hallstätter Kalk — einen Namen, durch den man sich nicht beirren lassen darf, da ihn Geyer für altersgleich mit dem Wettersteinkalk hält, ja beide Namen manchmal fast als Synonyme verwendet, entsprechend einer seit Hauer (1853) eingebürgerten, seither als irrig erwiesenen Ansicht.

<sup>2)</sup> Bei Geyer Kaisersteig; der heutige markierte Kaisersteig befindet sich weiter S!

<sup>3)</sup> Sie sind von mehr als nur lokaler Bedeutung; ich fand Ähnliches wiederholt in der Gegend zwischen Gußwerk und Niederalpl, auch dort mit den gleichen Krinoiden.

Neu aufgefunden sind die Vorkommen von Reingrabener Schiefen auf der O-Seite des Rauchkogels N Hinter-Naßwald. Hier trifft man sie an dem (auf der Karte zu hoch eingetragenen) Jagdsteig auf der S-Seite des Steindriegels bei zirka 850 m; ferner auf dem Steindriegel selbst bei etwa 950 m auf einem kleinen Sattel, den ein höherer Jagdsteig quert; längs diesem sind sie ein Stück weit zu verfolgen. Sie liegen hier auf Wettersteindolomit und werden von Gutensteiner Kalk überschoben.

Die weiteren Vorkommen im Gebiete des Kaltwassergrabens sind Spengler bereits bekannt (vgl. Blatt Schneeberg—St. Ägyd). Besonders bemerkenswert ist hier das Profil (vgl. Fig. 11 auf Taf. VII) auf dem Sporn zwischen den beiden Ästen des Lamergrabens;<sup>1)</sup> über normalem Wettersteindolomit folgen typische Reingrabener Schiefer, 6—8 m; sodann grauer, feinkörniger Sandstein, kaum mehr als 1 m, endlich dunkler, stark bituminöser Opponitzer Dolomit, der weiterhin in Hauptdolomit übergeht. — Der Sandstein ist wohl aufzufassen als letzte Spur des weiter N weit verbreiteten, gegen S verschwindenden Lunzer Sandsteins! Auch weiter W gegen den Kaltwassergraben findet er sich in Spuren.

Die Mächtigkeit der Reingrabener Schiefer schwankt stark von einem Profil zum andern; daß daran die Tektonik nicht unbeteiligt ist, besteht dringender Verdacht. Das Maximum mit etwa 30 m dürfte am Simonriegel vorhanden sein.

#### β) Mürltaler Kalke, bzw. Mergel.

So bezeichne ich mit Spengler (1925) dunkelgraue bis schwarze Kalke bis Mergelkalke, die einem Teil von Geyers „Zlambachschiechten“ und „Oheren Hallstätter Kalken“ entsprechen. Die dichten, ziemlich reinen Kalke wittern viel heller, gelblich bis bläulichgrau an; charakteristisch sind die häufig vorhandenen Konkretionen von schwarzem Hornstein, die von regelmäßigen, rundlichen Knollenformen bis zu bizarrem Gekröse gehen. Mitunter glaubt man undeutliche, organische Formen an ihnen zu erkennen, ohne daß sich diese jedoch sicher erfassen ließen. Aber auch sichere organische Reste sind — wenigstens auf der O-Seite des Reißtales — gar nicht selten, allerdings im allgemeinen sehr schlecht — als Steinkerne ohne Abdruck — erhalten, so daß es Dr. O. Kühn nicht möglich war, auch nur eine Art sicher zu bestimmen. Es liegen vor:

*Thecosmilia* sp.,

*Montlivaultia* sp.,

ferner unbestimmbare Spongien, Brachiopoden, Gastropoden, ein kleiner Ammonit.

Die Mehrzahl der gefundenen Stücke stammt aus losem Material im Wassergraben und vom Simonriegel, sowohl aus den höheren Kalkzügen als auch aus der vielleicht 4—6 m mächtigen Kalklage, die dort (und auf einer großen Strecke des Reißtaler Vorkommens überhaupt) unmittelbar über dem Wettersteindolomit und unter den Reingrabener Schiefen liegt. Diese Kalklage zeichnet sich dadurch aus, daß hier auch sonst fehlende Gesteinstypen auftreten: nämlich hell anwitternde oolithische Kalke und — anscheinend

<sup>1)</sup> Die Terrainzeichnung auf allen topographischen Karten ist hier so mangelhaft, daß sich die wirkliche Bodengestaltung daraus kaum erraten läßt.

daraus hervorgehend — Lumachellen. Sie scheinen in dünnen Lagen mit den normalen, dichten Kalken zu wechseln; mehr lassen die ungenügenden Aufschlüsse nicht erkennen. — Die Hauptmasse der Kalke liegt indessen in den Reißtaler Profilen im Hangenden der Reingrabener Schiefer; hier erreichen sie etwa 30—40 m Mächtigkeit.

Die Kalke können allmählich übergehen in Mergel. Beschreibung siehe Erläuterungen. — Hornsteinknollen fehlen ihnen, ebenso bis jetzt sichere Fossilreste. — Im Reißtal sind sie nur andeutungsweise mit den Mürztaler Kalken verknüpft; dagegen sind sie typisch entwickelt bei Vorder-Naßwald (anstehende Aufschlüsse in Bachanrissen SO vom Oberhof sowie an der Straße beim Haus vor Eintritt in die Saurüsselklamm); ebenso auf der N-Seite der Vogelkirche, östlich vom Heufuß, wo sie mit Hallstätter Kalk verschuppt, ansehnliche Mächtigkeit (50—100 m) erreichen. Verknüpfung mit Reingrabener Schiefer ist hier nicht beobachtet; doch handelt es sich da überall um tektonisch umgrenzte Fragmente.

#### γ) Opponitzer Kalk (und Dolomit).

Beschreibung siehe Erläuterungen. — Kommt an der Rax selbst nicht vor, dagegen auf der NO-Seite des Rauchkogels [Bittner, 1893 (a)], an die 100 m mächtig und von dort in den Kaltwasser- und Lamergraben weiterziehend; hier befindet er sich ganz regelmäßig im Hangenden der Reingrabener Schiefer. Er scheint die Mürztaler Kalke (wenigstens teilweise) faziell zu vertreten, da er nirgends in einem Profil mit ihnen vorkommt. Eine Ausnahme bildet vielleicht der Sporn zwischen Naßwälder und Großbodental östlich Oberhof, an welchem zu unterst ein dunkelgrauer Dolomit ansteht, der nach seiner lithologischen Beschaffenheit am ehesten Opponitzer sein könnte, doch fehlen sichere Beweise. Überlagert wird er von Mürztaler Mergeln, die gegen oben ohne scharfe Grenze in Hallstätter Kalk übergehen. Hier liegt also möglicherweise ein Profil aus der Zone des Faziesüberganges vor.

#### g) Nor.

##### α) Norischer Hallstätter Kalk.

Solcher findet sich mit Sicherheit nur in der Umgebung von Naßwald, auf der S-Seite des Nagelgrabens sowie in der westlichen Fortsetzung (Reitalm- und Oberbofmäuer) und auf der S-Seite des Großbodens. Auch einige kleinere Schollen in der Fortsetzung gegen W (Luxriegel, Finkgraben)<sup>1)</sup> sowie beim Heufuß und östlich der Wallneralm rechne ich hierher. Das Alter der auf der Karte vermutungsweise ebenfalls als Hallstätter eingetragenen Kalke des Schneecalplateaus (Ameisbühl, Dürrkogel) ist noch nicht endgültig geklärt. Wegen des mehrfach behaupteten Vorkommens von Hallstätter Kalken in anderen Teilen des Gebiets: S-Seite der Rax, Reißtal, Naßwand usw. vgl. S. 143, 162 n. a.

Die Hallstätter Kalke von Naßwald sind graue, öfters ins bräunliche spielende, ausnahmsweise auch rötliche oder rot geaderte Kalke, meist dicht und vollkommen massig; nur nahe der Liegendgrenze können sie dünn geschichtet sein (Sporn westlich Oberhof), was wohl mit einem Übergang in die liegenden Mürztaler Mergel zusammenhängt. In der Anwitterung

<sup>1)</sup> Vielleicht entsprechend dem „Geschichteten Dachsteinkalk“, welcher auf Blatt Schneeberg—St. Ägyd hier eingetragen ist.

unterscheiden sie sich nicht vom Wettersteinkalk und sind auch im Handstück oft nicht zu unterscheiden; sie bilden auch recht ansehnliche, schroffe Felspartien. Die Mächtigkeit ist nicht unbedeutend: bis über 200 m in den Reithofmauern.

Das norische Alter dieser Kalke geht hervor aus den seinerzeit von Bittner [1893 (b)] gefundenen Fossilien:

- Halobia distincta* Mojs.,
- Halobia* div. sp.,
- Spiriferina* aff. *halobiarum* Bittn.,
- Rhynchonella* cf. *annexa* Bittn.,
- Aulacothyrus* sp.,

dazu kommen nicht näher bestimmhare Arcesten aus der Gruppe der Intuslabiaten und Orthoceren (Geyer, 1889, S. 666). Auch die mehrfach — Sonnleite, Heufuß, S Großboden — zu beobachtende Unterlagerung durch Mürztaler Mergel steht damit im Einklang; streng heweisend ist sie allerdings nicht, da sämtliche Vorkommen in einer heftig geschuppten Zone liegen und tatsächlich z. B. S Oberhof der Mürztaler Mergel über dem Hallstätter Kalk liegt. (Das ist jedoch tektonisch zu erklären!)

### β) Hauptdolomit.

Beschreibung siehe Erläuterungen. — Vom Wettersteindolomit schwer unterscheidbar, die besser hervortretende Schichtung des Hauptdolomits ist kein durchgreifendes Kennzeichen; mehr bräunliche Färbung wie in anderen Gebieten konnte ich überhaupt nicht beobachten. Bei kleinen und tektonisch isolierten Vorkommen muß daher die Zugehörigkeit manchmal offen bleiben; in der Karte sind solche zweifelhafte Fälle jeweils nach der größeren Wahrscheinlichkeit behandelt.

Wie aus der Lagerung über dem Opponitzer Kalk und aus Analogien mit anderen Gegenden hervorgeht (Fossilien fehlen), ist der Hauptdolomit ebenfalls norisch: ein zeitliches Äquivalent des Hallstätter Kalks. Aber auch diesen sieht man mitunter (S Oberhof—Nagelegraben) gegen oben in Dolomit übergehen, der auf der Karte ebenso wie der Hauptdolomit bezeichnet ist.

### h) Rhät?

Fossilführende Kössener Schichten des Rhät sind durch Geyer (1889, S. 663) aus dem Gebiete des Mitterherges, hart N vom Rande unserer Karte, bekanntgeworden. Ich fand nur dunkle, fossilleere Mergel, schlecht abgeschlossen, im Gebiete des Finkgrabens, welche möglicherweise dahin gehören könnten. Doch läßt die petrographische Beschaffenheit auch die Deutung als Mürztaler Mergel zu; und die Lagerung — über Hallstätter Kalk — beweist in einer so verschuppten Gegend wenig. Ich habe sie auf der Karte zum Mürztaler Mergel gezogen, möchte aber ausdrücklich auf die hier angedeutete andere Möglichkeit hinweisen.

### 2. Lias.

Ebenfalls nur in der Gegend Luxriegel—Finkgraben finden sich dunkelrote, dichte Kalke, z. T. etwas flaserig; kleine Spatsplitterchen sind darin nicht selten, auch ein nicht näher bestimmbares Bruchstück eines Belemniten

wurde gefunden. Auch rote Krinoidenkalke kommen vor, wenn auch weit seltener.

Diese Gesteine liegen unmittelbar über dem tiefsten der Hallstätter Kalkzüge dieser Gegend und scheinen von Werfener Schichten (tektonisch) überdeckt zu werden. Ihre Mächtigkeit scheint kaum viel über 1 m hinauszugehen.

Offenbar liegt hier eine bisher unbekannte südöstliche Fortsetzung der Liaskalke um den Mitterberg vor, in welchem schon Geyer (1889, S. 662) eine Brachiopodenfauna des Lias  $\beta$  gesammelt hat.

Bildungen des höheren Jura sowie der Unterkreide fehlen.

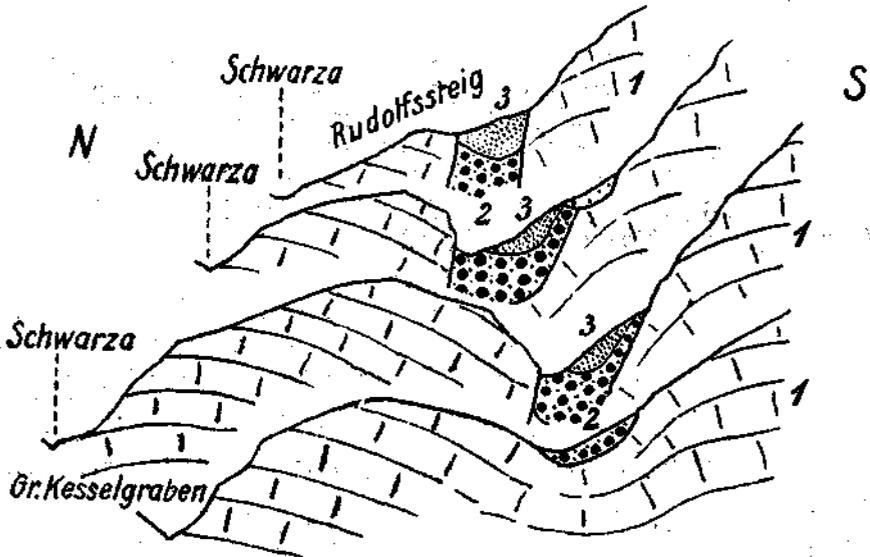


Fig. 1. Profile durch die Höllentalgossau, zirka 1:10.000.

1 Wettersteinkalk; 2 Gosaukonglomerat (und Kalk); 3 Gosausandstein.

### 3. Gosauseichten (Oberkreide).

Solche sind an der Rax und auch im weiteren Kartengebiet nur an wenigen räumlich eng umgrenzten Stellen vorhanden.

a) Kleines Höllental—Rudolfssteig. Hier sind zwei ganz verschieden ausgebildete Abteilungen vertreten; die untere besteht aus einem Basis-konglomerat mit vorwiegend Geröllen heller Triaskalke, daneben aber auch von Werfener Schieferen, von schwarzem und rotem Hornstein — Gesteinen also, die jetzt in der Umgebung z. T. nicht mehr vorkommen. Exotische, kristalline Gerölle fehlen indessen. Die Mehrzahl der meist deutlich gerundeten Gerölle ist tauben- bis hühnereigroß, doch gibt es auch wesentlich größere und andererseits auch Stellen, wo das Konglomerat in feine Breccie übergeht mit höchstens einige Millimeter großen Bröckchen. Das Bindemittel ist stark eisenschüssig und tritt gewöhnlich stark zurück, wo es mehr hervortritt, wird ein rötlicher Kalk daraus.

Die obere Abteilung ist ein mürber, graubrauner Sandstein bis sandiger Mergel von sehr feinem Korn; feinste Quarzkörnchen und gelegentlich Glimmer-

blättchen sind darin zu erkennen sowie — bei Prüfung mit Salzsäure — starker Kalkgehalt. Häufig enthält er verkohltes Pflanzenhäkssel und ebenfalls nicht selten schneeweiße Molluskenschalen von leider meist schlechter Erhaltung. Herr Dr. O. Kühn konnte bestimmen:

*Gryphaea vesicularis* Lam.,

*Cucullaea austriaca* Zitt.,

*Actinacis* sp.,

Dazu kommt ein von Geyer (1899, S. 687) gefundenes

*Dentalium* sp.;

ferner unbestimmbare Gastropoden.

Während am Rudolfsteig, wo sie schon Geyer kannte, fast nur die Mergel zu sehen sind (gegenwärtig übrigens sehr schlecht, wegen frischer Holzschlägerung), gewinnen im Kleinen Höllental die Konglomerate größere Ausdehnung (Lahn, 1931); dort ist auch klar zu sehen, daß sie die Mergel unterteufen (vgl. die Profile Fig. 1).

β) Studierkogel—Schliefering. Am Sattel N des Studierkogels und in der östlichen Fortsetzung auf der flachen Schulter S vom Worte „Schliefering“ der Karte treten ebenfalls mürbe, braune Sandsteine auf [Spengler, 1931 (c)]; leider sind die Aufschlüsse sehr mangelhaft (Fig. 5, S. 169).

γ) Ein drittes, winziges, aber sehr interessantes Vorkommen fand ich im Naßwalder Tal, auf dem Rücken unter der Engleitner Mauer. Wenige Meter unter dieser Wettersteinkalkwand liegen Blöcke herum einerseits von Werfener Rauhwacke, andererseits von feinem, gelbem Quarzsandstein von geringer Festigkeit (Fig. 4, die wegen der mangelhaften Aufschlüsse nur unzureichend erkennbare Lagerung ist dort hypothetisch dargestellt!). Letzterer kann schwerlich etwas anderes sein als Gosau; Fossilien wurden freilich nicht gefunden. — Wegen der Deutung der für die geologische Geschichte sehr wichtigen Stelle vgl. S. 167f.

δ) Endlich verdanke ich Herrn Hofrat G. Geyer die Kenntnis eines weiteren, allerdings problematischen Vorkommens auf dem Raxplateau selbst. Derselbe brachte mir vom Holzknechtsteig auf der N-Seite der Preiner Wand Stücke mit von einem gelben, feinsandigen Kalk bis kalkigen Sandstein, dessen lithologischer Charakter am ehesten für Gosau spricht (Raibler Schichten, an die man auch denken könnte, sind aus den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen in ähnlicher Ausbildung nicht bekannt). Selbst wiederfinden konnte ich das Vorkommen nicht; es handelt sich jedenfalls nur um einzelne lose herumliegende Stücke.

Weitere Vorkommen des Kartenbereichs außerhalb der Rax:

α) Auf der N-Seite der Vogelkirche, S Wallneralm klehen Gosaukonglomerate und -breccien auf dem Gehänge in etwas größerer Ausdehnung als Spenglers Karte (Blatt Schneeberg—St. Ägyd) angibt; sie reichen bis auf den Kamm selbst (Fig. 11). Sie liegen auf Wettersteindolomit (Tektonik siehe S. 170 f.). Sie bestehen aus hellen (vornehmlich wohl Wetterstein-) Kalkbrocken in rotem Bindemittel; Verwechslung mit tektonisch zerrüttetem Wettersteinkalk ist dadurch ausgeschlossen, daß mitunter sehr regelmäßige, wohlgerundete Gerölle darin zu finden sind.

c) Am Sattel N Schwarzkogel (W Weichtal, Schneeberggebiet) tritt Gosau genau in der Fortsetzung der unter  $\beta$  erwähnten Aufschlüsse auf [Spengler, 1931 (c), S. 74], aber viel mächtiger, reicher entwickelt und besser aufgeschlossen: es sind hier wieder Konglomerate — auf der S-Seite (Schwarzkogel) ohne scharfe Grenze aus dem Wettersteinkalk hervorgehend —, welche feine Sandsteine als Kern einer steilen Synklinale beiderseits einschließen; im N-Flügel wechsellagern die Gesteine teilweise. Ihre Ausbildung ist ähnlich wie im Kleinen Hölletal ( $\alpha$ ). — Das tiefere Vorkommen auf Spenglers Karte scheint mir nicht anzustehen, sondern nur auf Grund von oben abgestürzter Blöcke eingetragen zu sein.

$\eta$ ) Am Prettschacher (Fig. 7, S. 174) ist die Gosau durch Ampferer (1918, S. 8) bekannt geworden. Sie beginnt auf der S- und W-Seite mit grobem Konglomerat von wechselnder Mächtigkeit (6—20 m), das sich durch die rötliche Farbe gut vom liegenden Wettersteinkalk abhebt. Einzelne bis kubikzentimetergroße eckige Blöcke des letzteren schwimmen im Konglomerat. Gegen oben geht dieses über in rötliche und gelbe Kalke, zuerst dünn-schichtig, etwas wulstig-knollig, nach oben immer massiger. Auf der O-Seite im Krummbachgraben liegen schon an der Basis solche Kalke, jedoch breccios durch Gehalt an kleinen grauen und weißen Kalksplittern (Auflagerung auf die Trias ist hier allerdings nicht sichtbar). — Weiter aufwärts wiederholt sich das Konglomerat nochmals (S unter Prettschacher Gipfel). Weiter gegen den Sattel wird der Kalk sehr unrein, grau und bräunlich; auch graue Mergel scheinen vorzukommen, lassen sich aber in dem mangelhaft aufgeschlossenem Waldgelände nicht genau abtrennen. — In der Nähe des Steiges wurde (beim Fossilzeichen der Karte) eine Koralle gefunden, die Herr Dr. O. Kühn als

*Cyclolites undulata* Goldf.

bestimmt hat.

$\delta$ ) Am Feuchterberg fand ich ein neues, kleines Vorkommen auf der S-Seite — wohl das westlichste Relikt des von Ampferer bis zur Eng verfolgten „südlichen Gosauzuges“. Am Gehänge oberhalb von Haaberg liegt, an einem bei etwas über 700 m querenden Jagdsteig gut aufgeschlossen, Konglomerat bis Breccie von sehr wechselnder Trümmergröße; oft sind kopfgroße Kalkbrocken in ganz feinklastische Massen eingebettet. Neben Kalkmaterial sind darin sehr reichlich Stückchen von Werfener Schichten — die z. T. ja das unmittelbare Liegende bilden; außerdem fand ich ein einzelnes Gerölle eines schwarzgrauen, feinblättrigen Schiefers wohl aus der Grauwackenzone (Silur?). Nesterweise sehr reichlich sind bis erbsengroße, gut gerollte Quarze. Bemerkenswert ist noch ein einzelnes Gerölle eines bräunlichen, hellgefleckten, fast dichten Kalkes, wie er ganz ähnlich in den Gosauschichten, z. B. der Mariazeller Gegend, verbreitet ist.

#### 4. Jüngerer Tertiär.

Von solchem sind nur rudimentäre Spuren vorhanden: die sogenannten „Augensteinschötter“. Sie sind auf der Rax vor allem durch Götzinger (1915) bekanntgeworden; nach seinen Angaben ist der größte Teil der Fundstellen auf meine Karte übernommen. Das sehr reiche Vorkommen auf dem Schütterboden findet sich erstmalig bei Lahn (1930, S. 8) erwähnt.

Ein neu entdecktes Augensteinvorkommen<sup>1)</sup> fällt aus der Reihe der bisher bekannten heraus; befindet es sich doch nur zirka 150 m über der Sohle des Höllentals, auf dessen NO-Gehänge nicht weit vom Ferdinand-Mayr-Weg. W der Furche, welche den Gutensteiner Kalk der S. 172f. erwähnten kleinen Deckscholle gegen W begrenzt, ist ein Fleck von 3 bis 4 m<sup>2</sup> ganz übersät mit hirsekorn- bis erbsengroßen Quarzgerölchen. Deutung siehe unten!

Auch unter den Augensteinen der Rax s. str. überwiegen bei weitem Quarzgerölle, weiß bis (sekundär) gelblich; stets sind sie schön gerollt, z. T. poliert. In der Regel liegt ihr Durchmesser zwischen einigen Millimetern und 2 cm, doch beobachtete Götzinger auch größere (bis 5 cm Länge). Untergeordnet fand er auch gneisartige Gesteine und vereinzelt Phyllit-splitters. Solche, aus Muskowit und mit Quarz — anscheinend Trümmer eines ehemals größeren Gerölles — habe auch ich auf der S-Seite des Hofhalkkogels gefunden.<sup>2)</sup> — Die Augensteine liegen gewöhnlich an Stellen, wo Roterde in größeren Mengen zusammengeschwemmt ist, viel seltener zwischen Gesteinschutt oder auf nackten Felsflächen; nie im Humus, der eine jüngere, vegetative Akkumulation ist (Götzinger, 1915, S. 273).

Oft in Begleitung der Augensteine, gelegentlich auch für sich allein, trifft man Bohnerz; meist nur einige Millimeter lange, glänzend dunkelbraune Körperchen, die aber gelegentlich auch Dimensionen bis zu Halbf Faustgröße erreichen (Götzinger).

Bisher nicht beachtet war dagegen, daß in den Roterdeanhäufungen gelegentlich auch Plättchen von gelb- bis rotbraunen, sehr mürhem, feinsandigem Schiefer vorkommen, selten über 1 cm<sup>2</sup> groß. So vereinzelt auf der N-Seite der Heukuppe; oberhalb der Kahlmäuer am Wildfährtesteig; N vom Ebenfeld; in der Mulde N vom Habsburghaus; verhältnismäßig reichlich am Habersfeld N vom Bißkogel. Unmittelbar vergesellt mit Augensteinen waren sie zwar an keinem dieser Punkte, doch liegen solche z. B. am Ebenfeld ganz in der Nähe. Ich möchte jene Schieferplättchen am ehesten für stark verwitterte und ausgelaugte Werfener ansprechen.

Bezüglich der Deutung der Augensteine können wir über manche der z. T. ziemlich abenteuerlichen älteren Hypothesen heute zur Tagesordnung übergehen (z. B., daß sie durch aufsteigende Thermalwässer aus der Unterlage der Trias heraufgespült oder daß sie durch Vögel verschleppt wären). Auch daß sie Verwitterungsrückstände mesozoischer Konglomerate wären (Machatschek, 1922), ist schwer anzunehmen. In Frage kämen da nur einmal die Prebichlschichten; die sind aber nicht nur gänzlich unbekannt aus den Deckschollen der Rax und ihren Fortsetzungen, sondern sie würden

<sup>1)</sup> Ähnlich bis zu einem gewissen Grade die Funde von Glæßner (1935) im Gebiete der Semmeringtrias (Straße Orthof—Adlitzgraben und Falkensteinhöhle, beides im Bereiche der Raxkartel).

<sup>2)</sup> In der Nachbarschaft des Habsburghauses fand ich einen größeren (zirka 20 cm langen), unregelmäßig geformten Block von Grünschiefer, den ich beim Abschlagen eines Probestückes zertrümmert habe. Das Gestein stimmt (wenigstens makroskopisch) vollkommen überein mit einem in der Gegend des Preiner Gscheids in der Silbersbergerie vorkommenden Typus. Da das Habsburghaus vermittels des Aufzuges vom Preiner Gscheid Proviant und Wasser bezieht, möchte ich annehmen, daß jener Block auf gleichem Wege durch Zufall mit herauf befördert worden ist; daß er mit den Augensteinen — aus denen er durch Gesteinsart wie Größe herausfällt — etwas zu tun hätte, scheint mir sehr unwahrscheinlich.

auch gar nicht lauter so wohlgerundete Quarzgerölle liefern können. Und andererseits die Gosauschichten (Ampferer, 1916, S. 226), die tatsächlich mancherorts ähnliche Quarzgerölle enthalten (Feuchterberg, vgl. S. 158). Im ganzen aber besteht doch ein beträchtlicher Gegensatz zwischen dem Material der Augensteine und dem, welches die Gosaukonglomerate nach vollständiger Auflösung allen Kalkes hinterlassen müßten (vgl. Spengler, 1926, S. 35); rote und schwarze Hornsteine (in der Höllentalgosau wirklich nachgewiesen; S. 156), ferner Quarzporphyre usw. fehlen unter den Augensteinen mindestens des Raxgebiets ganz. Umgekehrt sind gneisartige Gesteine, wie sie Götzingen unter diesen fand, der Gosau fremd, und Phyllite mindestens in der Gosau des Raxgebiets<sup>1)</sup> nicht nachgewiesen.

Es bleibt also nur die seit Götzingen (1913) wohl von der Mehrzahl der Forscher angenommene Deutung als Rückstände von Schotterdecken des jüngeren Tertiärs. Dabei müssen wir eine mehrmalige Umlagerung dieser einst noch über den heutigen Gipfeln („Augensteinlandschaft“; Lichtenecker, 1925) abgesetzten Schotter in Rechnung ziehen — ein Vorgang, der von dem ursprünglichen Schottermaterial schließlich eben nur das Allerwiderstandsfähigste übrig ließ; als Zwischenaufenthalt können wir dabei (Winkler, 1928) Höhlen und Karstschlote betrachten, bei deren Zerstörung die Augengneise erst wieder über das Plateau angestreut wurden. Wie weit die Einschwemmung in unterirdische Höhlengänge führen kann, ersieht man am besten aus der von Tschebull (1889) überlieferten Beobachtung von Goröllen in der Höllentalquelle, die wohl Augensteine gewesen sein dürften (Waagen, 1926, S. 457). Und so werden auch die oben erwähnten Augensteine am Höllentalgehänge auf einem ähnlichen Wege an ihren heutigen Fundpunkt gelangt sein (wobei übrigens vorausgesetzt werden darf, daß auch ihre ursprüngliche Ablagerungsstätte gegenüber den Gipfeln von Schneeberg und Rax tektonisch eingesenkt wurde; vgl. Erläuterungen, S. 47).

Daß das Material der Augensteine aus den Zentralalpen — im weitesten Sinne: einschließlich der Grauwackenzone! — stammt, ist schwerlich zu bezweifeln; denn wo sollte es in den Kalkalpen seine Heimat haben? Um das Herkunftsgebiet näher zu kennzeichnen, ist jenes jedoch zu wenig charakteristisch.

Noch nicht berücksichtigt wurde die Herkunft der Werfener Fragmente. Gleicher Herkunft wie die Augensteine sind sie nicht; dies zeigt der Mangel an Abrollung wie auch das leicht zerstörbare Material. Wohl eher können sie von dem Untergrund stammen, welcher die Schotter vor ihrer Umlagerung trug. Wir kommen damit zur Vorstellung — die mit Folgerungen aus der Tektonik (vgl. S. 183) sehr wohl harmoniert —, daß nicht gar weit über den heute höchsten Kuppen des Raxplateaus ausgedehnte Deckschollen von Werfener Schichten gelegen haben müssen.

Wegen der quartären Ablagerungen des Raxgebietes vgl. Erläuterungen.

## Der Gebirgsbau.

Wie schon einleitend erwähnt, besteht nicht die Absicht, hier die Fragen der Grauwackentektonik aufzurollen. Nur ganz kurz sei darauf hingewiesen, daß den Sockel der Rax auf deren S-Gehänge ein isoklinal N-fallendes Schichtpaket bildet, dessen ältestes Glied l. die (?kambrische) Silbersbergserie ist;

<sup>1)</sup> Wohl aber in jener des oberen Mürztales (Krampen)!

darüber folgt 2. das Blasseneckporphyroid, endlich 3. silurische Schiefer und Lydite; 2 und 3 wiederholen sich von der Gegend des Preiner Gscheids gegen W nochmals infolge einer Schuppung. Am S-Rand ist die genannte Schichtfolge ihrer ganzen Erstreckung nach — meist über den Bereich unserer Karte hinaus — auf pflanzenführendes Oberkarbon überschoben.<sup>1)</sup>

Nur ein Punkt muß hier etwas eingehender erörtert werden:

### 1. Die Beziehungen zwischen Grauwackenzone und Kalkalpentrias.

Bekanntlich ist an günstig aufgeschlossenen Punkten eine diskordante Auflagerung der Trias (bzw. der Prebichlschichten als Basisglied) auf die paläozoische Serie der Grauwackenzone festzustellen (Ohnesorge, 1905; Spengler, 1925); doch sind solche Fälle sehr selten. Immerhin beweisen sie das Vorhandensein der variskischen Faltung in der Grauwackenzone. Wahrscheinlich ist dieselbe nicht auf die wenigen Punkte beschränkt, sondern ganz allgemein verbreitet. Tatsächlich läßt sie sich in unserem Gebiet trotz ganz unzulänglicher Aufschlüsse in der Grenzregion sicherstellen: wie nämlich die Karte zeigt, liegen die Werfener (bzw. Prebichlschichten) bald auf Silurschiefern, bald auf Porphyroid auf, also zweifellos nicht konkordant! Wie groß der Diskordanzwinkel ist, läßt sich nirgends feststellen (was diesbezüglich auf den Profilen Fig. 2 und 3 dargestellt, ist hypothetisch). Wohl aber läßt sich etwas andres feststellen, was noch wichtiger ist: daß nämlich die Werfener von der oben erwähnten höheren Porphyroidschuppe, der sie bei Altenberg aufliegen, auf deren Silurschieferunterlage übergreifen (östlich der Jahnhütte)! Mit anderen Worten: Die Überschiebung des Porphyroids über das Silur war zu Beginn der Trias schon da; auch sie gehört der variskischen Gebirgsbildungsperiode an (vgl. dazu Hießeitner, 1931).

Wir kommen also zu der Auffassung, daß ein ansehnlicher Teil der Grauwackentektonik schon vortriadischen, variskischen Alters ist [vgl. dazu auch Spengler, 1926 (a); Hießeitner, 1931; Schwinner, 1929]. Aber keineswegs die ganze! Denn auf der O-Seite des Griesleitengrabens sind Gesteine der Grauwackenzone 1 km weit über Werfener klar sichtbar überfaltet; und vom Koglergraben bis zum Schwarzeckkogel lassen sich immer wieder schmalere oder breitere Züge von leicht metamorphen Werfenen (vgl. S. 138) mitten im Porphyroid feststellen, die jedenfalls mit der obigen Überfaltung in Zusammenhang stehen — wenn sich dies auch nicht im einzelnen nachweisen läßt, da andre Störungen (Brüche; Kartel) hinzutreten. Es haben also immer noch ganz ansehnliche post-triadische, alpidische Bewegungen in die Grauwackenzone eingegriffen.

Auch bezüglich der Metamorphose der Grauwackengesteine — die ja mit der Tektonik in nahen Beziehungen steht — läßt sich Ähnliches sagen: wenn sie auch zweifellos schon gelegentlich der variskischen Gebirgsbildung zustande kam, nicht viel anders als wir sie heute beobachten können — dies beweisen Bruchstücke metamorpher Grauwackengesteine im Prebichlkonglomerat (Spengler, 1926, Schwinner, 1929) —, so

<sup>1)</sup> Auf eine Diskussion früherer Ansichten über die Tektonik der Grauwackenzone — Kober, Mohr — kann hier nicht eingegangen werden; dies bleibe späterer Gelegenheit vorbehalten. Gleiches gilt von den neuerdings von E. Habersfeller in Eisenerz erzielten Ergebnissen, deren Übertragung auf das Raxgebiet mir nicht ohne weiteres möglich scheint.

muß sie doch gelegentlich der alpidischen Bewegungen gleichsinnig weitergebildet worden sein. Denn sonst wäre es nicht möglich, daß sie auch auf die Werfener Schichten übergriffe (S. 138)! Letzteres konnte ich übrigens ganz ähnlich wie an der Rax auch im Gebiet der Rotschneid (Hochveitsch) beobachten, woselbst auch Werfener und Grauwackengesteine mehrfach verschuppt sind (1930).

Im ganzen aber können wir doch festhalten: die Trias der Rax liegt als normale, transgredierende Decke auf der variskisch verschuppten Serie der Grauwackenzone.

## 2. Der S-Abfall der Raxtrias.

Er ist tektonisch außerordentlich einfach: eine normale Folge von Werfener Schichten — Gutensteiner Kalk und Dolomit — Reiflinger Kalk — Wettersteinkalk bildet den S-Abfall der Heukuppe, wobei — von Brüchen abgesehen, (vgl. S. 187 f.) — nur im Bereiche des Gutensteiner Kalks kleine Detailkomplika­tionen durch Faltung feststellbar sind. Weiter östlich verschwindet der Reiflinger Kalk, der Gutensteiner Kalk wird rein dolomitisch und schrumpft zusammen; dagegen stellt sich mächtiger Wettersteindolomit ein — aber die normale Aufeinanderfolge bleibt gewahrt.<sup>1)</sup>

Erst ganz im O wird sie durch größere Detailkomplika­tionen gestört (Profil Fig. 2); hier ist die Kalkmasse des Sängerkogels durch einen Zug von Werfern abgetrennt, der über die Einsattelung S vom Gsohlhorn (Geyer, 1889, S. 676) und die Heumahdwiese zu verfolgen ist; dann setzt er aus, doch sind noch an der Straßenrampe N der Raxbahn-Talstation Werfener in der Böschung nachweisbar. Und der begleitende Gutensteiner Dolomit ist fast zusammenhängend zu verfolgen: von der Straße unterhalb des Vorsprungs N der Talstation, wo ihn schon Geyer kannte, über die Rippe, die zu eben diesem Vorsprung hinabzieht — hier durch kleine Querbrüche ver­stellt — bis gegen die Heumahdwiese liegt er N, im Hangenden des Werfener Keils; bei der Heumahdwiese ist das Hangende nicht aufgeschlossen, dagegen treten unterhalb am Waldrand die schwarzen Dolomite (und Kalke) wieder auf, im Liegenden der Werfener. Diese bilden also eine steile, nach S über­liegende Antiklinale. Die Annahme einer Verwerfung wird ebenso über­flüssig als die eines Deckenkontaktes (Waagen), da ja die Werfener gegen W mit der Unterlage des Sängerkogels in Verbindung stehen. Dieser selbst ist als zugehörige Synklinale aufzufassen — allerdings eine etwas unregel­mäßige; während steile Schichtstellung in dem Kalk des O-Abfalles mehrfach erkennbar ist, ist von einer Umbiegung zu flacher Lagerung nirgends etwas zu sehen; ebensowenig irgendeine Spur von Gutensteiner Kalk auf der W- oder S-Seite. Ich nehme also an, daß den Boden der Synklinale eine Ab­scherungsfläche bildet, u. zw. muß dieselbe nicht allzu flach, um fast 500 m auf 1.75 km Horizontaldistanz gegen O einsinken, da bei der Wind-

<sup>1)</sup> Die Verhältnisse am Waxriegel und Göbl-Kühnsteig sind durch die Bruchtektonik zu erklären, vgl. S. 188 — Inwiefern Kober [1912 (6)] und Lahn (1930, S. 11) den hier auftretenden, ganz normalen Gutensteiner- und Wettersteinkalk — auch „fleischroter, geflammter Marmor“ kann lokal in solchem vorkommen! — als ein Element der Hallstätter Decke deuten, ist mir unverständlich. Die „Rauhackenspuren“ (Lahn) an der Kalk-Dolomit-Grenze haben mit einem Überschiebungskontakt nichts zu tun; es sind nur luckig verwitternde Zertrümmerungsprodukte des Dolomits, wie sie sich an diesem Bruch öfters finden, von einer echten (d. h. Werfener) Rauhacke konnte ich auch nicht Spuren bemerken.

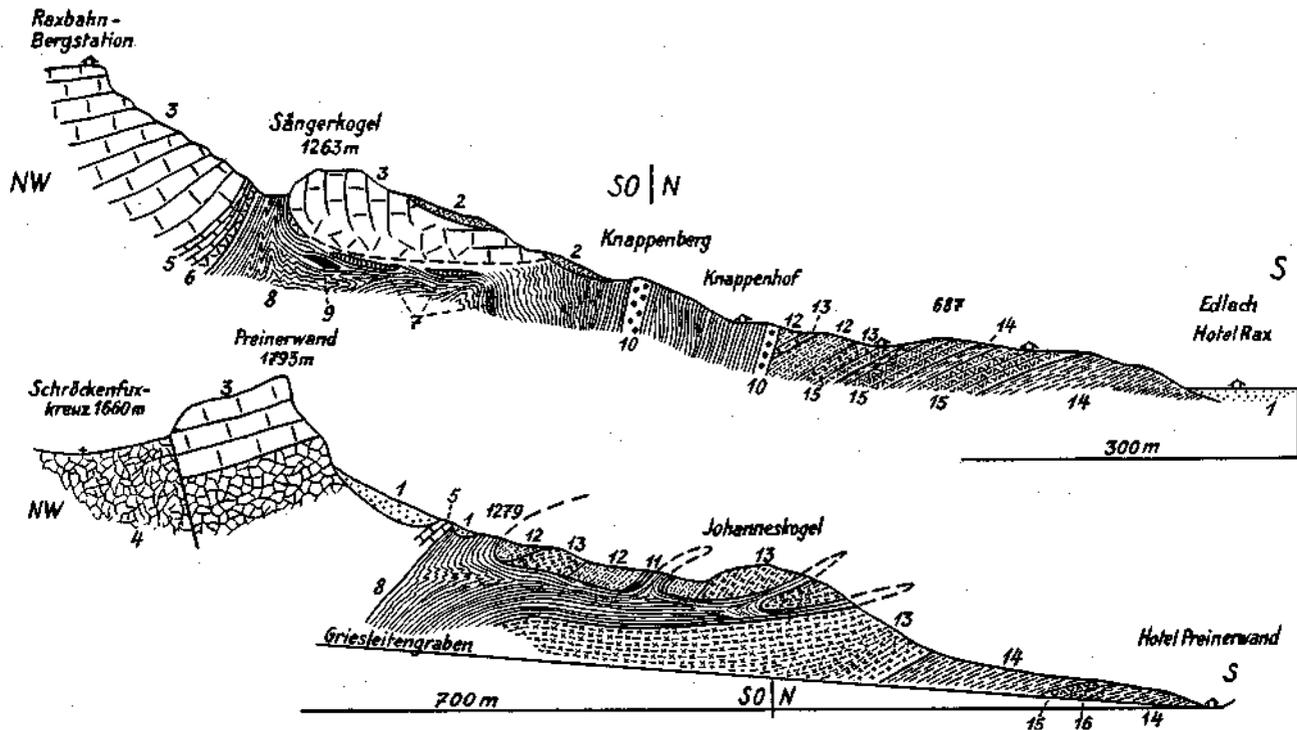


Fig. 2 und 3. Profile von der Südseite der Rax, 1:25.000.

- 1 Bach- und Gehängeschutt
- 2 Quartärbreccie
- 3 Wettersteinkalk
- 4 Wettersteindolomit
- 6 Gutensteiner Kalk und Dolomit

- 6 Rauhwacke
- 7 Kalke
- 8 Schiefer und Sandstein
- 9 Uralitdiabas
- 10 Prebichschichten

Werfener  
Schichten

- 11 Lydit
- 12 Schiefer
- 13 Porphyroid
- 14 Schiefer
- 15 Grünschiefer
- 16 Konglomerat

Silur  
der Silbersbergserie.

brücke der Kalk bis zur Talsohle hinabreicht (allerdings sind daran auch Brüche beteiligt, vgl. S. 189).

Während auf dem größten Teil des Raxsüdabfalles die Werfener auffallend geringmächtig, nebmen sie in der Gegend um den Törlweg beträchtlich zu. Beides, Reduktion wie Zunahme, scheint mir tektonisch bedingt; im Falle der Zunahme spricht dafür schon das große tektonische Durcheinander, die mehrfache Wiederholung von Kalk und Rauhwaacke zwischen den Schiefen sowie von Diabas und Porphyrtuffschollen, die alle im Streichen gar nicht weit zu verfolgen sind. Die Reduktion aber zeigt, daß trotz der normalen Aufeinanderfolge der Verband der Trias mit der Grauwackenserie keineswegs ungestört ist; es hat eine wohl wesentlich durch die plastischen Werfener Schiefer vermittelte Gleitbewegung zwischen beiden stattgefunden.

Wenn von mancher Seite das Auftreten der Transgressionsbildung der Prebichlschichten und deren häufig von dem unmittelbaren Untergrund beeinflusste Zusammensetzung gegen größere Verschiebungen an der Grauwacken-Kalkalpengrenze ins Feld geführt wird, so ist dazu für den vorliegenden Fall zu bemerken, daß eben auf der S-Seite der Rax auch die Prebichlschichten wohl durch Abscherung zumeist fehlen (S. 137); und allgemein, daß die Hauptverschiebungen sich wohl weniger an der Transgressionsfläche, als vielmehr höher, innerhalb der Werfener Schiefer als Differentialbewegungen abgespielt haben. Darauf deutet ja schon deren ungemein veränderliche Mächtigkeit längs des ganzen Kalkalpensüdrandes hin. Ob freilich diese Verschiebungen nach Hunderten von Metern oder nach Kilometern messen, ist nicht so leicht zu entscheiden und wohl auch von Fall zu Fall verschieden.

Jedenfalls können wir feststellen: ein Deckenkontakt ist auf der ganzen S-Seite der Rax nirgends nachweisbar; eine Trennung in eine „Hallstätter“ und eine „Dachsteindecke“ besteht hier nicht zu Recht. Es ist vielmehr eine einheitliche normale Schichtfolge, von den mit der oberen Grauwackenserie verbundenen Werfern bis zum Wettersteinkalk des Plateaus.

### 3. Der W-Abfall der Rax (vgl. die Profilsrie Taf. VII).

Gehen wir um das SW-Eck der Heukuppe beim Blosriegel herum, so sehen wir auf der W-Seite zunächst ganz das, was die Aufschlüsse des S-Abfalls erwarten ließen; der Gutensteiner Kalk senkt sich nach N unter den Wettersteinkalk. Bald aber kommt letzterer tiefer herab; in der Gegend um die Karreralpe, wo man auch gelegentlich steilstehende Schichtung zu erkennen glaubt — in auffallendem Gegensatz zu den oberhalb in der Wand flach durchziehenden Mergelbändern (vgl. S. 148). Die Basis ist hier nicht abgeschlossen; aber gehen wir noch weiter gegen den Blosriegel, so treffen wir steilstehenden Gutensteiner Kalk, ONO streichend. Dort wo der Altenberger Steig den Gsohlriegel quert, liegt Wettersteinkalk wieder flach darüber (mit Zwischenlage von 1 bis 2 m schwarzem Dolomit, der auf Karte und Profilen nicht ausscheidbar war). Wenn auch in Kontaktnähe die Schichtung un deutlich wird, so liegt doch zweifellos eine kleine tektonische Diskordanz vor.

Noch am Kamm des Gsohlriegels und bis auf dessen N-Seite sehen wir die steilen Gutensteiner Bänke. Steigen wir aber über Punkt 1444 ab, so treffen wir auf hellen, massigen Kalk, der westlich von flachliegendem Gutensteiner unterlagert wird. Jener bildet den Kern einer kleinen gegen NW übergelegten Synklinale.

Mit dieser Synklinale in Zusammenhang steht nun die steile Stellung der etwa WNW geneigten Wettersteinkalkplatten im unteren Teil der Wände am „Zahmen Gamseck“, die Geyer, 1889, S. 677, bereits beschrieben hat, während im oberen Teil der Wand vollkommen horizontale Lagerung herrscht (von untergeordneten Fältelungen in den Mergel einschaltungen abgesehen, wie sie Ampferer, 1918, S. 28, abgebildet hat). In den Profilen (Taf. VII) ist die Sache etwas schematisch dargestellt. N über dem Lipnetsgraben siebt man den Wettersteinkalk sich wieder flachlegen, um darauf mit O-Fallen zum Hohen Gupf hinaufzuziehen; es ist die schöne Muldenbiegung, welche schon von Altenberg aus jedem Beschauer auffallen muß.

Diese „Gupfmulde“ enthält nun einen fremdartigen Kern; schon Geyer wußte, daß über ihrem Wettersteinkalk wieder Werfener Schichten auftreten (1889, S. 678), was er freilich den damaligen Anschauungen gemäß durch senkrechte Brüche erklären wollte. Die Umdeutung in eine Deckscholle hat Ampferer (1918, S. 28 f.) vorgenommen. — Die Werfener lassen sich einerseits (hauptsächlich Kalke) längs des Steigs über die Gamsecker Hütte hinaus nach N verfolgen; zwischen sie und den liegenden Wettersteinkalk sind z. T. schwarze Gutensteiner Dolomite als Schubfetzen eingeklemmt, manchmal mit den Werfern zu einer tektonischen Breccie verknietet. Andererseits ziehen die Werfener steil gestellt, ja z. T. — was ebenfalls Geyer schon gesehen — gegen WNW überkippt in den Gamsecker Graben hinüber, der ihnen seine Entstehung verdanken dürfte.<sup>1)</sup> Die Werfener tragen etwas Gutensteiner Dolomit, der in der Wand W des Gamsecker Grabens mächtig anschwillt; darüber im Kamm der Rauhen Wand Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und endlich Reiflinger Kalk, die meist mittelsteil gegen NW bis WNW einfallen. Die Muldenbiegung machen sie nicht mehr mit, dürften vielmehr — unmittelbar sichtbar ist dies freilich nicht — mit tektonischer Diskordanz an den Werfern der Deckschollenbasis abstoßen.

Der SO-Schenkel der Gupfmulde setzt sich nun in den Kahlmäuern fort. Auch diese höchste und berühmteste Steilwand der Rax zeigt nur im obern Teil flache Lagerung; im unteren aber schießen die Schichten steil nach NW bis WNW ein. Das ist hier besonders deutlich einmal durch die mehrfachen Einlagerungen der S. 148 erwähnten Schiefer; andererseits durch die am Fuß der Wände fast allgemein zu beobachtende tektonische Bänderung und Verschieferung des Wettersteinkalks (S. 151), welche der Schichtung parallel geht. Die Auflagerung der Werfener ist eine Strecke weit durch Schutt verdeckt; wo aber gegen W ein größtenteils bewaldeter Rücken vorspringt, da liegt Werfener Kalk, Werfener Schiefer und nochmals Werfener Kalk steil WNW fallend, konkordant auf dem Wettersteinkalk; endlich zu oberst (geologisch, nicht topographisch!) Gutensteiner Dolomit, welchen ein horizontal bei etwa 1050 m vom Naßkamm herüberkommender Jagdsteig quert. — N von diesem Rücken ist ein Wasserriß eingeschnitten, den die Werfener auch noch überschreiten; N von ihm sieht man sie (grüne Schiefer und gelbe Kalke) meist enorm zerdrückt, z. T. in Breccie mit Kalzitbindemittel verwandelt, noch über einer tiefsten Steilstufe aus Wettersteinkalk diesem aufgeklebt. Die nördlichste von den Kahlmäuern ausstrahlende Rippe macht diesen

<sup>1)</sup> Dagegen ist nichts davon zu sehen, daß die Werfener unter das Gamseck hineingingen — wie dies nach Kober und Lahn sein müßte!

Erscheinungen ein Ende; sie ist anscheinend durch eine Verwerfung stärker herausgehoben. Aber ein dunkler Dolomit, welcher einige Zacken am Ende dieser Rippe bildet, dürfte noch dem Gutensteiner Dolomit der Deckscholle zuzurechnen sein.

Schwierig sind die Erscheinungen am N-Rand der Deckscholle zu deuten. Etwas N der Gamsecker Hütte stoßen die Werfener Schichten an einem Bruch ab, der auch die ganzen Triaskalke der Unterlage abschneidet und ebenso gegen ONO über die Rauhe Wand weiterzieht. NNW von ihm liegt Gutensteiner Dolomit, ungewöhnlich mächtig, auf den basalen Werfener Schichten; auf der N-Seite ist die Unterlagerung ganz deutlich. Durch weitere Brüche abgetrennt, folgt eine weitere Scholle aus nun weniger mächtigem Gutensteiner- und darüber Wettersteindolomit, ebenfalls unmittelbar von den liegenden Werfern unterlagert. Eine letzte Verwerfung trennt sie von den Werfener Schichten des Naßkammes. Man möchte meinen, daß diese Gutensteiner Schollen normal auf den basalen Werfern liegen. Auf der N-Seite der „Rauhen Wand“ jedoch kommen diese basalen Werfener in ganz gleiche Höhe mit den durch den Gamsecker Graben herabziehenden der Deckscholle. Die Aufschlüsse genügen nicht, um diese Verhältnisse restlos zu entwirren; vorläufig muß man sich mit der Vermutung begnügen, daß hier an obigen Brüchen die Deckscholle tief in die Unterlage eingesenkt ist; wobei wohl auch die letztere bereits von der Erosion angegriffen war, als die Überschiebung erfolgte („Reliefüberschiebung“, Ampferer, 1924).

Einen jener Brüche kann man noch auf die O-Seite des Reißtales verfolgen, wo er den Gutensteiner Dolomit nördlich des Kaisersteigs gegen Werfener Schichten verstellt; auf ihr Eindringen in die Kalkmasse der Rax sind wohl deren tiefe Verletzungen im Großen Gries und N vom Hohen Umschweif zurückzuführen; doch sind die Brüche nicht genauer verfolgbar und erlöschen zweifellos bald. Jedenfalls aber ändert sich von hier ab die Tektonik gründlich; die noch in den Kahlmäuern so auffällige Abbeugung der Raxkalkplatte ist verschwunden — ganz flach streicht sie in der Scheibwaldmauer aus; darunter liegt eine normale Schichtfolge: Werfener—Gutensteiner—Wettersteindolomit—Raibler Schichten, diese beiden mehrfach miteinander verschuppt; und in den obersten Wettersteindolomit, noch über den Raibern eingeknetet, ist der berühmte Werfener Fetzen vom Brunnen am Kaisersteig (Bittner, 1882, S. 112; Geyer, 1889, S. 680; Ampferer, 1918, S. 30). Es sind rote und grüne Tonschiefer und gelbe Kalke, im ganzen etwa 10 m. Gegen S sind sie nicht weiter verfolgbar; gegen N dagegen verraten sich die gelben Kalke durch Lesesteine in der Schutthalde, bis man zu einem Wasserriß kommt, welcher die letztere durchschneidet. Er entblößt die stark verquälten, im ganzen aber steil S fallenden Werfener Kalke, denen zwei geringmächtige Linsen von Gutensteiner Dolomit<sup>1)</sup> eingeknetet sind, bis hinauf zum Kontakt mit dem diskordant darüber geschobenen Wettersteinkalk. Auch weiter N, beim Schütterkogel der Karte, liegt noch ein kleiner Rest von Werfern hart unter dem Wettersteinkalk. Letzterer ist zweifellos überschoben — gewöhnlich ist er auch an der Basis stark zerrüttet, häufig in rote Breccien (vgl. S. 151) verwandelt. Aber ein normaler Verband zwischen

<sup>1)</sup> Er ließ sich auf Karte und Profil nur schematisch andeuten!

Wettersteinkalk<sup>1)</sup> und Werfenern ist aus den Aufschlüssen nicht ersichtlich — eher das Gegenteil! Die Werfener dürften zu der Deckscholle der Gupfmulde in näheren Beziehungen stehen (vgl. S. 182).

Die Überschiebung der Wettersteinkalkplatte ist bis zum Peterjocksteig durch die z. T. unmittelbar darunter anstehenden karnischen Gesteine sehr klar ausgeprägt. Weiter nach N setzen sie nicht fort; die Überschiebung verläuft dort zwischen Wettersteindolomit im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden. Werfener Schichten treten hier — im Gegensatz zu einer mißverständlichen Bemerkung bei Spengler [1931 (c), S. 14] — nicht mehr auf bis unter der Engleitner Mauer (siehe unten).

Von den Beobachtungen in der Tiefe des Reißtals wird in einem späteren Abschnitte die Rede sein (vgl. S. 176).

#### 4. Die N-Seite der Rax und das Naßwalder Halbfenster.

Gegen die Engleitner Mauer<sup>2)</sup> zieht, einige 100 m S vom Ausgang des Übeltals, ein Holzziehweg durch einen wenig eingeschnittenen Graben empor. Er zeigt nur Wettersteindolomit, bis hart unter die senkrechte Mauer aus Wettersteinkalk. An deren Fuß zeigt der Rücken N des Grabens eine kleine Verflachung bei zirka 900 m; und hier findet man spärlich Stückchen von lichtgrünen Werfener Tonschiefern. Besser und weit wichtiger sind die Aufschlüsse S des Grabens (Fig. 4). Dort beobachtet man schon tiefer (zirka 820 m) eine Verflachung, mit der der Wettersteindolomit aufhört. Darüber liegt dunkler Gutensteiner Dolomit; er trägt bei zirka 870 m einen massigen, hellen Kalkklotz — wohl Wettersteinkalk. Auf dem flachen Sattel darüber folgen Werfener, weiter — leider nur in Blöcken — Rauhwacke und der S. 157 erwähnte feinkörnige Gosausandstein. Der Kontakt mit dem Wettersteinkalk der Engleitner Mauer ist nicht aufgeschlossen. — Von der Verflachung bei 820 m führt (wohl einer kleinen Verwerfung entsprechend) ein Graben S hinab, auf dessen O-Seite alles mit Werfenern bedeckt ist, die den obigen Gutensteiner Dolomit unterlagern (das im Profil gezeichnete Einfallen ist jedoch nur hypothetisch!).

Leider verschwinden in dem S folgenden Graben alle Aufschlüsse; in seinem Hintergrund ist noch einmal etwas Gutensteiner Dolomit zwischen Wettersteindolomit und -kalk zu sehen. Ebenso auf dem Sporn S des Grabens in gleicher Stellung, dazu ein wenig Werfener; damit ist es aber hier zu Ende.

Gehen wir gegen N, so finden wir jenseits des Übeltals an dem ehemaligen (jetzt verlegten) Schüttersteig über Wettersteindolomit dunklen Kalk und Dolomit, der wohl nur Gutensteiner sein kann. Wesentlich bedeutungsvoller sind die Aufschlüsse an dem etwas nördlicheren, jetzt benutzten Schüttersteig: dort tritt wieder Werfener Schiefer auf und reicht bis fast zur Talsohle herab. Doch, wie weiter S Dolomit unter diesen hineingeht, so stellt er sich auch weiter NO wieder darunter ein. Die Terrasse darüber ist wohl von den Werfenern (bzw. deren Rauhwacken, die sich durch große Sickerlöcher verraten!) wenig-

<sup>1)</sup> Mindestens im oberen Teil ist der Wettersteinkalk der Scheibwaldmaner — nach im Schutt gefundenen Diploporen zu schließen — bereits ladinisch; für eine Vertretung des Anis bleibt angesichts der geringen Gesamtmächtigkeit — beim Kaisersteig zirka 100 m, weiter N bis 250 m — nicht viel Platz.

<sup>2)</sup> Die topographische Darstellung ist hier sehr falsch; tatsächlich verläuft eine steile Wettersteinkalkwand quer über den Rücken S vom Übeltalausgang, ungefähr NNO—SSW.

stens z. T. gebildet. Dieselben streichen gegen NO noch etwas überm Dolomit weiter. Gegen oben ist alles von Wettersteinkalkschutt überdeckt.

N dieser Aufschlüsse überschreitet die Raxüberschiebung das Naßwalder Tal: der Wettersteinkalk der Vogelkirche steht in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem der Rax, während ihre Unterlage in dem Wettersteindolomit fortsetzt, der von N her steil unter den Gipfel der Vogelkirche hineingeht. Der Rücken N dieses Felskopfes trägt an seinem Gebänge gegen die Wallneralm die S. 157 erwähnte Gosau; und auf sie überschoben liegt

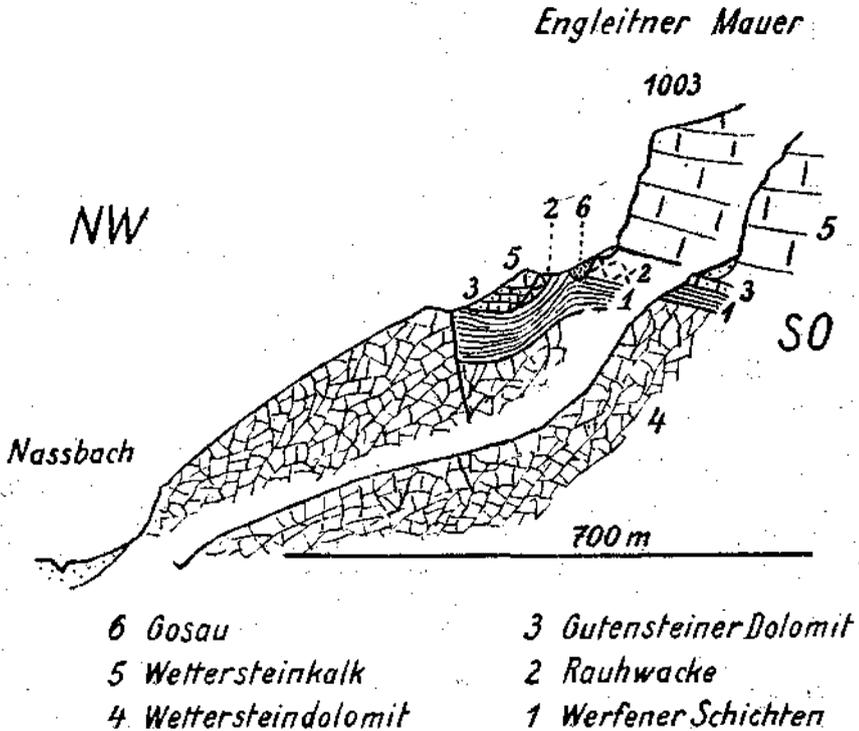


Fig. 4. Profil an der Engleitner Mauer.

an der östlichen Kuppe dieses Rückens noch ein ganz kleiner durch die Erosion abgetrennter Wettersteinkalkrest.

Damit sind wir am Rande des durch Spengler bekanntgewordenen „Naßwalder Halbfensters“ angelangt (Fig. 5). Der Überschiebungsrand der Schneebergdecke springt nämlich nach O zurück bis in den Nagelegraben und von dort wieder nach NW vor bis zum Mitterberg (schon außerhalb des Kartenbereiches). Er ist gekennzeichnet durch kleine, schon Spengler [1931 (b), S. 511] bekannte Werfener Vorkommen in dem seichten Graben N der Saurüsselklamm (Wasseraustritte!) sowie auf der S-Seite des Nagelegrabens (Wiesenband bei zirka 870 m). Auf der NO-Seite des Halbfensters steht ihnen ein breites und zusammenhängendes Band von Werfener Schichten gegenüber: beginnend im hintersten Nagelegraben (gute Aufschlüsse am Jagdsteig), reicht es über das sanfte Wiesengelände ums Theresienheim

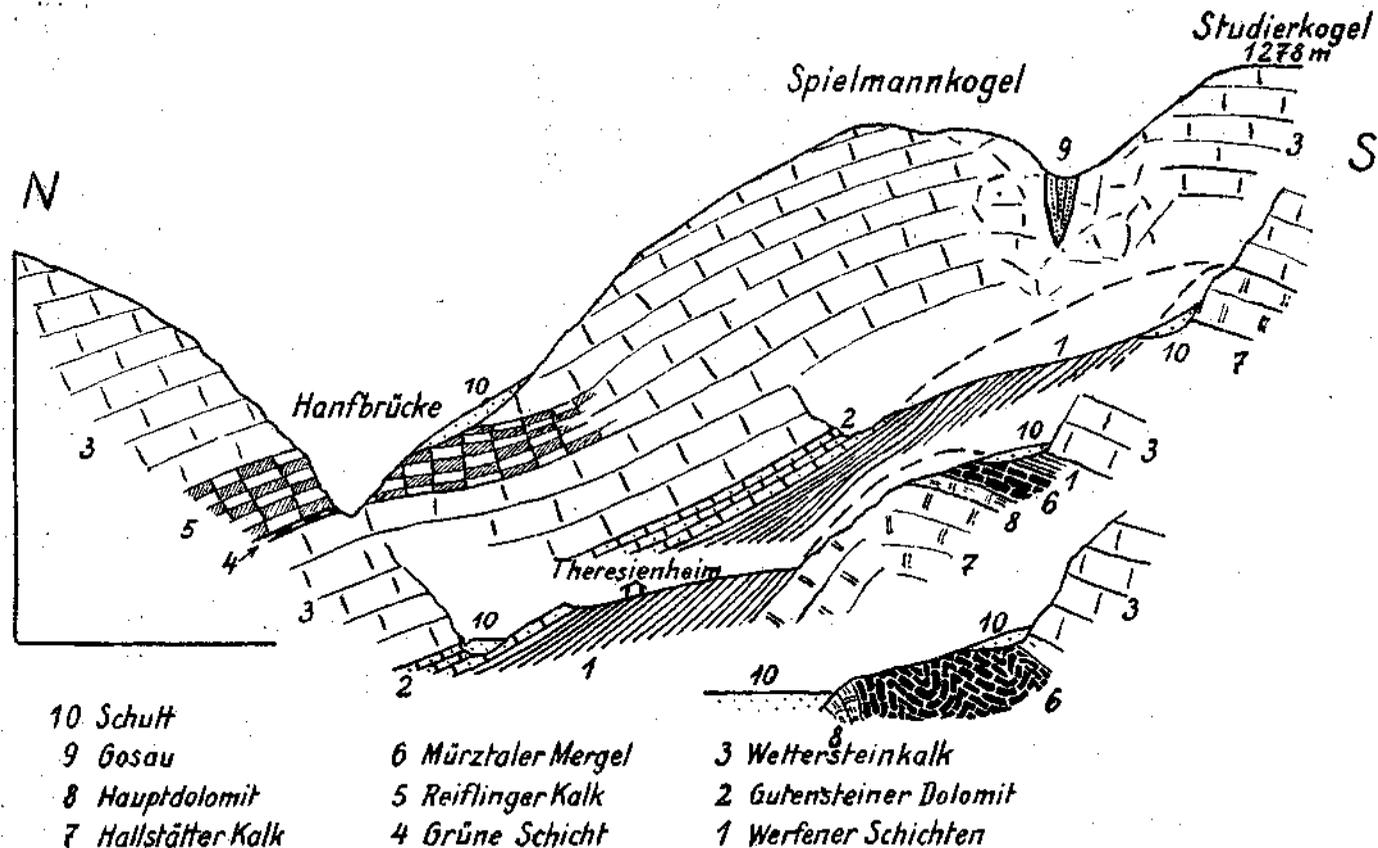


Fig. 5. Kulissenprofil durch die Südosthälfte des Naßwälder Halbfensters, zirka 1:20.000.

und die Hänge überm Reithof auf die Terrasse über den Reithof- und Oberhofmauern (wegen der Fortsetzung jenseits des Pointentals vgl. S. 171). Dazwischen tauchen nun, im „Halbfenster“ etwas unsymmetrisch emporgewölbt, jüngere Schichten der Unterlage auf. Sie sind mehrfach geschuppt. Zu oberst liegt auf der S-Seite eine Schuppe, welche nur aus Mürztaler Mergeln besteht; ein guter Aufschluß an der Straße, bei einem Haus N vom Ausgang der Saurüsselklamm, zeigt sie senkrecht mit NW-Streichen; weitere Aufschlüsse befinden sich an der steilen Böschung auf dem S-Ufer des Naßbachs, von Naßwald abwärts. Dort taucht darunter der — zu oberst in Dolomit übergehende — Hallstätter Kalk hervor, welcher die untere hohe Felsstufe auf der S-Seite des Nagelegrabens bildet; er gehört einer zweiten, mächtigsten Schuppe an. Seine Fortsetzung auf der nördlichen Talseite bilden die schroffen Felsen der Reitalm- und Oberhofmauern; doch ist er hier mindestens gegen das W-Ende hin nochmals geteilt durch ein Band dunkler (Mürztaler?) Mergel, auf einer sehr auffälligen Terrasse bei zirka 960 m. Auch die Mürztaler Mergel der oberen Schuppe haben auf der N-Seite noch eine schwache Vertretung in Gestalt einiger Zwickel dunkler Mergelkalke, entlang dem Rande des Hallstätter Kalkes im Walde W Reithof. Unterlagert wird dieser im O von meist stark zertrümmertem Dolomit, der das ganze Gehänge unter der Oberhofmauer bildet; auch an der Straße zum Heufuß sieht man ihn anstehen. Dort schiebt sich zwischen ihn und den Hallstätter Kalk, ohne scharfe Grenze gegen diesen, eine wenige Meter mächtige Partie dunkler, dünngeschichteter, etwas mergeliger Kalke. Man kann eine Vertretung der Mürztaler Mergel in ihnen sehen; der Dolomit wäre demnach als Wettersteindolomit aufzufassen. Gegen W endet er unter schuttbedecktem Gehänge, das seine Beziehung zu den ihn ablösenden Mürztaler Mergeln verschleiert. Es läßt sich also nicht sicher sagen, ob diese nicht unter den Dolomit und damit einer selbständigen Schuppe angehören; eine Felspartie von lichter, massigem (Hallstätter?) Kalk in ihrem Hangenden, im Walde N über Großboden würde dafür sprechen. Weiter W, auf der Sonnleite, freilich reichen die Mürztaler Mergel bis unter den Hallstätter Kalk der Oberhofmauer empor; der Dolomit ist hier verschwunden. Ebenso ist es auf der südlichen Talseite. Gegen den Heufuß zu stellt sich auf beiden Talseiten nochmals lichter Kalk in massigen Felsen unter den Mergeln ein. Spengler [1931 (b), S. 511] hielt ihn für Wettersteinkalk.<sup>1)</sup> Da er aber wieder von Mürztaler Mergeln unterlagert wird — sowohl am Wege zum Heufuß als beim Aufstieg von da zur Wallneralm sind sie sichtbar, freilich nur in Lesesteinen — so möchte ich darin lieber eine weitere, tiefste Schuppe von Hallstätter Kalk erblicken.

Auf der S-Seite des Großbodentals spielt Hallstätter Kalk die Hauptrolle, steile Felspartien bildend; er greift an einer Stelle auf das Nordufer des Baches herüber und legt sich unmittelbar auf den Dolomit unter der Oberhofmauer, entspricht also zweifellos dem Hallstätter Kalk der letzteren. Sonst aber wird er von Mürztaler Mergeln unterlagert, sowohl im W (vgl. oben) wie im O (vgl. Taf. VII, Fig. 11). Gegen W keilt er östlich der Wallneralm aus. Darüber liegen dort an einem Jagdsteig deutlich aufgeschlossene Werfener Schiefer (Quelle!), die wohl auch, wenigstens z. T., den Untergrund der sumpfigen Wiesen bei der Wallneralm bilden. Lahn (1930) und Spengler [1931 (b), S. 511]

<sup>1)</sup> Auf Blatt Schneeberg—St. Ägyd ist die Farbe ausgeblieben.

lassen mit ihnen bereits die überschobene Serie der Rax beginnen. Indessen folgt darüber erst Dolomit, der mit dem Wettersteindolomit der Raxunterlage in ununterbrochenem Zusammenhang steht, in dem auch weiter O nochmals ein Sporn von bellem (Hallstätter?) Kalk steckt (Felswand im Walde). Ich betrachte also auch diesen Dolomit — welcher die S. 157 und 168 erwähnte Gosau trägt — als noch zur Unterlage gehörig; jene Werfener werden damit aber zu einem Glied der Schuppenzone im Naßwalder Halbfenster.

Gegen W enden beim Heufuß und N davon noch auf der O-Seite des Pointentals plötzlich alle Gesteine dieser Schuppenzone; einförmiger Hauptdolomit tritt an ihre Stelle. Offenbar setzt hier eine größere N—S streichende Verwerfung hindurch. Nur der Hallstätter Kalk der Oberhofmauer scheint W der breiten Schuttgasse des Pointentals noch eine — wesentlich schwächere — Fortsetzung in hellen Felsstufen zu finden, die vom Luxriegel westwärts ziehen; nahe der Obergrenze ist darin auch hier eine Trennung durch dunklen Mergel, schlecht aufgeschlossen auf einer Terrasse, angedeutet. Im Hangenden des Hallstätter Kalks liegt roter Liaskalk (vgl. S. 155), darüber mehrfach ganz unzweideutig aufgeschlossene Werfener! Ihnen entsprechen also wohl die obigen Werfener der Wallneralm. Denn auch hier am Luxriegel folgt darüber wieder eine weithin verfolgbare helle Felsstufe, vermutlich Hallstätter Kalk, mit dunklen Mergeln (Mürztaler oder Rhät?, vgl. S. 155) im Hangenden. Sie tragen abermals Werfener; aber über diesen ist noch ein dritter Zug von Hallstätter Kalk eingeschaltet. Erst in seinem Hangenden treten die Werfener auf, welche als normale Basis das Anis und Ladin des Huebmerkogels usw. unterlagern. Mit ihnen verläßt der Ausstrich der Schneebergüberschiebung das Gebiet unserer Karte.

### 5. Die NO-Seite der Rax und der Zusammenhang mit dem Schneeberg.

Der Abfall der Rax gegen das Höllental ist tektonisch ihre allereinförmigste Seite; kein Wunder — tritt hier doch nirgends mehr auch nur das stratigraphisch Liegende<sup>1)</sup> des Wettersteinkalks zutage. Die klotzigen, lichten Felswände dieses Gesteins beherrschen noch mehr als anderwärts das Bild — so ausschließlich, daß man auf den ersten Blick gar nicht glauben möchte, daß hier irgendeine Möglichkeit besteht, etwas vom Gebirgsbau zu entziffern.

Und doch gibt es solche Möglichkeiten. Zunächst hat schon Geyer (1889, S. 685) festgestellt, daß die gelegentlich im Wettersteinkalk sichtbare Schichtung von beiden Seiten her, von der Rax wie vom Schneeberg, gegen das Höllental zu einfällt; daß dieses mithin längs einer queren, NW—SO verlaufenden Einmündung eingeschnitten ist. Damit im Einklang steht die

<sup>1)</sup> Auch den „Unteren Dolomit“ Geyers bei Kaiserbrunn habe ich nicht finden können, bloß lokale Dolomitisierung des Wettersteinkalkes an mehreren Stellen im unteren Krumbachgraben. — Suess (1864, S. 82) gibt Werfener und Gutensteiner Schichten aus dem Höllental „etwa auf dem halben Wege zwischen der Singerin und dem Kaiserbrunn“ an, ebenso Hertle (1865, S. 460) „nordwestlich von Kaiserbrunn und bei diesem selbst“ Werfener Schichten; doch sagt der letztere selbst: „sie sind nirgends deutlich entblößt und konnte deren Vorhandensein nur durch Geschiebe konstatiert werden“. Kein späterer Beobachter hat von diesen Befunden wieder etwas zu Gesicht bekommen; und ich möchte vermuten, daß es sich in diesen sämtlichen Fällen um verschlepptes Material — aus dem Weichtal, bzw. aus dem Stadelwand- oder Krumbachgraben — gehandelt hat.

Tatsache, daß am Wachthüttelkamm schon wenig über der Talsohle ladinische Diploporen gefunden wurden; wir befinden uns hier also in etwa 550 m Höhe bereits Hunderte von Metern über den Werfener Schichten, welche auf der gegenüberliegenden Seite der Rax, unter der Heukuppe, bis 1400 m emporreichen.

Weitere Feststellungen tektonischer Art lassen sich mit Hilfe der Gosauschichten machen, welche mehrfach tief eingemuldet, bzw. an (untergeordneten, wenn auch ihrer Bedeutung nach schwer abzuschätzenden) Bewegungsflächen eingeklemmt den Wettersteinkalk unterbrechen. Dahin gehören einmal die kleinen Vorkommen am Sattel N Studierkogel und S Schliefering, welche an einer solchen fast senkrechten Bewegungsfläche liegen. Spengler hat dieselbe noch über das Höllental hinweg zu dem weiteren Gosarest N des Schwarzkogels verlängert. Das ist möglich unter der Voraussetzung, daß die Bewegung hier als einfache, steile Einfaltung — denn eine solche liegt am Schwarzkogel vor — ausklingt; sowie unter der zweiten — nicht überprüfbar —, daß durch eine jüngere Querverschiebung die W-Seite um zirka  $\frac{1}{2}$  km nach N verschoben ist.

Auch die Gosau im Kleinen Höllental (vgl. Fig. 1, S. 156) ist muldenförmig eingefaltet, mit Mergel im Kern; von N her sieht man sie vom Wettersteinkalk (der die Felsstufe knapp über der Grabensohle bildet) steil überschoben; gegen W streicht sie mit recht steilem Achsengefälle — lokal ist in den rötlichen, konglomeratischen Kalken das Einfallen sichtbar! — in die Luft aus, der hoch darüber aufragende Scheiderücken gegen den Kleinen Kesselgraben ist bereits ganz Wettersteinkalk. Aber die Gosau von diesem tektonisch zu trennen — den Konglomeraten zum Trotz, mit welchen sie ihm auflagert — und als Fenster unter dem Wettersteinkalk zu deuten, liegt keinerlei Grund vor.<sup>1)</sup> — In Verbindung mit dieser Gosau hat Geyer (1889, S. 687) Spuren von Werfern gefunden, deren Anstehen er indessen für fraglich hielt. Wie es scheint, sind dieselben zwar von keinem späteren Beobachter wiedergefunden worden, auch nicht von mir; trotzdem möchte ich die Beobachtung Geyers keineswegs in Zweifel ziehen.<sup>2)</sup> Wie sie zu deuten wäre, werden wir gleich sehen.

Es treten nämlich auch auf der Schneebergseite Werfener auf; zunächst auf der W-Seite des Weichtals, am Ferdinand-Mayer-Weg [Spengler, 1931 (b), S. 513]. Sie bilden dort z. T. eine kleine Verflachung des Gehänges, vom Hermann Inntaler-Kreuz gegen N über dem steileren, unteren Wettersteinkalkgehänge. W darüber liegt dunkler Kalk — wohl Gutensteiner, wenn er auch nicht ganz typisch ist. Er ist z. T. stark zerrüttet; gegen W wird er durch eine seichte Furche im Gehänge begrenzt — der S. 188 zu behandelnden Verwerfung entsprechend —, jenseits welcher der Wettersteinkalk wieder beginnt. Ganz unbekannt war bisher die Fortsetzung jenseits des Weichtales. Dem Steig in dessen Sohle folgend, beobachtet man wenig oberhalb der Holzleitern Spuren von Werfener Schiefer, die vom östlichen Gehänge herab-

<sup>1)</sup> Waagen (1926, S. 433) hat die Ansichtsskizze Ampferers (1918, S. 40), auf der Verrutschung und Perspektive den Eindruck hervorbringen, als ob die Gosau unser dem Wettersteinkalk auftauchte, als Profil mißdeutet!

<sup>2)</sup> Denn in einem so dicht bewaldeten Gebiet werden auf beschränkter Fläche auftretende Gesteine — zumal so leicht verwitternde wie Werfener Schiefer — oft nur durch eine zufällige Entblößung, z. B. Entwurzelung eines Baumes, sichtbar.

kommen. Steigt man ihnen nach, so findet (Fig. 6) man das Ausgehende längs einer wenig ausgeprägten, gegen N ansteigenden Furche, darüber, den höchsten Teil des Rückens zwischen Weichtal und Lahngraben bildend, den gleichen dunklen (wahrscheinlich Gutensteiner) Kalk, wie zuvor erwähnt. An dem flachen Sattel, wo er bergwärts endet, erreichen die Werfener den Rücken; hier liegt der früher [Cornelius, 1936 (b)] beschriebene Sandstein umher. Aber noch weiter bergwärts folgt wieder schwarzer (Gutensteiner) Dolomit, der sich auch im W-Gehänge ein Stück weit unter den Sandstein hinein verfolgen läßt, dann erst Wettersteinkalk. Solcher umgibt die älteren Gesteine auch auf der O-Seite, doch sind hier die Aufschlüsse nicht klar.

Maßgebend für die Auffassung der beschriebenen Reste ist vor allem der Umstand, daß in der Tiefe des Weichtals der Wettersteinkalk zwischen

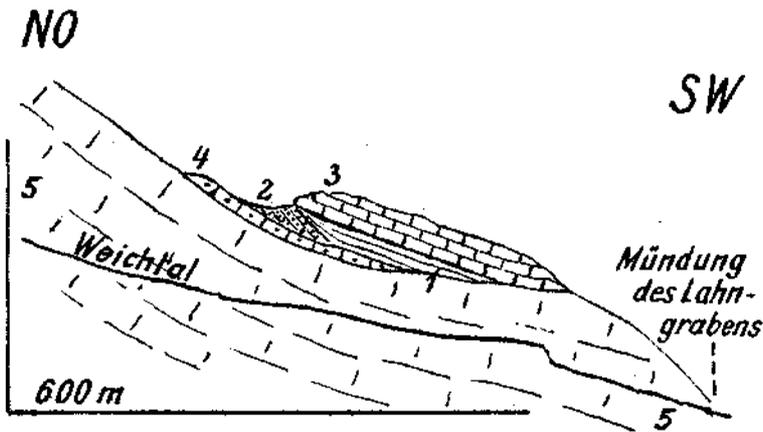


Fig. 6. Profil der Deckscholle auf der Ostseite des Weichtales.

2 Sandstein	} Werfener	4 Gutensteiner Dolomit	1 Wettersteinkalk
1 Schiefer		} Schichten	3 Gutensteiner Kalk

ihnen ununterbrochen durchzieht, z. T. stark tektonisch zertrümmert. Die Werfener liegen ihm also ohne Zweifel als Deckschollen auf; und es liegt nahe, diese Deutung auch auf jenes Geyersche Vorkommen am Rudolfsteig auszudehnen. Daß sich die Deckschollen gerade in dieser tiefen Lage erhalten haben, während die Höhen der Rax und des Schneebergs von solchen frei sind, dürfte zunächst mit der oben erwähnten Quermulde des Höllentals zusammenhängen. Es ist aber durchaus möglich, daß dieselbe schon einen Vorläufer in Gestalt einer vorgosauischen Senke hatte; denn die Erhaltung der verschiedenen Gosaureste gerade im Höllentalbereiche — im Gegensatz zu den Hochflächen! — zeigt wohl an, daß wir hier der Oberfläche, auf welcher die Gosau abgelagert wurde, überhaupt näher sind als dort. Die Überschiebung jener Deckschollen wäre also in jene vorgosauische Senke hinein erfolgt („Reliefüberschiebung“, Ampferer, 1924).

Es mag nun naheliegend scheinen, die schon lange<sup>1)</sup> bekannten (Geyer, 1889, S. 693; Ampferer, 1918, S. 6) Werfener und Gutensteiner Gesteine

<sup>1)</sup> Sueß (1864, S. 89) und Hertle (1865, S. 469) kannten sie nur bis W unter den Krummbachsattel.

des Stadelwand- und Krumbachgrabens in gleichem Sinne zu deuten; Geysers Profil, a. a. O., läßt zu einer solchen Umdeutung geradezu ein, das eine Synklinale von Wettersteinkalk, und darin von oben eingefaltet, tiefere Trias zu zeigen scheint. Allerdings ist seine Zeichnung zu ergänzen, derart, daß

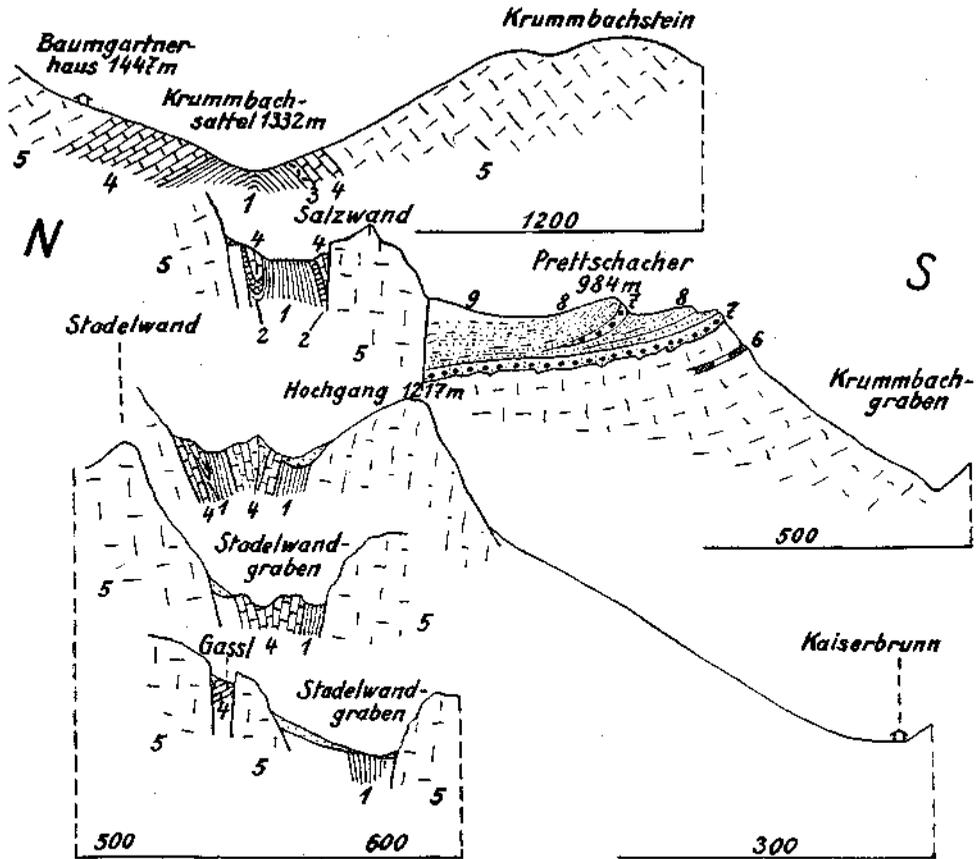


Fig. 7. Profile durch die Gegend des Krumbach- und Stadelwandgrabens, 1:15.000.

3 Rauhwacke	6 Reiffinger Kalk <sup>1)</sup>	9 Mergel	} der Gosauschichten.
2 Kalke	5 Wettersteinkalk	8 Kalke	
1 Schiefer u. Sandstein	4 Gutensteiner Kalk und Dolomit	7 Konglomerat	

sich nordseitig zwischen Werfener und Wettersteinkalk noch Gutensteiner Dolomit einschaltet (Fig. 7); ein kleines Vorkommen von solchem<sup>2)</sup> findet sich auch im „Gaßl“, das den Zugang zum Stadelwandgrat vermittelt, an Verwerfungen eingeklemmt (z. T. an den umgebenden glatten Wettersteinkalkwänden unmittelbar sichtbar). — Gehen wir nun aber weiter nach O,

<sup>1)</sup> Nach Ampferer ergänzt (vom Verfasser nicht anstehend beobachtet).

<sup>2)</sup> Er ist allerdings sehr stark, vielfach bis zur Unkenntlichkeit zerrüttet. Splitter, von schwarzem Hornstein, die ich dort fand, stützten die obige Deutung; aus dem Raxgebiet ist zwar sonst bisher kein Hornstein im Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit gefunden worden, wohl aber in vielen andern Gegenden.

so zeigt schon am Sattel zwischen Prettschacher und Krummbachgraben die Zone älterer Schichten ziemlich regelmäßig antiklinalen Bau, soweit sich dies aus den größtenteils allein vorliegenden Lesesteinen (vor allem auf der O-Seite) ableiten läßt. Ganz klar ausgesprochen ist der antiklinale Bau am Krummhachsattel (Fig. 7; hart jenseits des Kartenrandes), wo man wenigstens auf der N-Seite, am Weg zum Baumgartnerhaus mehrfach deutlich bergwärts einfallende Schichten des Gutensteiner Kalks sieht und zudem keine scharfe Grenze zwischen ihm und dem Wettersteinkalk darüber ziehen kann; auch auf der S-Seite ist die Aufeinanderfolge der Gesteine ganz normal, wenn auch das Einfallen nicht festzustellen. Es bleibt hier also bei einer an die bisherige angelehnten Auffassung: einer Auffaltung von unten, die gegen W in eine steile Aufpressung, schließlich in einen gegen unten beinahe abgeschnürten Keil übergeht.

Es mag auffallend scheinen, daß trotz dieser Steigerung der tektonischen Erscheinungen gegen W am Höllental plötzlich alles zu Ende ist — eine Fortsetzung an der Rax existiert nicht, insbesondere nicht der früher öfters angenommene Zusammenhang mit dem Höllentalbruch, der nicht nur eine ganz anders gerichtete Fortsetzung, sondern auch eine ganze andere tektonische Funktion hat (vgl. S. 188). Eine Lösung scheint die oben erwähnte Gutensteiner Einkeilung im „Gaßl“ anzudeuten: daß nämlich die Aufpressung sich gegen W in ein Bündel divergierender Verwerfungen zersplittert.

Knapp S dieses Zuges älterer Schichten folgt die breite Gosaulmulde des Prettschachers (Ampferer, 1918, S. 8, und Profil Fig. 10 c, S. 6). Sie ist gegen N durch eine parallel zum Werfenerzug verlaufende Verwerfung begrenzt, die sich auch auf dem nächstöstlichen Rücken noch nachweisen läßt: dort ist zwischen zwei Zerrüttungszonen Dolomit in den Wettersteinkalk eingeklemmt. — Gosau tritt hier nicht mehr auf, ebensowenig am Hochgang: der Prettschacher scheint also auch in der Querrichtung eingefaltet zu sein.

Der Feuchterberg besteht ganz aus Wettersteinkalk; erst am S-Abfall wird die Unterlage sichtbar: Werfener Schichten. Gutensteiner Kalk fehlt wie am Sängerkogel (vgl. S. 141). Auffallend ist, daß die Auflagerungsgrenze zwar im großen ganzen O—W verläuft, wogegen das Streichen der Werfener überall, wo es meßbar ist, sich um die NO-Richtung bewegt. Inshesondere gilt dies von dem großen Anriß an der Böschung über der elektrischen Bahn Payerbach—Hirschwang; hier sind auch zahlreiche Kleinfalten sichtbar, die ebenfalls alle NO streichen. Es scheint also eine Diskordanz gegen den auflagernden Wettersteinkalk zu bestehen, die am ehesten tektonisch zu deuten ist: durch ein Gleiten des letzteren auf den Werfenern; dabei wurde auch der Gutensteiner Kalk zerrissen und ging lokal verloren. (Ein Teil der Unstimmigkeit ist allerdings wohl auch auf Verwerfungen zurückzuführen; vgl. S. 190.)

Sonst ist auf der S-Seite des Feuchterberges noch das Auftreten der S. 158 erwähnten Gosau bemerkenswert. Es ist wohl eine letzte Spur des großen Gosauzuges, den Ampferer (1918) auf der S-Seite des Gahns bis zur Eng verfolgt hat.

## 6. Der Zusammenhang mit der Schneecalpe.

Wie die Schichten des Hohen Gupfs gegen O vom Altenberger Tal flach wegfallen, so die der Schneecalpe gegen W. Die große Werfener Masse dazwischen bildet also eine Aufwölbung in der Richtung von O nach W. Daß

ihre Schichten auch in dieser Richtung und nicht nur in S—N zusammengestaucht sind — vgl. dazu Lahn (1930) — sieht man sehr deutlich an den steilgestellten Werfener Kalken in den Gräben beiderseits des Naßkamms, die nicht nur um S—N streichen, sondern auch gleichgerichtete Falten (z. B. im Krieriffelgraben) erkennen lassen. Ich glaube deshalb auch die Wiederholungen der Kalke in südlicheren Profilen auf solche N—S streichende Falten zurückführen zu müssen, wenn es sich dort auch nicht unmittelbar nachweisen läßt (vgl. die Profile auf Taf. VII).

Über den Werfernern wiederholen sich die Schichten der Hohen-Gupf-Basis zunächst spiegelbildlich, mit dem Unterschied, daß sich zwischen die (gegen N in Dolomit übergehenden) Gutensteiner Kalke und den anisischen (vgl. S. 145) Wettersteinkalk der Naßwand gegen N zu noch lichter (Wetterstein) Dolomit einschiebt. Auch der beiderseitige Reiflinger Kalk entspricht sich; doch ist er von dem Kalk der Naßwand streckenweise durch eine tektonische Diskordanz getrennt, die ihn gegen N auskeilen macht und den hangenden N fallenden Wettersteindolomit in der Gegend des Naßkamms in unmittelbaren — ebenfalls diskordanten — Kontakt mit dem Naßwandkalk bringt (vgl. Profil Fig. 8 sowie Ampferers, 1918, Fig. 47). Das Abstoßen der N fallenden Schichten an der fast horizontal darunter durchziehenden Naßwand ist von der Rax aus bei günstiger Beleuchtung sehr schön zu sehen; und auch im einzelnen Aufschluß sieht man, z. B. am Aufstieg vom Naßkamm zum Ameisbühel, deutlich eine Gleitfläche und den Dolomit darüber stark zertrümmert. Trotzdem ist diese Diskordanz nur von lokaler Bedeutung und kein Deckenkontakt (Kober, 1926, S. 388; Ampferer, 1918, S. 29; Lahn, 1930 und 1933); denn sowohl gegen NO (vgl. S. 143) als gegen SW (Cornelius, 1934) gehen alle beteiligten Gesteine lithologisch ineinander über.<sup>1)</sup>

Gegen N senken sich alle Schichten immer steiler, zuletzt fast senkrecht ins Reißtal hinab. Aber schon gleich N über der Reißtalclamm, die in die steilstehenden Schichten eingeschnitten ist, sieht man den Reiflinger Kalk<sup>2)</sup> wieder flach am Gehänge ausstreichen; und bei Hinter-Naßwald und am Wasseralmbach tauchen unter S fallendem Wettersteinkalk und — soweit vorhanden — Gutensteiner Dolomit wieder Werfener auf. Zwischen dem Naßkamm und Hinter-Naßwald bilden die Schichten also eine Synklinale, deren Kern sich um die Reißtalclamm befindet.

Jedenfalls ist der im Bereich unserer Karte befindliche Teil der Schneeanpe tektonisch einheitlich und entspricht dem basalen Teil der Rax, mit welchem er unmittelbar zusammenhängt.

<sup>1)</sup> Die Werfener, die Kober, a. a. O., „hoch oben auf dem Plateau der Schneeanpe, auf dem Ameisbühel“ angibt, habe ich nicht wiederfinden können. Ich will deswegen ihr Vorhandensein nicht in Abrede stellen; es können ganz gut winzige Reste einer Deckscholle analog Roßkogel, Hoher Gupf, Weichtal usw. auch dort noch vorhanden sein. Auf keinen Fall aber könnten diese Werfener in die Unterlage des Dolomits gehören, der den größten Teil des Schneeanpenplateaus bildet!

<sup>2)</sup> Inwieweit die mehrfachen Wiederholungen von Reiflinger Kalk und Wettersteindolomit, die man beim Aufstieg über die Hornermaner beobachtet (vgl. Geyer, 1889, S. 637), stratigraphisch oder tektonisch bedingt sind, läßt sich nicht sicher entscheiden; doch ist mir der zweite Fall wahrscheinlicher, und dementsprechend ist auch das Profil, Fig. 8, gezeichnet. Selbstverständlich sollen die darin angedeuteten Umbiegungen nur ein Schema geben!

## 7. Die Gegend um den Großen Sonnleitstein.

Der Scheitel der Antiklinale von Hinter-Naßwald, welche durch das Auftauchen der eben genannten Werfener zum Ausdruck kommt, scheint sich schon wieder unter dem N daranfliegenden Wettersteinkalk des Ohnemoskogels usw. zu befinden; denn während dieser überm Kaisersteig bis unter 1000 *m*, an der Kudlmauer sogar unter 950 *m* hinabsteigt, sieht man dazwischen im Oselgraben die Werfener noch bis etwa 1030 *m* am Weg und auch östlich der Kudlmauer bis gegen 1000 *m* in Gestalt spärlicher Schieferplättchen im Waldboden.<sup>1)</sup> Den N-Flügel der Antiklinale bilden die, soweit sich sehen läßt, im Durchschnitt mittel N fallenden Schichten der obersten Verzweigungen des Kaltwassergrabens, bis zum Hauptdolomit des Schwarzriegels [vgl. Spengler, 1931 (b), Profil X auf Taf. XIX]; allerdings ist der Zusammenhang durch die gleich zu erwähnenden Deckschollen und durch quartäre Bildungen stark verschleiert.

Gegen O versinken die Werfener der Naßwalder Antiklinale rasch, gleich unter Hinter-Naßwald; allerdings ist daran auch eine bedeutende Verwerfung mitheteiligt — am deutlichsten zu erkennen aus dem plötzlichen Aufhören der Werfener O der Kudlmauer gegen O, wo im Lärchgraben bis zur Talsohle hinab nur mehr Wettersteindolomit zu sehen ist. Auf der O-Seite des Rauchkogels ist der Antiklinalscheitel ausgedrückt durch den Verlauf der karnischen Basis: Jagdsteig S Steindriegel etwas über 800 *m*, Steindriegel 950 *m*, Kamm Rauchkogel—Vogelkirche zirka 925 *m*. Von dort geht es gegen N hinab; doch tritt auf dem Gehänge östlich des Kaltwassergrabens — nicht weit von diesem anstehend sichtbar, mit N-Fall — nochmals Wettersteindolomit zwischen dem Opponitzer Kalk zutage, der wohl einer kleinen Parallelantiklinale angehört.

Nun zu den bereits erwähnten Deckschollen! Ist man vom Kaisersteig<sup>2)</sup> aus über das steile Wettersteinkalkgebänge des Letting- oder Ohnemoskogels aufgestiegen, so trifft man hinter den genannten Kuppen einen flachen, z. T. sumpfigen Wiesenboden, den Plutschenboden, auf dem wiederum Werfener zutage treten (Fig. 8). Sie sind zwar nur spärlich sichtbar; trotzdem kannte sie schon Geyer (1889, S. 647 f.; die Lokalität heißt bei ihm Plotschhoden). Sie streichen gegen O über den Kamm, der vom O-Eck des Großen Sonnleitsteins nach SO zieht, und sind in Spuren noch auf der kleinen Verflachung WNW Punkt 1348 sichtbar. N tragen sie spärlichen Gntensteiner und z. T. Wettersteindolomit, weiter den massigen Wettersteinkalk des Sonnleitsteingipfels. Das Einfallen ist hier nirgends sichtbar; doch zeigt der Verlauf der Schichten am Sonnleitstein-O-Ende, daß es sehr steil sein muß. Auch nördlich trennen wieder Werfener den Wettersteinkalk von dem liegenden Hauptdolomit des obersten Schwarzriegelgrabens: knapp über dem Jagdsteig, der vom Sattel unter Punkt 1226 das Gehänge gegen W quert, sind sie hart am Kartenrande sichtbar; und gut erschlossen sind sie auf dem Sattel zwischen Großem und Kleinem Sonnleitstein, besonders in den östlich hinabziehenden

<sup>1)</sup> Von „stark geneigt“ (Lahn, 1930, S. 20) ist indessen keine Rede; ebensowenig von einem Hinaufziehen der Werfener gegen den Plutschenboden.

<sup>2)</sup> Der von Hinter-Naßwald zum Steinalpel führt! Nicht zu verwechseln mit dem Kaisersteig östlich Binderwirt; vgl. S. 152; 166!

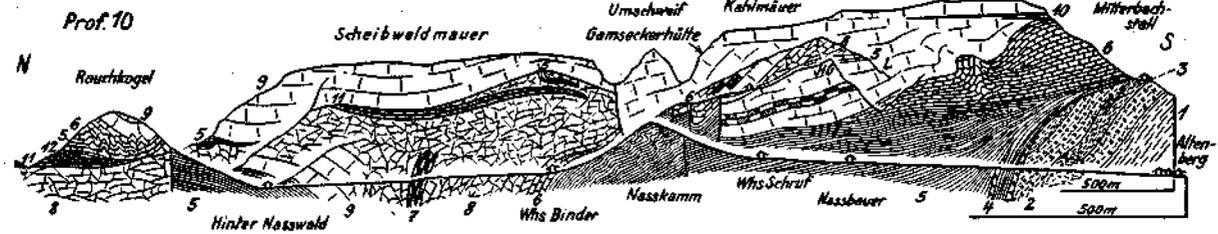
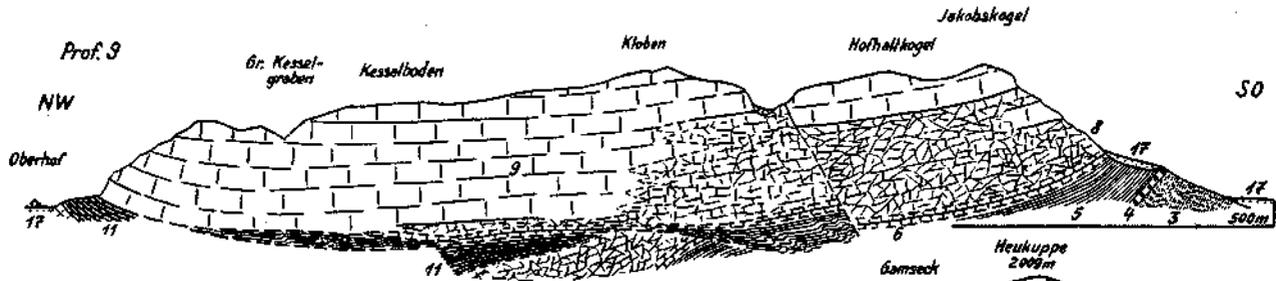
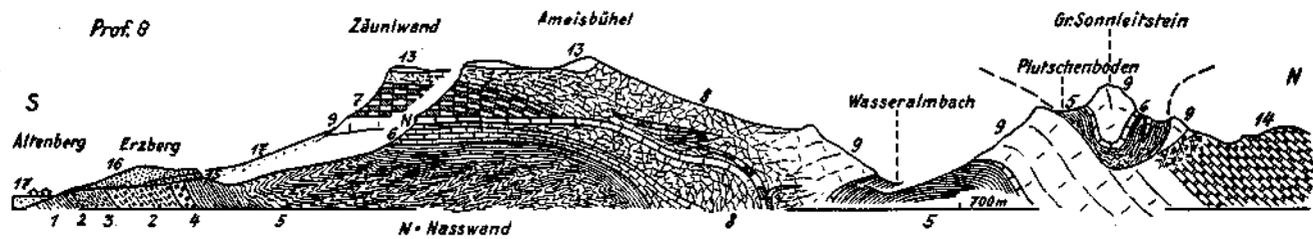


Fig. 8—10.

Zu Fig. 8—10.

Profil 8. Sammelprofil längs der Westseite von Altenberggraben und Reißtal, etwas schematisiert.

Profil 9. Querschnitt durch den östlichen Teil des Raxstockes, hypothetisch ergänzt, um zu zeigen, wie man sich die Lagerung in der Tiefe ungefähr vorstellen muß.

Profil 10. Sammelprofil (in Kulissen) längs der Ostseite von Altenberggraben und Reißtal.

17 Bach- und Gehängeschutt	9 Wettersteinkalk
16 Moräne (Rißbeizeit!)	8 Wettersteindolomit
15 Quartäre Breccie	7 Reifflinger Kalk
14 Hauptdolomit	6 Gutensteiner Kalk und Dolomit
13 Hallstätter Kalk (?)	5 Werfener Schichten
12 Opponitzer Kalk	4 Prebichlschichten
11 Müritzaler Mergel und Kalk; Rein- grabener Schiefer	3 Silurschiefer
10 „Grüne Schicht“	2 Porphyroid
	1 Silbersbergserie.

Gräben.<sup>1)</sup> Hier sind sie mit Gutensteiner Kalk verschuppt. Der massige, helle Kalk des Kleinen Sonleitsteins ist hingegen wieder Wettersteinkalk; Geyer (1889, S. 652) hat darin große Diploporen „ähnlich jenen im Wettersteinkalk des Höllentalen am Fuße des Schneeberges“ gefunden. Er ist wohl zu deuten als eine Art Schubfetzen. — Auf der O-Seite endlich vereinigen sich die beiden Werfener Züge — wenn auch starke Schuttbedeckung den Zusammenhang z. T. verdeckt — auf einer flachen, z. T. sumpfigen Terrasse im Hintergrund der Verzweigungen des Kot- und Kaltwassergrabens (Geyer, 1889, S. 648); sie liegen dort auf lichtem, zertrümmertem Dolomit, von dem man im Zweifel sein kann, ob es Wetterstein- oder Hauptdolomit ist.

So ist der Große Sonleitstein auf drei Seiten von Werfener Schichten umschlossen, die selbst auf jüngerer Unterlage aufruhcn. Er ist, wie zuerst Kober [1912 (b)] erkannt hat, eine Deckscholle, besser gesagt das östliche Ende einer Deckscholle, die von der Hinteralpe bei Frein bis hierher reicht [vgl. dazu Spengler, 1931 (b), S. 507 f.].

Nicht beistimmen kann ich Spengler hingegen, wenn er a. a. O. auch noch Punkt 1311 zur Deckscholle zieht; denn die Werfener bleiben nach meinen Beobachtungen durchwegs auf dessen N-Seite, während die S-Seite bis hinab zur Basis der Kudlmauer einheitlicher Wettersteinkalk ist. Sehen läßt die stark schuttbedeckte N-Flanke allerdings fast nichts; aber sie läßt die Auffassung, daß sich die Werfener am Kamm mit jenen auf der Terrasse bei 1100 m verbinden, als mindestens ebenso begründet ersehen wie die Spenglersche, daß dort der Wettersteinkalk des Großen Sonleitsteins mit jenem von Punkt 1311 zusammenhängt — womit man dann auf der S-Seite ins Gedränge kommt, da man keine Grenze gegen das basale Gebirge mehr ziehen kann.

Dagegen existiert noch eine Deckscholle, welche Spengler und andere nicht erkannt haben: auf dem Rauchkogel (1279 m, Fig. 10). Durch die ganze O-Flanke dieses Berges zieht nämlich in bedeutender Mächtigkeit ein dunkler, dünngeschichteter Kalk, der nichts anderes sein kann als Gutensteiner; z. T. wird er auch etwas knollig und nähert sich dem Reifflinger Typus. Die reichlich vorhandenen anstehenden Felsen lassen meist steile Schichtstellung, z. T. auch Falten erkennen (am besten zugänglich an einem bei etwa 1000 m querenden Jagdsteig). Unter jene anisichen Kalke fällt im S Wetterstein-

<sup>1)</sup> Das kleine Werfener Vorkommen, das Spengler [vgl. 1931 (b), S. 508] auf der O-Seite des Kleinen Sonleitsteins einträgt (Blatt Schneeberg—St. Ägyd), ist zu streichen, da es sich um Moränenschutt handelt!

dolomit und -kalk ein; weiterhin unterlagern sie die bereits mehrfach (S. 152, 154) erwähnten Reingrabener Schiefer und Opponitzer Kalke. Wo die Auflagerung auf letztere den NO-Kamm des Berges quert, da finden sich auch noch Werfener dazwischen, die allerdings nur sehr spärlich (am besten im SO-Gehänge) sichtbar sind. Über den anisischen Kalken folgt Wettersteinkalk, der den Gipfel bildet; vermutlich gehört auch der lichte Dolomit bei der Sutten noch zur Deckscholle. Jedenfalls aber wird sie hier durch die Fortsetzung jener Verwerfung abgeschnitten, die wir oben als O-Begrenzung der Naßwalder Werfener Schichten kennen lernten; sie bringt das Ladin der Unterlage in unmittelbare Berührung mit jenem der Deckscholle, und damit ist wohl erklärt, weshalb letztere so lange Zeit unerkannt blieb. Sehr kompliziert werden die Verhältnisse auf ihrer N-Seite; leider z. T. auch schwer erkennbar wegen starker Schutt- und Waldbedeckung. Steigt man im Kaltwassergraben<sup>1)</sup> auf, so durchquert man auf längere Strecke den Opponitzer Kalk des basalen Gebirges. Wo er in W fallenden Platten (Untertauchen der oben erwähnten Teilantiklinale!) den Graben quert, sieht man wenig oberhalb massige, helle Felsen aus feinkristallinem Kalk ebenfalls den Graben übersetzen; dann folgt Hauptdolomit. Steigt man nun auf der S-Seite empor, längs der Grenze dieser beiden Gesteine, so trifft man W von der ersten hohen auffallenden Felsgestalt des hellen Kalkes eine kleine Verflachung, darauf unzweifelhafte grüne Werfener Schiefer! Die Felsen des hellen Kalkes ziehen nun im Bogen gegen SW, dann wieder gegen S aufwärts; und hier finden sich auch wieder Werfener am Gehänge, an der Grenze gegen den Hauptdolomit. Sie gehören offenbar an die Basis der Deckscholle; der helle Kalk ist wohl Wettersteinkalk, Gutensteiner Kalk scheint hier zu fehlen. Wohl aber findet er sich auf der N-Seite des Kaltwassergrabens, zusammen mit Werfenern (schöne Quelle!), zwischen der Fortsetzung des hellen Kalkes und dem liegenden Opponitzer Kalk, bzw. Hauptdolomit. Dann macht die Moränenlandschaft des Kotgrabens den Aufschlüssen ein Ende. — Ihre Deutung ist wohl die, daß die Rauchkogeldeckscholle hier mit S—N-Streichen in die Unterlage eingesenkt ist; als W-Begrenzung kommt dabei vielleicht eine weitere Fortsetzung der oben bis zur Sutten verfolgten Verwerfung in Betracht, an der die Werfener S vom Kaltwassergraben heraufgeschleppt wären. Möglich ist aber auch, daß es sich um eine quere Einfaltung handelt.

### 8. Der Deckenbau des Raxgebietes.

Historisches. Es ist nicht nötig, hier auf die Vorstellungen einzugehen, die man sich vor Aufkommen der Deckentheorie vom Bau der Rax machte; sie gehören restlos der Vergangenheit an. Dagegen muß der Auffassung Kober's mit einigen Worten gedacht werden; nicht nur weil er als erster die Deckentheorie auf dieses Gebiet anwandte, sondern auch, weil seine Ansichten am meisten speziell auch in Nichtfachkreisen Eingang gefunden haben dürften. Kober trennte bekanntlich eine tiefere Hallstätter und eine höhere hochalpine — später (1923) hochostalpine — Decke. Die Trennungsfläche glaubte er rings um die N-, W- und S-Seite der Rax verfolgen zu können. Dabei hat er aber verschiedenwertige Schubflächen vereinigt: die Überschiebung auf der N-Seite der Rax und jene über dem Hohen Gupf, welche er irrtümlich quer durch die W-Abfälle von Gars-eck—Heukuppe fortsetzend dachte. Daß ihm dabei auch die Schichtbezeichnungen Hallstätter Kalk und Zlambachschiechten, wie er sie in der früheren Literatur vorfand, einen Streich spielten, ist naheliegend — sie mußten es doch zu verlockend erscheinen

<sup>1)</sup> Dessen Abzweigung vom Kotgraben wesentlich höher liegt, als die Karte angibt!

lassen, wirklich obertriadische Schichten in der Raxbasis anzunehmen! Die Kombination einzelner, genauer begangener Profile auf der S-Seite führte ihn dann dort zur Annahme einer Trennungsoberfläche, welche den Gutensteiner-Werfener-Sockel des Gebirges unter spitzem Winkel durchschneiden würde. Das ist natürlich unmöglich — auch abgesehen von jenen irrtümlichen Schichtdeutungen; und so war sein Lösungsversuch zum Scheitern verurteilt. Gleiches gilt auch von dem seines Schülers Lahn, der in den letzten Jahren versuchte, das Kober'sche Schema zu stützen, dabei aber z. T. die gleichen stratigraphischen und tektonischen Fehler beging (vgl. S. 143). Kober's Auffassung wurde 1918 von Ampferer eine andre entgegengestellt. Er erkannte die Überschiebung auf der N-Seite von Rax und Schneeberg an, zog sie aber nicht auf die S-Seite durch, sondern betrachtete die dort — außerhalb unserer Karte, im Schneeberggebiet — vorliegende Überschiebung als gegen S gerichtet. Außerdem erkannte er erstmalig, daß auch auf der Kalkmasse der Rax (Gupfmulde) noch Reste einer höheren Einheit erhalten sind. — Ampferer's Auffassung ist die, an welche sich die hier vertretene am engsten anschließt.

Zu einer etwas andern Ansicht — besonders was den Zusammenhang mit der Nachbarschaft im W und N betrifft — ist Spengler in seinen letzten Arbeiten [1931 (a, b, c)] gekommen; auf sie ist im folgenden noch näher einzugehen<sup>1)</sup>.

Bemerkt sei noch, daß die Namen Hallstätter (bzw. Mürzdecke, Lahn) und Hechalpine oder Hochestalpine Decke hier nicht mehr gebraucht werden, nachdem es sich herausgestellt hat, daß sie in einer dem Schema entsprechenden Bedeutung nicht vorhanden sind!

\* \* \*

Versuchen wir nun aus den voranstehend kurz wiedergegebenen Beobachtungen die Summe zu ziehen, so gelangen wir zu der folgenden Vorstellung vom tektonischen Bau:

Auf der ganzen S-Seite herrscht normaler Verband zwischen Trias und Unterlage, nur mit untergeordneten Störungen. Zu diesen — abgesehen von den Brüchen (vgl. S. 187) — gehören sowohl die differentiellen Gleitungen innerhalb der plastischen Werfener Massen, welche deren Mächtigkeitsschwankungen von zirka 20 bis über 1000 m bedingen, als auch die steil südgerichtete Aufwölbung am Sängerkogel. Letztere entspricht wohl einer jüngeren Bewegungsphase: den am ganzen Kalkalpensüdrand verhareiteten, von Hahn (1913, S. 305 f.), Trauth (1916), Ampferer (1918), Spengler (1918), Pia (1923) u. a. nachgewiesenen und auch von Kober (1926, S. 121) als wahrscheinlich anerkannten Bewegungen gegen S. Eine größere Schubfläche innerhalb der Trias streicht hier jedenfalls nirgends aus.

Gegen W setzen sich die Verhältnisse in ganz gleichartiger Weise in der Schneecalpe fort; nämlich im basalen Teil der Schneecalpe, welchem die Deckschollen des Rauhensteins, der Lachalpe, (Heritsch, 1921), des Raßkogels [Kober, 1912 (b)] aufgelagert sind. Wenn wir von S ausgehen, erscheint also die Gesamtmasse der Rax als „basales“ Gebirge<sup>2)</sup> im Sinne von

<sup>1)</sup> Nach Abschluß des Manuskriptes erschien das Buch von E. Kraus (Der Abbau der Gebirge, I: Der alpine Bauplan; Berlin 1936, bei Bornträger), worin auf S. 262 f. auch die Tektonik des Schneeberg-Rax-Gebietes behandelt wird. Kraus legt Spengler's Ergebnisse zugrunde und deutet sie auf allgemeine Unterschiebung aus S (d. h. relative Bewegung des Hangenden gegen S), im Gebiet S der Puchberg—Mariazeller Störungszone. Dazu sei hier nur soviel bemerkt, daß nach meinen Ergebnissen die Schneebergdecke (in meinem Sinne, vgl. S. 182f.) ganz zweifellos von SO gegen NW bewegt ist (S. 185f.) — relativ zur Unterlage selbstverständlich! Damit wird das Deutungsschema von Kraus in einem wichtigen Punkte durchbrochen. Gegen den Grundgedanken seines Buches: Bau des Gebirges nach unten, durch „Verschluckung“ (Ampferer), soll damit indessen nichts gesagt sein.

<sup>2)</sup> Wobei „basal“ selbstverständlich ein relativer Begriff ist und nicht etwa — autochthon zu setzen!

Spengler [1931 (b)] mit alleiniger Ausnahme der Deckscholle in der Gupfmulde und der kleinen Werfener Reste unter der Höllentalgosau (welche sich O des Höllentals, beiderseits des unteren Weichtals, fortsetzen); nur sie können den genannten Deckschollen auf der Schneecalpe entsprechen. Das ungefähr war auch Spenglers Ansicht noch 1928.

Zu einem andern Bilde ist Spengler, 1931, von der N-Seite ausgehend, gekommen: hier wird die Masse von Schneeberg—Rax vom Ausstrich einer großen Bewegungsfläche umgrenzt, und nördlich liegt ihr eine Reihe von Deckschollen gegenüber, dem gleichen basalen Gebirge aufgelagert, deren größte, im Großen Sonnleitstein in unser Gebiet hereinragend, eben jene oben genannte Roßkogeldeckscholle ist. Spengler hat darum die Rax-Schneeberg-Masse mit jenen Deckschollen zu einer einheitlichen „Schneebergdecke“ vereinigt.

Hier liegt also eine Unstimmigkeit vor: es ist ausgeschlossen, daß die Rax zugleich dem basalen Gebirge entspricht, wie wir, von S ausgehend, feststellen konnten, und den darüberliegenden Deckschollen, wie dies nach Spenglers Beobachtungen auf der N-Seite den Anschein hatte. Wo liegt die Lösung?

Sie scheint mir darin gegeben, daß die große auf der N-Seite der Rax austreibende Schubfläche eben — was Spengler noch nicht wußte — nicht weiter nach SW verfolgt werden kann als bis unter die Scheibwaldmauer beim Kaisersteig. Hier geht sie zu Ende; in den Kahlmäuern bereits tritt etwas anderes an ihre Stelle: eine steile Abbiegung der Kalktafel gegen WNW, und diese setzt sich als O-Flügel der Gupfmulde noch weiter nach S fort. Mit anderen Worten: die Schneebergüberschiebung beginnt im SW als einfache, aufrechte Mulde mit NNO-Streichen;<sup>1)</sup> wo die Bewegung — als deren mittlere Richtung wir die von SO gegen NW annehmen müssen — größeres Ausmaß gewinnt, N der Kahlmäuer, da ist ihr SO-Schenkel zerrissen; die Kalkplatte der Rax legt sich nun als flache Decke über ihr Vorland. Die Schneebergdecke wird damit zu einer (relativ) lokalen Komplikation innerhalb des basalen Gebirges; eine Auffassung, welche mit der von Ampferer, 1918, und Spengler, 1928, geäußerten im wesentlichen harmonisiert.

Diesem basalen Gebirge einschließlich der Schneebergdecke stehen nun die Deckschollen auf Rax, Schneecalpe und an der Puchberg—Mariazeller Linie als Teile einer höheren Einheit gegenüber, die Lachalpendecke genannt sei (im Anschluß an Heritsch, 1921). Ihr Verhältnis zur Schneebergdecke muß demnach ein anderes sein als es Spengler (1931) annahm. Den Schlüssel zum Verständnis liefert die Deckscholle in der Gupfmulde: sie liegt eingefaltet in der Synklinale, in welcher die Schneebergüberschiebung gegen SW ausklingt. Dies legt die Vermutung nahe, daß diese auch dort, wo sie als flache Überschiebung entwickelt ist, Äquivalente jener Deckscholle unter sich einwickelt. Und wirklich lassen sich die Werfener am Kaisersteig, die ganz ohne normalen Verband mit dem Wettersteinkalk des Hangenden sind, am besten in dieser Weise deuten: als eingewickelte Fetzen einer höheren Einheit; als unmittelbare Fortsetzung jener in der Gupfmulde wurden

<sup>1)</sup> Damit hängt wohl auch die Zusammenstauchung in O—W-Richtung zusammen, die die Altenberger Werfener Schichten betroffen hat!

sie ja schon von Geyer (1889, S. 679) aufgefaßt. Auch auf das Vorkommen unter der Engleitner Mauer läßt sich diese Auffassung ausdehnen, ebenso auf den kleinen Fetzen N der Vogelkirche, der ebenfalls außer stratigraphischem Verband mit dem Hangenden ist. Von dem Vorkommen am Schüttersteig hingegen läßt sich das nicht sagen, da die Aufschlüsse nicht ausreichen; und die Werfener im Nagelegraben gehören sicher normal an die Basis der Schneebergdecke. Diese erreicht aber hier schon eine größere Schubweite und fördert damit im Zusammenhange tiefere Schichtglieder zutage als im W, wo sie im Ausklingen ist.<sup>1)</sup>

Wenn ich somit dazu komme, die Beziehungen der Schneebergdecke zu den Deckschollen im N im Sinne einer Einwicklung zu deuten, so lassen sich dafür auch zeitliche Gründe anführen. Die Förderung der Deckschollen an der Pnchberg—Mariazeller Linie ist bekanntlich vorgosauisch erfolgt [Spengler, 1931 (b), S. 523 f.]; gleiches dürfte auch für die Werfener auf der Rax am Rudolfssteig sowie überm Weichtal gelten, wegen des reichlichen, aufgearbeiteten Werfener Materials in der Höllental-Gosau. Dagegen ist der Wettersteinkalk der Schneebergdecke N der Vogelkirche auf Gosau überschoben; bei der Engleitner Mauer (vgl. S. 167) ist das gleiche Verhalten zwar nicht unmittelbar zu sehen, aber doch anzunehmen. Denn wäre dort die Gosau nach der Überschiebung der Schneebergdecke in einem die ganze Mächtigkeit des Wettersteinkalks durchschneidenden Tal abgelagert worden, so müßte sie unbedingt Bruchstücke desselben enthalten und könnte nicht als feiner Quarzsandstein ausgebildet sein, wie dies tatsächlich der Fall ist.

Während also die Lachalpendecke sicher vorgosauisch ist, scheint mir die Schneebergdecke — und damit auch die Einwicklung der ersteren — nachgosauiseb.<sup>2)</sup> Sie wird damit zwar nicht zur direkten Fortsetzung, wohl aber zu einem räumlichen wie auch zeitlichen Gegenstück zu Spenglers (1925) Hochschwabschuppe — was ja mit Spenglers früherer Auffassung (noch 1928) wohl übereinstimmt.

Kurz hinzuweisen bleibt endlich noch auf das ganz verschiedene mechanische Verhalten der Gesteine an den beiden Bewegungsflächen. An der

<sup>1)</sup> Wie sich das Verhältnis auf der N-Seite des Naßwaldertales gestaltet, bleibt noch zu untersuchen; ich habe meine Begehungen am Kartenrand abgebrochen. Die Schneebergdecke reicht hier jedenfalls bis zum Mitterberg; ich möchte vermuten, daß in der Schuppenzone, welche — bis in unser Kartengebiet herein — ihre Basis bildet, bereits Fetzen der Lachalpendecke stecken.

<sup>2)</sup> Damit setze ich mich allerdings zu anscheinend wohlbegründeten Ansichten Ampferers (1918, S. 7), Kobers (1926, S. 34) und Spenglers [1928, S. 16, 1931 (b), S. 523 f.] in Widerspruch. Alle betrachten die Schneebergdecke als vorgosauisch, u. zw. sind für Ampferer maßgebend — neben dem negativen Merkmal: daß an der Überschiebung nirgends Gosau eingeklemmt sei — die Verhältnisse im Gosaubecken der Neuen Welt, wo eine breite und tiefe mit Gosauschichten gefüllte Mulde die Schneebergdecke fast bis zur Basis zu durchdringen scheint; wogegen Spengler sich hauptsächlich (1928) auf die Verhältnisse im Miesenbachtale stützt, wo nach Kobrats Darstellung (Blatt Wiener Neustadt) Gosau über Schubschollen und Unterlage einheitlich zu transgredieren scheint. Nun, in diesem letzteren Falle scheint es sich auch wieder um die Frage zu drehen: wo hört die Schneebergdecke auf und wo beginnen die (eventuell unter sie eingewickelten) Reste der Lachalmdcke? Die Klar von der Gosau transgressiv überdeckten Werfener bei Miesenbach würde ich — nach Kobrats Kartendarstellung — jedenfalls eher zu letzteren stellen. Was aber die Gosaumulde der Neuen Welt betrifft, so liegt hier doch vielleicht erst eine jüngere Verbiegung der samt ihrer Gosauauflagerung bewegten Schneebergdecke vor.

Sohle der Schneebergdecke ist der Wettersteinkalk zu einer Breccie zertrümmert — wie in zahllosen analogen Fällen in den Kalkalpen. An der Sohle der Lachalpendecke aber fanden wir den gleichen<sup>1)</sup> Wettersteinkalk (vgl. S. 151) zu einem Bändermarmor verwalzt. Nach allem was wir wissen, muß dieser zweite Typus der Umformung unter wesentlich höherer Belastung zustande gekommen sein als der erste; und wir müssen annehmen, daß durch den genannten Unterschied zwei Schubflächen charakterisiert sind, die zu verschiedenen Zeiten und unter ganz verschiedenen mechanischen Bedingungen<sup>2)</sup> in Tätigkeit traten; wir können weiter schließen, daß die Schneebergdecke ein recht kümmerliches Gebilde ist gegenüber der gewaltigen Gesteinslast, welche als Lachalpendecke sich darüber hingewälzt haben muß — von deren eüstiger Mächtigkeit die heute noch vorliegenden kläglichen Reste gar keinen Begriff mehr geben. (Nachdem die Bewegung der Lachalpendecke bereits vorgosauisch erfolgt ist, ist es ja leicht verständlich, wenn ihr größter Teil seither bereits abgetragen ist.)

Daß die Reste der Lachalpendecke auf der Rax dem Wettersteinkalk — z. T. (Gupfmulde!) sogar einer nur geringen Mächtigkeit ladinischen Wettersteinkalks — aufliegen, während sich N des Naßwalder Tales höhere Schichtglieder bis zum Lias (Mitterberg) dazwischen einstellen, ist wohl am einfachsten so zu deuten, daß im S die letzteren bereits abgetragen waren als die Decke anrückte; mit andern Worten, daß es sich um eine Relieffüberschiebung (Ampferer, 1924) handelt. Die Verhältnisse auf der N-Seite der Gupfdeckescholle, wo überschohene und basale Werfener einander sehr nahe kommen — allerdings ist diese Gegend durch Brüche kompliziert und im einzelnen nicht ganz klar —, lassen sogar die Vermutung aufkommen, daß hier die Decke bereits eine tiefere Erosionsfurchung vorgefunden habe. — Auch die Schneebergdecke muß eine bereits erodierte Oberfläche vorgefunden haben, vorausgesetzt, daß die obenstehende Altersdeutung richtig ist; denn wir wissen ja, daß zur Gosauzeit eine gewaltige Abtragung stattfand. Trotzdem darf nicht jede Verringerung der Schichtmächtigkeit auf diese Weise erklärt werden; gerade die erstaunlich geringe Mächtigkeit der Mitteltrias unter der Schneebergdecke im Reißtal kann niemals durch vorgosauische Erosion bedingt sein, sonst müßten die karnischen Schichten ihres Hangenden entfernt worden sein! Hier müssen vielmehr tektonische Ursachen mitspielen. In welcher Weise eine vorrückende Decke ihren Untergrund in Mitleidenschaft ziehen kann, zeigen ja die Schubschollen im Naßwalder Halbfenster oder die Schuppen auf der O-Seite des Reißtales, die wohl sämtlich aus dem Untergrund der Schneebergdecke hervorgeschürfte Hangeudteile der Unterlage enthalten.

Es bleibt noch die Frage der Herkunft der kalkalpinen Decken. Daß die Schneebergdecke nahe SO von der Gegend, wo sie sich heute befindet, beheimatet sein muß, geht aus ihrem geschilderten tektonischen Verhalten

<sup>1)</sup> Daß sich andre Gesteine z. T. ausgesprochen anderes Verhalten, ist kein Gegenargument; insbesondere Dolomite sind ja auch als Unterlage der Lachalpendecke (z. B. Schubspäne in der Gupfmulde) stets intensiv zertrümmert — wie das eben ihrer größeren Sprödigkeit entspricht.

<sup>2)</sup> Daß an der tektonisch höheren Schubfläche der Umformungstyp herrscht, der größerer Tiefe entspricht, zeigt auch, daß beide nicht gleichalterig sein können und daß die tiefere Schubfläche jünger sein muß, wie das mit der obenstehenden Annahme einer Einwickelung der Lachalpendecke an der Schneebergüberschiebung in Einklang steht.

unmittelbar hervor. Aber auch der Ablagerungsbereich der Lachalpendecke muß wenig weiter S anschließend gedacht werden — entsprechend der zuerst von Hahn (1913) ausgesprochenen Ansicht über die Herkunft der juvavischen Deckenreste, der Spengler (1928, siehe oben), Staub (1924, S. 206) und Kober (1931) beigetreten sind. In unserem Falle spricht dafür auch die vollständige fazielle Übereinstimmung zwischen Deckschollen und „basalem Gebirge“ — wenn sie sich auch leider nur auf die untere und mittlere Trias erstreckt, da höhere Schichten den Deckschollen fehlen.

Um nochmals kurz zusammenzufassen: vorgosauisch erfolgte die Aufschichtung der Lachalpendecke wahrscheinlich ungefähr von S gegen N. (Genauere Anhaltspunkte zur Feststellung der Bewegungsrichtung hat das Raxgebiet zwar nicht geliefert, doch läßt die weite Verbreitung dazugehöriger Deckschollen im Gebirgstreichen — wenigstens bis ins Gesäuse — eine andere Richtung gar nicht in Frage kommen.) Später — nachgosauisch — fand der Vorschub der Schneebergdecke statt, welche die Reste der Lachalpendecke in ihrem Bereich, soweit sie von der vor- und nachgosauischen Erosion verschont geblieben, auf ihrem Rücken verschleppte (Weichtal), bzw. unter sich einwickelte (Kaisersteig, Wallneralm). Diese Bewegung erfolgte im Durchschnitt wohl in ungefähr SO—NW-Richtung;<sup>1)</sup> im Raxgebiet aber in OSO—WNW his fast O—W. Dies zeigt sowohl das NNO- his S—N-Streichen der Gupfmulde, in welcher die Überschiebung gegen SW ausklingt, als auch das S—N-Streichen des Überschiebungsrandes von der Scheibwaldmauer zum Mitterberg N Naßwald (der demnach, von der tiefen Einhuchtung des Naßwalder Halbfensters abgesehen, ungefähr — nicht genau! < dem ursprünglichen Stirnrand der Schneebergdecke entsprechen dürfte). Im Zusammenhang mit dieser O—W-Bewegung stehen wohl auch die gleichgerichteten Zusammenstauungen im Altenberger Gehiet, auf die Ampferer und Lahn schon hingewiesen haben; ferner die merkwürdige N—S-streichende Einfaltung der Rauchkogeldeckscholle (vgl. S. 180).

Der Bewegungshetrag nimmt dabei von SW gegen NO rasch zu: im Bereich der Gupfmulde ist er nur durch deren Einmündung vertreten, d. h. < 1 km; im Naßwalder Halbfenster erreicht er fast 5 km (Entfernung von der äußersten Spitze des Fensters bis zum Mitterberg, in die SO—NW-Richtung projiziert), im Schneeberg 7.5 km (vom S-Rand des Hengstfensters his zum Überschiebungsrand am Kuhschneeberg); dabei ist zu bemerken, daß die beiden letzten Werte Minimalwerte sind, da wir ja nicht wissen, wie weit sich die Fenster noch unter die Decke hineinestrecken. Diese Zahlen erlauben uns noch weitere interessante Feststellungen über Art und Größe der Bewegung. Es geht daraus nämlich unmittelbar hervor, daß die Bewegung nur eine drehende<sup>2)</sup> gewesen sein kann, um einen Drehpunkt in der südlichen Verlängerung der Gupfmulde, etwa W oder SW von der Heukuppe; anders wäre die rasehe

<sup>1)</sup> Damit harmonisch auch das allgemeine NO-Streichen der Kleinfalten in der Werfener Unterlage auf der S-Seite des Feuchters; vgl. S. 175.

<sup>2)</sup> Das ist nicht das einzige derartige Beispiel in den Alpen; vgl. B. Sander (1921). In unserem Fall liegt es nahe, das Auftreten des Drehmomentes mit dem Umbiegen der gesamten Nordalpen zu NO-Streichen, in die Karpathen hinüber, in Beziehung zu setzen (vgl. dazu auch Lahn, 1930, S. 90). — Übrigens darf man sich nicht vorstellen, daß die Zunahme der Überschiebungsbeträge im weiteren Fortstreichen gegen NO noch weiter gehen müsse!

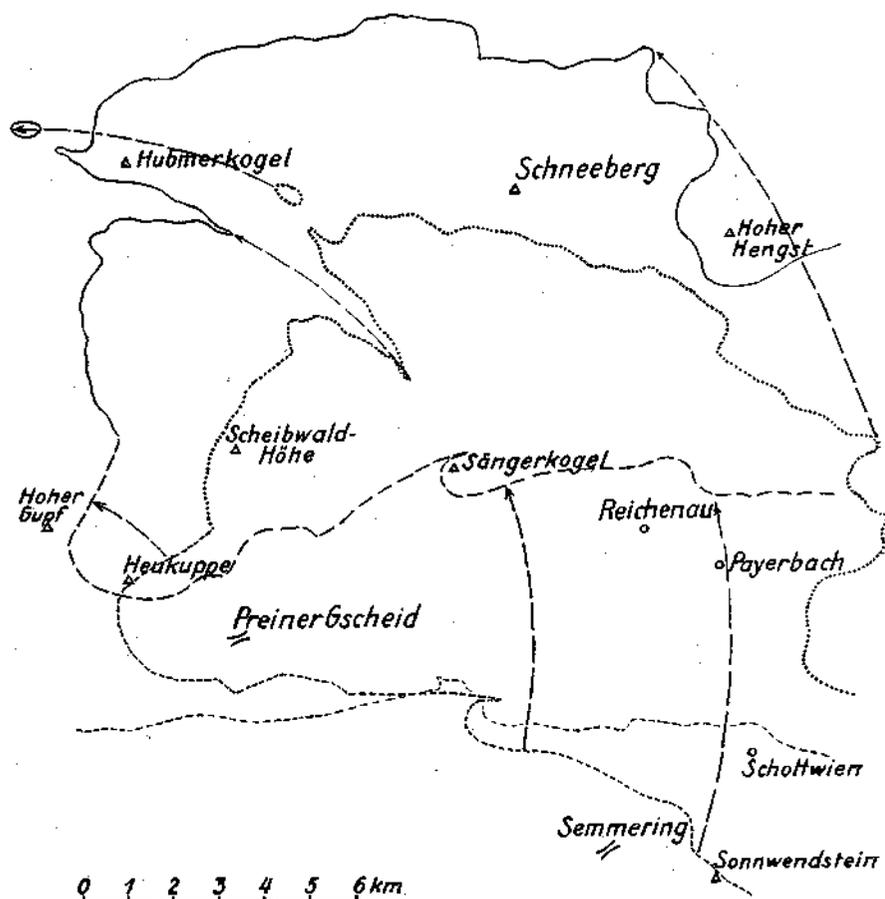


Fig. 12. Kartenskizze des Raxgebiets, 1:175.000.

Versuch einer Rekonstruktion der Drehbewegung am Westende der Schneebergdecke: die ausgezogene Linie gibt die heutige Lage des Überschiebungsrandes, die langgestrichelte die des südlichen Erosionsrandes der Triaskalke der Schneebergdecke wieder. Punktirt, bzw. kurzgestrichelt: die gleichen Linien vor der Drehbewegung (welche damals selbstverständlich noch nicht mit den Rändern der Triaskalkplatte identisch waren!). Die Pfeile zeigen Richtung und Ausmaß der Bewegung an. — Die jüngeren Bewegungen: Einklemmung der Gossumulden, Auffaltung des Krumbachsattels, Überschiebung gegen Süden am Sängerkogel usw., Verschiebungen an Brüchen sind dabei nicht berücksichtigt worden, da ihr Ausmaß schwer abzuschätzen ist; im übrigen ist es nicht sehr bedeutend. Die wirkliche Ausgangslage des Südrandes war jedenfalls noch etwas weiter südlich. — Feinstriehliert: heutiger Ausstrich der Überschiebung der Grauwackenzone über die Semmeringtrias.

Zunahme der Überschiebungsbeträge gegen NO nicht zu verstehen. Denken wir uns nun die Bewegung rückgängig gemacht (vgl. die Skizze Fig. 12), so kommen wir mit dem N-Rande des Schneebergs ungefähr in die Linie des Krumbachsteins. Da aber innerhalb der Wettersteinkalkplatte keine nennenswert ins Gewicht fallenden Zerrungen erfolgt sind, so müssen wir

uns auch deren S-Rand um den gleichen Betrag nach S zurückgedreht denken. Die Ausführung dieser Operation bringt den Triasrand am Feuchter und Gahns in die Gegend des Sonnwendsteins! Fürwahr ein überraschendes Ergebnis; wobei nochmals betont sei, daß auch dies ein Minimalbetrag ist — haben wir doch nur mit den wirklich sichtbaren Überdeckungsbreiten gerechnet und die ganze seither erfolgte Erosion vernachlässigt.<sup>1)</sup>

Noch später — wenn auch vielleicht z. T. im unmittelbaren Anschluß<sup>2)</sup> an die Vorhewegung der Schneebergdecke — erfolgten noch Verbiegungen derselben, welche zur Einklemmung der Gosau am Studierkogel, Höllental usw. sowie zur Aufpressung der Krummbachsattelzone führten (letztere wohl im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Hengstfensters östlich vom Schneeberg!); endlich noch die Überschiebungen gegen S am südlichen Triasrand, in unserem Gebiet nur durch den Werfener Keil N des Sängerkogels vertreten, wogegen sie wenig weiter O auf der S-Seite des Gahns wesentlich größere Bedeutung zu gewinnen scheinen (vgl. Ampferer, 1918). Diese Bewegungen stehen vielleicht schon in Verbindung mit einer seit Jungtertiär erfolgten Hebung des Gebiets um örtlich wechselnde Beträge (bis gegen 2000 m) — zu erschließen aus dem Vorkommen der Augensteine, welches zeigt, daß sich einst über den heutigen Gipfeln das Aufschotterungsgebiet von Flüssen ausbreitete.

Endlich sind noch bis in geologisch junge Vergangenheit Verbiegungen und Verschiebungen an Brüchen erfolgt; davon soll noch im nächsten Kapitel die Rede sein.

### 9. Die Bruchtektonik.

In den vorausgehenden Abschnitten wurde nur beiläufig auf die eine oder andere Bruchstörung hingewiesen, die Mehrzahl derselben aber mit Still-schweigen übergangen. Das soll nun, soweit erforderlich, nachgeholt werden.

Dieser Vorgang ist dadurch begründet, daß in unserem wie in den meisten andern Alpengebieten die Brüche mehr nur ein untergeordnetes Beiwerk der Tektonik darstellen.

Der wichtigste Bruch der Rax ist der Große Höllentalbruch, der seit Geyer (1899, S. 687) eine bedeutende Rolle in allen Erörterungen über die Rax spielt, dessen Verlauf im einzelnen aber nie genauer festgestellt wurde.

<sup>1)</sup> Um eine ähnliche Operation mit der Lachalpendecke auszuführen, sind die erhaltenen Reste derselben zu fragmentarisch. Immerhin kann kein Zweifel bestehen, daß ihr Herkunftsgebiet weit über den heutigen Bereich der Semmeringtrias sich hinstreckt haben muß; selbst wenn wir die Ausdehnung heute entliegener Zwischenstücke noch so gering einschätzen. Es wäre verlockend, daran anschließend die Frage des „Semmeringfensters“ aufzurollen; doch würde dies hier zu weit führen, zumal die Rax nicht den geeignetsten Ausgangspunkt dafür bietet. Ich möchte hier nur darauf hinweisen, daß mir innerhalb meines Aufnahmegebiets — auch über den Bereich der Raxkarte hinaus, von Turnau bis zum Semmering — keine Tatsache bekanntgeworden ist, die gegen die Fensternatur spräche; im Gegenteil lassen sich manche bisher nicht beachtete Tatsachen als neue Stützen dafür verwerten. Aber davon mehr bei anderer Gelegenheit.

<sup>2)</sup> Das ist allerdings deshalb nicht sehr wahrscheinlich, weil die betreffenden Züge ungefähr O—W streichen, also wohl einem Zusammenschub wieder in S—N-Richtung ihre Entstehung verdanken und nicht einer Bewegung in SO—NW-Richtung. Eine genauere zeitliche Einordnung aller dieser Vorgänge ist nicht möglich; es kann nur vermutet werden, daß sie irgendeiner (vielleicht mehr als einer?) gebirgsbildenden Phase im älteren Tertiär entsprechen.

Der Große Höllentalbruch trennt Kuhschneeberg und Hochschneeberg [Bädecker, 1922, S. 71; Spengler, 1931 (c), S. 92]. Im Weichtal — das ungefähr seinem Verlauf folgt — tritt er in den Bereich unserer Karte ein; die dortige Werfener Deckscholle (vgl. S. 172) dürfte gegen W von ihm abgeschnitten werden. Im Bereich des Wachthüttelgrabens ist er an der Zerspaltung des Wettersteinkalks kenntlich, am Wachthüttelkamm verrät er sich durch Zertrümmerungszonen, die mehrfach (besonders bei zirka 900 m) gut aufgeschlossen sind. Sie streichen quer (rund 45° O) über den Kamm und quer zum Großen Höllental. Auch an der Straße wenig NW der Abzweigung des Wachthüttelkammsteiges sind mächtige Zertrümmerungszonen aufgeschlossen, die hier aber einen stark der N—S-Richtung genäherten Verlauf des Bruches anzeigen. Jedenfalls darf man somit nicht von einem Bruch reden, vielmehr von einem ganzen Bündel von Brüchen. So bleibt es auch im Großen Höllental. Der Teufelsbadstubensteig folgt eine große Strecke weit einem dieser Brüche, der NNO streicht, mehr oder minder steil bergwärts fällt und meist an Einschaltungen von rotem Ton usw. (vgl. S. 150) kenntlich ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach seine Fortsetzung ist es, die im Gaisloch wieder sichtbar wird, mit mittelsteilem SO-Fallen; auch hier ist er durch rote Breccie und roten Ton gekennzeichnet. In der Klohenwand sind ebenfalls ungefähr der Wand parallellaufende Brüche durch rote Breccien und Tone gekennzeichnet, z. B. am Hoyossteig und noch an vielen andern Stellen. Man darf daraus nun aber ja nicht folgern, daß das Große Höllental ein grabenförmiger Einbruch wäre, wie das gelegentlich (ohne daß das Ausstreichen der Brüche genauer bekannt gewesen wäre) angenommen wurde; dagegen spricht schon das bergwärtige Einfallen der Brüche auf der O-Seite. Mir scheint vielmehr, daß alle diese Brüche gleichsinnige Bewegungen vermittelt haben (vgl. unten). — Am Gaislochboden und Grünschacher mangeln sichere Aufschlüsse, wenn wir absehen von gelegentlichen roten Zertrümmerungszonen im Gebiete des Klobentörls und der Abstürze der Scheibwaldhöhe. Der (oder ein) Hauptast trennt aber auch hier wahrscheinlich die einzelnen Dolomitaufschlüsse im NW vom Kalk im SO, so wie dies an der Preiner und Königsschußwand der Fall ist. Unter diese fällt die Bruchfläche wiederum gegen SO ein; die eigentümliche dünne Kalklamelle der Königsschußwand findet so ihre Erklärung als letztes von der Erosion stehen gelassenes Kalkrelikt des SO-Flügels. Weiter quert der Bruch den Waxriegel, wo er die ganz unglaubliche Zerrüttung des Dolomits verursacht. Hier zersplittert er in mehrere Äste: ein solcher schwenkt nach WNW um, überquert den Siebenbrunnkessel, auf dessen W-Seite er als Furche im Gehänge S der Windungen des Schlangenwegs zur Erscheinung kommt; hier stößt Gutensteiner und Reiflinger Kalk der Heukuppe am Wettersteindolomit des Siebenbrunnkessels ab, doch scheint die Störung weiterhin bald zu erlöschen. Die andern Äste treten in die Grauwackenzone ein mit nur wenig abgelenkter Richtung: einer verläuft W vom Preiner Gscheid bis zum Sonnleitner, wo er die Grenze Karbon—Silberbergserie um etwa 600 m horizontal verstellt; ein zweiter zieht unter der Reißtaler Hütte (hier Werfener an Porphyroid abstoßend) in den Koglergraben hinüber, an dessen Mündung er ebenfalls die Karbongrenze um etwa 600 m verschiebt. Innerhalb des Karbonzugs erlöschen alle.

Die mechanische Deutung dieser Bruchzone ergibt sich aus den letztgenannten Beobachtungen: es liegt offenbar eine Zone von Horizontal-

verschiebungen vor. Ihr Betrag ist durch die Summe  $600 + 600 = 1200$  m der Größenordnung nach gekennzeichnet (selbstverständlich muß er nicht über die ganze Erstreckung der gleiche bleiben). Damit ist eine Verstellung der beiden Bruchflügel in der Vertikalen (Bädecker, 1922, S. 71; Lichtenecker, 1926) ohne weiteres vereinbar; gibt es doch sehr wenig Bruchflächen, an denen nur eine Horizontal-, bzw. Vertikalkomponente tätig war. Im Gegenteil: es wird nun ganz gut verständlich, daß auf der Rax der NO-Flügel gehoben (Scheibwaldhöhe gegen Grünsbacher um 150—200 m), am Schneeberg dagegen gesenkt (um 250—300 m, Bädecker) erscheint; die Bewegung der SO-Scholle ging eben im S gegen NO abwärts, im N in gleicher Richtung wieder aufwärts. Aus der Verstellung der Plateauflächen ergibt sich auch das Alter wenigstens eines wesentlichen Anteils der Bewegung als nachaltmiozän, womit selbstverständlich ältere, gleichsinnige Bewegungen in keiner Weise bestritten werden sollen.

Andere Brüche sind merkwürdigerweise in der Grauwackenzone fast auffälliger als in der Trias, was ja wohl darauf beruhen dürfte, daß innerhalb des Wettersteinkalks eine Verstellung schwer festzustellen, die Triasbasis an den Bergrändern aber häufig nur mangelhaft aufgeschlossen ist. So ist sehr deutlich das Bruchbündel in der Grauwackenzone zwischen Prein und Edlach,<sup>1)</sup> das auch in die Unterlage des Karbons (Haarkogel) eingreift. Auch hier dürften Transversalverschiebungen mindestens vorwiegen. Daran schließen sich die Brüche der Gegend Großau—Knappenhof, die wegen der Unstimmigkeiten im Schichtbestand zwischen fast jedem Geländerrücken und seinem Nachbarn im Bereich der Grauwacken- und z. T. noch Werfener Schichten angenommen werden müssen, am Rande der kalkigen Trias sich aber nur selten (Törl!) in bemerkenswerter Weise fühlbar machen (Näheres siehe Kartel). Es ist nicht ausgeschlossen, daß hier z. T. ältere (variszische?) Störungen vorliegen, die in späterer Zeit wieder aufgelebt sind, aber nur mit einem Bruchteil ihres Gesamtverstellungsbetrages die Trias noch in Mitleidenschaft ziehen. Ein relativ bedeutender Bruch läßt am O-Fuß des Sängerkogels die Werfener Schiefer über der total zerrütteten Rauhwacke wieder erscheinen und durchsetzt sodann den Wettersteinkalk bei der Windbrücke, dessen gewaltige, an den roten Farben weithin kenntliche Zertrümmerung er hervorgebracht hat. Hier lassen sich an Harnischen neben Bewegungen mit vorwiegender Horizontalkomponente auch solche in rein vertikaler Richtung (Senkung des O-Flügels) ablesen. Die Verwerfung läuft anscheinend in die große, nördliche Zweigschlucht des Großen Fuchsgrabens (S Großofen) hinein. Kleinere Querbrüche, wohl auch hauptsächlich Transversalverschiebungen, konnten bei der Kartierung des Gutensteiner Dolomits N der Raxbahn festgestellt werden;<sup>2)</sup> in ihr System gehören auch die Harnische, die Lichtenecker (1928, S. 129) an der Höllentalstraße festgestellt hat. Daß diese Brüche noch weit nach N fortsetzen, zeigen die vielen, meist nahe N—S-streichenden Zerrüttungszonen an der Höllentalstraße, welche die Arbeiten zu deren Verbreiterung 1934 bloßgelegt haben. Aber auch nach S setzen hier Brüche bis in die Grauwackenzone fort; wenigstens muß ich darauf das

<sup>1)</sup> Eine Detailbeschreibung der einzelnen Brüche würde zu weit führen; es sei nur bemerkt, daß sie größtenteils aus Lesesteinkartierung erschlossen wurden.

<sup>2)</sup> Auf der Karte z. T. übertrieben eingetragen.

Auftreten von Werfener Schichten an dem Sporn SO Hirschwang (grüne, glimmerreiche Tonschiefer mit Kalklagen bei einem der Siedlungshäuser künstlich aufgeschlossen) zurückführen. Und am S-Gebänge des Feuchterbergs scheinen NW-streichende Brüche wiederholt die NO-streichenden Werfener abzuschneiden; einer ist übrigens in einem künstlichen Aufschluß NO Hirschwang im Walde als Zerrüttungszone in Werfenern unmittelbar sichtbar.

Den gelegentlich (Waagen, 1926/1) angenommenen Längsbrüchen an der SO-Ecke der Rax kann ich dagegen eine nennenswerte Bedeutung nicht zuerkennen; es besteht kein Anlaß, mehr in ihnen zu sehen, als ganz geringfügige Diskontinuitäten,<sup>1)</sup> wie sie die steife Kalkplatte der Rax zu Tausenden durchziehen, ohne daß man sie durch Kartierung feststellen könnte (vgl. Lichtenegger, 1928). Sicherlich ist die tektonische Bedeutung z. B. des Querbruchs der Windbrücke (siehe oben) wesentlich größer.

Dagegen liegt gar kein Anlaß vor, Brüche anzunehmen, die den S-Abbruch der Triasplatte bedingen würden. Auch Suess „Linie von Hirschwang“ (1864, S. 47) ist — mindestens im Bereich der Rax — zu streichen; die Diskordanz zwischen Werfenern und Wettersteinkalk, soweit eine solche vorhanden, ist ohne Schwierigkeit anders zu erklären (vgl. S. 175 und oben!) als durch eine steile Verwerfung.

Auf der W-Seite der Rax sind kleinere Brüche — teils angenähert N—S, teils mehr oder minder im (Gesamt-) Streichen verlaufend — nicht selten (siehe Karte). Von größerer Bedeutung sind nur die S. 166 bereits erwähnten, welche WSW—ONO-streichend die Deckscholle der Gupfmulde nördlich abschneiden. Sie sind stellenweise (besonders im Graben östlich Seelenriegel) unmittelbar aufgeschlossen; ebenso auch die östliche Fortsetzung des südlichen Bruches jenseits des Reißtales, wo Gutensteiner Dolomit steil gegen die basalen Werfener einfällt. Dann treten diese Brüche in die Wettersteinkalkplatte ein, deren stellenweise sehr auffällige Zerrüttung (Rote Wand, Rote Schurze u. a.) auf sie zurückzuführen ist; doch zersplittern sie hier und erlöschen bald. Eine Verstärkung der Plateauoberfläche haben sie nicht hervorgebracht, sind also wohl älter; dagegen erfolgt die Änderung in der Tektonik der Kalkplatte (vgl. S. 182) augenscheinlich an ihnen. Sie dürften also relativ alt sein, wohl ein Nebenprodukt der Bewegung der Schneebergdecke gegen NW — zu der sie diagonal verlaufen! Dies legt die Vermutung nahe, daß auch sie in erster Linie die Rolle von Transversalverschiebungen spielen; doch ist Sicheres nicht festzustellen. Jedenfalls scheint auch der Betrag der an ihnen erfolgten Vertikalbewegung (u. zw. Senkung des S-Flügels) nicht ganz unbeträchtlich — N der Gupfmulde wenigstens 300—400 m insgesamt — zu sein.

Das Fehlen von Gutensteiner Kalk längs des W-Fußes des Hohen Gnpts könnte zu der Annahme verleiten, daß auch hier zwischen Werfener Schichten und Wettersteinkalk ein größerer N—S-Bruch durchzieht. Wenn man sich aber Rechenschaft gibt von der starken Mächtigkeitsabnahme des Gutensteiner Kalks von der Heukuppe (S-Seite) gegen N, so erscheint eine solche Annahme keineswegs notwendig; vgl. Profil Fig. 10.

Recht bedeutend scheint auch der vertikale Verstellungsbetrag der schon mehrfach (S. 177) genannten Verwerfung zu sein, welche beim Brunngraben

<sup>1)</sup> Über Brüche, an welchen gar keine Verschiebung der beiderseitigen Gesteinsmassen gegeneinander erfolgt ist, wie sie gerade für den SO-Teil der Rax auch schon behauptet wurden, kann man vom Standpunkt der Tektonik aus ruhig zur Tagesordnung übergehen.

die Werfener Aufwölbung von Hinter-Naßwald gegen NO abschneidet. Gegen NW nimmt er noch zu; hier reichen die Werfener des SW-Flügels östlich der Kudlmauer bis gegen 1000 m hinauf, während im NO-Flügel Wettersteindolomit bis zur Talsohle hinabgeht (unter 700 m). Auf dem Kamm ist darüber, infolge der Absenkung, die Rauchkogeldeckscholle gegen 400 m mächtig erhalten; die Gesamtsprunghöhe mag hier an 500 m ausmachen.

### Literatur.

#### 1. Das Gesamtgebiet der Raxkarte selbst betreffend.

Ampferer O., 1916. Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsab. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 126, S. 217.

Ampferer O., 1918. Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 96, S. 1.

Bädecker D., 1922. Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahresh. aus Österreich, 12, S. 5.

Bittner A., 1882. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung.

Bittner A., 1890. Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. G. R. A., S. 299.

Bittner A., 1891. Triasbrachiopoden von der Raxalpe und vom Wildangergebirge bei Hall in Tirol. Verh. G. R. A., S. 55.

Bittner A., 1892. Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I, Abh. G. R. A., 17/2.

Bittner A., 1893 (a). Aus den Umgebungen von Naßwald und von Rohr im Gebirge. Verh. G. R. A., S. 295.

Bittner A. 1893 (b). Aus dem Schwarza- und Hallbachtale. Verh. G. R. A., S. 320.

Böhm A. v., 1900. Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. Geogr. Ges. Wien, 2, S. 91.

Brückner E. 1923. Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Zeitschr. Ges. f. Erdk., N. S. 23., S. 95.

Cornelius H. P., 1933 (1). Aufnahmeberichte über Blatt Mürzzuschlag. Verh. G. B. A., S. 32 und 42.

Cornelius H. P., 1933 (2). Die eiszeitliche Vergletscherung im Semmeringgebiet. Zeitschr. f. Gletscherk., 21, S. 197.

Cornelius H. P., 1934. Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag. Verh. G. B. A., S. 40.

Cornelius H. P. 1935 (a). Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag. Verh. G. B. A., S. 42.

Cornelius H. P., 1936 (a). Erläuterungen zur Geologischen Karte des Raxgebietes 1:25.000. Herausg. v. d. G. B. A.

Cornelius H. P., 1936 (b). Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. G. B. A., S. 197.

Diener C., 1903. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien und Leipzig (bes. S. 396 f.).

Geyer G. 1889 (1). Vorlage der geologischen Karte der Mürztaler Kalkalpen und des Schneeberges. Verh. G. R. A., S. 56.

Geyer G., 1889 (2). Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jb. G. R. A., 39, S. 497.

Geyer G., 1903. Exkursion auf den Wiener Schneeberg. IX. Intern. Geologenkongr., Exkursionsführer.

Glaesner M., 1935. Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. Verh. G. B. A., S. 167.

Götzinger G., 1918. Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. Geograph. Ges. Wien, 56, S. 54.

Götzinger, 1915. Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. G. B. A., Nr. 14, S. 272.

- Hauer, F. v., 1850. Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jb. G. R. A., 1, S. 17.
- Hauer, F. v., 1853. Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. G. R. A., 4, S. 715.
- Heritsch F., 1921. Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, 57 (hes. S. 122).
- Hertle L., 1865. Lilienfeld—Payerbach. Geologische Detailaufnahme in den nordöstlichen Alpen des Erzherzogtums unter der Enns zwischen dem Flußgebiet der Erlauf und Schwarza. Jb. G. R. A., 15, S. 451.
- Karrer F., 1875. Wettersteinkalk im Höllentale. Verh. G. R. A., S. 216.
- Karrer F., 1877. Geologie der Kaiser Franz-Josef-Hochquellenwasserleitung. Abh. G. R. A., 9.
- Kober L., 1909. Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneebergs und der Rax. Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, S. 492.
- Kober L., 1912 (a). Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Ebendort, 5, S. 368.
- Kober L., 1912 (b). Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., 83, S. 345.
- Kober L., 1923. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin.
- Kober L., 1926. Geologie der Landschaft um Wien.
- Kober L., 1931. Das alpine Europa. Berlin.
- Krebs N., 1903. Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Geogr. Abh., 8.
- Krebs N., 1913. Länderkunde der österreichischen Alpen (1. Aufl.).
- Krebs N., 1928. Die Ostalpen und das heutige Österreich (2. Aufl. der Länderkunde der österreichischen Alpen).
- Lahn E., 1930. Zum geologischen Bau des Rax- und Schneecalpengebiets. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, S. 1.
- Lahn E., 1933. Der Bau der niederösterreichisch-steirischen Kalkhoehalpen (Schneebergalpen). N. Jb. f. Min., B.-Bd. 71, Abt. B, S. 241.
- Lichtenecker N., 1925. Das Bewegungsbild der Ostalpen. Naturwiss., S. 739.
- Lichtenecker N., 1926. Die Rax. Geograph. Jahresber. aus Österreich, 13, S. 150.
- Lichtenecker N., 1928. Bemerkungen zu L. Waagens „Tektonik und Hydrologie der Südostecke des Raxgebirges“ und zu der Besprechung dieser Arbeit durch B. Rinaldini. Verh. G. B. A., Nr. 5, S. 121.
- Mohr H., 1910. Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, S. 104.
- Mohr H., 1933. Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. Centralbl. f. Min., Abt. B, S. 98.
- Morlot, A. v., 1850. Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. Jb. G. R. A., 1, S. 99.
- Penck A. und Brückner E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter (bes. III. Bd., S. 1136).
- Pia, J. v., 1912. Neue Studien über die triadischen *Siphoneae verticillatae*. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns u. d. Orients, 25.
- Pia, J. v., 1920. Die *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. Abh. Zool.-Bot. Ges. Wien, 11, Heft 2.
- Pia, J. v., 1925. Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. Anz. Akad. Wien, Nr. 23.
- Redlich K. A., 1903. Turmalin in Erzlagerstätten. Tschermarks Mitt., 22, S. 502.
- Redlich K. A., 1907. Der Eisensteinbergbau in der Umgebung von Payerbach-Reichenau. Berg- u. Hüttenmänn. Jb.
- Redlich K. A., 1908. Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol., 16/7.
- Redlich K. A., 1931. Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. Beiträge zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens, I, Wien-Berlin-Düsseldorf (bes. S. 56 f., S. 64 f.).
- Redlich K. A. und Stanczak W., 1922. Die Erzvorkommen von Neuberg bis Gollrad. Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, S. 169.
- Rinaldini B., 1928. Erwiderung auf Lichteneckers „Bemerkungen usw.“ in Verhandlungen 1928, Nr. 5, S. 132. Verh. G. B. A., Nr. 8, S. 184.

Rotter E., 1907. Bericht über die Exkursion des geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe am 29. Juni 1907. Geogr. Jahresh. aus Österreich, 7, S. 122.

Schmidt A. R., 1870. Über das Vorkommen des Eisensteins auf den Berghauen bei Neuberg in Steiermark. „Bergeist“ (Beilage), Nr. 104, S. 651.

Schmidt A. R., 1880. Struktur der Spateisensteinlagerstätten bei Neuberg. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 28, S. 468.

Sigmund A., 1908. Die Minerale Niederösterreichs. Wien und Leipzig (F. Deuticke).

Sigmund A., 1937. Dasselbe, 2. Aufl. (hier auch weitere Literaturangaben über Mineralvorkommen!).

Sölch J., 1923. Das Semmeringproblem. In: „Zur Geographie des Wiener Beckens“; Festschrift für Franz Heiderich, Wien; S. 15.

Sölch J., 1928. Die Landformung der Steiermark. Verlag d. Naturw. Ver. Steiermark, Graz.

Spengler E., 1927. Fossilien der oberen skythischen Stufe aus dem Schneeberggebiete. Verh. G. B. A., S. 205.

Spengler E., 1928. Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., 19, S. 1.

Spengler E., 1931 (a). Aufnahmebericht über Blatt Schneeberg—St. Ägyd. Verh. G. B. A.

Spengler E., 1931 (b). Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jb. G. B. A., 81, S. 487.

Spengler E., 1931 (c). Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg—St. Ägyd. Wien.

Staub R., 1924. Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 52 (bes. S. 204).

Stur D., 1864. Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Ober-Steiermark. Jb. G. R. A., 14, S. 220.

Stur D., 1871. Geologie der Steiermark.

Stur D., 1883. Funde von unterkarbonen Pflanzen der Schatzlärer Schichten am Nordrande der Zentralkette in den nordöstlichen Alpen. Jb. G. R. A., 33, S. 189.

Suess E., 1864. Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungs-Commission des Gemeinderathes der Stadt Wien.

Suess F. E., 1928. Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 81, S. 177.

Toula F., 1876. Ein Beitrag zur Kenntnis des Semmeringgebirges. Verh. G. R. A., S. 334.

Toula F. 1877 (1). Petrefaktenfunde im Wechsel-Semmeringgebiete. Verh. G. R. A., S. 195.

Toula F. 1877 (2). Die Semmeringfahrt. Mit Zugrundelegung der von Prof. G. Tschermak mitgetheilten geologischen Aufzeichnungen. Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Ges., V, S. 185.

Toula F. 1877 (3). Beiträge zur Kenntnis der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Verh. G. R. A., S. 240.

Toula F. 1885. Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. Denkschr. Akad. Wien, 50, S. 121.

Toula F., 1903. Führer für die Exkursion auf den Semmering. IX. Intern. Geologen-Kongr., Wien, Exkursionsführer.

Tschebull A., 1889. Über die Vermehrung der Hochquellenwassermenge in Wien. Wochenschr. Österr. Ing.- u. Arch.-Ver., 14, Nr. 12, S. 110.

Tschermak G., 1873. Die Zone der älteren Schiefer am Semmering. Verh. G. R. A., S. 62.

Vacek M., 1886. Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verh. G. R. A., S. 455.

Vacek M., 1888. Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. G. R. A., S. 60.

Waagen L., 1926 (1). Tektonik und Hydrologie der Südostecke der Rax. Jb. G. B. A., 76, S. 431.

Waagen L., 1926 (2). Die Färbungs- und Salzungsversuche im Quellgebiet der Ersten Wiener Hochquellenleitung. Verh. G. B. A., S. 195.

## Geologische Karten.

Blatt Mürtzzuschlag, 1:75.000, aufgenommen von G. Geyer und M. Vacek im Auftrage der G. R. A., handkoloriert.

Blatt Schneeberg—St. Ägyd, 1:75.000, aufgenommen von E. Spengler und O. Ampferer, G. B. A., Wien 1932.

Blatt Mürtzzuschlag, 1:75.000, aufgenommen von H. P. Cornelius, G. B. A., Wien 1936.

Geologische Karte des Raxgebietes, 1:25.000, aufgenommen von H. P. Cornelius, G. B. A., Wien 1936.

## 2. Sonstige angeführte Literatur.

Ampferer O., 1924. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (1. Fortsetzung). Jb. G. B. A., 74, S. 35.

Ampferer O., 1930. Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales mit einem petrographischen Text von W. Hammer. Jb. G. B. A., 80, S. 103.

Ampferer O., 1932. Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. Wien (G. B. A.).

Bittner A., 1884. Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Verh. G. R. A., S. 104.

Hahn F. F., 1913. Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, S. 238.

Hiebleitner G., 1931. Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jb. G. B. A., 81, S. 49.

Hummel K., 1932. Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpiner Mitteltrias. N. Jb. f. Min., B.-Bd. 68, Abt. B, S. 403.

Leuchs K., 1928. Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. N. Jb. f. Min., B.-Bd. 59, Abt. B, S. 357.

Leuchs K., 1932. Feinschichtung, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk. Chemie d. Erde, 7, 1932, S. 95.

Machatschek F., 1922. Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, I/4.

Pia J., 1923. Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernes Meeres bei Saalfelden. Sitzungsber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 132, S. 35.

Pia J., 1930. Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. Leipzig und Wien.

Sander B., 1921. Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. G. B. A., 71, S. 174.

Schaffer F. X., 1934. Verrukano ist kein stratigraphischer Begriff. Centralbl. f. Min., Abt. B., S. 56.

Schwinner R. 1929. Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundschau, 20, S. 211.

Spengler E., 1920. Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verh. G. B. A., S. 49.

Spengler E., 1918. Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, S. 1.

Spengler E., 1925. Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen, II. Jb. G. B. A., 75, S. 273.

Spengler E., 1926 (a). Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Verh. G. B. A., S. 127.

Spengler E., 1926 (b). Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. 2, Geomorph., 2, S. 21.

Spitz A. und Dyhrenfurth G., 1916. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanis und dem Stilfserjoch. Beitr. z. geol. Karte Schweiz, n. F., 44.

Trauth F., 1916. Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, S. 77.

Winkler A., 1928. Über Studien in den inneralpiner Tertiäralagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. Akad. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 137, S. 183.

# Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelztal im Rätikon-I.

Von Otto Reithofer.

Mit 3 Textabbildungen.

Das zu besprechende Gebiet liegt auf der S-Seite des Montafontales zwischen dem Rells- und Gampadelztal. Auf der W-Seite des Gauertales reicht das Kristallin nur bis nahe an die Altschätzalpe nach S, während es sich auf der O-Seite bis zum Bilkengrat und zum Tilisunasee nach S erstreckt. Ein schmaler Streifen von Kristallin der Arosler Schuppenzone reicht von der Tilisunaalpe zum Plaßeggenjoch hinauf.

Besonders in den nördlichen Teilen des Gebietes, vor allem an den N-Abhängen der Mittagspitze SW ober Schruns, macht sich die Bedeckung durch Moränenschutt störend bemerkbar. Die geologischen Verhältnisse sind vor allem im oberen Teil des Gampadelztales z. T. sehr kompliziert.

Während für das Gebiet der Ferwallgruppe außer der handkolorierten Spezialkarte Blatt Stuben von G. A. Koch und einigen kleineren Arbeiten noch keine neuere Bearbeitung vorlag, sind über den hier zu behandelnden Teil des Rätikons schon zahlreiche Arbeiten und verschiedene geologische Karten erschienen. Zu erwähnen sind hier vor allem die Arbeiten von A. R. Schmidt, A. Escher von der Linth, B. Studer, F. v. Richthofen, G. Theobald, E. v. Mojsisovics, A. Waltenberger, G. A. Koch, Obr. Tarnuzzer, A. Rothpletz, J. Blaas, Th. Lorenz, W. v. Seidlitz, G. Steinmann, O. Ampferer, L. Kober, H. Mylius, H. P. Cornelius, A. H. Stahel, J. Gubler, W. O. Leutenegger, M. Richter, F. Angel, J. Cadisch und M. Blumenthal.

Auf der im Jahre 1926 erschienenen nicht farbigen Karte des nordöstlichen Rätikon von A. H. Stahel i. M. 1:25.000 wird das Gebiet S der Schrunser Mittagspitze und W des Gampadelztales dargestellt. Das Silvrettakristallin wird hier aber nicht näher gegliedert. Es ist teilweise auch weiter verbreitet, als es die mitunter nicht allzu genaue Karte angibt. Auf der Schwarzdruckkarte von J. Gubler i. M. 1:50.000 aus dem Jahre 1927 wurde auch noch das Gebiet zwischen dem Rellstal-Golmer Joch und Grüneck dargestellt, allerdings in einer ganz unzulänglichen Weise. Die mit einer viel besseren topographischen Unterlage ausgestattete farbige Karte von W. Leutenegger i. M. 1:25.000 aus dem Jahre 1928 schließt nach N an die Karte von A. Stahel an. Zwischen den zwei Karten tritt in einem Streifen, der von beiden Autoren als Schutt oder Moräne kartiert wurde, an verschiedenen Stellen das Anstehende zutage. Im Verlauf der letzten Jahre wurde der kalkalpine Anteil des Gebietes von O. Ampferer einer neuerlichen Untersuchung unterzogen. Besonders im Gebiet der Schrunser Mittagspitze erwies sich die unnatürliche Abteilung des Aufnahmegebietes zwischen A. Stahel und W. Leutenegger als sehr ungünstig. In den Jahren 1933 und 1935 hat auch M. Blumen-

thal das Gebiet der Mittagsspitze kartiert und erst kürzlich ist darüber eine umfangreichere Arbeit mit einer Schwarzdruckkarte i. M. von zirka 1:41.600 erschienen. Leider ist diese Karte nur sehr schwer lesbar. Während in der Karte das Anstehende an vielen Stellen in zu geringer Ausdehnung eingetragen erscheint, ist es erstaunlich, wie tief die Profile hinabreichen und wie reich sie an bloßen Vermutungen und Kombinationen sind.

Der nördliche Teil des Gebietes zwischen dem Gampadelz- und Rellstal wird von den Gesteinen der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer aufgebaut, die zur Landecker Phyllitzone im weiteren Sinne gehören. Während die eigentliche Phyllitzone von Landeck etwas N von St. Christof am Arlberg ihr W-Ende erreicht, läßt sich die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer ohne Unterbrechung von Blatt Landeck an den N-Abhängen der Ferwallgruppe entlang ins Klostertal hinab verfolgen und zieht von dort über den Sattel von Kristberg und über Bartholomäberg ins Montafon weiter und erreicht S desselben im Rellstal ihr W-Ende. Die Landecker Phyllitzone und die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer bilden zusammen nach M. Richter den unteren Teil der Silvrettadecke.

Die Grenze zwischen dem Kristallin und den Sedimenten der Lechtaler Decke zieht, wie schon früher ausgeführt wurde, in etwa WSW-ONO-Richtung vom Fritzensee N ober Bartholomäberg nach Zwischenbach im Montafon hinab. Hier ist ihre Fortsetzung auf einer Strecke von fast  $1\frac{1}{2}$  km Länge durch den Talschutt und den großen Schuttkegel des Rellsbaches verhüllt. Dann folgt die Grenze ungefähr dem Laufe des Rellsbaches nach SSW und schließlich dem des Saloniembaches gegen S. Im Rellstal ist die Grenze zwischen Phyllitgneis und Verrukano-Buntsandstein zwischen Voralpe Zirs und Fahren und dem Ausgange der Schlucht auf einer Strecke von fast 3 km aufgeschlossen. Eine Trennung von Verrukano und Buntsandstein, wie sie z. B. auch noch A. Stahel durchgeführt hat, ist wenigstens für diesen Teil des Rätikons nicht empfehlenswert.

An der früher erwähnten Grenze im Rellstal stoßen die Phyllitgneise meist diskordant an den Verrukano-Buntsandsteinzug (Fig. 1 und 2), der die N-Hänge des Rellstales aufbaut und nur bei der Mündung des Golmer Baches und W davon auch noch etwas auf die S-Seite des Baches übergreift. W von Raschitz, einer ehemaligen Kapelle nahe dem Ausgange des Rellstales, reicht der Phyllitgneis ein Stück auf die nördliche Talseite hinauf. Diese Stelle wurde von W. Leutenegger viel zu weit westlich eingezeichnet. O davon sind auf der N-Seite des Rellsbaches zwei ganz kleine Vorkommen von Grauwacke zu beobachten. Noch weiter O steht auf der rechten Talseite eine ziemlich mächtige Einlagerung von Muskowitaugengneis im Phyllitgneis an, dem im mittleren Teile Grauwacke tektonisch zwischengeschaltet ist (Fig. 2). Im untersten Teil sind die Feldspate des Augengneises leicht rötlich gefärbt. Dieses Vorkommen ist auch noch deshalb von Interesse, weil die Oberfläche dieses gegen  $40^\circ$  N fallenden Granitgneises von grobem, ganz dichtem, festem Sandstein aus aufgearbeitetem Kristallin überlagert wird, der etwas höher oben ganz erfüllt von kleinen bis über 60 cm großen, zumindest gut kantengerundeten Stücken von Muskowitaugengneis ohne jede Spur von rötlichem Feldspat erfüllt ist. Es läßt sich hier nicht sicher entscheiden, ob diese Ablagerung noch den Grauwackengesteinen zuzurechnen ist oder ob es sich hier vielleicht um eine viel jüngere Bildung handelt.

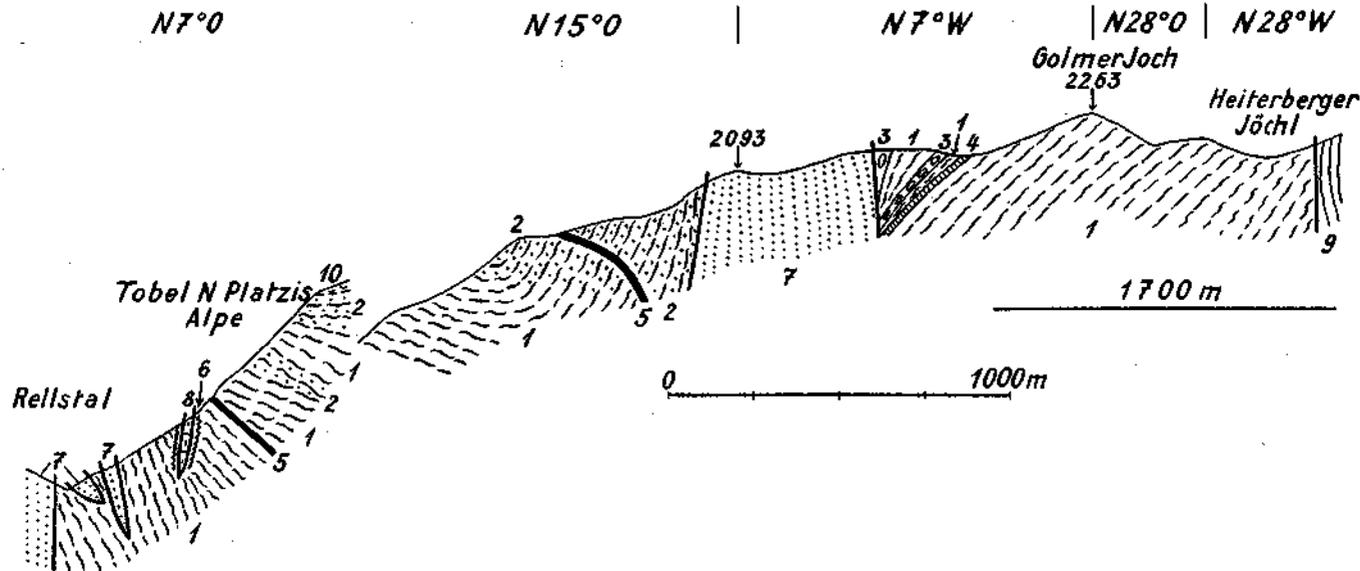


Fig. 1.

Profil durch den Graben *N* unter der Platziis Alpe und entlang dem Kamm *W* der Platziis Alpe—Golmer Joch—Heiterberger Jöchel.

1 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer  
 2 = Feldspatnotenbildung im Phyllitgneis

3 = Muskowitgranitgneis  
 4 = Amphibolit  
 5 = Diabasgang  
 6 = Mylonitische Lagen

7 = Verrukano-Buntsandstein  
 8 = Muschelkalk  
 9 = Lias  
 10 = Moränenbedeckung

Nahe der Mündung des Golmer Baches in den Rellsbach verzeichnet W. Leutenegger drei tektonische Einschaltungen von Karbon innerhalb des Kristallins. Ich konnte hier aber nur zwei solche finden. Die mittlere erwies sich nur als völlig mylonitisierter Phyllitgneis, der sich gut von den Grauwackengesteinen unterscheiden läßt.

In den beiden Vorkommen ist auch Verrukano-Buntsandstein mit den Grauwackengesteinen verschuppt. Diese Grauwackengesteine wurden von den Schweizer Geologen zum Karbon gestellt. Vor mehreren Jahren gelangen Ida Pelzmann in Lyditzügen dieses Gesteins in der Gegend von Bartholomäberg Funde von Graptolithen, die dem Obersilur angehören. Die begleitenden Sandsteine und Tonschiefer werden in Analogie mit den Karnischen Alpen zum Karbon gestellt. Bei den beiden tektonischen Einschaltungen handelt es sich um die gleichen Erscheinungen, wie ich sie schon im Jahre 1935 aus der Gegend N ober der Ortschaft Silbental angeführt habe und wie sie schon vor langer Zeit W. Hammer von Blatt Landeck bekanntgemacht hat. Nur fehlen dort eben die Grauwackengesteine und an ihre Stelle tritt Verrukano und untere Trias. Etwas weiter W der beiden Grauwackenvorkommen konnte ich noch zwei kleinere ebensolche tektonische Einschaltungen im Phyllitgneis feststellen. Die Zwischenschaltungen von Verrukano-Buntsandstein weiter W sind schon von W. Leutenegger bekannt gemacht worden. An der dem Laufe des Salonienbaches folgenden W-Grenze ist nirgends der Kontakt zwischen dem Kristallin und der Lechtaler Decke aufgeschlossen. Erst OSO über dem Unterstafel der Salonienalpe ist die Überschiebung wieder auf eine kürzere Strecke gut erkennbar. Hier tauchen ungemein stark gefaltete Raibler Rauhwacken und anisische Schichten nach O unter die hier ganz diaphoritischen Phyllitgneise unter. Unter der Schubfläche habe ich wieder geringmächtige rote Sandsteine angetroffen. Die Schubfläche hat hier etwa die Form eines unsymmetrischen ungefähr OW verlaufenden Gewölbes, da sie auf der S-Seite von zirka 2060 m auf etwa 2080 m ansteigt und dann auf der N-Seite steil auf zirka 1960 m hinabbiegt. Es handelt sich hier wohl um eine Reliefüberschiebung. Die weitere Fortsetzung der Überschiebung ist zwar nicht aufgeschlossen, dürfte aber nicht so tief hinabreichen, wie dies W. Leutenegger angibt, da sich höher oben zwei deutliche trichterförmige Vertiefungen finden, die wohl auf die Anwesenheit von Gips schließen lassen. S vom Heiterberger Jöchl läßt W. Leutenegger ruhig die Moränenbedeckung sich über den in Wirklichkeit felsigen Grat erstrecken, während die steil N-fallenden Phyllitgneise über 100 m weiter nach S reichen und dort an steil S fallenden Lias der Aroser Schuppenzone stoßen. O darunter ist die Überschiebung bis unter die Altschätzalpe hinab durch die ziemlich mächtige Moränenbedeckung der Beobachtung entzogen. Etwa  $\frac{1}{2}$  km unterhalb dieser Alpe ist in zwei kleinen Tobeln die Überlagerung von Arlbergsschichten durch das Kristallin zu beobachten. Auf der rechten Gauertalseite ist die Überschiebung wieder etwas besser aufgeschlossen. Sie verläuft hier O ober der Kapelle S von Gauen N unter der Alpillaalpe und der Mittagspitze (Fig. 3) vorbei zur Heilquelle ins Gampadelztal hinab. Innerhalb des hier umgrenzten Gebietes herrschen die Gesteine der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer bei weitem vor. Stellenweise treten in diesen Gesteinen Zonen mit Feldspatknottenbildungen auf, die sich wegen der schlechten Aufschlüsse meist nicht weiter im Streichen verfolgen lassen. Irgendeine Gesetzmäßigkeit

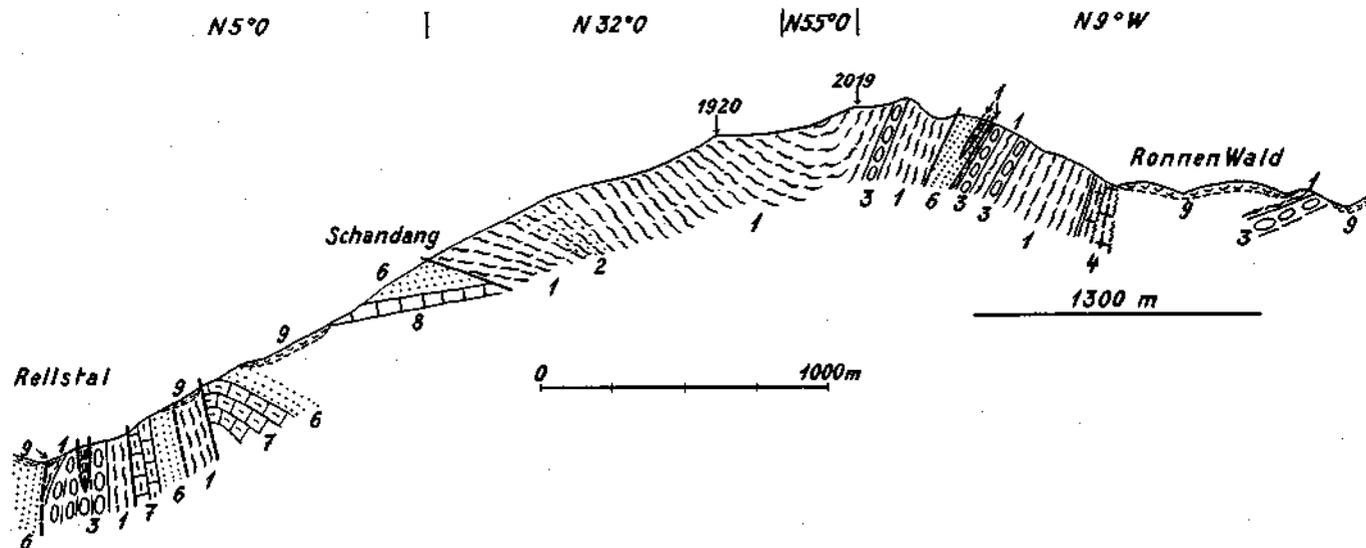


Fig. 2.

Profil Schandang—P. 1920—P. 2019—Ronnen Wald.

1 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer  
 2 = Feldspatknottenbildung im Phyllitgneis

3 = Muskowitgranitgneis  
 4 = Mylonitischer Biotitgranitgneis  
 5 = Grauwackengesteine

6 = Verrukano-Buntsandstein  
 7 = Muschelkalk  
 8 = Arlbergsschichten  
 9 = Moränenbedeckung

im Auftreten dieser Zonen konnte allerdings nicht erkannt werden. Als Einlagerungen von untergeordneter Bedeutung treten in den Phyllitgneisen geringmächtige Quarzite, Biotitgranitgneise, Amphibolite und einige kleine Diabasgänge auf. Von viel größerer Bedeutung ist das Auftreten von Muskowitgranitgneisen. SW vom Grüneck stehen zwei Muskowitaugengneiszüge an, von denen der südliche nach einer Erstreckung von etwa 1 km wieder auskeilt, während der nördliche langsam bedeutend an Mächtigkeit zunimmt und sich mehrfach mit den Phyllitgneisen verzahnend ins Gauertal hinabzieht. W ober Gegensporn hängt dieser Granitgneis in eigenartiger Weise mit einem mächtigen ebensolchen Gesteinszug zusammen, der N unter Mantschwitz gegen NW verläuft. Die einzelnen isolierten Vorkommen am schlecht aufgeschlossenen N-Abhänge der Schrunser Mittagspitze bei „Auf dem Schuster“ (Fig. 3) und S über Bühel im Gampadelztal stellen wohl die Fortsetzung dieses Gesteinszuges gegen O dar. Ein weiterer Muskowitaugengneiszug setzt N unter dem Golmer Joch ein (Fig. 1), teilt sich aber rasch in zwei Äste. Der nördliche keilt bald aus, der südliche läßt sich bis unter die Altschätzalpe ins Gauertal hinab verfolgen. Der z. T. ziemlich mächtige Gesteinszug, der an der schon früher erwähnten N-Grenze der Sedimentgesteine der Mittagspitzenzone entlang aus dem Gauertal zur Heilquelle ins Gampadelztal hinabzieht, kann wohl als die Fortsetzung des vorhin genannten Gesteinszuges aufgefaßt werden. Zunächst sind noch ober der Gauertalkapelle zwischen die  $\pm$  steil S fallenden Granitgneise und die anisichen Kalke und Arlbergkalke Phyllitgneise zwischengeschaltet. N unter der Alpillaalpe ist diese Zwischenschaltung schon ziemlich geringmächtig und N unter der Mittagspitze fehlt sie bereits ganz. Hier stoßen die Granitgneise (Fig. 3) unvermittelt an Muschelkalk, Partnachschiechten und Arlbergkalke. Ein kleinerer Muskowitaugengneiszug steht S ober Lantschisot an.

Außer den schon früher erwähnten tektonischen Einschaltungen sind einige größere Einschaltungen von Verrukano-Buntsandstein und unterer Trias in das Kristallin der Phyllitgneiszone zu erwähnen, von denen zwei ganz gewaltige Ausmaße erreichen. Nahe dem Ausgange des Rellstales sind an seinem S-Hänge zwei Einschaltungen von Verrukano-Buntsandstein und anisichen Schichten aufgeschlossen (Fig. 2), die aber noch viel komplizierter gebaut sind, als dies W. Leutenegger angibt. Die vom gleichen Autor beschriebene Auenlatschmulde W ober Landschau mit Arlbergkalk im Muldenkern und anisichen Schichten und Verrukano-Buntsandstein ist auf eine Länge von fast 2 km aufgeschlossen. Von der ans einer Schichtfolge von Verrukano-Buntsandstein bis zu den Arlbergschichten bestehenden riesigen Scholle des Kristakopfes W von Tschagguns ist nur auf der W-Seite der Kontakt gegen das Kristallin aufgeschlossen. Diese fast 1 km mächtige und 3 km lange Scholle taucht gegen O und N unter die Alluvionen des Illtales hinab. Von besonderem Interesse ist aber die Einschaltung des Verrukano-Buntsandsteinzuges, der N unter dem Golmer Joch durchzieht und das Grüneck übersteigend bis N von Plazadels nach O reicht (Fig. 1 und 2), vor allem deshalb, weil er noch 2 km über den W-Rand des Kristallins nach W reicht und jüngere Gesteine der Lechtaler Decke überfahren hat. Am Salonienbach ist durch die Schutt- und Moränenbedeckung nur eine Strecke in der Breite von etwa 200 m der Beobachtung entzogen. Doch können hier keine allzu großen Störungen durchgehen, da die beiderseitigen Grenzen ziemlich gut

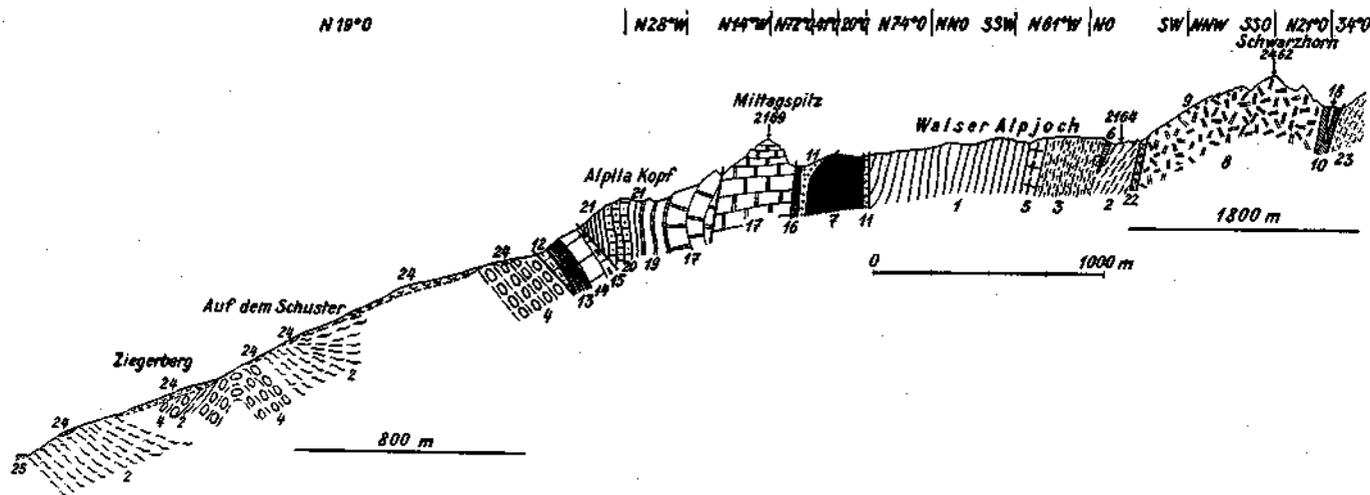


Fig. 3.

Profil Ziegerberg—Mittagspitz—Schwarzhorn, z. T. nach den Profilen von O. Ampferer, M. Blumenthal und F. Angel.

- |  |                              |                                |
|--|------------------------------|--------------------------------|
| 1 = Biotitschiefer                                 | 8 = Schwarzhorn-Amphibolit   | 17 = Hauptdolomit              |
| 2 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer      | 9 = Amphibolitbreccie        | 18 = Schollen von Dolomit      |
| 3 = Phyllitgneis wechsellagernd mit Biotitschiefer | 10 = Serpentin               | 19 = Rhät                      |
| 4 = Mnskowitzgranitgneis                           | 11 = Verrukano-Buntsandstein | 20 = Kieselknollenkalke (Lias) |
| 5 = Biotitgranitgneis                              | 12 = Muschelkalk             | 21 = Allgäuschichten           |
| 6 = Amphibolit                                     | 13 = Partnachschiechten      | 22 = Untere Kreide             |
| 7 = Grüner porphyrischer Granit                    | 14 = Arlbergschichten        | 23 = Flysch                    |
|  | 15 = Raiblerschichten        | 24 = Moränenbedeckung          |
|  | 16 = Gelbe Rauhwacken        | 25 = Bachschutt                |

aneinanderpassen. Die Sedimenteinschaltung besitzt auf der O-Seite des Salobachbaches eine Mächtigkeit von 1 km und läßt sich ohne Unterbrechung auf eine Strecke von 4 km verfolgen, wobei der Kontakt gegen das Kristallin häufig gut aufgeschlossen ist. Hier konnten verschiedentlich z. T. nicht unbeträchtliche Berichtigungen gegenüber der Karte von W. Leutenegger durchgeführt werden. Die Verrukano-Buntsandsteinvorkommen SW und S des Außerstafels der Golmalpe dürfen wohl als die Fortsetzung dieses Gesteinszuges gegen O aufgefaßt werden. Vielleicht ist sogar noch das kleine Vorkommen OSO unter Mantschwitz mit diesem Gesteinszug in Verbindung zu bringen.

SW des Oberstafels der Salobialpe handelt es sich nicht um mehrere Schuppen von Kristallin, wie die Karten von W. Leutenegger angeben, sondern nur um einen etwas längeren Zug von stark mitgenommenem Muskowitgranitgneis, der diskordant den jüngeren Sedimentgesteinen aufgelagert ist. Auf seiner N-Seite grenzt er z. T. an Grauwacke und Verrukano-Buntsandstein. An seinem W-Ende wird der Granitgneis von gering mächtigen Jura-Hornsteinen überlagert. Dieser Granitgneis unterscheidet sich in keiner Weise von den innerhalb der Phyllitgneiszone auftretenden, weshalb dieses Vorkommen wohl auch als das westlichste des unteren Teiles der Silvretta-Decke aufgefaßt werden kann.

Im Gebiet zwischen Rells- und Gauertal treten S der Grenze zwischen dem Kristallin und dem Sedimentzug Kreuzjoch—Geisspitze nirgends mehr Gesteine der Phyllitgneiszone auf, wohl aber finden sich solche wieder zwischen dem Gampadelz- und Gauertal S der Schrunser Mittagspitze (Fig. 3). In ganz typischer Ausbildung treten sie hier allerdings nur am N-Fuße des Schwarzhorns zwischen Aptychenschiefen im S und einem schmalen Amphibolitstreifen im N auf und in kleineren Aufschlüssen bei der Alpe „Auf dem Tobel“ und S und W derselben. N des früher erwähnten Amphibolitstreifens stehen am Walser Alpjoeh Gesteine an, die nur mehr lagenweise an typische Phyllitgneise und Glimmerschiefer erinnern, größtenteils aber schon Übergänge in feinkörnige quarzitisches Glimmerschiefer, Biotitquarzite und Biotitschiefer zeigen. Mehrere kleine Vorkommen dieses Gesteins treten auch im Gampadelztal SO der Walser Alpe auf, die aber nicht einmal auf der Karte von M. Blumenthal alle verzeichnet sind. Am Walser Alpjoeh gehen diese Gesteine nach N, teils nach Zwischenschaltung eines etwas mächtigeren Biotitgranitgneiszuges in ganz typische Biotitschiefer und Biotitquarzite über. Diese Gesteine sind bis jetzt in der Phyllitgneiszone noch nicht gefunden worden, wohl aber habe ich sie in großer Ausdehnung und typischer Ausbildung im Innern der eigentlichen Silvretta-Decke, z. B. im äußeren Teile des Valschavieltales bei Gaschurn, angetroffen.

Da die Biotitschiefer nicht plötzlich ganz unvermittelt auftreten, sondern mehr allmählich von S nach N aus den Phyllitgneisen hervorgehen, kann nicht mit einer tektonischen Einschaltung der Biotitschiefer allein gerechnet werden. Auf der O-Seite der Mittagspitze konnten weder Phyllitgneise noch Biotitschiefer aufgefunden werden. Weder hier noch auf der W-Seite dieser Spitze ist ein Zusammenhang mit dem Kristallin im N der Mittagspitze aufgeschlossen. Es ist daher keineswegs ganz sicher, ob das Kristallin des Walser Alpjoehes als die südliche Fortsetzung der Phyllitgneiszone aufgefaßt werden muß. Ein weiterer Umstand, der eher gegen diesen Zusammenhang

spricht, ist die Tatsache, daß am Kamm des Walser Alpjoches zwischen die Biotitschiefer im S und die Trias der Mittagsspitze ein ziemlich mächtiger Keil von grünem porphyrischen Granit zwischengeschaltet ist, der sowohl auf seiner S- als auch auf seiner N-Seite von  $\pm$  mächtigem Verrukano-Buntsandstein begleitet wird. Am O-Fuße der Mittagsspitze sind auch in der Karte von M. Blumenthal nur einzelne kleinere Vorkommen von Kristallin eingetragene, während hier auf einer Strecke von fast 1 km Länge sehr mächtiger, grüner, porphyrischer Granit ansteht, der im nördlichsten Teil von rotem Sandstein überlagert wird und auf dem etwas S davon auf einer längeren Strecke der Hauptdolomit der Mittagsspitze liegt. Etwas weiter S tritt wieder grüner porphyrischer Granit zutage, der von mächtigem Verrukano-Buntsandstein überlagert wird, der die Fortsetzung des vorher erwähnten südlichen roten Sandstreifens gegen O darstellt. W unter der Alpe „Auf dem Tohel“ werden die Aptychenschichten von sehr mächtigem grünem porphyrischen Granit überlagert, der bis über die Alpe hinauf nach O reicht. W ober der Alpe sind auch einige linsenförmige Vorkommen grüner, porphyrischer Granite innerhalb der Biotitschiefer zu erkennen. Jedenfalls sind solche Granite innerhalb des österreichischen Teiles der eigentlichen Silvretta bisher nicht bekanntgeworden. Am Plaßeggjoch und NNO darunter steht ein Granit an, der sehr grobkörnig ist und den A. Stahel und andere Geologen der Arosener Schuppenzone zurechnen. Auch die grünen porphyrischen Granite aus der Umgebung der Mittagsspitze dürfen mit ziemlicher Sicherheit in diese Decke gestellt werden, keinesfalls sind sie oberostalpin.

Das nur durch eine geringmächtige Zwischenschaltung von Aptychenschichten von den Phyllitgneisen am Walser Alpjoch getrennte Amphibolitmassiv des Schwarzhorn—Seehorn wurde in der Karte von W. Leutenegger, abgesehen von kleineren Details, richtig dargestellt. Dagegen ist das Serpentin-vorkommen auf der W-Seite des Schwarzhorns viel ausgedehnter, da sich der Serpentin viel weiter ins Gauertal hinabverfolgen läßt. Das erst von M. Blumenthal im N des Serpentin angetroffene Amphibolitvorkommen ist viel zu groß dargestellt. Von dem Diorit des Schwarzhorns ist nach den Untersuchungen von F. Angel fast nichts mehr übriggeblieben, so daß man das Gestein als Ganzes rubig als Amphibolit bezeichnen kann. Die Amphibolitreccie am N-Fuße des Schwarzhorns wurde am eingehendsten von H. P. Cornelius untersucht, der für sie eine sedimentäre Entstehung mit Oberkreidealter annimmt. F. Angel möchte eher für die von W. v. Seiditz angenommene tektonische Entstehung eintreten. M. Blumenthal versucht diese Breccie an den Beginn der Trias zu stellen. Am N-Grat des Schwarzhorns habe ich in einer Höhe von zirka 2280 m ein kleines Vorkommen von feinerem bis größerem roten Sandstein gefunden, wie er sonst für den Buntsandstein typisch ist. Dieser bedeckt nur eine Fläche von mehreren Quadratmetern. Mit den von mir gefundenen Stücken von rotem Bindemittel aus der Amphibolitreccie stimmen die erwähnten roten Sandsteine aber nicht gut überein. Der Schwarzhornamphibolit und der Serpentin werden wohl von allen Autoren der Arosener Schuppenzone zugezählt. Auf der S-Seite des Seehorns steht ein schmaler Streifen von Muskowitaugengneis und Phyllitgneis an, und erst dann folgt der Serpentin, der bei der Tilisunaalpe eine größere Ausdehnung erlangt, als dies die früheren Karten angeben. Der Muskowitaugengneis

und der z. T. stärker quarzitische Phyllitgneis gleichen zwar ganz den entsprechenden Gesteinen aus der Phyllitgneiszone, dürften aber trotzdem unterostalpin sein. Auf der NW-Seite des Tilisunasees ist den Phyllitgneisen mehrfach Serpentin zwischengelagert. Die etwa WNW—OSO streichenden kristallinen Gesteine der Aroser Schuppenzone ziehen in dieser Richtung bis ins Gampadelztal hinah und hiegen hier ganz unvermittelt in einem rechten Winkel gegen SSW ah, indem sie dem Laufe des oberen Gampadelztales zum Plaßeggenjoch hinauffolgen. Nicht nur der Serpentin, sondern auch der Schwarzhornamphibolit zieht noch ein Stück gegen S weiter, wie dies die Aufschlüsse SSW oher der Tilisunaalpe zeigen. Dort tritt auch der schon früher erwähnte grobkörnige Granit auf, der sich über eine Strecke von fast 1 km ohne Unterbrechung verfolgen läßt und der auf heiden Seiten von Sedimentgesteinen der Aroser Schuppenzone begleitet wird. Zwischen diesem Granitvorkommen und dem am Plaßeggenjoch vermittelt ein kleines in der Nähe der Quellen des Tilisunahaches. Vom Plaßeggenjoch zieht der grobkörnige Granit noch 1 km auf Schweizer Gebiet gegen S hinab. Als Fortsetzung des Kristallins der Aroser Schuppenzone gegen W ist der ober der unteren Spornalpe beginnende Granitgneiszug aufzufassen, der über die Geisspitze zum Kessikopf zieht. Dieser Muskowitaugengneis gleicht zwar ganz denen der Phyllitgneiszone oder der eigentlichen Silvrettadecke. Da er aber auf seiner N-Seite fast ständig von Schwarzhornamphibolit begleitet wird und auch an seiner S-Grenze an die Sedimentgesteine der Aroser Schuppenzone stößt, ist er wohl auch in diese Zone einzuordnen. Dieser an den beiderseitigen Kontakten diaphoritische Granitgneis wurde von H. P. Cornelius eingehend untersucht, ebenso der grobkörnige Granit SSW ober der Tilisunaalpe, die Granitgneisschuppe S der Tilisunahütte und der Biotitfleckengneis von der Liegendgrenze der oberen Silvrettadecke S der vorhin genannten Alpe. Der Granitgneis des Bilkengrates, der auf seiner S-Seite größtenteils von Verrukano-Buntsandstein unterlagert wird, hat nur stellenweise eine geringe Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinen der unteren und oberen Silvrettadecke.

M. Richter hat hereits im Jahre 1930 im Rätikon das Kristallin der Phyllitgneiszone von dem der eigentlichen Silvretta unterschieden, nachdem die früheren Bearbeiter das Kristallin als eine einheitliche Silvrettadecke aufgefaßt haben. Die Verrukano-Trias-Jura-Einschaltung der Mittagspitzenzone wird von M. Richter den Einschaltungen des Zuges Puschlin—Thialspitze gleichgestellt. Diese Auffassung trifft für die früher besprochenen Einschaltungen mit Ausnahme der der Mittagspitzenzone sicher zu. Aber gerade bei der Mittagspitze sind die Verhältnisse durch das Auftreten von Gesteinen der Aroser Schuppenzone jetzt viel komplizierter geworden. Im Jahre 1933 hat O. Ampferer den kristallinen Sockel der Mittagspitze zu einer anderen Schuppe des Silvrettakristallins gerechnet als die Schubmasse des Gweiljoches. Die untere Schubmasse mit den auflagernden Trias-Jura-Kreide-Sedimenten wurde von einer höheren Schubmasse überfahren, deren Rand dem Gampadelztal parallel liegt. In seiner erst kürzlich erschienenen Arbeit ist auch M. Blumenthal auf die alte Auffassung von dem einheitlichen Silvrettakristallin zurückgekommen.

Die Grenze zwischen der unteren und oberen Silvrettadecke habe ich vom W-Rande von Blatt Landeck angefangen über den Arlberg an den

S-Abhängen des Kloistertales entlang auf den Kristbergsattel und von dort durch das Silbertal heraus bis in die Gegend von Schruns verfolgt. Deshalb war es auch gar nicht schwierig, die Fortsetzung dieser bisher nur vermuteten tektonischen Grenze im Gampadelztal aufzufinden. Auf der rechten Seite dieses Tales S ober Tschagguns werden in zirka 840 m Höhe die Phyllitgneise zunächst von Schiefergnaisen und dann weiter S von ebenfalls ziemlich flach liegenden Muskowitaugngneisen überlagert. Alle diese Gesteine sind in der Nähe der hier ziemlich flach gegen S ansteigenden Überschiebung, die sich auf eine Länge von etwa  $\frac{1}{2}$  km nachweisen läßt, etwas mylonitisiert. Weiter oberhalb reicht der Moränen- und Gehängeschutt auf beiden Talseiten bis an den Bach heran. Entgegen den Angaben aller früheren Bearbeiter und auch M. Blumenthals konnte ich feststellen, daß die Sedimentgesteine der Mittagspitzenzone keinesfalls scharf und plötzlich im Einschnitt des Gampadelztales enden, sondern daß sie nach O unter die obere Silvrettadecke untertauchen. Daher ist das O-Ende dieser Zone unbekannt. An zwei größeren und deutlichen Aufschlüssen NNO von der Gampadelzalpe werden Gesteine der unteren Trias diskordant von Biotitfleckengneisen überlagert, die an ihrer Liegendgrenze ziemlich stark mitgenommen sind. Auf der rechten Bachseite der Gampadelzalpe sind Biotitfleckengneise aufgeschlossen. Von diesen ist es allerdings nicht ganz sicher, ob sie nicht ein Stück von O herabgerutscht sind, da man sonst mindest mit einem leichten Absteigen der Schubfläche gegen S rechnen müßte. OSO von der Walser Alpe wird wieder Hauptdolomit und Lias diskordant von Biotitfleckengneis überlagert. Während an dem zum Gweiljoch hinaufziehenden Kamm die Biotitfleckengneise und Amphibolite  $\pm$  steil gegen S einfallen, sind die Biotitfleckengneise im Hangenden der Schubfläche meist stärker gestört und fallen hier z. T. gegen N ein. S davon treten an, bzw. nahe der Überschiebung drei weitere kleine Hauptdolomitvorkommen auf. N unter dem Gweiljoch steht ein mächtiger Amphibolitzug an, dessen Verlauf aber viel komplizierter ist als M. Blumenthal angibt und der Gortniel im Montafontal nicht erreichen kann, weil er schon früher völlig auskeilt. Dieser Amphibolitzug ist aber deshalb von besonderem Interesse, da er seiner heutigen Lage nach die unmittelbare Fortsetzung der Amphibolitmasse des Schwarzorns zu bilden scheint. Es zeigt sich aber sofort, daß dieser Amphibolit von dem des Schwarzorns ganz verschieden ist und schon aus diesem Grunde, abgesehen von anderen Überlegungen, gar nicht mit dem Schwarzorn in Verbindung gebracht werden kann. Bei der Überschiebung der oberen Silvrettadecke ist dieser Amphibolit in eine Lage gebracht worden, daß bei flüchtiger Betrachtung der Eindruck hervorgerufen werden könnte, als ob es sich hier nur um einen Gesteinszug handeln würde. ONO unter dem Seehorn überlagert der Amphibolit N unter dem Gweiljoch stark gefaltete Liaskalke. Im südlichen Teil des Aufschlusses tritt zwischen dem Amphibolit und den Liaskalken eine bei der Überschiebung mitgerissene Schuppe von Muskowitaugngneis auf. S davon ist die Schubfläche wieder auf einer Strecke von 1 km Länge nicht aufgeschlossen. Die vorher erwähnten kalkalpinen Ablagerungen im Gampadelztal O unter Schwarzorn und Seehorn wurden von W. v. Seidlitz und M. Richter für die Fortsetzung der Mittagspitzenzone nach S aufgefaßt. Diese Annahme wurde aber von W. Häfner und A. Stahel abgelehnt. Später aber wurde von O. Ampferer die Zusammengehörigkeit dieser Sedimentgesteine mit denen der Mittag-

spitzenzone ausführlich begründet. In letzter Zeit hat M. Blumenthal diesen Sedimentzwickel des oberen Gampadelztales wieder mit der Aroscher Schuppenzone in Zusammenhang gebracht.

S ober der Tilisunaalpe ist noch an drei Stellen die Überschiebung der oberen Silvrettadecke aufgeschlossen. Im untersten Aufschlusse wird Verrukano-Buntsandstein und Hauptdolomit von den Biotitfleckengneisen der Silvretta diskordant überlagert. Im mittleren Aufschluß ist ganz typischer Phyllitgneis, Verrukano-Buntsandstein und Hauptdolomit unter der Überschiebung mehrfach miteinander verschuppt. Im oberen Aufschluß wird nur Lias von den an der Schubfläche etwas mylonitischen Biotitfleckengneisen überlagert. S davon erscheinen die vom Kamm des Platinakopfes gegen W, bzw. WSW herabziehenden Muskowitaugengneise, Schiefergneise und Amphibolite in ihren tieferen Teilen z. T. ziemlich stark ausgedünnt und gleichzeitig viel stärker gegen S abgelenkt, als dies ihrer Lage am Grat nach entsprechen würde. Diese Erscheinung kann wohl nur auf den von S gegen N erfolgten Vorschub der oberen Silvrettadecke zurückgeführt werden. Auch im Gampadelztal erweist sich die Überschiebung der oberen Silvrettadecke als eine ebenso deutliche Reliefüberschiebung wie im Gebiet N der III zwischen Kristbergsattel, Silbertal und Schruns.

### Zusammenfassung.

Kurz zusammengefaßt, ergibt sich folgendes Bild: Der nördliche Teil des Gebietes wird von der Phyllitgneiszone aufgebaut, die nach M. Richter als untere Silvrettadecke zu bezeichnen ist. Die in ihr auftretenden Granitgneise sind primär. Die tektonischen Einschaltungen von Sedimentgesteinen der Lechtaler Decke wurden bereits ausführlich besprochen. Nach der von O. Ampferer im Gebiete des Rellstaales so klar und eindeutig nachgewiesenen von O gegen W erfolgten Reliefüberschiebung kann trotz der gegenteiligen Auffassung von M. Blumenthal der OW-Schub nicht geleugnet werden. Während in der Phyllitgneiszone im N des Montafontales das Streichen im allgemeinen ziemlich ungestört OW bis WSW—ONO erfolgt, ist es im Gebiet S der III viel weniger konstant. Die ungemein zahlreichen Verbiegungen im Streichen sind wohl auf den von O her erfolgten Anschub des Kristallins zurückzuführen. An die Phyllitgneiszone schließt nach S der Sedimentzug der Mittagspitzenzone an, dessen obenhin schon ungemein komplizierter Bau durch das Auftreten des grünen porphyrischen Granits auf der O- und W-Seite der Mittagspitze noch verwickelter wird. Ob das Kristallin am Walser Alpjoch im S des grünen, porphyrischen Granits S der Mittagspitze noch zur Phyllitgneiszone gehört, ist mangels eines Zusammenhanges mit den Gesteinen im N der Mittagspitze schwierig zu entscheiden. Das Zusammenvorkommen mit dem grünen porphyrischen Granit macht eher eine unterostalpine Stellung wahrscheinlich. Gegen S schließen die schon früher zur Aroscher Schuppenzone gerechneten Gesteinszüge und die Sulzfluhdecke an, die beide gegen O unter die obere Silvrettadecke untertauchen. Auch für diese Decke muß mit einem in jüngerer Zeit erfolgten OW-Schub gerechnet werden.

# Deformationstypus der Radstädter Tauern.

Von S. Blattmann — Tübingen.

(Mit einer geol. Karte 1:25.000, 1 Profillafel und 8 Abbildungen.)

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Geschichte .....	207
Topographischer Überblick .....	208
Schichtfolge .....	210
<i>a)</i> Ostalpin .....	211
<i>b)</i> Schieferhülle .....	215
Kleintektonik .....	215
Regionale Tektonik:	
<i>a)</i> Südwest-Nordost-Profile .....	221
<i>b)</i> Ostsüdost-Westnordwest-Profile .....	227
Morphologie:	
<i>a)</i> Typus .....	229
<i>b)</i> Glaziale Formen .....	230
Zusammenfassung .....	231
Literaturverzeichnis .....	232

### Geschichte.

Die Radstädter Tauern spielen in der geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen eine wichtige Rolle. Sie ziehen als mesozoisch kalkiger Gürtel um die „Penninische Zone“ des Tauernfensters herum und sind dieser aufgeschoben. Sie sind vor allem Beweis für die Fensternatur der Tauern.

Im Sinne der Bruchtektonik wurden die Radstädter Tauern als Inselbildung aufgefaßt, die von Brüchen durchzogen war (Taurachbruch und Lantschfeldbruch von Frech). Es waren die Geologen Stur, Moysisovics, Vacek, Geyer, Diener und Frech, die seinerzeit hier gearbeitet haben. 1901 erschien von F. Frech eine größere Arbeit „Geologie der Radstädter Tauern“ mit einer Karte im Maßstab 1:75.000. Den Aufnahmen von Frech gingen bereits Untersuchungen von Vacek voraus, die eine handkolorierte Karte und drei Beiträge zur Geologie der Radstädter Tauern lieferten. Vacek faßte die Radstädter Tauern als Bildung einer großen Transgression auf ein stark ausgearbeitetes Erosionsrelief auf.

Mit der Deckenlehre trat eine grundlegende Änderung und ein großer Fortschritt in der Erkenntnis des Aufbaus der Radstädter Tauern ein. In den Jahren 1903—1906 erkannte Termier als erster die Fensternatur der Tauern und den Deckenbau der Ostalpen. Diese Erkenntnis fand aber bei

den meisten ostalpinen Geologen wenig Verständnis. In den Jahren 1906—1910 wurden dann von F. Becke und V. Uhlig in den östlichen Tauern und ihrer äußeren Umrahmung Forschungen durchgeführt, an denen L. Kober, F. Trauth, W. Schmidt, F. Seemann und M. Stark teilnahmen.

Das Ergebnis dieser Forschung war, daß das Tauernproblem im Sinne der Deckenlehre gelöst wurde. F. Becke und M. Stark arbeiteten hauptsächlich in den Zentralgneisgebieten, V. Uhlig, L. Kober, W. Schmidt, F. Trauth und F. Seemann in den Radstädter Tauern und ihrer Umrahmung. L. Kober bearbeitete die Hochfeindgruppe, F. Trauth den nördlichen und W. Schmidt den westlichen Teil der Radstädter Tauern. 1906 und 1908 erschienen von V. Uhlig zwei Berichte über „Geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern“. Nach dem Tode von Uhlig führte Kober die Arbeit fort und gelangte zur heutigen Gliederung des Tauernfensters und seines Rahmens. Er faßte 1922 einen Teil seiner Anschauungen in seiner Arbeit „Das östliche Tauernfenster“ zusammen. 1923 ergänzte er sie in seinem Buche „Bau und Entstehung der Alpen“. 1924 erschienen von R. Staub „Der Bau der Alpen“, von W. Schmidt „Der Bau der westlichen Radstädter Tauern“ und 1925 von F. Trauth „Die nördlichen Radstädter Tauern“.

V. Uhlig und L. Kober unterschieden früher eine „obere und untere Radstädter Decke“, die durch das „Twenger Kristallin“ getrennt waren. Zwischen dem Mesozoikum der „oberen Radstädter Decke“ und dem „Schladminger Kristallin“ schied Kober früher eine „Quarzphyllitdecke“ aus, die aus Quarzitschiefern und Quarzphylliten bestand. Später kam Kober zu der Überzeugung, daß eine verkehrt liegende Schichtfolge vorliege. Danach liegt Mesozoikum zutiefst, im Hangenden folgen paläozoische Quarzphyllite und darüber das ostalpine Kristallin. Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme und das paläozoische Alter der Quarzphyllite ist das Auftreten von Konglomeratlinen an der Grenze von Mesozoikum und Quarzphyllit. Sie gehören wahrscheinlich dem Oberkarbon oder Perm an und stellen ein Leitgestein für Grenzhorizonte von Paläozoikum und Mesozoikum dar. Zwischen der „unteren Radstädter Decke“ und „der Schieferhülle“ wurde früher von Kober eine „penninisch-ostalpine Mischungszone“ ausgeschieden. Er bezeichnete sie auch als „Speiereckdecke“, da sie den Gipfel des Speierecks zusammensetzt. Die Gesteine tragen schiefrigen Charakter und nach ihrem Auftreten am Katschberg wurden sie von Becke als „Katschbergschiefer“ bezeichnet. Kober erkannte später, daß lediglich eine verkehrt liegende unterostalpine Serie vorliegt.

### Topographischer Überblick.

Das von mir bearbeitete Gebiet befindet sich im S der Tauernpaßhöhe und gehört somit dem westlichen Teil des Lungaus an. Im S wird es vom Zederhanstal begrenzt und umfaßt drei Höhenzüge: den Hochfeindzug, den Gurpetscheckzug und den sich nordwestlich von Tweng zwischen die beiden ersteren einschubenden Mittereckzug, ferner das Lantschfeld- und das Taurachtal.

Im folgenden sei eine genaue Abgrenzung des Arbeitsgebietes gegeben. Die Grenze verläuft vom Tauernpaß in südsüdwestlicher Richtung über die

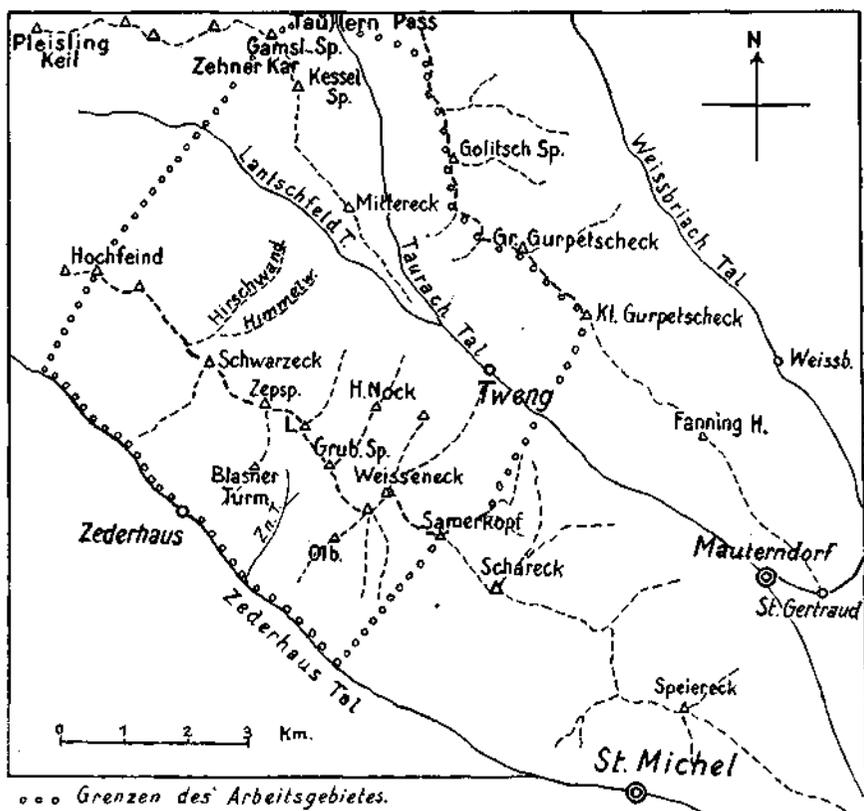


Fig. 1. Skizze der Radstädter Tauern (1:85.000).

Gamsleitenspitze und das Zehnerkar zum Hochfeind und von hier ins Zederhaustal hinab zum Schifferwirt (ungefähr 1 km nordwestlich der Ortschaft Zederhaus), dann zieht sie nach SO entlang des Zederhaustals bis Fell und biegt dort nach NNO um zum Samerkopf. Vom Samerkopf verläuft sie in nordöstlicher Richtung auf die andere Seite des Taurachtals zum Kleinen Gurpetscheck und entlang dem Gurpetscheckzuge zum Tauernpaß zurück.

Der Hochfeindzug ist ein auf seiner N-Seite stark gegliederter Höhenzug, der sich von St. Michael in nordnordwestlicher Richtung zum Hochfeindmassiv erstreckt. Er wird im N vom Lantschfeld- und Taurachtal, im S vom Zederhaustal begrenzt. Der ganze Kamm wird von einer Reihe von Gipfeln überragt. Neben dem Hochfeind sind dies vor allem Schwarzeck, Zepspitze, Lackenkogel, Grubachspitze, Weißeneck, Samerkopf, Schäreck und Speiereck. Die höchste Erhebung stellt der massige Triasdolomitblock des Hochfeinds mit 2700 m dar. In den Hochfeindzug sind auf der N-Seite eine Anzahl von Karen, Quer- und Hochtälern eingeschnitten, die durch rippenartig stehengebliebene, steil abfallende Seitenkämme und Grate getrennt werden. Der untere Teil ist von Wald bedeckt, dieser reicht ungefähr bis 1650 m Höhe.

Demgegenüber ist die S-Abdachung bedeutend weniger gegliedert. Sie besteht vorwiegend aus steilen Grashängen, über die sich im obersten Bereich Wände von Triasdolomit oder Schwarzeckbreccie und Pyritschiefer erheben. Im Ochsenkar und an den Hängen des Znodentals werden die Grashänge von kleinen Wänden rötlichgelber Marmore durchzogen. Der untere Teil ist ebenso wie auf der N-Seite bewaldet. Die einzigen Grate, die auf dieser Seite in das Zederhaustal hinunterziehen sind: der stark ausgeprägte S-Grat des Schwarzecks, der Höhenzug von der Zepspitze zur Dorferspitz und Blasner Turm und die drei strahlenförmig auseinanderführenden S-Grate des Weißenecks. Auf dem westlichsten von ihnen erhebt sich die Kuppe des Olbing. Zwischen Olbing und dem Höhenzuge Zepspitze—Dorferspitz—Blasner Turm, im N durch die S-Wände der Lackenspitze und der Grubachspitze eingerahmt, liegt das Ochsenkar mit dem Znodental eingebettet.

Der Gurpetscheckzug streicht von St. Gertraud bei Mauterndorf bis zum Tauernpaß ebenfalls in nordwestlicher Richtung. Da sich nordwestlich von Tweng zwischen ihm und den Hochfeindzug der Mittereckzug einschaltet, rückt das Taurachtal teils sehr nahe an den Gurpetscheckzug heran und schwenkt zusammen mit ihm ein wenig nach NNW um. Er fällt steil gegen dieses ab und wird nur sehr spärlich von einigen Gratrippen durchzogen. Der untere Teil wird besonders bei Tweng von steilen Triasdolomitwänden gebildet.

Der Mittereckzug wird im S durch das Lantschfeldtal vom Hochfeindzug getrennt. Taurachtal und Lantschfeldtal vereinigen sich kurz vor Tweng. Der anfangs schmale und niedere Mittereckzug gewinnt gegen NW und W immer mehr an Höhe und Ausdehnung. Das Zehnerkar wird von einer Reihe steil aufragender Gipfel umgehen (Kesselspitze, Gamsleitenspitze, Zehnerkarspitze, Glöcknerin). Die höchste Erhebung bildet der weiter westlich gelegene Pleislingkeil. Nach S fallen alle diese Berge mit steilen Wänden gegen das Lantschfeldtal ab.

### Schichtfolge.

Die stratigraphische Gliederung ist im Gebiete der Radstädter Tauern nur sehr mühsam und schwierig durchzuführen. Die Hauptschwierigkeit liegt in der fast völligen Fossillosigkeit der Schichten, ferner darin, daß zeitlich verschiedene Horizonte in derselben Fazies entwickelt sind. So können z. B. schwarze, schiefrige Kalke und kalkige Schiefer oder graue, grobkristalline Kalke oder schwarze Plattenkalke sowohl der unteren Trias (Muschelkalk) als auch dem Jura angehören. Dazu kommt die hohe Metamorphose der unteren Komplexe. Eine Unterscheidung und Abgrenzung der verschiedenen Horizonte ist oft fast unmöglich.

Die reichlich auftretenden Quarzite wurden schon von Frech an die Basis der Trias gestellt und als oberstes Perm bis unterste Trias angesprochen. Sie sind also ein Äquivalent der Quarzite des Schweizer Pennins und derjenigen des Semmeringer Fensters. Kober bezeichnete 1922 (das östliche Tauernfenster) Kalke, soweit sie in Verbindung mit Rauhacken und Quarzit stehen, als Muschelkalk. Er stellt dort folgende Schichtfolge auf: Altkristallin, paläozoische Schiefer, Quarzit, Rauhacke, Muschelkalk, Dolomit mit Gyroporellen = Wettersteindolomit. Es folgen dann oberer Triasdolomit (Raibler Schichten, Hauptdolomit?), Lias in Form von Pyritschiefen, Jurakalke und jurassische Schwarzeckbreccie.

## a) Ostalpin.

Das Altkristallin besteht aus zwei Schuppen, dem „Schladminger Kristallin“ und dem „Twenger Kristallin“. Das Schladminger Kristallin setzt sich aus Granitgneisen und schiefrigen Gneisen, aufgebaut aus Plagioklas mit 25–30% An, Biotit, Muskowit, Apatit, Pyrit und Magnetit zusammen. Das Twenger Kristallin ist ein schiefriger Gneis, der infolge der tektonischen Beanspruchung vielfach zu quarzphyllitähnlichen Schiefen umgewandelt worden ist. Er besteht aus Mikroklin, Oligoklas, Quarz, Muskowit, Serizit,

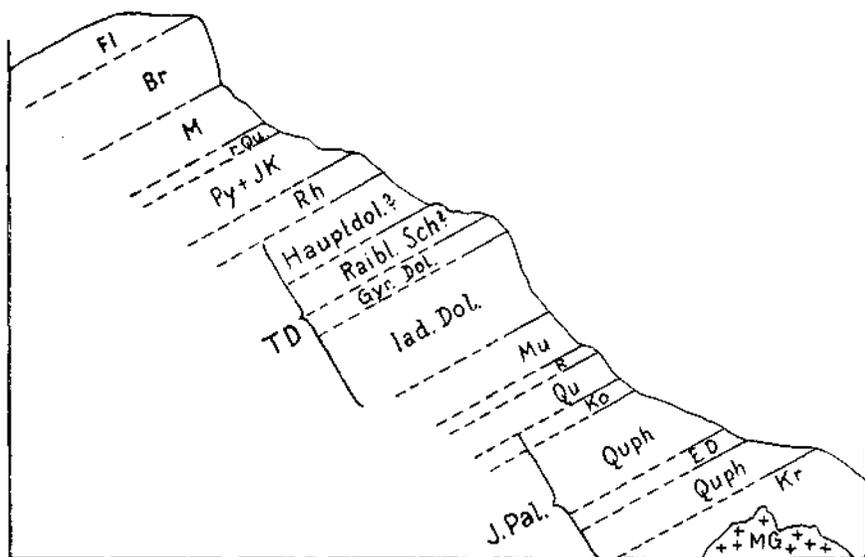


Fig. 2. Schematisches Profil der Stratigraphie der Radstädter Tauern.

<i>MG</i> = Mauterndorfer Granit	<i>TD</i> = Triasdolomit
<i>Kr</i> = Altkristallin (Twenger Kristallin, Schladminger Kristallin)	<i>Rh</i> = Rhät
<i>Quph</i> = Quarzphyllite	<i>Py</i> = Pyritschiefer
<i>ED</i> = Eisendolomit	<i>JK</i> = Jurakalk
<i>Ko</i> = Konglomerat	<i>rQ</i> = roter Quarzit
<i>Qu</i> = Quarzit	<i>M</i> = gelblich-rote Marmore der Kalkphyllitgruppe
<i>R</i> = Raubwacke	<i>Br</i> = Schwarzeckbreccie
<i>Mu</i> = Muschelkalk	<i>Fl</i> = Weißeneckflysch

Apatit und Pyrit. Darin schwimmen Linsen von Mauterndorfer Granit. Dieser ist ein grober, weißer Porphyrgneis, vom Typus eines Flasergneises, der ausschließlich saure Bestandteile enthält. Er wird vorwiegend von Mikroklin und Quarz zusammengesetzt. Mikroklin ist in Form dicker Linsen vorhanden und wird von Quarz umrahmt. Untergeordnet treten Andesin, Muskowit, Pyrit und Magnetit auf. Im Profil der Himmelwand sind im Twenger Kristallin Einschaltungen von Amphibolit vorhanden.

Das Paläozoikum besteht aus Quarzphylliten, Tonschiefern und schwarzen Phylliten. Sie treten als verhältnismäßig breites Band am Gurpertscheckzuge auf und bilden eine Art Grauwackenzone unter dem ostalpinen Kristallin der Schladminger Masse.

In den schwarzen Phylliten sind oft massenhaft Pyritwürfel vorhanden (Puhnaalm, Kerscharklalm und Briegeralm). Sie sind an der Oberfläche fast immer ausgewittert oder zu Limonit umgewandelt. An verschiedenen Stellen, z. B. im Kar am S-Fuße des Gurpetschecks und am Gurpetscheck WSW-Grat, treten Diabase und Porphyrite auf. Unterhalb des Gurpetschecks zieht ein Band von braunen, grobkristallinen, äußerst harten Eisendolomiten durch. Sie sind paläozoischen Alters, wahrscheinlich Oberkarbon und zeichnen sich durch ihren grobkristallinen Bau und ihre Härte aus. Zu erwähnen wäre noch, daß nach Kober (1923) im Profil des Katschberges dieselbe Zone Graphitschiefer und graphitische Kalke führt (Karbon). Ein weiterer Beweis für den paläozoischen Charakter dieser Grauwackenzone ist das Auftreten von Konglomeraten nördlich der Hofbauernalm (Davidalm) zwischen Quarzit (unterste Trias) und Quarzphyllit. Sie bestehen anschießlich aus paläozoischen und vorpaläozoischen Gemengteilen. Das Bindemittel ist vorwiegend quarzphyllitischer Natur. Darin sind enthalten Linsen von Quarzen, alten hochkristallinen Quarziten, Porphyriten, Diabasen, alten Eisendolomiten und Reste von Altkristallin. Den Konglomeraten kommt wahrscheinlich oberkarbonisches bis permisches Alter zu. Sie bilden Grenzhorizonte gegen das Mesozoikum.

Es kann hier die Frage aufgeworfen werden, ob nicht doch jüngere Bildungen, z. B. alttertiären Alters, typische Flyschbildungen vorliegen, wie dies Staub im „Bau der Alpen“ ausgesprochen hat. Wenn dies richtig wäre, müßten darin irgendwelche jüngere Gemengteile, zum mindesten mesozoischen Alters vorhanden sein. Dies ist aber keineswegs der Fall. Wir haben es also mit einer Art variscischer Flyschbildung zu tun.

Fig. 7 zeigt einen Querschnitt durch die verkehrte Schichtfolge des Gurpetscheckzuges von Mesozoikum, Paläozoikum und Kristallin im Bereiche der Hofbauernalm.

Trias: Wie bereits oben erwähnt, gehören die Quarzite an die Basis der Trias und sind ein Äquivalent der Werfener Schichten. Ein älterer Quarzit, wie ihn Vacek und Frech angenommen haben, existiert nicht.

Die Rauhwaacke gehört der unteren Trias an. Wir müssen zwischen sedimentärer und tektonischer Rauhwaacke unterscheiden. Tektonische Rauhwaacke erkennt man meist an ihrem porösen und bröckeligen Gefüge und an dem Vorhandensein von Quarz- und Karbonatkörnern. In der verkehrtliegenden ostalpinen Serie bilden die rötlichgelben Marmore der Kalkphyllitgruppe, die dem Jura angehören, ebenfalls tektonische Rauhwaacke. Diese jurassische Rauhwaacke hat im allgemeinen mehr bräunlichgelbe Farbe und ist sehr bröselig. Im Profil des Blasner Turms kommen beide Rauhwaackenhorizonte nebeneinander vor. Sie sind schwer voneinander zu scheiden. Ursprünglich muß eine Verfaltung von Triasdolomit mit den Marmoren der Kalkphyllitgruppe vorhanden gewesen sein. Nachträglich wurden beide zu Rauhwaacken umgewandelt (siehe Querprofil durch Zepspitze—Blasner Turm). Die sedimentären Rauhwaacken besitzen feineres und festeres Gefüge. Typisch sedimentär sind die Vorkommen im unteren Teile der Himmelwand und das mächtige Vorkommen in der Schlucht der Puhnaalm. Bei diesen sind Schuppen und Brocken von Serizit in der Rauhwaacke eingeschlossen.

Als Muschelkalk werden Schiefer, Kalke, Dolomite und marmorartige Karbonate bezeichnet, die im Zusammenhang mit Quarzit und Rauhwaacke

auftreten (anisisch). Er kann sowohl in schiefriger wie in kalkiger und dolomitischer Fazies entwickelt sein. Am Mittereck gehen schwarze blätterige Kalkschiefer in schiefrige Kalke über. Sehr verbreitet sind dunkelgraue, grobkristalline, tonige, feinkörnige Dolomite und gutgebankte, graue, kristalline Marmore, die auch gelbe Farbtöne annehmen und rosarot geflammt sind oder schwarze Streifen zeigen (Schaibberg). Sie wurden früher größtenteils für Jurakalke gehalten. Hierher gehören auch teilweise Dolomitbreccien, vor allem ein oberhalb der Wallneralm, an den Kolsbergseen und am Weißen-  
eck auftretender, kalkiger, gelbbrauner, mehr oder weniger brecciöser Dolomit.

Der Triasdolomit tritt stellenweise mit einer Mächtigkeit von 300 bis 400 m auf. Er ist in den meisten Profilen als einheitliche, dolomitische Masse entwickelt. Zwischen Tweng und der Hofbauernalm können wir jedoch verschiedene Stufen unterscheiden. Im Hangenden der kristallinen, geflammten Marmore des Muschelkalks finden wir zuerst weiße, geschichtete Dolomite, dann schwarze, kalkige Dolomite, die in dunkle, sandige, in merglige, graue und schließlich in hellgraue, dichte Dolomite mit Gyroporellen (Wettersteindolomit) übergehen. Diese ganze Dolomitgruppe kann somit der ladinischen Stufe zugerechnet werden. Gyroporellendolomit tritt ferner in großer Verbreitung am Mittereckzug im Hangen von Quarzit und etwas Muschelkalk auf. Darüber folgen im Profil Tweng—Hofbauernalm schwarze, schiefrige, kalkige Dolomite, die Raibler Schichten darstellen könnten. Sie würden diesen zum mindesten faziell entsprechen. Zudem müssen Raibler Schichten der Lagerung nach hier auftreten, falls keine Schichtlücke vorliegt. Fossilien oder sonst irgendwelche Anhaltspunkte, die auf Raibler Schichten schließen lassen, konnten leider nicht gefunden werden. W. Schmidt hat letztere im westlichen Teil der Radstädter Tauern in reichlichem Maß angenommen. Er zählt zu ihnen einen Teil der Pyritschiefer, dann feinkristalline, schwarze Schmutzdolomite, Fleckendolomite und braune Sandsteine. Nach seiner Ansicht sind in den Raibler Schichten auch Quarzite und Quarzphyllite vorhanden, die durch Metamorphose aus tonhaltigen Sandsteinen gebildet wurden. In meinem Arbeitsgebiet konnte ich keine solchen Quarzite oder Quarzphyllite feststellen. Sie treten hier immer an der Basis von Trias auf. Ebenso wenig konnte ich Pyritschiefer finden, die der Raibler Stufe angehören. Sie müssen durchweg dem Lias zugerechnet werden und bilden zusammen mit Jurakalken, Juramarmoren und Schwarzeckbreccien Synklinale zwischen den Triasdolomitmassen. Über diesem fraglichen Komplex folgen dichte, graue, gutgebankte Dolomite und an der Grenze gegen das Rhät gelbe und dunkle, kalkige Dolomite. Sie gehören einer höheren Stufe an und entsprechen vielleicht dem Hauptdolomit. Es ist mir nicht gelungen, einwandfrei Hauptdolomit festzustellen oder gar abzugrenzen. Mit Sicherheit kann lediglich ein unterer ladinischer Komplex, der durch Gyroporellen belegt ist, nachgewiesen werden.

Dem Rhät werden kleine, brecciöse und teils schiefrige Karbonate zugeteilt, die einerseits über Triasdolomit, andererseits im Liegenden von liasischen Pyritschiefern oder Jurakalken anftreten. Eine genaue Abgrenzung sowohl gegen Triasdolomit wie gegen Jurakalk kann nicht immer vorgenommen werden. Gegenüber der Trias herrscht vor allem mehr kalkiges Material vor; der Dolomitgehalt tritt stark zurück. Dem Jura selber fehlen Dolomite ganz. Dem Rhät gehören an: weiße, kristalline, dolomitische Kalke, schwarze,

schiefrige Kalke, feine und grobe Dolomitm breccien, die auch sehr viel kalkiges Material enthalten, dunkle, tonige Kalke und grobe und graue feinkristalline Lithodendronkalke. Kober fand am Hochfeind in schwarzen, kalkigen Schiefern eine kleine Rhätfauna mit *Terebratula gregaria*.

Jura: Dem Lias müssen die Pyritschiefer zugerechnet werden. Es sind schwarze, blättrige, zum Teil kalkige Schiefer. Der Kalkgehalt ist sehr wechselnd. Bisweilen können sie kristallinen Charakter annehmen und sind dann schwer von Altkristallin zu unterscheiden. Im Zehnerkar führen sie Stielglieder von Pentakrinus. Ihre Namen verdanken sie dem massenhaften Auftreten von Pyritkristallen.

Jurakalke bestehen aus gelben und weißen, kristallinen, marmorartigen Kalken mit reichlich Muskowit und Serizit. Sie sind öfters von einer großen Anzahl von Krinoidenstielgliedern übersät. Vor allem treten die fünfstrahligen Sterne von Pentakrinus auf, die man besonders im Zehnerkar in großer Menge findet. Diener stellte in diesen Kalken Belemniten fest. Uhlig und Koller fanden im Kar unterhalb der Teufelshörner gleichfalls kanalipulate Belemniten des Doggers. Auf der S-Seite des Mittereckkamms finden sich graue und rötliche, grobkörnige, kristalline Kalke mit Pentakrinus, außerdem schwarze, schiefrige Kalke und reine Schiefer, ebenfalls mit Pentakrinus. Dem Jura gehören ferner die harten und gelbweißen „Marmore“ bei Schaidberg an.

Im Weißeneckkar treten im Hangenden von Pyritschiefer rote Quarzite auf. Sie ähneln einem Radiolarit und sind von den normalen, grünen Quarziten an der Basis der Trias gut zu unterscheiden. Sie liegen über Pyritschiefer und unter Schwarzeckbreccie und sind folglich der Lagerung nach in den mittleren Jura zu stellen. Im Bereiche der Radstädter Tauern finden wir sie noch am Samerkopf und an den Kolsbergseen.

Die gelblichroten Marmore der Kalkphyllitgruppe sind besonders charakteristisch für die verkehrt liegende unterostalpine Serie. Sie kommen zusammen mit Pyritschiefern und Schwarzeckbreccien vor und sind ohne Zweifel jurassischen Alters. Manchmal sind sie mit Pyritschiefern verknetet und bilden mit ihnen brecciöse Massen. In ihrer Struktur zeigen sie deutliche tektonische Beanspruchung. Unter dem Mikroskop erkennt man unregelmäßig begrenzte Kalzitkristalle, die sehr deutliche Zwillinglamellierung und vollkommene, sich kreuzende Spaltrisse nach dem Grundrhomboeder erkennen lassen. Zwischen den Kalkspaten ziehen sich in der Längsrichtung des Gesteins fadenförmige und plastische Muskovitstränge hin (orientierter Druck). Untergeordnet finden sich kleine Körner von Quarz; ferner sind Pyritkristalle vorhanden.

Eng verknüpft mit den rötlichen Marmoren und den Pyritschiefern treten im Ochsenkar, am Blasner Turm und am Hochfeindzuge schwarzgrüne, phyllitische Schiefer auf. Sie ziehen als dünne Streifen durch das Profil des Blasner Turms und bilden manehmal auch kompaktere Massen. Dem Alter nach sind sie ebenfalls jurassisch.

Schwarzeckbreccie ist, wie bereits Kober im „Bau und Entstehung der Alpen“ darstellt, sedimentärer Entstehung. Früher wurde sie für tektonische Breccie gehalten (Suess, Frech, Spitz, Uhlig). Sie ist in sich selbst geschichtet. Kober vergleicht sie mit Gosau. Sie wurde nachträglich tektonisch bearbeitet, so daß echt tektonische Bildungen vorliegen können. Eine vorrückende Deckscholle schiebt ihre Schuttmassen vor sich her, diese

werden sedimentiert und später noch tektonisch beansprucht. Der Lagerung nach gehört die Schwarzeckbreccie wohl dem oberen Jura an. Das Gros ihrer Entwicklung ist auf die Schwarzecksynklinale beschränkt. Sie bildet dort die steil nach W abstürzenden Wände der Grubachspitzen. Im übrigen finden wir sie noch in der Speierecksynklinale und spurenweise am Treberling.

**Kreide:** Im Hangenden der Schwarzeckbreccie erscheint noch ein in Quarzphyllitfazies entwickelter Schieferhorizont, der eine Art Flysch in metamorpher Fazies bildet. Er tritt im Karboden unterhalb des Weißenecks und an der Grubachspitze auf, besitzt kristallinen Charakter und hat Linsen von Triasdolomit eingeschaltet. Was sein Alter anbelangt, so ist er auf jeden Fall jünger als die Schwarzeckbreccie; er dürfte somit der unteren Kreide angehören, vorausgesetzt, daß das Pennin vorgosauisch überfaltet wurde. Sonst könnte auch Oberkreide oder Alttertiär in diesen Ablagerungen vorhanden sein. Ich halte sie für unterkretazischen Alters, da sie in unmittelbarem Zusammenhange mit der Schwarzeckbreccie stehen. Es ist oft schwierig, sie von älteren Schiefen zu trennen. Dies gelingt aber, wenn man darin Gerölle von Dolomit findet.

#### b) Schieferhülle.

Die Schieferhülle zeigt an der S-Abdachung des Hochfeindzuges den typisch einförmigen Aufbau von Schiefen, Phylliten und Quarziten. In dieser Schmiere von schwarzen und grünen Schiefen schwimmen an einigen Stellen Schollen von Marmoren und Dolomiten. Die Gesteine zeigen einen ziemlich hohen Grad der Metamorphose und der tektonischen Beanspruchung. Über das Alter der Schieferhülle herrschen sehr verschiedene Ansichten. Sie wurde von den alten Geologen als Präkambrium angesprochen (Stur, Peters, Vacek, Frech). Später hielt man sie durchweg für Paläozoikum. Diese Ansicht wird noch heute teilweise verfochten. Suess, Uhlig und Kober sprechen ihr mesozoisches Alter zu. Sie betrachten Quarzite, Dolomite, Marmore als typisches Mesozoikum. Paläozoische Elemente sind zweifellos gleichfalls vorhanden (z. B. Basalschiefer Kobers). Ein direkter Beweis für das mesozoische Alter der Schieferhülle war bisher nicht zu erbringen. Nach Ansicht von Kober hat sie mit Rücksicht auf die vorgosauische Überfaltung der Tauern ein Alter von Trias bis untere Kreide.

Das Jungpaläozoikum besteht aus Schiefen verschiedener Art, Porphyriten, grünen, hellen Serizitschiefen, Quarzphylliten und Quarzitschiefen. Erstere sind wohl oberes Karbon oder Perm, letztere stehen stratigraphisch bereits an der obersten Grenze von Paläozoikum und reichen bis in die unterste Trias.

Dem Mesozoikum gehören Quarzite, Dolomite (Trias?) und weiße, grobkristalline Marmore (Jura?) an. Sehr wahrscheinlich gehören hieher auch die Grünschiefer, denen Jura bis Unterkreidealter zukommen mag.

#### Kleintektonik.

Pyritschiefer und Kalkphyllite sind auf dem Kamme zwischen Schwarzeck und Hochfeind wellblechartig ausgepreßt und verbogen und machen den Eindruck, als ob eine Riesenwalze über sie hinweggegangen wäre. Sie sind bis zu einem gewissen Grade ein Maßstab für den Druck und die Massen der

einst über sie hinweggleitenden oberostalpinen Decken. Die Deformation und Metamorphose nimmt nun nach oben mehr und mehr ab. In der Schieferhülle und der daraufliegenden verkehrten unterostalpinen Serie sind sie weitaus am größten. Wir finden hier eine starke Faltung und Schuppung der einzelnen Horizonte und daher mehrmalige Wiederholung der Schichten. In den Profilen durch Olbing, Ochsenkar und Dorferspitzwechsellagerung rötliche Marmore und Pyritschiefer 4—5mal (siehe Querprofile). Zwischendurch schalten sich noch Lagen von Schwarzeckbreccie. Die ganze Zone ist eine große schiefrige Schmiere. Darin schwimmen schollen- und linsenförmig die härteren Bestandteile, wie Kalke und Dolomite. Die Dolomite sind auch in Rauhwacken ungewandelt. Am deutlichsten sichtbar wird die Deformation im Bereiche der unteren Radstädter Serie. Die Gesteine haben hier mehr massiges Gefüge und nicht mehr den schiefrigen Charakter der Schieferhülle. Andererseits sind Druck und Belastung groß genug, um in ihnen weitgehende plastische Zerrung und Faltung hervorzurufen. Ein Zeugnis hievon sind die bereits oben erwähnten wellblechartig verbogenen Pyritschiefer und Kalkphyllite. Im Kar oberhalb der Heißalm, an den Kolsbergseen, im Krauthackelkar und im Weißeneckkar weisen Quarzit und Kristallin teilweise stark gefaltete Struktur auf. Infolge lokaler Zusammenstauung und Aufwölkung haben im Hochfeindzug zwischen Schwarzeck und Hochfeind Trias- und Juraschichten eine Umbiegung nach S erfahren. Triasdolomit samt Pyritschiefer, Schwarzeckbreccie und den Marmoren der Kalkphyllitgruppe fallen daher nach S ein, während sonst allgemeines Einfallen nach N vorherrscht. Die Pyritschiefer stecken als Synklinale zwischen Triasdolomit. Besonders schön ist dies am S-Grat des Schwarzecks zu verfolgen. Die schwarzen Pyritschiefer und Schwarzeckbreccien heben sich ausgezeichnet von den weißen Triasdolomiten ab, die sich elastisch um erstere herumschlingen. Derselbe Vorgang wiederholt sich jenseits des Lantschfeldtales im Bereiche des Zehnerkars. Trias- und Juraschichten sind auch dort nach S abgebogen, wobei die Juraschichten eine Reihe schmaler Synklinale bilden. Ähnlich stehen auf der S-Seite des Weißenecks Triasdolomit und Quarzit annähernd saiger. An der Sichelwand (Fig. 6) sind Pyritschiefer und Triasdolomit stark miteinander verknetet und bogenförmig gefaltet und am Krauthackelkopf (Fig. 5) liegt eine nach S zurückgeschlagene Falte vor. Dies alles ist die Folge von intensivster Zusammenpressung und Zusammenstauung.

Ein schönes Beispiel für die Kleintektonik der Radstädter Tauern bildet das Profil durch das Weißeneckkar (Fig. 3). Das Profil beginnt im Karboden der Ernstalm (Ambrosalm) und zieht von dort in südsüdwestlicher Richtung zur Grubachscharte hinauf. Die Schichten fallen nach NO und NNO ein. Im Karboden treten im Liegenden von Twenger Kristallin Ablagerungen vom Weißeneckflysch auf. Sie besitzen eine Mächtigkeit von ungefähr 100 m und wurden vom Kristallin überschoben. Darunter folgen ein 30—50 m mächtiger Horizont von Schwarzeckbreccie, der weiter westlich an den Grubachspitzen zu einer Mächtigkeit von 250 bis 300 m anschwillt, und rote radiolaritartige Quarzite mit einer Mächtigkeit von 5 m. In ihrem Liegenden tritt eine mehrmalige Wechsellagerung von rhätischen Dolomitschichten und Pyritschiefer auf. In den zweiten Rhähorizont sind 3 m Triasdolomit linsenförmig eingeschaltet. Der ganze Komplex besitzt eine Mächtigkeit von ungefähr

12—13 *m* und setzt sich vom Hangenden zum Liegenden folgendermaßen zusammen:

- 0·70 *m* Pyritschiefer
- 3·00 *m* Rhät (Dolomitreccie)
- 1·00 *m* Pyritschiefer
- 0·60 *m* Rhät (Dolomitreccie)
- 3·00 *m* Triasdolomit
- 0·70 *m* Rhät (Dolomitreccie)
- 2·00 *m* Pyritschiefer
- 1·50 *m* Rhät (Dolomitreccie).

Im Liegenden dieser Serie folgen 8 *m* Triasdolomit, ein schmaler Streifen Muschelkalk und 15—20 *m* Quarzit. Der Muschelkalk ist in Form eines schmalen Bandes von braunen, dolomitischen, feinbrecciosen Kalken ent-

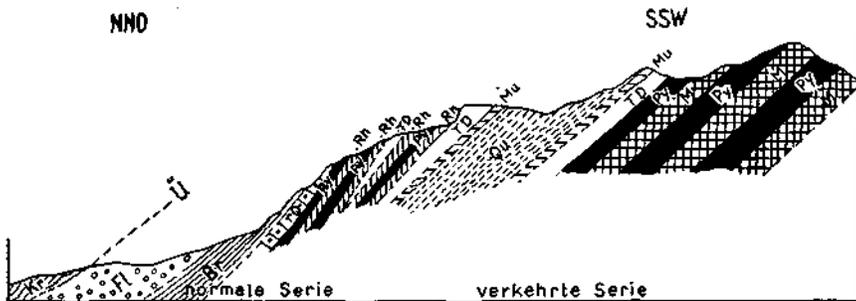


Fig. 3. Profil durch das Weißeneckkar.

- |  |                                |
|--|--------------------------------|
| <i>Fl</i> = Weißeneckflysch                            | <i>TD</i> = Triasdolomit       |
| <i>M</i> = Rötliche Marmore der Kalkphyllit-<br>gruppe | <i>Mu</i> = Muschelkalk        |
| <i>rQ</i> = Roter Quarzit (Dogger)                     | <i>Qu</i> = Quarzit            |
| <i>Py</i> = Pyritschiefer                              | <i>Kr</i> = Twenger Kristallin |
| <i>Rh</i> = Rhät                                       | <i>Ü</i> = Überschiebung       |

wickelt. Er bildet die völlige Umrahmung des Quarzites und kann an einigen Stellen bis 2 *m* mächtig werden. Bis hierher liegt eine normal liegende Schichtfolge mit Quarzit an der Basis und Weißeneckflysch im Hangenden vor. Es folgt nun die verkehrt liegende Serie. Sie beginnt mit dem Quarzit. Darunter kommen das Band Muschelkalk, 7 *m* Triasdolomite und ein mehrmaliger Schichtwechsel von Pyritschiefern und Marmoren der Kalkphyllitgruppe. Die Marmore erreichen an einigen Stellen eine Mächtigkeit von annähernd 100 *m*. Wie eben gezeigt wurde, bildet Quarzit den Kern einer liegenden Falte und wird von einem normal und verkehrt liegenden Schenkel umrahmt. Der verkehrt liegende Schenkel ist zum großen Teil in Kalkphyllitfazies entwickelt.

Ein schönes Beispiel für diese verkehrt liegende Serie bildet ferner der Weißenecksüdgrat, zwischen Weißbeck und Olbing. Im Liegenden von Triasdolomit tritt mehrmalige Wiederholung von Schwarzeckbreccien, Pyritschiefern und gelblichroten Marmoren auf. Letztere wurden früher der „ost-alpin-penninischen Mischungszone“ zugeteilt. Vergleichen wir mit andern Profilen, so können wir feststellen, daß stratigraphisch ältere Gesteine, wie

krystalline Schiefer und Quarzit, Kerne von liegenden Falten bilden, um die sich die jüngeren Horizonte als normale und verkehrte Serien lagern.

Fig. 4 zeigt ein Profil durch den Treberling, das im Karboden des Weißen-eckkars mit 50—70 m Twenger Kristallin beginnt. Es enthält zwei Einschaltungen von Mauterndorfer Granit mit 2·5 und 0·5 m Mächtigkeit. Im Hangenden folgen als normale Schichtfolge 15 m Quarzit, Reste von Triasdolomit und 3 m Schwarzeckbreccie. Der Triasdolomit wurde fast ganz abgeschert. Wir finden ihn 100—150 m weiter unten in der Wand, an der Grenze von Quarzit und Breccie in Form von zwei einzelnen Blöcken. In den Schwarzeckbreccienhorizont ist eine Schuppe von 2 m Triasdolomit

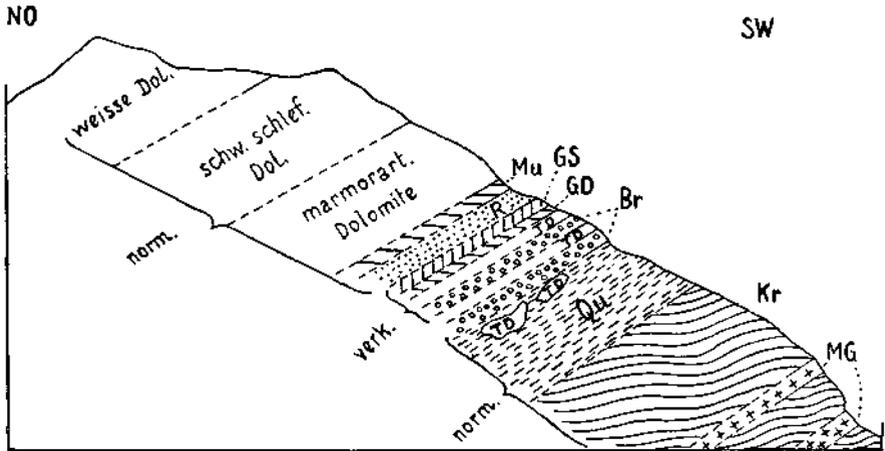


Fig. 4. Profil durch den Treberling.

<i>Kr</i> = Twenger Kristallin	<i>GS</i> = Grüne, serizitische Schiefer
<i>MG</i> = Mauterndorfer Granit	<i>GD</i> = Gelbe Dolomite
<i>Qu</i> = Quarzit	<i>TD</i> = Triasdolomit
<i>R</i> = Rauhwaacke	<i>Br</i> = Schwarzeckbreccie
<i>Mu</i> = Muschelkalk	

eingeschaltet. Ersterer muß mit dem Jurahorizont jenseits des Taurachtales bei der Hofbauernalm verbunden werden. Die Schwarzeckbreccie besteht aus Dolomiten, Kalken und besonders aus Quarziten; auch Muschelkalke sind erkenntlich. Die Breccie wurde nachträglich stark tektonisch bearbeitet. Auf der N-Seite des Treberlings wird sie von rhätischen Dolomitleccien und schwarzen, schiefrigen Jurakalken abgelöst. Als verkehrt liegende Serie folgen 2 m Triasdolomit, 20 cm gelbe Dolomite, 2·5 m grüne, serizitische Schiefer, 5 m Rauhwaacke, 2—3 m Muschelkalk, 15 m marmorartige Dolomite, 20 m dunkle, kalkig-dolomitische Schiefer und 30 m weiße Triasdolomite. Es taucht die Frage auf, ob die kalkigen, dolomitischen Schiefer dem Raibler Horizont angehören. Irgendwelche Anhaltsspunkte sind hierfür nicht gegeben. Ebenso muß die Frage nach Hauptdolomit offen gelassen werden. Auf dem Gipfel finden sich einige Reste von Altkristallin in Form kleiner, schiefriger Platten zerstreut. Sie können nur glazial hier herauf verfrachtet worden sein.

Jenseits der Neuwirt- und Metzgeralm zeigen Hohe Nock und Seemannskopf einen deutlichen Schuppenbau (Profil VII). Auf einem Sockel von Kristallin und Quarzit findet eine mehrmalige Wiederholung von Muschelkalk und Triasdolomit statt. Zwischendurch schalten sich an einigen Stellen Schollen von Rauhwacken ein.

Das Profil durch den Krauthackelkopf stellt ein Prachtbeispiel für lokale Faltung und alpine Kleintektonik dar (Fig. 5). Pyritschiefer und Schwarzeckbreccie (I) wurden von Quarzit, Muschelkalk und Triasdolomit (II) überschoben. Auf Triasdolomit folgen rhätische Dolomitbreccie und Schwarzeckbreccie und darauf ist schließlich das Kristallin (III) überschoben. Das ganze Paket von Quarzit aufwärts (II + III) wurde nach der Überschiebung noch bewegt und ist infolge intensivster Zusammenstauchung auf der jurassischen

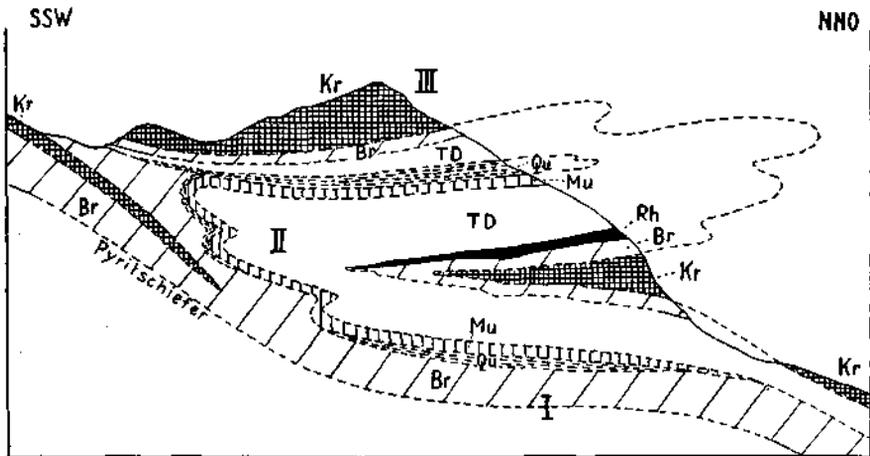


Fig. 5. Profil durch den Krauthackelkopf.

Br = Schwarzeckbreccie  
Rh = Rhät  
TD = Triasdolomit

Mu = Muschelkalk  
Qu = Quarzit  
Kr = Twenger Kristallin

Unterlage von Schwarzeckbreccie und Pyritschiefer gefaltet. Es bildet eine nach S zurückgeschlagene Falte und fällt dann wieder nach N ein. Das Kristallin ist typisches Twenger Kristallin und besitzt am Gipfel des Krauthackelkopfes mehrere Einschaltungen von Mauterndorfer Granit. Die Schwarzeckbreccie im Liegenden des Kristallins muß bei der Überschiebung vom Kristallin mitgeführt worden sein. Sie keilt sofort wieder aus. Ebenso keilen Muschelkalk und Quarzit aus. Quarzit ist fast nur in mehr oder weniger mächtigen Schollen und Fetzen vorhanden. Im Profil durch den Krauthackelkopf finden wir ferner im basalen Schwarzeckbreccienhorizont eine 6—10 m mächtige Schuppe von Altkristallin eingeschaltet, die sich bis zur Lackenspitze hinaufzieht. Es handelt sich dabei um eine Scholle von Altkristallin, die in die Schwarzeckbreccie hineinsedimentiert wurde. Ebenso finden wir in derselben Schwarzeckbreccienzone an der Grubachspitze, an der Dorferspitze, am S-Fuß der Himmelwand und im Profil durch die Hirschwand Kristallin eingeschaltet. Die Scholle von Kristallin erstreckte sich also auf ein Gebiet von etwas über 2000 m Breite.

In Profil V durch den Kolbergsee finden wir ein Haufwerk von roten Quarziten, Schwarzeckbreccien, Jurakalken, rhätischen Dolomitreccien, Triasdolomiten, normalen untertriadischen Quarziten und Twenger Kristallin. Das Twenger Kristallin erscheint dünn ausgewalzt. Es treten hier Triasdolomite in seinem Hangenden und Liegenden, also normale und verkehrte Trias, nahe nebeneinander auf und sind oft schwer voneinander zu scheiden. Die Erhebungen nördlich und nordwestlich des Kolbergsees gehören zum Teil dem verkehrt liegenden Triasdolomit an. In dem Graben unterhalb des Kolbergsees kommt sogar nochmals im Liegenden von Schwarzeckbreccie der Triasdolomit der Weißeneckantiklinale zum Vorschein.

In den Profilen der Himmelwand und Hirschwand findet im Hangenden von Twenger Kristallin öftere Wiederholung von Quarzit, Rauhwacke, Muschelkalk und Triasdolomit statt. Im oberen Teil der Himmelwand ist Mesozoikum in Form von Quarzit, Muschelkalk und Triasdolomit als weithin sichtbare Mulde im Kristallin eingesenkt. In der Schwarzeckbreccie sind

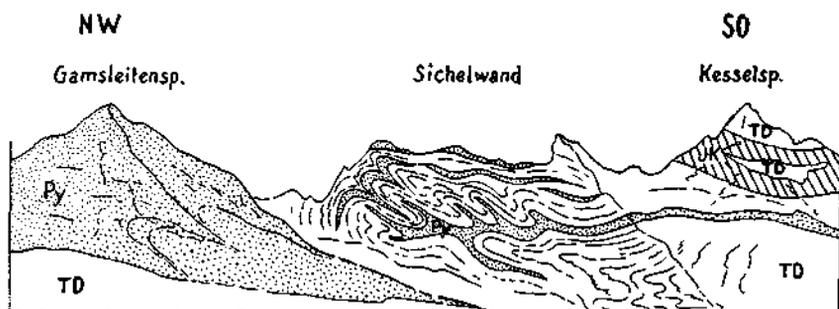


Fig. 6. Falten von Triasdolomit und Pyritschiefer an der Sichelwand.

*JK* = Jurakalk  
*TD* = Triasdolomit

*Py* = Pyritschiefer

hier ebenso wie an der oberen Hirschwand Schollen von Twenger Kristallin eingeschaltet. Die Schwarzeckbreccie im Liegenden ist dabei nur als schmaler Streifen vorhanden. Unterhalb der Hirschwand taucht im Liegenden von Twenger Kristallin nochmals fensterartig das verkehrte Mesozoikum mit Triasdolomit, rhätischer Dolomitreccie und Schwarzeckbreccie auf.

Im oberen Zehnerkar bilden gelbe Dolomite mit Pentakrinusstielgliedern, Pyritschiefer und rhätische Dolomitreccien einer Reihe von Synklinalen im Triasdolomit (Profil I und II). Sie fallen zusammen mit diesem nach S ein. Die tektonischen Verhältnisse erinnern zum Teil an diejenigen des Hochfeinds und Schwarzecks. Interessant ist ferner das Ineinandergreifen und Ineinanderfließen der bogenförmigen Falten von Pyritschiefer, Jurakalk und Triasdolomit an der Sichelwand im NNO des Zehnerkars (Fig. 6).

Fig. 7 führt uns auf die andere Seite des Taurachtals und zeigt, bei Tweng beginnend, einen Querschnitt durch das Große Gurpertscheck. Tweng selbst befindet sich im Twenger Kristallin. Im Hangenden folgen 15–20 m Quarzit, 30–50 m Muschelkalk, 300–400 m Triasdolomit, 15 m rhätische Kalke und Dolomitreccie, 5 m Jurakalke und 2 m Pyritschiefer. Im Triasdolomit-horizont finden wir bei der kleinen Waldhütte unterhalb der Hofbauernalm

grave Dolomite mit Giroporellen (Wettersteindolomit). Die Rhät-Jura-Gesteine ziehen knapp unterhalb des Rauchkopfes vorbei und treten als langgestreckte Synklinale zwischen den jüngeren Gesteinsschichten auf. Zwischen Tweng und hier besteht eine normale Schichtfolge von Altkristallin bis Jura. Darauf folgt die verkehrt liegende Serie mit Triasdolomit, Muschelkalk und Quarzit. An und für sich folgt eine ganze Schuppenzone, da sich Muschelkalk und Quarzit mehrfach wiederholen. Dazwischen sind noch zwei schmale Linsen von Triasdolomit und Rauhwacke eingeschaltet. Im

### Gurpetscheck

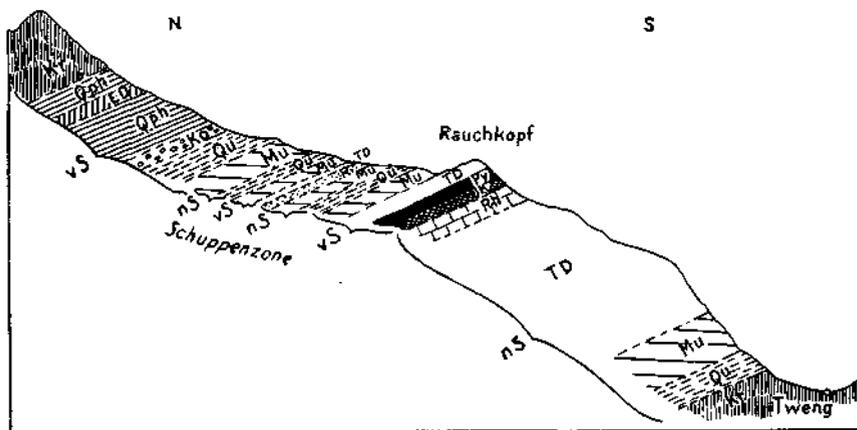


Fig. 7. Profil durch das Große Gurpetscheck.

<i>nS</i> = normale Serie	<i>R</i> = Rauhwacke	
<i>vS</i> = verkehrte Serie	<i>Qu</i> = Quarzit	
<i>JK</i> = Jurakalk	<i>Ko</i> = Konglomerat	} Jungpaläozoikum
<i>Py</i> = Pyritschiefer	<i>Qph</i> = Quarzphyllit	
<i>Rh</i> = Rhät	<i>ED</i> = Eisendolomit	
<i>TD</i> = Triasdolomit	<i>Kr</i> = Altkristallin	(Twenger Kristallin, Schladminger Kristallin)
<i>Mu</i> = Muschelkalk		

Hangenden des obersten Quarzites treten permokarbonische Konglomerate mit einer Mächtigkeit von 8 m, eine 200—300 m mächtige Quarzphyllitzone mit einer Einschaltung von 2 m Eisendolomit und schließlich das Schladminger Kristallin auf. Der Gipfel des Gurpetschecks wird von den Gneisen des Schladminger Kristallins zusammengesetzt. Sie bilden gleichsam den Kern der ostalpinen Schubmasse.

### Regionale Tektonik.

#### a) Südwest-Nordost-Profile.

Deutlichen Einblick in den Bauplan der Radstädter Tauern gewinnt man an dem von SSO nach NNW führenden Gurpetscheckzng. Wir sehen Quarzite sich mehr und mehr verjüngend unterhalb Punkt 2015 und Punkt 1854 auskeilen. Die Quarzite werden von Muschelkalk und Triasdolomit umgeben. Unterhalb Punkt 1922 bildet auch Muschelkalk eine Stirne. Quarzit, Muschel-

kalk und Triasdolomit werden wieder von Juraschichten umhüllt, die als schmale Synklinale nach S sichtbar schließen und ihre Hauptmächtigkeit im N im Bereiche der Paßhöhe besitzen.

Denselben Bau können wir im Hochfeindzug und Mittereckzug verfolgen. Wie oben erwähnt, bilden Pyritschiefer zusammen mit Schwarzeckbreccie und anderen Juragesteinen lange nach S ausgezogene Synklinale. Dazwischen liegen Triasdolomit, Muschelkalk, Quarzit und Kristallin als antiklinale Falten eingebettet. Die stratigraphisch älteren Teile, wie Kristallin und Quarzit, bilden dabei die Kerne der Antiklinalen. Es ergibt sich ein fortwährender Wechsel von normal und verkehrt liegenden Serien und ein System liegender Falten, die von Jura umhüllt werden und schuppenförmig übereinandergeschoben sind. Dieser Faltenbau wurde unter der Last der darüber wandernden ostalpinen Decken erzeugt und ist der Schieferhülle aufgeschoben.

Im Hochfeindzug finden wir infolge größerer Belastung und größeren Druckes besonders starke Verzweigung und Zerspaltung der Antiklinal- und Synklinalregionen vor (Weißeneck, Himmelwand, Hirschwand). Die verkehrt liegenden Schenkel der Antiklinalen sind zum Teil stark reduziert oder verschwinden ganz. Vor allem ist die Trias in diesem verkehrten Teil häufig vollkommen ausgequetscht und abgeschert. So folgt im Karboden des Weißeneckkars, im Hangenden des Weißeneckflysches direkt das Twenger Kristallin. Die Reste der verkehrten Trias befinden sich dort in den Dolomitlinsen der Flyschablagerung.

In den Radstädter Tauern finden wir überall konkordantes Gefüge. Nirgends treten Diskordanzen auf. Auch das Kristallin, das schon variscische Faltung mitgemacht hat, wurde unter dem einheitlichen Druck gleichgerichtet. Die Bewegung ging von S nach N. Die Schichten fallen zum großen Teil nach NNO ein. Allerdings täuschen die auf der S-Seite des Schwarzecks nach S abgelenkten und nach S schließenden Jurasynklinale sowie die sie unerschließenden Triasdolomite S-Bewegung vor. Dagegen beweisen aber die nach N einfallenden Störnen von Triasdolomit, Muschelkalk und Quarzit (Gurpertscheckzug), daß die Bewegung nach N ging. Einen weiteren Beweis bildet das nach N getriebene Kristallin, das mit seinem einen Zweige, dem Twenger Kristallin, als antiklinale Kern zwischen oberem und unterem Radstädter Bereich eingeschoben ist. Obwohl allgemeine Bewegung von S gegen N vorliegt, fallen die Schichten infolge axialen Gefälles nach NNO ein. Die Radstädter Tauern befinden sich im NO der Riesenkulmination des Tauernfensters. Bei der Überfaltung des Ostalpins sind sie unter dem Druck der oberen Deckmassen nach NNO abgeglitten. Im nördlichen Teil sinken die Schichten sogar nach NNO unter das Schladminger Kristallin ein.

In meinen Querprofilen habe ich der Einfachheit halber die verschiedenen Antiklinalen mit  $A_1$ ,  $A_2$  bis  $A_7$  bezeichnet; dementsprechend die Synklinale mit  $S_0$  bis  $S_6$ . Durch weitgehende Zerspaltung und Verzweigung der verschiedenen Antiklinalen und Synklinale können sie in manchen Profilen in eine Reihe von Nebenzweigen aufgelöst sein.

$S_0$  oder Olbingsynklinalen erscheint am Olbing (Profil VIII), am Schwarzeck (Profil IV) und in den Profilen durch das Hochfeindmassiv (I—III) als schmaler Streifen rötlichgelber Marmore. In den übrigen Profilen tritt sie nicht mehr zutage. Sie bildet unmittelbar das Hangende der Schieferhülle und ist das unterste Glied der der Schieferhülle aufgeschobenen Deckfalten.

$A_1$ , oder Speiereckantiklinale besteht vorwiegend aus serizithaltigen Quarzschiefeln. Letztere besitzen oft eine bedeutende Mächtigkeit (150 bis 200 m). Am Oibing und am Hochfeindmassiv sind noch Rauhwaacke, Muschelkalk und Triasdolomit eingeschaltet. Den Kern der Speiereckantiklinale bildet das am Gipfel des Speierecks auftretende Speiereckkristallin.

$S_1$  besteht im Bereich des Hochfeinds und Schwarzecks aus einem Streifen rötlichgelber Marmore der Kalkphyllitgruppe. Gegen O erlangt sie dann bedeutende Mächtigkeit und nimmt zwischen Zepspitze und Weißeneck eine ganze Schuppenzone ein. Rötlichgelbe Marmore und Pyritschiefer herrschen vor. Schwarzeckbreccie ist nur untergeordnet vorhanden. Die Gesteine haben vorwiegend schiefriegen und kalkphyllitischen Charakter und wurden deshalb früher als ostalpin-penninische Schuppungszone angesprochen. Sie bilden aber zusammen mit der verkehrten Trias des Weißenecks eine verkehrt liegende Schichtfolge. In Profil V durch den Blasner Turm erreicht die Synklinale ihre größte Ausdehnung, weshalb ich sie als Blasner-Turm-Synklinale bezeichne. Wir finden dort Marmore der Kalkphyllitgruppe zu Rauhwaacke umgewandelt. In ihnen stürzen Schollen von Triasdolomit, die teilweise ebenfalls zu Rauhwaacke umgewandelt sind.

Im Hangenden der Blasner-Turm-Synklinale folgen im Profil durch das Weißeneck die 200 m mächtigen Dolomitmassen der Weißeneckantiklinale ( $A_2$ ). Letztere besteht fast ausschließlich aus Triasdolomit. Lediglich am Weißeneck (Profil VIII) sind auch Quarzit und Muschelkalk vorhanden. Der Quarzit bildet den Kern der Weißeneckantiklinale und wird von einem schmalen Band von Muschelkalk umsäumt. Auf der S-Seite des Weißenecks fallen Triasdolomit, Muschelkalk und Quarzit annähernd saiger ein. Sie schwenken bald muldenförmig in horizontale Lage um und nehmen dann am N-Abfall wieder steile Stellung ein. Der Quarzit tritt zusammen mit dem Muschelkalk im oberen Weißeneckkar wieder zum Vorschein, wo wir ihn bereits kennenlernten. Der Triasdolomit wird dort stark reduziert. Er ist im Liegenden des Quarzites nur noch 7 m und im Hangenden 8 m mächtig. In Profil VII ist die Weißeneckantiklinale an der O-Seite der Grubachspitze nur als 5 m mächtiger Quarzit- und 10 m mächtiger Dolomitstreifen sichtbar. Die 200 m mächtigen Triasdolomitmassen des Weißenecks werden also kaum 100—150 m weiter westlich auf 5 m Quarzit und 10 m Triasdolomit beschränkt. Dafür erreichen jetzt die Jurahorizonte sowohl der Blasner-Turm-Synklinale als auch der über der Weißeneckantiklinale folgenden Schwarzecksynklinale bedeutende Mächtigkeit. An der Lackenspitze (Profil VI) tritt die Weißeneckantiklinale oberflächlich überhaupt nicht zum Vorschein. Dagegen erscheint sie wieder in Profil V durch die Zepspitze, am S-Fuße der Dorferspitze als 0·30—0·50 m mächtiges Quarzithand. Triasdolomit ist hier ganz ausgequetscht, doch tritt er weiter nördlich auf, denn man findet ihn teilweise in den Schluchten unterhalb des Kolbergsees im Liegenden von Schwarzeckbreccie. Im Bereiche des Schwarzecks und Hochfeinds (Profil I—IV) erreicht er wieder seine alte Mächtigkeit. Östlich des Weißenecks ist in Profil IX durch den Samerkopf die Trias der Weißeneckantiklinale wieder zugunsten der Synklinale reduziert.

In der Schwarzecksynklinale ( $S_2$ ) herrschen Schwarzeckbreccie und Pyritschiefer vor, während die Marmore der Kalkphyllitgruppe gegenüber

der Blasner-Turm-Synklinale zugunsten der Schwarzeckbreccie zurücktreten. Am schönsten tritt diese am S-Grat des Schwarzecks zutage. Sie ist hier wie im Bereiche des Hochfeinds zusammen mit Triasdolomit durch Zusammenpressung und Zusammenstauchung nach S umgebogen. Die Pyritschiefer, Schwarzeckbreccien, Kalkphyllite und rhätischen Dolomitbreccien auf dem Kamme des Schwarzeck-Hochfeind-Massivs müssen auf der N-Seite mit denen unten im Kar verbunden werden. Die Verbindung ist in Profil III durch Punkt 2575 und die Hirschwand gegeben. Sie ist dort vollkommen vorhanden. In den übrigen Profilen wurden die Juraschichten am N-Abfall abgetragen, so daß unter ihnen der Triasdolomit der Weißeneckantiklinale wieder zum Vorschein kommt. Ähnliche Stauchung und Zusammenpressung wie am Schwarzeck-Hochfeind-Massiv liegt auch am Weißeneck vor. Die Schwarzecksynklinale besteht hier aus Jurakalken, Pyritschiefern und rhätischen Dolomitbreccien und ist sehr mit Triasdolomit verzweigt. Der eine Zweig des untersten Astes biegt am Hauptgipfel ebenfalls nach S um, während der obere Zweig eine schüsselförmige Mulde zwischen den beiden Gipfeln, die von Triasdolomit ausgefüllt ist, bildet. Auf der N-Seite sind die Schichten teils sehr steil. Zwischen den Jura- und Rhäthorizonten keilen hier einige Stürnen von Triasdolomit. Die Schwarzecksynklinale erlangt ihre größte Mächtigkeit im Bereiche der Grubachspitze, Lackenspitze und Zepspitze. So bestehen die steil nach W ins Hohtal des Krauthackelbaches abfallenden Wände der Grubachspitze vollkommen aus Schwarzeckbreccie. Das ganze Hohtal ist mit riesigen Blöcken von ihr übersät.

A<sub>3</sub> bildet fast die gesamte N-Abdachung des Hochfeindzuges und ein Großteil des Mittereckzuges. Auf dem Kamme des Hochfeindzuges finden wir sie jedoch nur noch an wenigen Stellen. So auf den Gipfeln und der S-Flanke von Hochfeind und Schwarzeck und auf den obersten Gipfelpartien der Zepspitze, Dorferspitz und Grubachspitze. Ihren Kern bildet das Twenger Kristallin, weshalb ich sie als Twenger Antiklinale bezeichne. Der verkehrt liegende Schenkel ist durchwegs stark reduziert. Er ist oft nur noch spurenweise vorhanden, oft fehlt er ganz, so daß das Twenger Kristallin direkt auf der Schwarzeckbreccie der Schwarzecksynklinale folgt (im Weißeneckkar auf Weißeneckflysch). Ihm gehören vor allem der Triasdolomit im Hangenden der Schwarzecksynklinale auf der S-Seite von Schwarzeck und Hochfeind, ferner das Vorkommen von Triasdolomit und Quarzit auf dem Gipfel der Dorferspitz und die Sebuppe von Triasdolomit unter der Haube von Kristallin auf der Zepspitze an. Auf der N-Seite des Hochfeinds ist er unten im Kar bis auf 3 m Quarzit vollkommen ausgequetscht. Im Profil durch das Schwarzeck (IV) finden wir von ihm eine Scholle von Triasdolomit am S-Fuß der Himmelwand. In Profil V gehören ihm die Dolomitvorkommen oberhalb der Fuchsaln zwischen dieser und dem Kolsbergsee und die Dolomitkuppen östlich der Himmelwand an, die von Twenger Kristallin umrahmt werden und fensterartig unter diesem hervorschauen. Im Hangenden des Kristallins treten gleich daneben Schollen der normalen Trias auf (Himmelwand). Der verkehrt liegende Schenkel der Twenger Antiklinale bildet außerdem die zusammengestauchte Falte am Krauthackelkopf. In Profil VII und VIII durch Grubachspitze und Weißeneckkar fehlt er ganz. Im Profil durch den Samerkopf (IX) ist er mit Quarzit und Triasdolomit wieder vollkommen vorhanden.

Der normale Schenkel der Twenger Antiklinale ist teilweise stark geschuppt. Er besteht an der Hirschwand, Himmelwand und am Hohen Nock aus einer öfteren Wiederholung von Quarzit, Rauhwanke, Muschelkalk und Triasdolomit auf der Unterlage von Twenger Kristallin, so daß hier überall kleine Schuppenzonen vorliegen. Im Lantschfeldtal und dem unteren Teil des Mittereckzuges stirnt in dem 150—200 *m* mächtigen Lantschfeldquarzit eine riesige Scholle Triasdolomit, die muldenförmig in ihn eingesenkt ist. Sie ist in Profil IV durch das Schwarzeck annähernd 150 *m* mächtig. Ihre Mächtigkeit nimmt aber sowohl nach O wie nach W stark ab. Sie zerteilt den Lantschfeldquarzit in zwei parallele Züge. In Profil IX durch den Samerkopf ist sie nicht mehr vorhanden. Der Lantschfeldquarzit in ihrem Liegenden tritt nur als schmales Band hervor, so z. B. am Fuße des Treberlings, wo er unter Triasdolomit fensterartig zum Vorschein kommt. Ferner finden wir ihn an der Grenze von Triasdolomit und Twenger Kristallin unterhalb der Kreitleralm (Mühltaleralm), von dort zieht er ins Lantschfeldtal hinunter und kann teilweise diesem entlang verfolgt werden. Kurz vor Tweng vereinigen sich die beiden Arme. Der im Hangenden des Lantschfeldquarzites auftretende Triasdolomit, von ersterem meist durch einen schmalen Streifen Muschelkalk getrennt, besitzt massenhaft Gyroporellen.

S<sub>3</sub> lernten wir bereits im Profil durch das Große Gorpetscheck und am Treberling kennen. Sie ist in ersterem in Gestalt von Pyritschiefern, Rhät und etwas Jurakalk vorhanden. Ich bezeichne sie als Rauchkopfsynklinale. Im N besitzt sie bedeutende Mächtigkeit, während sie gegen S immer schmaler wird und in der Nähe des Puhnhofes endigt. Vom Rauchkopf können wir sie nach SO zur Hofbauernalm verfolgen. Im Wassergraben der Alm treten die Pyritschiefer gut zutage. Von hier zieht die Synklinale in südöstlicher Richtung 200—300 *m* unterhalb der Krakaueralm (Ulmalm) vorbei (Profil IX) und dann weiter ins Tal hinunter. In der unteren Hälfte fällt sie, eine steile Schlucht bildend, ab und streicht 100—150 *m* oberhalb der Straße in der Nähe des Puhnhofes aus. Über das Taurach- und Lantschfeldtal greift sie in großem Bogen hinweg. Im Hochfeindzug ist sie jedoch nur noch an zwei Stellen vorhanden: am Treberling und bei Punkt 1977 (Profil I). Sie besteht an beiden diesen Stellen auf der N-Seite aus Jurakalk und etwas Rhät, die auf der S-Seite von tektonisch stark beanspruchter Schwarzeckbreccie verdrängt werden. Vom Rauchkopf aus streicht sie in nordnordwestlicher Richtung zum Tauernpaß. Sie zieht sich dabei unter einem Winkel von ungefähr 20° zur Tauernpaßstraße herunter. Diese erreicht sie ein Stück oberhalb der Hohen Brücke, schwenkt nun in nördlicher Richtung um, durchkreuzt die Taurach und zieht sich an der O-Seite des Mittereckzuges entlang. In den Profilen VII und VI geht sie noch in großem Bogen über den Mittereckzug, der aus Triasdolomit der Twenger Antiklinale besteht, hinweg. In den Profilen V, IV und II bedeckt sie bereits einen Teil seines O-Hanges und zieht auf dem Kamm unter einer Haube von Triasdolomit, der A<sub>4</sub> angehört, hindurch. In Profil I und II wird sie vollkommen von höheren Einheiten überdeckt und tritt erst im untern Zehnerkar als schmaler Streifen von Pyritschiefern und schiefrigen Kalken zum Vorschein, die im Hochfeindzug in den kalkigen Schiefern bei Punkt 1977 ihre Fortsetzung finden.

A<sub>4</sub> oder Zehnerkarantiklinale besteht in den Profilen VIII, VII und VI in der unteren Hälfte des Gorpetscheckzuges aus 120—180 *m* Triasdolomit,

in dem Quarzit und Muschelkalk stürzen. Sie ist dort sowie im Zehnerkar in ihrer größten Mächtigkeit entwickelt. Die ganze Antiklinale verjüngt sich gegen N mehr und mehr. In der Höhe der Golitschspitze keilen Quarzit und Muschelkalk aus. Der Triasdolomit erreicht kurz nach Breitlahn die Tauernpaßstraße und das Taurachtal. Gleichzeitig finden wir ihn schon in den Profilen V, VI und VII oben auf dem Mittereckzug über den Krinoidenkalk der Rauchkopfsynklinale. Gegen NW verschwindet die Zehnerkarantiklinale ebenfalls in den Profilen II und I durch Kesselspitze und Gamsleitenspitze auf der NO-Seite des Mittereckzuges unter höheren Einheiten. Sie besitzt jedoch im Zehnerkar an der S-Abdachung des Mittereckzuges bedeutende Mächtigkeit. Die nach N einfallenden Schichten bilden ihm Zehnerkar eine schüsselförmige Mulde, da sie auf dem Kamm zwischen Kesselspitze und Zehnerkar Spitze durch lokale Zusammenstauung stark aufgewölbt wurden. Am Fuße der Kesselspitze und Gamsleitenspitze tritt der Triasdolomit der Zehnerkarantiklinale unter den Juraschichten der darüber folgenden Paßsynklinale nochmals zum Vorschein.

Die gewaltigen Juramassen im Bereiche des Tauernpasses, bei denen vor allem die schwarzen und mächtigen Pyritschiefer der Gamsleitenspitze hervortreten, müssen als Paßsynklinale zusammengefaßt werden. Gegen S werden sie von zwei verhältnismäßig kleinen und schmalen Triasdolomitstürzen in eine untere ( $S_4$ ), eine mittlere ( $S_5$ ) und eine obere Paßsynklinale ( $S_6$ ) geteilt. Entlang des Gurpetscheckzuges ziehen die drei Synklinale als dünne, schmale Streifen nach NO und keilen nach kurzer Zeit vollkommen aus. Die mittlere von ihnen erreicht gerade noch die Höhe der Golitschspitze (Profil V), während die beiden andern etwas weiter reichen.

Der unteren Paßsynklinale ( $S_4$ ) müssen die Pyritschiefer der Gamsleitenspitze und die mächtigen Rhät- und Jurakalke am NO-Abhang der Kesselspitze zugerechnet werden. Am Gurpetscheckzug können wir sie bis auf die Höhe der Hohen Brücke (Profil II) verfolgen, auf der sie als schmaler Streifen dunkler, schiefriger Kalke austreicht. Entlang der Tauernstraße finden wir sie oberhalb Breitlahn bis zu dem Straßenwärterhaus unterhalb Schaidberg als helle, teils gestreifte, meist aber gelblichweiße Marmore auftreten. Oberhalb des Straßenwärterhauses durchkreuzt sie die Taurach, zieht ziemlich steil zu Punkt 1766 hinauf und steht mit den Pyritschiefen der Gamsleitenspitze in Verbindung. Der Jurakalk wird dabei von Rhätkalk überdeckt, der oberhalb Punkt 1766 60 cm Pyritschiefer eingeschaltet hat und sich als breites Band an der NO-Seite der Kesselspitze ausdehnt, bis er ebenso wie bei Punkt 1766 unter höherem Triasdolomit ( $A_5$ ) verschwindet. Auf der SW-Seite der Kesselspitze kommt die untere Paßsynklinale an deren Steilabfall mit Rhät, Jurakalk und Pyritschiefer wieder zum Vorschein und findet schließlich ihre Fortsetzung in der obersten, im oberen Zehnerkar auftretenden Synklinale und ist dort als schmaler Streifen von Pyritschiefer und Jurakalk entwickelt, der sich zum Fuße der Gamsleitenspitze hinüberzieht. Der unteren Paßsynklinale gehört ferner der Pyritschiefer auf dem Kamm der Sichelwand an.

$A_5$ , oder Kesselspitzantiklinale schiebt sich als schmaler Keil von Triasdolomit zwischen untere und obere Paßsynklinale ein. Sie bildet die oberste Gipfelpartie der Kesselspitze, zieht ungefähr 400 m an ihrer NO-Flanke herunter und tritt bei Punkt 1766 wieder auf, wo sie dann von Jurakalke der

mittleren Paßsynklinale überdeckt wird. 250 m unterhalb Schaidberg zieht sie sich auf die Gurpetscheckseite hinüber.

Der mittleren Paßsynklinale ( $S_5$ ) gehören die schönen, gelblichweißen Marmore, die ungefähr 10—20 m unterhalb Schaidberg an der Straße auftreten, an. Gegen S werden die Marmore von kalkigen Schiefeln abgelöst, die sich bis auf die Höhe der Golitschspitze verfolgen lassen.

$A_6$  oder Schaidbergantiklinale scheidet mit ihrem Triasdolomit mittlere und obere Paßsynklinale voneinander und keilt gegen N ebenso wie die Kesselspitzantiklinale in der Nähe der Moaralm aus.

Die obere Paßsynklinale ( $S_6$ ) folgt über der Schaidbergantiklinale. Sie besteht aus Pyritschiefer und Jurakalk und erreicht gegen S nicht ganz die Höhe des Großen Gurpetschecks. In Profil IV durch Punkt 2311 verzweigt sie sich sehr stark mit dem Triasdolomit der Schaidbergantiklinale. Ungefähr drei bis vier kleine Stirnen von Triasdolomit keilen in den Pyritschiefern, so daß eine ausgesprochene Schuppenzone vorliegt.

$A_7$  oder Gurpetscheckantiklinale bildet mit ihrem verkehrten Schenkel die oberste Zone des Gurpetscheckzuges. Es folgt im Hangenden der Juraschichten der Paßsynklinale eine vollkommene, verkehrte Schichtfolge von Triasdolomit bis Schladminger Kristallin (Triasdolomit, Muschelkalk, Ranhwacke, Quarzit, permisches Konglomerat, paläozoischer Quarzphyllit und Schladminger Kristallin). Zwischen Großem Gurpetscheck und der Golitschspitze finden wir in dem obersten Muschelkalkhorizont einen Streifen von Quarzit eingeschaltet, der aber bereits auf Höhe von Punkt 2311 wieder austreicht.

#### b) Ostsüdost-Westnordwest-Profile.

In dem von OSO nach WNW ziehenden Längsprofil durch den Hochfeindzug (Längsprofil A) finden wir über der Schieferhülle als lang ausgezogene Bänder die gelblichroten Marmore der Olbingsynklinale und die grünen Quarzitschiefer der Speierecksynklinale. Darüber folgt die Schuppenzone der Blasner-Turm-Synklinale mit ihren Marmoren der Kalkphyllitgruppe, Pyritschiefern und Schwarzeckbreccien. Sie ist in der Weißeneckscharte leicht gestaut und aufgewölbt. Während sie zwischen Grubachspitze und Zepspitze ihre größte Mächtigkeit besitzt, wird sie im Schwarzeck- und Hochfeindnassiv auf einen Streifen rötlichgelber Marmore beschränkt. Die Weißeneckantiklinale ist hauptsächlich in Form mächtiger Triasdolomitmassen entwickelt, die an Weißeneck eine Mächtigkeit von ungefähr 300 m besitzen. Im benachbarten Profil durch die Grubachspitze ist die ganze Antiklinale auf 5 m Quarzit und 10 m Triasdolomit beschränkt. Dagegen wird der gesamte Gipfel von der Schwarzeckbreccie der Schwarzecksynklinale aufgebaut. Am der Lackenspitze kommt die Weißeneckantiklinale oberflächlich überhaupt nicht zum Vorschein. Am S-Grat der Zepspitze erscheint sie dann wieder unterhalb der Dorferspitze mit 0.5 m Quarzit. Die Schwarzecksynklinale ist hier ebenso wie an der Lackenspitze sehr mächtig. Sie besteht aus einem bunten Wechsel von Schwarzeckbreccie, Pyritschiefer und rötlichgelben Marmoren, wobei die Schwarzeckbreccie zusammen mit den Pyritschiefern vorherrscht, während die Marmore der Kalkphyllitgruppe ganz in den Hintergrund treten. Sie enthält eine beinahe 2000 m lange Schuppe von Kristallin eingeschaltet. Die Blasner-Turm- und Schwarzecksynklinale rücken infolge fast völliger Aus-

quetschung der Weißeneckantiklinale ganz oder sehr nahe aufeinander. Sie bilden miteinander einen riesigen Jurakomplex, in welchem sich ständig Schwarzeckbreccie, Pyritschiefer und gelblichrote Marmore wiederholen. In der Blasner-Turm-Synklinale herrschen vor allem die Marmore der Kalkphyllitgruppe vor, während sie in der Schwarzecksynklinale zugunsten von Schwarzeckbreccie zurücktreten. Im Bereiche des Schwarzecks erreicht der Triasdolomit der Weißeneckantiklinale wieder einen großen Teil seiner früheren Mächtigkeit (200—250 m) und erlangt in den Dolomitwänden des Hochfeinds mit ungefähr 300—400 m Mächtigkeit sein Maximum. Die Synklinale weicht dementsprechend zurück und ist am Hochfeind nur noch als Pyritschieferband vorhanden. Diese drei Anreicherungen von Triasdolomit am Hochfeind, Schwarzeck und Weißeneck müssen durch Anschoppung erklärt werden. Im Zwischengebiet vollzog sich eine Ausquetschung und Abscherung mit entsprechender Anreicherung der Jurasynklinale. So ist die Schwarzeckbreccie überall dort mächtig entwickelt, wo Triasdolomit, bzw. die ganze Weißeneckantiklinale fehlt oder stark reduziert ist. Damit hängt u. a. die Bildung und verschiedenartige Zusammensetzung der Breccie zusammen. Sie muß aus den Resten und Schuttmassen der zertrümmerten Weißeneckantiklinale entstanden sein.

Der Weißeneckflysch ist ebenfalls sedimentärer Entstehung und hat durch nachträgliche Metamorphose kristallines Aussehen erhalten; doch waren die Glimmer wahrscheinlich schon primär vorhanden. Triasdolomit ist an einigen Stellen nur in Form kleiner, schwimmender Linsen vorhanden.

Die Twenger Antiklinale tritt außer den Resten von Altkristallin, Quarzit und Triasdolomit auf den Gipfeln der Dorferspitze und Zepspitze und den Triasdolomiten auf der S-Seite und den Gipfeln von Schwarzeck und Hochfeind erst auf der N-Seite des Hochfeindzuges auf.

Der Gurpetscheckzug erstreckt sich von St. Gertraud bei Mauterndorf in nordwestlicher Richtung bis zum Großen Gurpetscheck und biegt dann nach NNW um. In der Umgebung von Tweng besitzt die Twenger Antiklinale große Mächtigkeit. Bei Tweng selbst tritt Twenger Kristallin auf, das gegen SO von Mauterndorfer Granit abgelöst wird. Im Hangenden bilden Quarzit, Muschelkalk und Triasdolomit die steil abfallende Twenger Wand. Darüber folgt am Rauchkopf die Rauchkopfsynklinale mit Pyritschiefer, Jurakalk und Rhät, die oberhalb der Hohen Brücke das Taurachtal überschreitet. Nach SO keilt sie in der Nähe des Puhnhofes aus. Der Zehnerkarantiklinale gehören die steilen Wände von Triasdolomit oberhalb der Hohen Brücke an. Den Kern bildet Quarzit, der von Muschelkalk umrahmt wird und deren Stirnen ohne weiteres festgestellt werden können. Sie erreichen gerade noch die Höhe der Golitschspitze und lassen sich von der Scharte nordwestlich der Hofbauernalm bis hierher verfolgen. Über der Zehnerkarantiklinale folgen die untere, mittlere und obere Paßsynklinale. Am Tauernpaß bilden diese einen großen mächtigen Jurakomplex, der vorwiegend aus Pyritschiefer, aber auch aus Jurakalk und Rhät besteht. Weiter südlich werden sie durch die Kesselspitzantiklinale und Schaidbergantiklinale voneinander getrennt. Der unteren und mittleren Paßsynklinale gehören die weißen Marmore zwischen Schaidberg und dem Straßenwärterhaus unterhalb davon an. Die untere Paßsynklinale läßt sich ein großes Stück der Straße entlang verfolgen. Die obere Paßsynklinale besteht aus Pyritschiefer und Jurakalk

und ist im Bereiche von Profil IV durch Punkt 2311 sehr intensiv mit dem Triasdolomit der Schaidbergantiklinale verzweigt, so daß eine mehrmalige Wiederholung der Triasdolomit- und Pyritschieferschichten vorliegt. Während die mittlere Paßsynklinale bereits auf der Höhe der Golitschspitze verschwindet, erreichen die beiden andern noch die Höhe von Profil VIII, wo sie dann ebenfalls auskeilen. Dadurch verschmelzen  $A_4$ ,  $A_5$  und  $A_6$  zu einer einzigen Antiklinale. Im Hangenden der oberen Paßsynklinale folgt die Gurpetscheckantiklinale, die im Gurpetscheck nur noch mit ihrem verkehrten Schenkel vorhanden ist. Es liegt eine verkehrte Schichtfolge von Jura bis Altkristallin vor, die die obere Hälfte des Gurpetscheckzuges bildet. Gegen N senkt sich die Gurpetscheckantiklinale fast bis auf die Höhe des Tauernpasses herunter, so daß die, das Seekar und Hundsfeld umrahmenden Gipfel, ganz aus Schladminger Kristallin bestehen, während letzteres weiter südlich nur in den obersten Gipfelpartien der Golitschspitze und des Großen Gurpetschecks zu finden ist.

Im OSO des Großen Gurpetschecks verschmelzen im Bereiche des Kleinen Gurpetschecks die ganzen Antiklinalen oberhalb der Rauchkopfsynklinale zu einer einzigen Antiklinale. Die Rauchkopfsynklinale selbst streicht in der Nähe des Puhnhofes aus. Quarzit und Triasdolomit im Hangenden von Twenger Kristallin werden zu einem dünnen Streifen ausgewalzt. Sie lassen sich vom Puhnhof zur Davidhütte und von dort nach St. Gertraud verfolgen. Bei St. Gertraud streichen sie ganz aus. Der Quarzit ist meist nur in einzelnen Linsen und Fetzen vorhanden. Am Waldeck unterhalb der Moserab erfährt diese reduzierte Triasserie nochmals eine gewisse Anreicherung. Quarzit, Rauwacke, Muschelkalk und Triasdolomit wiederholen sich einige Male. Darüber folgt ein mächtiger Quarzithorizont, der sich erst östlich der Purnalh einschaltet. Er wird von dem obersten Radstädter Quarzit, der bei der Kerscharklalm austreicht, durch Rauwacke, die in der Schlucht zwischen Purnalm und Kerscharklalm infolge Anschoppung eine starke Anreicherung erfährt, abgetrennt. Znoberst folgen die paläozoischen Schiefer und Quarzphyllite.

## Morphologie.

### a) Typus.

Der Typus der Radstädter Tauern ist gekennzeichnet durch das Auftreten von Mesozoikum, Paläozoikum und Altkristallin. Letztere bilden am Gurpetscheckzug Berge von typischem Urgehirgscharakter auf einem kalkalpinen Sockel. Der Gegensatz zwischen den hellen Wänden des Mesozoikums und den dunklen Hängen und Felsgruppen des Paläozoikums und Altkristallins tritt dort gut zutage. Das Mesozoikum, das den untersten Teil dieses Höhenzuges bildet ist vor allem durch steile Formen und Wände gekennzeichnet Demgegenüber weicht das Paläozoikum im Hangenden sichtbar in die Tiefe zurück. Es besitzt mehr gewellte und gerundete Formen und enthält eine Reihe kleiner Kare, die zum Teil kleine Seen heherbergen. In den oberen Partien neigt es zusammen mit den Gneisen wieder zu Wandbildungen. In ungefähr 1780 m Höhe zieht als deutlich sichtbarer Streifen eine Fläche in Form eines alten Talbodens durch, der wahrscheinlich pontisches Alter zugeschrieben werden muß. Der SW-Abfall des Gurpetscheckzuges zeigt als Schichtkopfseite im Gegensatz zur N-Abdachung des Hochfeindzuges steilen

Abfall in das Taurachtal nur geringe vertikale Gliederung, keine eigentlichen Seitenkämme und -täler. Er wird lediglich von einigen kleinen in den Triasdolomitwänden fast senkrecht abfallenden Schluchten durchzogen. An der N-Seite des Hochfeindzuges, die eine Schichtseite darstellt, ziehen daher die Hänge in derselben Richtung, in der die Schichten einfallen, ins Tal hinunter und verlaufen teilweise parallel zu ihnen. Entsprechend der breiteren Front und dem geringeren Gefälle liegt an der N-Abdachung des Hochfeindzuges eine stark gegliederte Oberflächengestaltung vor. So wird sie von einer Anzahl Seitentäler und Hochtäler durchzogen, die meistens in Karen endigen und durch Seitenkämme voneinander getrennt sind. Letztere bestehen aus einer Reihe von Gipfeln und Zacken, die meist von Mesozoikum gebildet werden, während sich in den Karböden und Schluchten größtenteils Twenger Kristallin befindet. Die Seitenkämme ziehen fast alle in nordnordöstlicher bis nordöstlicher Richtung, in derselben Richtung, in der auch die Schichten einfallen, ins Tal hinunter. In ungefähr 1650—1700 m Höhe läßt sich auch hier ein alter Talboden erkennen, der gegenüber denjenigen des Gurpetscheckzuges etwas tiefer liegt. Er läßt sich im Gelände als grüner Streifen verfolgen, auf dem fast sämtliche Almhütten von der Krakauer bis zur Heißalm liegen.

Die S-Abdachung des Hochfeindzuges nimmt infolge des Gegenfallens der Schichten wieder steilere Formen an. Sie trägt in ihrem unteren Teil den monotonen Charakter der Schieferhülle.

Der Mittereckzug bildet einen keilförmigen Block von Kalkgipfeln, zwischen die das Zehnerkar als breite Mulde eingelagert ist. Die Berge haben typisch kalkalpinen Charakter. Nach SW fallen sie gegen das Lantschfeldtal in steilen Wänden ab.

#### b) Glaziale Formen.

Die Oberflächengestaltung der Radstädter Tauern trägt typisch glaziales Gepräge. Häufig finden wir abgerundete Formen, die eine ausgezeichnete Rundhöckerlandschaft vor unserm Blick entstehen lassen; so im Zehnerkar, im Samerkar, im Weißeneckkar, im Krauthackelkar und in der Umgebung der Kolbergseen und der Heißalm. Den Stempel der Vereisung tragen vor allem die tief eingeschnittenen Seitentäler mit ihren Karen. Letztere befinden sich an deren oberem Ende und werden meist von steilen Seitenkämmen umrahmt. Wenn sich in ihnen Triasdolomit befindet, treten Karsterscheinungen auf, z. B. im Weißeneckkar, im Kar oberhalb des Kolbergsees und im Kar oberhalb der Heißalm. Das schönste Beispiel eines Kartrichters stellt der Samerkar dar. Es ist als breiter Trichter in Triasdolomite, Rauhacken und Marmore kraterförmig eingebettet und wird von steilen Karwänden umgeben. Der Durchbruch erfolgte an einer verhältnismäßig schmalen Stelle nach N hin. Im Samerkar lassen sich drei sattelförmig hintereinanderfolgende Endmoränenwälle nachweisen, die auf einen durch Ruhepausen unterbrochenen Gletscherückgang hindeuten. Im Bereiche der Kolbergseen dehnt sich eine kleine Moränenlandschaft aus, die die verschiedenen Wasserlacken und Seen umschließt. Der große Kolbergsee wurde durch die an seinem N-Ufer auftretende Endmoräne aufgestaut. Am Ausgang des Krauthackelkars und im unteren Weißeneckkar liegen drei kleine Korosionseen eingebettet, die von einer typischen Rundhöckerlandschaft umgeben werden und durch Vertorfung

schon fast wieder verstrandet [sind]. Ein weiteres Beispiel großzügiger glazialer Tätigkeit bildet das große Becken [des Zehnerkars.

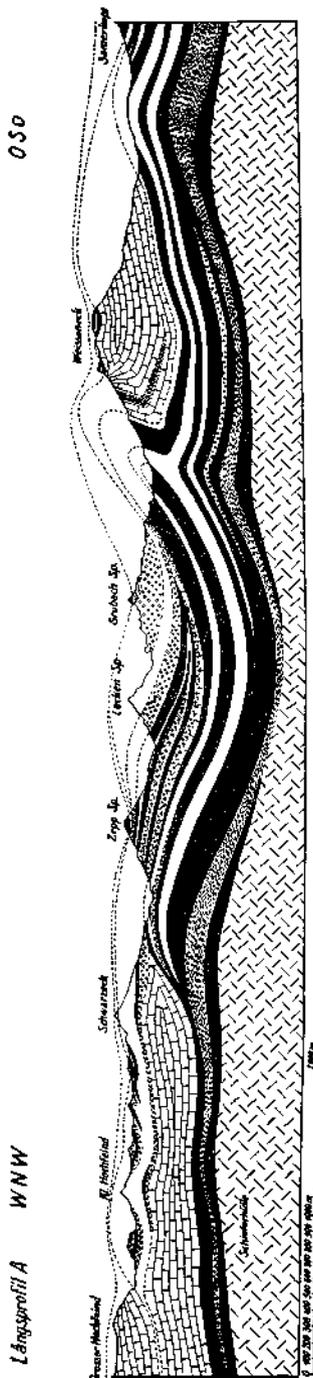
Der Gurpetscheckzug besitzt ebenfalls eine Anzahl kleiner Kare, die zum Teil kleine Seen enthalten. Sie gehören fast durchwegs der Grauwackenzone an und konnten infolge der Steilheit seiner S-Seite nur geringe Ausdehnung erlangen.

### Zusammenfassung.

Die Radstädter Tauern bilden einen großartigen, nach N getriebenen Faltenbau, der unter der Last der darüber wandernden ostalpinen Decken erzeugt wurde und der Schieferhülle aufgeschoben ist. Die Bewegungsrichtung ist nicht immer eindeutig festzustellen; doch beweisen die nach N gerichteten Stirnen von Quarzit und Muschelkalk sowie das nach N getriebene Kristallin, daß nur N-Bewegung vorliegen kann. Die liegenden Falten sind bei der Überschiebung des Tauernfensters infolge axialen Gefälles nach NNO abgeglichen.

Die Kerne der Falten bestehen aus stratigraphisch älteren Elementen, wie Kristallin, Paläozoikum und Quarzit. Um diese herum folgen Rauhwacken, Muschelkalk, Triasdolomit, Rhät und Jura. Die Juraschichten bilden die äußerste Umbüllung der liegenden Falten und erscheinen als nach S schließende Syklinale zwischen den Triasdolomitmassen. Im N besitzen sie bedeutende Mächtigkeit, während sie nach S allmählich auskeilen. So erhalten wir den stetigen Wechsel von normal und verkehrt liegenden Serien, welche eben die lang ausgezogenen Schenkel liegender Falten sind.

Die liegenden Falten sind schuppenförmig übereinandergeschoben. Sie lösen sich rasch ab und wurden unter dem Druck der darüber wandernden ostalpinen Decken gefaltet. Daraus ergibt



Längsprofil durch den Hochfeindzug.

sich die fließende Struktur und plastische Verfaltung der verschiedenen Horizonte. Die Deckfalten und einzelnen Stirnen sind stark ineinander gepreßt, zusammengestaucht und haben vor allem in den unteren Partien weitgehende Deformation erfahren. Am Weißeneck stehen die Schichten durch Zusammenpressung lokal saiger, im Schwarzeck- und Hochfeindmassiv sind sie nach S umgebogen und erzeugen am Krauthackelkopf und der Sichelwand die wundervollen Faltenbildungen. Dies alles ist die Folge von Zusammenstauchung und intensivsten Kampfes um den Raum. Wir finden überall konkordantes Gefüge. Auch die älteren Elemente, wie Paläozoikum und Altkristallin, wurden unter dem einheitlichen Druck gleichgerichtet. Die Radstädter Tauern besitzen typische Fließtektonik.

Im Hochfeindzug finden wir infolge des hohen Druckes und der hohen Belastung eine besonders starke Verzweigung und Aufspaltung der Antiklinal- und Synklinalregionen vor. Dazu sehen wir, wie auf kurze Strecken ganze Schichtpakete, vor allem die verkehrt liegenden Schenkel der Antiklinalen, stark reduziert werden oder ganz verschwinden. So wird im Karboden des Weißeneckkars der Weißeneckflysch direkt von Twenger Kristallin überzogen. Die ungefähr 300 m mächtigen Triasdolomitmassen des Weißenecks sind 150 m westlich an der Grubachspitze auf 5 m Quarzit und 10 m Triasdolomit beschränkt. Dafür wird der ganze Gipfel der Grubachspitze von Schwarzeckbreccie gebildet. Im Bereiche des Schwarzecks und Hochfeinds erreichen sie wieder ihre alte Mächtigkeit, während die Juraschichten zu schmalen Bändern reduziert werden.

In den untersten Partien, an der Grenze gegen die Schieferhülle, war der Druck weitaus am größten, daher die bedeutende Metamorphose, die Schuppenstruktur, die schiefrige Ausbildung und die Zertrümmerung der Gesteinshorizonte dieser Zonen.

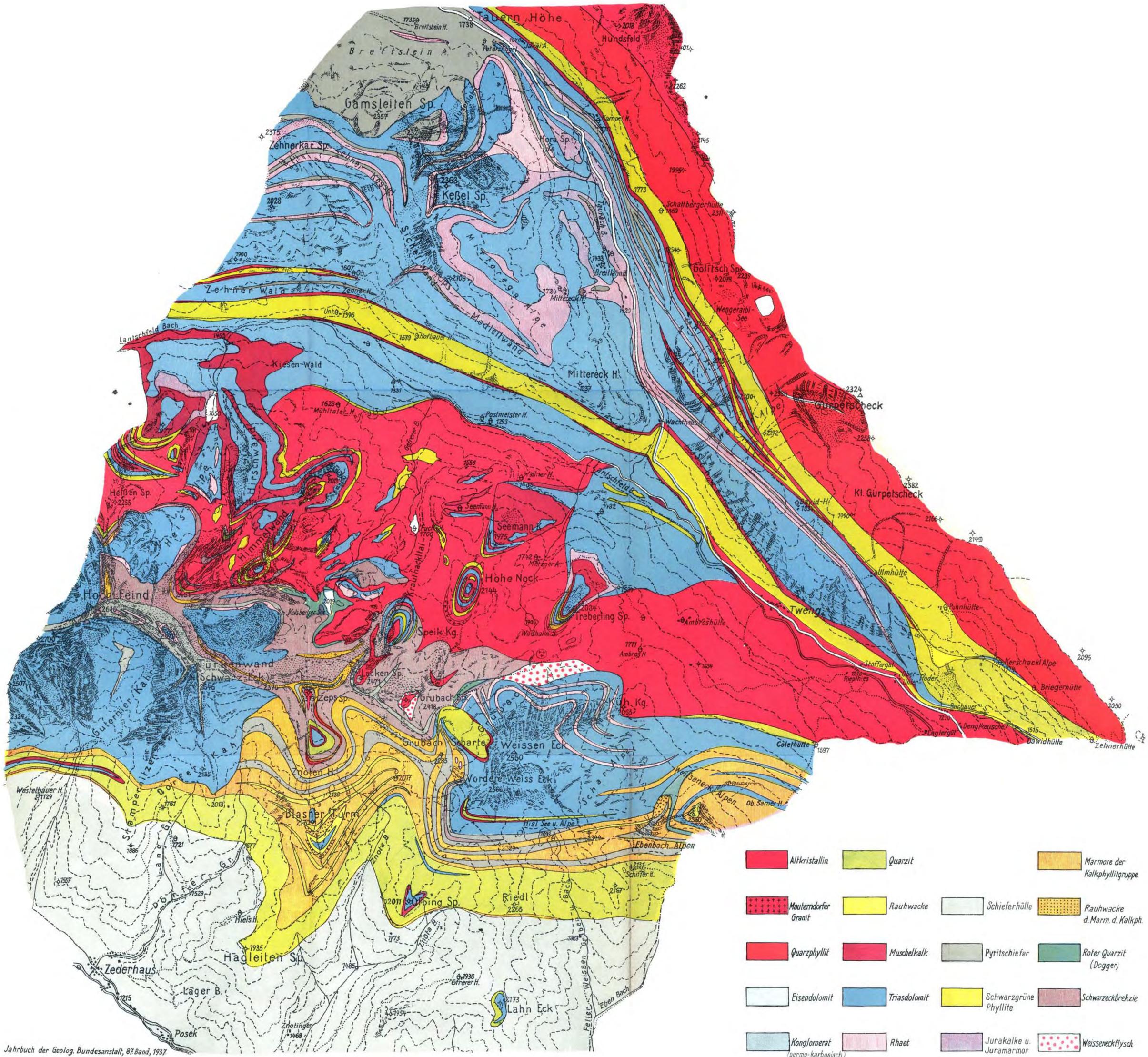
Die Radstädter Tauern besitzen einen vollkommenen, eigenen Typus, der sich wesentlich von dem des Pennins, der Kalkalpen mit ihrer Kalkalpentektonik und des Flyschs unterscheidet. Am ehesten erinnert er noch an die helvetischen Falten der Schweizer Alpen, nur daß diese unter bedeutend weniger Druck entstanden sind. Die Radstädter Tauern sind dagegen Falten, die unter Belastung erzeugt wurden, mit plastischer und fließender Tektonik, bedeutender Metamorphose, zertrümmerten Schichten, verkehrten und normalen Serien und mehreren Faltungsphasen. Sie bilden eben den Radstädter Typus, der charakteristisch ist für das Unterostalpin, das gleichsam der Liegendschenkel des ostalpinen Gebirges ist.

#### Literaturverzeichnis.

- Becke F. und Uhlig V., Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. CXV, Abt. I, S. 1693, 1906.
- Blattmann S., Überblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1936, Abt. B. Nr. 2, S. 44.
- Diener C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien 1903.
- Frech F., Geologie der Radstädter Tauern. Geol. u. pal. Abh., herausg. von Koken, Bd. V, Heft 1. Jena 1901.
- Geyer G., Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Verh. d. Geol. R. A., 1892, S. 319.
- Köber L., Bau der Erde. Berlin 1921.

- Kober L., Das östliche Tauernfenster. Denkschrift d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 98, 1922.
- Kober L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
- Kober L., Das alpine Europa. Berlin 1932.
- Schmidt W., Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Denkschrift d. Ak. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Bd. 99, 1924.
- Staub R., Der Bau der Alpen. Bern 1924.
- Suess E., Antlitz der Erde, Bd. III, 2. Wien 1909.
- Trauth F., Die nördlichen Radstädter Tauern. Wien 1925.
- Uhlig V., Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. CXIII, Abt. I, S. 1379, 1908.
- Vacek M., Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jahrb. d. Geol. R. A., Bd. XXXIV, S. 609.
- Vacek M., Zur Geologie der Radstädter Tauern. R. A., 1901, S. 191.
- Vacek M., Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse der Radstädter Tauern. Verh. d. Geol. R. A., 1901, S. 361.

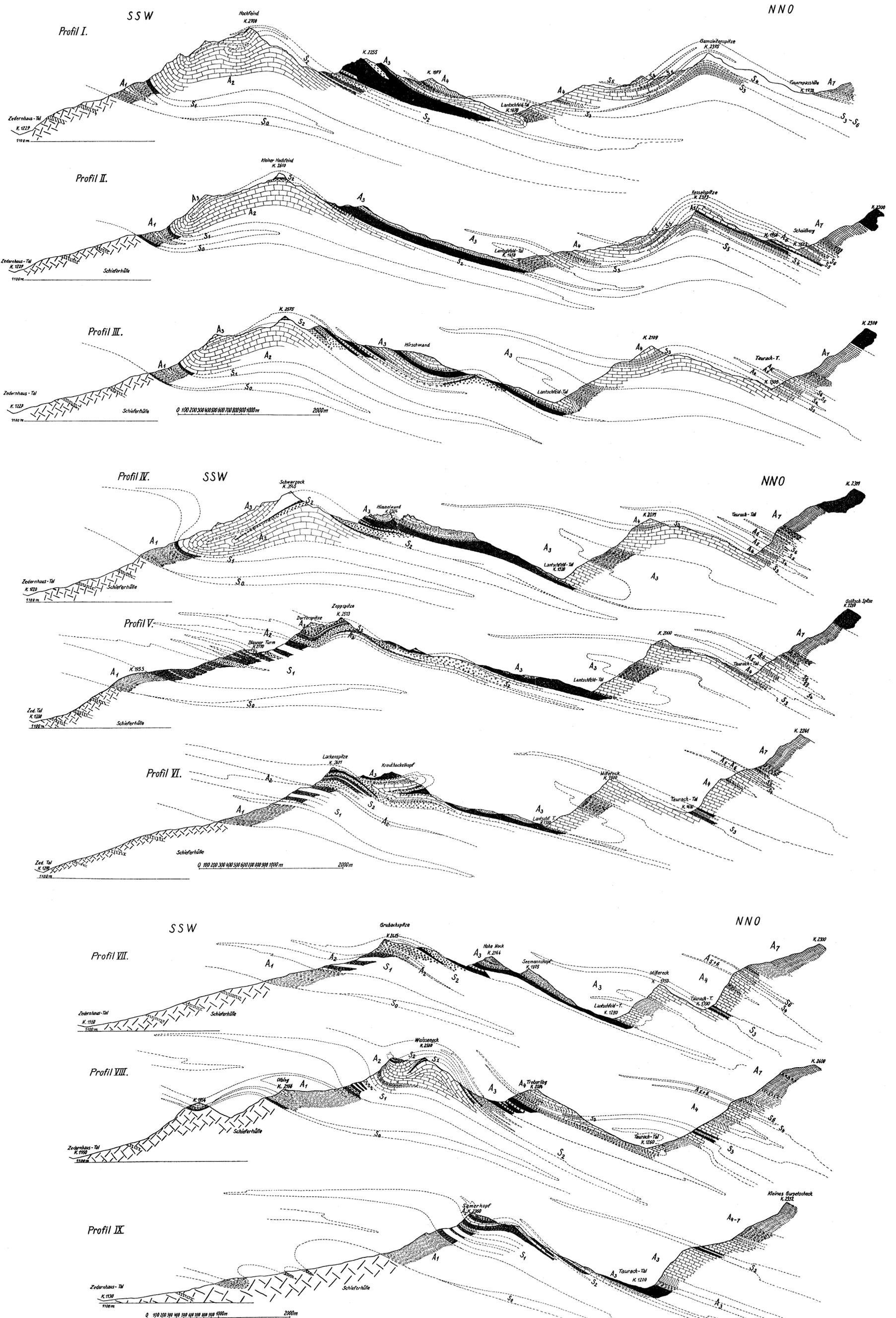
Die Schriftleitung dankt Herrn Dr. S. Blattmann herzlich für eine Subvention, welche zum Druck der Karte und der Profile verwendet wurde.



Erläuterung zur Tafel IX von **S. Blattmann**: Radstädter Tauern.

### Zeichenerklärung.

 Altkristallin	 Muschelkalk	 Juramarmor
 Mauterndorfer Granit	 Triasdolomit	 Marmore der Kalkphyllitgruppe
 Quarzphyllit	 Rhaet	 Rauhwacke d. Marm. d. Kalkph.
 Eisendolomit	 Pyritschiefer	 Roter Quarzit (Dogger)
 Konglomerat	 Grüne Phyllite	 Schwarzeckbrekzie
 Quarzit	 Grünschiefer	 Weisseneckflysch
 Rauhwacke	 Jurakalke	 Schieferhülle





# Geologie der Vilsener Alpen.

Von **Werner Heiße**l, Innsbruck.

(Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.)

Mit 1 Karte 1 : 25.000 und 2 Tafeln.

## Vorwort.

Im Jahre 1886 setzte mit August Rothpletz' Karte der Vilsener Alpen die neuere geologische Aufnahme der Ostalpen ein. Zur Erinnerung an die 50. Jährung dieses forschungsgeschichtlich denkwürdigen Zeitpunktes und zum Andenken an den um die geologische Erforschung der Ostalpen so hoch verdienten Münchner Meister regte Prof. Dr. R. v. Klebelsberg im Wissenschaftlichen Unterausschuß des D. und Ö. Alpenvereins die Herausgabe einer neuen geologischen Karte der Vilsener Alpen an.

Dafür war auch bestimmend, daß sich dieses geologisch so dankbare Gebiet auf mehrere Blätter der amtlichen österreichischen und reichsdeutschen Karten verteilt, daher eine einheitliche, übersichtliche Gesamtdarstellung im Wege der staatlichen Aufnahmen nicht zu erwarten war; daß ferner Teile des Gebietes von O. Ampferer (z. T. veröffentlicht 1921, 1922), C. W. Kockel (z. T. veröffentlicht 1930) und K. A. Reiser (veröffentlicht 1923—1925) neu aufgenommen worden sind, so daß nur mehr für Restteile eine vollkommene Neuaufnahme notwendig war.

Mit der schönen Aufgabe dieser Neuaufnahme und der Bereitstellung des Gesamtstoffes für den Druck betraute Herr Prof. Dr. R. v. Klebelsberg mich. Der D. und Ö. Alpenverein gewährte mir für die Feldaufnahme eine Beihilfe, die Universität Innsbruck verlieh mir zum gleichen Zwecke für das Jahr 1936 ihre „Adolf-Pichler-Stiftung“. Die Herren Hofrat Dr. O. Ampferer (Wien) und Prof. Dr. C. W. Kockel (Leipzig) überließen mir freundlichst ihre noch nicht veröffentlichten handschriftlichen Aufnahmekarten. Der D. und Ö. Alpenverein ermöglichte schließlich die Drucklegung der neuen Karte.

Für alle Unterstützung danke ich auch an dieser Stelle verbindlichst.

Innsbruck, im Juni 1937.

W. Heiße

## Einleitung.

Der Begriff Vilser Alpen wurde von A. Rothpletz (21)<sup>1)</sup> geprägt. Er bezeichnete die Berggruppe zwischen Tannheimer Tal im S und dem unteren Vilstal im N. Im O reichen diese Berge bis zum Lechtal, während die W-Begrenzung das Enge Tal ergibt. In der von Rothpletz gewählten Fassung bilden sie einen Teil der Tannheimer Berge, einer den Allgäuer Alpen nördlich vorgelagerten Gebirgsgruppe. Unter Tannheimer Bergen verstand Rothpletz das Gebiet, das im S durch den weiten Talzug des Tannheimer Tales begrenzt wird, im W bis zum Alpenrand (Flyschzone) und im O bis zum Lech reicht. Weiters umfaßt es noch den im N dem Vilstal vorgelagerten Falkensteinzug, Rothpletz' Vilser Voralpen.

Dieses Gebiet ist geologisch sowohl im Bau wie auch stratigraphisch gekennzeichnet. Liegen doch hier die bekannten Jurakalke von Vils (Vilser Kalke). Da aber die W-Grenze der Vilser Alpen in Rothpletz'schem Sinne sowohl geologisch wie auch geographisch keine natürliche ist, — die geologischen Einheiten greifen noch über das Enge Tal westwärts —, so soll hier unter Vilser Alpen weiteren Sinnes die ganze Gebirgsgruppe umfaßt werden, die Rothpletz als Tannheimer Berge bezeichnete. Es ist dies ein Gebiet, das von der Vils, einem Nebenfluß des Lech, im S, W und N umflossen wird.

Die Vilser Alpen (engeren Sinnes) wurden erstmalig von A. Rothpletz in den Jahren 1883 und 1884 genauer untersucht. Das Ergebnis war die 1886 erschienene große „Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik“. Mit einer Karte 1:25.000. Wie schon der Titel andeutet, hat Rothpletz größten Wert auf eine genaue paläontologisch begründete stratigraphische Gliederung gelegt. Was aber seine Karte außerdem besonders auszeichnet, ist der Reichtum an tektonischen Linien, nach dem Stande der damaligen Kenntnis Brüche. Rothpletz' Arbeit bot die Grundlage für alle weiteren Untersuchungen der Vilser Alpen.

In den Jahren 1906 und 1907 sowie 1917 und 1918 hat O. Ampferer am S-Rand der Vilser Alpen mit genauen geologischen Aufnahmen begonnen. Sie führten zur ersten genauen und modernen Darstellung der Tektonik dieses Gebietes.

Für die westlichen Teile der Vilser Alpen weiteren Sinnes (Pfrontner Berge) ist eine große Arbeit von K. A. Reiser mit einer Karte 1:25.000 erschienen. Auch Reiser legte wie Rothpletz größten Wert auf bestmögliche paläontologisch-stratigraphische Gliederung.

In neuerer Zeit haben sich C. W. Kockel und M. Richter mehrfach mit den tektonischen Verhältnissen in den Vilser Alpen befaßt. Die von Ampferer festgestellten Grundformen des geologischen Baues wurden dabei ergänzt.

Die Kenntnis der quartärgeologischen Erscheinungen wurde besonders von R. v. Klebelsberg und O. Ampferer gefördert.

<sup>1)</sup> Die Zahlen in Klammern (21) verweisen auf die betreffenden Nummern des Schriftenverzeichnisses.

Konnte auch durch diese Arbeiten das geologische Gesamtbild der Vilser Alpen im wesentlichen geklärt werden, so ergab sich doch stets ein Mangel. Es fehlte eine einheitliche geologisch-kartographische Darstellung.

Im Herbst 1935 begann ich mit der Neuaufnahme der Vilser Alpen. Sie wurde in den Sommer- und Herbstmonaten des Jahres 1936 fortgesetzt und abgeschlossen. Die rasche Vollendung der Feldaufnahme war nur dadurch möglich, daß mir für Teile des Gebietes die Aufnahmen von O. Ampferer (Wien) und C. W. Kockel (Leipzig) für Mitverwertung zur Verfügung standen. Das von O. Ampferer kartierte Gebiet umfaßt den S-Rand des Kartenblattes. Es reicht im W bis zur Landesgrenze Oberjoch—Zinken—Schönkahler—Aggenstein. Von hier zieht die Arbeitsgebietsgrenze nach SO zum Füssener Jöchl und folgt dann im wesentlichen dem Hauptkamm Köllenspitze—Gebrenspitze zum Lech. Die Darstellung des Falkensteinzuges und der bayrischen Berge in der NO-Ecke der Karte wurde den Karten C. W. Kockels entnommen. Zur Anpassung und Ergänzung wurden von mir auch einige Begehungen in den Arbeitsgebieten von Ampferer und Kockel durchgeführt.

### Stratigraphie.

Für das Gebiet der Vilser Alpen liegen bereits sehr genaue stratigraphische Beschreibungen vor. Der östliche Teil wurde von A. Rothpletz (21), der westliche von K. A. Reiser (17) genau beschrieben. Beide Autoren stützen ihre stratigraphische Gliederung auf reichliche Fossilisten. Es gelang ihnen so, paläontologisch eine Reihe von Gesteinen dem Alter nach zu trennen, die sich rein lithologisch nicht oder nur sehr schwer und unzuverlässig unterscheiden lassen. Da aber heute Fossilfunde im allgemeinen zu den Seltenheiten zählen — einerseits sind viele der bekannten Fundplätze völlig ausgebeutet, andererseits wäre eine weitere Gewinnung von Fossilien nur mit sehr großem Zeitaufwand möglich —, so sei bezüglich der paläontologischen Verhältnisse auf die oben erwähnten großen Arbeiten verwiesen. Hier sei die Stratigraphie nur kurz gestreift.

#### Trias.

##### ? Buntsandstein.

Schon K. A. Reiser (17) weist auf eine etwa einige Fuß dicke Bank roten Sandsteins mit kieseligem Bindemittel hin, die am N-Fuß des Gipfels des Aggenstein auftritt. Sie liegt über Lias-Fleckenmergeln an der Basis S fallender Aptychenschichten und roter Hornsteinkalke. Reiser hält eine Zugehörigkeit der Sandsteine zu den Juragesteinen für wahrscheinlich. Buntsandstein als an einer Überschiebungsfäche mitgeschleppte Scholle erscheint ihm wenig glaubhaft (siehe auch S. 263).

#### Muschelkalk.

Als unterstes sicheres Glied der Trias treten Muschelkalkgesteine auf. Zur Hauptsache folgen sie dem S-Fuß des Kammes Gimpel—Gehrenspitze. Einige abgetrennte Schollen liegen etwas südlich am Hahnenkamm. Muschelkalk bildet auch die aus der Talsohle südlich Reutte aufragenden Felskuppen, deren größte der Landwangwald (Sintwag) ist. Weit gering mächtiger liegt

Muschelkalk noch am S-Fuß des Falkensteinzuges zwischen Vilsegg und Ländenhof.

Am S-Rand der Vilser Alpen und bei Reutte setzen sich die Gesteine des Muschelkalkes aus vornehmlich grauen bis schwärzlichgrauen Knollenkalken mit „Wurstbänken“ (z. T. Hornstein führend) und dunklen, stellenweise bituminösen Kalken zusammen, zu denen sich noch örtlich Crinoidenkalk, Mergel und geringmächtige Sandsteine gesellen.

Auch am S-Fuß des Falkensteinzuges treten knollige, graue Kalke zusammen mit von Kalzitadern durchzogenen Kalken (Gutensteiner Kalke) auf. Ebenso wie am Fuß des Kammes Gimpel—Gehrenspitze leiten auch hier diese Kalke zu den hangenden Partnachschiehten über.

### Partnachschiehten.

Die Partnachschiehten halten sich eng an das Verbreitungsgebiet des Muschelkalkes. Im Falkensteinzug greifen sie jedoch noch weiter nach W bis an die S- und W-Seite des Falkenstein. Außerdem setzt noch ein Streifen Partnachschiehten knapp südlich Roßschläg ein. Er zieht in westlicher Richtung zum Sabach, wo er unter jüngeren Schuttbildungen verschwindet.

Dort, wo die Partnachschiehten den Muschelkalk überlagern, gehen sie allmählich aus diesem hervor. Zwischen die Kalkbänke schalten sich Mergellagen, die nach oben an Mächtigkeit zunehmen. Die Kalke sind dunkelgrau bis grau, z. T. knollig, die Mergel meist schwarzgrau bis schwarzblau. In einem Steinbruch östlich des Ländenhofes werden steil südfallende Knollenkalkbänke auf den Schichtköpfen von dunkelgraublauen Mergeln überlagert. Ob diese Überlagerung jedoch transgressiv-sedimentär ist, war beim derzeitigen Bauzustand des Steinbruches nicht zu entscheiden. Mehr Wahrscheinlichkeit hat aber die Annahme, daß eine tektonische Diskordanz vorliegt.

Die Partnachschiehten am Sabach setzen sich aus dickbankigen, grauen Kalken zusammen, die mit feinen Mergeln wechsellagern. Der Übergang von Kalkbänken zu Mergellagen vollzieht sich derart, daß zunächst ganz dünne Mergelbänder sich in die Kalke einschalten. Sie nehmen rasch an Mächtigkeit zu, dafür die zwischenliegenden Kalklagen an Mächtigkeit ab, bis sich diese schließlich verlieren. Die Mergel spalten blättrig. Außerdem stehen am Sabach noch scherbzig brechende, schwärzliche bis grünlichschwärzliche Tonschiefer an. Sie stehen saiger und streichen annähernd W—O.

### Wettersteinkalk und -dolomit.

Dieses Gestein hat seine Hauptverbreitung in den Hochgipfeln der Vilser Alpen, im Kamme Gimpel-Gehrenspitze. Auf der N-Seite des Reintales (Schlicke) liegt Wettersteinkalk als nur ganz dünne Decke auf dem gipfelbildenden Rhätalk aufgeschoben. Söbenspitze und Hundsarschberg sind tektonisch eingeklemmte Wettersteinkalkschollen. Sie setzen sich nach größerer Unterbrechung im Greng (bei Mnsau) und jenseits des Lech im Kitzberg fort. Schließlich treten im Achantal bei Pfronten schmale Einschaltungen von Wettersteinkalk und -dolomit auf. Der westlichste Fetzen

dieser Zone liegt am Roterdbach.<sup>1)</sup> Größere Verbreitung haben dann noch Wettersteinkalk und -dolomit im Falkensteinzug.

Der Wettersteinkalk ist ein rein weißer, mitunter auch gelblich oder rötlich angelaufener Kalk. Er ist meist ziemlich dickbankig. Im Frauenwald (N Reutte) und auf der Sulzthal-Alm führt der Kalk, wie schon Rothpletz (21) beobachtete, reichlich Fossilien, besonders Korallen und Algenrasen. Einzelne Blöcke sind so erfüllt davon, daß das Gestein mehr das Aussehen von ober-rhätischem Riffkalk erhält. Daneben sind aber hier (im Frauenwald und Sulzthal) auch Großoolithstrukturen sehr häufig. Solche finden sich auch nicht selten im Schutt am Wege ins Reintal. An anderen Stellen konnten Großoolithe, von einem einzigen Fund an der N-Seite des Schartschrofens abgesehen, nirgends mehr gemacht werden.

Am Greng zeigt der Wettersteinkalk an den Schichtfugen mitunter dünne Zwischenlagen schwarzer Mergel.

Auf der Bärenmoos-Alm fand der Wettersteinkalk auch zum Kalkbrennen Verwendung.

Der Wettersteindolomit zeigt meist starke tektonische Zertrümmerung. Die Klüfte sind mit feinen Kalzitthäuten beschlagen. Im Aussehen ähnelt er oft sehr dem Hauptdolomit.

In der Umgebung des Ressermandleskopfes (Bärenmoos-Alm) erhält der Wettersteindolomit, der im frischen Bruche meist blendend weiß ist, bei stärkerem Magnesiumkarbonatgehalt oft ein „kristallines“, zuckerkörniges Aussehen. Er enthält verschiedentlich brecciöse Einlagerungen. Besonders die brecciösen und stark dolomitischen Partien verwittern oberflächlich kavernös-zellig, so daß sie oft das Aussehen von Rauhbacken bekommen. Solche rein weiße, zellige Dolomite treten auch am Roterdbach auf.

An der Grenze gegen die hangenden Raibler Schichten hin führt der Wettersteinkalk stellenweise Brauneisenerz. Auf den Schichtflächen und in den Fugen quer zur Schichtung haften mehr oder weniger dicke Krusten und Beschläge von Brauneisenerz. Auch wird der Wettersteinkalk selbst in hangendsten Teilen oft leicht eisenschüssig, was sich in einer mehr bräunlichen bis rotbräunlichen Färbung bemerkbar macht. Nicht selten sind außerdem brecciöse Lagen; die einzelnen Breccienstücke sind dann mit Brauneisenerz verkittet.

Solche Brauneisenerzausscheidungen an der Hangendgrenze des Wettersteinkalkes wurden schon mehrfach auch in anderen Gegenden beobachtet. Sie wurden mit einer alten, präkarnischen Landoberfläche in Verbindung gebracht (10).

Stellenweise hat sich der Brauneisengehalt so angereichert, daß er in kleinen Bergbauen ausgebeutet wurde. Schon Rothpletz (21) erwähnt zwei solche alte Baustellen; bei der Taurach-Alm an der N-Seite der Söbenspitze und am Greng bei Musau. Ein weiterer solcher Bergbau war im Bereich der Hohl-Alm (NO Gehrenspitze), wo noch der Name Erzberg darauf hinweist. Alle diese Baustellen sind seit längerer Zeit bereits außer Betrieb.

<sup>1)</sup> Der Name kommt von der roten Färbung des Bodens, hervorgerufen durch rote Jura-Hornsteinkalke und Radiolarite, die in oberen Teilen des Grabens anstehen. Die Bezeichnung Roterzbach der Karte ist unrichtig.

## Raibler Schichten.

Halten sich im östlichen Teil der Vilsener Alpen die Raibler Schichten eng an den Verbreitungsbereich des Wettersteinkalkes, den sie als stratigraphisch Hangendes begleiten, so treten sie in westlichen Teilen auch selbständig als Basis tektonischer Einheiten auf.

Ein mehrfach unterbrochener und ausgequetschter Zug von Raibler Schichten zieht vom Roterdbach über den Ressermändleskopf ins Steinacher Achenal. Am Roterdbach sind es überwiegend graue Sandsteine mit Pflanzenhäcksel und gelbliche Rauhwacken. Die zelligen, zuckerkörnigen, weißen Dolomite, die hier auch auftreten, dürften wohl dem „Wettersteinkalk“ angehören. Ob Fallstücke von dunklen Kalken, die im Bachbett liegen, zu den Raibler oder Kössener Schichten gehören, konnte nicht entschieden werden. Auf den Schnall setzen sich die Raibler Schichten aus dünnbankigen, grauen Kalken, hellen, bräunlichen Mergeln, die in graubraune, dunklere übergehen, hellrotbraunen Dolomiten (z. T. rauhwackig) grünlich braunen Sandsteinen mit Pflanzenhäcksel, ockerfarbigen Rauhwacken und hellen Dolomiten zusammen. Rauhwacken und Sandsteine herrschen dabei vor. Im Hangenden des Wettersteinkalk- und Dolomitzuges nördlich der Fallmühle sind mehrfach Fetzen von Raibler Schichten (hauptsächlich Sandsteine) erschlossen. Sie geben hier zum Austritt zahlreicher Quellen Anlaß. Diese treten entlang des ganzen S-Fußes des Kienberges auf. K. A. Reiser (17) führt die östlich gelegenen auf, den Talgrund des Achenales füllende, zähe Seetone zurück (siehe S. 269). Die Quellen folgen jedoch in ihrem Auftreten genau dem Streichen der zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit des Kienberges eingeklemmten Raibler Schichten, die hier nur z. T. von Gehängeschutt verdeckt sind. Es ist wohl wahrscheinlicher, daß der Quellreichtum auf diese zurückzuführen ist.

Eine mächtige Einlage von vornehmlich Raibler Rauhwacken zieht vom Unterlauf des Steinigen Baches an die N-Seite des Schönkahler hinauf und trennt hier den Hauptdolomit dieses Gipfels von dem des Vorderen und Hinteren Achsele. Teils durch starke Gehängeschuttbildung des Hauptdolomits, teils durch eigene Schuttbildung — die Rauhwacken sind oft stark mylonitisiert — und Vegetation verdeckt, erscheinen diese Rauhwacken wieder am Unterlauf des Kollerbaches (siehe auch S. 242, 243).

Tektonisch oft zu einem schmalen Streifen zusammengequetschte Raibler Schichten begleiten die Wettersteinkalkschollen von Söbenspitze (1938 m) — Hundsarschberg an ihrer N-Seite. An der W-Seite des Hundsarschjochs setzen sie sich aus Rauhwacken, Zellendolomiten, graugrünlischen, schwärzlich-bräunlich anwitternden Sandsteinen (z. T. Pflanzenhäcksel führend), ocker-gelb anwitternden, leicht eisenschüssigen Sandsteinen, grünlich-grauen Mergeln (z. T. Pflanzenhäcksel führend) und geringmächtigen, Fossilschalen führenden Kalken zusammen. Auf der Hundsarschalm treten die Rauhwacken gegenüber den anderen Gesteinen weit hervor.

Am Greng bei Musau ziehen Rauhwacken, Sandsteine und Lumachellen durch. Am Scheitel sind hier mehrere bis zu 10 m tiefe Einsturztrichter nach Art der Gipsbingen in die Raibler Schichten eingesenkt. Nach den Angaben von Rothpletz (21) war hier ein alter Bau auf Brauneisenerz (siehe S. 239). Die Bingen dürften demnach wohl auf verstürzte Stollen zurückgehen.

Östlich des Lech gehören dieser Zone noch einige verquetschte Fetzen von Sandsteinen und Mergeln an. Ein etwas größerer zieht von der Quelle nördlich des Schwangauer Gitters ein Stück gegen N. Etwas südlich der Straße haben sich noch ein Paar ganz kleine Reste von Raibler Schichten in kleinen dolinenartigen Einsenkungen des Wettersteinkalkes erhalten.

Auch auf der S-Seite des Kitzberges wird der diesen aufbauende Wettersteinkalk von einem schmalen Streifen Raibler Schichten, hauptsächlich Sandsteinen und Mergeln, begleitet.

In größerer Verbreitung treten Raibler Schichten im Bereich der Hochgipfel der Vilser Alpen auf. Doch ist ihre Lagerung selten ungestört. Teils sind die Schichten tektonisch stark reduziert, teils wieder in größeren Massen angereichert (Rauhacken).

An der S- und SW-Seite des Lunberger Grates liegt eine Lage Rauhacken zwischen Hauptdolomit.

Größere flächenhafte Verbreitung haben Raibler Schichten im Hintergrund des Reintales. Nördlich des Schartschrofens und am S-Abhang der Schlicke liegen Rauhacken zusammen mit Sandsteinen und Mergeln.

In starker tektonischer Anreicherung ziehen Rauhacken aus dem Gebiet der Hohlalpe (Hahla-Alm) am N-Hang der Gehrenspitze gegen den Kuhbach hinunter. An der Grenze gegen den südlich liegenden Wettersteinkalk stellen sich Mergel, Sandsteine und untergeordnet auch Kalke ein. Ein weiterer Zug von Raibler Schichten liegt an der N-Seite des Hahlen(Hohl)kopfes. Leider läßt sich die östliche Fortsetzung sowohl dieser wie auch der Raibler Schichten auf der Hohl(Hahla)-Alm nicht eindeutig feststellen. Einerseits sind die O-Hänge des Hahlenkopfes von dichtem Hochwald bestanden, anderseits lieferte der den Berggipfel aufbauende Hauptdolomit viel Schutt. Nur an der Quelle knapp westlich Punkt 1054 treten nochmals Kalke, Mergel und Sandsteine zutage.

Im Falkensteinzug liegt ein langgestreckter Streifen von Raibler Schichten. Bei Faulenbach führen sie Gips, der hier früher auch in offenen Brüchen abgebaut wurde.

Auf die Eisenerzanreicherung an der Grenze Wettersteinkalk—Raibler Schichten wurde schon oben hingewiesen (siehe S. 239). Die Erzlagen sitzen in Wettersteinkalk. Einzelne Fallstücke im Gebiete der Taurach-Alm und am Kuhbach (Hahla-Alm) deuten aber darauf hin, daß auch noch im Verbands der Raibler Schichten, besonders der Sandsteine, Erzlagen vorkommen. Eine eindeutige Entscheidung hierüber ist nicht möglich, da die einzelnen Baue und Stollen vollkommen verstürzt sind.

Auf mylonitische und brecciöse Einlagerungen im Hauptdolomit und ihre Beziehung zu den Raibler Schichten wird später eingegangen (siehe S. 242).

### Hauptdolomit.

Im Bereich der Vilser Alpen ist der Hauptdolomit ziemlich Schwankungen im Gehalt von Magnesiumkarbonat unterworfen. Der typische, zu feinem, eckigem Grus zerfallende Dolomit ist im allgemeinen selten. Meist besteht der Hauptdolomit aus kompakten, mehr oder weniger deutlichen Bänken.

Er ist von hellgelber bis hellbräunlicher Farbe, meist nahezu frei von Bitumen, seltener schwach bituminös. Kalkigere Lagen wechseln mit dolomitischen. Reinere Kalke sind dabei gar nicht selten, besonders häufig aber gegen die Hangendgrenze zu. Sie vertreten hier die „Plattenkalke“. Da jedoch die Unterscheidungsproben mit Salzsäure völlig versagen, wurden auf der Karte die oberrheinischen Plattenkalke mit der Signatur des Hauptdolomites eingetragen. Mitunter fällt es auch schwer, Schichtung und damit Streichen und Fallen im Hauptdolomit eindeutig festzulegen, da besonders in tektonisch stärker beeinflussten Gebieten tektonische Klüftung oft Schichtung vortäuscht.

Kalkreicher ist der Hauptdolomit in oberen Teilen des Breitenberges, am Gschwander bei Schönbichl, an der N-Seite des Ranzen und beim Schwangauer Gitter. Am Breitenberg, besonders am W-Ende (Schiweg), zeigt der Hauptdolomit oberer Teile eine ausgesprochene Rhythmik in der Bankung. Etwa  $\frac{1}{2}$  m dicke Bänke werden von stets dünner werdenden über- und unterlagert. Die Abnahme der Bankungsmächtigkeit reicht bis auf 1 cm. Dann steigt sie wieder bis auf  $\frac{1}{2}$  m an. Die dünnen Lagen besitzen einen stärkeren Mergelgehalt. Auch treten an den Schichtfugen meist grünliche oder schmutzig-bräunliche Mergelbeschläge auf.

Ziemlich verbreitet sind brecciöse Zwischenlagen. Meist handelt es sich — so weit die Feldbefunde eine solche Entscheidung zulassen — um tektonische Breccien. Dabei kann die tektonische Zertrümmerung bis zur Ausbildung von Myloniten fortschreiten (Zinken NO, Kienberg W).

An der N-Seite des Vilser Kegels (Kegelberges) treten an der Grenze gegen den im N vorgelagerten Liaskalk stärker bituminöse Lagen auf. In tektonisch zertrümmerten, mitunter bis zu Myloniten zerquetschten Gesteinen ist oft Bitumen an Klüften angereichert. Überwiegend sind diese Gesteine kalkig. Am Kühbach werden sie oberhalb des Alpstrudelwasserfalles von weißlichen, ebenfalls stark tektonisch beanspruchten Kalken begleitet. Es liegt nahe, in diesen Gesteinen tektonisch verquetschte Kössener Schichten zu erblicken (siehe S. 245).

In bräunlichgrauem Dolomit des Kienberges (Klockner Wald) fand ich in 1180 m ein schön erhaltenes Stück eines *Placodus*-Zahnes. Der flach scheibenförmige, glänzend schwarze Zahn mißt  $36 \times 23$  mm bei verdrückt elliptischem Umriss.

### Mylonit- und Breccienzonen im Hauptdolomit.

Am N-Abhang des Breitenberges (W-Ende) unter P. 1561 hebt sich schon bei Betrachtung aus Entfernung in der dort befindlichen Bergsturzniche ein quer durchziehender Gesteinsstreifen durch andere Färbung heraus. Er setzt sich aus Dolomitbreccien, „Dolomitsandsteinen“ (dolomitische, feinkörnig-sandige Rauhwaeken von dunkelbrauner, grünlicher bis schwarzgrauer Farbe) und hellen, bleich gelblich anwitternden, in frischem Bruche grünlichen, dünnbankigen Dolomiten zusammen. Die „Dolomitsandsteine“ verwittern meist so leicht, daß sie sich mit der Hand zerdrücken lassen. Zu Mergeln bestehen Übergänge. Vereinzelt finden sich in diesen „Sandsteinen“ in Schmitzen kohlig-tonige Splitter eingestreut, die dann dem Gestein ein weitgehend manchen Raibler Gesteinen ähnliches Aussehen verleihen.

Bei annäherndem NO-SW-Streichen fallen diese Schichten mäßig steil nach S.

Schon ihr Aussehen und Auftreten macht für sie tektonische Bildung und Lagerung wahrscheinlich. Dazu kommt noch, daß der Hauptdolomit des Breitenberges an seiner S-Seite normal von fossilführenden Kössener Schichten überlagert wird (Adratsbach—Magnusacker—Hochalm), an seiner N-Seite aber ebenso normal — stratigraphisch von fossilführenden Kössener Schichten unterfahren wird. Verfolgt man die Richtung des Streichens dieser Mylonit- und Breccienzone gegen W — im Walde des Brenteneckes fehlen derartige Aufschlüsse —, so trifft man schon in gut 1 km Entfernung am Unterlauf des Kollerbaches auf Raibler Rauhacken, die aus dem Gebiet des Steinigen Baches durch den Pfrontner Wald herüberziehen und den Hauptdolomit des Schönkahler im S vom Hauptdolomit des Vorderen und Hinteren Achsele im N trennen.

Eine zweite solche Mylonit- und Breccienzone setzt an der N-Seite des Vilser Kegel durch. Von Punkt 1350 an der NO-Kante durchzieht sie die N-Hänge dieses Berges gegen W und biegt oberhalb Punkt 1343 in seine W-Seite ein, wo sie gegen das Kühbachtal absteigt. Die sie zusammensetzenden weichen Gesteine geben auch mit die Veranlassung zur Ausbildung der schönen Verbnung bei Punkt 1350 und der sanfter geneigten Mahdwiesen bei Punkt 1343.

In dieser Zone herrschen Mylonite vor. Sie sind von grauer, rötlicher, grünlicher oder auch blauschwärzlicher Farbe, dabei oft so stark zerquetscht, daß die Gesteine Mergel-ähnlich werden. Die dunkle bis schwärzliche Färbung geht auf mehr oder weniger starken Bitumengehalt zurück. Mit diesen Myloniten zusammen gehen Rauhacken, Breccien und Zellendolomite. Zwischen diesen Gesteinen bestehen die verschiedensten Übergänge.

Im Graben, der von Punkt 1350 an der NO-Kante des Vilser Kegels zum Hundsarschbach herunterzieht, kann man reichlich Breccien beobachten, die anscheinend der Mylonitzone angehören. Allerdings fällt in dem stark bewaldeten Gelände die Entscheidung schwer, ob nicht auch Gehängeschuttbildungen vorliegen. Neben reinen Breccien treten hier auch Übergänge zu Konglomeraten auf. Die einzelnen Gesteinstrümmen sind z. T. kantengerundet. Hauptdolomit bildet den Hauptbestand dieser Gesteine. Wenig häufig sind kleinere Gerölle von grauen und schwarzen (?) Raibler Mergeln. Als Seltenheit fand sich noch ein größeres und ein kleineres Stück roten Liaskalkes in konglomeratischen Lagen eingeschlossen. Die Möglichkeit bleibt aber bestehen, daß ein Teil der Konglomerate und vielleicht auch der Breccien jüngere Gehängeschuttbildungen sind.

Diese Mylonit- und Breccienzone des Vilser Kegel, die in den steilen Felsenrungen an der N- und W-Seite des Berges deutlich sichtbar ist, verschwindet im Wald, der die unteren Hangteile gegen das Kühbachtal bekleidet. Am jenseitigen Talhang jedoch, an den NO-Hängen des Roßberges (1948 m), ist sie wieder zu beobachten. Sie tritt hier allerdings weit weniger deutlich hervor, da sie hier vielfach unter Schutt verdeckt ist. Sie zieht gegen Punkt 1693 (Roßberg N) hinauf. In den N-Abstürzen dieses Berges scheint sie auszuweichen. Ihre mutmaßliche Fortsetzung findet sie aber in jener schon von Kockel und Richter (11) erwähnten Schichtfuge, die an der W-Seite des Brentenjoches bei Punkt 1822 zweierlei Hauptdolomit trennt.

### Kössener Schichten.

Die Kössener Schichten bilden einen sehr guten Leithorizont, teils schon zufolge ihrer lithologischen Beschaffenheit, teils wegen ihrer reichlichen Fossilführung.

Im Hölltal und im Bereich der „Schönen Oih“ liegen fossilführende Kössener Schichten auf dem schmalen Hauptdolomitweg, der von Punkt 1306 (Hölltal, zwischen Westerkienberg und Schönkahler) über die „Schwarze Wand“ in die N-Seite des Breitenberges zieht. Ganz vereinzelt zeigen sich übrigens auch im Liegenden dieses Hauptdolomits kleine Fetzen von Kössener Schichten (blaugraue Mergel und Fossilherceien).

Weit geschlossener treten jedoch die Kössener Schichten an der Basis des Breitenberg-Hauptdolomits, bzw. seiner westlichen Fortsetzung am Vorderen und Hinteren Achsele auf. Hier sind sie im Quellgebiet des Saliter Baches und etwas westlich davon mehrfach erschlossen. In dunklen Kalken konnten hier gefunden werden: verschiedene *Pecten* sp., *Terebratula pyriformis* Suess, *Modiola Schafhäutli* Quenst., *Modiola strigillata* Dittmar und *Gervillia inflata* Schafh. Auch am Breitenberg sind diese Kössener Schichten hin und hin an der Basis des Hauptdolomites erschlossen. Hier fanden sich *Dimyodon intusstriatum* Emmr., *Terebratula gregaria* Suess, *Pecten* sp., *Avicula contorta* Portlock, *Rissoa alpina* Gümbel u. a. (Die Fossilien sind nach der Häufigkeit geordnet.)

Ein anderer geschlossener Zug von Kössener Schichten zieht aus der Gegend von Kappel im Tannheuer Tal an die S-Seite des Schönkahler, wo er gegen O umbiegt. Er quert das Enge Tal und zieht über den Adratsbach und den Magnusacker ins Reichenbachtal und streicht dann über den Eldrabbach ins Vilstal bei Vils. Vom Wiesler Bach bei Kappel erwähnt schon Reiser (17) Mergelbänke mit *Gervillia inflata* Schafh., die kleine Quarkörnchen und Glimmerschüppchen führen. In westlichen Teilen wird dieser Zug von Kössener Schichten von leuchtend roten bis weinroten feinen Mergeln im Hangenden begleitet, die K. A. Reiser (17) als Schattwalder Schichten beschrieben hat. Sie verlieren sich im Quellgebiete des Adratsbaches.

Im Bereich von Magnusacker—Pfrontner Hochalm schaltet sich zwischen fossilführende Kössener Schichten (Mergel und Kalke) eine Bank hellen Kalkes, in der nicht selten große Megalodonten auftreten. Im Verbands dieser Megalodontenbank liegen aber auch dünne Lagen grauer Kalke, die vereinzelt große *Spirigera oxycolpos* Emmrich und *Terebratula pyriformis* Suess führen. Lithologisch würde diese Megalodontenbank ganz gut den Plattenkalken im Hangenden des Hauptdolomits entsprechen. Nur treten bereits an ihrer Basis Mergel und Kalke auf, die an einigen Stellen eindeutige Kössener Fossilien geliefert haben (*Avicula contorta* Portl., *Anomia alpina* Winkler, *Terebratula gregaria* Suess u. a.). Desgleichen wird diese Megalodontenbank von fossilführenden Kössener Schichten überlagert. Sie ist mithin ein Teil des Rhät. Schon Reiser (17) hat im übrigen diese Ansicht ausgesprochen.

### Rhätischer Riffkalk.

Über den Kössener Schichten folgen stellenweise rein weiße, mehr dickbankige Kalke. Sehr häufig sind sie mit roten Liaskalken im Hangenden eng verschweift.

An der O-Seite des Aggenstein und an den NW-Hängen des Brentenjoches sind rhätische Riffkalke in Liaskalken verschuppt. Eine genaue kartographische Trennung stößt aber auf Schwierigkeiten, da offenbar auch im Verbands des Lias weiße Kalke auftreten.

Am Kühbach liegt oberhalb des Alpstrudelwasserfalles eine dünne Lage weißen Kalkes. Dieser ist tektonisch stark zerklüftet. Vereinzelt erkennt man noch undeutliche Korallenquerschnitte. Der Kalk steht in Verbindung mit tektonisch reduzierten Kössener Schichten (siehe S. 242).

Aus dem Gebiete der Söbenalm ziehen dickbankige weiße Kalke, denen häufig schmale Streifen roten Liaskalkes aufsitzen, zum Schlagstein und, in einzelne Schollen aufgelöst, weiter zur Scharte nördlich der Schlicke.

Auf der Schlicke selbst liegt das größte Vorkommen rhätischer Riffkalke. Sie bauen den Gipfel und die oberen S-Hänge dieses Berges auf. Dieses Riffkalkvorkommen setzt sich weiter nach W am Kamn südlich des Füssener Jöchls fort und keilt unterhalb des Schartschrofens an tektonischer Fuge aus.

#### Breccien an der Grenze Trias—Jura.

An der Grenze Trias—Jura haben Breccienbildungen weite Verbreitung.

Am Zinken wird Hauptdolomit unter Zwischenschaltung von Breccien von Liaskalken überlagert. Nächste der Pfrontner Hütte am Aggenstein treten Breccien an der Basis der hier in Hauptdolomit eingemuldeten Juragesteine auf. Der Jura des Roten Stein bei Vils liegt mit Breccien auf einem Bande Hauptdolomit. Die großartigste Ausbildung aber zeigen diese Breccien in der Umgebung der Ulrichsbrücke. Hier treten sie in großer Mächtigkeit an der N-Seite des Ranzen und am Stiegenberg auf. Sie sind an den Straßen von Ulrichsbrücke nach Vils und von Ulrichsbrücke nach Füssen prachtvoll erschlossen.

Am Zinken, Ranzen und Stiegenwald trennen diese Breccien stets Liaskalke von liegendem Hauptdolomit. Die sonst zwischen Lias und Hauptdolomit liegenden Schichten des Rhät fehlen, der Lias transgrediert hier über Hauptdolomit. Die Breccien wurden auch im allgemeinen als Transgressionsbildungen aufgefaßt. Für Teile dieser Breccien am Stiegenwald nahm O. M. Reis (16) cenomanes Alter an.

Ist auch ein Teil dieser Breccien sicher sedimentär (Transgression des Lias), so haben doch die Untersuchungen im Anschliffe die bereits bei der geologischen Feldaufnahme aufgetauchte Vermutung bestätigt, daß andererseits auch tektonische Breccien in weitester Verbreitung vorliegen.

Die am W-Fuß des Rotensteingipfels auftretenden Breccien sind teils homomikte Hauptdolomitbreccien — sie liegen besonders an der Basis —, teils heteromikte Breccien, bestehend aus Hauptdolomit und Jurakalken. Einerseits sind die Breccienstücke in feineres Material gleicher Art gebettet, andererseits durchziehen zahllose größere und feinere Klüfte das Gestein, die durch Kalzit verheilt sind. Die tektonische Zertrümmerung geschah in mehreren Phasen. Bei den homomikten Hauptdolomitbreccien geht diese Zertrümmerung bis zur Mylonitisierung kleiner Bereiche. Dabei zeigt es sich, daß auch die Mylonitpartien ihrerseits wieder nach erfolgter Verkittung und Verhärtung neuerdings zertrümmert wurden. Die Kluftverheilung geschah durchwegs durch Kalzit. Für die heteromikten Breccien liegt es dabei durchaus

im Bereich des Möglichen, daß es sich hier primär um Sedimentbreccien handelt, die sekundär mehrfach stark tektonisch zertrümmert wurden.

Die aus der Umgebung der Ulrichsbrücke untersuchten Breccienproben zeigen, daß in diesem Bereich die verschiedenst ausgebildeten Breccien zusammen vorkommen. Zeigen schon die Aufschlüsse an den Straßen grobblockige Breccien mit feinstückigen, homomikten mit heteromikten in buntem Wechsel, so wird dieser Befund auch durch die Untersuchungen im Anschiff bestätigt. Breccien mit stärkster tektonischer Zertrümmerung bis Mylonitisierung wechseln mit Sedimentbreccien, die wieder bald schwach, bald stärker tektonisch zertrümmert wurden. Auch die Aufarbeitung zu Sedimentbreccien erfolgte anscheinend in Phasen, da in Breccien als Aufarbeitungskomponente wieder Breccien festgestellt wurden. Manche Breccien nächst der Ulrichsbrücke führen große, von stengeligem Kalzit erfüllte Hohlräume. Diese erreichen oft Mächtigkeiten bis zu  $\frac{1}{2} m$  und ziehen oft bandartig über größere Strecken.

Von den Breccien am Zinken abgesehen, reihen sich die anderen Vorkommen alle einer im Streichen konstanten Zone an. Sie führt von der Pfrontner Hütte am Aggenstein über die Fußgehänge des Rotenstein an die N-Seite des Ranzen und Stiegenberges nächst der Ulrichsbrücke. Das verbreitete Auftreten tektonischer Breccien, teils als Primärbreccien, teils als tektonisch zertrümmerte Sedimentbreccien, weist auf die starke tektonische Beanspruchung dieser Zone hin. Die Sedimentbreccien innerhalb zweier starrer Gesteinsmassen (Hauptdolomit und Liaskalk) bildeten eine Schwächestelle und boten als solche für die tektonischen Bewegungen eine vorgezeichnete Bahn.

### Jura.

Mit Beginn der Jurazeit tritt im Bereiche der Vilser Alpen eine reiche fazielle Differenzierung ein. Einerseits treten Gesteine ein und desselben Zeitabschnittes teils in mergelig-kieseliger, teils in kalkiger Fazies auf, anderseits aber liegen in dieser Zeit auch Transgressionen. So sind stellenweise die Rhätgesteine entweder überhaupt nicht zum Absatz gekommen oder sie sind bald wieder der Erosion zum Opfer gefallen. Jedenfalls transgrediert an verschiedenen Stellen Lias über Hauptdolomit. Diese Transgression tritt aber nur im Bereich der kalkigen Fazies auf, im Bereich der mergeligen Fazies (Fleckenmergel) ist die konkordante, normale Schichtfolge entwickelt. Am stärksten ausgehildet ist die Transgression am N-Rand der Vilser Alpen, in jenen Teilen, die zu den tektonisch höchstliegenden gestellt werden (obere Vilser Decke).

### Liaskalke.

Von einigen kleineren Vorkommen von Liaskalken abgesehen, haben diese ihre Hauptverbreitungsgebiete an der SO-Seite des Zinken und am N-Fuß von Brentenjoch—Roßberg—Vilser Kegel. Von hier setzen sie sich über den Ranzen und die Rote Wand bei Weißhaus nach O fort.

Unter den Liaskalken herrschen neben grauen und weißen besonders Kalke mit roten oder rötlichen Farbtönen vor. Die Kalke sind meist gut gebankt, die Schichtflächen häufig uneben knollig. Brecciöse Lagen sind recht häufig. Neben diesen Kalken der Adneter Fazies treten auch Crinoidenkalke der Hierlatz-Fazies auf.

Besonderen Bau zeigt der Zug von vornehmlich Liaskalken, der von der SO-Seite des Aggenstein sich über den Ranzen und die Rote Wand bei Weißhaus nach O verfolgen läßt. Östlich des Aggenstein nehmen diese Gesteine ziemliche Breite ein. Neben Fetzen von Lias-Fleckenmergeln und Kössener Schichten liegen in ihnen besonders Schollen weißer Kalke, die zum großen Teil wohl dem rhätischen Riffkalk angehören, wenn auch die Möglichkeit besteht, daß solche Kalke auch Liasalter besitzen. Eine fossilmäßige Scheidung konnte nicht durchgeführt werden. Nächst der Pfrontner Hütte sticht diese ganze Serie muldenförmig in die Luft. Der südlich der Roten Stein-Alm noch einheitliche Streifen von Liaskalken spaltet an den Hängen gegen den Kühbach hinunter in zwei Äste. Der eine zieht geradlinig an der S-Seite des Zitterbaches hinab, der andere quert etwas südlicher, beim Alpstrudel-Wasserfall, das Kühbachtal. Zwischen diese beiden Liaskalkzüge schalten sich am Kühbach jüngere Gesteine. Östlich des Kühbachtals, an den N-Hängen des Vilser Kegels, vereinen sich die beiden Liaszüge wieder. Am Ober- und Galgenberg stehen vornehmlich rote Knollen- und Crinoidenkalke in großer Mächtigkeit an.

Südlich der Roten-Stein-Alm liegt an der Grenze Hauptdolomit-Lias ein Rest von Kössener Schichten, desgleichen am Alpstrudel-Wasserfall (siehe S. 242). An den Hängen des Vilser Kegels treten im Lias an der Grenze zum Hauptdolomit bräunlichrote bis violettliche Kalke mit brecciösen Lagen auf. Brauneisenerz bildet mitunter dünne Krusten auf den Schichtflächen oder tritt als Bindemittel in Breccien auf. Lithologisch gleichen diese Kalke oft vollkommen denen des Untersten Lias am Fonsjoch am Achensee, einem berühmten und fossilmäßig reich belegten Vorkommen von Unterstem Lias in den Tiroler Kalkalpen. Diese Gesteine weisen wie auch die stellenweise auftretenden Kössener Schichten darauf hin, daß der Lias gegen den Hauptdolomit hin sein Liegendes hat. Von Hauptdolomit des Vilser Kegels zum Lias ist demnach ein (relativ) normaler Schichtverband.

#### Lias in Kieselfazies.

Am N-Fuß des Kienberg-Hauptdolomits liegen in cenomanen Schichten mehrfach größere und kleinere Schollen älterer Gesteine. Zusammen mit Fetzen von Hauptdolomit treten Kalke des Lias und höheren Jura auf. Im Streichen dieser Vorkommen liegen auch Hornsteinschollen. Die größeren stehen westlich des Pfarrmoies-Baches und oberhalb des Gasthauses Berg- und Talsäge in Höhen um 1000 m an. Sie werden von Cenoman über- und unterlagert. Der Hornstein ist von schwärzlichgrauer oder grünlichgrauer Farbe. Die hellen, grünlichen Partien zeigen häufig Bänderung durch dunklere Streifen oder sind nach Art der Fleckenmergel gefleckt, z. T. sind die Hornsteine stark gequetscht, die Klüfte mit Kalzit verheilt. Nach oben geht der Hornstein in Aufarbeitungsbreccien des Cenoman über. Lithologisch entsprechen die Gesteine ganz jener auch sonst noch am N-Rand der Nordtiroler Kalkalpen (z. B. Niederndorfer und Chiemgauer Berge bei Kufstein) auftretenden kieseligen Fazies der Lias-Fleckenmergel.

#### Lias-Fleckenmergel.

Die Fleckenmergel sind eine mächtige und im großen auch gleichförmige Schichte. Rothpletz (21) und Reiser (17) haben auch für das Gebiet der

Vilser Alpen paläontologisch nachweisen können, daß dieser Mergelkomplex nicht nur Liasalter hat, sondern daß er auch noch stellenweise bis in den höheren Jura hineinreicht. In paläontologischer Hinsicht sei auf die oben-erwähnten Autoren verwiesen. Lithologisch sind die Fleckenmergel ziemlich gleichförmig. Lediglich der Gehalt an Kalk und stellenweise auch der an Kieselsäure schwankt. Damit wird auch das Aussehen dieser Schichten etwas verändert. Es sind überwiegend dunkle, graue oder graublau bis bräunlich-graue, dünnblättrige Mergel. Sie werden häufig von Kalzitadern durchzogen. Bei größerem Kalkgehalt nehmen die Fleckenmergel ein helleres, in der Anwitterung gelblich braunes und in frischen Bruche schmutzig licht-graues Aussehen an. Sie sind dann meist deutlich gebankt und zeigen im frischen Bruch die bezeichnenden dunklen Flecken. Meist wechsellagern kalkärmere mit kalkreicheren Lagen.

An den N-Hängen des Breitenherges treten die Fleckenmergel in zwei übereinanderliegenden Streifen auf. Sie zeigen leichte fazielle Unterschiede. Bei den am Fuß des Breitenberges auftretenden herrschen dunkle, graue Mergel vor, denen nur untergeordnet hellere, kalkigere Lagen eingeschaltet sind, die dann auch die typischen Flecken zeigen. Die höher am Hang anstehenden und von den unteren durch Aptychenschichten und Hauptdolomit getrennten Fleckenmergel sind kalkreicher. Sie wittern in einer für sie ganz bezeichnenden braunen Farbe an. In die stratigraphisch liegenden, orographisch hangenden Kössener Schichten gehen die Fleckenmergel ohne scharfe Grenze über.

Am Kühbach stehen unterhalb des Alpstrudel-Wasserfalles dunkelgraue bis schwärzlichgraue Kalke an. Sie führen reichlich schwarzen Hornstein. Mit diesen hornsteinreichen Kalken zusammen kommen helle, graue, kalkige Mergel vor, die die für Fleckenmergel bezeichnenden dunklen Flecke zeigen. Da außerdem diese Kalke und Mergel im stratigraphisch Hangenden roter Liaskalke liegen, so ist es wohl keinem Zweifel unterworfen, daß sie dem Verbands der Fleckenmergel angehören.

Im Quellbereich des Schönöib-Baches, südöstlich von Punkt 1306 (Hölltal) fand ich, auf Fleckenmergeln liegend, mehrere Fallstücke gelblichweißen, reinen Gipses. Das Anstehende desselben konnte in dem an Aufschlüssen armen Gebiet nicht gefunden werden. Reiser (17) erwähnt Gips aus den Raibler Schichten des benachbarten Roterdbaches. Die Herkunft der Fallstücke südöstlich Punkt 1306 bleibt daher ungewiß.

#### Jurakalke von Vils. — Kalke des mittleren und oberen Jura.

Schon lange sind aus der Gegend von Vils Kalke des Dogger und Malm bekannt. Von Rothpletz (21) wurde ihre Fauna eingehend beschrieben. Reiser (17) konnte ebenfalls im Bereich der Vilser Alpen Dogger- bis Tithonkalke durch Fossilfunde belegen. Schließlich haben noch Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis (13) in den im Cenoman am Fuße des Kienberg-Hauptdolomites liegenden fremden Schollen Kalke des mittleren und oberen Jura gefunden. Da ohne Fossilfunde eine auch nur annähernd genaue Gliederung der lithologisch wenig verschiedenen Gesteine nicht durchführbar ist, so möchte ich hier auf die oben-erwähnten Verfasser verweisen, hier aber alle diese Gesteine des Dogger und Malm, z. T. auch des Lias und Tithon zusammenfassen.

Auf der S-Seite des Zinken konnte Reiser (17) Dogger feststellen, nördlich des Brenteneckes eine Scholle von Tithonkalk in Fleckenmergeln.

Ungleich größere Ausdehnung als diese kleinen Schollen besitzen die Jurakalke bei Vils. Vom Roten Stein ziehen sie nach O bis an den Leebach bei Vils. Rothpletz (21) hat in ihnen Kalke des Lias, Dogger und Malm festgestellt. In ganz gleicher Fazies treten diese Kalke noch am N-Fuß des Schwarzenberges, an der Roten Wand bei Weißhaus auf.

Am Kühbach liegen unterhalb des Alpstrudel-Wasserfalles auf den Hornstein führenden Fleckenmergeln helle, violettliche, gelbliche, rötliche und weiße Kalke, die meist reichlich von Kalzitadern durchzogen werden. Sie sind dicht- bis schwachkörnig. Nach Lage und Aussehen haben sie mittleres bis oberes Jura-Alter.

#### Oolithische Kalke.

Ihr Auftreten ist auf den S-Rand der Vilsener Alpen beschränkt. Ampferer (5) hat sie als hellgraue, wohl gebankte, spätige, oolithische Crinoidenkalke beschrieben. Sie treten im Hangenden der Fleckenmergel auf und sind mit den ihnen folgenden bunten Hornsteinkalken eng verbunden. Oberhalb von Nesselwängle wechsellagern sie mit diesen und enthalten selbst in Linsen und Schichtlagen graue Hornsteinkalke. Sie treten im Gelände als ziemlich auffallende graue Wandstufe hervor. Ihre Mächtigkeit liegt um 20 m.

#### Hornsteinkalke und Radiolarite.

Sie fallen durch ihre bunten, meist rötlichen und grünlichen Färbungen auf. Zufolge ihrer durch den hohen Kieselgehalt bedingten Härte machen sie sich beim Darüberstreifen durch Knirschen bemerkbar. Bei den Hornsteinkalken wechsellagern meist mehr kalkige Lagen mit stärker tonigen. Der Hornstein ist in Linsen und Knauern oder in mehr oder weniger dünnen Lagen eingestreut.

Die Radiolarite entwickeln sich aus den Hornsteinkalken durch Zurücktreten der Kalk- und Mergellagen und dem Alleinherrschendwerden der Hornsteine.

Die an sich geringmächtigen Schichten sind häufig gefaltet.

Auf den Schichtflächen wittern nicht selten Aptychen aus.

#### Aptychenschichten.

Im Gegensatz zu den Hornsteinkalken und Radiolariten zeichnen sich die Aptychenschichten durch bleiche Farbtöne aus. Sie sind helle, gelbliche, grünliche, graue, kieselige Mergelkalke. Die Schichtflächen weisen meist einen leichten Mergelbelag auf. Quer zur Schichtung ziehen fast stets weißliche Kalzitadern durch. Zufolge ihres Kalk- und Kieselgehaltes sind sie, obwohl dünnbankig, sehr fest und zäh. Bei starker tektonischer Beanspruchung treten an den Schichtflächen dunkle, meist schwärzliche Mergel auf. Sie können so mächtig werden, daß nur mehr einzelne, ausgequetschte Lagen des normalen Gesteines in ihnen schwimmen (Breitenberg N).

M. Richter (18) erwähnt Feinbreccien in Aptychenschichten des Breitenberges, in denen teils eckige, teils runde Quarzfragmente auftreten.

## Kreide.

### Neocom.

Von der Roten Stein-Alm ziehen grünlichgelbliche Kalkmergel an der N-Seite des Roten Stein gegen den Kühbach, an dessen O-Seite sie bald unter den jungen Schuttbildungen verschwinden. Sie werden von weißen Kalzitadern durchzogen. Lithologisch gleichen sie vollkommen den Aptychenschichten. Rothpletz (21) gibt als einziges Unterscheidungsmerkmal einen etwas größeren Tongehalt dieser Gesteine gegenüber den Aptychenschichten an. Durch Fossilfunde allerdings ist ihr Kreidealter festgestellt worden.

Am Kühbach werden diese Kalkmergel für das Vilser Zementwerk abgebaut.

### Gault.

Gaultmergel ziehen als langer, meist ganz schmaler Streifen am N-Fuß von Roßberg und Vilser Kegel entlang. Am Oberlauf des Reichenbaches setzen sie erstmals ein. Sie sind am Bach unter den mächtigen Schuttbildungen des Hauptdolomites des Brentenjoches als etwa 20 m dicke Schichte entblößt. Von hier lassen sie sich dann über die Rote Stein-Alm an den S-Fuß des Roten Stein (1548 m) entlang des Zitterbaches (eines linken Seitenbaches zum Kühbach) an den Kühbach verfolgen. Am Kühbach ist die Mächtigkeit auf rund 300 m angewachsen, was wohl auf tektonische Anschoppung zurückzuführen ist. Von hier ostwärts verschmälert sich der Gault wieder rasch. Er zieht hinüber zum Leebach und verschwindet südlich Vils unter den jungen Schuttbildungen der Talsohle. Am Reichenbach liegt der Gault in Aptychenschichten, auf der Roten Stein-Alm grenzt er im N an Hauptdolomit, im S an roten Liaskalk. Vom Kühbach an bilden die „Vilser Jurakalke“ seine N-, rote Liaskalke seine S-Begrenzung.

Die Schichten des Gault sind sehr feine, in bergfeuchtem Zustand dunkelblaugraue Mergel. Schichtung ist kaum zu beobachten, da die Mergel meist von sich kreuzenden Sprüngen durchzogen werden (vgl. Rothpletz 21). Am Küh-, Zitter- und Leebach sind Fossilien (verschiedene Ammoniten und Inoceramen) in ihnen gar nicht selten. Auf der Roten Stein-Alm führt der Gault Baryt in kugeligen Konkretionen (Rothpletz 21). Am Küh- und Leebach treten auch in den Mergeln kleine Geröllschmitzen mit Liaskalk als Gerölle auf.

Lithologisch ganz ähnliche Mergel ziehen als eine im Höchstfall nur wenige Meter mächtige Zwischenlage zwischen roten Liaskalken und Hauptdolomit am Oberberg bei Vils (Vilser Kegel N) durch. Sie sind tektonisch sehr stark verquetscht und verschmiert, so daß einzelne kleine Fetzen auch im Lias selbst, wie auch im Hauptdolomit stecken. Ob es sich, wofür ihr Aussehen spricht, tatsächlich um Gaultmergel handelt oder um zerquetschte Kössener Mergel, muß unentschieden bleiben.

Am Gschwander Berg, an der S-Seite des Rappenschrofen (Einsteinzug), liegen unter Hauptdolomit grünlichgraue Mergel und Kalkmergel. K. A. Reiser (17) hat auf Grund lithologischer Übereinstimmung mit, durch Fossilien belegtem Gault bei Hindelang (Allgäu) diese Schichten ebenfalls für Gault gehalten. Fossilmäßig belegen konnte er aber dieses Vorkommen nicht. Die im Verbands mit diesem „Gault“ hier auftretenden Aptychen-

schichten hat er demzufolge ins Neocom gestellt. Die lithologisch-petrographische Ausbildung dieser „Gaultmergel“ Reisers weist aber vielmehr auf Cenoman.

### Cenoman.

Cenoman tritt in zwei getrennten Verbreitungsbereichen auf, einerseits am Alpenrand, anderseits am S-Fuß der Vilser Alpen gegen das Tannheimer Tal.

Als nahezu geschlossener Streifen ziehen cenomane Ablagerungen am N-Rand der Alpen entlang. Ihnen nördlich vorgelagert sind die Gesteine des Flysch.

Das Cenoman bildet hier eine bunte Folge von ganz feinen bis grobklastischen Schichten. Grobblockige Konglomerate und Breccien gehen, oft ganz allmählich, durch Kornverkleinerung in Mergel über. Die gröber klastischen Gesteine liegen meist als Transgressionsbildungen über ihrem Untergrund (Hauptdolomit, Jurakalke).

Die Transgressionsbildungen sind teils brecciös, teils konglomeratisch entwickelt. Meist ist ihr gegenseitiges Verhältnis so, daß in ein und derselben Ablagerung die größeren Gesteinskomponenten eckig, die kleineren gerundet sind. Diese sind auch meist ortsfremder Herkunft. In den den Hauptdolomit übergreifenden Bildungen sind es Gerölle von roten und gelblichen Kalken (Lias, ? oberer Jura), Fleckenmergel, von verschiedenen Hornsteinen. Die Hornsteingerölle sind oft so sehr abgeschliffen, daß sie fast wie poliert aussehen (Unterjoch). Weiters sind besonders am Fuß der Kienherge sandige Kalke als Gerölle nicht selten. Sie ähneln ziemlich jenen Kalken, die stellenweise bankförmig den Cenomanmergeln eingelagert sind.

Mittelkörnige Breccien mit viel Liaskalkmaterial führen als Bindemittel mitunter Brauneisenerz.

Am Kienberg, zwischen Punkt 1511 und P. 1455 liegen am N-seitigen Berghang ziemlich mächtige, grobe Breccien. Sie sind schon vom Vilstal aus als rote Feldwand sichtbar. Die einzelnen Gerölle (bis  $\frac{1}{2} m^2$ , vereinzelt auch noch mehr) sind sehr schlecht gerollt, meist überhaupt eckig. Hauptdolomit überwiegt bei weitem. Die Hauptdolomittrümmer liegen in einem intensiv roten Bindemittel, das dem Gestein bei Ansicht aus der Ferne seine Farbe verleiht. Diese Breccien transgredieren über Hauptdolomit.

Unter den cenomanen Breccien treten auch Lagen auf (Klockner Wald, Kienberg N-Ende), deren Gesteinskomponenten (hauptsächlich Hauptdolomit) durch stengeligen Calzit verbunden sind. Sie sind im Aussehen (besonders im Handstück) nicht von jenen Breccien zu unterscheiden, wie sie in der Umgebung der Ulrichsbrücke anstehen. In übrigen hat O. M. Reis (16) Teile dieser Breccien nächst Ulrichsbrücke auch als „cenomanen Brockenmarmor“ beschrieben (siehe S. 245).

Die mehrfach in den bewaldeten N-Hängen der Kienberge auftretenden Hornsteinlagen (siehe S. 247) gehen nach oben in Hornsteinbreccien über, diese wieder in Cenomanbreccien und -konglomerate, die reich an Kalk- und Dolomitgeröllen sind. Da der Hornstein wahrscheinlich Lias-Alter hat, so stehen die Breccien und Konglomerate zu ihm in einem transgressiven Überlagerungsverhältnis.

Breccien und Konglomerate verteilen sich am Kienberggehänge vornehmlich auf drei Zonen. Eine oberste hält sich eng an die Abstürze des Hauptdolomits. Sie liegt in mittleren Teilen des Kienbergzuges um 1200 m und steigt am NO-Ende bei Pfronten bis an die Talsohle ab. Teils befinden sich diese Breccien und Konglomerate noch in primärem Verbands mit dem Hauptdolomit (Transgression), teils sind sie von diesem durch eine steilstehende Störung getrennt. Ein zweiter Zug von Breccien und Konglomeraten folgt im Hangenden den Lias-Hornsteinen. Er hält sich in Höhen um 1020 m. Die dritte Breccienzone liegt knapp über der Vilstalsole.

Zwischen diesen grobklastischen Zonen treten feinklastische Gesteine auf. Die Breccien gehen in Sandsteinen über. Mächtige Mergel mit örtlich zwischengeschalteten Kalkbänken treten auf. Die Kalke bilden 1 dm— $\frac{1}{2}$  m dicke Lagen. Diese weicheren Gesteine sind, besonders in basalen Lagen, oft stark verquetscht. Bei einem Streichen, das um N 65° O schwankt, stehen sie teils saiger (besonders in basalen Teilen), teils fallen sie mehr oder weniger steil nach beiden Richtungen hin ein. Die Mergel sind sehr fein und stark tonig. Durch sandige Beimengungen gehen sie in Sandsteine über. Bei den feintonigen Mergeln ist Feinschichtung zu beobachten. Graugrünliche Bänder wechseln mit schmutzig schwärzlichen ab. In den sandigen Ablagerungen tritt Kreuzschichtung gar nicht selten auf. Auch winzige Glimmerschüppchen sind auf den Schichtflächen vereinzelt zu beobachten. Gelegentlich führen sandige Mergel auch Reste von Landpflanzen (Blattfragmente).

Etwas abweichend ist das Cenoman am S-Fuß der Vilser Alpen. Die grobklastischen Transgressionsbildungen (Breccien und Konglomerate) fehlen hier. Hier setzt sich die Schichtfolge aus Mergeln, Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten zusammen. Sandsteine und Konglomerate sind durch den reichen Gehalt an exotischen Geröllen ausgezeichnet.

Am S-Fuß des Rappenschrofen bei Tauheim liegen Mergel, die vollkommen den cenomanen gleichen, für die aber Reiser (17) Gault-Alter angenommen hat. O. Ampferer hat sie als Cenoman kartiert (siehe auch S. 250).

#### Flysch.

Den N-Rand der Vilser Alpen umsäumt ein Streifen von Flyschgesteinen. Da sie im westlichen Bereich zwischen Wertach und Pfronten bereits Gegenstand einer eingehenden Arbeit von Schmidt-Thomé (22) waren, im östlichen Teil bei Füssen schon von Kockel (10) beschrieben wurden, so seien sie hier nur kurz gestreift.

Der Flysch setzt sich aus Kalken, Mergeln (mit Übergängen zwischen beiden), Sandsteinen und feineren Konglomeraten zusammen.

Die Kalke zeigen nicht selten fucoidenartige Flecken und ähneln dann oft stark den Lias-Fleckenmergeln. Die Mergel variieren je nach Kalk-, Ton- oder Sandgehalt. Was die Flyschgesteine aber in scharfen Gegensatz zu den anderen Gesteinen stellt, sind ihre Sandsteine und Konglomerate. Sie werden überwiegend von außeralpinen Gesteinen, besonders Quarz und Glimmerschiefern, zusammengesetzt. Die oft quarzitären Sandsteine führen häufig Glaukonit, hellen und dunklen Glimmer, die Konglomerate besonders Quarz und Glimmerschiefer als Gerölle. Im einzelnen sei auf die oben erwähnten Arbeiten verwiesen.

## Tektonik.

Das tektonische Gesamtbild der Vilser Alpen wird von zwei Grundzügen beherrscht.

Das allgemeine Streichen ist durchgehend W—O, bzw. WSW—ONO.

Die tektonischen Achsen sinken im allgemeinen nach O ab, die tektonischen Einheiten heben sich dementsprechend im W heraus.

Schon 1921 wies O. Ampferer (3) darauf hin, daß dieses Achsenabsinken, an den Verhältnissen des Fensters von Nesselwängle—Reutte gemessen, bei einer Entfernung von rund 8 km wenigstens 1 km beträgt.

Sind auch Streichen und Achsenfallen im ganzen Gebiet der Vilser Alpen einheitlich, so ist doch der Bau der westlichen Teile von dem der östlichen Teile verschieden. Der W ist das vornehmliche Verbreitungsgebiet einer tieferen tektonischen Einheit, der Allgäuer Decke, der O überwiegend das einer höheren tektonischen Einheit, der Lechtal-Decke. Im W beherrschen WSW—ONO streichende schmale Gesteinszüge das tektonische Bild, während es im O durch zwei in sich wieder untergegliederte große Muldensysteme gekennzeichnet wird, die im N und S ein Halbfenster der unteren Deckeneinheit einschließen (siehe Taf. XII).

### Der westliche Teil.

#### Nördlicher Cenomanzug.

Er folgt dem N-Fuß des Zinken und der beiden Kienberge. Gegen N stößt er an den Flysch, gegen S an Hauptdolomit. Schon der große Gegensatz zwischen den Gesteinen des Cenoman und denen des Flysch zeigt deutlich die große Störung, die diese beiden Gesteine trennt. Erweist sich das Cenoman mit seinen aus kalkalpinen Gesteinen, wie Hauptdolomit, Jurakalken und anderen zusammengesetzten Breccien und Konglomeraten, als rein alpine Bildung, so stehen dem Flyschkonglomerate mit Quarz und Kristallin- wie Glimmerschiefer- und Glaukonitsandsteine gegenüber. Nach ihrem ganzen Verlauf fällt die Störung zwischen Flysch und Cenoman, die nirgends direkt erschlossen ist, ziemlich steil ein.

Das angrenzende Cenoman beginnt mit steil SSO fallenden Breccien und Konglomeraten. Die mittleren Teile des Cenomanzuges setzen sich vornehmlich aus Mergeln zusammen.

Zwischen Zinken und Pfronten treten in den mittleren Mergeln des Cenoman ältere Gesteine in Schollen auf. Am Riesenbach, Hangenden und Rappenschrofen (westlich der Bläsismühle) sind es Kalke des Jura mit verklemmten Fetzen von Hauptdolomit, westlich des Pfarrmoies-Baches und oberhalb der Berg- und Talsäge dunkle Hornsteine des Lias. Diese gehen nach oben in Transgressionsbreccien über (siehe S. 251). Diese Einlagerungen halten sich im allgemeinen im Streichen des Cenoman. Nach C. W. Kockel, P. Schmidt-Thomé und A. Custodis (13) werden diese Schollen noch von einem schmalen Streifen von Neocom im Liegenden begleitet. Gegen den südlich angrenzenden Hauptdolomit aber liegen wieder mächtige, grobklastische Gesteine (s. S. 251). Diese Lagerung deutet auf Muldenbau hin.

In den Mergeln des Cenoman kann man öfter ziemlich stark gestörte Lagerung beobachten. Das Streichen hält im wesentlichen an, das Fallen ist aber sehr wechselnd. Mehrfach tritt enge Fältelung auf.

An der O-Seite des Zinken spaltet der Cenomanzug in zwei Äste, die den aus Hauptdolomit mit transgredierendem Liaskalk aufgebauten Zinken umgreifen. Während der nördliche Ast vom Hauptdolomit des Zinken überfahren wird, lagert der südliche transgressiv auf dem Lias des Zinken.

Auf die Stellung dieses Zuges innerhalb der Gesamttektonik sei später eingegangen (siehe S. 261).

### Der Hauptdolomitzug des Zinken.

Eine Scholle von Hauptdolomit, die im Kartenbereich nur geringe Erstreckung aufweist, haut den Zinken oder Sorgschrofen (1636 *m*) auf. Am Unterjoch noch ein schmaler Streifen, verbreitert sich der Hauptdolomit ostwärts rasch, um aber nach kurzer Längserstreckung beim Tatzenriesköpfl unter jüngere Schichten (Cenoman) unterzutauchen. Der Hauptdolomit steht teils saiger, teils fällt er steil gegen SO. Er ist tektonisch stark beansprucht, großenteils mylonitisch oder brecciös. Im N überlagert er an steil SO fallender Störung (Hang gegen das Wertachtal) die Gesteine des Cenoman. An der S(SO)-Seite des Zinken wird der Hauptdolomit von Liaskalken mit Breccien an der Basis (transgressiv) überlagert (siehe S. 245). Sie fallen steil SO. Über dem Lias transgrediert seinerseits wieder Cenoman (siehe S. 251).

### Der Hauptdolomitzug der Kienberge und seine westliche Fortsetzung.

Auch der Hauptdolomit der Kienberge (Pfrontner Kienberg 1536 *m*, Wester Kienberg 1493 *m*) verschmälert sich, gleich wie der Hauptdolomit des Zinken im W stark. Hat er am Kienberg noch eine Breite von rund 1 *km*, so ist er am Schranzschrofen nur mehr 200 *m* mächtig und jenseits der Vils setzt er sich in einem nur mehr 100 *m* schmalen Streifen bei Rehbach und „in der Bränte“ fort. Dieser Hauptdolomitzug wird beiderseits von Störungen begleitet. An der N-Seite der Kienberge bricht er mit steilen Felswänden ab. Die Fußhänge werden von Cenoman aufgebaut. Zwischen Cenoman und Hauptdolomit setzt eine steil stehende Störung in die Tiefe. Sie ist mehrfach gut zu beobachten. Nördlich Rehbach steht sie saiger, an der Mündung des Urfallbaches in die Vils fällt sie bei um 40—50° schwankendem Winkel gegen SO. Auch am NO-Ende des Kienbergzuges, nordwestlich P. 1272, ist die Störung in 1045 *m* erschlossen. Sie streicht N 55—60° O und fällt 75—80° N. Der Hauptdolomit wird hier noch von wenig mächtigen großen brecciös-konglomeratischen Lagen von Cenoman transgressiv überlagert. Sie führen vornehmlich Hauptdolomit. Diese Lagen grenzen an mittel- bis feinkörnige, schlecht gerollte cenomane Konglomerate, die reichlich Gerölle eines dunklen, gebänderten Hornsteines führen. An der Grenze zwischen beiden treten 1—1½ *m* Geröll führende Mylonite auf. Gerölle von Hauptdolomit stecken in einem feinerzriebenen, rotbräunlichen Mylonit. Mehrere Quellen treten zutage.

An der S-Seite wird der Hauptdolomit der Kienberge von einem schmalen Streifen von Wettersteinkalk und -dolomit begleitet. Stellenweise klemmen

sich Fetzen von Raibler Schichten dazwischen. Besonders deutlich ist deren tektonische Verquetschung nördlich von Fall, wo mehrere Schollen von Raibler Sandsteinen anstehen. Im W (Wester Kienberg), wo Wettersteinkalk und -dolomit und Raibler Schichten auskeilen, stößt der Hauptdolomit mit steiler, meist saigerer Störungsfläche an Aptychenschichten ab (Roterdbach).

Die N- und S-Abdachung des Schönkahler—Breitenberg-Zuges.

Auf den Hauptdolomit der Kienberge und die angelagerten Wettersteinkalk- und Raibler Schichten folgt gegen S eine Zone Juragesteine. Im W, in der Gegend von Oberjoch—Rehbach, und im O, an den N-Hängen des Breitenberges südlich ober Pfronten—Steinach, nehmen diese Gesteine große Breite ein. In mittleren Teilen, zwischen Roterdbach und Fall, sind sie auf einen schmalen Streifen eingeeengt. Sie setzen sich aus überwiegend Lias-Fleckenmergeln und Aptychenschichten zusammen. Das Schichtfallen schwankt von  $40^\circ$  S bis saiger. Kleinfaltung ist öfter zu beobachten. Vom nördlich angrenzenden Wettersteinkalk werden diese Schichten an steiler bis flach N fallender Störung überfahren. Gegen S tauchen sie an einer im allgemeinen steil S liegenden Überschiebung unter Hauptdolomit unter.

Dieser Hauptdolomitstreifen läßt sich vom Vilstal bei Vils, wo er die Gschwander südlich Schönbiel aufbaut, quer durch die unteren Hänge des Breitenberges (Schwarze Wand) bis an den N-Fuß des Hinteren und Vorderen Achsele (N Schönkahler) verfolgen. Hier verschmälert er sich und keilt dann in Lias-Fleckenmergel aus. Im Hölltal und auf der „Schönen Oibn“ sowie am O-Ende des Breitenberges (Reichenbach) wird dieser Hauptdolomit von fossilführenden Kössener Schichten überlagert. In mittleren Teilen (Schwarze Wand) fehlen dieselben. Als nächsthangendes Schichtglied treten hier Lias-Fleckenmergel auf. Diese werden in ihrem ganzen Streichen von fossilführenden Kössener Schichten überlagert, auf die wieder Hauptdolomit folgt. Das allgemeine Schichtfallen ist bei schwankendem Fallwinkel gegen S gerichtet. An den Verhältnissen im O und W, im Profil Hölltal—Vorderes Achsel und am Breitenberg O-Ende betrachtet, ergibt sich für diese Schichten klarer Muldenbau. Hauptdolomit und Kössener Schichten bilden die Muldenflügel, Fleckenmergel — und im O auch noch eine wenige Meter mächtige Lage von Aptychenschichten — den Muldenkern. Die Mulde ist nach N überkippt. Im Mittelstück (Schwarze Wand) haben, wie das streckenweise Fehlen der Kössener Schichten anzeigt, Zerreibungen stattgefunden.

Im Steinacher Achental liegen südlich der Fallmühle in Fleckenmergeln mehrere Schollen fremder Gesteine. Beiderscits der Ache drei Schollen Hauptdolomit und etwas höher am rechtsseitigen Berghang eine Kalkscholle, für die Reiser (17) Tithon annimmt. Etwas weiter westlich liegt noch eine Hauptdolomitscholle „in den Gschwändern“. Die Lagerung dieser Schollen ist durchaus tektonisch.

Der Hauptdolomit des südlichen hangenden Muldenflügels baut als scheinbar geschlossene Einheit die oberen Teile des Breitenberges auf. Auf der Pfrontner Hochalm und im Bereich des Magnusacker und des Adratsbaches wird er von Kössener Schichten normal stratigraphisch und orographisch

überlagert. Kössener Schichten treten aber auch als stratigraphisch Hangendes, orographisch aber Liegendes des Breitenberg-Hauptdolomites auf. Sie gehören hier dem S-Flügel der nordwärts überkippten Mulde an. Dies würde auf Sattelstellung des Hauptdolomites weisen. Gegen W, jenseits des engen Tales, spaltet der Breitenberg-Hauptdolomit in zwei Äste. Der nördliche zieht über das Vordere und Hintere Achsele zum Vilstal. Auch er verschmälert sich gleich wie die Hauptdolomitzüge des Zinken und der Kienberge im W sehr stark. Der südliche Ast baut den Schönkahler auf. Er übersetzt bei Kappel das Vilstal und zieht zum Iseler bei Hindelang weiter. Nördlicher (Vorderes und Hinteres Achsele) und südlicher Hauptdolomitzug (Schönkahler) werden vom Engen Tal westwärts durch Raibler Schichten und einen schmalen Streifen Lias-Fleckenmergel getrennt. Zunächst keilen die Fleckenmergel gegen O aus, während sich die Raibler Schichten stark verschmälern. Sie lassen sich bis an die Mündung des Koller-Baches in das Enge Tal verfolgen. Dabei sind die Raibler Rauhwacken an der N-Seite des Schönkahler, wie schon Reiser (17) beobachtete, fein grusig zerrieben (mylonitisiert).

Am W-Ende des Breitenberges, unter Punkt 1561, liegt in Hauptdolomit eine etwa 50 m mächtige Einlage von Breccien, Myloniten und Rauhwacken (siehe Seite 242). Entweder handelt es sich bei diesen Gesteinen um tektonisch beanspruchte Raibler Schichten oder um tektonische Bildungen des Hauptdolomites. Auch können beide Fälle gemeinsam vorliegen.

Auf den Hauptdolomit von Schönkahler—Breitenberg folgen als stratigraphisch Hangendes Kössener Schichten und darüber Fleckenmergel. Diese nehmen bei Tannheim—Schattwald große Ausdehnung an. Im S kommen bei Tannheim unter ihnen wieder die tieferen Gesteine, Kössener Schichten und Hauptdolomit zum Vorschein. Sie schließen in weit ausholendem Bogen an dieselben Gesteine am Schönkahler an. Es ergibt sich, daß die Fleckenmergel bei Schattwald muldenförmige Lagerung besitzen, wobei die Muldenachse gegen O absinkt. Es hebt sich entsprechend die Muldensohle westlich Schattwald im Bogen heraus.

An die große Fleckenmergelmulde von Tannheim—Schattwald schließt im N der Hauptdolomitzug von Schönkahler—(Vorderes und Hinteres Achsele—)Breitenberg an. Er zerfällt, im W durch Zwischenschichten getrennt, in zwei Äste. Ursprünglich bildete dieser Hauptdolomit einen an die Fleckenmergelmulde nördlich anschließenden Sattel. Dieser ist aber gerissen, so daß es zu Überschiebungen in ihm gekommen ist. Nordwärts schließt dann wieder eine Mulde an. Ihr N-Flügel wird durch den Hauptdolomitstreifen Hölltal—Schwarze Wand—Gschwander (bei Vils) vorgestellt.

Am W-Ende des Breitenberges liegt in diesem Faltenbau noch eine Querstörung. Die an den N-Hängen des Breitenberges entlang ziehende Mulde liegt mit ihrem Kern westlich des Kälberalps bei 1300 m. Wenig weiter östlich steigt sie rasch zum Reichenbach ab. Es scheint hier noch eine jüngere Störung wirksam gewesen zu sein, die am nördlich gegenüberliegenden Falkensteinzug zwischen Falkenstein und Salober als Schaufelfläche deutlich in Erscheinung tritt (siehe S. 261). Die Störung macht sich am Unteren Breitenberg morphologisch als schräg hangabziehende Wandstufe in Hauptdolomit bemerkbar. Es ist weiters möglich, daß auch Unregelmäßigkeiten in der Lagerung der Kössener Schichten zwischen Hochalm und Faulern Graben auf sie zurückgehen.

Die Gesteine der Schattwalder Mulde sind ein Teil der Allgäudecke. Sie bilden den Untergrund einer mächtigen und ausgedehnten Überschiebungsmasse, der Lechtal-Decke. Die Gesteine der Allgäuer Decke kommen sowohl am N- wie am S-Rand der Vilser Alpen unter der überlagernden Decke zum Vorschein. Im N bauen sie das Gebiet des Magnusacker und die Fußhänge des Roten Stein auf und ziehen ins Vilstal bei Vils hinunter, wo sie unter den jungen Schuttbildungen der Talsohle untertauchen. Im S bauen sie die unteren Teile der Berghänge zwischen Haldensee—Nesselwänge—Reutte auf.

### Der östliche Teil.

Der östliche Teil der Vilser Alpen ist das Hauptverbreitungsgebiet der hangenden Lechtal-Decke. Diese zeigt sehr verwickelten Bau. Sie ist in mehreren Einheiten übereinandergeschuppt. Deutlich heben sich hier zwei große Bereiche ab, ein nördlicher, dessen vorherrschendes Gestein Hauptdolomit, ist und ein südlicher, dessen Hauptgestein Wettersteinkalk ist. Beide werden längs der Linie Füssener Jöchl—Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke durch einen Streifen von Juragesteinen der Allgäuer Decke getrennt. Bei Oberpinswang treten sie nochmals als Fenster zutage. Nördliche und südliche Scholle bilden große Muldensysteme.

### Nördliche Deckenmulde und Randschollen.

Den westlichen Pfeiler bildet das auf Jura- und Kreidegesteinen aufliegende Hauptdolomitmassiv des Einstein. Im O steht dieser Hauptdolomit über das Enge Tal hinweg mit dem Hauptdolomit von Aggenstein und Brentenjoch in Verbindung. Am N-Fuß des Aggenstein liegt der Hauptdolomit an steil S fallender Störung auf Aptychenschichten und roten Jura-Hornsteinkalken. In diesen liegt eine schon von Reiser (17) beobachtete, dünne Lage roten Quarzsandsteines (siehe S. 237). Auf die Frage ihrer möglichen tektonischen Stellung soll noch später eingegangen werden (siehe S. 263). Der Hauptdolomit des Aggenstein selbst verschmälert sich gegen O sehr. Als ganz schmaler Streifen zieht er über die Rote Stein-Alm an den Fuß des Roten Stein. Er ist hier auf Neocom der Allgäudecke aufgeschoben. An diesen Hauptdolomitkeil schließt im Gebiet der Pfrontner Hütte und „auf der Platte“ (Brentenjoch N) eine breite Zone von Liaskalken an, in denen verklemmte Fetzen von Kössener Schichten, rhätischem Riffkalk und Fleckenmergeln liegen. An der Grenze Hauptdolomit—Lias treten auch Breccien auf, die, wie schon Ampferer (3) vermutete, möglicherweise tektonischen Ursprunges sein können. Auch die Einlagerungen im Lias weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung dieser Zone hin. An der W-Seite des Aggenstein ist an den Hängen gegen das Enge Tal innerhalb des Hauptdolomits eine ziemliche Änderung im Schichtfallen zu beobachten. Am Aggenstein herrscht S-Fallen vor, weiter südlich O-Fallen. Streichen auch die Liaskalke bei der Pfrontner Hütte muldenförmig in die Luft aus, so zieht an der Grenze Aggenstein-Hauptdolomit—Liaskalke doch eine tiefgreifende Störung durch. Besonders im O, auf der Roten-Stein-Alm wird sie deutlich. Sie trennt den Aggenstein-Hauptdolomit als eigene, randliche Scholle von der Hauptdolomitmasse Einstein—Brentenjoch ab.

Im Gebiete der Roten Stein-Alm legen sich zwischen den Hauptdolomit und die Liaskalke noch jüngere Schichten dazwischen. Sie sind erstmals am oberen Reichenbach erschlossen. Auf schwärzliche Gaultmergel und zerschieferter Aptychenschichten ist roter Liaskalk aufgeschoben. An der Grenze zum Gault treten mehrere Quellen aus. Bei der Roten Stein-Alm nimmt der Gault größere Breite ein. Er wird von Liaskalken überfahren.

Am W-Ende des Roten Stein wird der Aggenstein-Hauptdolomit von Jurakalken, die sich zwischen ihn und die Gaultmergel einschieben, überlagert. An der Grenze zwischen Dolomit und Jura liegen ziemlich mächtige Breccien. Sie weisen starke tektonische Zertrümmerung auf (siehe S. 245). Weiter westlich stoßen die Jurakalke im N an steilstehender Störung an Neocom ab, gegen S an Gaultmergel. Von der Roten-Stein-Alm zieht der Gault an den Kühbach hinab, wo er wohl tektonisch auf nahezu  $\frac{1}{2}$  km Mächtigkeit angeschoppt wurde. Auch die Grenze Jurakalke—Gault ist tektonisch.

Auf den Gault folgen gegen S jene roten Liaskalke, die bei der Pfrontner Hütte in Synklinallstellung ziemliche Breite einnehmen. Sie lassen sich von hier weit nach O verfolgen. Auch am Ober- und Galgenberg bei Vils zeigen sie bei steilem (bis  $80^\circ$ ) S-Fallen große Mächtigkeit. Die Liaskalke sind hier offenbar tektonisch verdoppelt. Diese Verdoppelung tritt im Zwischenstück am Kühbach deutlich hervor. Hier folgen auf die Liaskalke, am Bache ansteigend, zunächst gelbliche und violettliche Kalke des oberen Jura (siehe S. 249), dann Fleckenmergel und mit ihnen zusammen schwarze Hornstein führende Kalke (siehe S. 248). Schließlich stehen am Alpstrudel-Wasserfall abermals rote, knollige Kalke des Lias an. Sie gehören zusammen mit den folgenden Rhätgesteinen (siehe S. 245) in die stratigraphisch hangende Schichtserie des folgenden Hauptdolomits. Gegen W und O verlieren sich die am Kühbach zwischen den beiden Liaskalkzügen liegenden jüngeren Gesteine. Die beiden Liaskalkzüge schließen sich zu einem Zug zusammen.

Die Verhältnisse am Kühbach und bei der Pfrontner Hütte machen für diese Zone synklinale Bauanlage wahrscheinlich. Die Mulde ist dann verschiedentlich gerissen, wobei es zu Verschiebungen wie zwischen der Pfrontner Hütte und Achsel kam oder zu Überschiebungen wie am Kühbach.

Gegen den südlichen Hauptdolomit folgen verschiedentlich auf die Liaskalke Kössener Schichten, am Kühbach auch rhätische Riffkalke. Hier sind die Kössener Schichten auf ein schmales Band bituminöser und z. T. brecciöser Gesteine beschränkt (siehe S. 242). Diese Rhätgesteine sind aber mehrfach unterbrochen, Lias grenzt unmittelbar an Hauptdolomit. Am Oberberg schalten sich zwischen Lias und Hauptdolomit noch zähe, dunkle Mergel, die wahrscheinlich dem Gault angehören (siehe S. 250). Alldies, das lückenhafte Auftreten der Rhätgesteine und ihre tektonische Beeinflussung am Kühbach sowie die Zwischenlage von Gault deutet darauf hin, daß auch an der Grenze Lias—Hauptdolomit Bewegungen stattgefunden haben.

Die Hauptdolomitmasse von Brentenjoch—Vilser Kegel wird durch eine Lage von Myloniten, Breccien und Rauhwaeken untergegliedert (siehe S. 243). Diese ziehen an der N-Seite des Vilser Kegels durch, queren O- und N-Seite des Roßberges (Brentenjoch) und stehen offenbar mit jener schon von Kockel und Richter (11) beobachteten Schichtfuge bei Punkt 1822 an der W-Seite des Brentenjoches in Verbindung, die dort Hauptdolomit einer liegenden von Hauptdolomit einer hangenden Scholle trennt.

Auf den Hauptdolomit von Brentenjoch—Vilser Kegel folgt im S über Raibler Schichten der Wettersteinkalk von Söbenspitze und Hundsarschberg. Der Hauptdolomit im Hangenden der Mylonit- und Breccienzone bildet zusammen mit dem Wettersteinkalk eine tektonische Einheit.

Aus der Talsohle des Lechtales ragt der Ranzen bei Ulrichsbrücke auf. Ein Profil von NW nach SO zeigt im N zunächst bei Stegen ein schmales Band Hauptdolomit. Es folgt eine mächtige Lage von Breccien, die südwärts mit Liaskalken verschweißt ist. Unter den Liaskalken kommt abermals Hauptdolomit vor. Südlich des Punkt 1025 tauchen dann die Liaskalke an steil S fallender Störung unter Hauptdolomit unter, auf den dann in annähernd normalem Schichtverbaude Raibler Schichten und Wettersteinkalk (Grenz) folgen.

Der Hauptdolomit bei Stegen nimmt dieselbe Lage ein wie der weiter westlich liegende Hauptdolomit des Aggenstein.

Südlich der Söbenspitze folgt, durch eine schmale Lage jüngerer Gesteine (siehe unten) getrennt, abermals eine Hauptdolomitscholle Seichenkopf—Lumberger Grat—Schlagstein. Im S und SW liegt der Hauptdolomit mit Rauhwacken auf einer tieferen Hauptdolomitscholle. Im NW liegen zwischen oberen und unteren Hauptdolomit Liaskalke. Der untere Hauptdolomit steht in unmittelbarem Zusammenhang mit jener tieferen Hauptdolomitscholle, die am Brentenjoch—Roßberg—Vilser Kegel durch Mylonit- und Breccienlagen von einer oberen abgetrennt wird. Der westliche Ausläufer dieser (unteren) Scholle baut den Einsteinzug jenseits des Engen Tales auf.

#### Halbfenster des Füssener Jöchels.

Die Verhältnisse am Füssener Jöchl wurden bereits von O. Ampferer beschrieben (3).

Vom Füssener Jöchl zieht ein Streifen von Aptychenschichten, in denen Hornsteinkalke, Radiolarite und Cenoman eingefaltet sind, zur Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke. Das Liegende dieser Gesteine bildet eine nach N abdachende Hauptdolomitscholle. Sie zieht vom Seichenkopf über den Lumberger Grat zum Schlagstein und führt im Hangenden noch Kössener Schichten und rhätischen Riffkalk mit Bändern roter Liaskalke (Ampferer 3). Diese Gesteine fallen teils steil nach N, teils stehen sie saiger. Östlich des Schlagstein verschmälern sie sich stark und lösen sich gegen die Scharte an der N-Seite der Schlicke in Schollen rhätischen Riffkalkes mit Liaskalkbändern auf (Ampferer 3). Diese Schollen sind ganz von der Art wie der Riffkalk, der am Schlagstein und Lumberger Grat in größerer Ausdehnung dem Hauptdolomit aufliegt. Die Riffkalkschollen an der W-Seite der Scharte gehören demnach zur Hauptdolomitscholle des Schlagstein. Diese Seicherkopf-Schlagsteinscholle ist ein Teil der Lechtal-Decke. Am Füssener Jöchl sind auf sie die Jura- und Kreidgesteine der Allgäuer Decke aufgeschoben. Am Jöchl selbst ist ihre Verbindung mit den tieferen Massen dieser Decke noch erhalten. Oberflächlich sind in die Fenstergesteine noch Reste der hangenden Lechtal-Decke eingefaltet.

Wie schon Ampferer (3) näher ausführte, wird der Wettersteinkalk der Söbenspitze im S durch Fleckenmergel unterfahren. Sie sind stark zer- schuppt und stimmen ganz mit jenen Fleckenmergeln überein, die an der

W-Seite der Scharte zwischen Hundsarschberg und Schlicke an den Wettersteinkalk des Hundsarschberges stoßen. Nordwestlich der Söbenalm liegen noch zerquetschte Hornsteine des oberen Jura (Ampferer 3). Sie nehmen offenbar dieselbe tektonische Stellung ein wie die Fleckenmergel. Bereits O. Ampferer (3) hat in diesen Schichten aus dem Fenster nach N verzerrte Gesteine der Allgäuer Decke vermutet. Kockel und Richter (11) hingegen haben sie für normal auf der Seichenkopf-Schlagsteinscholle aufliegend aufgefaßt. Für ihre Annahme sprechen paläogeographisch-fazielle Gründe, für die Annahme Ampferers die tektonische Lagerung und Durcharbeitung.

An der O-Seite der Scharte nördlich der Schlicke verschwinden die Fenstergesteine. Die nördlichen und südlichen Schollen der Lechtal-Decke stoßen zusammen. Erst jenseits des Lech kommt die Allgäuer Decke bei Oberpinswang in einem rund 1-3 km langen, schmalen Fenster wieder zum Vorschein. Ein neuerbauter Güterweg hat hier gute Aufschlüsse geschaffen. Fleckenmergel, Hornsteinkalke, Radiolarite und Aptychenschichten treten unter Hauptdolomit zutage. Ein weiterer ganz kleiner Rest von Fleckenmergeln liegt etwas nördlicher in Hauptdolomit; an der Grenze zwischen dem Wettersteinkalk des Kitzberges und dem südlich angrenzenden Hauptdolomit.

#### Südliche Deckenmulde.

Südlich schließt an das Halbfenster des Füssener Jöchl eine große, in sich wieder verschuppte Mulde an. Ihrer Tiefenlinie folgt das Reintal (Reintalmulde). Den N-Flügel Läufer Spitze—Schlicke—Plattjoch bilden Hauptdolomit, geringmächtige Kössener Schichten und rhätischer Riffkalk. An der S-Seite der Schlicke sind, mit Raibler Schichten an der Schubfläche, Wettersteinkalk und Raibler Schichten aufgeschoben. Weiter östlich stößt der Hauptdolomit des N-Flügels an Partnachschiehten (Mergel und Kalke, siehe S. 238), auf die die hangende Schichtserie bis zum Hauptdolomit folgt. Dieser baut den Hahlenkopf auf. Er stellt als jüngstes Schichtglied den Kern des großen Reintalmuldensystems vor. An der S-Seite des Hahlenkopfes kommen unter dem Hauptdolomit wieder Raibler Schichten und Wettersteinkalk zutage. Sie gehören bereits zum südlichen Muldenflügel. Auch der Muldenkern wird von untergeordneten Störungsflächen begrenzt. Im S weist die große Mächtigkeit der Raibler Rauhacken im Gebiet der Hohl-alm auf tektonische Anschoppung. An der N-Seite des Hahlenkopfes ist vielleicht der Wettersteinkalk, der hier nur geringe Mächtigkeit aufweist, tektonisch reduziert.

Unter dem Wettersteinkalk des Mulden-S-Flügels Gimpel—Gehrenspitze—Frauenwald kommen an der S-Seite dieser Berge noch die tieferen Gesteine bis zum Muschelkalk hinunter zum Vorschein.

Eine ganz untergeordnete Störung scheint auch im Wettersteinkalk des S-Flügels zu liegen. Von Punkt 1550 zieht über die Sulztal-alm eine Talfurche, das Sulztal, zum Frauensee hinab. In ihr treten treppenartig mehrere dolinenartige Mulden auf, eine davon ist vom Frauensee erfüllt. Ihre Bildung ist wahrscheinlich durch die Störung begünstigt worden. Im Bereich der Hahlen-alm mündet die Störung in die Bewegungsfläche ein, die der Grenze der Raibler Schichten folgt.

Westlich der Schneidspitze sind die Gesteine der Basis des südlichen Muldenflügels (Muschelkalk und Partnachsichten) auf eine liegende Wettersteinkalkscholle aufgeschoben. Sie führt noch Raibler Schichten und Hauptdolomit und nimmt wohl dieselbe tektonische Stellung ein, wie die Wettersteinkalkscholle an der S-Seite der Schlicke; wird doch der Wettersteinkalk hier wie dort von Raibler Schichten konkordant überlagert und treten aber ebenso Raibler Schichten auch im Liegenden des Wettersteinkalkes auf.

An der S-Seite der Roten Flüh liegen profilmäßig von oben nach unten unter dem Wettersteinkalk Raibler Schichten, Hauptdolomit, abermals Raibler Schichten und wieder Wettersteinkalk. Dieser liegt über den Jura- und Kreidgesteinen der Allgäuer Decke. Dieses Profil weist auf Muldenbau hin. Doch ist offenbar auch diese Mulde nicht mehr ungestört, sondern haben auch hier Zerreißen stattgefunden. Wie der Ausstrich der Raibler Schichten östlich des Etscher Hofes anzeigt, fallen diese hier steil S.

Südlich des Bergzuges Gimpel—Gehrenspitze—Kirchenspitze—Schneidspitze dehnt sich Allgäuer Deckenland. Seine Gesteine sind antiklinal aufgewölbt. Im Hangenden tragen sie noch kleinere und größere Schollen der hangenden Lechtal-Decke.

### Der Falkensteinzug.

Eine eigene tektonische Stellung nimmt der Falkensteinzug ein. Er war schon wiederholt Gegenstand von Untersuchungen von C. W. Kockel. Ihr Ergebnis war:

Der Falkensteinzug ist eine nach N überkippte Mulde. Das Schichtfallen seiner Gesteine ist teils steil S, teils saiger. Die Mulde hat stark einseitigen Bau. Den normal entwickelten S-Flügel bilden Partnachsichten (untergeordnet auch etwas Muschelkalk), Wettersteinkalk und -dolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit. Im Muldenkern liegt Cenoman. Der N-Flügel der Mulde hingegen weist weitgehende Reduktion auf. Er beschränkt sich auf einige kleine Schollen oberrhätischen Riffkalkes, wie sie bei Oberkirch am Weißensee anstehen. In westlichen Teilen des Falkensteinzuges wird der Muldenbau durch eine größere, jüngere Störung verwischt. Westlich des Falkenstein Gipfels und westlich der Salober-Alm ziehen zwei steilstehende Störungen gegen NO. Die Rutschflächen zeigen nach NO ansteigende Strömung. Am Zirmgrat schließen sich diese beiden Störungen bogenförmig. Im Mittelstück fällt die Störungsfläche gegen S. Kockel erblickt in dieser Störung eine Schaufelfläche im Sinne Eduard Suess'. Sie bildet das Ergebnis einer jüngsten tektonischen Phase.

Nach Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis (13) setzt sich die Falkensteinmulde noch weiter nach W fort, wobei zunächst der innere Bau ganz ähnlich bleibt. Wieder ist der S-Flügel weit besser entwickelt als der N-Flügel. Den S-Flügel bilden die Hauptdolomitstöcke der beiden Kienberge, den Muldenkern Cenoman. Der reduzierte N-Flügel wird durch die Schollen von vornehmlich Jurakalken am Rappenschrofen, Hangenden Schrofen und Riesenbach vertreten. Auch hier ist die Mulde nach N überkippt. Am Zinken spaltet sich das Cenoman in zwei Äste. Der nördliche Cenomanast wird vom Hauptdolomit des Zinken überfahren. Dieser selbst bildet den nördlichen Flügel der Mulde, an den sich im S der südliche cenomane Muldenkern an-

schließt. Der südliche Muldenflügel wird durch den Hauptdolomitstreifen von Rehbach und „in der Bränte“ vorgestellt. Dieser ist die unmittelbare Fortsetzung des Kienberg-Hauptdolomits.

Es fällt dabei besonders das wechselnde Verhältnis der beiden Muldenflügel auf. Im O, an den Kienbergen, ist der S-Flügel mächtig entwickelt, der N-Flügel hingegen auf einige Zehner von Metern reduziert. Gleich daneben, am Zinken ist das Verhältnis gerade umgekehrt. Der N-Flügel ist normal ausgebildet, der S-Flügel durch den Hauptdolomit der Bränte und von Rehbach vertreten, ist sehr stark reduziert. Weiters fällt auf, daß sowohl der Hauptdolomit der Kienberge wie auch der des Zinken in ihren östlichen Teilen starke Mächtigkeit aufweisen. Am Kienberg erreicht sie rund 1000 m. Gegen W hin verschmälert sich der Hauptdolomit der Kienberge wie des Zinken bis auf 100—200 m. Es erweckt dies den Eindruck, als würden diese Hauptdolomitmassen nach unten hin keilförmig zugespitzt. Durch den gegen NO absinkenden Achsenverlauf kommen im W die bereits dünneren, gering-mächtigeren Teile der Hauptdolomitkeile hoch. Inwieweit diese Reduktion tieferer Hauptdolomiteile auf eine tektonische Abschleifung einer Muldenbasis zurückgeführt werden kann oder ob es sich hier nicht überhaupt um abgescherte Schuppen handelt, bleibe dahingestellt.

Der Falkensteinzug wird als abgetrennte Stirnmulde der Lechtaldecke aufgefaßt. (13) Auch innerhalb der Stirnmulde läßt sich diese in obere und untere Vilser Decke unterteilen (Kockel C. W., Schmidt-Thomé und Custodis P.). Allerdings beschränkt sich die untere Vilser Decke hier nur auf einige Zehner an Metern Mächtigkeit. Im Bereiche des Zinken wird dadurch das Cenoman sowohl auf die Allgäu- wie auch auf die Lechtal-Decke aufgeteilt. Das Cenoman im N des Zinken gehört zur Allgäuer Decke, das übrige zur Lechtaler Decke. Nennenswerte lithologische Unterschiede innerhalb des Cenomans sind aber keine zu beobachten.

Im ganzen betrachtet zeigt das Gebiet westlich der Linie Einstein—Landesgrenze bei Vils einheitliche Bauzüge: langgestreckte, im allgemeinen WSW—ONO streichende Faltenzüge, innerhalb deren mehrfach Teile abgeschert wurden, so daß untergeordnete Überschiebungen auftreten. Der ursprüngliche Mulden- und Sattelbau tritt aber noch deutlich hervor.

### Tektonisches Gesamtbild (vgl. hierzu Tafel XI und XII).

Das durch die Arbeiten von Ampferer und Kockel-Richter gewonnene Bild des tektonischen Baues der Vilser Alpen ergab: über der liegenden Allgäuer Decke breitet sich in meist frei schwebender Lagerung die hangende Lechtal-Decke aus. Für diese konnte Ampferer (3) nachweisen, daß sie in den Vilser Alpen aus zwei Teildecken besteht, die er als obere und untere Vilser Decke bezeichnete. Kockel und Richter (9, 11) befaßten sich mit der näheren Abgrenzung dieser Deckeneinheiten. So zeigte es sich, daß die untere Vilser Decke wieder ihrerseits aus zwei Teileinheiten besteht.

Die Allgäuer Decke ist weit weniger stark zergliedert als die Lechtal-Decke. Großenteils zeigt sie noch annähernd ungestörten Faltenbau. Mulden und Sättel schließen aneinander.

Auf eine Schuppe von Juragesteinen ist ein langgestreckter Muldenzug aufgeschoben. Er baut die N-Hänge des Breitenberges und Vorderen und Hinteren Achsele auf (Breitenberg-Mulde). Hauptdolomit bildet die Außenflügel, Juramergel (Fleckenmergel) den Kern. Im S schließt eine große Aufwölbung des Hauptdolomits an. In ihr liegt der Schönkahler, Vorderes und Hinteres Achsele und der Breitenberg (Breitenberg-Antiklinale). Innerhalb dieser Antiklinale ist es im W zu einer ausgeprägten Überschiebung gekommen. Raibler Schichten — und im Pfrontner Wald auch Fleckenmergel — sind auf Hauptdolomit aufgeschoben. Die Überschiebung setzt sich im W außerhalb des Kartenbereiches fort und trägt hier alle Anzeichen einer großen Störung. Am Iseler bei Hindelang treten im Liegenden der überschobenen Raibler Schichten noch Schubsetzen von Buntsandstein auf. Sie sind hier auf Lias-Fleckenmergel aufgeschoben (Reiser 17). Gegen S geht die „Breitenberg-Antiklinale“ wieder in eine weite Mulde über. Die Fleckenmergelmulde von Schattwald—Tannheim (Schattwalder Deckenmulde, Kockel und Richter 11). Sie nimmt große Breite ein, wird aber z. T. von den Gesteinen der hangenden Lechtal-Decke überlagert. In der Richtung des Fensters des Füssener Jöchels zieht eine Sattelzone durch. Ganz im S wölbt sich die Allgäuer Decke nochmals zum Sattel von Nesselwängle auf.

Während das Innere des Allgäuer Deckenlandes in weiträumige Falten gelegt ist (Nesselwängler Sattel, Schattwalder Mulde), treten im N Überschiebungen auf. Ihre Intensität nimmt nach W zu. Einzelne Gesteinsteile sind dabei abgeschert worden (Reduktion des Hauptdolomits des Hinteren Achsele).

Die Lechtal-Decke zeigt tiefgreifende Zerschuppung, die zur Ausbildung von Teildecken vorgeschritten ist. Besonders engschuppigen Bau weist der N-Rand auf.

Am N-Rand des Aggenstein liegt an der Überschiebung der Lechtal-Decke auf die Allgäuer Decke in Juragesteinen eine dünne Lage roten Sandsteines (siehe S. 237). Er entspricht im Aussehen ganz dem Buntsandstein. Eine eindeutige Entscheidung, ob tatsächlich Buntsandstein vorliegt oder ob es sich um eine stratigraphische Einlage von Sandstein in Jura handelt, ist nicht zu erbringen. Reiser (17) stellt den Sandstein zum Jura. Immerhin aber bleibt die Möglichkeit bestehen, daß hier doch skytischer Sandstein vorliegt. Um so mehr, als außerhalb des Bereiches der Vilser Alpen an der W-Seite des Sattelkopfes und Roßkopfes in den Allgäuer Alpen (Osterachtal O, siehe Blatt Lechtal der österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000) an derselben Überschiebung in ganz ähnlicher Lage Buntsandstein in größeren Schollen auftritt.

Eine vorderste Schuppe der Lechtal-Decke bildet der Hauptdolomit des Aggenstein und seine östlichen Ausläufer am W-Fuß des Roten Stein und an der N-Seite des Ranzen (Aggenstein-Schuppe). Ihr folgt im S die Jurakalk-Scholle des Roten Stein und die Zone der Gaultmergel, auf die im S die langgestreckte Liasmulde anschließt. Kockel und Richter (11) haben den Gault der Allgäuer Decke zugeordnet. Die im Gault auftretenden Linsen mit Jurakalkgeröllen (siehe S. 250) machen es jedoch wahrscheinlich, daß diese Mergel in der Nähe von Jurakalkauftragungen abgelagert wurden. Diese liegen im Bereiche der Lechtal-Decke am nächsten.

Auf die Liasmulde grenzt südlich eine Hauptdolomitmasse. Sie hat im W große flächenhafte Verbreitung im Einsteinmassiv (Einstein-Schuppe), verschmälert sich aber in den N-Hängen des Brentenjoches und Vilser Kegel. Sie wird durch Mylonite, Breccien und Rauhwaacken von einer hangenden Hauptdolomitmasse getrennt. Die nächsthöhere tektonische Einheit bildet der Hauptdolomit des Seichenkopfes und Schlagstein (Seichenkopf-Schlagstein-Schuppe). Sie wird ihrerseits wieder von der Wettersteinkalk-Hauptdolomitmasse von Söbenspitze—Hundsarschberg und Brentenjoch—Vilser Kegel überlagert (Brentenjoch—Vilser Kegel-Schuppe). Im N ruht diese Schuppe mit Myloniten und Rauhwaacken auf dem Hauptdolomit der Einstein-Schuppe. Seichenkopf—Schlagstein-Schuppe und Brentenjoch—Vilser Kegel-Schuppe stoßen im S an die Gesteine des Halbfensters des Füssener Jöchels (Allgäuer Decke).

Südlich des Halbfensters des Füssener Jöchels breitet sich das große Mulden-system des Reintales. Im N liegt eine große Hauptdolomitschuppe (nördliche Reintalschuppe) unmittelbar auf den Fenstergesteinen. Ihr entspricht am S-Rand wahrscheinlich eine geringmächtige Schuppe, die neben Hauptdolomit noch Wettersteinkalk als Hauptgestein führt (südliche Reintalschuppe). Über diesen unteren Schuppen liegt eine Scholle von Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Sie findet in der Roten Flüh ihre Haupterhebung (westliche Reintalschuppe). Alle diese Schuppen werden von der großen oberen Reintal-Schuppe überfahren. Sie zeigt ausgesprochenen Muldenbau. Ihr S-Flügel steigt zu den Hochgipfeln Gimpel—Köllenspitze—Gehrenspitze empor. Den Muldenkern bildet der Hauptdolomit des Hohlakopfes. Die Partnachschichten des N-Flügels sind auf Hauptdolomit der nördlichen Reintalschuppe aufgeschoben.

Im S des Halbfensters des Füssener Jöchels gehören westliche und obere Reintal-Schuppe, im N die Brentenjoch-Vilser Kegel-Schuppe zur oberen Vilser Decke, während alle übrigen Schuppen zur unteren Vilser Decke gehören. Diese Aufteilung geht am deutlichsten aus den Verhältnissen am Füssener Jöchel hervor. Wie schon Ampferer (3) feststellte, muß die untere Vilser Decke nach ihrer Aufschiebung auf die Allgäuer Decke zerrissen und dadurch das Fenster des Füssener Jöchels geöffnet worden sein. Die nachdrängende obere Vilser Decke hat dann Fenstergesteine erfaßt und auf die untere Vilser Decke aufgeschoben. Für die Öffnung der unteren Vilser Decke hat Ampferer zwei Möglichkeiten erwähnt: entweder durch Hebungs- und Senkungsvorgänge beiderseits der Linie der Fensterachse oder Öffnung des Fensters durch Erosion. Gehören die Breccien mit Liasgeröllen an der NO-Seite des Vilser Kegels (siehe S. 243) in den Verband der Mylonit-, Breccien- und Rauhwaackenzzone, so spricht dies für eine vor dem Vorschub der oberen Vilser Decke gelegene Erosionsperiode. Die Überschiebung der oberen Vilser Decke wäre dann eine Reliefüberschiebung. Anderscits weisen aber manche Lagerungsverhältnisse an der Überschiebung auf bloße Abscherungsvorgänge hin.

Eines der hervorstechendsten Merkmale im Bau der Vilser Alpen ist, wie erwähnt, der Verlauf der tektonischen Achsen. Ihr Streichen pendelt um die W-O-Richtung. Die Hauptbewegungsrichtung liegt demnach in der S-N-Linie. Die zweite Möglichkeit einer N-S-Bewegung scheidet, wie besonders die Verhältnisse am Halbfenster des Füssener Jöchels ein-

deutig zeigen, aus. Hier sind die Fenstergesteine der tieferen Allgäuer Decke auf die der höheren Deckeneinheit der unteren Vilser Decke nach N aufgeschoben. Sie wurden von der oberen Vilser Decke mitgeschleppt und überfahren. Die von S nach N erfolgte Bewegung ist damit eindeutig erwiesen. Neben dieser vorherrschenden Bewegung haben aber in den Vilser Alpen auch noch annähernd senkrecht darauf stehende Bewegungen stattgefunden. Schon Ampferer (3) hat darauf hingewiesen, daß die Partnachschichten nördlich der Tannheimer Hütte zu einer gegen W gekehrten Stirn gefaltet sind. Die Faltenachse verläuft hier in der N-S-Richtung. Außerdem ist die Wettersteinkalkmasse des Gimpel (obere Reintal-Schuppe) über 2 km weit gegen W auf die Wettersteinkalkmasse der Roten Flüh (westliche Reintal-Schuppe) aufgeschoben. Daraus geht hervor, daß untergeordnet auch Bewegungen von O nach W stattgefunden haben. Sie sind offenbar jünger als die S-N-Bewegungen.

Im Lechtal zwischen Reutte und Alpenrand ragen aus der in Schutt liegenden Talsohle zahlreiche Felskuppen auf, während weiter talauf die Felssohle des Lechtales durchwegs unter Schutt liegt. Es ist dies eine Erscheinung, die auch in anderen großen Alpentälern zu beobachten ist (z. B. Inntal bei Kufstein). Sie geht wohl darauf zurück, daß in geologisch ganz junger Zeit der Alpenrand gegenüber dem Alpeninnern gehoben wurde.

## Morphologische Übersicht.

Die Morphologie der Vilser Alpen wird überwiegend durch selektive Formentwicklung gekennzeichnet. Neben den durch die großen Gesteinsunterschiede bedingten Oberflächenformen machen sich weitestgehend die tektonischen Verhältnisse im Landschaftsbild bemerkbar. Ungleich geringer ist der Einfluß der Eiszeit auf die Oberflächengestaltung. Das Gesamtbild der Vilser Alpen beherrscht der geologische Bau, die quartären Einflüsse führten nur zu örtlicher Verfeinerung des Reliefs.

Durch den Wechsel härterer, schwerer verwitterbarer Gesteine und weicherer, leichter verwitterbarer Gesteine, der seinerseits wieder meist auf die Tektonik des Gebietes zurückgeht, hervorgerufen, sind die Vilser Alpen reich gegliedert. Senken und Talfurchen folgen dem Zuge weicherer Gesteine, die trennenden Bergzüge sind in härteren herausgearbeitet.

In der NW-Ecke steht als letzter höherer Alpengipfel der Zinken oder Sorgschrofen (1636 m). Er setzt sich morphologisch im Kienbergzug fort, wird aber von diesem durch eine Zwischenlage weicher Cenomangesteine getrennt. Auf die Kienberge folgt wieder eine Senke in weichen Juragesteinen, auf die der Hauptdolomitzug des Schönkahler (1689 m) und Breitenberges (1839 m) anschließt. Die folgenden Erhebungen des Einstein (1867 m) und Aggenstein (1988 m) ruhen auf weichen Juragesteinen, die nur weit geringere Höhe erreichen. Gegen SO folgen dann die Gipfel des Brentenjoches (2001 m) und Vilser Kegel (1844 m). Durch einige Jöcher davon getrennt, erheben sich im S die Berge beiderseits des Reintales, auf der N-Seite die Schlicke (2060 m), im S die kühnen Felszacken des Gimpel (2176 m), der Köllenspitze (2240 m) und der Gehrenspitze (2164 m). In einem Schnitt von NW nach SO überragen sich die Bergzüge Zinken—Kienberge, Schönkahler—Breiten-

berg, Einstein—Aggenstein—Brentenjoch—Vilser Kegel und die Hochgipfel an der N- und an der S-Seite des Reintales treppenartig. Sie nehmen von NW nach SO stockwerkartig an Höhe zu, eine Auswirkung des tektonischen Baues. Die morphologischen Stockwerke sind nämlich gleichzeitig auch tektonische Stockwerke. Daß aber die Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Stockwerken nur 100—200 m, betragen hat seine Ursache im Achsenanstieg gegen W. Dadurch werden die tieferen Stockwerke gegen W herausgehoben.

In ihrem Verhalten gegenüber den abtragenden Kräften, im großen betrachtet, stehen sich Triasgesteine als die im allgemeinen härteren, widerstandsfähigeren und Juragesteine als die weicheren, leichter verwitterbaren entgegen. Das Einzelrelief aber entwickelt sich aus den örtlichen geologischen Verhältnissen. Härtere Gesteine führen zu Steilstufen, weichere zu Verflachungen, Gesimsen und Senken.

Sehr schön und deutlich tritt dieses Verhalten am S-Rand der Vilser Alpen hervor. Dem Bergzug Gimpel—Gehrenspitze südlich vorgelagert, bilden die Juragesteine der Allgäuer Decke ein sanft geformtes, reich begrüntes Gelände, das in schroffem Gegensatz zu den prall aufsteigenden Türmen der aus Triaskalk bestehenden Hochgipfel Gimpel—Köllenspitze—Gehrenspitze steht. Im einzelnen aber beleben innerhalb der Juragesteine kleine Felskuppen Wandstufen und Steilhänge das Bild. Die härteren hornsteinreicheren und kalkreicheren Gesteine treten hier hervor. Hierzu kommen noch kleinere, den Juraschichten der Allgäuer Decke aufsitzende Triasschollen der hangenden Lechtal-Decke. Auch innerhalb der Triasschichten machen sich Gesteinsunterschiede bemerkbar. Die weicheren Partnachschieben verursachen am S-Abfall von Köllenspitze—Gehrenspitze eine schöne Mulde mit Almen und Weiden. Die Mulde ist so deutlich herausgearbeitet, daß sie streckenweise als Talfurche den Muschelkalk-Bergkamm Kirchenspitze—Schneidspitze im S vom Wettersteinkalk-Bergkamm Köllenspitze—Gehrenspitze im N trennt. Selbst innerhalb der Partnachschieben zeigt sich selektive Formgebung. Die eingelagerten Kalklagen treten als kleine Wandstufen und Felsrippen heraus.

Der glazial entstandene und jüngere Formenschatz macht sich nur in einer örtlichen Verfeinerung des großen Bildes kenntlich, hier durch Anlagerung, dort durch Abschleifung.

Durch die Anlagerung von Schuttmassen sind Verflachungen, Leisten und Terrassen an den Talhängen entstanden, durch Ablagerungen in den alten Talsenken wurden mitunter alte Talläufe verlegt.

Auf derartige Talverlegungen wurde schon in älteren Arbeiten mehrfach hingewiesen (Klebensberg 7, Müller 14, Reiser 17). So hat die Vils die alte Talfurche des Tannheimer Tales, die zum Unterjoch führt, verlassen und sich nach N durchgebrochen (Reiser 17). Das alte Lechtal, das über das Ranzental nach Vils und Pfronten sich öffnete, ist vom Lech verlassen, dieser durchbricht jetzt bei Füssen den Falkensteinzug (Klebensberg 7).

Auf die aus der Talsohle des Lechtales aufragenden Felskuppen wurde schon früher hingewiesen; eine Erscheinung, die auf junge tektonische Bewegungen zurückzuführen ist (siehe S. 265).

Die niederen Berge zu beiden Seiten des Lechtales (Sattelberg, Ranz, Kitzberg u. a.) zeigen deutliche Rundung und Abschweifung durch das Eis.

Im kleinen führt Gletscherschliff besonders an Stellen, an denen härtere und weichere Gesteine wechsellagern (rhätische Kalke und Mergel) zur Ausbildung von Eisfurchenlandschaften, wie sie am N-Ufer des Haldensee und südlich Tannheim auftreten und breits von Ampferer (1) beschrieben wurden.

Reine Kalke, wie Wettersteinkalk und rhätischer Riffkalk, neigen oberflächlich zu Verkarstung. Neben der Auslaugung feinerer Rillen macht sich diese am Kitzberg, Greng und im Frauenwald stellenweise durch dolinenartige Einsenkungen kenntlich. Einzelne dieser Mulden sind von Seen oder von verlandeten Seen erfüllt (Frauensee bei Reutte; alter See am Greng, siehe Rothpletz 21). Den Wettersteinkalk am Greng durchziehen auch noch tiefere Klüfte. Sie gehen auf Auslaugung an tektonischen Klüften zurück.

## Quartär und Alluvium.

### Interglaziale Ablagerungen.

#### Alte Konglomerate.

Eindeutig interglaziale Ablagerungen sind in den Vilsener Alpen nur sehr spärlich. 1907 hat Ampferer (1) aus der Gegend von Reutte Konglomerate beschrieben, für die er interglaziales Alter nachweisen konnte. Sie sind am besten in der Umgebung des Urisee entwickelt.

Im unteren Reintal liegen bei 1100 *m* einige Schollen konglomerierter Schotter. Eine Scholle liegt knapp am Weg ins Reintal, wenig innerhalb des Weißen Kreuzes (1148 *m*), weitere Schollen stehen am Sabach gleich innerhalb des Steges (Weg Reintal—Frauensee) an. Die Konglomerate sind ziemlich gut verfestigt, die Gerölle nur teilweise gut gerollt. Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Raibler Schichten, durchwegs Gesteine, die im Reintal anstehen, bilden den Geröllbestand. Eine ortsfremde Komponente konnte nicht beobachtet werden. Schichtung ist nur andeutungsweise vorhanden, da eine durchgehende Siebung in grob und fein fehlt. Lediglich herrschen in einzelnen Lagen mehr kiesig-sandige Bestandteile vor, in anderen wieder gröbere. Die feinsten, schlammigen Bestandteile sind durchwegs ausgeschwemmt. Diese Konglomerate entsprechen ganz den von Ampferer (1) beschriebenen Vorkommen aus der Umgebung von Reutte. Ampferer schließt dort aus ihrer Lage auf eine interglaziale Talverschüttung von mindestens 230 *m* Mächtigkeit. Durch die Vorkommen im Reintal erhöht sich dieser Betrag auf rund 300 *m*.

#### Interglaziale Schotter.

Bei Rehbach liegen an der Vils Schotter, für die Ampferer (1) Über- und Unterlagerung durch Grundmoränen feststellen konnte und die demnach als interglazial erwiesen sind. Diese Schotter führen Gerölle von Buntsandstein, die nur von dem Buntsandsteinvorkommen an der W-Seite des Iseler (südlich Oberjoch) stammen können. Diese Hänge liegen aber heute nicht mehr im Einzugsbereich der Vils, sie entwässern vielmehr heute zur Osterach.

Bei Kappel und Schattwald liegen zu beiden Seiten der Vils mehrfach Schotterterrassen. Wenn auch eine Über- und Unterlagerung durch Grundmoränen fehlt, so macht es ihre Lage doch wahrscheinlich, daß sie zu den Schottern bei Rehbach gehören.

### Glaziale Ablagerungen.

#### Hocheiszeitliche Grundmoränen und Moränenschuttmassen in den Seitentälern.

Hocheiszeitliche Moränen treten in Form von meist gut durchgearbeiteten Grundmoränen auf. Sie wurden z. T. bereits in älteren Arbeiten eingehend beschrieben (Rothpletz 21, Ampferer 1, Klebelsberg 7, Reiser 17).

Bei Rehhach überlagert Grundmoräne geschichtete Schotter, in deren Liegenden abermals Grundmoräne auftritt (Ampferer 1), so daß hier ein eindeutig interglaziales Profil mit einer älteren (? Rib-) und einer jüngeren (Würm-) Eiszeit vorliegt.

Grundmoränenschutt mit gekritzten Geschieben liegt hauptsächlich an den Hängen der großen Talungen, doch treten oft auch tief in den Seitentälern Grundmoränenschuttmassen auf. Die Entscheidung, inwieweit diese noch hocheiszeitlich sind oder bereits Ablagerungen späterer Lokalgletscher, ist nicht immer befriedigend zu treffen. Solche Schuttmassen liegen im Wilden Bachtal (an der W-Seite des Einstein), im Kühbachtal und im Reintal.

Im Kühbachtal bedecken gegenüber der Vilser Alm bedeutende Schuttmassen die linken Talhänge. Sie sind stark lehmig und führen demzufolge zu Quellaustritten. Schichtung ist mitunter angedeutet. Die Geschiebe sind kantengerundet, gekritzte selten, aber dann sehr deutlich. Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Raibler Schichten setzen den Schutt zusammen. Oberflächlich bildet dieser Schutt eine schöne, talaus absteigende Terrasse. In der Isohypsenzeichnung der Karte kommt dieselbe viel zuwenig zum Ausdruck.

Außerhalb des Alpstrudel-Wasserfalles liegt am Weg Moränenschutt mit reichlich gekritzten Geschieben.

### Erratika.

Klebelsberg (7) hat für den Falkensteinzug nachgewiesen, daß derselbe zur Gänze vom Eis überflossen worden ist. Er nahm hier eine hocheiszeitliche Eishöhe von 1400 bis 1500 *m* an. Hiermit stimmt ein Fund von der gegenüberliegenden Seite des Vilstales schön überein. An der O-Seite des Vilser Kegel fand ich in 1460 *m* ein größeres Erratikum roten Liaskalkes. An der N-Seite des Vilser Kegel sind in tieferen Lagen Erratika verschiedener ortsfremder Gesteine bis an 1380 *m* ziemlich häufig.

Auf die Verbreitung zentralalpiner Erratika im Gehiete östlich des Lech und ihr Fehlen westlich desselben wurde in älteren Arbeiten schon wiederholt hingewiesen. Unter diesen Erratika sind Amphibolite und Gangquarze am häufigsten.

### Spätglaziale Bildungen.

Bei Pfronten treten sehr schön ausgebildete Schotterterrassen auf. Die Schotter sind deutlich geschichtet, feinere Sande und Schotter wechsellagern mit gröberem. Die Zusammensetzung ist durchaus kalkalpin (verschiedene Trias- und Juragesteine). Am Ausgang des Steinacher Achentales werden bis 20° gegen N und NO einfallende Schotter von waagrecht geschichteten überlagert. Diese Deltaschüttung wurde schon mehrfach beobachtet und beschrieben (Klebelsberg 7, Reiser 17) und als Einschüttung in einen

See gedeutet. Klebelsberg (7) nahm für diesen an, daß er bei einer Spiegelhöhe bei 870 *m* aus der Gegend von Pfronten bis in die Gegend von Reutte gereicht hat.

Im Grunde des unteren Vilstales sind an einigen Stellen zähe, blaugraue Tone erschlossen. Ein östlichster Aufschluß liegt nächst dem Vilser Hof. Rothpletz (21) beschrieb einen Aufschluß nächst des Länden-Hofes, Reiser (17) einen weiteren aus Pfronten (anlässlich eines Hausbaues erschlossen). Auch im Achentale außerhalb Fall steht links der Straße gleicher Ton an. Er führt hier vereinzelt Geschiebe, die noch undeutliche Schrammen zeigen. Nach oben wird er von einer Lehmschichte überlagert, die reich an gekritzten Geschieben ist. Die Tone wurden als randfernere Absätze in einen See gedeutet, die Schotter als randnahe. Nach den Verhältnissen bei Fall zu schließen, erstreckte sich dieser See im unteren Vilstal noch zu einer Zeit, da der rückschmelzende Gletscher noch in den Tälern lag. Bei einem leichten Vorstoß wurden (bei Fall) die Grundmoränen über den Ton abgesetzt.

An der Mündung des Kühbachtals bei Vils liegt auf der rechten Talseite nächst den Steinbrüchen des Zementwerkes ein Aufschluß in Schottern. Diese zeigen starke Kreuzschichtung und führen Zwischenlagen von Mehlsanden und Ton. Gleich daneben liegt gut bearbeitete Grundmoräne. Das gegenseitige Verhältnis zwischen Schottern und Moräne ist nicht erschlossen. Nach ihrer Lage dürften diese Schotter wohl gleiches Alter haben wie in der Schotterterrasse von Pfronten.

Bei Musau liegt am N-Fuß des Musauer Berges (Punkt 873) eine Schuttmasse. Sie bildet eine bald schmälere, bald breitere Schulter mit unruhiger Oberfläche. Große Blöcke von Hauptdolomit, die wohl vom Musauer Berg heruntergestürzte Bergsturzböcke sind, liegen auf ihr verstreut. Aufschlüsse, die die Schutzzusammensetzung zeigen würden, fehlen. Es dürfte hier wohl eine Schottermasse vorliegen. Moränenschutt, wofür vielleicht die unruhige Oberfläche sprechen würde, bedingt stets feuchte Bodenverhältnisse. Dieser Schuttabsatz ist aber vollkommen trocken, größtenteils von Buchenwald bestanden. Auch dieses Schuttvorkommen läßt sich ganz gut zusammen mit den Deltaschottern bei Vils zu den Schottern von Pfronten stellen.

### Moränenablagerungen örtlicher Gletscher.

Kleine, örtliche Gletscher konnten sich in den Vilser Alpen, wie die Verbreitung der Moränenablagerungen zeigt, nur im östlichen, höher aufragenden Teil entwickeln.

Der westlichste Berg mit kleinen Eigengletschern war der Einstein (1867 *m*). An seine N-Seite reicht Moränenschutt auf der Einstein-Alm bis gegen 1200 *m* hinunter. Zur Ernährung eines so tief reichenden Gletschers bedarf es einer damaligen Schneegrenzlage bei 1600 *m*.

An der SO-Seite des Einstein ziehen Blockwälle bei 1500 *m* entlang. Schon Reiser (17) hat sie beobachtet und für sie offen gelassen, ob sie nicht vielleicht auch hocheiszeitliche Uferwälle vorstellen. Als Firnhalden-Stirnwälle des Einstein würden sie eine Schneegrenzhöhe etwas unter 1700 *m* erfordern.

Am S-Fuß des Einstein (1867 *m*) liegen Blockschuttmassen bei Berg und Innerschwend (bei Tannheim). Sie reichen bis auf die Talsohle des Tannheimer Tales herab (1100 *m*). Unter Berücksichtigung des sonnigen, unge-

gliederten Nährgebietes ist für sie mit einer wenig über 1400 *m* gelegenen Schneegrenze zu rechnen.

Gleiche Lage hat eine große Moränenschuttmasse zwischen Schattwald (Punkt 1093) und Flegelmühle. Sie stammt aus dem Stuibental der S-Seite.

An der N-Seite des Aggenstein (1988 *m*) liegen mehrere Moränenwälle. Sie ziehen gegen den Plattenbach hinab. Bei 1400 *m* verlieren sich die tieferen. Höchste liegen bei 1600 *m*. Mit einer Schneegrenze bei 1700 *m* ist auch für die tiefreichenden das Auslangen zu finden.

Auf der Söben-Alm (Brentenjoch S) liegen mehrere Moränenwälle. Während die nördlichen wohl von Firnfeldern des Brentenjoches stammen, ist die Ableitung der südlich gelegenen nicht eindeutig. Nach ihrer Höhenlage (1500—1600 *m*) dürften auch sie auf eine Schneegrenze bei 1700 *m* zurückgehen. Entsprechend liegt auch auf der O-Seite des Vilser Jöchels (1723 *m*) bei 1640 *m* ein kleiner Stirnwall. Sein Einzugsgebiet ist in den Hängen gegen den Söbenspitz (1938 *m*) zu suchen. Die erforderliche Schneegrenze liegt bei 1700 *m*.

An der S-Seite des Lumberger Grates liegen bei 1660 *m* deutliche Stirnbögen. Bei dem wenig über 1800 *m* aufragenden Hintergelände liegt auch hier die Schneegrenze bei 1700 *m*.

An der N-Seite des Jochberges (1846 *m*) liegen kleine Stirnwälle bei 1740 *m*. Östlich des Schlagstein blickt südlich Punkt 1544 eine niedere Moränenschwelle aus jüngerem Schutt vor. Bei der geringen Höhe des Hintergeländes wird für diese Wälle eine Schneegrenze bei 1700 *m* erfordert.

Eine größere Moränenschuttmasse ohne deutliche Wallformen liegt auf der Hundsarsch-Alm. Sie reicht bis auf 1280 *m* hinab. Der abgelagernde Gletscher lag in der Mulde zwischen Vilser Kegel und Hundsarschberg. Die Schneegrenze ist bei 1700 *m* anzunehmen.

Eine kleine Gruppe schön ausgebildeter Moränen liegt im Hintergrund des Reintales. Östlich des Punktes 1943 liegt an der S-Seite des Jochberges ein kleiner Stirnwall bei 1620 *m*. Bei Punkt 1518 liegen drei Stirnwälle basteiartig übereinander. Unterhalb des Weges von der Otto Mayr-Hütte über das Schartl nach Grän und Tannheim liegen noch zwei linksseitige Uferwälle. Sie weisen auf ein Gletscherende bei 1400 *m*. Während für die Stirnbögen bei Berücksichtigung der günstigen Lage mit einer Schneegrenze bei 1850 *m* Auslangen zu finden ist, fordern die Uferwälle eine solche bei 1700 *m*.

Im Reintal liegt noch außerhalb der Musauer Alm (1267 *m*) Moränenschutt, der gegen den linken Berghang Wallformen zeigt. Sie leiten bis gegen 1200 *m* hinunter und sind die Ablagerung eines kleinen Talgletschers im Reintal. Die Schneegrenze ist etwas unter 1500 *m* zu suchen.

Nächst der Tannheimer Hütte liegt an der S-Seite des Gimpel (2176 *m*) bei 1740 *m* ein deutlicher Stirnwall. Seine Schneegrenze muß bei 1900 *m* gelegen haben.

Ein ganz entsprechender Wall liegt westlich des Gehrjoches in N-Auslage (1700 *m*). Er stammt von einem Gletscher an der N-Seite der Schneidspitze (2009 *m*) und erfordert ebenfalls eine Schneegrenze bei 1900 *m*.

Schließlich liegen noch in der Umgebung des Hahnenkamm mehrere Moränenwälle. Die tiefsten liegen zwischen 1600 und 1500 *m*. Da das Hintergelände von 1723 bis 1940 *m* (Hahnenkamm) aufragt, so sind die meisten Wälle mit einer Schneegrenze bei 1700 *m* zu erklären.

Ort des Vorkommens	Höhenlage der Wälle	Höhe des Hintergeländes	Geforderte Schneegrenze	
Berg } bei Tannheim.....	bei 1100 m	1867 m	1400 m	tiefste Gruppe
Innergschwend }	bei 1100 m	1518 m	1400 m	
Schattwald-Flegelmühle .....	bei 1080 m	aus dem Staubental (S-Seite)		mittlere Gruppe
Musauer Alm (1267 m) .....	1220 m	1900 bis 2100 m	1500 m	
Einstein-Alm .....	1200 m	1867 m	1600 m	
Einstein SW .....	1500 m	1867 m	1600 m	
Aggenstein N .....	1460 (-1600 m)	1988 m	1700 m	
Söbenalm .....	1500 bis 1650 m	—	1700 m	
Söbenjoch .....	1640 m	(1723 m)	1700 m	
Lumberger Grat S.....	1660 m	1816 m	1700 m	
Jochberg N .....	1740 m	1848 m	1750 m	
Schlagstein O .....	1550 m	1816 m	1700 m	
Hundsarsch-Alm.....	1280 m	1800 m	1600 bis 1700 m	
Jochberg S (hinteres Reintal).....	1620 m	1865 m	1750 m	
Uferwälle im hinteren Reintal .....	1400 m	1973 m	ober 1700 m	
Umgebung des Hahnenkamm .....	1600 m (-1500 m)	1723 bis 1940 m	1700 m	
Hinteres Reintal (Punkt 1518).....	1530 bis 1640 m	1973 m	1850 m	
Tannheimer Hütte.....	1740 m	2176 m	1900 m	
Gehrnjoch W .....	1700 m	2009 m	1900 m	höchste Gruppe

Wie aus der tabellarischen Zusammenstellung deutlich hervorgeht, reihen sich diese Moränenvorkommen leicht in drei Gruppen ein. Die tiefstgelegenen liegen bei Schattwald und Tannheim mit einer Schneegrenze bei 1400 m. Auch die Wälle bei der Musauer Alm dürften noch in diese Gruppe gehören.

Die große Mehrzahl der höhergelegenen Moränenwälle erfordert eine Schneegrenze um 1700 m. Nur am Einstein liegt sie noch etwas tiefer (1600 m).

Schließlich liegen noch im Hauptkamm Gimpel—Gehrnspitze Moränen, für die eine Schneegrenzlage zwischen 1850 und 1900 m zu suchen ist.

Nach den Verhältnissen in den Allgäuer Alpen ist die heutige Schneegrenze mit 2300 m anzunehmen. Sie liegt auch in den Vilser Alpen, deren höchste Erhebung, die Köllenspitze, 2240 m erreicht, sicher nicht tiefer. Es liegt demnach für die tiefste Gruppe die Schneegrenze 900 m unter der heutigen, für die mittlere Gruppe 600 m unter der heutigen und für die oberste Gruppe

400—450 m unter der heutigen. Diese Gliederung ordnet sich zwanglos den Verhältnissen anderer Gebiete ein. Die Wälle mit einer Schneegrenze 900 m unter der heutigen sind demnach zum Schlernstande zu zählen, die mit 600 unter der heutigen zum Gschnitzstande (Gschnitz I), während die höchste Wallgruppe (Schneegrenzerniedrigung 400—450 m) bereits gegen Daun hinaufführt und wahrscheinlich einem höheren Gschnitzstande (Gschnitz II) zuzuordnen ist.

### Bergstürze.

Bergsturzschnitt breitet sich überall am Fuß der Steilwände in Muschelkalk, Wettersteinkalk und Hauptdolomit aus. In größeren Massen liegt er stellenweise am N-Fuß der Kienberge. Am Tatznerriesköpfl (Zinken O) liegt wirres, grobes Blockwerk. Bergsturzschnitt ummantelt auch die Fußgehänge des Hauptdolomitmassivs des Einstein. Andere Vorkommen liegen an der O-Seite des Breitenberges oberhalb der Eisenbrechklamm und an der N-Seite des Roten Stein.

Die größte Bergsturzmasse liegt in der Roßschläg. Sie sperrt hier die ganze Talsohle des Lechtales. Die Entscheidung, von welcher Seite dieser Bergsturz niedergebrochen ist, ist nicht ganz eindeutig zu treffen. Auf der W-Seite liegt im Hohlkopf (Hahlakopf) stark zerstrümmerter Hauptdolomit auf Raibler Schichten. Hier ist zweifellos Schutt niedergebrochen. Andererseits zieht an der W-Seite des Säuling ein großer Bergsturz herunter. Vorherrschendes Gestein im Bergsturz der Roßschläg ist Hauptdolomit. Da am Säuling mehr Wettersteinkalk beteiligt ist, erscheint es wahrscheinlicher, daß der große Bergsturz vom Hohlkopf zu beziehen ist. In den Bergsturzschnitt von Roßschläg hat sich der Lech gegen 20 m tief eingeschnitten. Der Bergsturz ist demnach älter als die Erosion der Flußterrassen des Lech.

### Flußterrassen.

Der Lech und der Unterlauf der Vils werden von durchschnittlich 10 bis 20 m hohen Flußterrassen begleitet. Gelegentliche Aufschlüsse (bei Hinterbichl, Oberletzen und Vilser Hof) zeigen geschichtete Flußschotter und Kiese in Wechsellagerung mit Mehlsanden. Es handelt sich um ältere Ablagerungen des Lech, in die er sein heutiges, verwildertes, breites und von jungen Alluvionen erfülltes Bett eingeseigt hat.

### Sumpf- und Moorbildungen.

Sumpf- und Moorbildungen sind in den Vilser Alpen recht häufig. In den Talungen reichen sie oft über große Strecken (Oberjoch-Rehbach, Tannheimer Tal zwischen Schattwald und Grän, Musau). Kleiner, aber auch noch häufig treten sie an Verflachungen auf Berggrücken auf. Die großen Moore haben auch wirtschaftliche Bedeutung. Bei Krummbach, Rehbach und Musau werden sie in Torfstichen verwertet.

### Verzeichnis des wichtigsten Schrifttums.

1. Ampferer O., Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt in Wien 1907.
2. Ampferer O. und Hammer W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. der k. k. Geol. Reichsanstalt, 61. Bd., 1911, Wien 1911.

3. Ampferer O., Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verh. der Geol. Staatsanstalt, Wien 1921.
4. Ampferer O., Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt Lechtal. Geol. Bundesanstalt in Wien 1922.
5. Ampferer O., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Lechtal (5045). Geol. Bundesanstalt Wien 1924.
6. Boden K., Über Konglomerate und Breccien in den bayrischen Alpen. Z. der Deutschen Geol. Gesellschaft. Bd. 75, 1923, Berlin 1924.
7. Klebelsberg R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrande. Z. f. Glk., 7. Bd., 1912/13, Berlin 1913.
8. Klebelsberg R. v., Geologie von Tirol. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1935.
9. Kockel C. W. und Richter M., Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. Verh. der Geol. Bundesanstalt 1924, Wien 1925.
10. Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G., Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wissenschaftl. Veröff. des D. und Ö. Alpenvereins 10, Innsbruck 1930.
11. Kockel C. W. und Richter M., Deckengrenzen in den Vilser Alpen. Jb. der Geol. Bundesanstalt, 81. Bd., 1931, Wien 1931.
12. Kockel C. W., Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu — eine Deckenmulde. Geol. Rundschau, 26. Bd., Stuttgart 1935.
13. Kockel C. W., Schmidt-Thomé P. und Custodis A., Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. Neues Jb. f. Mineralogie usw., Beil.-Bd. 78, Abt. B, Stuttgart 1936.
14. Müller J., Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Ein Beitrag zur Frage der Übertiefung. Jb. der Preuß. Geol. Landesanstalt 1917, Bd. 38, Teil 1, Heft 1, Berlin 1918.
15. Neumayr M., Die Umgebung von Reutte in Tirol (Lechtal). Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt Wien, 1872.
16. Reis O. M., Cenomaner Brockenmarmor vom „Weißen Haus“ in Tirol. Verh. der Geol. Bundesanstalt, Wien 1931.
17. Reiser K. A., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognost. Jh., 33. Jg. 1920, München 1923; 35. Jg. 1922, München 1923; 37. Jg. 1924, München 1925.
18. Richter M., Beobachtungen am N-Rand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verh. der Geol. Bundesanstalt in Wien 1923.
19. Richter M., Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1924.
20. Richter M., Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. Jb. der Geol. Bundesanstalt, 64. Bd., 1924, Wien 1925.
21. Rothpletz A., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopodensystematik. Paläontographica, 33. Bd., Stuttgart 1886, 1887.
22. Schmidt-Thomé P., Geologie der Alpeurandzone zwischen Wertach und Pfronten im Allgäu. Inaugural-Diss. Wilhelm Postberg, Bottrop i. W. 1936.

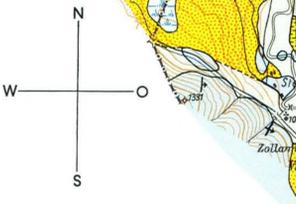
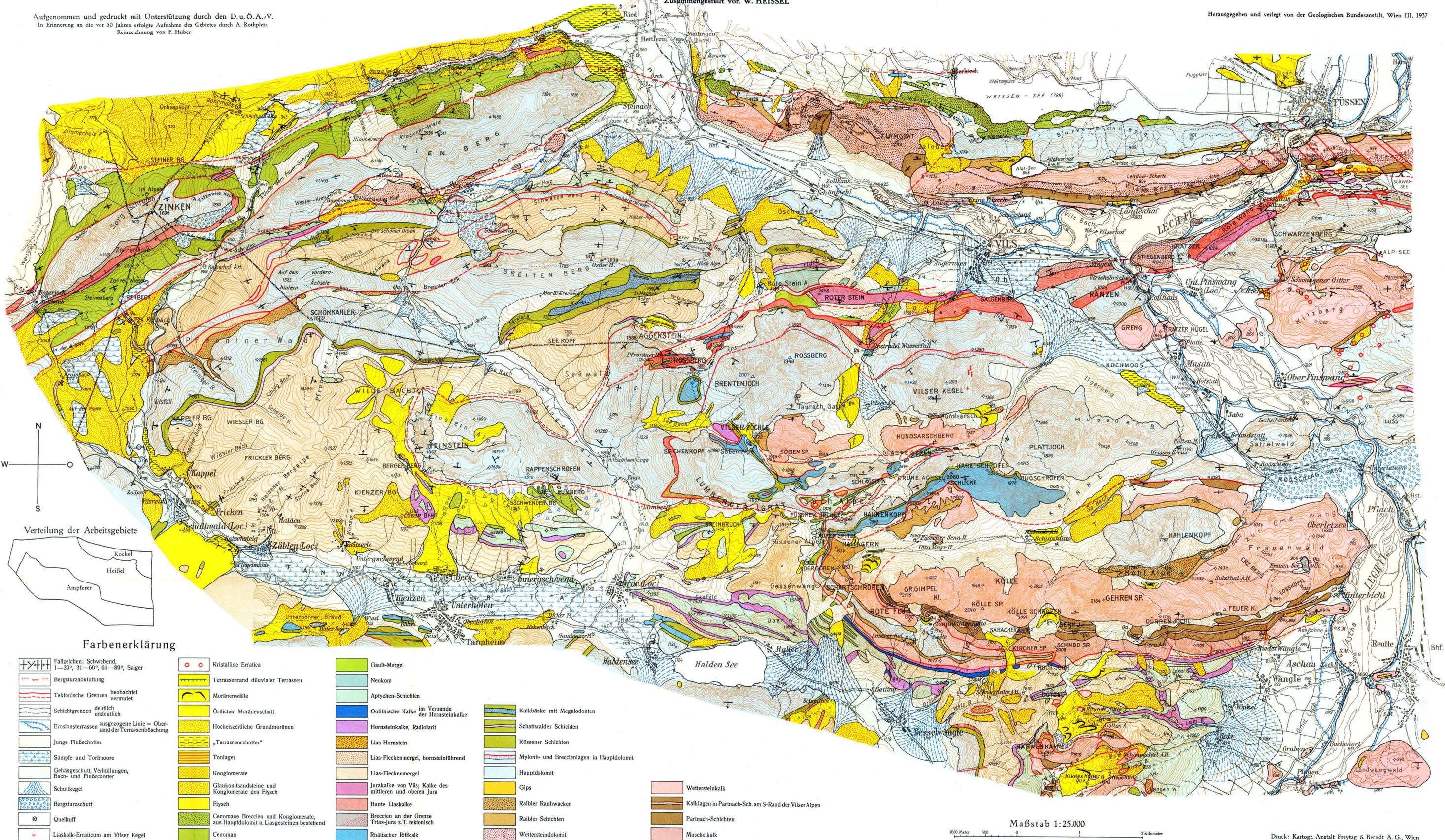
# GEOLOGISCHE KARTE DER VILSER ALPEN

Nach den Aufnahmen von O. AMPFFERER, W. HEISSEL und C. W. KOCKEL

Zusammengestellt von W. HEISSEL

Herausgegeben und verlegt von der Geologischen Bundesanstalt, Wien III, 1937

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Ö. A. - V.  
In Erinnerung an die vor 30 Jahren erfolgte Aufnahme des Gebietes durch A. Rothpletz  
Reinzeichnung von F. Huber



Verteilung der Arbeitsgebiete

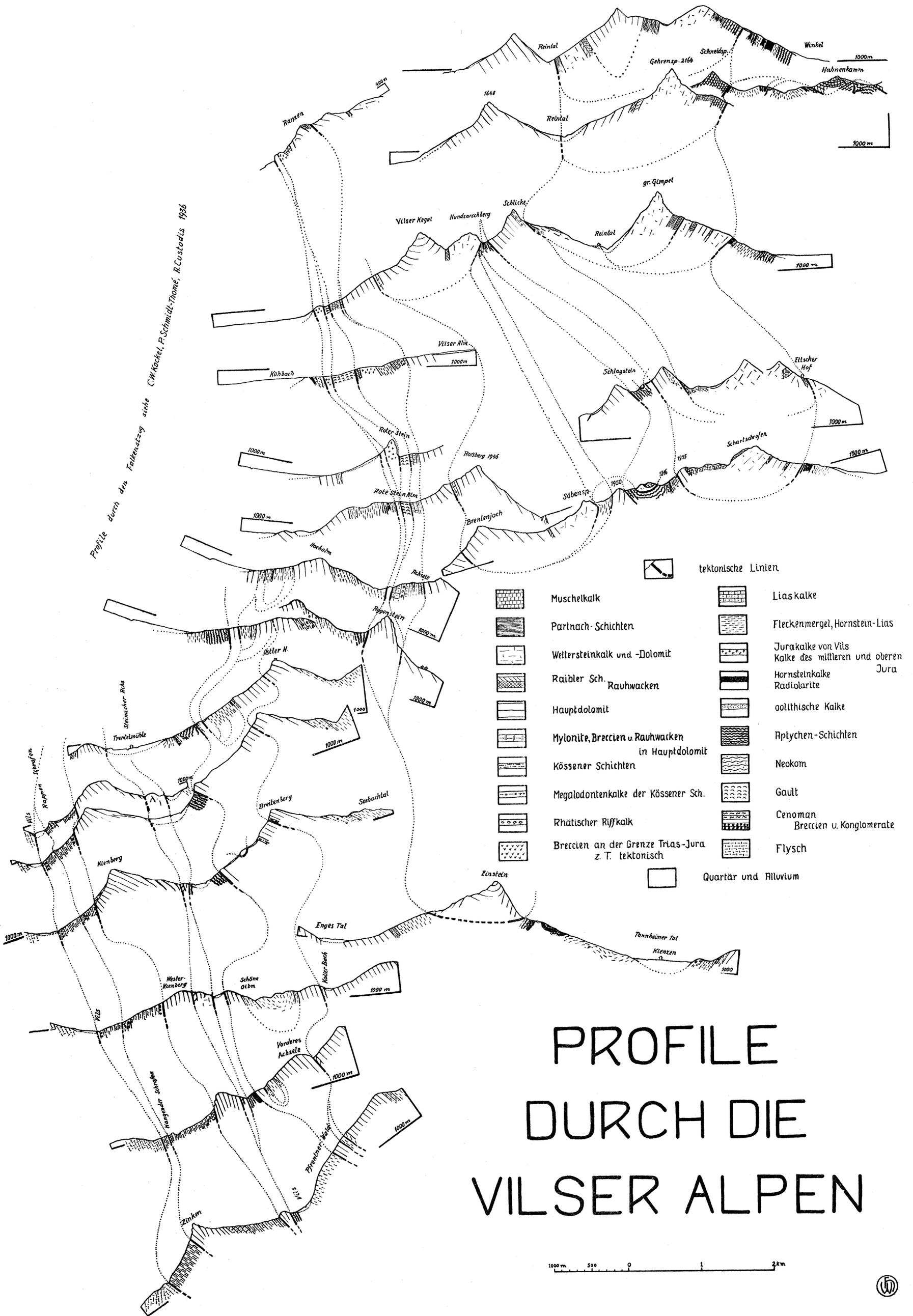


## Farbenerklärung

- |  |  |  |  |   |
|--|--|--|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Fallzeichen: Schwebend, 1-30°, 31-60°, 61-89°, Saiger</li> <li> Bergsturzabklüftung</li> <li> Tektonische Grenzen beobachtet, Tektonische Grenzen vermutet</li> <li> Schichtgrenzen deutlich, Schichtgrenzen undeutlich</li> <li> Erosionsterrassen ausgezogene Linie = Ober- rand der Terrassenböschung</li> <li> Junge Flußschotter</li> <li> Sumpfe und Torfmoore</li> <li> Gehängeschutt, Verhüllungen, Bach- und Flußschotter</li> <li> Schuttkegel</li> <li> Bergsturzschutt</li> <li> Quelltuff</li> <li> Liaskalk-Era-Erraticum am Vilsener Kegel</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Kristalline Erratica</li> <li> Terrassenrand diluvialer Terrassen</li> <li> Moränenwälle</li> <li> Örtlicher Moränenschutt</li> <li> Hocheiszeitliche Grundmoränen</li> <li> „Terrassenschotter“</li> <li> Tonlager</li> <li> Konglomerate</li> <li> Glaukonit sandsteine und Konglomerate des Flysch</li> <li> Flysch</li> <li> Cenomane Breccien und Konglomerate, aus Hauptdolomit u. Liasegesteinen bestehend</li> <li> Cenoman</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Gault-Mergel</li> <li> Neocom</li> <li> Aptychen-Schichten</li> <li> Oolithische Kalke der Hornsteinkalke</li> <li> Hornsteinkalke, Radiolarit</li> <li> Lias-Hornstein</li> <li> Lias-Fleckmergel, hornsteinführend</li> <li> Lias-Fleckmergel</li> <li> Jurakalke von Vils; Kalke des mittleren und oberen Jura</li> <li> Bunte Liaskalke</li> <li> Breccien an der Grenze Trias-Jura z. T. tektonisch</li> <li> Rhätischer Riffkalke</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Kalkbänke mit Megalodonten</li> <li> Schattwalder Schichten</li> <li> Kössener Schichten</li> <li> Mylonit- und Breccienlagen in Hauptdolomit</li> <li> Hauptdolomit</li> <li> Gips</li> <li> Raibler Rauhwacken</li> <li> Raibler Schichten</li> <li> Wettersteindolomit</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Wettersteinkalke</li> <li> Kalklagen in Partnach-Sch. am S-Rand der Vilsener Alpen</li> <li> Partnach-Schichten</li> <li> Muschelkalke</li> </ul> |
|--|--|--|--|---|

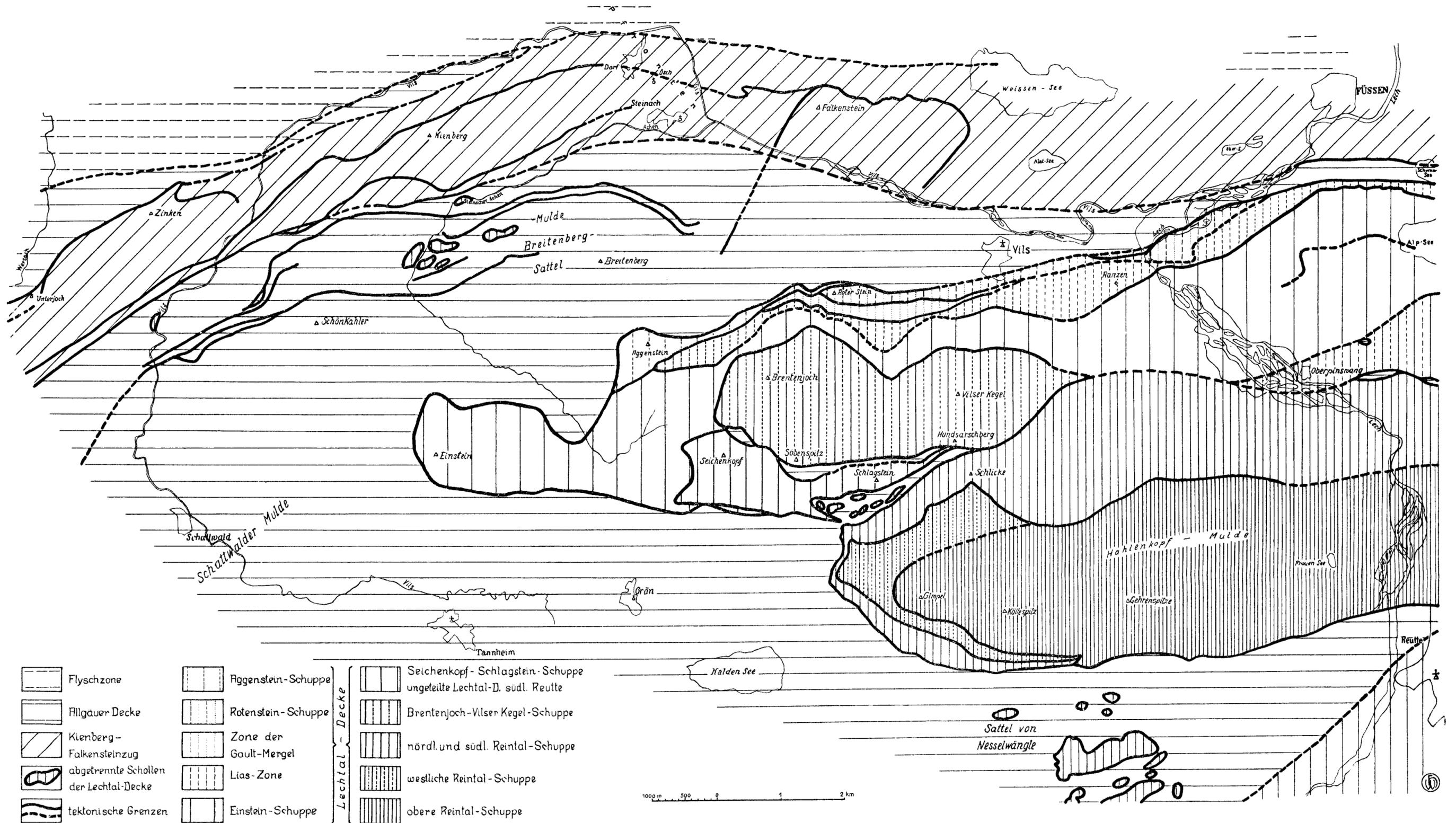
Maßstab 1:25.000  
1000 Meter 500 0 2 Kilometer

Druck: Kartogr. Anstalt Freytag & Berndt A. G., Wien



# PROFILE DURCH DIE VILSER ALPEN

# TEKTONISCHE ÜBERSICHT DER VILSENER ALPEN.





# Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons.

Von Otto Ampferer.

Mit 37 Zeichnungen.

Für die moderne Auffassung des Baues des Westendes des Rätikons waren vor allem die Arbeiten von Daniel Trümpy in den Jahren 1912—1916 entscheidend. Er hat nicht nur die Stratigraphie vertieft und bereichert, sondern auch den Bau des Gebirges mit einer schönen Karte und prächtig lebendigen Profilen erläutert. Für den nördlichen Abschnitt kommt dann anschließend an das Aufnahmefeld von D. Trümpy die Arbeit von Christian Schumacher in Betracht, welche in den Jahren 1928—1929 entstanden ist.

Sie besitzt nicht den Tatsachen- und Erkenntniswert der Arbeit von D. Trümpy und mußte an vielen Stellen berichtigt werden.

Die Feldaufnahmen, die der folgenden Arbeit zugrunde liegen, verteilen sich auf die Jahre 1935—1937 und sollen in erster Linie zur Herausgabe von Blatt „Bludenz—Vaduz 1 : 75.000“ verwendet werden.

Diese Herausgabe ist eine wertvolle Ergänzung des östlich anschließenden Blattes „Stuben“, das im Herbst dieses Jahres erscheinen wird.

Das Westende des Rätikons ist zugleich das Westende des langen Zuges der nördlichen Kalkalpen, die hier hoch über dem Rheintal in ihrer vollen Schichtstärke abbrechen und weiter im W keine ebenbürtige Fortsetzung mehr besitzen.

Zugleich hebt sich die Basis der Kalkalpen ganz beträchtlich in die Höhe und es tritt darunter ein Sockel aus Flysch-, Sulzfluh- und Falknisgesteinen hervor.

Dieser Sockelbau enthüllt eine Menge von Geheimnissen, die weiter östlich tief unter den schweren Decken der Kalkalpen verborgen liegen. Die Deckenlehre hat sich schon seit langer Zeit dieser tiefen Offenbarungen des Untergrundes für die Konstruktion ihrer gewaltigen Überfaltungen bemächtigt.

In seiner Arbeit über den westlichen Rätikon (Bern, 1916) hat dann D. Trümpy jene Formel der Überfaltungen gefunden, die auch heute noch für die Deckenlehre hier maßgebend geblieben ist. Diese Formel ist von einer außerordentlichen Kompliziertheit und versucht, alle erkennbaren Verfaltungen und Verschiebungen auf Rechnung einer gewaltigen von S gegen N gerichteten Überfaltung zu stellen.

Es ist heute wohl kein Zweifel mehr, daß eine solche Formel weit mehr verspricht, als sie halten kann. Eine langjährige Aufnahmearbeit durch die Nordalpen vom Wiener Schneeberg bis zum Durchbruch des Rheins hat mich mit so vielen großen und kleinen Bewegungsformen einer von O gegen W gerichteten Massenbewegung vertraut gemacht, daß es dankbar erschien,

die Kraft dieser Erklärung auch an den Problemen des Westendes des Rätikons zu erproben. Man darf dabei nicht vergessen, daß die Grundanlage des Gebirges in den ganzen Nordalpen auf einer von S gegen N gerichteten Massenbewegung beruht, daß aber damit die Anzeichen einer wesentlich jüngeren im Streichen ausgeführten Verschiebung nicht vereinbar sind.

Nimmt man beide Bewegungsfluten in dieselbe Richtung auf, so erhält man unverständliche und verwirrungsvolle Bilder.

Zudem ist auch das Bewegungsausmaß sowie der Erhaltungszustand beider Formenreihen ein sehr verschiedener.

Die Unterscheidung zwischen der Annahme einer einheitlichen, alles umfassenden gebirgsschöpferischen S→N Bewegung oder der Annahme einer ersten S→N Bewegung mit einer nachfolgenden zweiten O→W Bewegung ist eine tektonische Angelegenheit ersten Ranges.

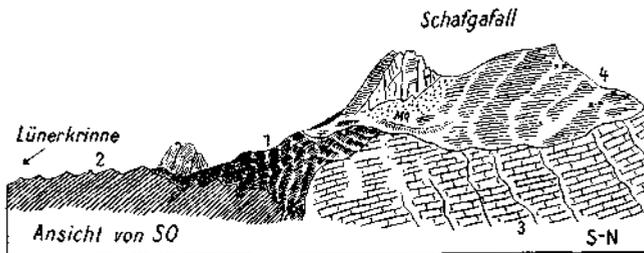


Fig. 1.

- 1 = Haufwerke von Buntsandstein — rotem Schiefer — gelben Rauhwaacken
- ×× = oberste Spuren von 1
- 2 = Gipslager der Raibler Sch.
- 3 = Hauptdolomit
- 4 = Plateau in Hauptdolomitreccie eingeschnitten

Diese Haufwerke 1 sind Reste der von O her aus dem Rellstal vorgedrungenen Reliefüberschiebung, welche auch das Plateau des Schafgafalls überwältigt hat

Die westalpinen Geologen haben natürlich die Anzeichen einer O→W gerichteten Bewegung auch nicht übersehen, aber ihre Bedeutung allzu gering bewertet.

Man kann diese große und selbständige Bewegungsflut nicht mit dem Schlagwort „Axialgefälle“ abtun. Dieses Schlagwort enthält zudem keine Erklärung, sondern nur die Angabe des Achseneinfallens, was nur einen Bruchteil der Bewegungsanzeichen umfaßt.

In der folgenden Arbeit möchte ich nun an der Hand der beiliegenden Profile und Ansichten eine Reihe von Bewegungsformen vorführen, für die eine letzte und entscheidende Ausbildung durch einen Schub von O→W oder von SO→NW wohl unmittelbar erkennbar ist.

Ich habe in meinen früheren Arbeiten über den Rätikon in unseren Jahrbüchern schon mehrfach solche Formen beschrieben, auf die ich hier ohne Wiederholung nur verweise.

Zur Verbindung mit dieser Formenwelt füge ich hier als erstes Bild (Fig. 1) eine Ansicht der Ostseite des Schafgafalls beim Lünersee ein. Diese Ansicht führt einen sehr merkwürdigen Befund dem Leser vor, der die Wirksamkeit

und Jugendlichkeit der „Reliefüberschiebung“ im Rellstal zur Anschauung bringt.

Durch den Vorstoß der Reliefüberschiebung wurden große Massen von Buntsandstein und gelben Rauhwacken über die weit jüngeren Gipslager der Raibler Sch. im Gebiet der Lüner Alpe und Lünerkrinne von O her aufgeschoben.

Ich habe diese Aufschiebung am Schafgafall bereits im Jahre 1934 erkannt, ohne aber alle Einzelheiten zu umfassen.

Die Erkenntnis, daß die Reste dieser Aufschiebung sogar noch auf die hohe Verebnungsfläche des Schafgafalls emporreichen, wurde erst im Jahre 1935 erworben.

Die Schafgafall Sp. hesteht zur Hauptsache aus steil aufgerichtem, ja sogar etwas gegen N zu überkipptem Hauptdolomit, dessen westliche Fortsetzung dann die steile Sperrmauer des Lünersees bildet.

An der Grenze gegen die liegenden Raibler Sch. stellt sich hier eine mächtige sedimentäre Breccie ein, welche aus eckigen Brocken von dunkel- und hellgrauem Dolomit besteht und mit Dolomitement fest und dicht verbunden ist. Diese Bindung ist so gut, daß die Breccie nicht nur in großen Blöcken bricht, sondern auch den Absturz aushält.

Steigt man von der Lünerkrinne über die mächtigen, weißen, stark gewalzten Gipsschichten gegen den Vorbau des Schafgafalls heran, so ist man erstaunt, hier in den Gipstrichtern auch gelbe Rauhwacken, roten Buntsandstein und dunklen Muschelkalk anzutreffen.

Diese Gesteine der Altrias lassen sich aber noch weiter auf die Schulter des Schafgafalls in größeren Haufwerken bis etwa 2350 m empor verfolgen.

Quert man nun von der Südseite auf das Plateau an der Ostseite hinaus, das sich in flacher Neigung bis zum Gipfel (2596 m) erhebt, so kann man mit einiger Aufmerksamkeit immer wieder Stücke und kleine Haufen von Buntsandstein und Rauhwacke zwischen dem Schutt der anstehenden Hauptdolomitreccie entdecken.

Man könnte nun daran denken, diese Aussaat von Buntsandstein als erratisches Gut der letzten Großvergletscherung zu deuten.

Angesichts der Höhenlage der obersten Fundstücke bei zirka 2400 m erscheint jedoch diese Deutung ausgeschlossen.

Wenn nun aber die von O her aufgeschobene Masse von Altrias bis zum Gipfel des Schafgafalls emporreichte, so zeigt uns dies eine mächtige Eindeckung einer hohen Verebnungsfläche mit den Gesteinen einer Reliefschubmasse an. Das heißt mit anderen Worten, das Relief des Schafgafalls bestand schon, als diese mächtige Einschiebung vor sich gegangen ist.

Wie Fig. 1 zeigt, trägt der Gipfel des Schafgafalls an seiner Ostseite eine prächtig ausgebildete alte Landfläche, auf welcher die Reste der beschriebenen Schubmasse lagern.

Wir gelangen so zur Einsicht, daß diese alte Landoberfläche, die zwischen 2200—2500 m erhalten geblieben ist, bereits vor der großen Aufschiebung bestand.

Nun ist das Alter dieser Oberfläche wahrscheinlich ein jungtertiäres.

Diese Oberfläche am Schafgafall hat sich hier bis heute wohl nur unter dem Deckmantel des aufgeschobenen Buntsandsteins erhalten, der sie wirksam gegen die Abtragung beschützt hat.

Heute ist dieser Mantel zerstört und die freigelegte Oberfläche steht der Zerstörung offen.

Wir haben also an der Altfläche des Schafgafalls einen Zeitmesser für den Einschub der Reliefschubmasse des Rellstales, den uns ein günstiger Zufall gerade noch erhalten hat.

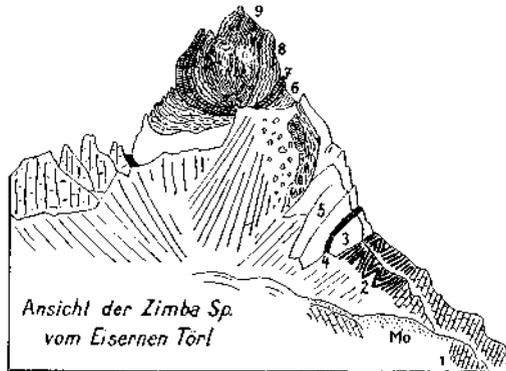


Fig. 2.

- |                                       |                              |
|---------------------------------------|------------------------------|
| 1 = Hauptdolomit                      | 6 = Fleckenmergel            |
| 2 = Kössener Sch.                     | 7 = Hornsteinkalke           |
| 3 = Oberrätischer Kalk — untere Stufe | 8 = Aptychenkalke            |
| 4 = Kössener Sch.                     | 9 = Lechtaler Kreideschiefer |
| 5 = Oberrätischer Kalk — obere Stufe  | Mo = Blockmoränen            |

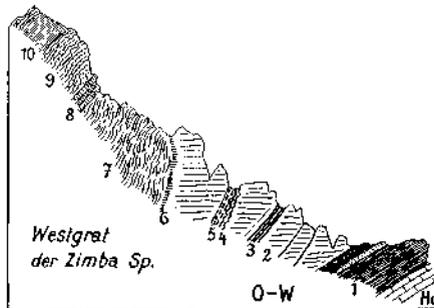


Fig. 3.

- |  |                                   |
|--|-----------------------------------|
| 1 = Kössener Sch. — schwarze dünn-schiefrige Mergel mit gelben Knollen | 5 = ölgrüne Mergel                |
| 2 = Oberrätischer Kalk   | 6 = rote Liaskalke                |
| 3 = schwarze Mergel  | 7 = Fleckenmergel mit Hornsteinen |
| 4 = kupferrote Knollenmergel reich an <i>Avicula contorta</i>          | 8 = grüne—rote Hornsteinkalke     |
|  | 9 = Aptychenkalke                 |
|  | 10 = Lechtaler Kreideschiefer     |

Ein wunderbares Beispiel für die Bedeutung des S→N Schubes bietet die Ansicht der Zimba Sp. von O her (Fig. 2).

Es ist der schönstgeformte Gipfel weit und breit, der durch den lebhaften Wechsel seiner reichen Schichtfolge noch besondere Eindrücke bewirkt.

Die S→N Bewegung hat dieses trotz aller Buntheit einheitliche Bergwunder geschaffen.

Aber auch hier fehlt der jüngere Eingriff des O→W Schubes durchaus nicht. Dieser Einfluß tritt besonders am Westgrat der Zimba (Fig. 3) beherrschend hervor, wo die klar ausgebildete Schichtfolge im oberen Teile sehr steil aufgerichtet erscheint.

Auch aus dem Gebiet der Tilisuna Hütte möchte ich noch Beispiele des klaren O→W Schubes zur Vorlage bringen.

Da ist zunächst die prachtvolle Falte im Flysch des Verspalen Kammes (Fig. 4) zu erwähnen, die kräftig gegen W zu übertrieben ist.

An diesem Bilde ist aber weiter zu erkennen, daß die Verrukano-Buntsandstein-Hülle des Granits des Bilkengrates von der Vorschubung des Flysches oben fast ganz abgeschert wurde. Auch die unter dem Granit anstehende Jura-Kreide-Mulde ist deutlich gegen W zu überschlagen. Weiter südlich bietet der großartige Hochbau der Sulzfluh (Fig. 5) wieder klare Anzeichen der Einschaltung von Couches rouges längs ostwestlicher Schubbahnen.

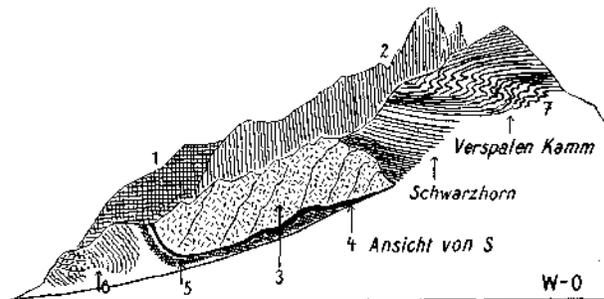


Fig. 4.

- |                             |                                 |
|-----------------------------|---------------------------------|
| 1 = Serpentin               | 5 = Hauptdolomit                |
| 2 = Diorit-Amphibolit       | 6 = Fleckenmergel mit Gosaukern |
| 3 = Granit                  | 7 = Flysch                      |
| 4 = Verrukano-Buntsandstein |                                 |

Aber auch der Kontakt des Sulzfluhkalkes mit dem Flysch des Verspalen Kammes (Fig. 6) zeigt eine Konstruktion, die mit einem Vorschub von O→W leichter vereinbar ist als mit einem solchen von S→N, wie dies schon vor langem W. v. Seidlitz angenommen hatte. Fig. 6 bietet dabei einen guten Einblick in jene eigenartigen, schmalen tektonischen Fugen, die im Rätikon vielfach die größeren Bewegungskörper voneinander scheiden. Das Auffallende daran sind die relativ dünnen Gesteinsblätter, ihre bunte Zusammensetzung und ihr lebhafter Wechsel.

Die hier abgebildete Kontaktstelle ist eine der schönsten und best aufgeschlossenen des ganzen Gebietes. Wir finden als Komponenten: grünen Granit, Untertrias, Obertrias, Jura, Kreidebreccien. Alles ist wie Spielkarten miteinander verschuppt.

Die Fläche, auf welche diese steinernen Spielkarten aufgeschoben liegen, ist eine ziemlich glatte, breit gewölbte Oberfläche von Sulzfluhkalk. Wie eine genauere Begehung lehrt, ist diese Fläche auch unmittelbar unter der schützenden Auflagerung keine geschrammte oder polierte Schubbahn, sondern bei einer Glättung im Großen, doch im Kleinen höckerig und rau. Man hat auch hier den Eindruck, daß der letzte Vorschub der tektonischen Spielkarten über eine alte Landfläche vor sich gegangen ist. In dieser Meinung wird man

noch bestärkt, wenn man sieht, wie die Unterlagerungsfläche der Schuppenzone mit derselben gleichen Neigung in die heutige Oberfläche des Sulzfluh Plateaus übergeht.

Was nun aber die Bildung der Schuppungszone selbst betrifft, so ist zunächst klar, daß hier durch den einfachen Anschub der Flyschmasse des Verspalen Kammes gegen das Relief der Sulzfluh unmöglich diese Mischung und Auswalzung der dünnen Gesteinsblätter entstehen konnte. Es kann sich dabei also wohl nur um eine neuerliche Verschiebung einer bereits fertig ausgebauten Mischungszone handeln.

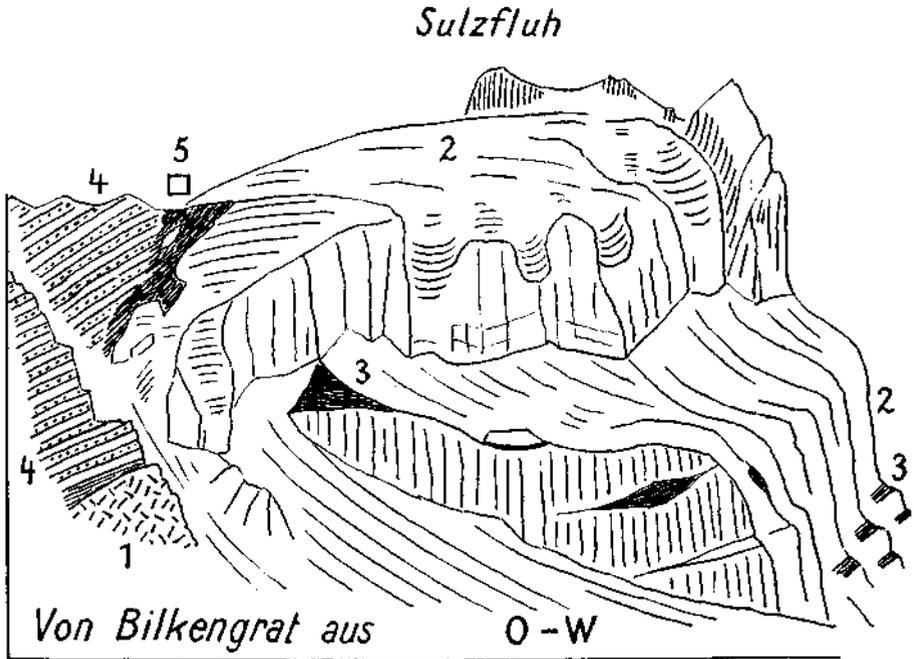


Fig. 5.

- |                           |  |
|---------------------------|--|
| 1 = Granit                | 4 = Flysch                             |
| 2 = Sulzfluhkalk — Tithon | 5□ = Mischungs- und Verschuppungszone, |
| 3 = Conches rouges        | die in Fig. 6 vergrößert erscheint     |

Zur Herstellung einer derartigen Mischungszone ist die Verschiebung längs einer größeren Wegstrecke unter entsprechender Belastung und Reibung unerlässlich.

Dabei dürften Teile der Schuppen durch Abreißen und Mitschleppen sowohl aus der Schubmasse wie auch aus ihrem Untergrunde stammen. Eine Aufbereitung zu so schmalen Gesteinsbrettern ist nur bei einem flachen Überinandergleiten möglich. Dafür käme in erster Linie doch die Bewegung von S→N in Betracht, die ja auch quer zum Streichen der Gesteinszonen erfolgte und so viel mehr Gelegenheit zur Gewinnung und Vermischung verschiedener Gesteinsarten hatte.

Wir haben also auch hier die Anzeichen einer mächtigen älteren Gebirgsverschiebung mit Erzeugung typischer Schuppungsstrukturen, welche letztere

später von der O→W Bewegung neuerdings ergriffen und steil zusammengepreßt wurden.

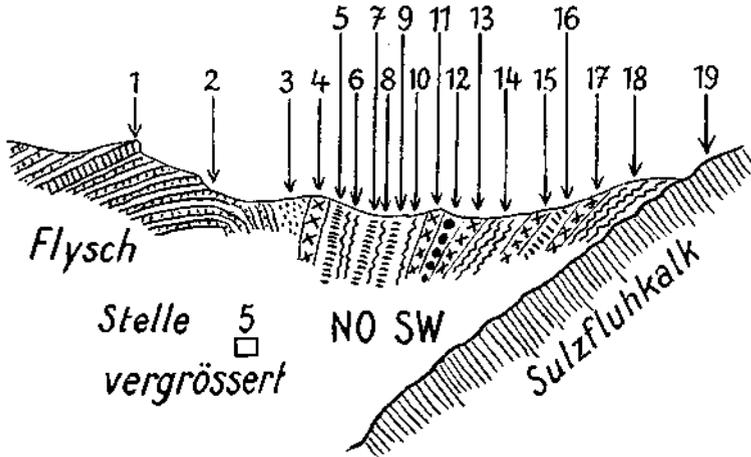


Fig. 6.

- |                                |  |
|--------------------------------|--|
| 1 = Ölquarzit                  | 11 = Rauhwanke                             |
| 2 = Flyschschiefer             | 12 = grüner Granit                         |
| 3 = bunte Flyschbreccie        | 13 = Rauhwanke                             |
| 4 = gelbe Rauhwanke            | 14 = Aptychenkalk                          |
| 5 = Muschelkalk                | 15 = Rauhwanke                             |
| 6 = Radiolarit — Aptychenkalk  | 16 = Triasdolomit                          |
| 7 = grauer Triaskalk           | 18 = Rauhwanke                             |
| 8 = Radiolarit — Aptychenkalk  | 18 = Radiolarit — Aptychenkalk             |
| 9 = Triaskalk                  | 19 = alte Oberfläche des Sulzfluh Plateaus |
| 10 = Radiolarit — Aptychenkalk |  |

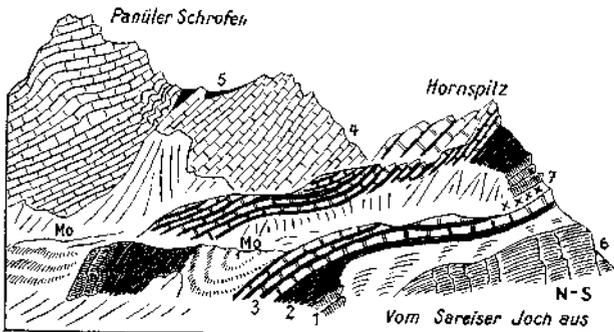


Fig. 7.

- |                   |                      |
|-------------------|----------------------|
| 1 = Muschelkalk   | 5 = Kössener Sch.    |
| 2 = Partnach Sch. | 6 = Kreide Schichten |
| 3 = Arlberg Sch.  | 7 = Arosazone        |
| 4 = Hauptdolomit  | Mo = Blockmoränen    |

Einen großartigen Ausdruck gewinnt die Wirksamkeit der beiden Bewegungsrichtungen am Westabbruch des Seesaplana Massivs, den die Ansicht Fig. 7 wiedergibt.

Hier ist die Gewalt des S→N Schubes ungemein kräftig in Verbiegungen und Verschuppungen abgebildet, während die Wirkung des O→W Schubes in der machtvollen Schichtwiederholung sich ausspricht.

Der Kamm zwischen Gamperdona- und Sarnatal ist ebenfalls mit solchen doppelgesichtigen Bauwerken ausgestattet.

Fig. 8 führt eine recht merkwürdige Form vom Osthang des Sareiser Joches gegen das Gamperdona Tal in Profilsansicht vor. Dieses Profil verläuft in der Richtung von S→N ungefähr parallel mit dem Kamm des Sareiser Joches.

Infolgedessen kommt in diesem Bilde vor allem die ältere S→N Struktur zum Ausdruck. Wir haben ein Grundgebirge aus Arlberg Sch.—Raibler Sch.—Hauptdolomit, das zu einer großen ostwestlich streichenden Faltenzone gehört.

Am Gamsengrat ist der Hauptdolomit machtvoll gegen N überkippt. Diese Überkipfung ist nicht nur an der West-, sondern auch an der Ostseite des

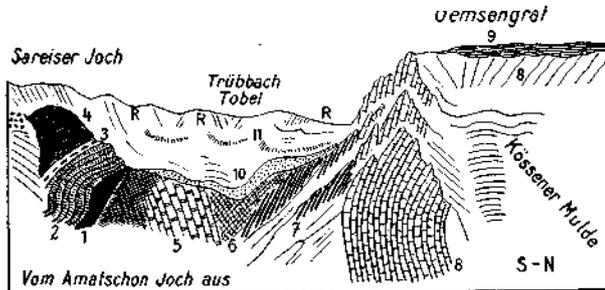


Fig. 8.

- |                           |                           |
|---------------------------|---------------------------|
| 1 = roter Buntsandstein   | 7 = Gips der Raibler Sch. |
| 2 = Muschelkalk           | 8 = Hauptdolomit          |
| 3 = Lage von Pietra verde | 9 = Einebnungsfläche      |
| 4 = Partnach Sch.         | 10 = Würm Grundmoräne     |
| 5 = Arlberg Sch.          | 11 = Blockmoränen         |
| 6 = Mylonit               | R = Raibler Sch.          |

Gamperdona Tales entwickelt, wo sie z. B. den großräumigen Aufbau des Fundelkopfes beherrscht. Der Kern dieser Mulde liegt nordwärts von Gamsengrat—Fundelkopf und besteht aus einem längeren Zug von fossilreichen Kössener Sch.

Auf den Arlberg Sch. an der Ostseite des Sareiser Joches liegt nun mit scharfer Schubfläche eine Scholle von Altrias (Buntsandstein-Muschelkalk mit Pietra verde und Partnach Sch.).

Der Buntsandstein wird von der basalen Schubfläche glatt abgeschert.

Diese Scholle von Altrias sitzt völlig isoliert auf dem viel jüngeren Grundgebirge. Betrachtet man nun den zu diesem S—N Schnitt senkrechten O—W Schnitt (Fig. 9), so tritt die freie Auflagerung der Altrias nur um so klarer ins Bild.

Das Sareiser Joch selbst ist in Arlberg Sch. eingeschnitten, die in der Jochhöhe noch von den Gipsen der Raibler Sch. überlagert werden.

Westwärts gegen Malbun zu werden die Arlberg Sch. regelrecht von Partnach Sch. und Muschelkalk unterteuft.

Am Abhange gegen das Gamperdona Tal legt sich nun, wie Fig. 9 ausführt, unsere Scholle von Alttrias schroff auf die Gipse der Raibler Sch. Die Isolierung der Scholle ist daher allseitig vollzogen.

Wenn man aber weiter nach S zu vordringt, so begegnet man weiteren Schollen, welche im wesentlichen denselben Bau und Inhalt besitzen.

Sie liegen alle entweder auf Raibler Sch. oder auf Arlberg Sch.

Wir haben hier gegenüber dem nördlicheren Gebiet eine tief eingeschnittene Schichtlücke, in welcher der ganze mächtige Hauptdolomit und die Kössener Seb. fehlen.

In diese offenbar von der Erosion geschaffene Lücke sind nun in einer Breite von etwa 3 km von O her eine Reihe von Schubmassen hereingeschoben worden.

Es handelt sich daher um klare Reliefüberschiebungen, nachdem die Annahme, daß die hier fehlenden Schichtglieder etwa ahgeschert wurden, ange-

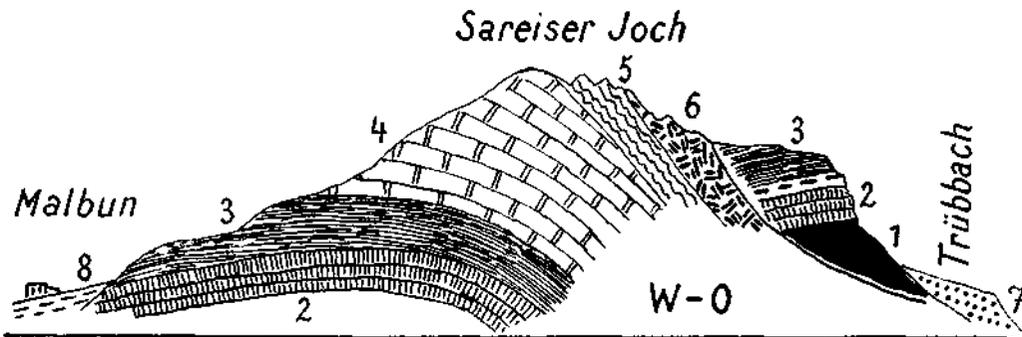


Fig. 9.

- |                   |                 |                    |
|-------------------|-----------------|--------------------|
| 1 = Buntsandstein | 5 = Gipslager   | } der Raibler Sch. |
| 2 = Muschelkalk   | 6 = Rauhwaeken  |                    |
| 3 = Partnach Sch. | 7 = Grundmoräne |                    |
| 4 = Arlberg Sch.  | 8 = Murschutt   |                    |

sichts der Größe der Schichtlücke und der Kleinheit der eingeschobenen Schollen ganz hinfällig ist.

Die Lücke, in welche diese Alttrias Schollen an der Westseite des Gamperdona Tales hineingeschoben wurden, ist auch morphologisch von hohem Interesse.

Wie die schematische Zeichnung (Fig. 10) darlegt, sind am südlichen und nördlichen Ende dieser Lücke gerade zwei ausgezeichnet gut erhaltene Stücke von nahe gleich hohen Altflächen einerseits am Schafälpler, andererseits am Gensengrat erhalten geblieben.

Die Lücke ist also offenbar in diese alte Verebnungsfläche, die sich aus der Verbindung der zwei Randstücke ergibt, eingeschnitten und die Aufschiebung ist erst in diese jüngere Lückenbildung hinein erfolgt. Die eingeschobenen Schollen bestehen südlich des Sareiser Jochs nur mehr aus Muschelkalk und sehr mächtig entwickelten Partnach Sch.

Es sind dies die Schollen an der Follenwand, am Gorvion und am Südgrat des Schafälplers. Es ist wahrscheinlic, daß dieselben ursprünglich zusammenhängen und erst durch die Erosion getrennt wurden.

Besonders lehrreich ist das Auftreten dieser Schollen an der Südseite des Schafälplers.

Fig. 11 bringt einen Profilschnitt vom Gipfel des Schafälplers in südlicher Richtung bis zum Pfälzer Haus am Bettler Joche. Senkrecht dazu ist der Schnitt von Fig. 12 angeordnet. Beide Schnitte zusammen vermögen die Raumlage unserer Scholle festzuhalten. Der Gipfelbau des Schafälplers selbst besteht, wie schon D. Trümpy erkannte, aus Arlberg Sch., die gegen N zu einer Mulde zusammengeklappt sind, in deren Kern noch Raibler Sch.

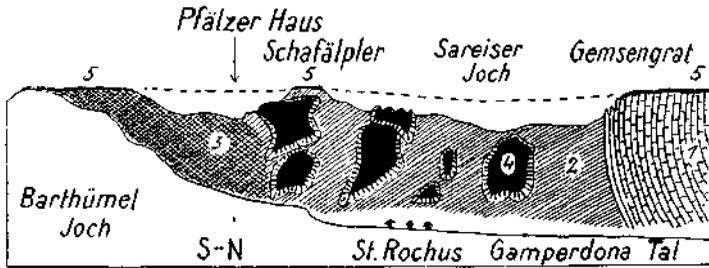


Fig. 10.

- |   |  |
|---|--|
| 1 = Hauptdolomit                          | 4 = Schubmassen aus Altrias und Arosazone    |
| 2 = Gehänge von Arlberg- und Raibler Sch. | 5 = Reste einer hohen alten Einebnungsfläche |
| 3 = Gehänge von Kreide Sch.               |  |

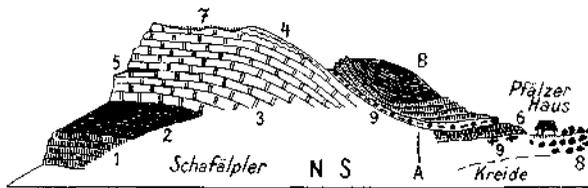


Fig. 11.

- |                           |   |
|---------------------------|---|
| 1 = Muschelkalk           | 6 = Bettlerjoch Breccie                           |
| 2 = Partnach Sch.         | 7 = alte Oberfläche                               |
| 3 = Arlberg Sch.          | 8 = Blockwerk von 6                               |
| 4 = gewalzte Arlberg Sch. | 9 = Schuppungszone mit Granitschollen, Ophikalzit |
| 5 = Raibler Sch.          |   |

eingeklemmt liegen. Der prächtig eingeebnete Gipfel des Schafälplers (2267 bis 2270 m) trägt eine gut erhaltene Altfläche, auf der wir in Menge Stücke von Gault Sandsteinen, Hornsteinen sowie schwarze, glänzend polierte Erzstückchen finden.

Die Aufschiebung der Scholle aus Muschelkalk und Partnach Sch. erreicht heute den Gipfel des Schafälplers nicht mehr. Diese Scholle bildet, wie Fig. 12 anzeigt, eine klare Mulde, wobei die Sohle aus Muschelkalk in der Mitte stark durchgewetzt erscheint. Zwischen dem Arlbergkalk des Schafälplers und dieser aufgeschobenen Mulde ziehen schwarze Schiefer, dann Sandsteine und Breccien in sehr verwalztem Zustand durch.

Verfolgt man die Fuge gegen S, so gesellen sich auch noch Blöcke von Ophikalzit dazu. Unter dieser Fuge lagert dann ein Streifen der „Bettlerjoch-

breccie“ und unter dieser kleine Schollen und Streifen eines grünen Granits. Die „Bettlerjochbreccie“ wurde von D. Trümpy seinerzeit mit Fragezeichen in den Lias gestellt. Sie besteht aus grauem, gelblichem, feinadrigem, rauhkantigem Dolomit, grauen und roten Hornsteinwucherungen und vielen kantigen Einschlüssen.

Diese letzteren bestehen aus Breccien aus grauen, gelben, rötlichen Dolomitstücken, roten Hornsteinen, grauen Kalken, grünen kleinen Hornsteinsplittern. Vielfach treten blutrote Krusten mit blauem Mangananlauf auf. Diese Breccie ist im Rätikon nur im Bereiche des Bettlerjochs erhalten.

Ich kenne nur gewisse Fazies der „Eisenspitzbreccie“ im Stanzertale, die damit Ähnlichkeit besitzen. Diese „Eisenspitzbreccie“ habe ich seinerzeit in den Verband der Gosau Sch. gestellt, was ich daher auch mit der Bettlerjochbreccie tun möchte. Die Breccie bricht in mächtigen Blöcken, welche malerisch das schöne Pfälzer Haus umlagern.

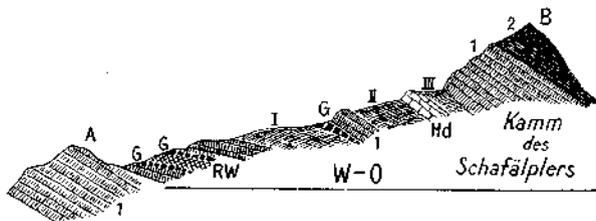


Fig. 12.

- 1 = Muschelkalk
- 2 = Partnach Sch.
- RW = Rauhwacken
- Hd = Hauptdolomit oder Arlbergdolomit
- G = Schollen von grünem Granit
- I = grüne, rote Hornsteinkalke, Couches rouges, Gault Sandsteine
- II = schwarze Schiefer, Breccien, Sandsteine
- III = schwarze Schiefer und Sandsteine, Ophikalzit

Wie man aus Fig. 11 leicht erkennen kann, ist diese Breccie völlig in den Überschiebungsplan einbezogen und stellt nicht etwa eine freie sedimentäre Auflagerung dar.

Wie schon erwähnt, liegen unter dieser Breccie und über den Couches rouges des Naafkopfes die kleinen Schollen von grünem Granit. Diese Schollen sind längs des Fahrweges vom Pfälzer Haus zur Gritsch Alpe recht gut aufgeschlossen. Ebenso treten sie an der Gratrippe mehrfach zutage, welcher das Profil Fig. 12 folgt.

Der grüne Granit wird da und dort noch von Spuren von rotem Verrukano begleitet. Zwischen den Granitstreifen sind Fetzen von Muschelkalk, gelbe Rauhwacken, Spuren von Gips, Dolomit, schwarze, dünnblättrige Schiefer, Hornsteine, Sandsteine, bunte Breccien (Gault) sowie ziemlich reichlich graue Couches rouges eingewoben.

Diese Einschaltungen nehmen eine ziemlich flache Lagerung ein. Wir haben wieder eine Verschuppungszone vor uns wie an der Sulzfluh, nur ist dieselbe hier ausgedehnter und enthält neben viel Couches rouges auch reichlicher Granitschollen.

Nach der Karte von D. Trümpy setzt sich diese Zone an der Westseite des Schafälplers oberhalb der Gritsch Alpe bis ins Hundstali und ins Vaduzer Täli fort.

Diese Fortsetzung habe ich auch gefunden, nur enthält diese Zone am Kamm zwischen Gritsch Alpe und Hundstali, wie Fig. 13 anführt, keinerlei Granitschollen mehr. Die Eintragung auf der Karte von D. Trümpy muß hier auf einer Ortsverwechslung beruhen. Wie Profil Fig. 13 klarlegt, ist diese Zone hier zwischen zwei mächtigen Triasschollen eingefügt.

Die untere besteht aus einer gegen N zu überschlagenen Mulde von Partnach Sch. und Arlberg Sch. mit einem Kern von Raibler Sch. Die obere zeigt mächtige Partnach Sch. und Arlberg Sch., welche ebenfalls nordwärts überschlagen sind und einen Kern von Raibler Sch. unklammern.

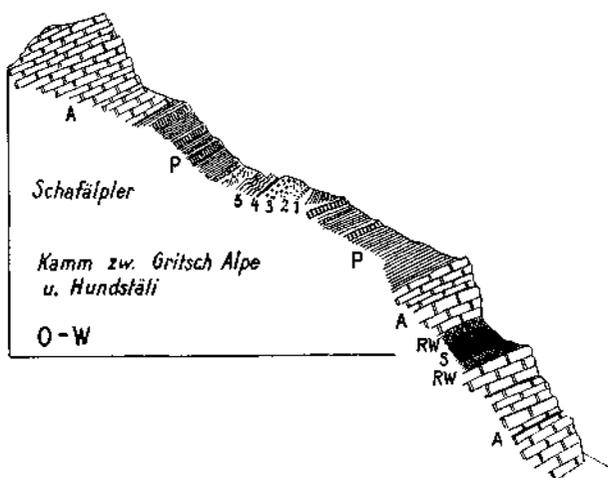


Fig. 13.

- P = Partnach Sch. mit mehreren Kalkstufen  
 A = Arlberg Sch.  
 RW = Rauhwacken der Raibler Sch.  
 S = Sandsteine und Tonschiefer

- Schup-pungzone  
 1 = Rauhwacke  
 2 = Sandsteine, Hornsteine, Breccien  
 3 = rote und grüne Hornsteine  
 4 = graue Couches rouges  
 5 = Gips — Alabaster

Unter- und Oberbau bestehen also aus Mulden, die offenbar noch von der S→N Bewegung gegen N zu überkippt und geschlossen wurden. Die zwischengeschaltete Zone ist nur schmal und besitzt von unten nach oben: Rauhwacken, Sandsteine, Breccien (Gault), rote und grüne Hornsteine, Stücke von Ophikalzit, graue Couches rouges sowie Gips und Alabaster. In diese Gipszone sind am Kamm drei Dolinen eingestagt.

Wie die steilgestellten Partnachschiefer im Liegenden dieser Zone beweisen, ist der letzte Anschlag offenbar von O→W erfolgt.

Die nördliche Fortsetzung unserer Zone ist dann am Westabfalle der Noss Sp. recht gut aufgeschlossen.

Ihre Einschaltung und ihren Bestand zeigen die zwei Profile von Fig. 14.

Der Abfall der Noss Sp. gegen das Samina Tal zeigt unten steile Wandstufen der Arlberg Sch. und darüber zwei Sandstein-Mergel-Rauhwacken

Serien der Raibler Sch., welche durch eine Stufe von blankem, grauem, dickbankigem Kalk voneinander getrennt werden.

Über der oberen Sandstein-Mergelzone der Raibler Sch. liegt eine Stufe von dünn-schichtigem, bräunlich-graem, bituminösem und oft breccienhaftem Dolomit, den D. Trümpy auf seiner Karte bereits als Hauptdolomit aus-  
geschieden hat.

Ohne Zweifel hat diese Dolomitstufe viele Ähnlichkeit mit dem Hauptdolomit. Da aber über derselben nochmals Sandsteine und Schiefer sowie

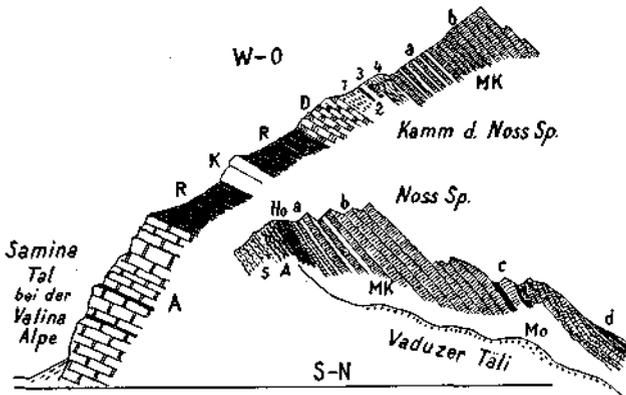


Fig. 14.

- |       |   |                |
|-------|---|----------------|
| MK: a | = dünn-schichtige Kielkalke, gelbe Rauhwackenlagen            | } Mnschelkalk  |
| b     | = Krinoidenkalke  |                |
| c     | = Hornsteinknauerkalke und schwarze Mergel                    |                |
| d     | = Lagen mit Pietra verde                                      |                |
| A     | = Arlberg Sch.  | } Raibler Sch. |
| R     | = Raibler Sandsteine — Tonschiefer                            |                |
| K     | = dickbankiger Kalk   |                |
| D     | = dünn-schichtiger Dolomit und Raubwacke                      | } Schuppenzone |
| 1     | = flatschige Sandsteine, rote — grüne Hornsteine, Quarzite    |                |
| 2     | = Ophikalzit  |                |
| 3     | = Gosaubreccie, bun, dicht, sehr ungleiche Stücke, Kristallin |                |
| 4     | = grüne — schwarze Hornsteine und schwarze Schiefer           |                |
| S     | = Sandsteine, Schiefer, Breccien                              |                |
| A     | = Aptychenkalke   |                |
| Ho    | = rote — grüne Hornsteine, Ophikalzit                         |                |
| Mo    | = Blockmoränen  |                |

mächtige Rauhwacken der Raibler Sch. erscheinen, glaube ich, daß diese Dolomitzone doch noch zum Bestande der hier sehr reichhaltigen Raibler Serie gehört. Der Gipfelkamm der Noss Sp. besteht aus Muschelkalk mit dünn-schichtigen Kiel- und Wulstkalcken, Krinoidenkalcken, Hornsteinknauerkalcken sowie Lagen von Pietra verde.

Die Zone zwischen diesen mächtigen Triasmassen ist nur schmal, aber deutlich ausgebildet.

Neben Sandsteinen, Hornsteinen, Breccien des Gault finden sich Blöcke von Ophikalzit sowie von einer bunten Gosaubreccie.

Gegen das Vaduzer Täli zu setzt dann ein Streifen von stark verfalteten Aptychenkalcken sowie von roten und grünen Hornsteinen ein.

Der Ausstrich dieser Verschuppungszone läßt sich vom Bettler Joch etwa 3 km weit gegen N verfolgen. Betrachtet man die Zone in der Übersicht, so ist an ihrem inneren Zusammenhange gewiß nicht zu zweifeln.

Dieser Zusammenhang ist aber nicht durch ein Fortstreichen derselben Schichten gegeben. Die einzelnen Schichtstreifen und Fetzen wechseln im Gegenteil von Stelle zu Stelle. Bestehen bleibt aber doch eine charakteristische Auswahl von Gesteinen und deren Zerlegung in schmale Streifen und kleine Schollen, die zu einem eigenartigen Bandmuster verwoben sind. Die letzte Raumanweisung ist auch hier deutlich durch Schub von O→W vollzogen.

Die erste Herstellung dieses bunten Gewebes ist jedoch ein älteres tektonisches Werkstück der Großbewegung von S→N.

Wie man bei der Betrachtung dieses Streifens unschwer erkennt, sind Teile der Komponenten aus dem benachbarten Hangenden und Liegenden entnommen.

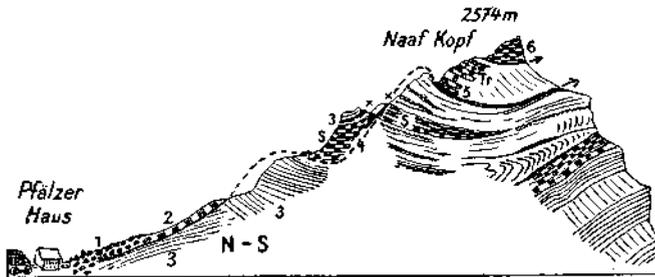


Fig. 15.

- 1 = Blockwerk der Bettlerjoch Breccie
- 2 = schwarze, graue, grüne Hornsteine, Mergel
- 3 = graue, schimmernde Couches rouges
- 4 = Sandsteinlagen, Hornsteinlagen, dunkle Tristelkalk
- 5 = schwarze Schiefer und feine schwarze Breccien
- 6 = schwarze Schiefer, Sandsteine mit bunten Breccien, Sandsteine mit Schiefer-  
einschlüssen
- S = Gault Sandsteine und Buntbreccien
- Tr = Tristelkalk
- ×× = Manganschiefer, Eisenkrusten, schwarze Schiefer, schwarze Hornsteine

Deutlich gemacht wird dies durch die Einbeziehung von Triasgesteinen von oben und jene der Couches rouges und der Gault Sandsteine von unten.

Daneben weisen aber die grünen Granite und die Blöcke von Ophikalzit auf längere Verschleppungswege hin.

Am Bettler Joche treten die Triasschubmassen ganz nahe an das machtvolle Kreidegebäude des Naafkopfes heran.

In Fig. 11 ist schon angedeutet, daß die Bänke der Couches rouges unter die Triasscholle des Schafälplers hineinstreichen.

Außerdem wissen wir bereits, daß sowohl Couches rouges als auch Gaultsandsteine in ziemlichem Ausmaße entlang der großen Gleitfuge weiter gegen N hin verschleppt worden sind. Es ist daher von Interesse, den Aufbau des mächtig hoch aufgemauerten Naafkopfes etwas genauer zu betrachten.

Fig. 15 liefert dazu die räumlich geologischen Angaben, wie sie uns bei einer Besteigung dieses aussichtsreichen Berges vom Pfälzer Haus aus entgegneten.

Meine Untersuchung hat hier im wesentlichen die Kartendarstellung von D. Trümpy bestätigt. Das Grundgerüst des großen Berges besteht aus einer machtvollen Aufwölbung von Gault Sandsteinen und Breccien, die dann mit mächtigen Lagen von grauen und dünneren von roten Couches rouges verfalzt sind.

Der tiefe Einschnitt des Gamperdona Tales enthüllt den Bau des Bergsockels ganz wunderbar. Die große Aufwölbung der Gault Sandsteine streicht aber nicht unmittelbar gegen den Gipfel, sondern südlich desselben durch.

Im Gipfelgebiet, das unser Profil Fig. 15 behandelt, herrschen große Massen von Couches rouges vor, die einen komplizierten Aufbau verraten, der durch stark von S her überrollte Faltungen bewirkt wird.

Außer diesen sehr lebhaften und großzügigen Verfaltungen von S→N treten auch klare, gegen W gerichtete Faltungen auf. Solche sind gleich unterhalb des Pfälzer Hauses im Naaftale zu erkennen.

Endlich liegen über diesen Verfaltungen noch Überschiebungen, welche nach ihren Umrissen eher auf einen Schub von O→W zurückzuführen sind.

Von diesen Überschiebungen lassen sich drei heute getrennte Teile feststellen.

Die unterste Schubmasse besteht aus schwarzen, grauen, grünen Hornsteinen und Mergeln, die auf den schimmernden Platten der Couches rouges liegen und ihrerseits noch von dem Riesenblockwerk der Bettlerjoch Breccie übergriffen sind.

Die nächste Schubmasse tritt im mittleren Teile des Aufstieges hervor und gibt sich deutlich als Aufschiebung zu erkennen.

Die oberste Schubmasse bildet endlich den Gipfel des Naafkopfes selbst.

Hier ist an dessen Westseite die Aufschiebung von Gaultbreccien—Neokom—Tristelkalk—Gaultbreccien auf Couches rouges prächtig zu sehen.

Als Richtung für die Schubbewegung ist für die oberste Masse ein Anschub von O→W völlig klar. Weniger deutlich gilt dies auch für die mittlere und untere Masse, doch ist dies bei dem starken Gefälle der Schubflächen gegen O auch wahrscheinlich.

So finden wir auch am Naafkopfe wieder Bauelemente der zwei verschiedenen Laufrichtungen vereint, wobei die O→W Richtung sicherlich die jüngere und nachfolgende ist.

Ausgezeichnet entwickelt sind endlich am Naafkopfe ausgedehnte Abklüftungen, besonders an den Abstürzen gegen das oberste Naaftal. Diese Abklüftungen trennen große Felskörper vom Bergrande ab und bereiten so ihren Absturz langsam und sicher vor.

Den großartigsten Ausdruck finden die Wegzeichen der O→W Bewegung an dem äußersten Kamm der nördlichen Kalkalpen zwischen Samina- und Rheintal.

Dieser von N gegen S streichende Bergkamm beginnt südlich von Feldkirch mit dem langen Flyschrücken des „Frastanzer Sand“, über dem dann das Triasgebirge schroff einsetzt. Seine Hauptgipfel und Jöcher sind: Drei Schwestern, Garsella Kopf, Kuhgrat Sp., Gipsberg, Bargella Joch, Pilatus, Kulm, Heubühl.

In der riesigen Flyschmasse des „Frastanzer Sand“ sind neben vorherrschenden Anzeichen von S→N Schub zahlreiche gegen W gerichtete Überfaltungen vorhanden, die sich jedoch in dem zumeist von Wald verhüllten Gebirge hier nicht klar herauschälen lassen.

Viel leichter wird diese Aufgabe mit dem Aufschwung der Triasmassen ins Hochgebirge, das im Gefilde der Drei Schwestern stattfindet.

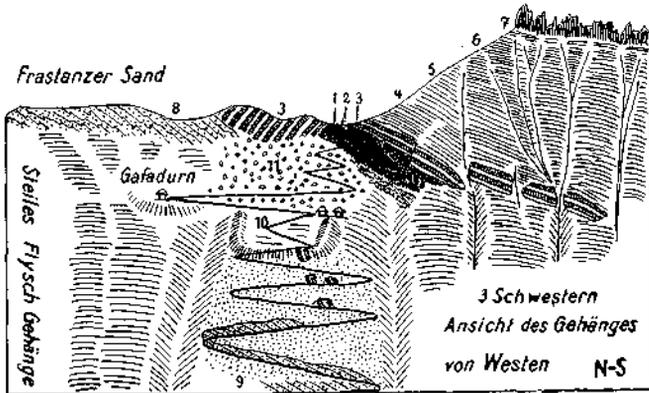


Fig. 16.

- |                   |   |
|-------------------|---|
| 1 = Buntsandstein | 7 = Hauptdolomit                          |
| 2 = Rauhwacke     | 8 = Flysch                                |
| 3 = Muschelkalk   | 9 = Würm Grundmoränen des Rheingletschers |
| 4 = Partnach Sch. | 10 = Lokalgleitscher                      |
| 5 = Arlberg Sch.  | 11 = Blockwerk aus Muschelkalk            |
| 6 = Raibler Sch.  |   |

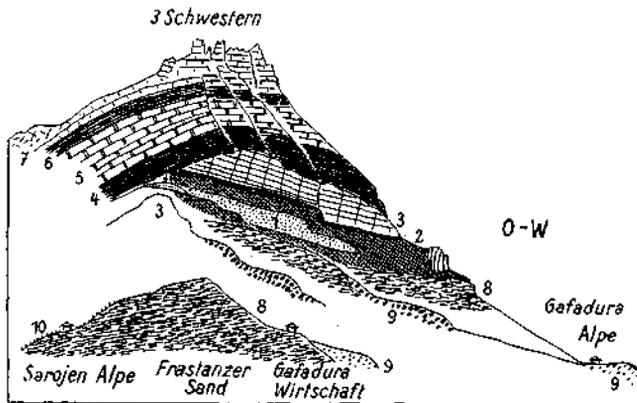


Fig. 17.

- |                     |   |
|---------------------|---|
| 1 = Buntsandstein   | 7 = Hauptdolomit  |
| 2 = gelbe Rauhwacke | 8 = stark verfallener Flysch                                      |
| 3 = Muschelkalk     | 9 = Lokalmoräne   |
| 4 = Partnach Sch.   | 10 = reichliche erratische Blöcke und Geschiebe des Illgletschers |
| 5 = Arlberg Sch.    |   |
| 6 = Raibler Sch.    |   |

Fig. 16 ist vor allem nach den tiefgreifenden Aufschlüssen der Rheintalseite gezeichnet und gibt den Anblick von N her, während die zugehörige Fig. 17 ergänzend eine Ansicht von W her hinzufügt.

Der Frastanzer Sand trägt eine pultförmige Einebnungsfläche von ziemlicher Ausdehnung, die ein sanftes Einfallen gegen O zur Schau trägt. Inter-

essant ist, daß diese Altfläche nach meiner Erfahrung frei von erratischen Blöcken ist, während dieselben an der Ostseite gleich unter der Kante der Verflachung herumliegen und bei der Sarojen Alpe und darunter in Menge und Buntheit auftreten.

Wir haben also hier bei zirka 1500 *m* eine ausgezeichnet reich ausgestattete oberste Grenzlinie der erratischen Sendung des Illgletschers vor uns. Steigt man dagegen auf dem Berghange gegen das Rheintal hinunter, so trifft man die kristallinen Erratika des Rheingletschers erst tiefer und in weit dünnerer Streuung.

Ich konnte am Rheintalabhang die Erratika des Rheingletschers in diesem Gebiete nur an der Kante von Gaflei bis zirka 1500 *m* Höhe verfolgen. Im obersten Teile besteht hier das Erratikum vor allem aus zahlreichen Stücken von rotem Buntsandstein, den der Rheingletscher offenbar vom Heubühl hergeschleppt hat.

Südlich vom Frastanzer Sand beginnt die aufgeschobene Trias zunächst mit einer Kuppe aus Muschelkalk.

Über die Lagerungsverhältnisse unterrichten die Steilwände dieser Kuppe gegen die Gafadura Alpe. Es ist daraus zu ersehen, daß es sich offenbar um eine gegen N vorgeschobene Stirnfalte von Muschelkalk handelt, in deren Kern wir dann etwas südlicher auch tatsächlich die gelben Rauhwaeken und die roten und weißen Quarzsandsteine der untersten Trias finden.

Im Aufbau der Drei Schwestern folgen dann über dem Buntsandstein und seiner Begleitrauhwacke Muschelkalk, Partnach Sch., Arlberg Sch., Raibler Sch. und Hauptdolomit.

Die Triasentwicklung ist ganz normal und würde gewiß nicht verraten, daß wir uns hier am Westende der riesigen Schichtenplatte der nördlichen Kalkalpen befinden.

Die Einschaltung von Buntsandstein und Rauhwaeke bildet nur eine Länse von bescheidener Größe, die auf heftig gefaltetem Flysche ruht.

Dagegen streibt die höhere Triasfolge sowohl gegen O wie auch gegen SW in guten Zusammenhängen weiter.

Die überaus steilen Schluchten, welche in Liechtenstein die ganze Triasfolge und ihren Flyschsockel durchreißen, bieten tiefe Einblicke in den Aufbau.

Ich wähle hier als nächste Profilstelle die Riesenschluchten unterhalb von Gaflei gegen das Wildschlöble zu.

Fig. 18 bringt zunächst einen Querschnitt durch den Bergrücken, auf dem die Ruine des teilweise abgerutschten Wildschlöble ruht.

Den Bergsockel liefern Flyschgesteine, auf denen eine ziemlich mächtige kalkgekittete, dickbankige Gehängebreccie aufsitzt. Diese Breccie ist dadurch bemerkenswert, daß sie neben lokalem Hangschutt ziemlich reichlich Gerölle und Brocken von kristallinem Erratikum des Rheingletschers enthält.

Die heutige Ausdehnung dieser Breccie ist gering und beschränkt sich auf die Höhe zwischen 800—900 *m*. Sie befindet sich also 350—450 *m* über dem heutigen Rheintalboden zwischen Schaan und Vaduz.

Nach der Lage der Schichtbänke, welche gegen den tiefen Einschnitt der Rappensteiner-Rüfi im N hinweisen, muß die Breccie früher eine weit größere Ausdehnung und Mächtigkeit besessen haben.

Wir erkennen in ihr jedenfalls ein Anzeichen für eine gewaltige Gehängeverschüttung in interglazialer Zeit.

Dringt man in der tiefen und wilden Furche der Rappensteiner-Rüfi noch weiter aufwärts, so trifft man auf die Steiganlagen für die Quelfassungen für das alte Elektrizitätswerk von Vaduz, das heute eine Spinnfabrik versorgt. Hier finden wir nun die Aufschlüsse des zweiten Profils von Fig. 18.

Hier finden sich im Flysch ganz nahe nnterhalb der Aufschiebung der Lechtaldecke zwei schmale, rote Mergellagen.

Ob diese sehr bescheidenen roten Flyschmergel in stratigraphischer Hinsicht irgendeine weitere Bedeutung haben, entzieht sich meiner Schätzung. Ch. Schumacher hat versucht, diese roten Lagen zu einer Trennung des Vorarlberger Flysches von dem südlicheren Triesener Flysch zu verwenden.

Ich sehe nicht ein, warum man den völlig zusammenhängenden und gleichartigen Flyschsockel wegen dieser roten Lagen in zwei verschiedene Bereiche trennen soll.

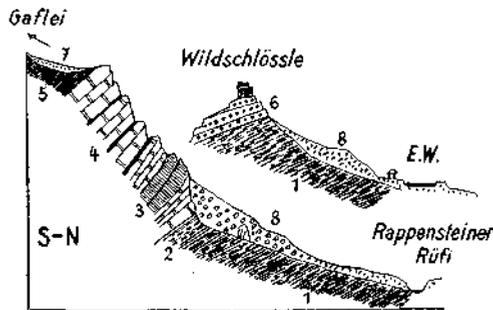


Fig. 18.

- |                                  |  |
|----------------------------------|--|
| 1 = Flysch                       | 6 = Interglaziale Gehängebreccie                   |
| 2 = rote und grüne Flyschmergel  | 7 = Grundmoräne des Rheingletschers mit Kristallin |
| 3 = dicke blanke Kalkstufen      | 8 = Bergsturz Blockwerk                            |
| 4 = Arlberg Sch. mit Mergellagen |  |
| 5 = Raibler Sch.                 |  |

Die Aufschiebung der mächtigen Arlberg Sch. vollzieht sich mit einer gegen W gerichteten Schichtaufbäumung. Von der wilden Wand ist sehr grobes Blockwerk auf den Flyschsockel herabgestürzt.

Über den Arlberg Sch. lagern die Raibler Sch., welche hier nach Fallstücken Lagen von schönem, rein weißem Gips enthalten. Die Quellen entspringen an der Flysch-Trias Grenze.

Einen ziemlich verschiedenen Schichtinhalt eröffnet etwa  $1\frac{1}{4}$  km weiter südlich der Einriß des Erble Tobels, dessen obersten Teil (die Hölle) Fig. 19 in profilmäßiger Ansicht bringt.

Der Flyschkontakt zeigt eine Verschuppung von grauen, schwarzen Flyschschiefern mit dunkelgrauem, weißadrigem Arlbergkalk, der von Schubflächen mit horizontalen Schubstriemen zerschnitten erscheint.

Nach aufwärts stellt sich über dem Kalke eine Dolomitentwicklung ein. Die Dolomitplatten richten sich dann oben steil auf und daneben oder darunter schiebt sich in der Schlucht ein Keil von grobblockiger, gelbgrauer Rauhacke ein. Darüber lagert zerdrückter Dolomit und dann die „Merkwürdigkeit der Hölle“, ein Keil von dunkelrotem und grünem Hornstein, der wie ein Dolch in einer Scheide von gelbgrauen, zerschiefernten Mergeln (Liasleckenmergel) steckt.

Den Abschluß der Hölle bildet dann eine Wand von grauem, weißadrigem Kalk, über der sich ausgedehnte, stark bearbeitete Grundmoränen mit vielen kristallinen Geschieben ausbreiten.

Offenbar handelt es sich um bunte Hornsteinkalke mit Mangankrusten aus dem oberen ostalpinen Jura, die von Liasfleckenmergeln begleitet werden.

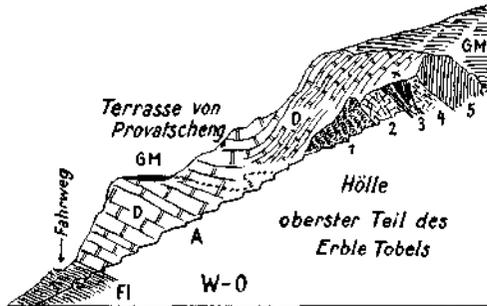


Fig. 19.

- |   |  |
|---|--|
| <i>A</i> = Arlberg Sch.                           | 2 = lichtgrauer, zertrümmerter Dolomit   |
| <i>D</i> = Dolomit der Arlberg Sch.               | 3 = oben und unten verschieferte Fleckenmergel mit einem Keil von roten — grünen Hornsteinen |
| <i>Fl</i> = Flysch                                | 4 = Blockwerk aus Dolomit  |
| <i>GM</i> = Würm Grundmoränen des Rheingletschers | 5 = grauer, weißadriges Kalk   |
| 1 = blockige, gelbgraue Rauhwacke                 |  |

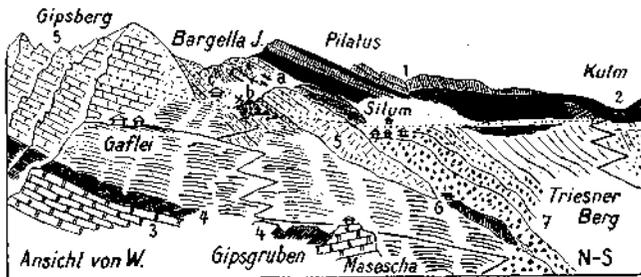


Fig. 20.

- |                                     |                                       |
|-------------------------------------|---------------------------------------|
| 1 = Muschelkalk                     | 7 = Bergsturzmassen                   |
| 2 = Partnach Sch.                   | <i>a</i> = Keil von Buntsandstein     |
| 3 = Arlberg Sch.                    | <i>b</i> = Keile von Hauptdolomit     |
| 4 = Gips der Raibler Sch.           | <i>c</i> = Flysch des Bargella Joches |
| 5 = Hauptdolomit                    | <i>x</i> = Felsriff aus Gosaubreccien |
| 6 = Sulzfluhkalk und Couches rouges |                                       |

Das eigenartige Vorkommen ist leider so isoliert, daß man keine sicheren Schlüsse auf seine tektonische Einordnung ziehen kann.

Wir werden aber am Bargella Joch weitere kleine Einschaltungen von solchen bunten Hornsteinkalken kennenlernen, die nur um zirka 500 m höher liegen.

Mit dem interessanten Gebiete des Bargella Joches beschäftigen sich die zwei Bilder Fig. 20 und 21.

Fig. 20 stellt eine geologisch schematisierte Ansicht des Gehänges vom Gipsberg bis zum Kuhn und bis herah nach Masescha vor, wogegen Fig. 21 ein Detailprofil der Schuppungszone des Bargella Joches entwirft. Mit der Ansicht von Fig. 20 kommen wir zu einer der interessantesten Stellen am Westende der nördlichen Kalkalpen, zu einer Stelle, die im Laufe der Zeit schon mehrere sehr verschiedene Deutungen gefunden hat.

Der Grundplan des tektonischen Aufbaues ist kurz gesagt etwa folgender.

Die Scholle der ostalpinen Trias von Drei Schwestern—Gipsberg lagert als schwere Schubmasse auf dem Sockel des Vorarlberger Flysches.

Diese Auflagerung der ostalpinen Trias endet bei Masescha, wo der Dolomit der Arlberg Sch. von Flyschgesteinen umflossen erscheint.

Über den Arlberg Sch. folgen Raihler Sch., deren Gipslager hinter Masescha in tiefen Gruben abgebaut wurden. Über den Raihler Sch. erhebt sich eine

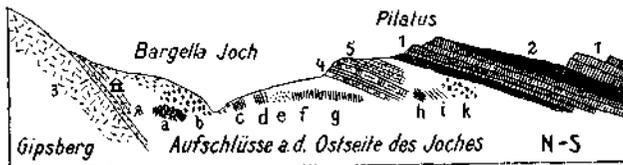


Fig. 21.

- |  |   |  |                                 |
|--|---|--|---------------------------------|
| Schuppungs- und Mischungszone  | } | 1 = Muschelkalk  | } Flysch                        |
|  |   | 2 = Partnach Sch.  |                                 |
|  |   | 3 = Hauptdolomit   |                                 |
|  |   | 4 = buntes Konglomerat, wechselnd mit Mergel und Sandstein         |                                 |
|  |   | 5 = graue, großlimmerige Sandsteine                                |                                 |
|  |   | a = mit Kalksinter verbundene Dolomitstücke                        | } Schuppungs- und Mischungszone |
|  |   | b = buntes Stückwerk aus Kalken, Dolomit, Buntsandstein, Verrukano |                                 |
|  |   | c = helle Kalke mit rauhen Hornsteinen                             |                                 |
|  |   | d = hellgraue, milde Kalke   |                                 |
|  |   | e = graue, poröse Sandsteine                                       |                                 |
|  |   | f = grauer Kalk mit gelbgrauen und rötlichen, rauhen Hornsteinen   |                                 |
| g = schwarze, knollige, schiefrige Mergel  |   |  |                                 |
| h = Rauhwaacke   |   |  |                                 |
| i = rote und grüne Hornsteinkalke mit buntem, quarzreichen Breccien                            |   |  |                                 |
| k = schwarze Schiefer -- Breccien mit Dolomit, Quarzit, Kieselgeröllen, gelben Mergeln, Kalken |   |  |                                 |

schräge Mauer von Hauptdolomit, die sich bis zur Bargella Alpe verfolgen läßt. Diese Mauer von großenteils mylonitisierendem Dolomit wird aber bereits von Flysch unter- und überlagert.

Zwischen derselben und dem Hauptdolomite des Gipsberges zieht ein Streifen von Flysch zum Bargella Joch empor.

Gleich unterhalb der Bargella Alpe stellt sich nun ein kleines Felsriff ein, das aus einer Breccie besteht, die wohl zur Gosau gehört.

Im Flysch selbst stecken Keile von rotem Buntsandstein und von Hauptdolomit. Der größte dieser Dolomitkeile ist oberhalb der Bargella Alpe an der Stirne ganz von Flysch umflossen.

Zwischen dem Hauptdolomit des Gipsberges und dem Flysch von Bargella habe ich noch einen schmalen Saum von grauen und roten Couches rouges entdeckt. Südlich vom Bargella Joch erscheint dann die mächtige Aufschichtung von Muschelkalk und Partnach Sch., welche den Gipfel des Pilatus (Bi Latten) und weiter den Kamm des Kulms zusammensetzen.

Am Bargella Joch selbst ist, wie Fig. 21 näher erläutert, wieder eine Schuppungs- und Mischungszone von typischer Art entwickelt. Sie hat keine große Ausdehnung und ist zudem bereits von der Erosion scharf zugeschnitten. Die merkwürdige Einschaltung des Flyschstreifens des Bargella Joches zwischen zwei große Triasschollen der Lechtaldecke ist nun nicht auf dieses Joch beschränkt.

Sie läßt sich vielmehr ziemlich zusammenhängend vom Bargella Joche über den tiefen Einschnitt des Samina Tales ins Vallorsch Tal aufs Guschgfiel Joch und jenseits noch ins Gampalp Tal verfolgen.

Es handelt sich dabei um ein rein ostwestliches Streichen der Flyschzone, das etwa eine Länge von 8 km erreicht.

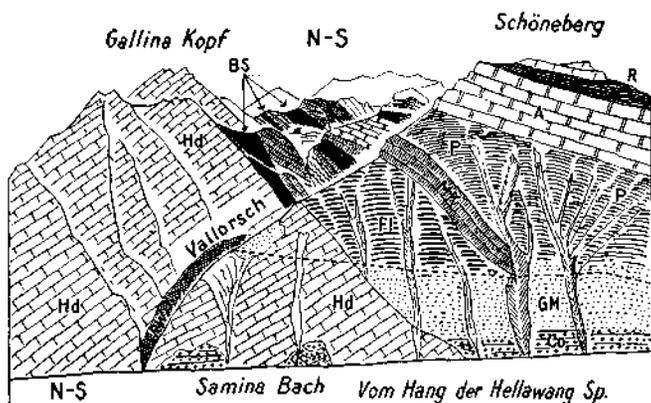


Fig. 22.

<i>BS</i> = Buntsandstein	<i>RW</i> = Raibler Rauhwacken
<i>MK</i> = Muschelkalk	<i>Hd</i> = Hauptdolomit
<i>P</i> = Partnach Sch.	<i>Fl</i> = Flysch
<i>A</i> = Arlberg Sch.	<i>Co</i> = Interglaziales Konglomerat
<i>R</i> = Raibler Sch.	<i>GM</i> = Grundmoränen der Würmeiszeit

Ansicht der großen Abschrägung des Hauptdolomits und der Aufschiebung der Flyschzone und Altrias

Auf dem größten Teil dieser Strecke erscheinen die Flyschgesteine unmittelbar auf eine steil südfallende Grenzfläche von Hauptdolomit aufgeschoben.

Das Verhältnis der Aufschiebung des Flyschstreifens gegen diesen mächtigen Steilhang von Dolomit wird durch das Bild Fig. 22 anschaulich gemacht. Es gibt den Anblick der großen Flyschaufrichtung, gesehen vom Südhang der Hellawang Sp., wieder. Drei Grundzüge der Baugeschichte können aus diesem Bilde ohne weiteres abgelesen werden. Dies ist zunächst der gewaltige, einheitlich nordfallende Bau der großen Dolomitmasse des Gallina Kopfes. Diese riesige Schichtmasse wird an ihrer ganzen Südfront von einer schrägen Schnittfläche begrenzt, deren Höhe nach diesem Bilde von der Samina bis zum Gallina Kopfe zirka 1200 m ausmacht.

Endlich ist längs dieser ganzen Schrägfläche der Flyschstreifen auf den Hauptdolomit aufgeschoben. Dabei vermindert sich die Mächtigkeit des

Flyschstreifens von W gegen O ganz beträchtlich. Detailbilder für diese Verhältnisse liefern Fig. 23, 24, 25.

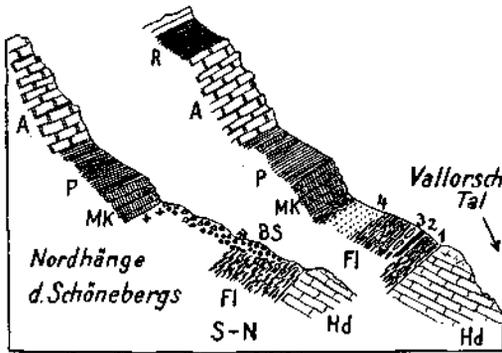


Fig. 23.

*BS* = Blockwerk von rotem und weißem Buntsandstein — Scholle im Flysch von der Stelle + + stammend?

*MK* = Muschelkalk

*P* = Partnach Sch.

*A* = Arlberg Sch.

*R* = Raibler Sch.

*Hd* = Hauptdolomit

*Fl* = Flysch:

1 = verschiefter Flysch

2 = graue Couches rouges

3 = Flyschbreccien mit kristallinen Glimmerschiefen

4 = schwarze Schiefer und Hornsteine, Quarzsandsteine, Sandsteine mit Kohlenspreu

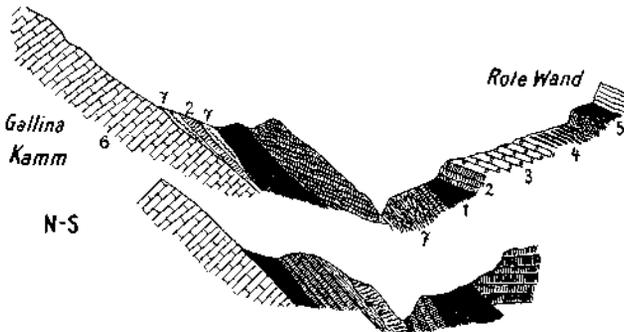


Fig. 24.

1 = Buntsandstein

2 = Muschelkalk

3 = Arlberg Sch.

4 = Raibler Sandsteine

5 = Rauhacken — Mergel — Kalke

6 = Hauptdolomit

7 = Flyscheinschlungen

Deutlich tritt die große Abschrägung des Hauptdolomits hervor

Es ist nun zu fragen, wie die gewaltige, einheitliche Abschrägung an der Südfront des Hauptdolomits hier entstanden sein kann.

Daß es sich um keine Verwerfung im Sinne von A. Rothpletz handeln kann, beweist die schräge Lage dieser Grenzfläche, die unmöglich etwa als eine später gegen N zu umgelegte Vertikalfläche deutbar ist.

Auch die Auslegung von Ch. Schumacher als Umstülpungsrand entspricht nicht den naturgegebenen Formen. Die von diesem Geologen in seinen Profilen eingezeichnete Aufbiegung der Hauptdolomitschichten ist nicht vorhanden. Im Gegenteil zeigt der Dolomit durchaus ein ziemlich regelmäßiges Einfallen gegen N. Es bleiben also nur noch die Annuahmen, daß diese Schrägfläche eine tektonische Abscherung großen Stiles oder eine alte Erosions-

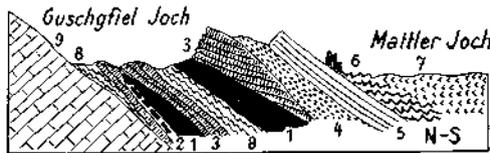


Fig. 25.

- |   |   |
|---|---|
| 1 = Buntsandstein                               | 7 = Sandsteine, Hornsteine, Diabas,<br>Ophikalzit |
| 2 = Rauhwacke                                   | 8 = Flyscheinschaltungen                          |
| 3 = Muschelkalk                                 | 9 = Hauptdolomit                                  |
| 4 = Raibler Sandsteine                          |   |
| 5 = Kalklage der Raibler Sch.                   |   |
| 6 = Rauhwacke der Raibler Sch. und<br>Gipslager |   |

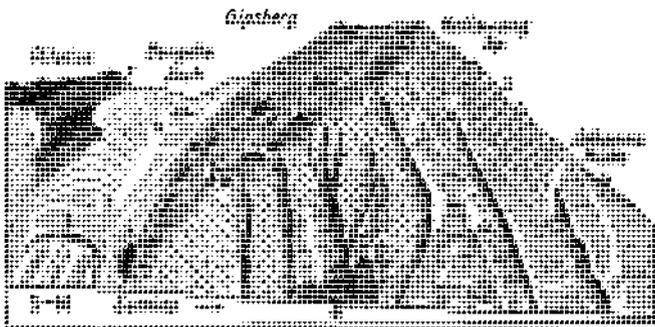


Fig. 26.

- |  |                  |
|--|------------------|
| 1 = Muschelkalk  | 3 = Hauptdolomit |
| 2 = Partnach Sch.  | 4 = Flysch       |
| 5 = Haufwerke von Buntsandstein, Muschelkalk, Flyschsandsteinen, Ölquarziten, Gaultbreccien, Gosanbreccien... Sie liegen als Reste einer großen Aufschiebung auf der schrägen Schubfläche des Hauptdolomits. |                  |
| 6 = Interglaziales Konglomerat   |                  |

fläche bedeute. Für die Deutung als Scherfläche scheint mir in erster Linie das ausgedehnte und gleichmäßige Gefälle der Fläche zu sprechen, das ganz dem Sinne der Aufschiebung angepaßt erscheint.

Weiter unterteuft diese Fläche auch heute noch den tiefen Einschnitt des Samina Baches.

Wenn man die Fläche begeht, so trifft man allerdings nirgends auf ge-  
glättete Schubflächen, wohl aber mehrfach auf Haufwerke von fremden Ge-  
steinen, am ausgedehntesten an der Südseite des Kammes Gipsberg—Hella-  
wang Sp. (Fig. 26).

Hier ist diese Grenzfläche weithin freigelegt und an vielen geschützten Stellen lagern solche tektonische Haufwerke darauf, zusammengewürfelt aus Stücken von Buntsandstein, Muschelkalk, Flyschsandsteinen, Ölquarziten, Gosaubreccien, Gault Sandsteinen...

Ich fand diese Haufwerke etwa bis in die Höhenlage des Bargella Joches. Ohne Zweifel war also die Hauptdolomitfläche mit Gesteinen der Mischungszone und wohl auch der südlichen Trias-Schubmasse eingedeckt.

Heute ist unsere Fläche größtenteils von der Erosion wieder freigelegt. Im Vallorsch ist dieselbe Fläche am Südhange von Ziegerberg—Gallina Kopf weithin frei, aber von dichtem Krummholz besiedelt. Erst am Abfalle des Gallina Kopfes treffen wir schöne Reste der großen Aufschiebung, deren Zusammensetzung Fig. 24, 25 ausführlich erzählen.

Interessant ist, daß hier der Flyschstreifen in zwei schmalere Zungen zerlegt erscheint, welche durch Schollen von Alttrias getrennt werden. Am ausführlichsten ist diese Zerlegung an dem Kamme von Guschgfel Joch—Mattler Joch (Fig. 25) durchgeführt.

Hier sind zwei Keile von Buntsandstein, drei Keile von Muschelkalk, ein Streifen von Rauhwaacke sowie die Schichtreihe der Raibler Sch. mit Flyschzonen verschuppt.

Die Aufschlüsse von Fig. 25 sind nach den Verhältnissen der Westseite gezeichnet. Begibt man sich auf die Ostseite des Guschgfel Joches, so ändern sich dieselben insoferne, als hier das ganze Schuppenzeug unmittelbar auf großen Gipsmassen der Raibler Sch. ruht.

Die Erklärung dafür liegt in dem starken Anstieg der großen Hauptdolomitmasse des Gallina Kopfes in der Richtung gegen O.

So hebt sich hier der Hauptdolomit heraus und unter ihm kommen mächtige Rauhwaacken und große Gipsmassen zum Austrieb, in welche zahlreiche und tiefe Dolinen eingefressen sind. Zwischen Hauptdolomit und Gips schieben sich ostwärts mächtige Rauhwaacken ein, die zwischen innerer und äußerer Gampalpe zu einer Reihe von schlanken, kühnen Felstürmen ausgewittert sind.

Im Tal der Gampalpen ändern sich nun die Verhältnisse der großen Flyschaufschiebung grundlegend.

Wir treffen zwar bei der alten Klause noch typische Flyschgesteine, es ist aber kein Dolomitrand mehr im N vorhanden. An beiden Talseiten liegen Raibler Sch. und vor allem große Massen von Moränen, wodurch der Überblick unklar wird.

Flyschgesteine sowie Blöcke von bunten Breccien und Ophikalzit lassen sich aber an der Südseite des Tales bis gegenüber von der vorderen Gampalpe verfolgen. Der holländische Geologe Verdam hat diese Flyschgesteine als ein Fenster der Arosazone beschrieben.

Es treten hier noch dieselben Gesteine auf wie in den westlicheren Teilen unserer Flyschzone, im Vallorsch und am Bargella Joches.

Wir kehren nun wieder zum Bargella Joch zurück, um von dort dem Kamme des Kulms und Heubühls gegen S zu folgen.

Der Kamm des Kulms bringt eine Verschuppung von hornsteinreichen Lagen von Muschelkalk mit großen Massen von schwarzen Partnachschiefeln, die hier wandbildend auftreten.

Gleich neben dem Straßentunnel ins Samina Tal sehen wir den Partnach Sch. gewaltsam eine kleine Scholle von Muschelkalk einverleibt. Südlich vom Kulm steigt der Kamm gemächlich an. Unter den Partnach Sch. hebt sich der Muschelkalk, endlich ein Rauhwackenband und dann der mächtige Buntsandstein heraus, der den rundlichen Gipfel des Heubühls (Fig. 27) bildet.

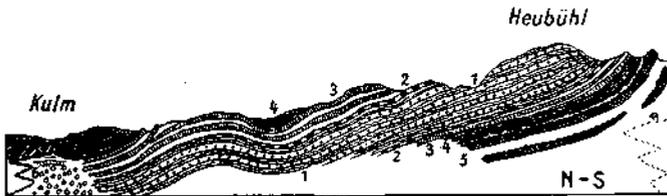


Fig. 27.

- |                   |                                   |
|-------------------|-----------------------------------|
| 1 = Buntsandstein | } Liegende Falte der Lechtaldecke |
| 2 = Rauhwacke     |                                   |
| 3 = Muschelkalk   |                                   |
| 4 = Partnach Sch. |                                   |
| 5 = Sulzfluhzone  |                                   |
| 6 = Bergsturz     |                                   |

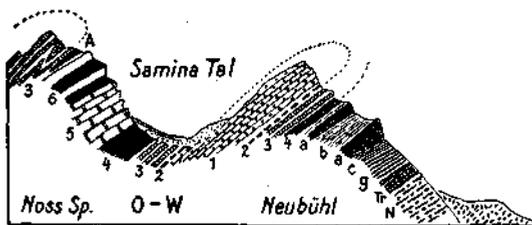


Fig. 28.

- |                    |                 |
|--------------------|-----------------|
| 1 = Buntsandstein  | } Lechtal Decke |
| 2 = Rauhwacke      |                 |
| 3 = Muschelkalk    |                 |
| 4 = Partnach Sch.  |                 |
| 5 = Arlberg Sch.   |                 |
| 6 = Raibler Sch.   |                 |
| A = Arosazone      | } Sulzfluhzone  |
| a = Sulzfluhkalk   |                 |
| b = Couches rouges |                 |
| c = Couches rouges | } Falkniszone   |
| g = Gault          |                 |
| Tr = Tristelkalk   |                 |
| N = Neokom         |                 |

Der Heubühl ist trotz seiner bescheidenen Höhe von nur 1867 m geologisch ein hochinteressantes Bauwerk, das neben dem N—S Profil Fig. 27 auch noch das O—W Profil Fig. 28 erläutert.

Profile durch den Heubühl hat bereits A. Rotbpletz in seinen Alpenforschungen im Jahre 1900 veröffentlicht.

Die erste wirklich zutreffende Auflösung der ganzen Schichtfolge verdanken wir D. Trümpy. Ich will hier zeigen, daß das Profil des Heubühls, wenn man

sich der Bedeutung des O→W Schubes bewußt ist, weit leichter verständlich ist als bei der einseitigen Bevorzugung der S→N Bewegtheit.

Die Ostseite des Heubühls ist sehr einfach gebaut. Sie besteht aus einheitlichem, festem, rotem, seltener weißem Quarzsandstein.

Auf der Westseite taucht darunter ein Band von gelben Rauhwacken, dann Muschelkalk und endlich noch ein Streifen von Partnach Sch. auf. Wir haben offenbar eine verkehrte Schichtfolge vor uns, die eine gegen W überliegende Falte nach unten ergänzt.

Den Kern dieser Falte bildet der Buntsandstein, der also eine tektonisch verdoppelte Mächtigkeit besitzt.

Mit dieser gegen W gerichteten liegenden Falte endet hier die ostalpine Trias der Lechtaldecke. Unter derselben treffen wir zunächst auf eine Verschuppungszone mit einem bunten Schichtgemische, in dem weiter südlich sogar noch Schollen von grünem Granit inbegriffen sind. Ohne Frage ist diese Mischungszone eine Fortsetzung derselben Zone aus der Gegend des Bettler Joches.

Im Liegenden dieser Mischungszone entwickelt sich nun eine Wiederholung von langgestreckten blanken Wandstufen von lichten Sulzfluhkalken mit einem Beschläge von roten und grauen Couches rouges.

Auch diese Zone ist streng in sich geschlossen und wieder sowohl eine stratigraphische als auch tektonische Einheit.

Unter dieser stellt sich sodann eine Folge von Falkniskreide ein, die unten von gewaltigem Blockschutt verhüllt wird.

Die drei großen Bauzonen sind mit ihren Gesteinen reinlich getrennt und nur die Mischungszone unter der ostalpinen Stirne enthält Splitter von allen Zonen.

Auch hier ist die erste Anordnung der tektonischen Zonen wohl in der Richtung S→N erfolgt. Ebenso klar ist aber auch, daß die heutige Formung erst durch einen Schub von O→W zustande kam.

Die liegende Falte von Untertrias, welche von O her auf die zwei Zonen jüngerer Schichten aufgeschoben wurde, bietet uns nun auch für die Erklärung des gewaltigen Triesener Bergsturzes eine Handhabe.

Zunächst ist die Stirne einer liegenden Falte aus Alttriasgesteinen durch die scharfe Umbiegung in ihrem inneren Zusammenhalte völlig gelockert und zerrissen.

Außerdem ist der Untergrund mit einem Vorherrschen weicher Kreidemergel für eine solche Riesenlast besonders in durchfeuchtetem Zustande wohl zu nachgiebig.

So ist das Abbrechen der vordersten Teile unserer Stirnfalte keine wunderliche Sache, sondern in der Lokaltekonik tief begründet.

Was aber wirklich verwunderlich bleibt, ist der Umstand, daß dieser Bergsturz erst nach dem Rückzug des Rheingletschers herabgefahren ist.

Vom Heubühl setzen wir unsere Forschungsreise wieder südwärts fort und gelangen so in das wunderbare Faltenland von Rappenstein—Plasteikopf—Falknis.

Die Decke der ostalpinen Trias sinkt ins Samina Tal hinab, die Sulzfluhzone wird schmal, dafür ergreifen die von diesen Lasten befreiten und sehr schmiegsamen Gesteine der Falkniszone die Gelegenheit zu freier Ausfaltung.

Fig. 29 bietet zunächst Profil und Ansicht des Gebirges vom Samina Tal über Gapfahl Alpe und Kulmi gegen den Rappenstein.

Die Lechtaldecke gibt eine verkehrte Schichtfolge zu erkennen.

Auffallend ist, wie heftig sowohl Muschelkalk als auch Partnach Sch. hier gestaucht wurden.

Im Liegenden der Lechtaldecke ist die große Schuppungszone mit Schollen von grünem Granit ausgerüstet. Von der Sulzfluhzone sind nur mehr schmale Tithonkalklagen zu sehen.

Unterhalb der oberen Gapfahl Alpe fallen einige tiefere, mit Wasser gefüllte Dolinen auf, die wahrscheinlich eine verborgene Gipszone zur Anzeige bringen.

Am Kulmi steigen schön gefaltete Sandsteine und bunte Breccien des Gault neben grauen Couches rouges empör. In der Scharte zwischen Kulmi und

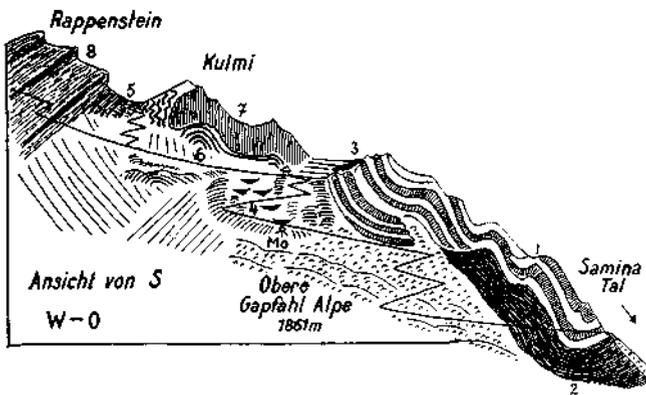


Fig. 29.

- |                                    |                   |   |
|------------------------------------|-------------------|---|
| 1 = Muschelkalk                    | } stark gestaucht | 6 = Gault Sandsteine und Breccien                                   |
| 2 = Partnach Sch.                  |                   | 7 = Couches rouges  |
| 3 = Sulzfluhkalk und grüner Granit |                   | 8 = Verschuppung und Verfaltung von grauen und roten Couches rouges |
| 4 = Dolinen                        |                   | Mo = Blockmoränen der Schlußvereisung                               |
| 5 = Neokom und Tristelkalk         |                   |   |

Rappenstein kommen Neokom und Tristelkalk heraus. Der Gipfelaufbau des Rappensteins wird von mehrfach übereinandergeschobenen und verfalteten grauen und roten Couches rouges besorgt.

In dieser Ansicht des Rappensteins kommt die Gewalt der von S→N vorwärts getragenen Gesteinsmassen voll zur Geltung.

Das nächste Bild (Fig. 30) gibt den Blick vom Nordhang des Rappensteins auf Kulmi und Heubühl wieder, einen Blick, der in Fig. 31 noch weiter von S und umfassender wiederholt wird.

In diesen beiden Ansichten kommt der schöpferische Formungsdrang der O→W Bewegung überzeugend zum Ausdruck.

Es hat keinen Sinn, dieses prachtvolle und ungehemmte Vorwallen der Gesteinsfluten gegen W nur zu einer lokalen Ablenkung der S→N Bewegung herabdrücken zu wollen. Beide Großbewegungen bestanden unabhängig für sich.

Jene von S→N ist die ältere, welche dann von der jüngeren O→W Bewegung ganz in ihren neuen Bannkreis gezogen wurde.

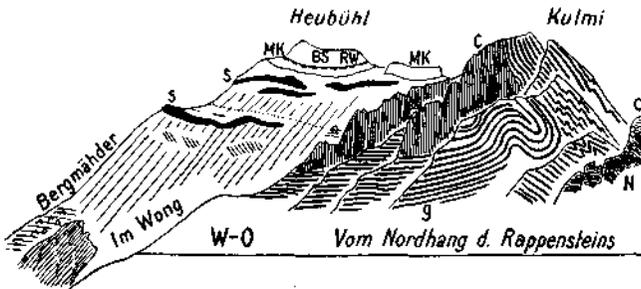


Fig. 30.

- |   |                |
|---|----------------|
| BS = Buntsandstein                                | } Lechtaldecke |
| RW = Rauhwacke                                    |                |
| MK = Muschelkalk                                  |                |
| S = Sulzfluhkalk und Couches rouges: Sulzfluhzone | } Falkniszone  |
| N = Neokom  |                |
| g = Gault   |                |
| C = Couches rouges                                |                |

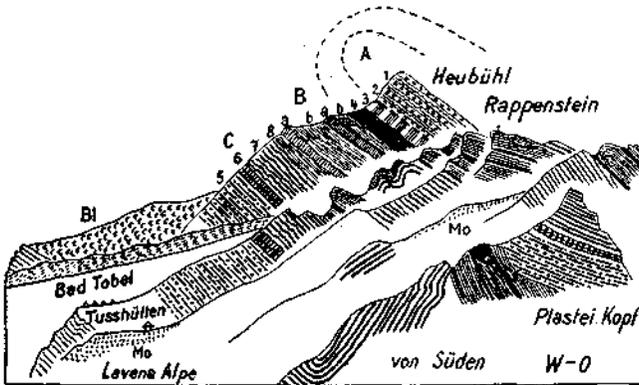


Fig. 31.

- |                         |                                   |
|-------------------------|-----------------------------------|
| 1 = Buntsandstein       | } A = Stirnfalte der Lechtaldecke |
| 2 = Rauhwacke           |                                   |
| 3 = Muschelkalk         |                                   |
| 4 = Partnach Sch.       | } B = Sulzfluhzone                |
| a = Sulzfluhkalk        |                                   |
| b = Couches rouges      | } C = Falkniszone                 |
| 5 = Neokom              |                                   |
| 6 = Tristelkalk         |                                   |
| 7 = Gault               |                                   |
| 8 = Couches rouges      |                                   |
| Mo = Blockmoränen       |                                   |
| Bl = Bergsturzbloekwerk |                                   |

Wir befinden uns nun bereits ganz nahe an der Falknis, die mit ihren stolzen und ungemein brüchigen Wänden den Hintergrund der Lavena Alpe schroff beherrscht.

Mächtige Moränen der Schlußvereisung sind hier aufgestapelt und bilden Sammelschwämme für große Quellen.

Riesenhaftes Blockwerk stürzt von allen Seiten nieder und verleiht dem „Dämmera Tal“ den Ernst und die Gewalt des Hochgebirges.

Von dem hohen Eck der Falknis (2566 m) zieht der Guschagrät gegen NW zur Mittags Sp. hinaus, die mit gewaltigen Wänden einerseits ins Tuß Tobel, andererseits gegen Balzers abstürzt. Eine Detailansicht dieses Kammes soll uns Fig. 32 vermitteln.

Wie man gleich erkennt, besteht das Gefüge dieses Profils unten und oben aus Juragesteinen, während das Mittelstück aus Kreideschichten gebildet wird.

Man könnte daher die Großform einer Mulde als Leitmotiv vermuten, was aber nicht der Wirklichkeit entspricht.

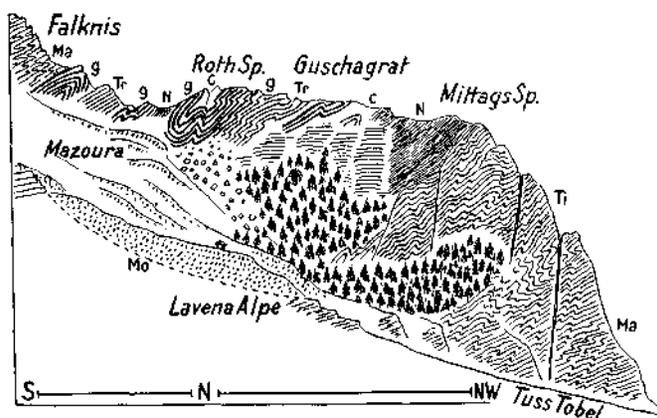


Fig. 32.

Ma = Malmkalke	g = Gault Sandsteine und Breccien
Ti = Tithonkalke	C = graue und rote Couches rouges
N = Neokom	Mo = Blockmoränen der Schlußvereisung
Tr = Tristelkalk	

An der Mittags Sp. große Zerrklüfte

Die entscheidende Ahweichung bildet der Falknis Gipfel, welcher aus Malm besteht und längs einer flachen Bahn den jüngeren Schichten aufgeschoben liegt.

Diese Auflagerungsfläche zeigt nach der Karte von D. Trümpy ein gleichmäßiges Einfallen von W→O, das auf einer Strecke von etwa 1300 m den Betrag von zirka 400 m erreicht. Es läßt sich dieses Gefälle sowohl an der Nord- als auch an der Südseite der Falknis feststellen. Wir haben also eine klare Aufschiebung des Falknis Gipfels von O→W vor uns.

Der Gipfelkörper selbst ist außerordentlich heftig in sich verfaltet, wobei neben den stark ausgezogenen Überfaltungen von S→N (Fig. 33) fast ebenso lebhaft Überfaltungen von O→W bestehen.

Aus dieser gewaltsamen, nach zwei Richtungen ausgebildeten Überfaltung entspringt auch die große Brüchigkeit der steilen Falkniswände. In den

Malmschichten der Falknis treten die Bänke der eigenartigen Falknisbreccie auf, die bekanntlich reichlich fremde kristalline Gerölle und Brocken umschließen.

Die Blöcke dieser Breccie kann man auf den Schutthalden der Falkniswände hequem besichtigen. Was daran besonders auffällt, ist die große Masse des festen kalkigen Zements, in welcher die fremden Bestandteile dicht eingeschlossen schwimmen.

Genauere Untersuchungen der Komponenten haben schon Tarnuzzer und Trümpy geliefert. Neben deutlichen Geröllen ist viel kantiger und feinkörniger kristalliner Schutt vorhanden, der oft zu streifigen Schwärmen ausgezogen erscheint.

In dem machtvollen Bauwerk der Mittags Sp. (Fig. 32) habe ich keine Falknisbreccien in den Malm Sch. beobachten können.

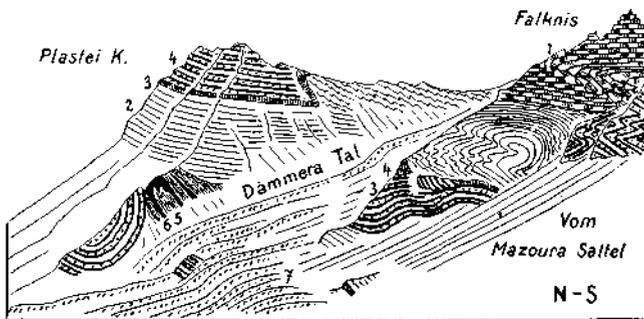


Fig. 33.

- |                                   |                  |                  |
|-----------------------------------|------------------|------------------|
| 1 = Malm und Tithon               | 5 = graue        | } Couches rouges |
| 2 = Neokom                        | 6 = rote         |                  |
| 3 = Tristelkalk                   | 7 = Blockmoränen |                  |
| 4 = Gault Sandsteine und Breccien |                  |                  |

Wie das Profil Fig. 33 angibt, ist die gewaltige Auffaltung der Juraschichten an der Mittags Sp. sowohl auf Verfaltungen von S→N als auch auf solche von O→W zurückzuführen. Der hier abgebildete Naturanschnitt verläuft von SO gegen NW, also schräg zu beiden Bewegungsrichtungen. Interessant ist zu beachten, wie dieser gewaltige Faltenblock gegen den tiefen Einschnitt des Rheintals zu von scharfen, offenen Zerrklüften zerschnitten wird. Offenbar sind entlang dieser gigantischen Zerreißen Absenkungen gegen das Rheintal zu im Gange.

Glücklicherweise verlaufen diese Klüfte annähernd senkrecht, so daß die Gefahr einer Abgleitung nicht unmittelbar nahe liegt.

Ich will nun diese Arbeit nicht schließen, ohne noch auf einige schöne Beispiele von jungen Abgleitungen hinzuweisen, die ich bei der geologischen Landesaufnahme gefunden habe.

Der außerordentlich steile und hohe Abfall der Lechtaldecke gegen das Rheintal hat manche kleinere Rutschung beschwingt.

Zwischen den tiefen Einschnitten der Rappensteiner- und Tid Rüfi liegt ein waldiger Vorberg bedeckt vom Möckenwald, der auf der Karte von Ch. Schumacher als „Gehängeschutt“ eingetragen erscheint.

Die Untersuchung zeigt aber, daß es sich um eine große Gleitscholle von Raibler Sch. und Hauptdolomit handelt, die von der Höhe der Lechtaldecke

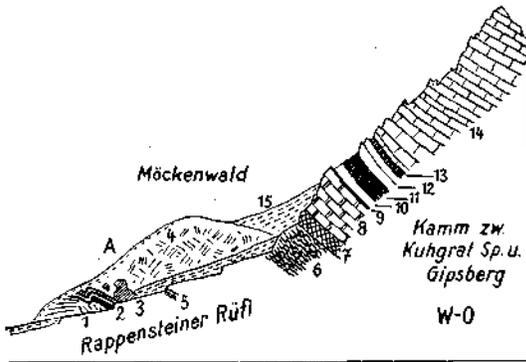


Fig. 34.

- |  |                                      |
|--|--------------------------------------|
| 1 = blaugrauer Dolomit                 | 9 = schwarze Schiefer und Sandsteine |
| 2 = Raibler Sandsteine und Tonschiefer | 10 = heller Dolomit                  |
| 3 = Rauhwacke                          | 11 = mächtige schwarze Mergel        |
| 4 = zertrümmerter Hauptdolomit         | 12 = Dolomitlagen                    |
| 5 = rote und grüne Flyschmergel        | 13 = weißer Gips                     |
| 6 = stark verfalteter Flysch           | 14 = Hauptdolomit                    |
| 7 = Dolomit—Mylonit                    | 15 = Murschutt                       |
| 8 = Arlberg Sch.                       | A = Gleitmasse des Mückenwaldes      |

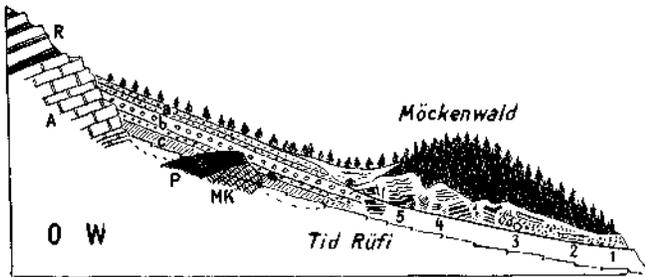


Fig. 35.

- |   |             |
|---|-------------|
| MK = Muschelkalk  |             |
| P = Partnach Sch.                                       |             |
| A = Arlberg Sch.  |             |
| R = Raibler Sch.  |             |
| 1 = kantiger Hangschutt                                 |             |
| 2 = gelber Lehm   |             |
| 3 = Blockwerk aus blaugrauem Dolomit                    |             |
| 4 = hellerer Dolomit mit dunklen Mergellagen            |             |
| 5 = schwarze Tonschiefer und Spur von Raibler Sandstein |             |
| a = feinerer  | } Murschutt |
| b = grober  |             |
| c = verkitteter   |             |

über den Flyschsoekel herabgefahren ist. Diese Scholle hat dabei, wie die beiden Profilansichten Fig. 34 und 35 näher ausführen, den Zusammenhang im Großen nicht verloren, im Kleinen ist sie aber durch und durch zerrüttelt und verworfen worden.

In dem tiefen Einschnitt der Tid Rüfi erkennt man auch die riesige Mächtigkeit der nachfolgenden Hangverschüttung, welche wohl über 60 m betragen dürfte. Dabei sind die untersten Lagen mit Kalkzement verkittet.

Ein interessantes Gegenstück zu dieser Felsgleitung ist im Samina Tal in Form einer beidseitigen Moränengleitung vorhanden.

Fig. 36 legt die Raumverhältnisse vor, wobei zu beachten ist, daß die beiden Rutschungen nicht genau gegenüberliegen.

Die Rutschung am westlichen Ufer ist wesentlich kleiner und liegt etwa  $\frac{1}{2}$  km weiter talab als jene auf dem Ostufer.

Von diesen Rutschungen sind hier nur große Massen von Grundmoränen der Würmeiszeit sowie darunter anstehende interglaziale Konglomerate ergriffen worden.

Beide Rutschungen haben noch so frische Umrisse, daß sie erst in jüngster Zeit entstanden sein können. Sie liegen in dem mittleren Teile des Samina

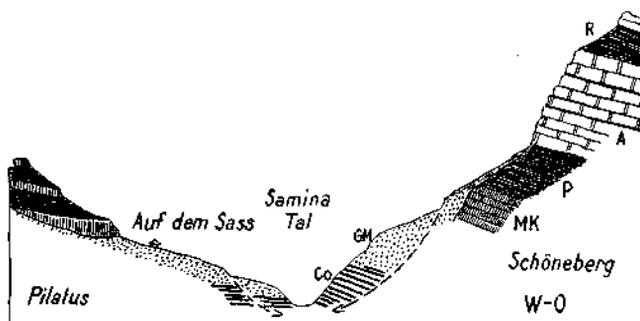


Fig. 36.

MK = Muschelkalk  
P = Partnach Sch.  
A = Arlberg Sch.  
R = Raibler Sch.

Co = interglaziales Konglomerat  
GM = Grundmoränen der Würmeiszeit  
Gleitungen im oberen Samina Tal

Tales, wo die Felssohle tief unter den Konglomeraten, Grundmoränen und Endmoränen begraben sein dürfte.

Auch im Samina Tal war hier die Eigenvergletscherung so stark, daß kein fremdes Eis bis hierher eindringen konnte. Die innersten kristallinen Erratika finden sich, wie schon Ch. Schumacher erkannte, bei der Mündung des Vallorsch Tales.

Zum Abschluß dieser Beschreibungen möchte ich noch die schönen Aufschlüsse in der tiefen Schlucht des „Schluchers“ nördlich von Malbun (Fig. 37) kurz besprechen.

Hier ist an der Südseite des Gemsengrates eine mächtige Schlucht eingegraben, die besonders im Bereiche der weichen Raibler Sch. stark verbreitert erscheint.

Die im Rachen der Schlucht aufgeschlossenen Schichten umfassen von oben nach unten: Hauptdolomit, Raibler Sch., Arlberg Sch., Partnach Sch.

Die steil aufgerichteten Platten des Hauptdolomits sind oben von einer alten Einebnungsfläche abgeschnitten.

Im Liegenden des Dolomits fallen vor allem gewaltige Türme aus gelblich-grauer, ziemlich fest gebundener Rauhwacke auf. Einige dieser Türme werden von dem reichlich zufallenden Schutte der Hauptdolomitwand wieder eingehüllt. Unter den Rauhwacken stellt sich dann ein sehr mächtiges Gipslager ein, das flach gegen O zu einfällt. Diesem Gipslager sind nun eine Reihe von roten und grünen Mergel- und Sandsteinbänken eingeschaltet, die nirgends im Rätikon so gut und vollständig erschlossen sind.

Diese roten und grünen Mergel und Sandsteine (wahrscheinlich Tufflagen) sind bis ins kleinste von blanken Harnischen durchzogen. Dadurch werden die Mergel in Glanzschiefer verwandelt, während die festeren Sandsteine in lauter blank gewichene tektonische Geschiebe zerfallen. Stellenweise sind die Harnische dann mit grünen, dünnen Malachithäuten überzogen. Diese roten und grünen Lagen sind zumeist den Gipslagen parallel eingeschaltet.

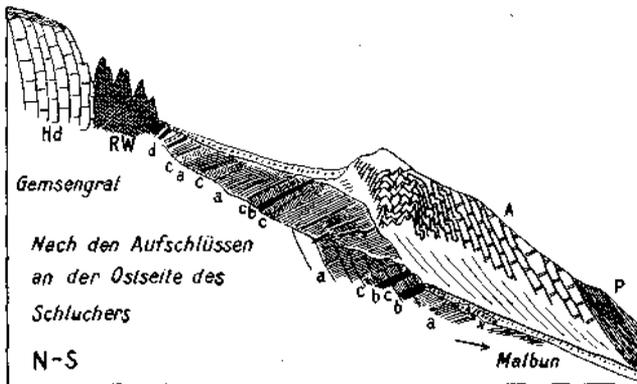


Fig. 37.

- |  |  |
|--|--|
| <i>Hd</i> = Hauptdolomit                     | <i>d</i> = gelbe Rauhwacken, grellgelbe Kalke, |
| <i>RW</i> = Rauhwacken der Raibler Schichten | grünliche Mergel                               |
| <i>a</i> = weiß-grau streifiger Gips         | <i>A</i> = Arlberg Sch.                        |
| <i>b</i> = rote Mergel und Sandsteine        | <i>P</i> = Partnach Sch.                       |
| <i>c</i> = grüne Mergel und Sandsteine       | <i>x</i> = Gehängebreccien                     |

Es kommen aber auch Stellen vor, wo diese Lagen schräg zum Gips verlaufen. Leider ist kaum zu entscheiden, ob dies ursprüngliche Lagerung oder tektonische Verstellung bedeutet.

Die weißen bis grauen Gipslagen sind dünn ausgewalzt. Offenbar wurden bei diesem Vorgange auch die zwischengelagerten Schichten in Mitleidenschaft gezogen.

Die Gipsschichten des Schluchers sind in einer langsamen Abwärtsbewegung begriffen, die an zahlreichen Gleitflächen zur Auslösung gelangt. Auf diese Weise sind die Gipschichten im Mittelteile der Schlucht schon beträchtlich tiefer herabgesunken als an den Seitenrändern.

Die im Liegenden der Raibler Sch. auftretenden Arlberg Sch. sind dagegen aufwärts geschoben, was sich in ihrer lebhaften Stirnfaltung ausspricht. Begeht man nun das Gehänge an der Ostseite des Schluchers, so findet man über bergabfallenden Gipsen der Raibler Sch. Schollen von feinflaserigen, graugrünen und roten Aptychenkalken mit etwa  $\frac{1}{2}$  dm dicken, roten und

grauen Hornsteinlagen. In der Tiefe des Schluchers ist keine Fortsetzung davon zu finden. Ebenso begegnet man Blöcken von Flyschsandsteinen, bunten Breccien, grünem Diabas und rotem Ophikalzit.

Die weitere Begehung des Geländes zwischen Schlucher—Jagdhaus Saß und Fürkli an der Westseite von Gemsengrat—Ochsenkopf bringt immer wieder dieselbe Erfahrung.

In der Tiefe der Gipsenrisse sind die Gipslagen mit den roten und grünen Einlagen recht gut aufgeschlossen. Im Gehänge dazwischen trifft man immer wieder Flyschsandsteine, bunte Breccien, Diabas, Ophikalzit...

Man gewinnt den Eindruck, daß diese Gesteine hier nur oberflächlich den Raibler Sch. aufgelagert sind.

Dieselbe Erfahrung wiederholt sich dann am Mattler Joch, wo auch über dem ausgedehnten Gipslager der Raibler Sch. wieder Flyschsandsteine, Buntbreccien, Hornsteine, Diabas, Ophikalzit herumliegen.

Es gibt nun zwei Möglichkeiten, diesen merkwürdigen Befund aufzuklären.

Es könnte sich dabei um eine jüngere Aufschiebung von diesen Gesteinen handeln, von denen heute nur mehr Reste übriggeblieben sind.

Es könnte sich aber auch um fremde Einschlüsse in den Gipsen der Raibler Sch. handeln, die sich dann nach Wegwitterung der weichen Gipslagen als härtere Einschlüsse allmählich angehäuft haben.

Für die erste Erklärung haben wir gleich in der Nähe am Weg vom Sareiser Joch nach St. Rochus im Gamperdona Tal ein prächtiges Beispiel.

Hier liegt auf einem Gehänge von Arlberg Sch. und Raibler Sch. (vgl. Fig. 10) unmittelbar am Wege unterhalb von P. 1582 *m* ein Haufwerk von roten, grünen schiefrigen Mergeln, Stücken von Aptychenkalken, roten und grünen Hornsteinen, Serpentin und Ophikalzit.

Hier ist an einer tektonischen Aufschiebung wohl nicht zu zweifeln.

Anderseits ist aber zu bedenken, daß innerhalb des Rätikons an fast allen Stellen, wo hier die sogenannte „Arosazone“ auftaucht, auch Gipslager der Raibler Sch. vorhanden sind. Erinnert man sich der leichten Zerstörbarkeit der Raibler Gipse, so kommt man zu dem Schlusse, daß dieses Nebeneinander von Gips und Hartgesteinen nicht zufällig sein kann.

Wenn freilich die Hartgesteine früher im Gips eingeschlossen waren, dann ist ihre Anreicherung bei der fortschreitenden Auflösung des Gipses leicht verständlich.

Unter diesen Hartgesteinen befinden sich nun aber auch häufig Gesteine von jüngerem Alter als die Raibler Sch. Es sind dies die dem oberen Jura angehörigen Radiolarite und Aptychenkalke, weiter die Flysch- und Kreidgesteine. Diese könnten den Raibler Sch. wohl nur nachträglich tektonisch einverleibt worden sein.

Für die Einschaltung von Serpentin und Talkgesteinen in den Gips könnte man die Funde in der Gipszone zwischen Dalaas und Radona Tobel anführen, welche ich in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie 1936 beschrieben habe. Jedenfalls ist mit der Möglichkeit von solchen Einschaltungen in den Gipslagern der Raibler Sch. unbedingt zu rechnen.

Bevor ich aber diese Lösung für das Auftreten eines Teiles der sogenannten „Arosazone“ im Rätikon bestimmen aussprechen möchte, müssen noch die verschiedenen großen Gipslager hier genauer auf die Führung von fremden Einschlüssen hin untersucht werden.

### Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit entsprang dem Wunsche, für das Westende des Rätikons an der Hand von neu gewonnenen Einsichten und Profilen den viel geleugneten und doch so mächtigen  $O \rightarrow W$  Drang aller Bewegungseinheiten in vertiefter Form nachzuweisen.

Zu diesem Zwecke wurden für alle wichtigeren Stellen Schnitte oder Ansichten der  $S \rightarrow N$  Richtung solchen der  $O \rightarrow W$  Richtung gegenüber gestellt.

Der Leser kann sich unschwer davon überzeugen, daß das Ausmaß der Faltung und Schiebung in beiden Richtungen annähernd dasselbe ist.

Der Hauptunterschied liegt darin, daß die jüngere, nachfolgende  $O \rightarrow W$  Bewegung größtenteils in der Form von „Reliefüberschiebungen“ vor sich gegangen ist.

Beispiele von derartigen Reliefüberschiebungen werden vom Plateau des Schafgafalls im Rellstal, vom Plateau der Sulzfluh und besonders großartig von der Westflanke des Gamperdona Tales zwischen Gensengrat und Naaf Kopf vorgeführt.

In allen diesen Fällen erfolgte der Vormarsch der Relief-Schubmassen von  $O \rightarrow W$  bis auf die Höhe von alten Landflächen (Einebnungen). Wie man am Sareiser Joche erkennt, sind hier die Altriasmassen in eine Furche hineingeschoben, die bereits in die tertiären Altflächen eingeschnitten war.

Wir können daraus auf das jugendliche Alter der  $O \rightarrow W$  Bewegung schließen.

Zwischen dem relativen Grundgebirge und den aufgeschobenen Triasmassen ist es meist zur Ausbildung von typischen Vermischungs- und Schuppungszonen gekommen.

Beispiele solcher Zonen werden von der Sulzfluh, vom Pfälzer Hause und vom Bargella Joch beschrieben.

Die Grundkonstruktionen dieser Zonen gehen wahrscheinlich auf die ältere  $S \rightarrow N$  Bewegung zurück. Nur die Umformung und letzte Einpassung dieser Schuppungstreifen ist ein Werk der  $O \rightarrow W$  Bewegung.

Die große Abschrägung an der Südseite der Dolomitmasse von Gipsberg—Gallina Kopf ist weder auf eine Verwerfung noch auf eine Umstülpung zurückzuführen. Vielmehr handelt es sich um eine Schubfläche, längs welcher eine mächtige Aufschiebung einer zirka 8 km langen Flyschzone stattgefunden hat. Diese Aufschiebung ist von  $S \rightarrow N$  zu erfolgt.

Dagegen hat sich herausgestellt, daß an dem Kamm Pilatus—Kulm—Heubühl nicht zwei verschiedene Triasschubmassen, sondern nur eine von  $O \rightarrow W$  zu überschlagene Stirnfalte der Lechtaldecke vorliegt.

An dem Riesenfaltensbauwerk der Falknis sind die beiden Bewegungsrichtungen ebenbürtig beteiligt.

Die  $O \rightarrow W$  Bewegung äußert sich hier an Falknis—Fläscherberg—Schollberg—Gonzen in einer gewaltigen Aufschuppung beim Vormarsch gegen die Alvier Gruppe, der landschaftlich am Rheinknie großartig und jugendlich frisch zum Ausdruck kommt. Anschließend an diese Untersuchungen werden noch zwei Fälle von jungen Gleitungen im Rhein- und Samina Tal beschrieben.

Den Schluß der Arbeit bildet endlich eine Darstellung der schönen Aufschlüsse im Schlucher bei Malbun mit einer Überlegung über die Beschaffenheit und Herkunft der sogenannten „Arosazone“. Im Schlucher treten innerhalb

eines mächtigen Gipslayers der Raibler Sch. eine Reihe von roten und dunkelgrünen Lagen von Glauzschiefern und Sandsteinen auf.

Daran wird die Vermutung geknüpft, daß möglicherweise ein Teil der „Arosazone“ im Rätikon durch die Auswitterung von bunten Einschlüssen der Raibler Gipse entstanden sein kann.

Ein anderer Teil entstand aus der Einschuppung von Triasmaterial von oben, von Sulzflughgesteinen und Falknisgesteinen von unten und ist also lokalen Ursprungs. Insbesondere sind die Sandsteine und bunten Breccien des Gault sowie die roten und grauen Mergel der Couches rouges häufig am Bestande der Schuppungszonen mitbeteiligt.

Fremder sind die Einschlüsse von Serpentin, Ophikalzit, Granit. Einschlüsse von Serpentin und Talkgesteinen habe ich aber neben Blöcken von Altrias z. B. im Gipslager Dalaas—Radona bereits gefunden.

Während die Entscheidung über den Inhalt und die Herleitung der verschiedenen Bestandteile der Arosazone noch weiterer Nachforschungen bedarf, ist jene über die Bedeutung, Wirksamkeit und Jugendlichkeit der  $O \rightarrow W$  Bewegung bereits gefallen. Wir wissen heute, daß die gewaltigen Bewegungen von  $S \rightarrow N$  die Großordnungen der Schub- und Gleitdecken geschaffen haben.

Damit war aber ihre Wirksamkeit auch erschöpft. Nach einer langen Zeit der Abtragung und Einebnung wurden die Ruinen der alten Bauschöpfung aufs neue von Bewegungen durchflutet, die diesmal aber hauptsächlich in der Richtung des Streichens zur Auswirkung gelangten. Im Zuge dieser Flutung wurden auch die Ostalpen weithin über die Westalpen vorgetrieben.

Dabei kam es vielfach zur Ausbildung von Reliefüberschiebungen. Diese Reliefüberschiebungen drangen sogar über alte Einebnungsflächen vor, wodurch die lange Zeit der Abtragung aufs klarste bewiesen wird, welche zwischen den  $S \rightarrow N$  und den  $O \rightarrow W$  Bewegungen vergangen ist.

# Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereiche des Kartenblattes Köflach und Voitsberg.

VON Dr. Lukas Waagen.

Mit einer geologischen Karte 1 : 50.000.

## Inhalt.

	Seite
I. Einleitung .....	311
II. Die Schichtfolge und ihre Gesteine.....	313
1. Silur .....	313
2. Silur bis Unterdevon .....	316
3. Unteres Unterdevon .....	318
4. Oberes Unterdevon .....	319
5. Oberdevon .....	320
6. Kreideablagerungen .....	321
7. Miozän .....	322
8. Pliozän .....	325
9. Quartärablagerungen .....	326
III. Geologischer Bauplan.....	327
IV. Nutzbare Lagerstätten.....	328

### I. Einleitung.

Die hier vorgelegte Karte umfaßt verschiedene geologische Einheiten, welche auch bereits zum Teile gesonderte Bearbeitung gefunden haben.

So lenkte vor allem das Kohlenbecken von Köflach und Voitsberg nicht nur seiner wissenschaftlichen, sondern auch seiner praktischen Bedeutung wegen die Aufmerksamkeit auf sich und fand in den „Mineralkohlen Österreichs“ (Wien 1903) eine monographische Bearbeitung.

Bei den gleichalterigen Ablagerungen von Rein war es umgekehrt mehr die wissenschaftliche als die praktische Seite des Vorkommens, die zur Bearbeitung herausforderte. Benesch hat in den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913 einen Aufsatz „Über einen neuen Aufschluß im Tertiärbecken von Rein“ veröffentlicht, wobei er auch einen Überblick über die vorausgehenden Veröffentlichungen paläontologischen Inhaltes gibt.

„Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf“ wurde von Hilber in einer eingehenden Arbeit im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XLIII, 1893, behandelt, die auch die früheren Veröffentlichungen in reichem Ausmaße anführt und berücksichtigt.

Eine andere Einheit unseres Gebietes: „Die Kreidebildungen der Kainach“, wurde von Walter Schmidt monographisch bearbeitet (Jb. Geol. R.A.

LVIII, 1908), wobei auch wieder das frühere Schrifttum entsprechend verzeichnet und verarbeitet wurde.

Über das Paläozoikum hat Rolle eine große Anzahl heute noch wertvoller Beobachtungen zusammengetragen und als „Geologische Untersuchungen in dem Teile Steiermarks zwischen Graz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg“ in Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, VII, 1856 veröffentlicht. Seither sind sehr zahlreiche Untersuchungen im Grazer Paläozoikum durchgeführt worden, von welchen hier bloß als die wichtigste die Monographie von Heritsch: „Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz“ (Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, 92. Bd., 1915, und 94. Bd., 1917), angeführt sei.

Die Geologische Neuaufnahme des in Rede stehenden Gebietes wurde in den Jahren 1920 bis 1922 mit einigen Begehungen vorbereitet und dann in den Jahren 1923 bis 1929 durchgeführt, über welche Arbeiten im Jahresbericht der Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt von 1924 bis 1930 regelmäßig Bericht erstattet wurde. Außerdem wurden aus Anlaß der Kartierungsarbeiten von Waagen noch folgende Veröffentlichungen hinaus gegeben:

1. Das Kohlenbecken von Köflach-Voitsberg und seine Umgebung. Verh. Geol. Bundesanst. 1925.
2. Geologischer Bericht aus dem Kartenblatt Köflach-Voitsberg. Verh. Geol. Bundesanst. 1927.
3. Silur an der Peripherie des Kirchkogel—Frauenkogel-Zuges in der Umgebung von Graz. Verh. Geol. Bundesanst. 1930.
4. Geologischer Bau des Eichkogels bei Rein unweit Graz. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 139. Bd., 1. und 2. Heft, 1930.
5. Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz, Steiermark. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 139. Bd., 5. und 6. Heft, 1930.

Der Grund, weshalb das Kartenblatt trotz Abschluß der Arbeiten im Jahre 1929 nicht im Druck herausgegeben wurde, ist darin zu suchen, daß das metamorphe Grundgebirge, das einen großen Teil dieses Kartenblattes einnimmt, infolge verschiedener Hindernisse bis heute noch nicht geologisch neu kartiert werden konnte.

Es war deshalb bisher nicht möglich, diese Karte im Rahmen des von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebenen Kartenwerkes an die Öffentlichkeit zu bringen. Mit um so größerem Danke habe ich daher das freundliche Angebot meines hochverehrten Direktors, Hofrat Ampferer, begrüßt, die Karte in der nun vorliegenden Weise in Druck zu geben, damit die langjährige Arbeit nicht ganz verloren geht oder veraltet.

Wurde doch durch die Neuaufnahme eine ganze Anzahl bedeutsamer Fortschritte erzielt. So wurde südlich von Voitsberg die ausgedehnte Kowald-Tertiärmulde gefunden und ebenso das Übergreifen untermiozäner Süßwasserablagerungen auf das metamorphe Grundgebirge südlich des Köflach-Voitsberger Kohlenreviers in der Gegend von St. Martin. Weiters wurden die paläozoischen Kalke längs des Gradenbaches als Äquivalente des Schöcklkaltes erkannt, das Paläozoikum längs des Murtales konnte viel reicher stratigraphisch gegliedert werden und die Grenze der Kainach-Gosau wurde

genauer umrissen. Ganz besondere Sorgfalt wurde aber auf die Erkennung der Bruchtektonik verwendet und besonders im Paläozoikum ein geradezu verwirrender Schollenbau festgestellt, der aber auch in die Kainach-Gosau übergreift.

Schließlich muß noch erwähnt werden, daß manche Funde, welche seinerzeit von Hilber oder dessen Vorgängern im Tertiär gemacht worden waren, bei der Neubegehung nicht mehr bestätigt werden konnten. Solche Funde mußten daher entweder aus der alten Karte übernommen oder vernachlässigt werden.

Was endlich die Morphologie anlangt, so wird diese im Nachfolgenden weniger berücksichtigt werden, da ja über dieses Gebiet bereits die ausgezeichneten Arbeiten von Sölch vorliegen, von welchen als die wichtigsten die folgenden genannt seien:

Epigenetische Erosion und Denudation. Geol. Rundsch., IX, 1918.

Das Grazer Hügelland. Ein Überblick über seine geomorphologische Entwicklung. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 130. Bd, 8. und 9. Heft, 1921.

Die Landformung der Steiermark. Graz 1928.

Auch die Arbeit von Heritsch: Die Entstehung der Hochgebirgsformen (Graz 1927) mag in diesem Zusammenhang Erwähnung finden.

## II. Die Schichtfolge und ihre Gesteine.

### 1. Silur.

Wenn wir von dem metamorphen Grundgebirge, das ja vielleicht auch altpaläozoische Schichtglieder enthält, absehen, so beginnt hier die sedimentäre Schichtfolge mit dem Silur.

Schon Rolle hat (l. c., 1856, S. 242—243) aus dem „Liebachgraben“, heute Liebochgraben das Vorkommen eines eigentümlichen kalkigtonigen feinsandigen Gesteines beschrieben, das in ganz frischem Zustande dunkelgraue Farbe und mehr das Aussehen eines Kalksteines als eines Sandsteines besitzt. Es verwittert leicht an der Luft zu einer sandsteinartigen graulichgelben Masse, in welcher dann Versteinerungen zum Vorschein kommen, die allerdings sehr schlecht erhalten sind, unter welchen aber Rolle immerhin die Gattungen *Orthis* und *Terebratula* erkennen konnte, Crinoiden-Stielglieder finden sich ziemlich häufig.

Erst 1930 wurden dann von Habermelner an dem gleichen Punkte neuerdings Fossilien gefunden und diese von ihm zusammen mit Heritsch veröffentlicht. Es konnten verschiedene *Orthis* sp. und nebstdem *Lindströmia subduplicata* Mc. Coy sowie *Chasmops cf. maxima* F. Schmidt festgestellt werden.<sup>1)</sup> Daraus wird der Schluß gezogen, daß es sich hier um Caradoc (Oberes Untersilur; Silur  $d_3$  und  $d_4$ ) handelt. Bemerkenswert ist, daß diesen Sandsteinen auch sandigtoniger unreiner Flaserkalk eingeschaltet erscheint, und Heritsch hält es auch für möglich, daß die Kalke, welche sich am nördlichen Ende des Vorkommens einstellen, dem Obersilur angehören. Ob diese Annahme zutrifft, kann ohne Fund von Fossilien nicht entschieden

<sup>1)</sup> Habermelner-Heritsch, Caradoc bei Stivoll, Verh. GBA. 1930, S. 165—166.

werden. Die Kalke scheinen etwas dolomitisch zu sein und unterscheiden sich auch im Aussehen von den nachweislich obersilurischen Kalken jener Gegend.

Weiter aufwärts im Liebochgraben, dort wo sich von der linken Talseite nördlich von Stivoll die Bergnase vorschiebt, die den Bauernhof Rauner und die Kote 627 m trägt, finden sich am Bergfuß ganz ähnliche Quarzite und Sandsteine, welche ich mit Vorbehalt auch dem Untersilur zuzählen möchte. Eine tatsächliche Altersbestimmung wird ja nur möglich sein, wenn auch hier einmal Fossilien gefunden werden sollten.

Ganz die gleichen Ablagerungen, graue quarzitisches Sandsteine, welche auch wieder zu gelblichen weichen Sandsteinen verwittern, finden sich in jenem Zuge, der als Fortsetzung des Göstinger Schieferzuges nachgewiesen werden kann und den ich seinerzeit als „tektonischen Streif“ bezeichnete. Haberfelner hat hier ebenfalls Fossilien gefunden, u. zw. in dem kleinen Steinbruche etwa 50 m ONO vom Binderwirt. Heritsch hat diese Fossilien bestimmt und erwiesen, daß es sich hier ebenfalls um Caradoc, also oberes Untersilur, handelt.<sup>1)</sup> In der Fortsetzung des gleichen Gesteinszuges gegen SO kommt man auf den Sattel von Walddorf, der durch ein Feldkreuz bezeichnet wird. NW von diesem befindet sich am Südhänge des Maierkogels (684 m) in etwa 650 m Höhe ein kleiner Steinbruch. Hier sieht man als Hangendes der Sandsteine erst Tonschiefer und dann blaue Kalke. Trotz der ungenauen Ortsangabe bei Heritsch<sup>2)</sup> ist anzunehmen, daß die von ihm aus dem „südlichen Gehänge des Maierkogels“ mitgeteilten Fossilien von dem eben angeführten Fundpunkte stammen. Die Auffindung von *Alleynea perfecta* Poëta und *Favosites Forbesi* M. E. H. var. *nitidula* Poëta verweisen diese Kalke in die Stufe e<sub>7</sub>, also in das oberste Obersilur.

Zu bemerken ist noch besonders, daß die bisher besprochenen Fundpunkte von überwiegend sandigen Silurablagerungen nicht im regelmäßigen Schichtverhalte angetroffen werden, sondern entlang von Bruchlinien auftauchen. Speziell der Göstinger Schieferzug macht sich als eigentümlicher tektonischer Streif bemerkbar, der teils an einem Bruche mit seinem Nordrande abstößt (nicht aber in der Gegend von Talwinkel, wo eine regelmäßige Schichtfolge vorhanden zu sein scheint), teils aus den südlichen Quadranten her randlich überschoben wird.

Heritsch möchte auch einen serizitischen Tonschiefer bei dem Genoveva-Bildstock, westlich des Eichkogels, in welchen sich „Spuren von Treptostomen“ finden sollen, dem Caradoc zuweisen.<sup>3)</sup> Diese Zuweisung erscheint mir aber doch noch recht fraglich.<sup>4)</sup>

Hingegen möchte ich, wie ich immer wieder im Gegensatz zu Schwinner, Heritsch, Clar usw. betone, die Schöcklkalke, wie dies ja früher von eben diesen Autoren angenommen wurde, in das Silur stellen. Schon 1930 suchte ich nachzuweisen, daß wir in dem vorliegenden Kartenblatte eine normale Schichtfolge vom Schöcklkalk bis in die Dolomitsandsteinstufe vor uns haben und daß auch zwischen dem Liegenden, dem metamorphen Grundgebirge, und den Schöcklkalken eine organische Verbindung besteht.<sup>5)</sup> Neuer-

<sup>1)</sup> Heritsch, Caradoc bei Plankenwart westlich von Graz. Verh. GBA. 1930, S. 136.

<sup>2)</sup> Heritsch, Die Stufe e<sub>7</sub> bei Plankenwart westlich von Graz, Ibid., S. 168—170.

<sup>3)</sup> Heritsch, Caradoc, Mitteldevon und Karbon bei Gratwein. Verh. GBA. 1930, S. 170.

<sup>4)</sup> Waagen, 3, 1930.

<sup>5)</sup> Waagen, 5, 1930.

dings haben mich aber gerade meine Studien im Göstinger Schieferzuge (allerdings weiter östlich im Kartenblatt Graz) wieder durchaus in meiner Ansicht bestärkt. Dieser Schieferzug enthält an verschiedenen Stellen auch Kalke. So rote Kalke in der Gegend von Talwinkel, deren Fossilinhalt eine Zuweisung in das Obersilur ermöglicht, und weiter im Hangenden blaue Kalke, wie sie schon vom südlichen Gehänge des Maierkogels erwähnt wurden und wie sie auch bei Gösting selbst im Göstinger Schieferzuge fossilführend angetroffen werden, und die in  $e_7$  eingereiht werden müssen. Untersucht man aber den Göstinger Schieferzug in der Gegend von Talwinkel genauer, so erkennt man, daß hier in reduziertem Maße ein ganz ähnliches Profil vorliegt, wie es in dem Gebiete von Deutsch-Feistritz, Übelbach und Frohnleiten als normale Schichtfolge festgestellt werden konnte, nur daß hier in Talwinkel jedes einzelne Glied eine wesentlich geringere Mächtigkeit besitzt. Die roten und blauen Kalke des Göstinger Schieferzuges würden dann als Vertretung des Schöcklkalkes anzusehen sein, mit welchem übrigens die blauen Kalke auch eine nicht zu verkennende Ähnlichkeit besitzen.<sup>1)</sup>

Man ist gewohnt den Schöcklkalk stets als ein massiges Gestein anzutreffen. Nördlich des Übelbachtals werden die gleichen Ablagerungen aber auch in einer schieferigen Fazies angetroffen, die sich über eine ziemlich ausgedehnte Fläche verbreitet und daher im Kartenbilde besonders ausgezeichnet werden konnte. Man findet solche am Hange gegen das Murtal zwischen Schloß Rabenstein und Steindorf und in einer ziemlich breiten Zone, die sich zwischen Übelbach und Guggenbach gegen NO hin erstreckt. Unter den zahlreichen verschiedenen Schiefen, welche hier auftreten, sind die geschieferten Schöcklkalke doch dadurch zu erkennen, daß man stellenweise immer wieder ihnen eingeschaltete massige Kalke feststellen kann und auch Übergänge von der einen zur anderen Fazies zu beobachten sind. Im extremen Falle, besonders längs einer Bruchlinie, besitzen sie jedoch ein vollkommen abweichendes Aussehen: die Kalkschiefer werden hier immer dünnschichtiger, his herab zu Pappendeckelstärke, und die Schichtflächen erscheinen vollständig mit Serizit bedeckt.

Außerdem gibt es aber auch noch eine dolomitische Fazies des Schöcklkalkes, die sich ebenfalls in ziemlicher Ausdehnung nördlich von Übelbach vorfindet. Auch in diesem Falle läßt sich ein allmählicher Übergang aus dem normalen Schöcklkalk beobachten, auch finden sich Linsen dieses Kalkes in den Dolomit eingeschlossen und auch an der Basis der Dolomite treten meist normale Schöcklkalke auf. Auch dem äußeren Ansehen nach ist dieser Dolomit von den unterdevonischen Dolomiten gut zu unterscheiden, so daß eine Verwechslung leicht zu vermeiden ist.<sup>2)</sup>

In der Nordostecke der Karte beobachtet man über normalem Schöcklkalk graublauen Dolomit geringer Mächtigkeit, der aus dem Kalke fast unmerklich hervorgeht, und darüber stellt sich dann Sandstein ein. Später schalten sich im Hangenden Taschenschiefer zwischen die Sandsteinbänke ein, die immer mehr überwiegen, so daß man von Taschenschiefern mit eingeschalteten Sandsteinbänken sprechen kann, bis schließlich ein geschlossener Schieferkomplex vorliegt. Dieses Dolomitandsteinvorkommen hat somit

<sup>1)</sup> Waagen, Verh. GBA. 1937, S. 78—79.

<sup>2)</sup> Waagen, 5, 1930, S. 409—412.

nichts mit der ähnlichen Schichtgruppe unterdevonischen Alters zu tun, welche noch zu besprechen sein wird, sondern sie bildet tatsächlich einen Übergang von den Schöcklkalken zu den Taschenschiefern und ist daher als obersilurisch anzusehen. Von Clar wurden diese Schichten, die auch in anderen Gegenden des Grazer Paläozoikums auftreten, ganz richtig als „Übergangsschichten“ bezeichnet, unter welchem Namen sie auch von uns auf der Karte ausgeschieden wurden. Der Beweis für ihre Zwischenstellung erscheint übrigens gerade auf unserer Karte in der Gegend von Schrauding dadurch erbracht, daß südlich der Häusergruppe über dem Schöcklkalk eine geringmächtige Lage von Taschenschiefern vorhanden ist, über welchen sich erst die Dolomite und Sandsteine der Übergangsschichten einstellen, so daß diese im Süden von Taschenschiefern unterlagert werden, im Norden aber in die gleichen Schiefer nach oben übergehen.

An anderen Stellen fehlen jedoch die Übergangsschichten und die Schöcklkalke werden zumeist von den Taschenschiefern direkt überlagert. Es wurde für diese Schiefer in der Literatur auch vielfach die Bezeichnung „obere Schiefer“ in Anwendung gebracht, zum Unterschiede von den „unteren Schiefer“, die wohl besser ihre ursprüngliche Bezeichnung als „Semriacher Schiefer“ beibehalten sollen. Die Taschenschiefer bilden eine Serie phyllitischer, z. T. auch serizitischer meist dunkler seltener lichter Schiefer, in welchen oft auch Grünschiefer und Diabase auftreten, die bei größerer Mächtigkeit auch in der Karte zur Darstellung kamen. Ihre größte Verbreitung besitzen diese Schiefer in unserem Gbiete in der Gegend von Deutsch-Feistritz, wo sich ein Zug von Wurmbach im Murtales bis Klein-Stübing verfolgen läßt. Kleinere Vorkommen finden sich weiters in der Umgebung von Waldstein (nördlich und südlich), im oberen Schirringtale, im Liebochtale und bei Voitsberg. Hier ist die höhere Metamorphose der Schiefer bemerkenswert: sie sind dunkel- bis schwarzgrau, führen Granaten und sind durch eingestreute Glimmerschüppchen etwas flitterig, wodurch sie ein phyllitisches Aussehen bekommen. Einlagerung von grünen Schiefer ist seltener zu beobachten. Bemerkenswert sind jedoch die Hornsteineinlagerungen, die zusammen mit der Granatführung eine Annäherung an die „Gradener Serie“ des Grundgebirges herbeiführen.<sup>1)</sup> Erwähnt mag auch noch ein an Brüchen eingeklemmtes Schiefervorkommen auf der Nordseite des Lukaskogels (NNO von Kainach) werden. Es sind hier schwarze phyllitische Schiefer, die in der Kalkschieferserie aufbrechen und an Diabas abstoßen. Diese Schiefer wurden auch als Taschenschiefer auf der Karte ausgeschieden. Mancherorts finden sich in diesem Komplex auch graphitische Schiefer, so im Übelbachtale, südlich von Waldstein; hier sind sie übrigens in den Blei-Zinkerz-Bergbauen von Wichtigkeit.<sup>2)</sup>

## 2. Silur bis Unterdevon.

Sehr ausgedehnte Gebiete finden sich auf der Karte als „Kalkschieferstufe im Allg.“ ausgeschieden. Dazu ist zu bemerken: Heritsch hat schon seinerzeit eine Kalkschieferstufe im engeren und eine im weiteren

<sup>1)</sup> Waagen, 1, S. 172. — Mohr, Verh. GBA. 1924, S. 102—108.

<sup>2)</sup> Tornquist, Das System der Blei-Zinkerz-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge. Sitzber. Ak. d. W. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 137, 1928. — Waagen, 5, 1930.

Sinne unterschieden.<sup>1)</sup> Unter letzterer wollte er jene Glieder verstanden wissen, „welche in Kalkschieferfazies von der Unterfläche der Dolomitsandsteinstufe bis zu den Grünschiefern und Phylliten der Oberen oder Unteren Schiefer reichen“, und er möchte dieses mächtige Niveau von Kalkschiefern, Plattenkalken, Schieferkalken und Flaserkalken mit dem Devon in Parallele stellen.

Der Umfang dieser „Kalkschieferstufe im weiteren Sinne“ nach Heritsch ist somit recht unklar, denn bei ihrer unteren Begrenzung macht es schon einen sehr bedeutenden Unterschied, ob diese Stufe bis zu den „Oberen“ oder „Unteren Schiefer“ hinabreicht. Außerdem ist auch die Altersbestimmung dieser Kalkschieferstufe nicht ganz verständlich, da ja die Dolomitsandsteinstufe, also deren Hangendes, auf Grund ihrer Fossilführung allgemein als unteres Unterdevon angesprochen wird.

Meine Kartierungsarbeiten führten mich zu einem anderen Ergebnis. Diese Kalkschieferstufe enthält nämlich an verschiedenen Stellen immer wieder linsenförmige Einschaltungen, die jedoch von unten nach oben ihren Charakter gesetzmäßig ändern. Die tiefsten Lagen enthalten Linsen von Kalken, welche in ihrem Aussehen vollständig mit typischen Schöcklkalken übereinstimmen. In höheren Lagen findet man Linsen, die man bei größerer Ausdehnung ruhig als Taschenschiefer ansehen könnte, und auch Diabase finden sich in diesen Horizonten. Noch weiter im Hangenden stellen sich dann Einlagerungen von quarzitischem Sandstein, Quarzschiefern, blauen Quarziten und von Dolomiten, besonders Breschendolomiten, ein, und in den Hangendpartien endlich finden sich an manchen Stellen blaue Kalke mit einer reichen Korallenfauna, die somit den Riffkalken des oberen Unterdevons entsprechen. Die Äquivalente der Dolomitsandsteinstufe und des Riffkalkes sind an manchen Stellen in ziemlicher Ausdehnung anzutreffen, weshalb sie auf der Karte auch ausgeschieden wurden.

Durch diese verschiedenen Einschlüsse, die somit in der „Kalkschieferstufe im Allg.“ beobachtet werden können, scheint mir der Schluß nahegelegt, daß diese Stufe die gesamten Ablagerungen vom Silur (Schöcklkalk) his hinauf zum Riffkalk des oberen Unterdevons vertritt und somit einen wesentlich weiteren Umfang besitzt, als dies von Heritsch angenommen wurde. Daß es sich hier tatsächlich um Einlagerungen handelt und nicht etwa um tektonische Verschuppungen, geht daraus hervor, daß man diese verschiedenen Gesteinslinsen stets in der gleichen relativen Position im Schichtverbande antrifft. Bloß in den hangendsten Partien stellt sich eine noch ungeklärte Frage ein. Man kanu dort nämlich beobachten, daß stellenweise über korallen-erfülltem Riffkalk nochmals Dolomite auftreten. Man könnte sich nun zu der Auffassung verleitet fühlen, daß dies tatsächlich durch einen tektonischen Prozeß zu erklären sei, eine Meinung, die man auch dadurch zu stützen suchen könnte, daß gerade die Dolomite häufig als Breschendolomite angetroffen werden. Andererseits könnte man aber auch daran denken, daß es sich um eine fazielle Vertretung handeln könnte, was mir der Wahrheit näher zu kommen scheint, denu es konnte z. B. auf dem Höhenrücken östlich des Paarkogels heobachtet werden, daß hier die Gipfelscholle im südlichen Teile

<sup>1)</sup> Heritsch, Verh. GBA. 1927, S. 226.

aus Riffkalk, im nördlichen hingegen aus Dolomit besteht, und daß diese beiden Gesteine durch allmählichen Übergang miteinander verbunden sind.

Es ist dies vielleicht ein ähnlicher Fall wie bei den Schöcklkalken, die ebenfalls durch eine dolomitische Fazies vertreten werden können.

### 3. Unteres Unterdevon.

Als normale Entwicklung dieser Abteilung kann die Dolomitsandsteinstufe angesehen werden. In deren tieferem Abschnitte überwiegen zumeist sandige Ablagerungen: gelbliche Sandsteine, lichte Quarzite wechselnd mit hellen splätterigen Dolomiten. Darüber stellen sich dann zumeist grüne und rote Diabastuffe ein, mitunter auch in mehrfacher Folge, auf diese Art eine Zweiteilung der Dolomitsandsteinstufe herbeiführend. Ihnen folgt dann eine, zuweilen sehr mächtige Serie von hellen und blauen Dolomiten, häufig auch blauen Quarziten, die mit dem Auge von den gleichfarbigen Dolomiten nicht zu unterscheiden sind. Auch Breschendolomite finden sich an verschiedenen Stellen sowohl örtlich wie im Profile. Es ist möglich, daß diese Zertrümmerung mit kleineren Differenzialbewegungen in Zusammenhang zu bringen sind. Die Sprödigkeit des Materiales führt leicht zur Breschenbildung.

Wenn die voranstehende Schilderung der normalen Entwicklung der Dolomitsandsteinstufe entspricht, so finden wir auf der Westseite des Murtales von Rabenstein im Norden bis zum Eichkogel bei Rein vielfach eine andere Ausbildung, die sich besonders auf die untere Abteilung und die Zone der Diabastuffe bezieht. Für diese andere fazielle Entwicklung kann das Profil von Zitoll über den Parmaseggkogel, zwischen dem Übelhach- und dem Murtale, als typisch gelten. Hier haben wir die Aufeinanderfolge: Taschenschiefer — Falbenschiefer — Kalkschiefer — Dolomit. Es ist somit die ganze untere Abteilung der Dolomitsandsteinstufe durch eine schieferige Ausbildung ersetzt.

Die Falbenschiefer oder kalkfreien Schiefer, wie ich sie auch nannte<sup>1)</sup> (sie wurden schon von Heritsch als eine Serie erkannt, die von den Taschenschiefern abgetrennt werden muß), sind eine Schichtgruppe, in welcher Tonschiefer und phyllitische Schiefer weitaus überwiegen, Chloritschiefer hingegen nur untergeordnet auftreten. In großer Menge sind auch kieselige Schiefer vorhanden, die infolge der Verwitterung eine falbe bis gelbe Farbe annehmen, was mich zu der Namengebung veranlaßte, da sie der ganzen Gruppe ihr charakteristisches Ansehen verleiht. Ihr Hangendes bilden blaue Kalkschiefer, auf welche erst die Gesteine der Dolomitsandsteinserie, u. zw. weitaus überwiegend Dolomite, folgen.

Da diese Falbenschiefer durch Übergänge aus den Taschenschiefern hervorgehen, so ist ihr Alter als unteres Unterdevon und daher als Fazies der unteren Abteilung der Dolomitsandsteinstufe sichergestellt. Natürlich besteht auch die Möglichkeit, daß diese Schiefer auch nach unten weiter hinabgreifen und somit auch die Taschenschiefer durch sie z. T. faziell vertreten werden. Infolgedessen könnte den tiefsten Lagen stellenweise silurisches Alter zukommen. In diesem Falle wäre es auch möglich, daß westlich

<sup>1)</sup> Waagen, Verh. GBA. 1929, S. 59, und Waagen, 5, S. 408/9, 426, 430.

des Eichkogels, zwischen dem Geneveva-Kreuz und dem Punkte 693, wo ja die kalkfreien Schiefer verbreitet sind, tatsächlich Silur vorhanden ist. Daß es sich aber um Untersilur handelt, wie Heritsch aus dort aufgefundenen „Spuren von Treptostomen“ ableiten will,<sup>1)</sup> möchte ich doch sehr anzweifeln.

In den Falbenschiefen oder kalkfreien Schiefen finden sich auch stellenweise Diabase und Grünschieferbänder. Dagegen fehlt zumeist der eigentliche Diabashorizont, der an vielen Stellen die Zweiteilung der Dolomitsandsteinstufe in einen liegenden und einen hangenden Komplex verursacht. An ihrer Stelle tritt dann oft Kalkschiefereinlagerung auf. Am ausgebreitetsten sind solche im Gebiete des Plesch in der Gegend der Kehr. Deren Liegendes gleicht noch stark den Falbenschiefen, doch nimmt der Kalkgehalt immer mehr zu, so daß sie nach oben in richtige Kalkschiefer übergehen. Da man hier jedoch auch häufig Einschlüsse von Diabastuffen beobachtet, so ist damit der Beweis erbracht, daß wir in ihnen eine Fazies des Tuffhorizontes zu sehen haben, und wir können damit auch jene Schiefer in Parallele stellen, die an anderen Orten in gleicher Position auftreten. — Diese Schiefer gelangten auf der Karte als „Obere Kalkschiefer“ zur Ausscheidung. — Es muß jedoch hinzugefügt werden, daß sich stellenweise auch noch in einem höheren Niveau ganz ähnliche Kalkschiefer einstellen, welche scheinbar den Abschluß der Dolomitsandsteinstufe bilden, es ist dies hauptsächlich in der Umgebung des Schartenkogels, und die möglicherweise schon als geschieferte Riffkalken angesehen werden könnten. Auf der Karte wurden diese kleinen Vorkommen mit der gleichen Farbe ausgeschieden, wie die „Oberen Kalkschiefer“.<sup>2)</sup>

Es scheint aber, daß auch die obere Abteilung der Dolomitsandsteinstufe durch Schiefer vertreten werden kann. Es sind wieder sandig-schiefrige Gesteine, welche am besten als „Quarzitschiefer“ bezeichnet werden können, die als ziemlich mächtige Masse in dem Schieferzuge, der sich von Waldstein nach Rabenstein erstreckt, als Hangendes der Falbenschiefer auftritt.<sup>2)</sup> An anderen Stellen werden diese Quarzitschiefer nur in kleinen Resten an der Grenze des Falbenschiefers und des hangenden Dolomites angetroffen. Ihre Hauptmasse wurde auf der Karte ebenfalls mit besonderer Farbe ausgeschieden.

Daß auch in der Gruppe der „Kalkschieferstufe im Allg.“ in den hangenden Partien ausgedehntere dolomitische Linsen auftreten, welche ich als mit der Dolomitsandsteinstufe gleichalterig ansehen möchte, und deren bedeutendste Vorkommen gesondert ausgeschieden wurden, ist schon vorangehend erwähnt worden.

#### 4. Oberes Unterdevon.

Blaue Kalken, häufig mit weißen Kalkspatadern durchsetzt, in welchen das häufige Auftreten von tabulaten Korallen, besonders von *Favosites styriacus* und *Heliolites Barrandei*, sowie von Brachiopoden (*Pentamerus*-Durehschnitte) auffällt, bilden das obere Unterdevon. Diese Kalken werden häufig als Barrandei-Schichten oder auch nur einfach als devonische Riffkalken bezeichnet. Stellenweise läßt die Fossilfauna erkennen, daß diese Kalken auch noch in das Mitteldevon hinaufreichen, ohne daß eine Abtrennung möglich wäre. Heritsch hat schon 1915 aus der weiteren Umgebung von Gratwein (von der Einmündung des Auerteichabflusses in den Schürding-

<sup>1)</sup> Heritsch, Verh. GBA. 1930, S. 170—172, und Waagen, 3, S. 237.

<sup>2)</sup> Waagen, Verh. GBA. 1929, S. 60.

graben) mitteldevone Faunenelemente beschrieben und nochmals 1930, wobei es dahingestellt bleibt, ob sich beide auf den gleichen Fundpunkt beziehen.<sup>1)</sup>

Als Einlagerungen in den blauen Riffkalken finden sich an verschiedenen Stellen rote bis violette Kalkschiefer und seltener auch schwarze Tonschiefer, stets jedoch von so geringer Mächtigkeit, daß sich eine Ausscheidung auf der Karte nicht durchführen läßt.

Besondere Erwähnung verdienen nur noch die ebenflächigen schwarzen Tonschiefer, welche im Zuge des Eichkogels bei Rein in ziemlicher Verbreitung auftreten. Ihre Lage in der Schichtfolge ist nicht gnt feststellbar. Es läßt sich bloß beobachten, daß zwischen diesen Schiefen und dem Clymenienkalk eine deutliche Diskordanz besteht. Bloß an einer einzigen Stelle wird eine Konkordanz vorgetäuscht. Der Grund, weshalb wir diese Schiefer als den Riffkalken gleichalterig ansehen, ist darin begründet, daß man in diesen, wie z. B. im Plabutschzuge, ganz gleichartige Schiefer als Einlagerungen findet und umgekehrt hier am Eichkogel in den schwarzen Tonschiefern Bänke von typischen blauen Kalken mit weißer Kalkspatäderng, allerdings bloß bis zu einer Dicke von 30 cm, antrifft, welche in ihrem Aussehen vollständig den Riffkalken entsprechen.

Penecke<sup>2)</sup> hat diese schwarzen Tonschiefer für jünger als den Clymenienkalk gehalten, Heritsch erklärte sie dann 1917<sup>3)</sup> für eine Fazies des Riffkalkes, eine Ansicht, der ich auf Grund meiner Untersuchungen beipflichte.<sup>4)</sup> Neuestens hat Heritsch jedoch seine frühere Ansicht wieder aufgegeben; er vergleicht nun diese Schiefer mit den karbonen Tonschiefern der Dult und stellt sie diesen im Alter gleich.<sup>5)</sup>

## 5. Oberdevon.

Das Vorkommen von Oberdevon im Gebiete des Eichkogels bei Rein und am Steinberg westlich von Wetzelsdorf ist schon seit langem bekannt. Heritsch hat sich mit dem Eichkogel 1915 und 1917 eingehend befaßt und schon damals einen unteren und einen oberen Clymenienkalk unterschieden. Der untere besitzt zumeist graue Färbung und dichtes Gefüge; Crinoiden sind darin ziemlich häufig. Andere graue Kalke zeigen sich rot gesprenkelt. Seltener trifft man auch gelbliche und rote massige Kalke. Die obere Abteilung wird dagegen von flaserigen roten unebenflächigen Kalken gebildet. Die Umgrenzung des Vorkommens und die Verbreitung der einzelnen Stufen wurde von Waagen (4) 1930 genauer umrissen. Ebenso wie am Eichkogel liegen die Clymenienkalke auch am Steinberg, westlich von Wetzelsdorf, transgredierend über verschiedenen Stufen des Unterdevons. Hier am Steinberge fällt außer der grauen und roten Färbung auch noch eine violette in die Augen. Im allgemeinen finden sich graue gelb bis rot geflammte Kalke, die vollständig zertrümmert erscheinen und keine Schichtung erkennen lassen; daneben finden sich auch violette, unregelmäßig geschieferte

<sup>1)</sup> Heritsch, Denkschr., Ak. d. Wiss. Wien, 1915, Bd. 92, S. 577 und 588. Heritsch, Verh. GBA. 1930, S. 170—171.

<sup>2)</sup> Penecke, Jahrb. GRA., Bd. 43, 1893, S. 567—616.

<sup>3)</sup> Heritsch, Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 92, 1915, S. 599.

<sup>4)</sup> Waagen, 4, 1930, S. 33—36.

<sup>5)</sup> Heritsch, Verh. GBA. 1930, S. 171—172.

Kalke, aber auch rote und blaue Kalke mit weißen Adern. Eine Teilung der Clymenienkalke in zwei Stufen ist hier nicht möglich. Auffallend ist aber die starke Zertrümmerung aller Gesteine, welche es nahelegt, daß hier nicht nur eine Transgression, sondern auch eine teilweise Bewegung über den Untergrund stattgefunden hat.<sup>1)</sup>

## 6. Kreideablagerungen.

Die Ingression des Kreidemeeres hat das Gosaubecken der Kainach hinterlassen, dessen Sedimente durchaus transgressiv über paläozoischen Ablagerungen angetroffen werden. Wie früher erwähnt, fanden „Die Kreidebildungen der Kainach“ 1908 von Walter Schmidt eine monographische Bearbeitung,<sup>2)</sup> die jedoch durch die neue geologische Kartierung bezüglich des genaueren Umrisses des Verbreitungsgebietes und noch mehr bezüglich der Bruchtektonik wesentliche Ergänzungen fand.

Der stete Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern, der hier wie bei allen Transgressionsbildungen bezeichnend ist, wurde schon vielfach hervorgehoben, ebenso die Verfeinerung des Kornes vom Rande gegen die Mitte. Die Sandsteine und Schiefer zeigen vielfach Flyschcharakter und die Geröllvölker setzen sich ziemlich gleichmäßig aus Gesteinen des paläozoischen und des kristallinen Untergrundes zusammen, ein Beweis, daß nicht nur die Brandungsaufbereitung, sondern auch Küstenflüsse das Material beibrachten, denn die Kreidebucht erscheint allerorten durch einen Gürtel paläozoischer Gesteine von dem Kristallin getrennt.

Die Regel von der Kornabnahme gegen die Beckenmitte hin gilt nicht durchaus, denn ziemlich weit südlich von Kainach, am Hemmerberg (oder Hemmakogel), fand ich gerade die größten Konglomerate der ganzen Gegend mit paläozoischen Kalkgeröllen bis zu  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser. In dem gleichen Hemmakogel bei Afling werden aber in einem unterirdischen Steinbruche dünnschichtige feine Sandsteine und Mergelschiefer abgebaut, die als Gestellsteine und Schleifsteine gesocht sind, darüber liegen feine, sehr harte Sandsteine, die zeitweilig als Mühlsteine Verwendung fanden, und wieder darüber treten Schiefer und Zementmergel auf.

Die Schichtfolge dieser Kreideablagerungen ist überhaupt sehr abwechslungsreich. Es sei hier als Beispiel ein Profil vom Kreuzwirt in Geisttal angeführt, in welchem von unten nach oben nachstehende Schichtfolge zu beobachten ist:

Konglomerat mit Geröllen aus Quarz, kristallinen Gesteinen und paläozoischen Kalken in Walnußgröße,  
 dunkelroter Sandstein,  
 dunkelgrauer bis eisenschwarzer Sandstein,  
 dunkelroter Mergel,  
 graugrüner Sandstein,  
 grauer und brauner ockeriger Sandstein,  
 graue bis braune Mergel,

<sup>1)</sup> Purkert R., Die Scherbeanspruchung des Clymenienkalkes von Steinberg bei Graz. Zentrabl. f. Min. etc., 1927, Abt. B, Nr. 9, S. 362—365.

<sup>2)</sup> Jahrb. GRA. 1908, Bd. 68, S. 223—246.

Konglomerat mit dunkelgrauem kieseligem Bindemittel, aus dem die Gerölle leicht ausbrechen, ein schlackig-schwammiges Aussehen erzeugend; stellenweise ist schwarzer Hornstein (Lydit) eingeschlossen.

An anderen Orten finden sich wieder mehr Schiefer und Mergel in Wechslagerung mit den Konglomeraten. Alle diese sind aber nirgends horizontbeständig, so daß eine Ausscheidung in der Karte nicht in Frage kommt. Hervorzuheben ist jedoch, daß sich am Nordrande der Kreideablagerungen in weiter Verbreitung rote Färbung der Ablagerungen einstellt, gleichgültig, ob es sich um Konglomerate, Sandsteine oder Mergel handelt. Diese Rotfärbung verdient deshalb Erwähnung, weil dadurch eine große Ähnlichkeit mit den roten Gosaukonglomeraten der Gams bei Frohnleiten erzeugt wird.

Am Ostrande der Kainachgosau wird eine abweichende Fazies angetroffen: es finden sich hier an vielen Stellen braune bis braunschwarze, stark bituminöse Mergel und Kalke, welche sich durch Pflanzeneinschlüsse und Süßwasserkonchilien kennzeichnen und die auch Kohlenschmitzen und -flötze einschließen, die an verschiedenen Stellen, so besonders nordöstlich von Geisttal, Veranlassung zu Schürfungen gaben. Eine besondere Ausscheidung dieser Süßwasserablagerungen läßt sich auf der Karte nur stellenweise durchführen, da sich dieselben häufig auch nur als Einlagerungen zwischen Konglomeraten und dergleichen finden.

Abgesondert von dem Kainacher Gosaubecken findet sich zwischen dem Söding- und Lieboehgraben vom Stallhofberg bis St. Bartholomä auch noch eine kleinere Gosauscholle, welche in ihrem westlichen Teile die gleichen Sedimente aufweist, die wir schon kennengelernt haben, im östlichen Teile hingegen als Basis ebenfalls Konglomerate besitzt, über welche sich Sandsteine und Schiefer darüber legen, denen dann in mehrfachem Wechsel Zementmergel, Hippuritenkalke und Kalksandsteine folgen. Die Mergel wurden eine lange Zeit hindurch für die Zementfabrik in Judendorf heringewonnen.<sup>1)</sup>

## 7. Miozän.

In der weiten Grazer Bucht haben sich im unteren Miozän, vielleicht auch während des untersten Mittelmiozäns in verschiedenen Randbecken die Kohlen von Wies, Eibiswald, Köflach und Voitsberg abgelagert. Es handelt sich hier um eine typische Humus- oder Moorkohle, bei welcher erdige Braunkohlen mit Lagen von Lignit wechseln. — Im Becken von Köflach und Voitsberg bestehen die untermiozänen Ablagerungen vorwiegend aus blauen Tegeln, welche mit glimmerreichen Sanden wechselagern, und die außer den mächtigen Flözen auch häufig Kohlschiefer einschließen.

Die Randbildungen dieser Miozänbucht können vielfach als Strandfazies ausgeschieden werden. Es findet sich hier ein gröberer Sand, der durch Aufbereitung des kristallinen Grundgebirges entstand und zahlreiche Tafeln von Muskovit, oft von anscheinlicher Größe, enthält. Diese Ablagerungen sind besonders am Westrande der Miozänbucht, in der Gemeinde Fuchbach, zu sehen. — Bei Voitsberg, wo der Strand nicht aus kristallinen Gesteinen

<sup>1)</sup> Eine Übersicht über die Fossilführung findet sich bei: Hilber, Fossilien der Kainacher Gosau. Jahrb. GRA. 1902, Bd. 52, S. 277—284.

bestand, ist der Strandgrus anders zusammengesetzt: hier überwiegen Sande, auch Schotter, die teils in Wechsellagerung, teils in Übergußschichtung anzutreffen sind, stets aber ist Muskovit vorhanden, und in den Sanden treten auch Eisen- und Mangankonkretionen auf. Die Schotter besitzen immer deutlich lokales Gepräge, wodurch sie sich von den jüngeren Ablagerungen mit Sicherheit unterscheiden lassen. Sie bestehen aus Gneisgeröllen, Glimmerschiefergeschieben und auch Gosausandsteinen, wogegen Quarzgerölle nur in verschwindender Minderzahl auftreten. — Wieder anders zeigen sich die Strandablagerungen, welche die Miozänbucht von Kowald erfüllen. Hier stehen braune, selten blaue, sandige Letten an mit zahlreichen Muskovitschüppchen, Gerölle sind nicht selten, aber stets lokaler Herkunft. Auffallend sind dagegen die zahlreichen eckigen Stückchen kristalliner Gesteine, welche die ganze Ablagerung überstreuen. — Ganz ähnliche schotterige Lehme oder Tegel wurden auch zu beiden Seiten des Gößnitztales auf den Höhen und in dem Tale selbst ausgeschieden. Die Vorkommen wurden zwar von Stiny angezweifelt,<sup>1)</sup> ich glaube jedoch meine Auffassung aufrecht erhalten zu sollen.<sup>2)</sup>

Die Feinablagerungen, in welche die Kohlen hier eingebettet sind, weisen unzweifelhaft darauf hin, daß die Becken zur Zeit der Kohlenbildung bloß in ein flachwelliges Hügelland eingebettet sein konnten, weil alles gröbere Material fehlt. Es kann aber hier in der Gegend von Köflach-Voitsberg auch kein kräftigeres Relief vorausgegangen sein, das so ungewandelt wurde, denn die Bohrungen haben ergeben, daß das Kohlenmiozän mit den Feinsedimenten direkt dem Untergrunde aufliegt.

Anders scheint es aber in der Bucht von Rein gewesen zu sein, welche gleichalterige Kohlen führt, denn hier beginnen die Ablagerungen mit einer Bresche, welche als Eggenberger Bresche bezeichnet wird. Diese muß doch unbedingt als verfestigter Gehängeschutt aufgefaßt werden, der bloß in einem steileren und gleichzeitig wasserlosen Relief entstanden sein kann. Ich möchte daher in dieser Bresche in gewisser Beziehung ein Analogon zu dem Radelkonglomerat sehen, das dem Absatz der Kohle von Eibiswald voranging. Wir müssen also schließen, daß sowohl in Eibiswald wie in Rein im Untermiozän, vielleicht nur auf kurze Zeit, ein stark bewegtes Relief vorhanden war, das aber sehr bald abgetragen und in ein flaches Relief umgewandelt wurde, in welchem sodann die Kohlen zum Absatz kamen.

In Verbindung mit den miozänen Ablagerungen finden sich auch nicht selten Süßwasserkalke und -mergel, so besonders im Becken von Rein, dann in der Miozänbucht bei St. Bartholomä und seltener auch östlich von Voitsberg. Auch die zahlreichen Bohrprofile haben gezeigt, daß Süßwasserkalke und Kalkmergel ziemlich häufig als Einlagerungen im Miozän angetroffen werden. — Auffällig ist es jedoch, daß man fast ebenso häufig Süßwasserkalke und Kalkmergel, welche sich petrographisch von den eben genannten nicht unterscheiden lassen, im Verbreitungsgebiete der Pliozänablagerungen findet. Es konnte da nicht entschieden werden, ob man hier wirklich jüngere Bildungen vor sich hat, oder ob hier die Pliozändecke bereits so stark abgetragen ist, daß diese härteren Miozänkalke diese durchspießen. Es muß

<sup>1)</sup> Stiny, Verh. GBA. 1926, S. 107—108, 183—184.

<sup>2)</sup> Waagen, 1, 1925, und Verh. GBA. 1926, S. 147—150, 215—216.

jedoch auch vermerkt werden, daß auf der Karte so manches als pliozäner Lehm ausgeschieden sein mag, was in Wahrheit als verwitterter Miozäntegel anzusprechen wäre. So sieht man z. B. auf der alten geologischen Karte von Hilber in der Gegend von St. Oswald Miozäntegel mit Süßwasserkalk ausgeschieden, ebenso im Liebochgraben gegenüber von St. Bartholomä, bei Altenberg und nördlich der Piuskapelle; doch konnte an all diesen Stellen bei der Neubegehung keine Spur von diesen miozänen Ablagerungen gefunden werden, weshalb sie auch auf der neuen Karte nicht ausgeschieden wurden.

An ganz wenigen Stellen (bei Altenberg und südlich vom Steinberg) wurden auch kleine Vorkommen von Sandstein beobachtet, die aller Wahrscheinlichkeit nach auch als Absätze aus süßem Wasser gedeutet werden müssen. Ob diese nun auch dem Miozän oder dem Pliozän zugerechnet werden sollen, ist ungewiß.

Ein eigentümliches Konglomerat findet sich westlich von Stivoll und baut hier den Bergrücken zwischen dem Lieboch- und dem Södingtale auf. Durch sein ungewöhnliches Aussehen und seine Zusammensetzung hat es schon die Aufmerksamkeit von Rolle erregt.<sup>1)</sup> Die Rollstücke dieses Konglomerates bestehen weitaus überwiegend aus paläozoischem Kalk und Dolomit in Walnuß- bis Kopfgröße, wogegen weißer Quarz selten und nur in Gerölln von geringerer Größe angetroffen wird, und noch seltener schwarzer Kiesel-schiefer zu heobachten ist. Besonders charakteristisch ist es aber für dieses Konglomerat, daß auch Rollstücke des Gosausandsteines miteingeschlossen vorkommen und daß alle diese Bestandteile durch ein kalkiges Bindemittel verkittet werden. Bei flüchtiger Betrachtung besteht eine gewisse Ähnlichkeit zwischen diesem Konglomerat von Stivoll und gewissen Konglomeraten, die sich am Rande der Kainacher Kreidemulde gegen den paläozoischen Untergrund gebildet haben. In der Beimengung von Gosaugerölln bei Stivoll liegt jedoch der entscheidende Unterschied. Ein weiterer Unterschied liegt in der verschiedenartigen Ausbildung des Bindemittels. Die Gosaukonglomerate haben ein kieseliges Zement mit fehlendem oder nur ganz geringem Kalkgehalt, während dem Konglomerat von Stivoll ein kalkiges Zement eigentümlich ist, das nur stellenweise geringen Kieselgehalt aufweist. Damit hängt es auch zusammen, daß sich das Konglomerat von Stivoll unter der Einwirkung der Verwitterung sehr leicht in Kalkschotter auflöst. — Was nun das Alter dieser Deltabildung anlangt, so habe ich bereits 1928 nachzuweisen versucht, daß dasselbe als jünger als die Kohlenbildung anzusehen ist, und daß infolgedessen der Beginn der II. Mediterranstufe, also das Mittelmiozän, als Bildungszeit in Betracht kommt. Es ist ja hekannt, daß in jener Zeit wieder eine Höherschaltung des Gebirges stattfand und so die Schuttförderung sehr rege wurde, wie auch die Leithakonglomerate weiter im Süden erkennen lassen.<sup>2)</sup>

Was das Sarmat anlangt, so ist dessen Vorkommen bloß von einem Punkte verbürgt. Hilber<sup>3)</sup> berichtet: „Hinter der Schmiede, dem westlichsten Hause des Dorfes Waldsörf, stehen sarmatische Kalksteine mit Cerithien

<sup>1)</sup> Rolle, Jahrb. GRA. VII, 1856, S. 549—550.

<sup>2)</sup> Waagen, Verh. GBA. 1928, S. 61.

<sup>3)</sup> Hilber, Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. GRA., 43. Bd., 1893, S. 281—368. (Diese Arbeit ist wegen der vielen Einzelbeobachtungen und der erschöpfenden Schriftenangaben für das Tertiär unseres Gebietes von größter Wichtigkeit.)

und dazwischen grüner Tegel an.“ Diese Stelle ist nicht mehr zu finden, da nicht einmal mehr die Schmiede erfragt werden konnte. Nach der uns vorliegenden Manuskriptkarte von Hilber scheint das Vorkommen jedoch noch am äußersten Ostrande unseres Kartenblattes aufgetreten zu sein. Er zeichnet hier zwischen dem Steinberg—Mayerkogel-Zug und dem Koglwald, dort wo der Katzelbach die Enge verläßt, „Kalkstein der sarmatischen Stufe“ ein. Ich habe dort wiederholt nachgesucht, ohne auch nur die geringsten Spuren finden zu können, weshalb dieses Vorkommen auch nicht in die Karte eingetragen wurde. Immerhin sei es hier erwähnt, weil es für die Ausdehnung der sarmatischen Ablagerung von Wichtigkeit ist.

Hilber erwähnt dann noch, daß er zu Oberberg, d. i. NO von Hitzendorf, auf der Höhe, „losen mergeligen Kalk mit *Cerithium Florianum*“ auf der Straße gefunden hätte und fügt hinzu: „In den Weingärten daneben besteht der Boden aus weißlichem bröcklichem ‚Opok‘ (Mergel). Die Bauern wußten das Herkommen des Kalkes nicht anzugeben. Wahrscheinlich stammt er aus Weingärten in der Nähe und ist sarmatischen Alters“. Hilber selbst hat auf seiner Manuskriptkarte an jener Stelle, die hiefür wahrscheinlich in Frage kommt, „Kalkstein der I. Mediterranstufe“ sowie „Ton und Lehm, lakustrisch“ eingetragen. Das Vorkommen ist somit fraglich.

Ein anderes noch fraglicheres Vorkommen von Sarmat erwähnt Hilber aus der Gegend nördlich von Attendorfberg, OSO von Hitzendorf. Dieser Fundort dürfte aber schon auf dem anstoßenden Kartenblatte „Graz“ zu suchen sein.

## 8. Pliozän.

Im Grazer Becken wurden an verschiedenen Stellen Fossilien gefunden, welche auf unteres Pont hinzuweisen scheinen. Auf dem in Rede stehenden Gebiete treten solche hingegen nach unseren bisherigen Kenntnissen nicht auf, sondern über dem Miozän kommen sofort Ablagerungen, welche dem mittleren Pliozän, dem Pannon, zuzurechnen sein dürften, und die auch noch in das obere Pliozän hinaufreichen könnten, insofern die ausgedehnten Schotterablagerungen den „Belvedere-Schichten“ gleichgestellt werden, welchen ja von vielen Geologen oberpliozänes Alter zugesprochen wird.

Die Ablagerungen sind durchaus fluviatilen Ursprungs: Flußschotter, Sande, Lehme. Mitunter werden dieselben auch durch kalkige Bindemittel verfestigt und man findet dann Konglomerate, Sandsteine und Mergel, aber immer nur in ganz verschwindend kleinen Vorkommen, so daß sie nur selten eine Ausscheidung auf der Karte gestatten, besonders da es sich meist nur um linsenförmige Einschlüsse in lockeren Sedimenten handelt. Bemerkenswert muß auch noch werden, daß auch manche Süßwasserkalke, die man im Verbreitungsgebiete des Pliozäns antrifft, der gleichen Formation zuzuzählen sein dürften. Da diese jedoch zumeist als Härtlinge der Abtragung besser standhalten, so ist auch nicht auszuschließen, daß es sich um Klippen handelt, welche aus dem Untergrunde aufragen, wenn sich nur eine dünne Pliozändecke darüberbreitet. Fossileinschlüsse konnten in diesen Kalken niemals festgestellt werden und nur dem Aussehen nach sind Süßwasserkalke nicht als altersverschieden zu erkennen.

Im allgemeinen ist festzustellen, daß das tiefere Pliozän hier aus Lehm bis sandigem Lehm besteht, während die höheren Lagen aus Sand und besonders

Schotter gebildet werden. Daß sich hier wieder weitaus vorwiegend Quarzgerölle vorfinden und nur in geringer Anzahl kristalline Gesteine, ist bekannt, und ebenso, daß es sich zumeist um gut gerundete, verhältnismäßig kleine Gerölle handelt, deren Herleitung immer noch nicht klargelegt werden konnte.

Am Gebirgsrande reichen die pliozänen Schotter in eine Höhe von 615 bis 630 *m* hinauf. Kleine Schotterfelder, welche jedoch gleichen Alters sein dürften, treffen wir in der Gemeinde Hochtregist noch in rund 800 *m* auf den Gosauschichten der Kainach und in der gleichen Höhe auch auf dem Schöcklkalk des Hanskogels, NW von Köflach. Diese Vorkommen würden sich sehr gut mit den Schottern des Fuchskogels in der Rannach in Parallele stellen lassen, die ebenfalls in rund 800 *m* angetroffen werden (820—825 *m*).

### 9. Quartärablagerungen.

Die Hochflur des Murtales ist im Straßengler Feld sehr gut erhalten (384—393 *m*), da sie hier nach Eröffnung des Göstinger Durchbruches vor der Abtragung bewahrt blieb. Diese Flur zieht sich in weiter Fläche von Gratwein bis Judendorf. Bei Gratwein ist sie auch noch an der Mündung des Schierdingbaches erhalten und läßt sich als Leiste his an die Talsecke gegenüber von Eggenfeld verfolgen (386 *m*). Auf der linken Talseite finden wir dann einen Rest dieser Flur NO von Wörth (394 bis 403 *m*) und wieder rechtsseitig von der Mündung des Stübingbaches bis zur Mündung des Übelbaches (398 bis 419 *m*). Eine schmale Leiste ist endlich noch oberhalb des Murdurchbruches längs der Badlwand zwischen Wurmbach und Steindorf erhalten geblieben (420 *m*). Mit der Hochflur des Murtales sind dann wohl auch die diluvialen Schotterfluren im Zusammenhang zu bringen, welche im Stübing- und Übelbachtale aufwärts verfolgt werden können. In beiden Tälern steigen sie bis über 600 *m* an. Die Niederflur wurde von den rezenten Anschwemmungen nicht getrennt.

Löß konnte bloß in einem kleinen Vorkommen auf der Hochflurleiste bei Wurmbach beobachtet werden. Dies Vorkommen ist deshalb von Interesse, weil weiter im Süden, schon in der Gegend von Judendorf, Löß in weit größerer Verbreitung auftritt.

Als dem Quartär zugehörig wurden auf der Karte auch noch ein Bergsturz in der Gegend östlich von Hörgas (am Nordrand des Beckens von Rein) ausgeschieden, ebenso auch verschiedene Parzellen von Gehänge-schutt im Hörgasgraben und auf der Höhe östlich vom Heigger (SO vom Walzkogel). Südlich von Rein findet man im Gebiete des Eichkogels den „Türkbauer-Bruch“. Dieser wird durch das Auftreten einer groben Bresche, die von einem Quarzgang begleitet wird, deutlich gemacht. Es hat jedoch den Anschein, als ob die beiden verschiedenen Ausfüllungsmassen in der Verwerfung nicht gleichalterig wären, da keine Vermengung bemerkbar ist. Die Bresche läßt sich längs der Verwerfung nicht sehr weit am Abhang aufwärts verfolgen, während der Quarzgang bis auf den Bergrücken hinaufreicht und noch auf dem Wege, der vom Bildstock am Sattel südlich des Eichkogels (bei Punkt 514 *m*) zum Gipfel führt, deutlich beobachtet werden kann.

Spuren einer Überschiebungsbresche findet man nördlich von Übelbach zwischen Kalkschiefern und Schöcklkalk, der hier in Dolomitfazies auftritt.

Schließlich ist auch noch ein kleines Kalktuff-Vorkommen zu erwähnen, das man in dem Graben, der bei Übelbach-Vormarkt von Norden her einmündet, antrifft.

### III. Geologischer Bauplan.

Das, was dem in Rede stehenden Gebiete den Charakter aufprägt, ist die Bruchtektonik. Eine schwache Faltung ist zwar sowohl bei den paläozoischen wie bei den Kreideablagerungen zu beobachten, doch läßt sie sich nirgends über weitere Strecken hin beobachten, sondern sie erscheint immer wieder durch Brüche in Schollen aufgelöst. Auch für das Bestehen eines Deckenbaues konnte hier nirgends ein Beweis aufgefunden werden. Es bestehen zwar Überschiebungen, doch erreichen diese niemals größeres Ausmaß und müssen nach der Definition von Schwinner als „mäßige Differenzialbewegungen, wie sie zwischen mechanisch stark verschieden reagierenden Gliedern einer und derselben Schichtfolge auftreten“, aufgefaßt werden.

Die Brüche, welche hier auftreten, sind zum Teil annähernd parallel zueinander gerichtet, zum Teil aber durchkreuzen sie sich, wodurch aus dem Gebirge ein wirres Schollenland wird. Alle Beobachtungen sprechen dafür, daß dieses Bruchsystem als nachgosaunisch zu bezeichnen ist.

Das Kainacher Gosaubecken kann als typisches „Bruchfeld“ im Sinne Höfers<sup>1)</sup> aufgefaßt werden, und zwar handelt es sich hier um Kesselbrüche nach Höfers Nomenklatur, deren „mittlere Staffel“ sich in der Gegend des Hämmerkogels sehr deutlich zu erkennen gibt. Um dieses Zentrum legen sich die Brüche einerseits peripherisch in mehreren Linien herum, andererseits strahlen sie von hier radial aus. Dabei ist aber im Auge zu behalten, daß es sich hier in Wahrheit nicht um ein Einbruchsbecken handelt, sondern daß der Prozeß infolge Hebung der Umgebung umgekehrt verlaufen ist. Das dadurch erzeugte Bild ist jedoch im Wesen das gleiche und das Kainachbecken scheint der Mittelpunkt des Vorganges gewesen zu sein, von welchem sich sodann das Bruchsystem nach allen Richtungen ausdehnte und so auch das Paläozoikum durchsetzte.

Der Verlauf der Brüche in der Kainacher Mulde ist durchaus nicht immer leicht festzustellen. An manchen Stellen sind die Brüche allerdings unmittelbar zu beobachten, wenn verschiedene Schichtglieder unvermittelt aneinander abstoßen. Von solchen Stellen aus ist die Weiterverfolgung aber oft schwierig; sie muß dann zum Teil nach morphologischen Gesichtspunkten durchgeführt werden, oft aber auch kann man beobachten, daß sich das Schichtstreichen parallel zu dem vermuteten Bruche einstellt, was als Regelung im großen betrachtet werden kann, zum anderen Teile sind aber auch direkt Zerrüttungsstreifen zu beobachten, die sich mitunter weithin verfolgen lassen.

Über die Bruchtektonik des Kainacher Gosaubeckens wurde schon 1927 ausführlicher berichtet.<sup>2)</sup> Wir bekommen da ein ganz anderes Bild, als es in der sehr schematisierten Karte von Schmidt<sup>3)</sup> zur Darstellung kam.

<sup>1)</sup> H. Höfer, Die Verwerfungen. Braunschweig 1917, S. 84.

<sup>2)</sup> Waagen, Geologischer Bericht aus dem Kartenblatt Köllach-Voitsberg. Verh. GBA. 1927, S. 133—141.

<sup>3)</sup> Schmidt, Die Kreidebildungen der Kainach. Jahrb. GRA., 58. Bd., 1908, S. 223 bis 246.

Auch das Gebirge zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz fand bezüglich seiner Bruchtektonik bereits eingehendere Darstellung,<sup>1)</sup> ebenso wie der Zug des Eichkogels bei Rein,<sup>2)</sup> so daß hier bloß darauf verwiesen zu werden braucht. Vielleicht soll hier aber doch noch besonders darauf aufmerksam gemacht werden, daß der Randbruch der Gosaukreide südlich von St. Bartholomä, wie festgestellt werden konnte, nicht mit dem „Göstingbruch“, wie dies Heritsch tat, in Verbindung gesetzt werden darf. Dieser Göstingbruch ist ja deshalb von der größten Wichtigkeit, weil an ihm Silur zum Vorschein kommt, das dann von Süd his Südwest von Devon überschoben wird. Die Fortsetzung dieses Silurstreifens erstreckt sich aber gegen Nordwest, an Plankenwart vorbei in das Massiv des Jägerberges. Ähnliche kleine Überschiebungen, wie eine solche eben vom Göstingtale erwähnt wurde, finden sich auch an verschiedenen Stellen zwischen Deutsch-Feistritz und Übelbach.

Es wurde gesagt, daß die Bruchtektonik der Gegend nachgosauisches Alter besitze. Es muß aber hinzugefügt werden, daß sie im wesentlichen auch als prämiozän angesehen werden muß. Das Tertiär wird im allgemeinen durch sie nicht mehr gestört; wo dies aber doch stattfindet, wie es stellenweise an der miozänen Strandlinie oder in den Kohlenbergbauen festgestellt werden kann, handelt es sich mehr um „posthume“ Bewegungen.

#### IV. Nutzbare Lagerstätten.

Die praktische Bedeutung des Kohlenbeckens von Köflach und Voitsberg ist schon seit langem bekannt und der Abbau dortselbst bis heute, wenn auch in verringertem Maßstabe, reger.

In den „Mineralkohlen Österreichs“ (Wien 1903) fand dieses Becken eine monographische Bearbeitung, ebenso in dem Werke von Petrascheck.<sup>3)</sup> Die Ergebnisse seiner eigenen Untersuchungen hat Waagen (1, 1925) veröffentlicht.

Geringer und vorübergehender war die Bedeutung des Kohlenbeckens von Rein,<sup>4)</sup> dessen Abbau nach Kriegsende wieder aufgenommen worden war. Die reichen Fossilfunde des Beckens wurden schon mehrfach bearbeitet und von Troll beschäftigt sich neuerdings mit ihnen. Das geologische und paläontologische Schrifttum findet sich bei Benesch (Verhandlungen GRA. 1913) übersichtlich zusammengestellt.

Sehr alter Erzbergbau ging in dem Gebiete zwischen Übelbachgraben, Arzwalldgraben und dem Murtale bei Rabenstein um. Setz hat wertvolle Mitteilungen darüber gemacht (Ztschr. prakt. Geol. 1902, S. 357) und neuerdings hat Tornquist seine Studien über „Das System der Blei-Zinkerz-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge“ (Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I, 137. Bd., S. 383—399, 1928) veröffentlicht. Es treten dort verschiedene Erzlagerstätten auf. Der Arzwalldlagerzug und der zugehörige Guggenbacher Bergbau besitzen vorwiegend bis ausschließlich Zinkblende in abbauwürdiger Menge; der Rabensteiner Lager-

<sup>1)</sup> Waagen, 5, 1930.

<sup>2)</sup> Waagen, 4, 1930.

<sup>3)</sup> Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, I. Teil, Verlag für Fachliteratur, Wien 1922/24, VII. I. Die Kohlenlager der Grazer Bucht, S. 215 ff.

<sup>4)</sup> Petrascheck, l. c., S. 220.

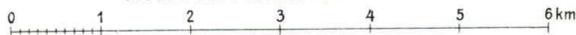
zug, der auch noch bis in den Arzwaldgraben reicht, ist durch Überwiegen von Bleiglanz ausgezeichnet. Der Königgrabenlagerzug wurde hingegen auf ziemlich reinen Pyrit gebaut. Bemerkenswert ist es auch, daß sich der als Begleitmineral auftretende Baryt am Arzwaldlagerzug so anreichern kann, daß er am Schankkogel, NO von Übelbach, als reines Lager entwickelt erscheint. Gegenwärtig findet jedoch nirgends ein Abbau statt.

Wenn hier von Lagerzügen gesprochen wurde, so wurde damit der Auffassung von Tornquist gefolgt, Waagen ist hingegen der Ansicht, daß diese Erzzüge längs Brüchen und Zerrüttungszonen auftreten (Waagen 5, 1930).

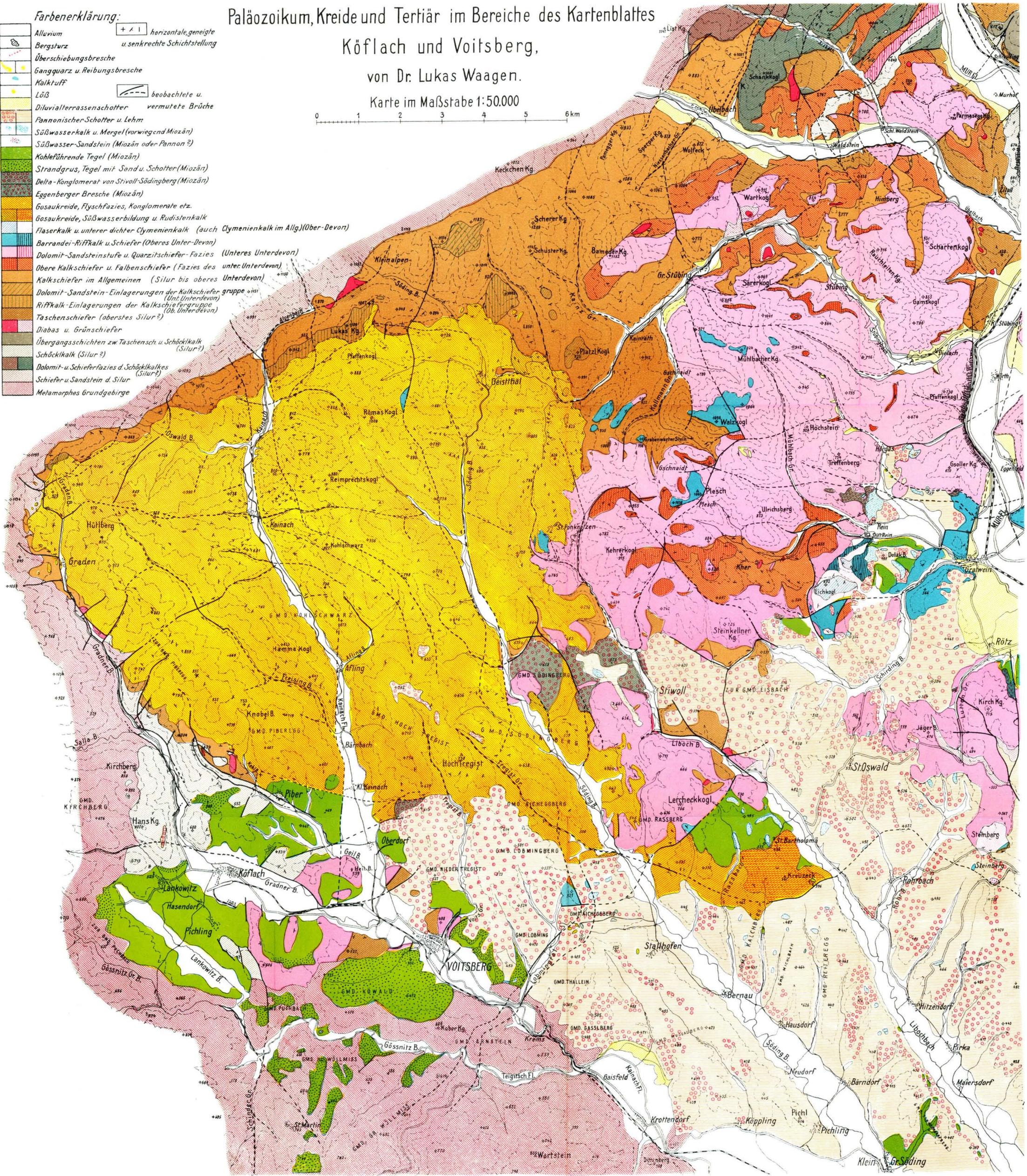
Als Besonderheit muß endlich auch angeführt werden, daß in der Gegend zwischen Gratwein und Rein, in der Gemeinde Eisbach, seit Ende der vierziger Jahre wiederholt auf Zinnober geschürft wurde, das dort auf einer Zerrüttungszone im devonischen Kalkstein auftritt. Eine kleine Notiz darüber findet sich in der Ztschr. f. prakt. Geologie 1895, S. 388. Auch an Kugelberg bei Gratwein soll Zinnober gefunden worden sein.

# Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereiche des Kartenblattes Köflach und Voitsberg, von Dr. Lukas Waagen.

Karte im Maßstabe 1:50.000



- Farbenerklärung:**
- Alluvium
  - Bergsturz
  - Überschiebungsbresche
  - Gangquarz u. Reibungsbresche
  - Kalktuff
  - Löß
  - Diluvialterrassenschotter
  - Pannonischer Schotter u. Lehm
  - Süßwasserkalk u. Mergel (vorwiegend Miozän)
  - Süßwasser-Sandstein (Miozän oder Pannon ?)
  - Kohleführende Tegel (Miozän)
  - Strandgrus, Tegel mit Sand u. Schotter (Miozän)
  - Delta-Konglomerat von Stivoll-Södingberg (Miozän)
  - Eggenberger Bresche (Miozän)
  - Gosaukreide, Flyschfazies, Konglomerate etc.
  - Gosaukreide, Süßwasserbildung u. Rudistenkalk
  - Flaserkalk u. unterer dichter Clymenienkalk (auch Clymenienkalk im Allg.) (Ober-Devon)
  - Barrande-Riffkalk u. Schiefer (Oberes Unter-Devon)
  - Dolomit-Sandsteinstufe u. Quarzitschiefer-Fazies (Unteres Unterdevon)
  - Obere Kalkschiefer u. Falbenschiefer (Fazies des unteren Unterdevon)
  - Kalkschiefer im Allgemeinen (Silur bis oberes Unterdevon)
  - Dolomit-Sandstein-Einlagerungen der Kalkschiefergruppe (Unt. Unterdevon)
  - Riffkalk-Einlagerungen der Kalkschiefergruppe (Ob. Unterdevon)
  - Taschenschiefer (oberstes Silur ?)
  - Diabas u. Grünschiefer
  - Übergangsschichten zw. Taschensch. u. Schöcklkalk (Silur ?)
  - Schöcklkalk (Silur ?)
  - Dolomit- u. Schieferfazies d. Schöcklkalkes (Silur ?)
  - Schiefer u. Sandstein d. Silur
  - Metamorphes Grundgebirge
- horizontale, geneigte u. senkrechte Schichtstellung  
 beobachtete u. vermutete Brüche



## **Berichtigung.**

### **Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges.**

Von **Ortwin Ganss.**

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 87. Band, S. 331 bis 374.

Durch ein Versehen bei der Drucklegung wurde bei den Profilen auf Tafel XV die Signatur von Hornsteinkalk und tektonischer Breccie vertauscht.

Weiters steht auf der beiliegenden geologischen Karte (Tafel XVI) statt „Bärnkogl“ irrtümlich Bachkogl.

Die Angaben auf S. 351, letzter Absatz, „über dem letzten r von Wasserrinnerkogel“ und S. 357, Zeile 7 von oben, „. . . beim Buchstaben i des Wild-Karkogels“ stimmen nur für die Originalkarte 1:25.000, während bei der Drucklegung der geologischen Karte die Schrift nicht an die gleiche Stelle gesetzt wurde.

# Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges.

Von Ortwin Ganss.

(Mit einer Karte 1 : 25.000, 2 Tafeln und 7 Abbildungen.)

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
1. Einleitung .....	331
2. Stratigraphische Übersicht:	
Trias:	
<i>a)</i> Hauptdolomit .....	332
<i>b)</i> Dachsteinkalk .....	333
Jura:	
<i>a)</i> Lias .....	334
<i>b)</i> Dogger und Malu .....	335
Kreide: Neokom .....	342
Tertiär .....	343
Diluvium .....	343
3. Einige Bemerkungen über das tektonische Verhalten der einzelnen Gesteine und die tektonische Breccie .....	344
4. Geologische Detailbeschreibung:	
<i>a)</i> Die Grünbergsynklinale .....	347
<i>b)</i> Die liegende Falte zwischen Hochkogel—Scheiblingen und Schönberg (Wildenkogel) .....	349
<i>c)</i> Die geologischen Verhältnisse südlich vom Schönberg .....	354
<i>d)</i> Die geologischen Verhältnisse des Karkogels und Möselhornes mit Einschluß des Nestlergrabens .....	360
<i>e)</i> Der jurassische Vorraum zwischen Langwand und Rettenbach .....	364
<i>f)</i> Beitrag zur Tektonik des Loserstockes .....	367
5. Zusammenfassung .....	369

## Einleitung.

Obwohl noch in dem Teil der Alpen gelegen, der zu dem gut bekannten und erschlossenen Salzkammergut gerechnet wird, kann man das Tote Gebirge als das geologisch am wenigsten gut bekannte Gebiet des Salzkammergutes bezeichnen. Heute durch Touristenwege und Hütten von den Haupttälern leicht zu erreichen, war es früher kaiserliches Jagdgebiet. Als solches war besonders der westliche Teil des Gebirges nicht nur dem Fremdenstrome, sondern auch dem kartierenden Geologen nicht zugänglich.

Die Begehungen des kartierten Geländes fallen in die Sommermonate der Jahre 1934 und 1935. Meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Spengler, sei nicht nur für die Einführung in die Alpengeologie überhaupt, sondern auch für rege Anteilnahme an dieser Arbeit aufrichtigst gedankt und da besonders für die sehr anregende mehrtätige Exkursion im heurigen

Sommer! Gleichfalls Dank schulde ich Herrn Prof. Dr. W. Vortisch, der im Sommer 1935 mein Arbeitsgebiet besuchte und mir manchen sedimentpetrographischen Ratschlag zukommen ließ.

Das geologisch aufgenommene Gebiet umfaßt den Nordwestrand des Toten Gebirges. Beim Offensee erreicht das Tote Gebirge seine nordwestlichste Ausdehnung und von hier erstreckt es sich gegen Südwesten bis an den Rettenbach, dessen Oberlauf, gegen den Loser zu, das Tote Gebirge gegen Südwesten abgrenzt. Aus diesem Raum heraus (zwischen Offensee und Rettenbach) erhebt sich das Kalkplateau mit einer Durchschnittshöhe von 1500 m. Unverkennbar ist die Geschlossenheit dieser Plateaufläche, die sich überall von ihrem Vorlande scharf abhebt. Letzteres wurde soweit kartiert, als es zur Tektonik des Toten Gebirges einen Rahmen bildet, dessen Entstehung mit dem Bau seines Hinterlandes im engsten Zusammenhang steht. Von den Rettenbachalmen geht die Grenze den Jaglingbach aufwärts, und von hier über Schüttling und Mittagkogel in das Tal des Schwarzenbaches. Von hier wurde der flachmuldenförmige Talgraben als Grenzlinie genommen. Dieser läuft zwischen dem Mittagkögerl und dem Kotkäferkogel fast in eine Ebenheit aus, die ostwärts, gegen den Grünbach, in steilen Schroffen abfällt. Im geographischen Sinne zieht, besonders im südlichen Gebiet, die Grenze des Toten Gebirges östlicher, so daß geologische mit geographischen Linien nicht immer zusammenfallen.

Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 25.000 ausgeführt, während die Profile in vierfacher Vergrößerung nach der Isohypsenkarte 1 : 50.000 gezeichnet wurden. Sind den Profilen gegen Westen natürliche Grenzen gegeben, so wurden solche gegen Osten willkürlich angenommen, da die Plateaufläche in dieser Richtung keinerlei geologische Gliederung zuläßt. Die Profile schneiden das Gebiet NW—SO und liegen in der Überschiebungsrichtung. Da die Profile nicht nur den Text vervollständigen, sondern in gewissem Sinne auch beim Lesen der geologischen Karte unerläßlich sind, so wurde bei deren Ausführung besondere Sorgfalt verwendet. Außer auf kartographische Grundlage stützt sich die Ausarbeitung der Profile noch auf zahlreiche Photographien und Zeichnungen.

## Stratigraphische Übersicht.

### Trias.

#### a) Hauptdolomit. (= H. D.)

Dieser steht autochthon<sup>1)</sup> im Tale des Schwarzenbaches an, wo man deutlich das allmähliche Einfallen des Hauptdolomites unter die Dachsteinkalke gegen Osten und Südosten beobachtet. Vom Fuße des Hochkogels kann man den Hauptdolomit als schmale Zone gegen ~~Osten~~ unterhalb den aus D. K. aufgebauten Gipfeln des Nestlerkogels, Glazkogels und Schüttlinkogels weiterverfolgen.

Am Grünberg (im NO-Teil des Aufnahmegebietes) nimmt bereits D. K. das Gehänge ein und der Gefällsknick zum H. D.-Sockel ist morphologisch

<sup>1)</sup> Damit ist natürlich nur relative Autochthonie in bezug auf die Falte des Toten Gebirges gemeint.

deutlich erkennbar. Noch bedeutender senkt sich der H. D. gegen S unter die Masse des Hochkogels und Nestlerkogels. Beim Aufstieg auf den Hochkogel geht man bis zur ersten Quelle im H. D. Bei etwa 1000 m beginnt D. K.

Ein vertikales scharfes Aneinanderstoßen von D. K. und H. D. konnte nirgends festgestellt werden, wogegen das allmähliche Einfallen des H. D. unter den D. K. erwiesen wurde.

Auf die etwas merkwürdigen und nicht ganz einfachen Beziehungen des tief gelegenen D. K. im Tale des Schwarzenbaches (gemeint ist da besonders jener auch auf dem linken Ufer erschlossene D. K. etwa 1 cm über dem Worte „Hütten“ bei den „vord. Gimbach Hütten“) zu der südlichen, bedeutend höher gelegenen Hauptdolomitzone, soll bei der geologischen Detailbeschreibung näher eingegangen werden.

Außerdem werden später noch einige Vorkommen von H. D. erwähnt, die während der Abscherung des D. K. vom H. D.-Untergrund mitgerissen und im Kern der Antiklinale mitbewegt wurden.

#### b) Dachsteinkalk. (= D. K.)

Am Aufbau des Gebietes nimmt er zum Teil alleinigen Anteil. Überall ist der D. K. wohlgebankt, während die Entwicklung zu Riffkalk im Aufnahmebereich nicht angetroffen wurde. Die Fossilführung ist, wie überall im D. K. recht einförmig und nur stellenweise treten Megalodonten gehäuft auf, wobei sie dann bis Kopfgröße erreichen. Lithodendron kommt ebenfalls vereinzelt vor und nur westlich vom Schaßboden (unterhalb des Loser) besitzt es ein geschlossenes Verbreitungsgebiet.

Eine Ausnahmstellung in der Fossilführung des D. K. nehmen dessen Schollen zwischen Gamskogel und Predigkogel ein. Schon bei oberflächlicher Betrachtung dieses D. K. fallen die unregelmäßig eingesprengten Hornsteinbrocken auf, die sich als verkieselte organische Reste erweisen. Am häufigsten sind Thecosmilien und Terebrateln. Nicht nur Skelett und Schale sind mit  $\text{SiO}_2$  imprägniert, sondern auch die Hohlräume sind mit Quarzkristallen ausgefüllt. Bei den Korallen ist eine Ausfüllung in der Weise zu beobachten, daß im Ventralraum des Skelettes die Kristalle nicht selten längs der C-Achse perlchnurartig aneinandergereiht sind.

Außer diesen Fossilien treten kugelige Kieselkonkretionen auf, die sich, regellos verteilt, an verschiedenen Stellen des Toten Gebirges finden und früher als Spongien gedeutet wurden.

Neben der Bankung zeigt der D. K. auch feine Schichtung, die leicht gewellt ist. Nach W. Vortisch ist diese Erscheinung auf submarine Gleitung zurückzuführen.

Selten tritt der D. K. auch in etwas brüchiger Form auf, wobei unregelmäßig vorkommender Mg-Gehalt eine Rolle spielen dürfte. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um ähnliche Bildungen, wie an rezenten Korallenriffen, wo in einzelnen Teilen des Riffes bereits Dolomitisierung nachgewiesen wurde.

#### Jura.

Die Stratigraphie der Juraablagerungen wird dadurch besonders kompliziert, daß im untersuchten Gebiet der Jura zum größten Teil überschoben

und nur in Fenstern angeschlossen ist oder, wie im Raum östlich des Jaglingbaches, von der herangeschobenen Toten Gebirgsfalte in Falten gelegt wurde.

Auf dem Hangendschenkel der Falte des Toten Gebirges sind normal gelagerte rote J. K.<sup>1)</sup> nur auf den Scheiblingen und südlich bis südöstlich auf dem Wege zum Wildensee erhalten. Andere Schichtglieder konnten nicht nachgewiesen werden.

#### a) Lias.

Lias — in der Entwicklung der Hierlatzkalke ist, wie es L. Waagen und frühere Autoren dargelegt haben, auf einem stark verkarsteten präliassischen Relief aufgelagert worden. Die damalige Verkarstung war weit vorgeschritten, da man an den Aufschlüssen des Bärenkogeltales deutlich sieht, wie die roten J. K. oft einige 10 m in Spalten des D. K. eingedrungen sind. Dann wieder zeigen andere Profile eine nahezu ebene Auflagerungsfläche. Dies alles zusammen weist eben nur auf den starken Grad der präliassischen Verkarstung hin. Auch heute gibt es auf der Plateaufläche des Toten Gebirges Oberflächenformen, mit einem ähnlichen Wechsel der Verkarstung.

Bei den Hierlatzkalken handelt es sich durchweg um rote krinoidenreiche Kalke, wobei *Pentacrinus* häufiger nachgewiesen wurde. Keulenförmige *Cidarisstacheln* und seltene Spuren von *Belemniten* und *Ammoniten* querschnitten bilden die restliche Fauna.

Mit zunehmendem Tongehalt, nimmt der rote Liaskalk plattige Beschaffenheit an, wobei dann die Struktur etwas knollig werden kann. In eigentümlicher Entwicklung trifft man die Liaskalke bei den bereits erwähnten Scheiblingen an. Am Südfuß des großen Scheiblingkogels lagern weiße Krinoidenkalke in tiefen Taschen des D. K. Da diese weißen Kalke durchweg aus Stiel- und Kelchresten von Seelilien bestehen, so muß es sich offenbar um das Sediment eines regelrechten Seelilienwaldes handeln. Die Sedimentation muß so rasch vor sich gegangen sein, daß von dem Zustrom des sonst überall verbreiteten roten Sedimentes nichts zu erkennen ist. In nächster Nähe dieses Vorkommens steht wieder rotbrauner massiger krinoidenarmer Kalk an, in dem gerade am Wege zum Wildensee (SO des Gr. Scheiblings) ein Hai-fisch-zahn und unlöshare Ammonitenquerschnitte gefunden wurden. Die Überlagerung des weißen Liaskalkes durch die rotbraunen, manganhaltigen Kalke ist hier deutlich aufgeschlossen. Möglicherweise gehören letztere bereits den Klauskalken an. Dies wäre nicht ganz unmöglich, da Geyer im östlichen Plateaugebiet des Toten Gebirges eine ähnliche Überlagerung der Hierlatzkalke durch Klaussschichten einwandfrei feststellen konnte.

In letzter Zeit hat L. Waagen die Juravorkommen des Schabbodens eingehend beschrieben, wobei die Resultate dieser Untersuchung dahin gehen, daß die Hierlatzkalke hier gleichfalls von Klaussschichten überlagert werden. Die stratigraphische Lücke des oberen Lias entspricht einer Festlandsperiode mit neu einsetzender Verkarstung. Die Mächtigkeit der ohnehin nie sehr mächtigen Hierlatzkalke ist durch diesen zweiten Verkarstungszyklus bedeutend reduziert worden, so daß ein stellenweises Fehlen der Hierlatzkalke vorkommen kann. Petrographisch unterscheiden sich die Klauskalke durch

<sup>1)</sup> J. K. = Jurakalk.

einen deutlichen Mangengehalt, der den Doggersedimenten meist eigen ist. Paläontologisch läßt sich zugunsten der Hierlatzkalke des Schassbodens das von M. V. Lippold bekannt gewordene Vorkommen von *Terebratula* (*Waldheimia*) *partschii* Opp. anführen, wogegen Geyer 1886 ein mit *Posidonomyen* erfülltes Krinoidengestein bei der Rettenbachalpe anführt. Diese *Posidonomyen*art bezeichnet Waagen als zu *P. alpina* Gras. gehörig, die eine Doggerform ist, und da das Vorkommen bei der Rettenbachalm in unmittelbarer Fortsetzung des Schassbodens liegt, so könnte man darin auch einen paläontologischen Beweis für das Alter der Klaussschichten erblicken. Anläßlich einer Exkursion mit Herrn Prof. Dr. W. Vortisch, konnten die Lagerungsverhältnisse des Schassbodens leider nicht mehr überprüft werden, da der Boden durch üppige Vegetation vollständig verwachsen ist und infolgedessen die Aufschlußverhältnisse recht ungünstig sind.

### b) Dogger.

Da am Schassboden sowohl Hierlatzkalke als auch Klauskalke nachgewiesen wurden, so erscheint es als sehr wahrscheinlich, daß ähnliche Lagerungsverhältnisse auch in den weiter westlich gelegenen Juravorkommen der Totengebirgsfalte anzutreffen sind. Die bedeutendsten Juraaufschlüsse innerhalb der Falte des Toten Gebirges sind jene im Schwarzenbergfenster, zu deren Alters- und Lagerungsverhältnissen L. Waagen gleichfalls Stellung nimmt. Daß ein Teil der roten Kalke gewiß als Hierlatzkalk anzusprechen ist, beweist der bereits seit Mojsisovics datierende Fund eines *Hildoceras bifrons*. Andererseits spricht das Vorkommen von Manganerz führenden, meist massigen Kalken von braunroter Farbe für Vertreter der Klaussschichten.

Ein besonders schönes, etwa 20 m langes Profil beobachtet man auf halbem Wege zwischen der Ischler Hütte und dem Möselhornsattel. Hier sieht man die flach gegen W einfallenden D. K. des Wildkarkogels (auf der 1 : 50.000 Karte als Altarkegerl bezeichnet) über roten J. K. gelagert. Die Auflagerungsfläche des D. K. ist eben, läßt aber trotzdem an der gezackten Oberfläche Verkarstung erkennen. Bemerkenswert ist nun das Vorkommen von Manganerzen, die in Handbreite (etwa 10 cm) das Liegende des Klauskalkes bilden. Nur dort, wo der D. K. taschenförmige Vertiefungen hat, ist die Mulde mit rotem Liaskalk<sup>?</sup> ausgefüllt — und erst darüber folgt das Manganerzband. An manchen Stellen läßt sich über dem ersten Mn-Band in etwa  $\frac{1}{2}$  m Entfernung ein zweites, weniger mächtiges Manganvorkommen nachweisen, über dem wiederum Klauskalk folgt. Der Kalk ist hier durchweg von wässiger braunroter Beschaffenheit und enthält nur wenig Krinoidenreste. Nach 20 m schließt dieses durchgehende Profil. In der südlichen Fortsetzung lassen sich zwar noch Spuren von rotem Kalk nachweisen, doch treten die Manganerze nicht mehr in der vor geschilderten Deutlichkeit auf. Bei diesem kleinen, jedoch schön aufgeschlossenen Detailbild wirkt besonders die Überlagerung des Jurakalkes durch D. K.

Die Anwesenheit der Klaussschichten ist im Bereiche der Totengebirgsfalte auch indirekt durch den Nachweis der Radiolarite erbracht. In der Auffassung, daß diese ein Sediment tieferen Wassers sind, müssen sie durch ein Sediment seichteren Wassers unterlagert werden, und als solches kommen hier nur die Klauskalke in Betracht.

Die kartographische Trennung der Hierlitzkalke und Klauskalke ist allerdings aus verschiedenen Gründen nicht möglich. Vor allem war die Mächtigkeit der Hierlitzkalke nie sehr bedeutend. Dann wiederum sind die Liaskalke von der Doggertransgression teilweise oder ganz abgetragen worden, und schließlich sei noch durch die große Ähnlichkeit beider Sedimente deren gleiches tektonisches Verhalten hervorgehoben. Im Gegensatz zum D. K. der an der Grenze gegen weiches Material (z. B. Hierlitz- oder Klauskalk) zu einer Breccie zertrümmert wird, verhalten sich die beiden roten J. K. sehr plastisch. Die ohnehin durch die doppelte Verkarstung immer bedeutend verzahnte Grenze des Lias- und Doggerkalkes wird durch das plastische Nachgeben während der Überschiebung vollständig verwischt. Die beiden stratigraphisch so verschiedenen Gesteine sind sich im physikalischen Verhalten sehr ähnlich und wurden zu einer untrennbaren Masse verknüpfet. Infolgedessen wurde im Text an den Stellen, an welchen eine genaue Unterscheidung zwischen Lias- und Doggerkalk nicht möglich war, die allgemeine Bezeichnung „roter Jurakalk“ (roter J. K.) eingeführt.

Eine weitere Frage betrifft die Existenz der Lias-Fleckenmergel, denen Mojsisovics in der NÖ-Ecke des Blattes Ischl—Hallstatt ein bedeutendes Verbreitungsareal beimißt. Nach Mojsisovics erstreckt sich ein kontinuierlicher Fleckenmergelzug vom Offensee his an den Rettenbach. Die gesamte Eintragung hat sich, wie im Laufe der Arbeit gezeigt werden soll, als unrichtig erwiesen und es sei nur das vermutliche Vorkommen innerhalb des Schwarzenbergfensters erörtert. Hier wurde die Diskussion über die Fleckenmergel gleichfalls in der bereits oft zitierten Arbeit von L. Waagen aufgeworfen. Genannter Autor stellte auf Grund der Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser Mergelbildungen Altersbeziehungen fest, wonach ein Teil als Fleckenmergel, der andere als Radiolarienmergel angesehen wird. Um die Frage der Fleckenmergel einwandfrei zu entscheiden, wurden aus verschiedenen Proben Dünnschliffe untersucht, die das alleinige Vorkommen von Radiolarienmergeln ganz außer Zweifel stellten. Im Dünnschliff zeigten sich von den typischen Radiolariten nur insofern Abweichungen, als der Tongehalt bedeutender ist und die Radiolarien etwas zurücktreten. Dafür sind jedoch in einem derartigen Dünnschliff zahlreiche Kieselemente von Monactinelliden vorhanden. Die Mannigfaltigkeit des sedimentpetrographischen Verhaltens ist nur ein Ausdruck der hier nebeneinander bestehenden und lokal wechselnden Faziesbezirke, wobei die Kieselschwämme wahrscheinlich einen tonigeren Untergrund bevorzugt haben.

Die größte Verbreitung erreichen die Radiolarite und Radiolarienmergel im Gebiete des Schwarzenbergfensters. Letztere herrschen im südlichen Teil des Fensters allein vor. Gegen N scheint die Bedeutung der Radiolarite abzunehmen. Doch sei diesem Schluß ein gewisser Vorbehalt beigelegt, da das Zurücktreten der Doggerradiolarite auch tektonische Ursachen haben könnte.

Als gleichfalls nur dem Dogger zugehörig, möchte ich die Hornsteinknollenkalke ansehen, die innerhalb der Falte des Toten Gebirges über den Radiolariten folgen. (Es sei besonders betont, daß die hier beschriebenen faziellen Verhältnisse sich nur innerhalb der überfalteten Region des Toten Gebirges beobachten lassen und daß demgegen in den „autochthon“ vorgelagerten Jurabildungen eine Änderung der Fazies auftritt!)

Von der Blattverschiebung (S. 358) (innerhalb des Breccienzuges und des Radiolarites) des Schwarzenbergfensters wurde ein recht charakteristischer Radiolarit von graugrüner Farbe mikroskopisch untersucht. Die Radiolarien erscheinen im Dünnschliff in zweierlei Ausbildung. Entweder sind sie, und dies ist die Mehrzahl, ohne Skelett erhalten und nur eine graue Füllmasse ist an deren Stelle getreten, — die Umrisse der ehemaligen Radiolarien sind dann flachgedrückt und die Individuen sind lagenweise angeordnet, — oder im zweiten Fall sind die Radiolarianskelette unversehrt erhalten und die äußerste Schale ist mit deutlichen Zacken umrandet. Das Innere ist dann mit mehr oder weniger sphärolithisch angeordnetem lichtem Chalcedon angefüllt. Eine Druckauswirkung läßt sich an diesen zierlichen Radiolarien nicht feststellen. Stellt man diesen Beobachtungen die erstbeschriebenen gegenüber, so wäre folgende Genesis des Radiolarits sehr wahrscheinlich:

Der Radiolarit ist ein organisches Sediment von langer Bildungsdauer. Die zu Boden niedersinkenden Skelette werden zuerst teilweise aufgelöst, wobei kieselige Gele als Auflösungsprodukte anderer Radiolarien in das Innere eindringen und es ausfüllen. Bei diesem Vorgang wird auch organische Substanz mitgerissen, durch die eine schichtige dunkle Färbung entsteht. Schließlich wird das ganze Skelett aufgelöst und es bleiben gewissermaßen nur Radiolariensteinkerne übrig, die beim Anwachsen des Sedimentes wahrscheinlich schon durch dessen Belastungsdruck flachgedrückt wurden.

Im Gegensatz dazu sind einige wenige Radiolarien beim Niedersinken auf den Meereshoden durch Einsinken im Sediment oder sonst welche günstige schützende Momente vor der Auflösung bewahrt geblieben. Das Innere konnte auch nicht zu rasch ausgefüllt werden (vielleicht verhinderte die Oberflächenspannung des Kieselgeles dessen Eindringen durch die feinen und zarten Öffnungen des Radiolarianskelettes), sondern die sphärolithische Ausfüllung ging erst in einem späteren Stadium der Diagenese vor sich.

Die Kieselsäure, welche die Zwischenräume der Radiolarien ausfüllt, wurde also bereits von den zu Boden niedergesunkenen Skeletten in Lösung genommen und als Kieselgel niedergeschlagen.

Die Feststellung, daß die Deformation der Radiolariensteinkerne schon während der Diagenese vor sich ging und nicht erst während der tektonischen Durchbewegung des Gesteines, scheint mir für die Entstehung des Radiolarits besonders bedeutungsvoll. Denn das mikroskopische Gesteinsbild stimmt auch sehr gut mit dem tektonischen Gesamtbild der Radiolarite überein, die im Gegensatz zu den anderen Gesteinen relativ selten brecciöse Struktur aufweisen, sondern immer als zähe Massen im ganzen bewegt wurden.

Die dargelegten Beobachtungen wurden so gebracht, wie sie sich aus den Dünnschliffen ungezwungen ergeben. Eine Verallgemeinerung auf andere Radiolarienvorkommen soll damit nicht bezweckt sein. Bei der Mannigfaltigkeit der Verkieselungsprozesse überhaupt, ist es meist ganz unmöglich, ein allgemein gültiges Schema zu finden. Aus diesem Grunde wurde auch zu den vielen Anschauungen in der Literatur keine Stellung genommen. Merkwürdig z. B. ist nur, daß die von Ilse Heitzer aus dem Sonnwendgebirge (Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge, Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Wien 1930) bekanntgemachten Radiolarien meist in ausgezeichnetem Zustand erhalten sind. Dort mußten also offenbar ganz andere physikalisch-chemische Verhält-

nisse geherrscht haben als in den äquivalenten Ablagerungen des Toten Gebirges.

Aus dem Bärnkogel-Tal stammen, allerdings nicht aus dem Anstehenden, Radiolarite, die bereits durch bedeutenden Gehalt an  $\text{CaCO}_3$  ausgezeichnet sind, wobei die Kieselsubstanz knollige Beschaffenheit annimmt. Dünnschliffe, die sowohl durch den Kalk, als auch durch die Hornsteinknollen angefertigt wurden, ergaben hier wie dort das gleiche paläontologische Bild. Zwischen den beiden Substanzen läßt sich keine Änderung des faunistischen Inhaltes feststellen. Überall sind die Radiolarienskelette und Spongienadeln in gleicher Anzahl verstreut. Nur durch das Faziesbedingte Auftreten des Kalkschlammes, wurde die Kieselsäure gezwungen sich konkretionär zusammenzuballen.

Über die „autochthone“ Juraserie ergibt das Juraprofil des Jaglingbaches interessante Ergebnisse, welche im Folgenden ausführlich besprochen werden sollen. Die D. K. der Hohen Schrott, in deren südliche Fortsetzung der Rettenbach einschneidet, fallen mit etwa  $45^\circ$  gegen SO ein. Der N—S fließende Jaglingbach hat nun dem Schichtfallen entsprechend die Tendenz gegen O zu erodieren, wobei er von Westen her die Jurasedimente bereits weggeräumt hat. Dagegen wird das linke Ufer vom Oberlauf bis zum Rettenbachtal von einem einzigen, oft großartigen Juraaufschluß begleitet. Der Bach selbst erodiert im Dachsteinkalk.

Auf dem Dachsteinkalk sind Hornsteinkalke aufgelagert, die nur im Unterlauf des Jaglingbaches stellenweise von pfirsichroten Kalken (von den Lias- und Klauskalken unterscheidet sich dieser Kalk recht beträchtlich) in massiger Entwicklung unterlagert werden. Gegen das Hangende zu, werden diese Kalke, deren Rotfärbung ein Anklang an die Sedimentfarbe des roten Liaskalkes sein mag, knolliger und gehen unmittelbar in die Hornsteinkalke über. Radiolarit fehlt in diesem Profil, welche Feststellung Mojsisovics bereits an anderer Stelle gemacht hat, S. 44 (13): „Die Rettenbachkalke<sup>1)</sup> lagern im Gebiet des Ischler Rettenbaches entweder auf den Radiolarienschiefern des Doggers, oder nach deren Auskeilen auf den oben beschriebenen lichten Liaskalken, als deren isopische Fortsetzung gegen oben sie dann erscheinen.“ Aus diesen Ausführungen folgt, daß der Dogger nicht nur durch Radiolarite, sondern auch durch Hornsteinkalke vertreten sein kann. Tatsächlich finden sich in der Natur deutliche Übergänge zwischen beiden Gesteinen, die oft die Ausscheidung auf der geologischen Karte erschweren. Die Radiolarite des Schwarzenbergbodens sind meist graugrüne, selten braunrote Kieselgesteine die mit zunehmendem Tongehalt in Radiolarienmergel übergehen. Es ist dies eine Ausbildung wie sie im ganzen Umkreis der Schwarzenberg-Almhütten verbreitet ist. Dagegen kann man schon im Kargraben darüber im Zweifel sein, ob man es mit Radiolarit oder schon mit Hornsteinkalk zu tun hat. Was für Radiolarit sprechen würde, ist fast das ausschließliche Vorherrschen von Kieselsubstanz, erfüllt mit Radiolarien. Für die Deutung als Hornsteinkalke läßt sich die Schichtung anführen, die manchmal mit

<sup>1)</sup> Der Begriff der „Rettenbachkalke“ wird hier nicht im Sinne von Mojsisovics aufgefaßt, da sich alle als solche von Mojsisovics bezeichneten Vorkommen als gewöhnlicher Hornsteinkalk erwiesen haben.

Kalkzwischenlagen zusammenhängt. Die Radiolarien sind für den Radiolarit auch nicht allein maßgebend, da Dünnschliffe durch typische Hornsteinkalke gleichfalls Radiolarien enthalten.

Die Profile ergeben eine allmähliche Entwicklung der Radiolarite von Westen gegen Osten. Während noch im Bereiche des Toten Gebirges der Dogger von Radiolariengesteinen und Hornsteinkalken vertreten wird, ist im Vorland (Jaglingbach) nur mehr Hornsteinkalk entwickelt, dessen Bildung bereits im Lias einsetzt.

Auffällig ist das Fehlen von roten Kalken im Oberlauf des Jaglingbaches, wo die grauen Hornsteinkalke dem Dachsteinkalk direkt auflagern. Erst im Gebiet der Langwand konnten wiederum rötliche Kalke<sup>1)</sup> unter den grauen Hornsteinkalken in oft spurenhafte Andeutungen nachgewiesen werden. Doch ist das Auftreten dieses Kalkes so unwesentlich, daß man ihn fast übersehen kann.

Dagegen ist die Entwicklung der Hornsteinkalke eine ungemein mannigfaltige und rasch wechselnde. Sogar innerhalb der horizontalen Ausbreitung lassen sich schon Abweichungen anführen, ähnlich wie sie von A. Winkler (19) aus den Julischen Alpen beschrieben werden. So kann der Hornsteingehalt beträchtlich schwanken, u. zw. in der Weise, daß die weniger bankigen und dann häufig lichten Kalke nur untergeordnete Hornsteine enthalten, die fast ganz zurücktreten können. Sind die Kalke dünnbankig, so sind die Hornsteine meist häufiger und die faustgroßen Knollen reihen sich dicht aneinander. Auch regelrechte bankige Lagen von Hornsteinkalk kommen vor. Die Farbe des Kalkes schwankt zwischen licht- bis dunkelgrau. Dabei können die dunklen Varietäten kristallinisches Gefüge annehmen, ähnlich wie es sich bei den roten Hornsteinkalken beobachten läßt. Bei letzteren sind die Hornsteine von honiggelber bis roter Farbe.

Mergelige Lagen zwischen den Hornsteinkalken sind häufig zu beobachten. Auf dem Wege vom Rettenbach gegen die „Schöne Feuchten“ stehen Hornsteinkalke mit Fleckenmergelstruktur an. Nahe dem Rettenbach sind am gleichen Wege Kalke aufgeschlossen, die mit den noch zu besprechenden fossilführenden Sedimenten des Röthkogels Ähnlichkeit haben. Nur finden sich in diesen Kalken rote Hornsteinkalke, die am Röthkogel fehlen.

Eine eigene Entwicklung zeigen Hornsteinplattenkalke, die an drei Stellen aufgeschlossen sind. Die erstere liegt im Bereiche des Rettenbachtals, etwa 100 m westlich der Mündung des Jaglingbaches in den Rettenbach. Die Kalke schieben sich wie ein flacher Wall in das Tal ein; ungefähr wie eine Moräne den breiten Talboden abriegelt. Der zweite Aufschluß liegt im Bereiche des Jaglingbaches, wo dessen linkes Gehänge mit dem des Rettenhaches sich verschneidet. Schließlich sei das Vorkommen südlich des Gamskogels, gegen die Karalphütten zu erwähnt. Hier sind die Kalke tektonisch verlagert, doch nach den petrographischen Ähnlichkeiten bei den erstgenannten Aufschlüssen, müssen sie an die Basis der Hornsteinkalke gestellt werden.

Die Hornsteine treten in dieser Fazies nicht knollenbildend auf, sondern die  $\text{SiO}_2$ -Substanz ist lagenweise zwischen die dünnplattigen Kalke infiltriert.

<sup>1)</sup> Auch diese Rotfärbung hängt wahrscheinlich mit einem Zustrom von rotem Sedimentmaterial zusammen, der aus dem benachbarten Sedimentationsraum von rotem Lias-kalk im O und S stammt.

Zusammenfassend ergibt sich eine bedeutende Mannigfaltigkeit in der Entwicklung der Hornsteinkalke. Alle übrigen Vorkommen im Anfnahmsgebiet sind nicht so verschieden entwickelt, wie in dem Raume zwischen Jaglingbach und Kargraben. Doch hängt dies vielleicht damit zusammen, daß jene Aufschlüsse klein sind und dadurch eine Beobachtung größerer Profile nicht möglich ist.

Inwieweit innerhalb der reichen faziellen Entwicklung der Hornsteinkalke auch stratigraphische<sup>1)</sup> Grenzen liegen, läßt sich nur vermuten, kann jedoch ohne Fossilien nicht entschieden werden.

Bemerkenswert durch seinen Fossilinhalt ist der Röthkogel, der vom markierten Wege vom Rettenbachforsthaus über die Schön (Hintere) Alm leicht zu erreichen ist. Schon von weitem erkennt man die rotgefärbten Schutthalden des Südhanges, denen der Kogel wohl seinen Namen verdankt. Der schönste Aufschluß liegt auf der südöstlichen Seite des Kogels, an der Stelle, von der ausgedehnte Schutthalden den Hang hinabziehen. Doch beschränkt sich die Fossilführung nicht nur auf diesen, sondern auch auf der Westseite des Kogels, am Wege zur Mitteralm, findet sich ein kleiner Aufriß. Geht man von hier den Weg eine Viertelstunde weiter, so gelangt man in den Liegenddachsteinkalk. Wieder ist es hier der Jaglingbach, der die Grenze zwischen D. K. und Juragesteinen freigelegt hat und das Profil von hier gegen den Röthkogel, also ostwärts, ist folgendes:

Die D. K. fallen gegen SO ein und werden von grauen, dünnbankigen, hornsteinreichen Kalken überlagert. Diese lassen sich eine Strecke gegen O verfolgen, dann erscheinen rote knollige Kalke mit eingelagerten weißgrauen Kalken. In diesen roten Kalken wurden die ersten Ammoniten gefunden. Da der Aufschluß nicht besonders groß ist, so läßt sich die Mächtigkeit dieses fossilführenden Horizontes nicht genau feststellen. Einwandfrei folgen wieder Hornsteinkalke, die es jedoch nicht entscheiden lassen, ob es sich um eine stratigraphische Fortsetzung oder um eine tektonische Wiederholung handelt. Letzteres wäre nicht unwahrscheinlich, da die Hornsteinkalke sonst überall, wo größere Aufschlüsse vorhanden sind, Faltenbau erkennen lassen.

Die Aufschlüsse trifft man erst wird am SO-Hang des Röthkogels an, wo das Schichtfallen allerdings nicht mehr gegen SO, sondern gegen S gemessen wurde. Diese Änderung des Schichtfallens hängt mit dem D. K. der Langwand und dessen westlicher Fortsetzung zusammen. Auf der Karte fällt das rechtwinkelige Umbiegen der Jurasedimente um den Röthkogel auf. Dieser rechte Winkel ist jedoch nur das Abbild der Tektonik des Dachsteinkalkes.

Der Aufschluß am SO-Hang des Röthkogels beginnt mit roten, breccios mergeligen Kalken, die hier als Zwischenlagen der weißen hornsteinlosen Kalke auftreten, wie sie aus dem ersten Aufschluß genannt wurden. Gegen O nehmen die roten Zwischenlagen<sup>2)</sup> ab und an ihre Stelle treten dunkle Zwischenlagen, die solchen aus den bekannten Flyschablagerungen nicht unähnlich sind. Gegen das Hangende stellen sich wieder Hornsteine in den Kalken ein und in diesen ließen sich Ammonitenspuren von *Microderoceras* nachweisen.

<sup>1)</sup> Im Raume der Gamskogelsynklinale vertreten sie mindestens den Lias und den Dogger, möglicherweise auch den oberen Jura.

<sup>2)</sup> Hervorheben möchte ich die Ähnlichkeit mit dem Mittellias des Sommeraukogels bei Hallstatt.

Dann folgen dem Predigkogel zu, wieder die gewöhnlichen Hornsteinkalke, die ich ebenfalls mit den Liegendhornsteinkalken identifizieren möchte.

Die Fossilien sind ziemlich häufig in den erstgenannten roten knolligen Kalken, die meist hieroglyphenähnliche Zeichnungen enthalten. Diese Zeichnungen zeigt auch das Ausfüllungsmaterial der großen Ammoniten. (Diese Erscheinung ist nur durch das verschiedene Auftreten des Eisens als  $Fe^{II}$  oder  $Fe^{III}$  bedingt.)

Von den in verhältnismäßig kurzer Zeit aufgesammelten Formen konnten folgende bestimmt werden:

*Lytoceras* sp.

*Phylloceras* sp.

*Phylloceras* cfr. *geyeri* Bon.

*Phylloceras* nov. sp. (nach Prof. Dr. W. Vortisch). Wegen dem nicht allzu günstigen Erhaltungszustand des Ammoniten, möchte ich von einer näheren Beschreibung absehen.

*Harpoceras* sp.

*Microderoceras* n. sp. Schröder, aff. *M. keindli* Emm. (Joachim Schröder: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. *Palaeontographica* Bd. LXVIII/LXIX., 1927, S. 207, Taf. XI, Fig. 2 a—c.). Die vorliegende Form hat mit der Abbildung und Beschreibung Schröders die größte Ähnlichkeit, doch lag Schröder nur ein einziges Exemplar von der Krotentalpe bei Geitau vor. Infolgedessen scheint mir diese Form für eine genauere stratigraphische Zuordnung nicht sehr verlässlich. Nebenbei sei vermerkt, daß diese Form der einzige Ammonit aus den weißgrauen Hornsteinkalken ist, die das Hangende der roten Kalken bilden.

*Tropidoceras masseanum* d'Orb. Diese einwandfrei bestimmbare Form erreicht eine Größe von 30 cm im Durchmesser und gestattet eine genaue stratigraphische Zuordnung zum Lias  $\gamma$ .

*Uptonia jamesoni* Sow. (Lias  $\gamma$ ).

*Nautilus intermedius* Sow.

Für die Stratigraphie der Langwand—Rettenbachmulde ist der Nachweis des Lias  $\gamma$  von großer Wichtigkeit. Die Mannigfaltigkeit der jurassischen Ablagerungen im begangenen Gebiet läßt überhaupt auf die Verteilung von Festland und Meer innerhalb des Lias und Doggers interessante Schlüsse ziehen, die für das östliche Salzkammergut von Bedeutung sind. Auch für die Beweisführung der tektonischen Fragen ist die Facies der Juragesteine ein nicht zu unterschätzendes Argument. Denn, wenn auch während des Jura die einzelnen Faciesbezirke innerhalb der alpinen Geosynklinale rasch wechseln und nicht mehr die Bedeutung haben, wie während der Trias, so ist der Gegensatz zwischen dem Jura der Toten Gebirgs-Falte und dem des überfalteten Vorlandes so groß, daß man immerhin auf keine geringe Überfaltung schließen kann!

Bei der Besprechung des Juraprofiles wurde erkannt, daß die Juraablagerungen in der Facies grauer Hornsteinkalke, den D. K. vollständig konkordant überlagern. Von einer Verkarstung des D. K. ist nichts mehr zu erkennen und wenn man aus dem Faciesgegensatz des D. K. zu den Jurahornsteinkalken eine Sedimentationsunterbrechung, also eine Festlandsperiode herauslesen muß, so war die entschieden von viel kürzerer Dauer, als die Festlandsperiode zwischen Trias und Jura auf den heutigen Plateauflächen des Toten und

Dachsteingebirges. Für die kurze Festlandsperiode läßt sich auch das Argument anführen, daß die Fossilführung des Lias  $\gamma$  erst in einem Horizont einsetzt, der noch von mächtigen Hornsteinkalken<sup>1)</sup> unterlagert wird. Diese Liegebildungen könnten ganz gut dem Lias  $\alpha$ , zumindestens müßten sie bereits dem Lias  $\beta$  entsprechen.

Die Klauskalke und Radiolarite, sowie die Radiolarienmergel des Doggers fehlen den „autochthonen“ Juraablagerungen vollständig und gerade im Gebiet des Gamskogels—Predigkogels kommt der Faciesunterschied zwischen den Deckschollen der Falte des Toten Gebirges und dem „autochthonen“ Jura kraß zum Ausdruck. Erstere enthalten die Facies der roten J. K. (Hierlatzfacies und Klausfacies) und Radiolarite, während letztere den Lias und Dogger in einer sehr mächtigen Folge von Hornsteinkalken enthalten. Auf deren allerdings sehr wechselvolle Ausbildung innerhalb dieses im großen ziemlich einheitlichen Komplexes wurde bereits verwiesen.

Zu der innerhalb des Toten Gebirgs-Plateaus bestehenden Sedimentationslücke zwischen Hierlatzkalken und Klauskalken konnte im Langwand—Rettenbachraum kein Äquivalent nachgewiesen werden. Nach den gemachten Feldbeobachtungen läßt sich für ein Vorhandensein einer Erosionsdiskordanz nichts anführen, doch möchte ich damit diese zweifellos interessante Frage nicht mit einem negativen Beweis einer Lösung zuführen. Vielleicht würden in dieser Frage Beobachtungen an den Jurabildungen der Hohen Schrott mehr Aussicht auf Erfolg haben, da die Lagerungsverhältnisse in keiner Weise von jüngeren Faltungen ergriffen sind.

### Neokom.

Wegabwärts von der „Schönen Feuchten“ gelangt man, wie schon der lehmige Boden verrät, in ein Mergelgebiet. Aufschlüsse fehlen hier, doch findet man überall die dunkelgrauen, fein bis grobmergeligen Gesteine umherliegen. Erstere sind meist mit einer oxydischen Verwitterungsrinde umgeben, während die letzteren mit rauher, etwa sandsteinähnlicher Oberfläche verwittern. Petrographisch läßt sich dieses Vorkommen mit den bei Ischl anstehenden und paläontologisch belegten Neokommern vergleichen.

Für die Tektonik des jurassischen Vorräumens zwischen Langwand und Rettenbach läßt sich der nicht unwichtige Schluß ziehen, daß, im großen betrachtet, trotz der Eigenfaltung der Hornsteinkalke ein Synklinalbau vorliegt, in dessen Kern die neokomen Mergel erhalten sind. Diese tektonischen Verhältnisse würden auch das Vorhandensein von Malmgesteinen in der Gegend der „Schönen Feuchten“ nicht unwahrscheinlich machen, da sich auch deren tektonische Stellung, im Liegenden des Neokoms, zwanglos in den Synklinalbau einordnen läßt.

Die N—S streichende Synklinalachse hebt sich gegen N heraus, so daß Neokom und „Oberjurakalke“ bald in die Luft austreichen. Umgekehrt taucht sie gegen S nicht in die Tiefe, sondern scheint sich mehr horizontal zu legen, denn am Höherstein fehlt bereits das Neokom.

<sup>1)</sup> Die graue Farbe dieser stratigraphisch gewiß tiefer liegenden Kalke unterscheidet sich auffällig vom Lias  $\gamma$  des Röthkogels, in dessen roter Sedimentfarbe ich einen vorübergehenden Einfluß der Hierlatzfacies sehen möchte.

### Tertiär.

Augensteine: Westlich des kleinen Scheiblings liegt eine kleine Höhle, die allgemein als Schneiderkuchl bezeichnet wird. Während auf der Karte 1 : 50.000 die Höhle namenlos ist, wird die Bezeichnung Schneiderkuchl bei einer Höhle SW des Mittagkogels angegeben.

Südlich der Schneiderkuchl fällt der D. K. zu einer tiefen Doline ab, in der kleine Schotter zusammengeschwemmt liegen. Meist sind es Kalkgerölle doch nicht selten kommt auch Quarz vor, sowie Gerölle aus dem Kristallin. Diese Gerölle stammen wahrscheinlich von den Scheiblingen, auf denen sich ein Stück einer alten Landoberfläche erhalten hat. Offenbar ist der Westhang des Kleinen Scheiblings früher direkt zur Doline abgefallen, während jetzt eine flache Mulde die Verbindung zwischen den Scheiblingen und der Doline unterbricht.

Den Ursprung dieser Augensteine bestätigt auch das Vorkommen auf den Scheiblingen selbst, wo Gerölle, allerdings (besonders Quarz) nur sehr selten, zu finden sind. Kleinschutt ist dagegen häufig. Das Augensteinvorkommen auf den weithin sichtbaren begrünten, nach W abfallenden Plateauflächen, stimmt auch gut mit der Höhenlage der beiden 2000 überein. Während auf den übrigen, meist niedrigeren Gipfeln die Zerstörung nur mehr Gipfelpyramiden geschaffen hat, ist die Zertrümmerung der Scheiblinggipfel weniger fortgeschritten. Ihre Höhenlage von 2002 m und 1967 m spricht für eine Zustellung zum Tennenniveau Seefeldners. Dies vielleicht um so mehr, als auch die flachwellige Gipfelplatte des höchsten Gipfels im nordwestlichen Toten Gebirge nämlich des Wildenkogels (Schönberg) mit 2093 m kulminiert und eine Verknüpfung dieser Fläche mit den Scheiblingen sehr wahrscheinlich wäre.

### Diluvium.

Diluviale Moränenanhäufungen nehmen in den beiden Haupttälern des Aufnahmegebietes keinen geringen Anteil. So ist der flachwellige linke Talhang des Schwarzenbachtals mit ungeheurem Moränenmaterial ausgefüllt. Auffallend ist der breite Moränenrücken, der bei der Teufelskirche das vom Hochkogel herabkommende Tal abriegelt. Der Wall selbst ist auffallend mit gewaltigen Gesteinsblöcken überstreut. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Moräne, die einem längeren Rückzugsstadium eines Gletschers entspricht, der aus dem tiefen Kar zwischen Hochkogel, Wasserrinnerkogel und Hangendenkogel gegen das Tal des Schwarzenbaches herabfloß.

Die zweite Hauptabflußrichtung ist durch den Kargraben, gegen den Rettenbach zu, bedingt. Auch der linke Hang des Kargrabens wird von einer Moräne begleitet. Dagegen waren in dem meist steilen Rettenbachtale die Erhaltungsbedingungen für eine Moräne sehr ungünstig und nur gerade vor dem südlichen Ausgang des Tunnels ist ein kleiner Moränenrest erhalten.

Zweifellos spricht die Verteilung der Moränenreste für eine ausgedehnte Eisbedeckung dieses Gebietes. Aus dem Talgraben und Hochkogeltal flossen zwei Talgletscher herab, die sich im Schwarzenbachtale zu einem ansehnlichen Talgletscher vereinigten. Desgleichen wird ein kleiner Gletscher aus dem Tale des Bärenkogelwaldes sich mit jenem des Kargrabens vereinigt haben. Als interessante Einzelheit sei hier der Nestlergraben angeführt. Der schmale,

tief eingesenkte Graben ist weder nach N noch nach S geöffnet, sondern hier wie dort durch einen flachen Sattel vom Tal des Schwarzenbaches und des Kargrabens getrennt. Da Flußerosion unmöglich so eine beiderseits geschlossene Rinne schaffen kann, so wird man für den Nestlergraben gleichfalls glaziale Ausräumung annehmen müssen. Dabei wird es nicht unwahrscheinlich sein, daß der Gletscher bei Hochständen, sowohl nach S als auch nach N gegen das Haupttal übergeflossen ist. Im Gehänge des Möselhornes schneidet eine kleine sebutterfüllte Rinne ein, die gegen das nördliche Ende des Nestlergrabens gerichtet ist. Die Rinne endigt in einer muldenförmigen Verbreiterung die rückläufig vertieft ist und gegen den Nestlergraben in steiler Wand abbricht. Offenbar hat sich also hier ein kleiner Gehängegletscher eingesessen, der hinter der Erosion des Nestlergrabengletschers zurückgeblieben ist.

Merkwürdig und in seiner Zusammensetzung auffallend ist das Moränen-vorkommen auf dem flachen Sattel, auf dem die Hochkogelhütte steht. In dem wahrscheinlich durch Gletschertransport hier abgelagerten Material findet man nämlich sämtliche Gesteine wie sie im Raume der Blagitzergrube und des Hangendenkogels anstehen. Nun ist jedoch die Verbindung dieser Gebiete, mit dem Sattel des Hochkogels durch ein tiefes Kar unterbrochen. Man würde also zu der Ansicht gelangen, daß entweder dieses Kar sehr jung ist, und früher ein Gletscher aus dem Erlental über den Hochkogelsattel herabfloß, um erst von diesem in das Haupttal einzumünden, oder daß das ganze Kar vollständig mit Eis ausgefüllt war und Obermoräne aus einem östlichen Einzugsgebiet am Hochkogelsattel zur Ablagerung kam. Letztere Annahme scheint mir jedoch weniger den Verhältnissen in der Natur gerecht zu werden, als der jugendliche Einschnitt des Hochkogeltales.

Überhaupt scheint mir die Herausbildung der heutigen Landschaftsformen ziemlich glazialbedingt zu sein. Vor allem, daß sämtliche Täler und Gruben, wie z. B. Erlental, oberes Tal, Blagitzergrube nicht gegen das Haupttal ausmünden, sondern von diesem durch eine Karschwelle getrennt sind, spricht für rein glaziale Bildungen. Die präglaziale Oberfläche wird flachhügelig gewesen sein und es ist durchaus denkbar, daß sich in den bestehenden Hohlformen Firnmulden ausbildeten, die sich allmählich in den Untergrund eingesessen haben.

Wenn man in Tiefseeablagerungen das Fehlen von Kalk mit der Auflösungs-fähigkeit des um Null Grad temperierten Meerwassers in Zusammenhang bringt, warum sollen dann die unter einer Firnmulde abfließenden-Schmelzwässer nicht von ähnlicher Wirkung sein?

### Einige Bemerkungen über das tektonische Verhalten der einzelnen Gesteine und die tektonische Breccie.

In der Toten Gebirgs-Falte muß man die übergefalteten mächtigen D. K. alleinig als die sich bewegende Masse ansehen, wobei sich die überschiebende D. K.-Falte über ihre jurassische Unterlage hinwegwälzte. Während die mächtige D. K.-Platte, sei es aus immer welchen Gründen, aktiv fortbewegt wurde, so sieht man in der überfalteten Jurafolge bloß das Abbild eines Bewegungs-mechanismus, hervorgerufen durch die übergleitenden D. K.-Massen. Entsprechend der Homogenität des D. K. ist auch seine Tektonik eine entsprechend großzügigere, während die relativ wenig mächtige Juraserie in ihrer hete-

rogenen Zusammensetzung zu höchst uneinheitlichen tektonischen Umformungen führen muß, die letzten Endes immer ein Abbild des physikalischen Gesteinsverhaltens sind. Um letzteres später näher auszuführen, sei vorerst nochmals der Unterschied der einzelnen Gesteine erörtert:

Der D. K. als ausgesprochenes Riffsediment setzt sich fast nur aus reinem Calcit zusammen, der feinkristallinisches Gefüge besitzt. Bewegung (Scherung) innerhalb der sonst kompakten Masse tritt häufig an Schichtflächen auf, zwischen die, wie aus Beispielen innerhalb der Toten Gebirgs-Falte hervorgeht, Hornsteinkalke in der Weise tektonisch zwischengepreßt wurden, daß man an einen normalen Schichtverband denken könnte. Doch ist diese Art des tektonischen Verhaltens nicht häufig und gerade an der Grenze so verschiedenartiger Medien, wie sie in den D. K. einerseits und den Jurasedimenten andererseits wiedergegeben wird, kommt es zu recht mannigfaltig gestalteten Bewegungsbildern.

Der im Gegensatz zum D. K. immer tonige Liaskalk und Dogger-Klauskalk verhält sich recht plastisch und wahrscheinlich in der Weise, daß außer durch Gleitflächenbildung innerhalb des Calcits, eine Aneinanderbewegung der Ton- und Calcitmoleküle ein besonders plastisches Verhalten dieses Gesteines bewirkte. Die innere Reibung der roten J. K. äußerte sich dannach in einem Fließen, von dem die im Gestein enthaltenen Krinoidenstiele nie betroffen wurden. Es kam höchstens zu einem Zerbrechen der Stielglieder, doch eine Deformierung des Calcitkörpers wurde nicht beobachtet. Offenbar wurden diese Fossileinschlüsse von der in Bewegung sich befindlichen Kalk-Ton-Masse umflossen.

Die immer dünnbankigen Hornsteinkalke weisen wohlausgebildete Schichtflächen auf, die als Scherflächen eine intensive Verfaltung bewirkten. Daß diese Faltung nicht sogleich erfolgte, sondern erst als sekundäre Folge einer schichtenparallelen Gleitung anzusehen ist, scheinen die Fälle wahrscheinlich zu machen, bei denen die Hornsteinpakete schichtenparallel zwischen D. K. eingepreßt wurden.

Eine besondere Plastizität und Gleitfähigkeit muß den Radiolariten zugestanden werden, die immer innerhalb des Komplexes der D. K., roten J. K. und H. K. eine tektonische Sonderstellung einnehmen. Es sei da besonders auf die Radiolaritpakete im Bereiche des Schwarzenbergfensters und das Vorkommen bei der Nestlerhütte verwiesen. Während alle übrigen Gesteine in ihrer inneren Struktur starke tektonische Beanspruchung erkennen lassen, so sind die immer kompakten Radiolaritkomplexe bei ihrer sichtlichen Gleitfähigkeit nicht in einzelne Schollen zerrissen worden, wie man es bei der sonstigen Sprödigkeit dieses Gesteines erwarten müßte. Der Radiolarit, der überall zu einer intensiven Grusverwitterung neigt, zeigt recht anschaulich das verschiedene Verhalten eines Gesteines unter wechselnden physikalischen Verhältnissen.

Die innere Struktur der Radiolarite wurde bei der tektonischen Bewegung in keiner Weise verändert, wie die Erhaltung der feinen Radiolarienskelette erkennen läßt. Bei der Beschreibung des Radiolarites wurde bemerkt, daß der größte Teil dieses Kieselsedimentes aus kolloidal umlagerter Kieselsubstanz besteht. In der Kolloidnatur dieses Sedimentes scheint auch die Ursache seiner tektonischen Plastizität zu liegen.

L. Waagen beschreibt aus der Umgebung der Schwarzenbergalm Hierlatschichten deren Krinoidenkalke im Hangenden in Breccienkalke übergehen. Die darüber lagernden bunten Breccienkalke werden bereits dem Dogger zugeteilt. Waagen wurde zu dieser Annahme durch Vergleich mit den Jurabildungen der Osterhorngruppe verleitet, wo die Doggersedimentation mit Konglomeraten einsetzt. Leider hat Waagen die Breccien des Schwarzenbergfensters nicht näher untersucht, denn bereits bei oberflächlicher Betrachtung

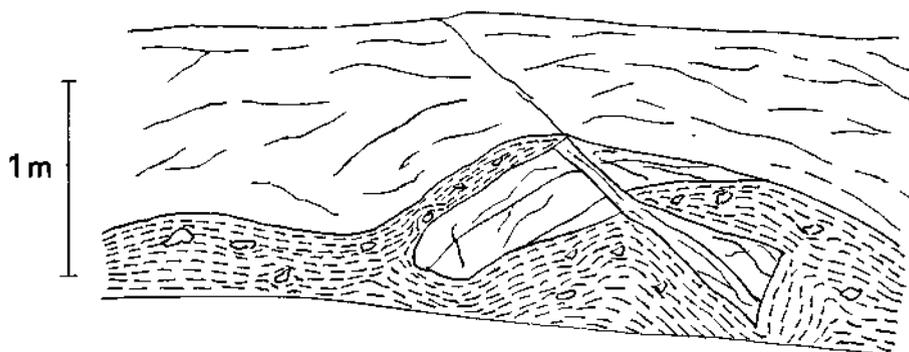


Abb. 1. Linke Talseite des Bärnkogelwaldes: Rote Jurakalke (gestrichelt) sprengen während der Überfaltung der überlagernden D. K. an Klüften auseinander und preßten sich zwischen die oft breccienartig zertrümmerten Schollen von D. K. (S. 360.)

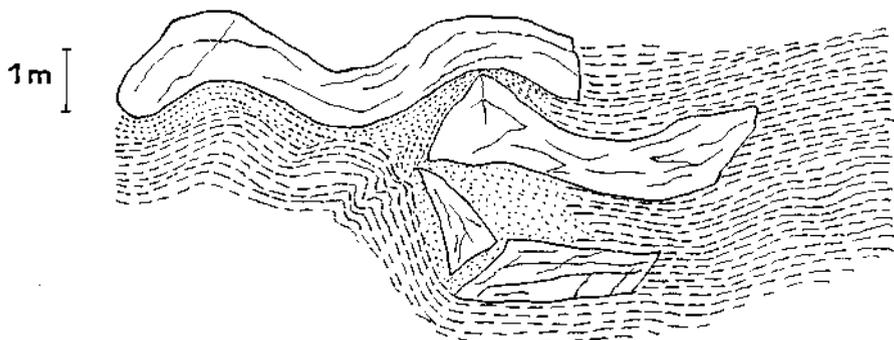


Abb. 2. Am Nordrand des Schwarzenbergfensters abgescherte und gefaltete Bänke von D. K. schwimmen in roten Jurakalken (punktirt) und Hornsteinkalke (gestrichelt). (S. 356.)

kann man gerade in nächster Nähe der Ischlerhütte ein sehr vollständiges Bild über die Breccienkomponenten erhalten. Denn würde es sich wirklich um eine Sedimentationsbreccie der Doggertransgression handeln, so könnten an der Breccienbildung nur Liaskalke und D. K. teilnehmen. Nun sind außer diesen Bestandteilen im Breccienzug des Schwarzenbergfensters noch Radiolarite und Hornsteinkalke anzutreffen. Außerdem sind die einzelnen Breccien-trümmer nie gerundet, sondern sind meist spießig ineinander verzahnt. Unter der freundlichen Führung von Herrn Prof. Dr. E. Spengler hatte ich im

Sommer 1933 Gelegenheit, die tektonische Breccie des Sonnwendgebirges kennenzulernen. Mit dieser Dislokationsbreccie hat die Breccie des Toten Gebirges oft die größte Ähnlichkeit.

Die Verbreitung der Breccie ist eine weit größere, als auf der Karte angegeben werden konnte, da der verzahnte Kontakt von roten J. K. mit D. K. fast immer zur Zertrümmerung neigt. Beobachtungen am Dachsteinplateau brachten mich zu der Überzeugung, daß monomikte Breccie im D. K. viel häufiger auftritt, als man dem angewitterten Fels ansieht. Monomikte Breccie, bestehend aus D. K. ist nur an wenigen Stellen nachgewiesen worden. Am häufigsten ist dagegen die Zertrümmerung von D. K. und roten J. K. Das Verkittungsmaterial zwischen den einzelnen Trümmern wird aus den plastischen roten J. K. gebildet. Oft ist die Verzahnung der Bestandteile so intensiv, daß die Grundmasse vollständig fehlt. Außer der immer recht charakteristischen Kleinbreccie, bei der die einzelnen Bestandteile meist nur Faustgröße erreichen, zeigen die Abb. 1, 2 eine Großbreccie, als welche man in gewissem Sinne die überfahrenen Juragesteine überhaupt bezeichnen könnte.

Da die einzelnen Breccienvorkommen im topographisch-geologischen Teil dieser Arbeit näher erwähnt werden, so erübrigt sich an dieser Stelle deren Aufzählung und Beschreibung. Von allgemeinerem Interesse dürfte vielleicht nur eine Breccie sein, die sich zwischen den Karalphütten und dem Gamskogel findet. Diagonal über dem östlichen dreieckig gestalteten Grashang des Gamskogels fällt morphologisch ein begraster Rücken auf, der aus Hornsteinplattenkalken<sup>1)</sup> besteht. Stellenweise sind nun die Hornsteinlagen vollständig zerbrochen und die einzelnen wirt gelagerten Bruchstücke schwimmen in dem gleichfalls stark zertrümmerten Kalk, der sich wie eine Grundmasse verhält.

### Geologische Detailbeschreibung.

#### a) Die Grünbergsynklinale.

Die Besprechung der geologischen Verhältnisse wird von N, von Offensee aus begonnen, von wo man gegen S die Entwicklung der Toten Gebirgs-Falte verfolgen kann. Hier sieht man zwischen dem aus D. K. bestehenden Rotkogel—Bärenkogel im Osten und Kotkäfer—Grünberg im Westen eine steil stehende, über 1000 *m* hohe, mit Juragesteinen erfüllte Synklinale. Die Stirnumbiegung der D. K. zu der Synklinale ist am Rot- und Bärenkogel deutlich zu sehen. Auf die Bedeutung dieser Synklinale hat bereits E. Spengler (16) hingewiesen. Die Synklinale des Grünbachgrabens vergleicht Spengler mit der Synklinale unterhalb der liegenden Kassberg-Antiklinale, „die antiklinale Wölbung am Bären- und Rotkogel mit der Kassbergantiklinale selbst“. „Die durch einen nordwestgerichteten Druck entstandene stehende Falte im westlichen Toten Gebirge, ist in der Kassberggruppe zu einer nordbewegten liegenden Falte geworden.“

Eigenartig bei der Synklinale des Grünhaches scheint vor allem, daß trotz der bedeutenden Höhe von über 1000 *m* die Umbiegung nicht zu sehen ist. Wohl könnte man an eine Verschüttung unter dem mächtigen Schutt des unteren Grünbachlaufes denken, doch zeigen andere Beobachtungen, daß ein komplizierterer Bau, als der einer einfachen Synklinale vorliegt.

<sup>1)</sup> Es sind dies die auf S. 339 erwähnten unterjurassischen Kalke.

Wie erwähnt, ist der nördliche Teil der Grünbergsynklinale gegen den Offensee zu, mit Schutt verhüllt, der sich aus D. K., Hornsteinkalk und rotem J. K. zusammensetzt. Radiolariengesteine wurden weder in Schuttform noch im Anstehenden gefunden.

Die Aufschlüsse in der Mulde beginnen erst unterhalb vom Rotkogel, wo man dünnplattige Hornsteinkalke mit Kleinfaltung antrifft. Darüber folgt mächtiger Liaskalk der vom D. K. des Rotkogels überlagert wird. Die Schichtgrenze zwischen Liaskalk und Hornsteinkalk verläuft horizontal, somit normal zur senkrecht stehenden Synklinale. Bei einer bloßen Zusammenfaltung der Synklinale müßte auch die parallele Anordnung der Schichtglieder innerhalb der Synklinale ungestört geblieben sein. Dem entgegen weist das Profil auf einen Bewegungsmechanismus hin, bei dem es zuerst zu horizontalen Bewegungen mit Stauungerscheinungen kam, daß also dem einfachen Zusammenfallen zu der Grünbergsynklinale, noch weit kompliziertere Bewegungen vorausgegangen sind.

Geht man vom genannten Profil gegen den Muldenkern, so gelangt man zu einer Einzelscholle von rotem Liaskalk im Hornsteinkalk. Linsen von rotem J. K., meist mit Hornsteinkalk stark durchgearbeitet, finden sich bis zum Grat. Dieser zeigt von O nach W folgendes Profil: 20 m dünnplattige, steilstehende Hornsteinkalke, dann folgt eine Scholle von rotem Liaskalk, der stellenweise zwischen die Schichtfugen des Hornsteinkalkes eingepreßt ist und recht brecciöses Gefüge besitzt. Diese Liaskalkscholle schwimmt ebenfalls vollständig in den Hornsteinkalken, die sich im weiteren Gratverlauf, 40 m nordwestlich, zu einem flachen Rücken emporwölben und sich dann weiter bis an den D. K. des Grünberges fortsetzen.

Ein interessantes Profil der S-Seite der Grünbergsynklinale bietet sich von der Blagitzergrube aus, die auf der topographischen Karte 1 : 25.000 fälschlicherweise als Eiblbründl bezeichnet ist.

Der flache mit Schutt ausgefüllte Kessel der Blagitzergrube wird gegen Westen vom tief eingeschuitlenen Hochkogeltal durch einen flachen Rücken getrennt, der gegen das Haupttal in steilen Wandstufen abfällt. Gegen Osten gelangt man aus der Blagitzergrube nach kurzem Anstieg in das Erlental, welches auf keiner Karte angegeben ist. Es erstreckt sich ungefähr in einer Breite von nicht einmal 100 m zwischen dem Bärenkogel und dem N-Fuß des Hangendenkogels bis vor die bereits genannte Schneiderkuhl.

Gegen NO steigt aus der Blagitzergrube die steile Grünbergsynklinale empor, in deren Mitte man (mehr dem Bärenkogel genähert) bereits von der Hochkogelhütte aus, eine zur Synklinale parallele, aus der Umgebung hervorgewitterte Gesteinsliuse erkennen kann. Diese besteht aus rotem Liaskalk der im senkrecht stehenden, kleingefalteten Hornsteinkalk schwimmt. Die H. K. sind westlich der Linse bis zum Grat zu verfolgen, während sie östlich davon durch Schutt und Graswuchs verhüllt sind. Druckerscheinungen sind in diesem Liaskalk keine vorhanden, während solche bei einem kleineren Vorkommen oberhalb der großen Liaslinse, gegen den Bärenkogel zu, deutlich nachzuweisen sind.

Eigenartig ist das einzige Radiolaritvorkommen, welches sich an die NO-Flanke der Liaslinse unvermittelt anlegt. Das Gestein ist typischer Radiolarit von graugrüner bis rotbrauner Farbe. Die D. K. des Bärenkogels weisen

auf dieser Gehängeseite überhaupt keinen Kontakt mit rotem J. K. auf, wogegen der D. K. des Grünberges stellenweise dessen Spuren trägt.

Daraus, daß die Dachsteinkalkschenkel der Synklinale fast ohne Liaskalk sind, dieser sich dagegen in oft größeren Massen im Synklinalkern zwischen Hornsteinkalken vorfindet, muß auf horizontale Bewegungen geschlossen werden. Diese mußten sehr bedeutend gewesen sein, um eine Abscherung der roten J. K. zu ermöglichen. Zwischen diesen und den Hornsteinkalken trat eine schichtenparallele Verschiebung ein, die das wechselvolle Bild in der Synklinale geschaffen hat. Im großen handelt es sich bereits um eine Art tektonischer Breccie. Deutliche Abscherung mit folgender schichtenparalleler Verlagerung kann man einem Profil am Ausgange des Talgrabens entnehmen, wo dieser gegen die Grünbergsynklinale abfällt. Fast auf der Kote 1241 der 1 : 25.000-Karte stehen D. K. mit roten J. K. und darüber folgenden Hornsteinkalken an. Nun gelangt man beim Abstieg gegen den Grünbach aus den Hornsteinkalken, die in zwei Runsen aufgeschlossen sind, wiederum in D. K., die erst an den Jurakeru der Grünbergsynklinale grenzen. Dieser D. K. bildet also nur eine aus dem liegenden Untergrund emporgerissene und zwischen Hornsteinkalke eingekellte Schuppe, die im Profil 1 dargestellt wurde.

Für die Tektonik der Grünbergsynklinale folgert daraus, daß deren senkrechte Aufrichtung nicht ein primärer Vorgang war, sondern nach einer bereits abgeschlossenen NW gerichteten Horizontalverschiebung einsetzte. Es ist auch naheliegend, eine in die Horizontale schwenkende Umbiegung der normalstehenden Synklinale in der Tiefe anzunehmen, wie es die Lagerungsverhältnisse in den später folgenden Profilen wahrscheinlich machen.

Ursprünglich gehörten danach die D. K. des Rotkogels und Schüttlingkogels sowie des Mittag- und Bärenkogels dem Hangendschenkel einer liegenden Falte an, die dann durch einen aus NW kommenden Druck an ihrem äußeren Rande zurückgebogen wurde.

Diese gegeneinander gerichteten Bewegungen lassen sich vielleicht mit den von E. Spengler (16) gemachten Beobachtungen gut in Einklang setzen. In der Frage des Almfensters wurden von E. Spengler zwei Bewegungsrichtungen erkannt, wobei die gegen SW gerichtete (am Käferspitz beobachtet), die jüngere Bewegung ist. Also auch in der Altersstellung würde hier zu der Grünbergsynklinale eine Analogie herrschen, und man könnte darum eine gewisse Ähnlichkeit der Kassbergüberschiebung mit der Grünbergsynklinale annehmen, da diese ja nur eine sekundäre Deformation erlitten hat.

#### b) Die liegende Falte zwischen Hochkogel—Scheiblingen und Schönberg (Wildenkogel).

Der Südrahmen der Blagitzergrube ist ein niedriger, stark verkarsteter Sockel, auf dem in SW-Richtung die D. K.-Masse des „Hangenden“-Kogels aufrucht. Dessen Südwände sind die Folgen einer Blattverschiebung, die sich in S 12° O fortsetzt und die Grenze zwischen dem Erlental und dem aus Hauptdolomit bestehenden Hintergras bildet.

Derselbe Raum, wie zwischen der Blagitzergrube und dem S-Abfall des „Hangenden“-Kogels erstreckt sich etwa 2 km gegen OSO und zeigt bereits den Bau einer liegenden Falte, die sich vom W-Rand der Blagitzergrube an

verfolgen läßt. An der Stelle, wo der Jagdsteig aus der Grube emporsteigt, geht man über horizontal gelagerte, leicht gefaltete Hornsteinkalke, die den S und O-Rand der Grube umsäumen. Nur an deren SO-Ecke sind die Aufschlüsse undeutlich. Über den Hornsteinkalken lagern nun horizontal rote J. K. und Dachsteinkalk. Dieser Mittelschenkel einer liegenden Falte ist nur durch den Schutt der Blagitzergrube von der Grünbergsynklinale getrennt. Offenbar muß die Grubenmitte einer Störungslinie entsprechen, an der die Aufbiegung zur senkrechten Mulde erfolgt ist.

Die Aufbiegung der Grünbergsynklinale kann wahrscheinlich nur an einer Blattverschiebung erfolgt sein, die durch die Blagitzergrube verläuft. Indirekt läßt sich diese Störungslinie auch in nordwestlicher Richtung gegen die Teufelskirche und das Tal des Schwarzenbaches verfolgen. Als Beweis dafür, möchte ich die bereits erwähnten merkwürdigen Beziehungen zwischen D. K. und Dolomit im Tale des Schwarzenbaches ansehen. Nach Profil II fallen die D. K. des Grünberges nach SO ein und werden von Hauptdolomit unterlagert, der fast den ganzen Talgraben erfüllt. Doch bereits der Scharerkogel besteht aus D. K. und noch der tief eingeschnittene Lauf des Schwarzenbaches erodiert im D. K. Die Verbindung des D. K. des Scharerkogels mit dem des Grünberges ist nach Profil II nur so möglich, daß es sich um die beiden Schenkel einer Antiklinale handelt, in deren Kern der Hauptdolomit heraufgepreßt wurde. Diese Antiklinale läßt sich in ihrer südlichen Fortsetzung, also zwischen der Masse des Hochkogels und des Nestlerkogels nicht mehr nachweisen. Hier konnte sich die gegen SO gerichtete Kraft nicht mehr auswirken, da sie an der gegen die „Teufelskirche“ austreichenden Blagitzer Blattverschiebung gegen S unterbrochen wurde.

Die Unterlagerung des „Hangenden“-Kogels durch rote J. K. ist bereits von der Hochkogelhütte zu sehen und bei näherer Begehung lassen sich besonders in unmittelbarer Nähe des „Hangenden“ in den roten J. K. eingeknetete Linsen von Hornsteinkalken beobachten. Nördlich des „Hangenden“-Kogels trifft man gegen die Blagitzergrube zu, zwei kleine Kessel (etwa  $50 \times 50$  m) (es handelt sich wohl um Dolinenbildungen) in deren Liegenden Hornsteinkalke und darüber Liaskalk mit Dachsteinkalk folgt. Letzterer steht gegen SO mit dem D. K. des „Hangenden“-Kogels in Verbindung. Solche tektonische Fenster ließen sich in größerer Anzahl nachweisen. Wenn die Aufschlüsse nicht tief einschneiden, so tritt unter dem D. K. nur der rote J. K. hervor, wie man in manchen Dolinen längs des Jagdsteiges zur Blagitzergrube erkennen kann.

Aus der Blagitzergrube führt der Steig in das Erlental. In der stark verkarsteten Mulde verlaufen Längsrinnen, von denen die längste (W—O streichend) mit Sicht gegen den „Hangenden“ zu, aufgenommen wurde (Abh. 3). Den Untergrund der Rinne bilden Hornsteinkalke, die überall zu sumpfigem Boden Veranlassung geben und sich durch üppigen Pflanzenwuchs aus der öden verkarsteten Umgebung abheben. Über den H. K. folgt verschieden mächtiger roter J. K., der nicht selten mit dem überlagernden Dachsteinkalk bereits zu tektonischer Breccie zertrümmert ist. In östlicher Fortsetzung steigt der D. K. flach an und die Juragesteine verschwinden in der Tiefe.

Ungefähr 50 m WNW der Schneiderkuchlhöhle ist in einer rinnenförmigen Vertiefung von 10—15 m Länge nochmals roter J. K. unter D. K. und darunter braunroter Radiolarit aufgeschlossen. Auch dieses Vorkommen liegt im

Streichen des Erlentales. Weiter gegen den Bärenkogel zu, waren keine Juragesteine mehr nachzuweisen.

Unterhalb des Südeinganges zur Schneiderkuchl ist der unterlagernde Lias als östlichster Ausläufer aller genannten Aufschlüsse anzusehen. Weiter östlich, noch vor den Scheiblingen, muß die auf der Karte eingezeichnete Verwerfung des Hintergrases fortsetzen. Der Ostflügel der Verwerfung ist in die Tiefe abgesunken, da man aus dem Mittelschenkel des Erlentales, jenseits der Verwerfung auf den Hangendschenkel kommt, wie es die Auflagerung von roten J. K. auf den Scheiblingen wahrscheinlich macht.



Abb. 3. Die Aufschlüsse des Erlentales, in denen die verkehrte Schichtfolge von Dachsteinkalk, rotem Jurakalk und Hornsteinkalk oder Radiolarit in kleinen tektonischen Fenstern recht gut angeschlossen ist. Der Verlauf der Grenze zwischen den Hornsteinkalken (H) und dem Dachsteinkalk (mit unregelmäßigen Spuren roten Liaskalkes) wurde herausgezeichnet. Die Linie zwischen Wasserrinnerkogel (W) und dem Hangenderkogel (Hg) zeigt den Verlauf des eingefalteten Hauptdolomites an, auf den der im Erlental erschlossene Mittelschenkel aufgeschoben wurde (S. 350).

Endlich seien auch in diesem Abschnitt der Falte des Toten Gebirges zwei Schuppen von Hornsteinkalk erwähnt, die in die zum Haupttal abbrechenden Dachsteinkalke eingeschoben sind. Das eine Vorkommen liegt in dem D. K., durch welchen die W-Begrenzung der Blagitzergrube gebildet wird. Das Schichtpaket dieser Hornsteinkalke ist nur wenige Meter mächtig und fällt mit  $45^\circ$  gegen O ein. In die H. K. ist noch eine Scholle von D. K. zwischengelagert (s. Profil III).

Beim Eiblbründl (über dem letzten „r“ von Wasserrinnerkogel“ gelegen), findet sich der zweite Aufschluß mit Hornsteinkalken, die gleichfalls als selbständige Schuppen im D. K. auftreten. (Zum Eiblbründl führt ein Steig der vom markierten Weg zum Hochkogel abzweigt und zur Blagitzer-

grube führt.) Diese Wegabzweigung steigt zuerst einen Bacheinriß empor, der zwischen Wasserrinnerkogel und dem „Hangenden“-Kogel herabkommt. Vor dem Einstieg in diese Runse beginnen rechterhand die Aufschlüsse mit H. K. Das zur sonstigen Tektonik widersinnige Fallen gegen W möchte ich mit einer lokalen Stauung erklären. Bei der Weiterverfolgung des Profiles gegen den „Hangenden“ zu, gelangt man über D. K. erst in die den „Hangenden“ unterlagernden roten J. K.

Profil I und II schneiden die Grünbergsynklinale, wobei im Profil I die bei der Horizontalverschiebung losgelöste D. K.-Schuppe eingezeichnet ist. Profil III stellt bereits die liegende Falte im Südteil der Blagitzergrube dar und die Verbindung mit den Aufschlüssen des Erlentales. Auf den Scheiblingen ist die normale Juraüberlagerung eingezeichnet. Profil IV ist nur zum Teil in diesem Abschnitt besprochen worden, nämlich der „Hangende“ als Teil des Mittelschenkels. (Zu beachten ist die im Profil dargestellte steile Stellung der D. K. des „Hangenden“, die zu der Tektonik im Widerspruch zu stehen scheint. Doch im weiteren Verlaufe dieser Arbeit sollen noch weitere Beispiele dafür gebracht werden, daß die D. K.-Tektonik oft eigenen Gesetzen unterliegt und mit der Gesamttektonik nicht im Einklang zu stehen scheint.) Die jenseits der Blattverschiebung (Überschiebung) dargestellten Verhältnisse werden erst später besprochen.

Bereits früher wurde des Steilabfalles des „Hangenden“-Kogels gegen S Erwähnung getan. Von der Hochkogelbütte aus betrachtet, glaubt man, es mit einem senkrechten Bruch zu tun zu haben. Doch steht man am östlichen der beiden Rauchen, so erkennt man, daß die Bruchfläche, auf die man hier direkt daraufliegt, mit etwa  $50^\circ$  unter den „Hangenden“-Kogel einfällt. Während letzterer aus D. K. besteht, wird der überschobene S-Flügel aus Hauptdolomit gebildet, der sich in das Hintergras fortsetzt. Sein Verhältnis zum überschiebenden N-Flügel wurde auf dem Profil IV zur Darstellung gebracht. Dieser Bruch, der vom östlichen Rauchen vorbei am „Hangenden“-Kogel bis in das Hintergras zu verfolgen ist, wird als eine en bloc-Überschiebung aufgefaßt, bei der die Bewegung von N her über den S-Flügel erfolgte. Gleichzeitig bewegte sich der S-Teil gegen W, so daß dieser Teil der Falte des Toten Gebirges um über einen Kilometer in dieser Richtung vorgeschoben wurde.

Die Falte des Toten Gebirges wird von Dachsteinkalken unterlagert die flach gegen SSO einfallen. Dies kann man z. B. an der Masse des Hochkogels beobachten, sowie an den beiden vorderen Rauchen. (Auf der 1 : 25.000-Karte fälschlich als Wasserrinnerkogel bezeichnet, welche Bezeichnung von den Einheimischen einem flachen pyramidenartigen Gipfel zwischen den beiden Vorderen Rauchen und dem „Hangenden“-Kogel gegeben wird.) Die Schichten des westlichsten der beiden Vorderen Rauchen fallen gleichfalls flach gegen SSO ein, wogegen die Bänke des östlichen Gipfels stark nach abwärts gebogen sind, ja sogar senkrecht stehen. Steil fallen hier die Wände gegen den niederen Grat ab (Profil V) und bei näherer Begehung lassen sich auch Pressungserscheinungen und Rutschflächen feststellen.

Unterhalb der Steilwand der stark tektonisch gequälten und saiger stehenden D. K. steht am Grat ein 2 m mächtiges Band von H. K. an (im Profil V mußte dieses Vorkommen etwas übertrieben eingezeichnet werden),

das sich den Nordhang weit hinab verfolgen läßt und vom markierten Weg auf den Hochkogel gequert wird. Auf die Hornsteinkalke folgt wieder D. K. der am Grat noch einen kleinen Rest einer Stirnabiegung zeigt (s. Profil V). Dann folgt, wie im genannten Profil dargestellt, Hauptdolomit, der sich bis in das Hintergras verfolgen läßt. Aus D. K. besteht nur der Gipfel des Wasserrinnerkogels. Zwischen diesem und dem östlichen der beiden Vorderen Rauchen ist am Grat noch ein kleines Vorkommen von D. K. als letztes Relikt erhalten.

Der beschriebene Hornsteinkalkzug unterhalb des Rauchen<sup>1)</sup> zeigt das Ausstreichen der Synklinale an. Der Mittelschenkel ist tektonisch stark reduziert, wogegen der Hangendschenkel verhältnismäßig recht mächtig ist. Unregelmäßige Schollen von Hauptdolomit wurden während des Faltungsvorganges als Kern in die liegende Antiklinale aufgenommen. Im oberen Tal, unter dem N-Fuß des Schönberges, beobachtet man im Hauptdolomit Einsturzdolinen, in deren Liegenden der unterlagernde Dachsteinkalk (Mittelschenkel) wieder zu Tage tritt.

Zwischen dem Wasserrinnerkogel und dem Wehrkogel liegt auf dem Hauptdolomit ebenfalls eine kleine Scholle von D. K. Im Hintergras erreicht der Hauptdolomit seine größte Ausbreitung. Der verwitternde Dolomit gibt zu Graswuchs Veranlassung, aus welchem Grunde auch die Bezeichnung „Hintergras“ stammt. Dieser Name bezieht sich nur auf die westliche Hälfte der südlichen Talseite. Das Tal tiefste liegt wieder im D. K. und ist das bereits bekannte Erlental, in welchem der Mittelschenkel der Toten Gehirgs-Falte aufgeschlossen ist. Da nun der Hauptdolomit des Hintergrases als zum Hangendschenkel zugehörig erkannt wurde, so ist hier durch die en bloc-Überschiebung der Mittelschenkel des Erlentales in das Niveau des Hangendschenkels aufgeschoben worden (Profil IV). Dessen zugehörige Synklinale streicht erst unterhalb des Rauchen aus, wo die „autochthonen“ D. K. durch den Überfaltungsdruck herabgebogen und gepreßt wurden.

Wie kann man nun das Ausstreichen der Überschiebung weiter gegen Süden respektive gegen Westen verfolgen?

Hornsteinkalke lassen sich im oberen Tale (das ist das Tal zwischen dem Grat der Vorderen Rauchen—Wasserrinnerkogel und dem des Wildenkogels) nicht mehr beobachten. Dagegen steht östlich vom Hinteren Rauchen, längs des Weges zum Möselhornsattel, Hauptdolomit an, dessen Abgrenzung gegen den D. K. aus der Karte zu entnehmen ist. Auch dieser H. D. gehört wohl zum Kern der Antiklinale, wobei letztere an der en bloc-Überschiebung über 1 km gegen W verlagert wurde. Die H. K. unterhalb des östlichen Rauchen sind wahrscheinlich nur ein abgerissener Fetzen<sup>2)</sup> der im Nestlergraben wieder erscheinenden Synklinale. Mehr der Vollständigkeit halber sei im oberen Tal die kleine Eishöhle erwähnt. Den Eingang bildet ein breiter ziemlich steil abfallender Trichter, durch den man in die Eishöhlenhalle gelangt. Ein

<sup>1)</sup> Die in der Grünbergsynklinale noch so mächtigen Jurabildungen sind hier nur mehr in spurenhafte Andeutungen erhalten, so daß man nicht mehr unterscheiden kann, ob es sich um Juraablagerungen des Liegendschenkels oder des Mittelschenkels handelt!

<sup>2)</sup> Dies stelle ich mir so vor, daß während der en bloc-Überschiebung an der D. K.-Masse der Vord. Rauchen eine Stanung erfolgt ist, so daß durch den Reibungswiderstand ein Teil der Synklinale abriß und zurückblieb, während die Hauptmasse der Falte weiter gegen W bewegt wurde.

mächtiger Eis- und Schneestalagmit inmitten der Halle, von einfallendem Tageslicht, das durch einen Spalt oberhalb des Stalagmiten in das Höhleninnere dringt, beleuchtet, fesselt die Aufmerksamkeit des Besuchers. Der größte Teil der Höhle ist jedoch mit Wasser erfüllt, in dem wie in einem Eissees Blöcke von Eis umherschweben. Bei niedrigem Wasserstand gelangt man entlang der linken Höhlenseite über Blöcke in das Innere. Dabei fallen besonders die großen Harnischflächen des Höhlengewölbes auf, entlang welcher sich einzelne Felspartien ablösen und mit ihren Trümmern das Höhlenende erfüllen.

c) Die geologischen Verhältnisse südlich vom Schönberg.

Mit den geologischen Verhältnissen südlich vom Schönberg hat sich als letzter Autor L. Waagen auseinandergesetzt. Mojsisovics befaßt sich in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte bereits mit der „beiderseits überschobenen Doppelfalte der Schwarzenbergalpe“. Neben Mojsisovics hat sich auch Geyer zweimal mit dem Problem der Schwarzenbergalpe beschäftigt.

Auf die stratigraphischen Verhältnisse dieses Gebietes wurde bereits hingewiesen, so daß es nur mehr die Tektonik zu besprechen gilt.

Geyer, sowie L. Waagen führen das Profil des Rauchenberges an, dessen steil gegen W herabgebogenen D. K. Auflagerungen von roten Krinoidenkalken und roten Breccienkalken tragen. „Darüber folgen dann unreine braune und graue Kalke, oder auch bunte, weiß und rot gefärbte, grobe Breccienkalke, und besonders dort, wo die bunten Breccienkalke fehlen, und nur die braunen oder grauen Kalke sich vorfinden, kann man auch den Übergang in braune Kieselkalke beobachten, ganz ähnlich wie auf dem Schabboden. Diese gehen nach oben dann noch des weiteren in braune Hornsteinbänke über, und auf diese folgen braune, der Verwitterung leicht unterliegende Radiolarienmergel.“ . . . . „Die Aufschlüsse am Westrand der Lias-Juraablagerungen der Schwarzenbergalpe sind viel mangelhafter: nördlich der Alpe, hinter der Jagdhütte und oberhalb der Quelle sieht man deutlich Hornsteinkalke anstehen, darüber folgt dann am Abhange ein Mergel, doch kann infolge der schlechten Aufschlüsse nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob dieser zum Fleckenmergel oder zum Radiolarienmergel zu rechnen ist; ich möchte letzteres für zutreffend halten, . . .“

Bei näherer Begehung der Schwarzenbergalpe, zeigte es sich, daß die Unstimmigkeiten in der Profilauffassung nur durch genaueste Kartierung zu beseitigen waren. Denn innerhalb des Schwarzenbergbodens lassen sich die verschiedensten Profile feststellen, ohne daß eines allein zur Lösung der Tektonik ausreichen würde. Nur die Gesamtbeobachtungen ließen an die Lösung der tektonischen Verhältnisse herankommen.

Die Hauptschwierigkeiten innerhalb des Schwarzenbergbodens beginnen, außer den bereits erörterten stratigraphischen Fragen, mit der tektonischen Breccie, die immer für eine Doggerbreccie gehalten wurde. Nach den von L. Waagen angeführten Zitaten folgen nach eigenen Begehungen auf die herabgebogenen D. K. des Rauchenberges Spuren von rotem J. K., doch die übrigen Aufzählungen (ausgenommen die braunen Kieselkalke) gehören einem einheitlichen Zug von tektonischer Breccie an, die in dieser Gegend besonders mächtig wird. Auch die bei der Jagdhütte angegebenen Horn-

steinkalke sind nur Breccien, die hier an Radiolaritkomponenten besonders reich sind.

Die Beobachtung, daß außer am Rauchenberg, überall die Juragesteine unter die Dachsteinkalke einfallen, wurde schon von L. Waagen angeführt. Dies, sowie die Tatsache, daß die D. K. des Möselhornsattels, mit jenen des Schönberges über den Juragesteineu ein mächtiges Gewölbe bilden, lassen für den Schwarzenbergboden nur die Deutung eines Fensters zu. In der Literatur wurde diese Stelle bisher nirgends erwähnt, bei der die Fensternatur ohne jeden Zweifel erkannt worden wäre.

Vom Möselhornsattel gegen S überblickt man die NO—SW streichende Jurazone die inmitten des Dachsteinkalkes durch ihre lebhafte Vegetation auffällt. Das Fenster hat eine Länge von 7 km bei einer Maximalbreite von etwa 400 m im südlichen Teil. Das SW—NO-Streichen des Fensters entspricht auch dem sonstigen Verlauf tektonischer Linien im Aufnahmegebiet und läßt sich wie überall auf eine NW gerichtete Bewegungsrichtung zurückführen.

Während des Überschiebungsvorganges falteten sich die überfahrenen Juragesteine, normal zur überschiebenden Kraft zusammen. Es ist auch sehr wahrscheinlich, daß sich die Juragesteine im Gebiet des Schwarzenbergfensters zu größeren Falten und Schuppen zusammenstauten und den überlagernden D. K. emporpreßten. Dadurch wurde sein Gefüge gelockert und der fluviatilen oder der glazialen Erosion ein Angriffspunkt gegeben. Während die Juragesteine an einer Stelle unter der Überschiebung zusammengestaut wurden, sind sie an anderer Stelle entsprechend reduziert, wie z. B. am Vorderen Rauchenprofil.

In seinen großen Zügen zeigt der tektonische Bau des Schwarzenbergfensters gewisse einheitliche Züge, während bei Betrachtung von Einzelheiten die Übersicht oft ganz verlorengehen kann. Wie in den bisherigen Profilen der Toten Gebirgsfalte, so sind auch hier alle Schichtglieder aus ihrem stratigraphischen Verband gerissen und es entstehen die mannigfachsten tektonischen Bilder.

In diesem tektonischen Durcheinander wird das Kartieren erschwert und manche Vorkommnisse mußten, um überhaupt eingetragen werden zu können, auf der Karte stark vergrößert ausgeschieden werden.

Beim Hinabsteigen vom Möselhornsattel gegen den westlichen Fensterahmen gelangt man aus tektonisch zerfasertem D. K. auf Radiolariengesteine, die man hier bis zur halben Fensterbreite verfolgen kann. Die geschichteten Radiolarite geben gegen O in Hornsteinkalke über, wobei eine Schichtgrenze nicht festzustellen ist, da die Entwicklung allmählich erfolgt. Die Radiolarite-Hornsteinkalke geben mit dem überlagernden D. K. wunderbare Verfaltungsbilder, wobei oft 10 m hohe Flammen an Klüften des D. K. empordringen. Eine bestimmte Anordnung dieser oft ungemein verzweigten Flammebildungen läßt sich kaum feststellen. Einzelne Teile des D. K.-Gewölbes sind ganz zerrissen und zwischen die abgescherten D. K.-Massen sind Juragesteine eng eingefaltet (Abb. 4).

Die Radiolariengesteine und Hornsteinkalke setzen sich in gleicher Breite wie sie im nördlichen Fensterrahmen angeschlossen sind, etwa  $1\frac{1}{2}$  km gegen S fort. Schon morphologisch tritt dieser Streifen deutlich in der Gesamtansicht des Fensters vom Sattel des Möselhornes aus, hervor.

Entlang den D. K. des westlichen Fensterrahmens lassen sich etwa auf einen  $\frac{3}{4}$  km Fetzen von rotem J. K. verfolgen. Die unregelmäßige Verteilung und oftmalige Verknetung mit D. K. zeigt auch hier deutlich die starke tektonische Beanspruchung.

Auf die Hornsteinkalke folgt ein Zug von rotem Liaskalk (mit Pentacrinus!), der neben der ebenfalls landschaftlich hervortretenden Breccie das Bild des Fensters beherrscht. Der Liaskalk beginnt nicht unmittelbar

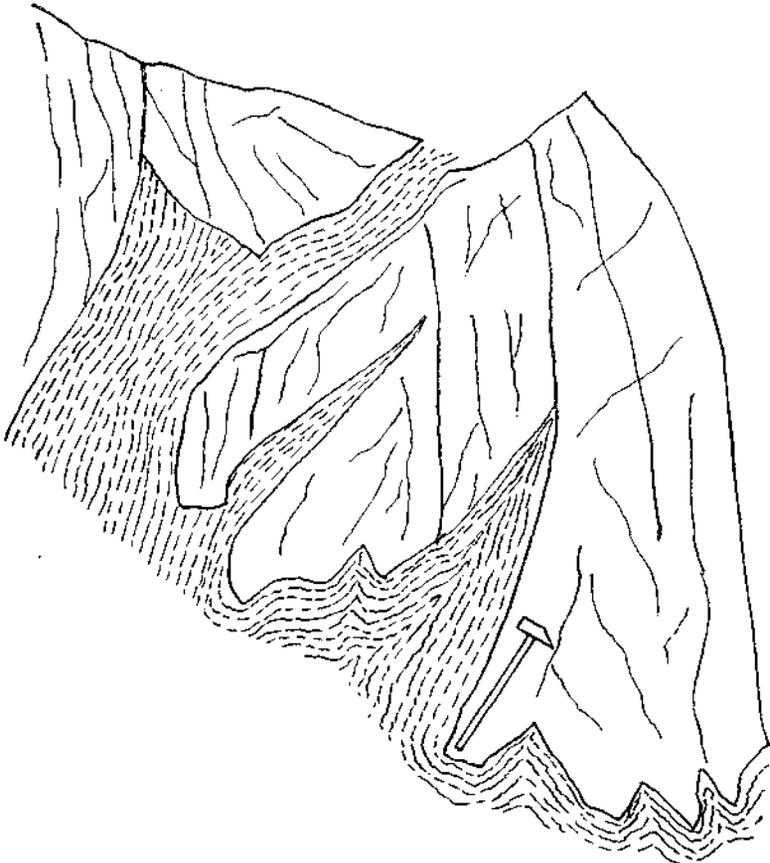


Abb. 4. Nordrand des Schwarzenbergfensters. Radiolarit preßt sich flammenförmig in das D. K.-Gewölbe. (S. 355.)

am nördlichen Fensterrahmen, sondern ist vorerst durch einige Spuren von gepreßtem Kalk inmitten der Hornsteinkalke nachzuweisen. Erst unterhalb des Weges beginnt der schmale Liasstreifen, der sich auf 2 km im Streichen des Fensters verfolgen läßt und im südlichen Teil etwas keulenförmig verbreitert ist.

Bevor der Weg vom Nordrahmen des Fensters gegen S umschwenkt, schneidet er in einen Rasenhang, der bis zur NW-Fensterecke ansteigt und mit Schutt überdeckt ist. Erst in der weiteren Fortsetzung des Weges werden die

Aufschlüsse günstiger und es stehen Liaskalke, wechselnd mit D. K. an. Entweder ist der Liaskalk massig entwickelt oder bei tonigerer Ausbildung macht sich schieferig-knollige Struktur wahrnehmbar. Der Liaskalk bekommt dann ein brecciöses Aussehen und teilweise tritt Breccienbildung mit D. K. auf.

Dieser Wechsel hält bis zum Beginn der tektonischen Breccie an, die sich auf der Tafel XIV, Abb. 1, deutlich erkennen läßt. (Auf der Karte 1 : 25.000 beginnt die Breccie beim Buchstaben i des Wild-Karkogels). Die Breccie, die aus gleichförmigen Komponenten von D. K., Liaskalk und Radiolarit (nicht häufig) zusammengesetzt ist, fällt deutlich unter die flachgelagerten D. K.-Bänke des Wild-Karkogels<sup>1)</sup> ein. Der Breccienzug nimmt rasch an Breite zu und berührt sich im Streichen mit dem Liasstreifen. Er zweigt jedoch bald als selbständiger, im Landschaftsbild hervortretender Hügelrücken ab und setzt sich in  $\frac{2}{3}$  Fensterbreite über 1 km gegen SW fort.

An der Stelle, wo sich Breccienzug und roter Liaskalk trennen, schiebt sich ein schmaler Streifen Hornstein-Radiolariengestein zwischen beide Züge. Die letztgenannten Gesteine durchbrechen auch den Breccienzug und vereinigen sich mit den auf der O-Seite des Breccienzuges sehr mächtigen Radiolariengesteinen.

Der vorgenannte Zug von Hornstein-Radiolariengestein der sich zwischen Liaskalk und Breccie einschaltet, gehört dem gleichen Streifen an, der sich vom Nordrand des Fensters ab verfolgen läßt. Bald (etwas südlich des scharfen Einschnittes des Bärnkogel-Tales) tauchen die Liasgesteine unter die Hornstein-Radiolariengesteine, die weiter den W-Fuß der Breccie begleiten. (Es wird die Bezeichnung Hornstein-Radiolariengestein benutzt, da die Gesteine zu  $\text{SiO}_2$ -Grus in den Grasrinnen verwittert sind und eine Entscheidung zwischen Hornsteinkalken und Radiolarit nicht einwandfrei möglich ist. Im allgemeinen verwittern zwar Hornsteinkalke schwerer als Radiolariengesteine und bilden Wandstufen, doch bestehen wie bereits früher ausgeführt wurde, zwischen beiden Gesteinen Übergänge, die sich ohne günstige Aufschlüsse kaum voneinander unterscheiden lassen.)

Es soll wieder zum Breccienzug zurückgekehrt werden, der bei der Abzweigung vom roten Liaskalk verlassen wurde. Wo der Weg zur Schwarzenbergalpe den Breccienzug quert, bildet dieser eine schwache Einsattelung. Man befindet sich hier 100—150 m nördlich vom Tal des Feuchterkogels gegen das Schwarzenbergfenster. In der Breccie schwimmen große Schollen von Hornsteinkalk und Radiolarit und wegbwärts gelangt man in eine breite Mulde, ausgefüllt mit Radiolarit. Im O grenzt er an den O-Rahmen des Fensters und im W bilden Breccien den Kontakt. Der Fensterrahmen trägt noch unregelmäßige Spuren von rotem Liaskalk, die den D. K. deutlich unterteufen. Hier findet sich auch das bereits beschriebene Manganvorkommen. Außer roten J. K. legen sich an den Fensterrahmen an einer Stelle auch Breccien.

Gegenüber dem Feuchter-Kogel steigt die Breccie zu einem breitgewölbten Rücken empor, der vom Möselhorn aus betrachtet, die Sicht zur Schwarzenbergalm verdeckt. Innerhalb des Rückens finden sich schmale Grasbänder, die von verwitterten Schollen von Radiolarit herrühren. Im nördlichen Teil der Hauptkuppe (gegen den Weg zu) besteht die Breccie fast nur aus D. K.,

<sup>1)</sup> Dieses Profil ist ungemein deutlich und schön aufgeschlossen!

zwischen dessen Komponenten die Kieselsubstanz netzartig die Zwischenräume ausfüllt.

Der Radiolaritzug verschmälert sich südwestwärts. Plötzlich erweitert er sich an einer kleinen Blattverschiebung gegen W in den Hang des Breccienzuges und der Radiolarit erreicht fast dessen Kulminationspunkt. Auf der Buckelfläche selbst findet sich ein kleiner Streifen Radiolarit der mit dem Hauptzug gegen S in Verbindung steht. Geht man den Weg weiter zur Ischler Hütte fort, so sieht man, daß die Breccien sich wieder hangabwärts verbreiten und in die Radiolarite etwa 100 m halbinselförmig eingreifen.

Bevor man auf den fast ebenen Boden der Schwarzenbergalm gelangt, gewahrt man linker Hand im Radiolarit eine etwa 100 m lange Scholle von Breccie die parallel zum Haupttrücken zieht. Der Weg geht die ganze Zeit durch Radiolarit. Bevor der Hauptbreccienzug gegen S endigt und wie auf der Karte zu sehen, die Radiolarienmergel buchtförmig eingreifen, befindet man sich gegenüber dem Profil des Rauchenberges, dessen gegen das Fenster einfallenden D. K.-Bänke bei Besprechung der D. K.-Tektonik angeführt werden sollen. In der W-Verlängerung des Rauchenberg-Profiles quert der Weg mitten in Radiolariten noch eine Gesteinsinsel von Breccie, bei welcher der Kontakt zum Radiolarit deutlich zu sehen ist. Zwei kleinere Schollen von Breccie sind in 20—30 m Entfernung SW und SO angeordnet. Die Vorkommen besitzen etwa die Flächenausdehnung einer Almhütte. Am Weg stehen weiter nur Radiolarite an, in welche gegenüber der Jagdhütte Hornsteinkalk (10 mal 2 m) schichtenparallel eingeschoben ist.

Am Boden der Schwarzenbergalm angelangt, vereinfacht sich der Bau des Fensters beträchtlich. Das Fenster erreicht hier seine größte Breite und fast nur Radiolarienmergel füllen den weiten Raum aus. Die tonige Beschaffenheit dieser Gesteine hat zur Folge, daß sie einen guten Quellhorizont bilden. Ungefähr in der Mitte des Almbodens sammeln sich die von O fließenden Quellen und verschwinden in einem weiten Trichter, um unterirdisch gegen den Kargraben abzufließen. Hier liegt auch eine vereinzelte Scholle von tektonischer Breccie in den Radiolarienmergeln.

Im südlichen Teil gabelt sich das Schwarzenbergfenster, indem sich die Masse des Mitterkogels dazwischenschiebt. Sowohl der östliche, als auch der westliche Fensterlappen werden zum größten Teil von Radiolarienmergeln erfüllt, deren leichte Verwitterbarkeit fruchtbares Weideland abgibt, das die Grundlage zu der hier regen Almwirtschaft bildet. Die flache Kuppe des Mitterkogels greift wie eine Halbinsel in das sanfte wenig unruhige Terrain der Radiolarite. Der Kontakt zwischen der D. K.-Masse des Mitterkogels und den Doggerkieselschiefern wird von einem Saum von rotem Jurakalk umgeben, der sich oft bis zu spurenhafte Andeutungen verliert; trotzdem kommt die überkippte Lagerung des Mitterkogels recht deutlich zum Ausdruck, womit die Südbegrenzung des Schwarzenbergfensters gleichfalls gesichert erscheint.

Vom Schwarzenbergboden zweigt über den östlichen Fensterlappen ein unmarkierter Steig ab, der zum Schassboden führt. An der Stelle, wo der Steig den östlichen Fensterrahmen überschreitet, beobachtet man nochmals ein kleines, doch recht gut aufgeschlossenes Teilprofil einer tektonischen Breccie. Der oberhalb des Steiges anstehende D. K. ist in einer schönen Wandstufe aufgeschlossen, die von Breccienkalken, bestehend aus D. K.

und manganhaltigen Klaussschichten, unterlagert wird. Unterhalb des Steiges verliert sich die Breccie und es herrschen nur die roten Kalke vor, die dann von den Radiolarienmergeln des Schwarzenbergbodens unterlagert werden.

Der westliche Lappen des Schwarzenbergfensters wird gegen den Rettenbach zu von keinem einheitlichen Fensterrahmen umschlossen. Denn infolge des steilen Absinkens der Faltenachse, fällt deren Neigung mit der Abdachung des Gehänges zusammen. Der Dachsteinkalk des Mittelschenkels ist zum größten Teil bereits abgetragen worden und der jurassische Synklinalkern kommt in unregelmäßigen und ganz zufällig gestalteten Fenstern hervor. In dem ziemlich steilen und leider stark bewaldeten Gehänge ist eine genaue Kartierung nicht möglich. Eigentlich ist sie auch von geringer Bedeutung, da die Lösung der tektonischen Fragen dadurch in keiner Weise beeinträchtigt wird.

Die Westbegrenzung des Mitterkogels bilden Radiolarite die spitz, zungenförmig in südwestlicher Richtung gegen den Rettenbach hinabgreifen. In ihrem oberen Teil werden sie von dem markierten Weg gequert, der aus dem Rettenbachtal zur Ischler Hütte führt. Vom Weg aus kann man deutlich beobachten, daß in die Radiolaritzunge ein tiefer Graben eingeschnitten ist, dessen Wasser von der Stelle, wo sie den Radiolarit verlassen, nur mehr im Dachsteinkalk erodieren.

Der vorerwähnte, zum Rettenbachtal herabführende Weg quert folgendes Profil:

Im Bereiche des Schwarzenbergbodens geht der Weg ziemlich eben in SSW-Richtung über die Radiolariengesteine hinweg. Rechter Hand bilden Breccien die Gehängekante. Der Weg führt abwärts und quert Breccien, die stellenweise große rote Jurakalkschollen enthalten. Jenseits der kleinen Stiege, die dem Vieh das Entkommen über das Almgehiet verbinden soll, gelangt man wiederum in Radiolarite. Nach der geologischen Karte erkennt man deutlich, daß die Breccien, zum Teil mit eingewickelten größeren Schollen von D. K., spießig dem Radiolarit aufgelagert sind.

Unterhalb der heute nicht mehr bestehenden Kainalphütte (bei 1240 m) liegt über den Radiolariten eine hier wandbildende, tektonische Breccie, der noch eine etwa 30 m lange Deckscholle von D. K. aufgelagert erhalten ist.

Wegabwärts gelangt man bei etwa 920 m wieder in den roten Jurakalk, der von überkipptem D. K. überdeckt wird. Die Gehängeneigung fällt ungefähr mit dem steil einfallenden D. K. zusammen, so daß der Weg nicht selten an der Schichtgrenze zwischen D. K. und rotem Jurakalk verläuft. Im Niveau von 820 m steht wieder eine Spur von rotem Kalk an, worauf man wieder in D. K. gelangt. Unterhalb der 800 m Isohypse beginnt bereits Schutt, bei dem es sich in der Hauptsache um Moränenmaterial handelt, welches sich auf dieser Hangseite talaufwärts bis in das Bärenkogel-Tal hinein verfolgen läßt.

Das Ostgehänge des Kargrabens ist stark bewaldet und Felspartien treten nur selten zu Tage. Außer dem beschriebenen Wegprofil konnte nur noch ein Profil, u. zw. von der Ascher-Stube aufwärts gelegt werden, wo eine schmale Waldlichtung das Gehänge hinaufzieht. Das Profil soll in ganz schematischer Weise den Gesteinswechsel veranschaulichen:

Über dem Moränenschutt folgt D. K. mit stellenweise angelagertem rotem J. K. Dann folgen roter Liaskalk, etwas D. K., roter J. K., Wechsel von rotem

J. K. mit D. K., Breccie von beiden Gesteinen (ohne Hornsteine). Eine genaue Kartierung dieses Geländes ist also nicht möglich, um so mehr als die Aufschlußverhältnisse in den übrigen Teilen des Hanges ungünstig sind.

Dem Wegprofil von der Schwarzenbergalpe gegen den Rettenbach sei beigefügt, daß der Rettenbach nur mehr als tief eingeschnittenes Tal im D. K. erodiert. Verfolgt man das Tal einen Kilometer aufwärts, so gelangt man in einen Tunnel, vor dessen südlichem Ende man inmitten des Dachsteinkalkes eine Linse von rotem J. K. antrifft. Es handelt sich hier offenbar um den letzten Rest der tektonisch stark reduzierte Synklinale. Von dieser Stelle etwas den Rettenbach aufwärts, sieht man tief unten am Grunde des Bachbettes nochmals das Rot des Jurakalkes aufleuchten, der das tiefe Eintauchen der Toten Gebirgsfalte nochmals recht eindeutig veranschaulicht.

d) Die geologischen Verhältnisse des Karkogels und Möselhorns mit Einschluß des Nestlergrahens.

Der lange Aufbruch der Juragesteine zwischen Schönberg und Mitterkogel wurde als tektonisches Fenster erkannt und es entsteht nun die Frage, ob die unter die Karkogelmasse einfallenden Juragesteine wiederum am Überschiebungsrande ausstreichen. Im S und O wird die Pyramide des nach W steil abfallenden Karkogels von einem niederen breiten Sockel umgeben, der den größten Teil des westlichen Rahmens des Schwarzenbergfensters bildet. Letzteres wird von diesem Sockel nur wenig überragt. Nur im Süden schneidet das Bärenkogeltal in tiefer Schlucht ein, die dann in sanftem Gefälle gegen das Karkogeltal ausmündet. Der Einriß des Bärenkogeltales durchbricht den Fensterrahmen und die vom Möselhornsattel herabstreichenden jurassischen Kieselgesteine setzen sich in das Bärenkogeltal fort und treten mit ähnlichen Gesteinen des Kargrabens in Verbindung. Die Aufschlüsse sind besonders im Bärenkogeltal recht ungünstig und die Frage inwieweit Radiolarite oder Hornsteinkalke vorhanden sind, mußte eigentlich ungelöst bleiben. Der Verwitterungsgrus hatte oft mit Radiolariten die größte Ähnlichkeit, und umgekehrt fanden sich auch Brocken von recht typischem Hornsteinkalk. Rote J. K. wurden im Tal nirgends angetroffen. Dagegen bilden diese Kalk in den beiderseitigen Talwänden tektonische Bilder von eigenartiger Schönheit. In der zum Karkogel zugehörigen Talwand hat Algenwuchs sowohl den D. K. als auch die roten J. K. mit einem einheitlichen Grau überzogen. Dafür ist die gegenüberliegende Talseite mit ihren wunderbaren 100 m und mehr betragenden Wänden ein einziger großartiger Aufschluß den man in seiner Gesamtheit erst aus größerer Entfernung überblicken kann. Besonders bei klarem Himmel leuchtet das Rot der Jurakalke aus dem einförmigen Grauweiß des D. K. in kräftigen Farbtönen hervor.

Wie ein riesiges Flammenmeer durchschlagen die roten J. K. den D. K. von unten nach oben. Die erste Anlage dieser Flammengebilde werden riesige Karrentrichter gewesen sein in die die roten Kalkc eingesedimentiert wurden. Doch bei näherer Begehung des Wandfußes erkennt man überall deutlich, daß die präliassische Karstoberfläche nicht mehr die ursprüngliche ist, sondern daß der, während der Überschiebung stark gequälte Jurakalk an den bestehenden Schwächezonen aufgepreßt wurde, diese erweiterte und jeweilige Hindernisse (Kanten usw. im D. K.) als Breccie in sich aufgenommen hat. (Ein

kleines Detailprofil, das die Breccienbildung näher erörtert, wurde bereits im allgemeinen Teil über die tektonische Breccie gebracht.)

Die roten Jurakalke kann man weit das Bärenkogeltal abwärts verfolgen, ehe sie im Gehängeschutt untertauchen. Ihr steiles Einfallen in westlicher Richtung weist auf die gleichen Verhältnisse hin, wie sie bereits von den vorhergehenden Profilen besprochen wurden. Nur erscheint hier das Absinken der Faltenachse durch die deutliche Leitlinie der roten Kalke viel anschaulicher widergespiegelt.

Ein Maß für das steile Untertauchen der Faltenstirne erhält man daraus, wenn man bedenkt, daß der südliche Westrand des Schwarzenbergfensters eigentlich schon mit der oberen Gehängekante des Kargrabens zusammenfällt. Der innerhalb des Fensters eingehend beschriebene Breccienzug umsäumt im Westen den mächtigen Komplex der Radiolarienmergel des Schwarzenbergbodens und greift bereits weit in das Gehänge des Kargrabens hinab. Nur im Bereiche des Bärenkogeltales sieht man vielleicht noch am eindrucksvollsten die Überlagerung durch D. K. Aber selbst wenn dieses Profil auch ein Opfer der Zerstörung geworden wäre, wie sollte man dann anders die Breccien im Gehänge des Kargrabens deuten, als nur so, daß sie einst von einer mächtigen D. K.-Masse überfahren waren, wodurch eben erst die Breccienbildung ermöglicht wurde!

Durch die unterlagernden Juragesteine hat sich auch der Karkogel als Mittelshenkel einer liegenden Falte erwiesen. Diese und die noch später folgende Beweisführung ist wohl einwandfrei. Interessant ist demgegenüber die Lagerung des D. K. in der Schubmasse des Karkogels. Von W nach O läßt das Profil folgende Einzelheiten erkennen: Die D. K. der W-Hälfte biegen sich schalenförmig gegen NW hinab und scheinen unter die Juragesteine unterzutauchen. Daß dies jedoch nicht der Fall ist, bezeugen die Aufschlüsse an der Westflanke des Karkogels, wo die jurassischen Kieselkalke die Unterlagerung der gewaltigen Masse bilden. Östlich dieser schalenförmigen Umbiegung gewahrt man im unteren Teil der Wand eine S-förmige Umbiegung der Schichtpakete mit einer besonders entwickelten gegen W ausgerichteten Antiklinale (s. Profil VII). Dieses Beispiel zeigt wohl deutlich, daß der D. K. innerhalb der Großfaltung auch zum Teil einer eigenen Teilttektonik unterworfen war. In gleicher Weise wird es dann verständlich, wenn so die D. K.-Bänke des Rauchenberges ein gegen das Fenster gerichtetes Fallen besitzen. Auch hier handelt es sich wahrscheinlich nur um eine lokale Stauchung des D. K., der dann bei einer Einzelbetrachtung zu falschen tektonischen Vorstellungen führen kann. Um den lokalen Wechsel dieser D. K.-Tektonik näher zu beweisen, sei wiederum der Karkogel angeführt, dessen Nordabhänge keinerlei Verbiegungen mehr erkennen lassen. Die Lagerung des wohlgebankten D. K. ist fast schwebend und läßt keine bedeutenderen Störungen vermuten. Die gleiche Lagerung nur mit etwas deutlicherem O-Fallen, weisen die D. K. des Möselhornes auf. — Zwischen dem langen, firstförmig gestalteten Möselhorn und dem Karkogel breitet sich ein breites stark verkarstetes und mit Latschen bewachsenes, schwer wegsames Tal aus, in welchem ich keine Juraufschlüsse gefunden habe. Zwei kleine Jurafenster seien noch vom flachen Ostsockel des Karkogels erwähnt, die in der gleichen Richtung wie das Schwarzenbergfenster streichen. Dieser Umstand sowie das Fehlen von roten J. K. am Fensterrahmen, lassen es als wahrscheinlich erscheinen, daß die

hier anstehenden Kieselgesteine während der Überschiebung aufgefaltet und dann flammenförmig zwischen die Dachsteinkalke gepreßt wurden. Es wäre dies ein ähnliches Bild, wie man es am Nordrahmen des Fensters beobachten kann.

Wir begeben uns nun in den Kargraben, an dessen nördlichem Ende die gleichnamigen Almhütten liegen. Über dem sanften, fruchtbaren Almboden erhebt sich ganz unvermittelt die Masse des Karkogels. Der Boden der Wiesenflächen ist überall mit Hornsteingrus überstreut, der nach den Aufschlüssen am Karbache, zum Teil auch Radiolarienmergel enthalten dürfte. Der Karbach entspringt unterhalb des Sattels zwischen Langwand und Karkogel. Die Wasserführung nimmt rasch zu und nach der Überwindung von zwei kleinen Steilabfällen, durchfließt er das Gebiet der Karalmen. Hier finden sich gute Aufschlüsse eines graugrünen gut gebankten Radiolarienmergels, dessen Streichen in W  $15^{\circ}$  N liegt und  $70^{\circ}$  gegen Nordost einfällt. Doch möchte ich diesen Werten weiter keine größere Bedeutung beimessen, da es sich wie überall um die zufällige Lage eines Faltschenkels handeln dürfte.

Steigt man den flachen Kargraben aufwärts, so gelangt man bald auf den bereits genannten Sattel, der auf der 1 : 25.000-Karte durch die Kote 1432 markiert ist. Den flachen Sattel überdeckt ein gewaltiges Blockmeer von D. K.-Trümmern die vom Karkogel herabstürzen. Von der Sattelhöhe eröffnet sich sowohl gegen S als auch gegen N ein wunderbarer Blick, der, besonders gegen N, zu den geologisch aufschlußreichsten in diesem Gebiete gehört.

Überblickt man von hier auch nicht den gesamten Nestlergraben, so zumindestens eines der schönsten tektonischen Profile. Die D. K.-Bänke der Langwand und des Glatzkogels fallen bei einem Winkel von etwa  $40^{\circ}$  in südöstlicher Richtung gegen den Nestlergraben ein, der vollkommen in der Streichungsrichtung dieser D. K. eingeschnitten ist.

Vor dem W-Hang des Karkogels breitet sich ein weiter, steiler Grashang mit enggefalteten Hornsteinkalken aus. Der Kontakt zu den unterteufenden D. K. des Glatzkogels und der Langwand ist leider an keiner Stelle aufgeschlossen, da das Muldentiefste mit Schutt erfüllt ist, der sich bis zum N-Ende des Nestlergrabens verfolgen läßt.

Dagegen ist die Überlagerung der Hornsteinkalke durch roten stellenweise sehr mächtigen Jurakalk in schönen Wandabstürzen erschlossen. Die auffallende Mächtigkeit des roten Kalkes scheint mir nach den sonstigen Erfahrungen nicht primär, sondern durch sekundäre Stauungen hervorgerufen zu sein. Die Struktur des roten Kalkes ist überaus massig und einförmig. Krinoidenreste sind meist auch nur sehr spärlich vorhanden, von anderen Fossilien wurde überhaupt nichts gefunden.

Die mächtige Karkogelmasse wird also von W, S und O von einer verkehrten Schichtfolge von Juragesteinen unterlagert, so daß man den Karkogel als einen Teil des Mittelschenkels der liegenden Toten Gebirgs-Falte auffassen muß, die dann allmählich gegen S in eine Tauchfalte übergeht.

Von der Kote 1432 *m* führt ein ausgetretener Pfad zur Nestlerhütte. Zuerst senkt sich der Pfad etwas hinab und nachdem man eine größere Strecke horizontal über Hornsteinkalk hinweggegangen ist, steigt der Pfad wieder allmählich an. Man gelangt so in die überlagernden roten J. K., während die Hornsteinkalke in ihrer Richtung unterhalb des Weges weiter fortsetzen.

Sie verschwinden dann schließlich zwischen dem vorgenannten roten J. K. im Hangenden und D. K. im Liegenden. Die Aufschlüsse sind leider an dieser Stelle gerade sehr ungünstig und der Beobachtung nicht leicht zugänglich.

Die D. K., die sich als Liegendserie unter die Hornsteinkalke von N her einschleichen, begrenzen in nordöstlicher Fortsetzung die Ostseite des Nestlergrahens, zu dem sie in steiler Wand abstürzen. Der nördliche Teil des Nestlergrahens liegt also nur mehr in D. K. In seinem nördlichen Ende verbreitert sich der sonst ziemlich schmale Graben. Doch öffnet er sich nicht unmittelbar gegen das breite Tal des Schwarzenbaches, sondern ist von diesem durch einen flachen Rücken aus D. K. getrennt. Erst nachdem man diesen Rücken überschritten hat, gelangt man auf steilem Pfade bald in das moränenerfüllte Haupttal.

Der rote J. K. der vorher auf dem Wege zur Nestlerhütte verlassen wurde, soll nun in seiner Ausdehnung weiter verfolgt werden. Der Weg steigt weiter flach an und die roten J. K. enthalten stellenweise größere tektonische Einschlüsse von D. K. Doch überwiegt immer der rote Kalk, der sich bis zur Nestlerhütte erstreckt. Die Hütte selbst steht noch auf dem roten Kalk, während NW von ihr bald nur reiner D. K. angetroffen wird. Es ist dies der gleiche D. K. und Liaskalk, zwischen dem die Hornsteinkalke verschwunden sind.

Vor der Nestlerhütte gewahrt man eine langgestreckte NO—SW streichende Mulde, in der unterhalb der Nestlerhütte eine Quelle entspringt, deren Abfluß, sowohl in nördlicher Richtung, als auch gegen S erfolgt. Der große Wasserreichtum dieser Mulde deutet bereits darauf hin, daß der ziemlich ebene Boden einem Quellhorizont entspricht, entlang dem das Grundwasser des Möselhornes und zum Teil des nördlichen Karkogels abgeleitet wird.

Es ist auch nicht schwer, innerhalb dieser Mulde überall den typischen Radiolarit nachzuweisen, der in dunkelbraunen oder den bekannten schmutzigrünen Farben entwickelt ist.

Die Mulde hat etwa eine Länge von 300 m, während sie ihre größte Breite mit ungefähr 50 m in der Hüttengegend erreicht. Im Osten wird das Radiolarittälchen von D. K. begrenzt, der wechselnde Mengen von roten J. K. enthält. An einer Stelle (etwa gegenüber der Hütte) sieht man in der Wand eine Breccie aufgeschlossen, die aus kleinen, bis metergroßen Trümmern von D. K. zusammengesetzt ist. Roter J. K. ist nur wenig als Zement vorhanden. Deutlich kann man hier die Entstehung der tektonischen Breccie erkennen, da bei den größeren Blöcken noch deren ursprüngliche Zusammengehörigkeit zu sehen ist. Das Bild wird noch dadurch plastischer, daß die einzelnen Breccieelemente aus der Wand hervorwittern. Im mittleren Teil des mit Radiolarit erfüllten Tälchens gabelt sich der Radiolarit und entsendet einen kleinen Seitenarm in die roten J. K. Vom südlichen Ende des Tälchens steigt eine kleine landschaftlich sehr romantische Runse empor, über die man zum N-Fuß des Karkogels gelangen kann. Die Runse ist gleichfalls im Radiolarit eingeschnitten und außerdem beobachtet man hier sehr viel Kleinbreccie.

Begibt man sich dagegen von der Nestlerhütte gegen N, so gelangt man über eine kurze Wandstufe in eine steile und lange Runse, die fast vollständig mit Schutt ausgefüllt ist. Die Runse schneidet in die Westflanke des Möselhornes ein und endet in einer kleinen Mulde. Auffällig ist, daß diese Runse

sich nicht bis in den Nestlergraben fortsetzt, sondern von diesem durch einen hohen Wandabsturz, bestehend aus D. K., getrennt ist. In den Graben selbst gelangt man nur über Leitern und Holzstufen<sup>1)</sup>, die von den Holzarbeitern errichtet wurden. Geologisch bietet die Möselsorn-Runse nur insofern Interessantes, als sie an ihrer linken Seite nicht nur D. K., sondern auch Sparen von roten J. K. ansägt.

Am nordöstlichen Ende des Nestlergrabens ist eine kleine Hütte errichtet, die, wie ich mich an einer kleinen künstlichen Grube überzeugen konnte, auf Schutt steht, der sich aus roten J. K., Hornsteinkalken und Radiolarienmergeln zusammensetzt. Der Schutt setzt sich dann auch in das Taltiefste des Nestlergrabens fort. Nach allem kam ich zu der Überzeugung, daß es sich nicht etwa um erschlossene tektonische Fenster handelt, sondern um Moränenmaterial, das aus weitem Umkreis zusammengetragen wurde.

In der Tektonik des Nestlergrabens fällt wiederum die tektonische Sonderstellung des vor der Nestlerhütte anstehenden Radiolarites auf. Beiderseits von roten J. K. umsäumt, muß er als ganze, zähe Schuppe in diese eingedrungen sein. Die Liaskalke stehen also mit den Hornsteinkalken nicht in normalem stratigraphischem Verbands, wie man bei der Begehung des Profils annehmen könnte. An der Grenze zwischen den beiden Gesteinen, sind die Radiolarite gewissermaßen herausgepreßt worden. Dabei haben sie weder die Faltung der Hornsteinkalke, noch die Verknetung der roten J. K. mit D. K. mitgemacht.

Zur Frage der Hornsteinkalke sei noch bemerkt, daß sie nicht nur dem Mittelschenkel der Toten Gebirgsfalte angehören müssen, sondern vielleicht auch die Juraserie des überfalteten autochthonen Untergrundes vertreten.

#### e) Der jurassische Vorraum zwischen Langwand und Rettenbach.

Begrenzt wird dieses Gebiet im Westen vom Jaglingbach, im Süden vom Rettenbach, im Osten vom Kargraben und im Norden von der Langwand und der Gegend die auf der Spezialkarte 1 : 25.000 die Bezeichnung „Im Himmel“ führt. Dieser ganze Raum wird von jurassischen und neokomen Ablagerungen eingenommen, die bereits im stratigraphischen Teil beschrieben wurden. Die ganze Serie fällt überall unter die Toten Gebirgs-Falte ein und am äußersten Faltenrande, wie im Kargraben, stehen die Kieselgesteine beinahe saiger. Ich erwähne da besonders den Aufschluß bei Kote 721 m, die mit der hier befindlichen Schleuse identisch zu sein scheint. Die Streichungsrichtung der hier aufgeschlossenen wohlgebankten Kieselgesteine verläuft NO—SW.

Von besonderem tektonischem Interesse sind in diesem Abschnitt die D. K.-Schollen des Gamskogels, dessen wirren Lagerungsverhältnissen anscheinend keine Lösung gerecht wird. Die Form der Gamskogelscholle ist die eines Dreieckes, wobei dessen eine Ecke den Gipfel bildet, von dem aus die beiden Seiten gegen Osten und Süden verlaufen. Mit den D. K. der Langwand steht

<sup>1)</sup> Steigt man den Leitern- und Stiegenweg in den Nestlergraben hinab, so findet man im unteren Teil im Gehänge größere Blöcke und Platten eines braunen Sandsteines der manchen Gosaugesteinen nicht unähnlich ist. Das Material liegt jedoch auf sekundärer Lagerstätte und dürfte durch Moränentransport hierher gelangt sein.

diese D. K.-Scholle nicht im Zusammenhang, sondern beide sind durch einen, wenn auch schmalen Streifen von Hornsteinkalken unterbrochen. Diese, sowie die mächtigen Hornsteinkalke des Predigkogels fallen mit ihrer D. K.-Unterlage ungefähr  $30^\circ$  nach Süden ein. Wie aus der geologischen Karte ersichtlich, schwimmt die D. K.-Scholle des Gamskogels vollständig auf Kieselgesteinen. Nach der wirren Lagerung innerhalb dieser Scholle und den weiter westlich gegen die Schön-Alpe vorgelagerten D. K.-Trümmern zu urteilen, scheint hier der letzte Rest der zertrümmerten Stirne der Toten Gebirgs-Falte vorzuliegen! Unregelmäßig und etwa wie auf der Karte eingezeichnet, stehen die D. K. am unteren Deckschollenrand mit roten J. K. in Verbindung und in der Runse, die in die S-Flanke eingeschnitten ist, steht auch typischer Radiolarit in erwähnenswerten Massen an.

Der vom Gamskogel gegen die Karalp hinabreichende Grashang wurde bereits bei der Breccienbeschreibung erwähnt. Zum größten Teil wird dieser Hang von Hornsteinkalken eingenommen, die aber überall bereits verwittert sind und nur unterhalb des D. K. der Gamskogelpyramide anstehen. Hier konnte sich infolge der Steilheit der Verwitterungsgrus nicht halten und rutschte ab. Die Morphologie dieses einförmigen Grashanges wird von zwei Rücken beherrscht die in etwa NO—SW-Richtung den Hang queren. Das Streichen des ersten Zuges der aus Hornsteinplattenkalken besteht, konnte mit  $W 20 S—O 20 N$  gemessen werden und die einzelnen Bänke stehen meist saiger. Während die Hornsteinknollenkalke in diesem Raume überall Faltenbau aufweisen, sind diese Kalke, die die Kieselsubstanz lagenweise angeordnet haben, nur höchst selten gefaltet, früher kommt es zum Zerbrechen der einzelnen Kiesellagen und der bereits beschriebenen Breccie. Eigenartig ist das etwa parallele Auftreten eines D. K.-Zuges der etwas unterhalb des Hornsteinzuges den Hang entlang zieht.<sup>1)</sup> (Auf der Karte als schmaler Zug eingezeichnet, der sich vom NO-Dreieckpunkt der Gamskogelscholle ablöst.) Teilweise läßt sich auch hier Breccie feststellen. (Besonders an der Stelle, wo der zur Schönalpe führende Weg diesen D. K.-Zug quert.) Bei dieser Breccie ist besonders interessant, daß die einzelnen Komponenten schichtenparallel angeordnet sind. Ganze Hornsteinkalkpakete sind parallel zwischen ausgewalzte rote J. K. und D. K. eingepreßt, und leicht könnte der Eindruck normaler Wechsellagerung entstehen.

Die ganze Gamskogeldeckscholle macht einen höchst uneinheitlichen Eindruck. Die Hauptmasse wird natürlich aus D. K. gebildet, dessen Bankung einen großartigen Linienzug erkennen läßt, wie er im Profil VIII dargestellt wurde. Doch trifft man überall, meist an der Basis der Deckscholle, recht unregelmäßig verstreute Schmitzen von rotem J. K. Diese haben fast immer brecciöses Gefüge und nicht selten tritt die typische tektonische Breccie zwischen D. K.-roten J. K. (sehr selten auch Hornsteinkalken) auf, wie sie vom Schwarzenbergfenster her bekannt ist. Ein einheitlicheres Profil erhält man aus dem Gesteinsband, das sich unterhalb der Gipfelpyramide des Gamskogels gegen N (also gegen die Langwand zu) erstreckt. Zum größten Teil besteht dieser Streifen aus D. K., doch im Liegenden fallen bereits von

<sup>1)</sup> Die beiden den östlichen Gamskogelhang querenden Gesteinsrücken setzen sich bis in das Niveau des Kargrabens fort, wo sie gleichfalls als Gehängestufen hervortreten, über die der Karbach in zwei Wasserfällen hinabstürzt.

weitem die eingepreßten roten J. K. auf, die sich bei näherer Untersuchung als eine grobe, aus D. K. und roten J. K. bestehende Breccie erweisen. Der Gamskogel stellt also ein tektonisch stark durchgearbeitetes Gebilde dar, das als eine in Juragesteine eingewickelte und zertrümmerte Faltenstirne aufzufassen ist. Wie später gezeigt werden soll, ist in der Gamskogelscholle der größte Stirnrest erhalten, einzelne viel kleinere Trümmer liegen wie gewaltige Blöcke südlich vom Predigkogel.

Die ungefähr W—O verlaufende Gratscheide des Predigkogels wird aus Hornsteinkalken gebildet, die in der Streichungsrichtung des Grates liegen und ziemlich steil gegen S einfallen. Das vorerst steile S-Gehänge verflacht sich allmählich und das überall von Hornsteinkalken eingenommene Gehänge bedingt die hier herrschende Almwirtschaft.

Vom steilen Nordhang des Predigkogels gelangt man über die Hornsteinkalke bald in die unterlagernden D. K., die gleichfalls noch an Nordgehänge

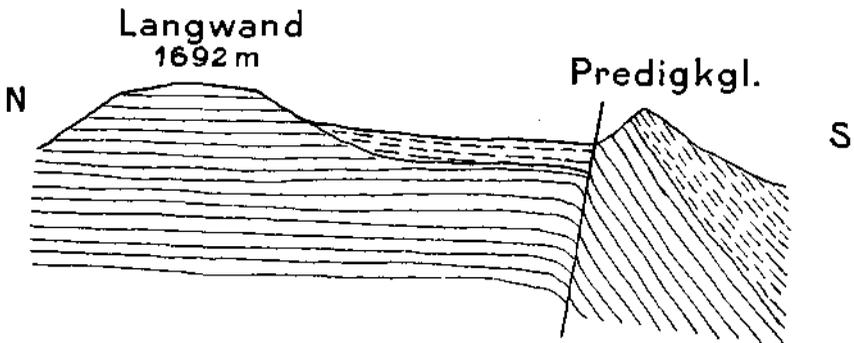


Abb. 5. Textfigur zu S. 367, letzter Absatz.

aufgeschlossen sind. Ihre steile Umbiegung gegen S ist in diesem Profil auch recht anschaulich. Knollige rötliche Kalkpartien in mehr oder weniger unregelmäßigen Schmitzen, kann man als Liegendes der einförmigen grauen Hornsteinkalke beobachten.

Die südlich des Predigkogels lagernden D. K.-Trümmer konnten infolge ihrer Kleinheit auf der Karte nicht ganz naturgetreu ausgeschieden werden; doch wurde ihre Abgrenzung im wesentlichen wiedergegeben. Eine Stirn-umbiegung lassen diese Schollen nicht erkennen. Im Gegenteil herrscht überall nur ein auffallendes Durcheinander. So findet man am Weg (gemeint ist der von der Schönalpe zu den Karalphütten führende Weg, der im S die Gamskogelscholle schneidet) in der S-Fortsetzung des Sattels zwischen dem Predigkogel und dem Gamskogel, folgenden Aufschluß:

Im W—O verlaufenden Gehänge stehen steilgestellte Hornsteinkalke an, die N—S streichen. Von W nach O beobachtet man dünnplattige gewöhnliche Hornsteinkalke, denen, ähnlich wie am Röthkogel, rötliche mergelige Lagen zwischengeschaltet sind. Dann folgt ein etwa 2 m mächtiges Paket von D. K., das gegen O wiederum von Hornsteinkalken begrenzt wird. Diese Hornsteinkalke wechsellagern mit bankigen weißen Kalken, wie sie gleichfalls aus dem

Hangenden des Röthkogels bekannt wurden. Die 2 m mächtige Platte von D. K. wurde also zwischen die Hornsteinkalke eingeschuppt. Während letztere fast gar keine Zertrümmerung und Faltung erkennen lassen, ist die D. K.-Platte in sich selbst ganz breccios. Geht man den Weg ostwärts, so gelangt man in die D. K.-Masse des Gamskogels. Dessen westliches Ende zeigt auch deutlich die N—S-Stellung der D. K.-Bänke, während in der obersten Gipfelzone die D. K. wiederum horizontal gelagert sind.

Obwohl die Hornsteinkalke am Predigkogel steil gegen Norden ausstreichen, so finden sich die gleichen Kalke in bedeutend niedrigerem Niveau in dem auf der Karte zwischen Langwand und Predigkogel eingetragenen Raume. Die D. K.-Zunge, die von der Kote 1657 m die Verbindung zum D. K. des Predigkogels schafft, ist meines Erachtens von den nördlichen Hornsteinkalken durch einen Bruch getrennt, längs dem die nördliche Scholle abgesunken ist (s. Abb. 5).

### f) Beitrag zur Tektonik des Loserstockes.

Als nicht ganz unwesentlich sehe ich es an, zu der Tektonik des Loserstockes Stellung zu nehmen. Obwohl L. Waagen erst 1924 die Tektonik des Losers und des westlich vorgelagerten Schassbodens eingehend behandelt hat, scheint mir die gegebene Lösung nicht zu genügen. Ein besonders eindruckvolles Bild über diese Fragen erhält man von dem breitrückigen Gipfel des Schönberges. Von hier überblickt man das gesamte südwestliche Dachsteinkalkplateau des Toten Gebirges bis zum Loser der sich mit fast unnatürlicher Plötzlichkeit aus seiner niederen Umgebung emporhebt. Dabei fallen die D. K. des westlichen Toten Gebirges vom Schönberg bis über den Rauchenberg im Süden, in flachem Winkel unter die Masse des Losers ein. Dieses Absinken des D. K. gegen Osten war bereits Geyer 1884 bekannt und wurde von ihm als eine Flexur gedeutet. Einer, in ihren großen Zügen nicht wesentlich verschiedenen Auffassung schließt sich L. Waagen an. Die Schwierigkeit dieser Deutung liegt meines Erachtens darin, daß unter der Annahme einer Flexur, der Loser als deren östliche Fortsetzung der abgesunkene Flügel sein müßte, während gerade das Gegenteil zu beobachten ist. Die bedeutende Mächtigkeit der Losermasse, die wie ein Fremdkörper das westliche Vorland überragt, ist nach den von Waagen selbst gegebenen Profilen am Schassboden durch eine Scherungsüberschiebung viel leichter erklärbar, als durch die Annahme einer Flexur, wobei man dann zu der zweifellos gekünstelten Annahme greifen muß, daß der Loser nachträglich wieder an einer Bruchlinie emporgehoben wäre, oder daß das Vorland abgesunken ist. Beide Erklärungsversuche scheinen mir in gleicher Weise unwahrscheinlich.

Die von Waagen gegebenen Profile des Schassbodens waren anläßlich einer im Sommer ausgeführten Exkursion mit Herrn Prof. Dr. W. Vortisch wegen der üppigen Vegetation sehr schlecht zu verfolgen und ich beschränke mich daher auf die Wiedergabe der von Waagen gemachten Beobachtungen.

Der Schassboden ist im wesentlichen eine 2·5 km lange schmale Mulde, längs der sich ein schmaler Streifen von Juragesteinen verfolgen läßt. Die den Loser unterteufenden Dachsteinkalke werden von Hierlatzkalken und diskordant darüber folgenden Klausschichten mit Radiolarienmergeln überlagert. Über diese Serie folgt nun merkwürdigerweise nochmals Dachsteinkalk

mit der gleichen Folge der Juragesteine, die als tektonische Wiederholung (Schuppe) angesehen wird. An diese Radiolarienmergel der Schuppe setzen die Dachsteinkalke des Loser an, die hier an einer Verwerfung versetzt sein sollen.

Bezüglich der Entstehung dieser Schuppe gibt Waagen keine Hinweise und die Möglichkeit einer Überschiebung wird auch an keiner Stelle in Erwägung gezogen. Dabei ist die Erklärung wohl die natürlichste, daß während der Überschiebung der Losermasse der überschobene Untergrund aufgerissen wurde und einzelne Teile als Schuppen mitbewegt worden sind und zu den beobachteten Schichtwiederholungen führten.

Auch der Bruch zwischen Schassboden und dem Loser ist bei der Annahme einer Überschiebung nicht unbedingt notwendig, da das scharfe Aneinanderstoßen von Radiolarienmergeln an den Dachsteinkalk des Loserstockes durch die Überschiebung keine Schwierigkeiten mehr bereitet.

Gegen die Schlucht des Rettenbaches fallen die Dachsteinkalke des Toten Gebirges senkrecht oder zum Teil in überkippter Lagerung ein. Nach Geyer verläuft in der Schlucht des Rettenbaches eine Bruchlinie, an welcher die Dachsteinkalke des Brunnkogels abgesunken sind. Nach meinem Dafürhalten handelt es sich kaum um einen Bruch, sondern das Rettenbachtal ist ein reines Erosionstal. Die Annahme eines Bruches wird überflüssig, wenn man das von G. Geyer im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1884, S. 356, gezeichnete Profil umdeutet. Die zum Rettenbach einfallenden Liaskalke lagern ja nicht dem D. K. auf, sondern sind zwischen Mittel- und Liegend-schenkel synklynal eingefaltet. Die auf der NW-Seite des Brunnkogels eingezeichneten Lias-, Hornsteinkalke und Oberalmer Schichten lagern wieder in normaler stratigraphischer Folge, so daß die D. K. des Brunnkogels sowohl dem Mittelschenkel, als auch dem Hangendschenkel der Tauchfalte entsprechen.

Anschließend seien noch einige Bemerkungen über den Höherstein angeknüpft. Die Überprüfung dieses Gebietes muß ich mir allerdings in ihren Details für den nächsten Sommer vorbehalten und die hier mitgeteilten Angaben seien nur als vorläufige Ergebnisse zu betrachten. Bereits im Rettenbachtale, etwa 1 km östlich der Radlersteinstube fällt es auf, daß die D. K., die bisher das beiderseitige Talgehänge gebildet haben, am linken Talrand, ungefähr bei der Kote 1040 des Höhersteines, mit 40° in östlicher Richtung unter Hornsteinkalke untertauchen. Dieses Umbiegen kann man mit dem Einfallen der D. K. unter die Hornsteinkalke des Jaglingbaches vergleichen. Dem würde es auch nicht widersprechen, daß der Talboden bei der Klausstube auch bereits mit Hornsteinkalken erfüllt ist. Das Merkwürdige ist nun, daß die Hornsteinkalke unter der auf der Karte angegebenen „Höherstein Wand“ enden. Sowohl die Hornsteinkalke als auch deren Liegendes, nämlich die Dachsteinkalkunterlage, werden diskordant von der horizontal gelagerten Gesteinsplatte der Höhersteinwand überlagert. Mojsisovics sieht diese Platte als Rettenbachkalke an, doch kamen mir Bedenken, und ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß es sich um Dachsteinkalk handelt! Doch solange beweisende Fossilfunde ausstehen, möchte ich diese wichtige Frage nicht als endgültig gelöst betrachten. Wie auf der Karte ersichtlich, endet die Synklinale der untertauchenden Falte des Toten Gebirges nicht im Rettenbachtale, sondern setzt sich in unveränderter

Streichungsrichtung in das linke Talgehänge fort, wo rote J. K. und Radio-larite deutliche Markierungen abgeben. Im Widerspruch zur tektonischen Lage dieser „Markierungen“ steht das Vorkommen einer tektonischen Breccie bei der Knerzenalm in etwa 1200 m. Die Breccie bildet in der Gegend der Almhütten größere Ebenheiten und wird von Dachsteinkalk unterlagert, der auf autochthonen Hornsteinkalken schwimmt. Gerade die Entstehung der tektonischen Breccie bei der Knerzenalm scheint für folgende Tektonik zu sprechen:

Die Falte des Toten Gebirges taucht in ihrem südlichen Ende steil nach abwärts. Jedoch Raummangel in der Tiefe führen zu einer komplizierten Raumausnutzung, und Teile aus dem Hangendseihenkel der Toten Gebirgs-Falte werden herausgepreßt und gleiten als selbständige Schollen über das Vorland. Als eine solche Scholle möchte ich den Höherstein ansehen — und die Breccie bei der Knerzenalm als Reibungsbreccie des übergleitenden Gesteinspaketes.

### Zusammenfassung.

In den Schlußbetrachtungen über das Tote Gebirge sei der Versuch unternommen, die im westlichen Teil gewonnenen Ergebnisse in den Rahmen unserer bisherigen Kenntnis über den Deckenbau des gesamten Toten Gebirges einzufügen und damit den Untersuchungen einen gewissen regionalen Charakter zu geben.

Im N ist die Decke des Toten Gebirges seit langem (16) in der liegenden Falte des Kaßberges<sup>1)</sup> bekannt, die sich wie hier nochmals kurz zusammenfassend gezeigt werden soll, in mehr oder weniger veränderter Form entlang der Westseite des Toten Gebirges verfolgen läßt. Im kartographischen Bilde fallen vor allem die stratigraphischen Gegensätze zwischen dem Kaßberggebiet und dem südlich des Offensees anschließenden Gebiet auf, die eine Zusammengehörigkeit der beiden Gebietsteile auszuschließen scheinen. Doch liegt dieser Unterschied nur darin, daß die karnische und ladinische Stufe unter dem immer mächtiger werdenden Hauptdolomit gegen Süden einfällt und nicht mehr zu Tage tritt. Vom Offensee südwärts erfolgte die Abscherung der Falte des Toten Gebirges also nur im Hauptdolomit, der außer in wenigen in den Faltenbau eingewickelten Massen, am Bau der Totengebirgs-Falte nicht beteiligt ist!

Die Frage warum südlich und NO des Offensees ein Wechsel der Abscherungsflächen eintrat, ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Ja, kann man dann überhaupt diese doch verschiedenen und im tektonischen Bau trotzdem so ähnlichen Gebilde miteinander vergleichen? Ist die von Geyer beschriebene Querstörung Offensee—Wildensee—Altaussee zu dem genannten Fragenkomplex in unmittelbare Beziehung zu bringen? Die Vorstellung, daß durch die Auffaltung weit älterer Gesteinsserien im Kaßberggebiet ein Aufreißen an Querstörungen zustande kommen muß, ist nicht abzuweisen.

In F. F. Hahn, (8), S. 352, lesen wir: „Während am nordwestlichen Rand der Toten Gebirgs-Decke sich also die Schubbahn in relativ jungen Schichten hält, tritt östlich der altbekannten Querstörung Altaussee See—

<sup>1)</sup> Dieses Gebiet wurde gleichzeitig von Herrn Gasche, einem Schüler von Prof. J. Pia, bearbeitet.

Wildsee—Offensee eine grundlegende Änderung insoferne ein, . . . . dieser Wechsel ist so schroff, daß eine Identifizierung von Schubbewegungen östlich und westlich jener Linie doch etwas verfrüht erscheinen muß.“ Ich möchte nicht mit Hahn glauben, daß nördlich des Offensees eine Änderung der Schubbahn eintritt, sondern, daß hier ein tieferes tektonisches Niveau bloßgelegt ist, das unter die aus Dachsteinkalk bestehende Falte des Toten Gebirges untersinkt.

Eigentümlich ist nur, daß nördlich der Querstörung von Offensee die Bewegungen gegen Norden erfolgten, während sie südlich davon gegen NW gerichtet waren. Beide Bewegungen konnten nur dann in verschiedenen Richtungen vor sich gehen, wenn zwischen beiden bewegten Massen kein Zusammenhang bestand. Vielleicht war die Offensee—Wildensee-Querstörung jene Linie, entlang der die Bewegungen auseinander divergieren konnten. Der entstehende Raum, den zwei divergierende Bewegungen bedingen, muß sich natürlich durch Einbrüche oder steilgestellte Querüber-

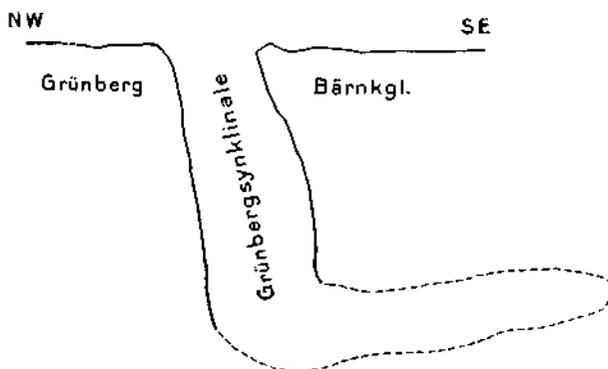


Abb. 6. Schematische Zeichnung der senkrecht stehenden Grünbergsynklinale, die sich in der Tiefe in der ursprünglichen horizontalen Lage fortsetzt.

schiebungen geschlossen habe. Tatsächlich beobachtet man in dem scheinbar ungestört gelagerten D. K. der Toten Gebirgs-Masse überall Verwerfungen an denen die Dachsteinkalkschollen bei entstehenden Zerrungen raumausfüllend nachsinken konnten.

Bei der Allgemeinbeschreibung zeigte es sich deutlich, daß die Falte des Toten Gebirges südlich vom Offensee bis an den Rettenbach eine Teilgliederung zuläßt, die in das Werden dieses Gebirges eine gewisse Mannigfaltigkeit bringt.

Zwischen Grünberg und Kotkäfer einerseits und dem Bärenkogel und Schüttingkogel andererseits, wurde eine mächtige, senkrecht stehende Synklinale erkannt, in der die eingepreßten Juragesteine tektonisch stark beansprucht sind. Die tiefgelegenen Aufschlüsse im Erlental, südlich vom Bärenkogel, beweisen deutlich, daß die in weitem Umkreis zu sehende senkrechte Jurasyklinale in der Tiefe in eine horizontale Bewegungsfläche umbiegt. Primär handelt es sich also auch hier, wie im übrigen Toten Gebirge, um eine liegende Falte, die sekundär an der Stirne durch eine von NW erfolgte Rückbewegung zurückgebogen wurde (s. Abb. 6).

Da die schönen Aufschlüsse in der Blagitzergrube (die in die unmittelbare Fortsetzung der Grünberg-Synklinale fallen) bereits wieder eindeutig horizontale Lagerungsverhältnisse aufweisen (d. h. ein Zurückbiegen der liegenden Falte ist hier nicht mehr erfolgt), so muß durch die Blagitzergrube eine Querstörung angenommen werden, die sich indirekt bis in das Tal des Schwarzenbaches verfolgen läßt. Von der Blagitzergrube bis zur S-Wand des „Hangenden“-Kogels, befindet man sich bereits in der liegenden Falte des Toten Gebirges, wobei die aus D. K., rotem J. K., Radiolariten und Hornsteinkalken bestehende Falte über die nach SO einfallende Hauptdolomit-Dachsteinkalk-Serie des Hochkogelgebietes überfaltet wurde. Leider ist das Profil durch ein tief eingesenktes Kar zerschnitten und als mächtigster Klotz des Mittelschenkels erhebt sich der „Hangende“-Kogel, dessen mächtige D. K.-Masse von roten J. K. und Hornsteinkalken unterlagert wird. Erst weiter östlich auf den Scheiblingen begegnet man einer Auflagerung von rotem Lias und Klauskalk, die dem Hangendschenkel der Falte angehören (s. Abb. 7).

Die Toten Gebirgs-Überschiebung ist daher als Überfaltung und nicht als Scherung aufzufassen, wie man sie meistens in den Kalkalpen antrifft.

Der Südwall des „Hangenden“-Kogels entspricht wiederum ein Bruch, oder da die Bewegungsfläche unter einem Winkel von  $50^\circ$  nach N einfällt, so kann man auch von einer steilen Überschiebung sprechen. Im Erlental-Hintergras grenzt der Mittelschenkel der Falte unmittelbar an den Hangendschenkel. Die beiden Schenkel sind also durch die Querüberschiebung in das gleiche Niveau gebracht worden. Der zum Hangendschenkel zugehörige Liegendschenkel der Antiklinale mit den überfahrenen Juragesteinen ist, nur mehr auf wenige Meter reduziert, gegen den östlichen der beiden Rauchen angepreßt worden. Dessen autochthone D. K. sind stark nach abwärts gebogen und werden von Harnischen durchsetzt. In der Masse der Vorderen Rauchen stellte sich der westwärts vordringenden Falte ein Hindernis entgegen, das jedoch bereits im Gebiet des oberen Tales nicht mehr bestand. Längs der vom Hintergras und der Südseite des Hangenden nachgewiesenen Querstörung, ist die Falte weit nach W vorgeschoben worden und deren Synklinale ist erst wiederum im Nestlergraben recht gut aufgeschlossen. Den Kern der Antiklinale bezeugen Fetzen von Hauptdolomit, die zwischen dem Hinteren Rauchen und dem Möselsborn auf der Karte ausgeschieden wurden. Wir befinden uns bereits in dem Teil der liegenden Toten Gebirgs-Falte, die sich in allmählich verändernder Form bis an den Rettenbach verfolgen läßt.

In den schönen Aufschlüssen bei der Nestlerhütte und von dort in weiterer Fortsetzung bis an das Südende des Nestlergrabens, begegnen wir wiederum der verkehrten Schichtfolge von Hornsteinkalken, rotem J. K. und Dachsteinkalk. Nur in unmittelbarer Nähe der Nestlerhütte ist die Schichtfolge etwas verworren da hier eine Schuppe von Radiolarit die normale Schichtfolge unterbricht.

Wie die Profile zeigen, hat die Überfaltung bereits eine ganz beträchtliche Ausdehnung angenommen und besonders wirkungsvoll erscheint die flache Pyramide des Karkogels, der als Mittelschenkel einer liegenden Falte ganz beträchtliche Dimensionen hat. War die Falte des Toten Gebirges bisher zum größten Teil über „autochthone“ Dachsteinkalk überfaltet, so

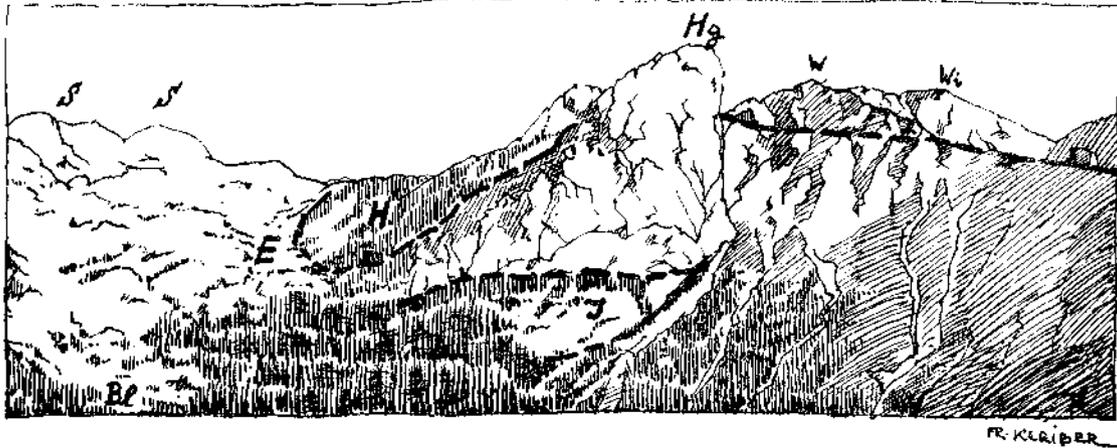


Abb. 7. In der Blagitzergrube (Bl) erfolgt der Wechsel von der senkrecht aufgerichteten Grünbergsynklinale in die liegende Falte! Die Unterlagerung des Hangendenkogels (Hg) durch rote Jurakalke (J) und die kleinen Fenster im Erlentale (E) zeugen von einem Mittelschenkel der liegenden Falte. Auf den beiden Scheitlingen (S) trifft man die roten Jurakalke wiederum normal dem Hangendschenkel aufgelagert. Längs der Südwand des Hangendenkogels (Hg) erfolgte die Überschiebung des nördlichen Flügels über den südlichen, verbunden mit einer Horizontalbewegung des letzteren gegen Westen. Der Hauptdolomit des Hintergrases (H) als Kern der Antiklinale setzt sich bis unter den Wasserrinnerkogel (W) fort, dessen Gipfel wiederum aus dem Hangendschenkel der Dachsteinkalkfalte besteht (Wi = Wildenkogel).

weitet sich jetzt vor ihr eine mächtige Mulde aus, die mit jurassischen Sedimenten ausgefüllt ist. Von W und N biegen sich die Dachsteinkalke deutlich unter die Joramulde hinab. Es ist gewiß kein Zufall, daß gerade hier so eine Anhäufung von jurassischen Ablagerungen stattgefunden hat. Es handelt sich bestimmt nicht nur um eine sekundäre Zusammenstauung und -faltung denn die müßte ja an anderen Stellen z. B. in nördlicher Fortsetzung auch stattgefunden haben. Viel wahrscheinlicher scheint es, daß zur Zeit der Ablagerung der Doggergesteine eine NO—SW verlaufende Mulde ausgebildet wurde, in der bedeutendere Sedimentmassen abgelagert wurden. Die Erfahrung, daß die nachmalige Überfaltung oder Deckenbildung bereits während der Sedimentation angelegt wurde, ist in den Alpen nicht mehr neu. Die Falte des Toten Gebirges mußte sich mit ziemlicher Wucht in diese Mulde bewegt haben, denn während noch in den Profilen des Karkogels die horizontale Lagerung der Falte unzweifelhaft ist, erfolgte im Gebiet des heutigen Gamskogels ein plötzliches Aufbränden der Faltenstirne. Einzelne Fragmente bohrten sich tief in die jurassischen Ablagerungen ein und brachten auch diese stellenweise in wirres Durcheinander. Der Gamskogel selbst ist noch die größte Decksehalle der aufbrändenden Überschiebung.

Fast gegenteilig verhielt sich die Falte des Toten Gebirges in ihrer südlichen Fortsetzung. An der linken Talseite des Bärenkogelwaldes neigt sich die Faltenachse stark nach abwärts, während sie am Rettenbach in steiler Überkipfung in den jurassischen Vorraum einfällt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Die Falte des Toten Gebirges ist eine tektonische Oberflächenerscheinung innerhalb der obersten Trias, nämlich der norisch-rhätischen Stufe. Schon der Hauptdolomit ist am Faltenbau nur zum Teil aktiv mitbeteiligt, und die Falte des Toten Gebirges liegt wie eine dünne Haut über Hauptdolomit und der übrigen Trias. Es entsteht die Frage: welche Vorgänge waren es, denen die Gesteinsplatte aus Dachsteinkalk den großartigen Faltenwurf verdankt? Die Dachsteinkalke des Toten Gebirges stehen mit dem Dachsteinmassiv in unmittelbarem Zusammenhang und bei einem Zusammenschub des Toten Gebirges muß das gesamte Hinterland nachgerückt sein; denn eine Unterbrechung beider Gebiete hat niemals bestanden! (17) In diesem Lichte betrachtet, ist die Falte des Toten Gebirges keine lokale tektonische Erscheinung der obersten Triasglieder mehr, sondern die tieferen stratigraphischen triadischen Ablagerungen müssen gleichfalls einen Zusammenschub erfahren haben! Aus diesen Folgerungen mag die aus Dachsteinkalk bestehende Falte des Toten Gebirges nur das tektonische Abbild des obersten Stockwerkes der Trias veranschaulichen, während ihre tieferen Glieder sich in einem uns nicht erschlossenen Mechanismus veraltet haben müssen.

Geologisch-paläontologisches Institut  
der Deutschen Universität in Prag.

#### Literaturverzeichnis.

1. Diener C.: Über den Lias der Rofan-Gruppe. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1865, Bd. XXXV.
2. Geyer G.: Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1884, Bd. XXXIV.

3. Geyer G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1886, Bd. XXXVI.
4. Geyer G.: Über die Kalkalpen zwischen Almtal und dem Traungebiet. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911.
5. Geyer G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913.
6. Geyer G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1915, Bd. LXV.
7. Geyer G.: Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Liezen, Wien 1916.
8. Hahn F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1913.
9. Haug E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3<sup>ème</sup> partie, le Salzkammergut. Bulletin de la société géologique de France, 1912.
10. Lehmann O.: Von der Nordwestecke des Toten Gebirges. „Der Naturfreund“, Heft 9/10, Wien 1927.
11. Lipold M. V.: Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1852.
12. Mojsisovics E. v.: Umgebungen von Aussee in Steiermark. Gliederung der dortigen Trias. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1868.
13. Mojsisovics E. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Ischl und Hallstatt. Wien 1905.
14. Seefeldner E.: Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie. Bd. VIII, Heft 4, 1934.
15. Spengler E.: Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3<sup>ème</sup> partie, le Salzkammergut. Zentralblatt für Mineralogie etc., 1913, S. 272—277.
16. Spengler E.: Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Nr. 9, 1924.
17. Spengler E.: Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Nr. 6—9, 1934.
18. Waagen L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 51—71, 1924.
19. Winkler A.: Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. Tschermaks min. u. petr. Mitteilungen, Bd. 38, Wien 1925, Festband Friedrich Becke.



Abb. 1. Der Nordrahmen des Schwarzenbergfensters. Die Linie deutet den Verlauf des Dachsteinkalkgewölbes über der überfalteten Juraserie an. R = Radioarilit, H = Hornsteinkalk, J = roter Jurakalk und B = Breccie.



Abb. 2. Die Deckscholle des Gamskogels (G) als zertrümmerte Stirnpartie der Falte des Toten Gebirges. Zwei weitere kleinere Schollen von Dachsteinkalk wurden zwischen dem Predigkogel (P) und dem Gamskogel ausgeschieden. Rechts vom Karkogel (K) und unterhalb des Wildenkogels (Wi) ist das Schwarzenbergfenster zu denken. R = Röthkogel mit der Ammonitenfundstelle des Lias  $\gamma$ .

## **Berichtigung.**

### **Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges.**

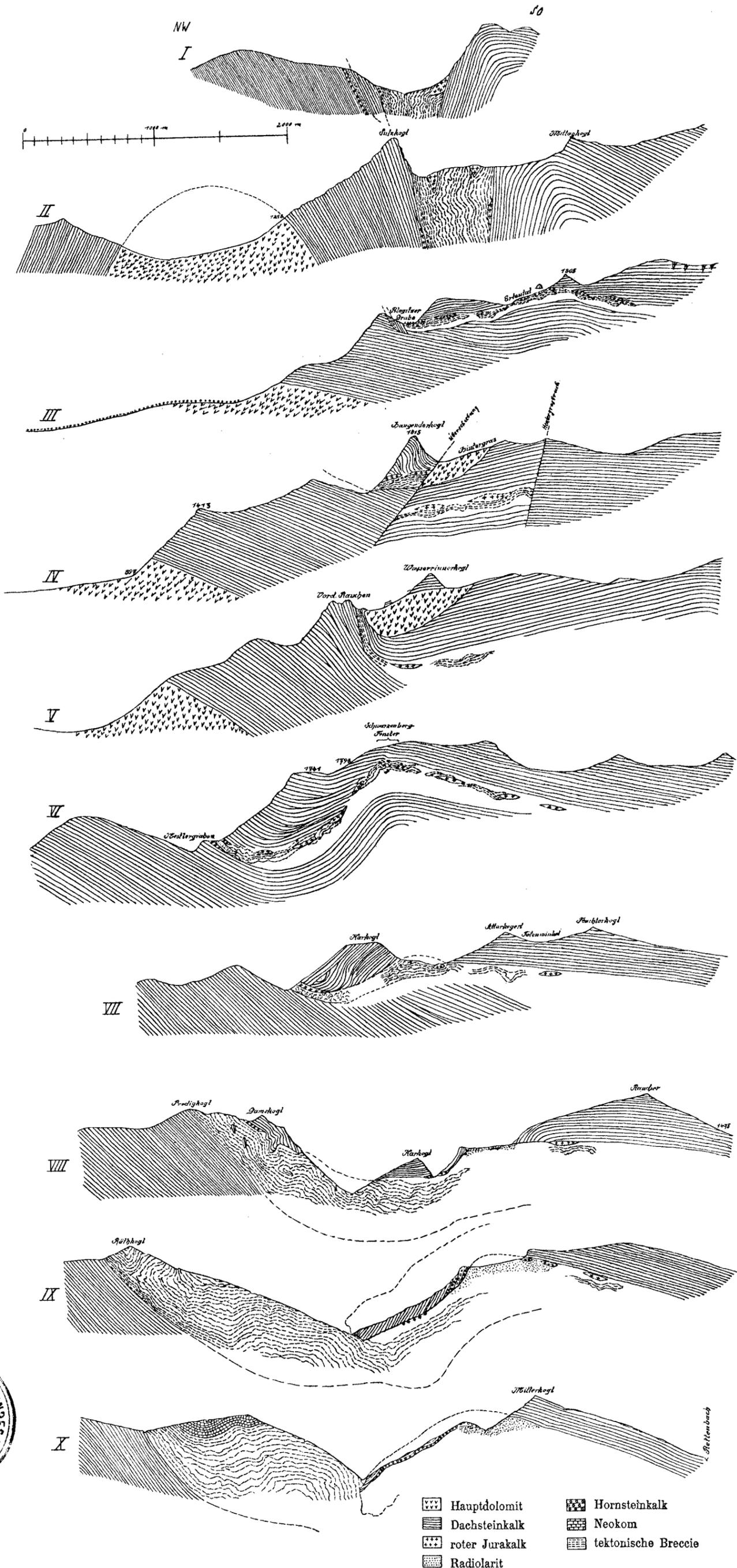
Von **Ortwin Gaus.**

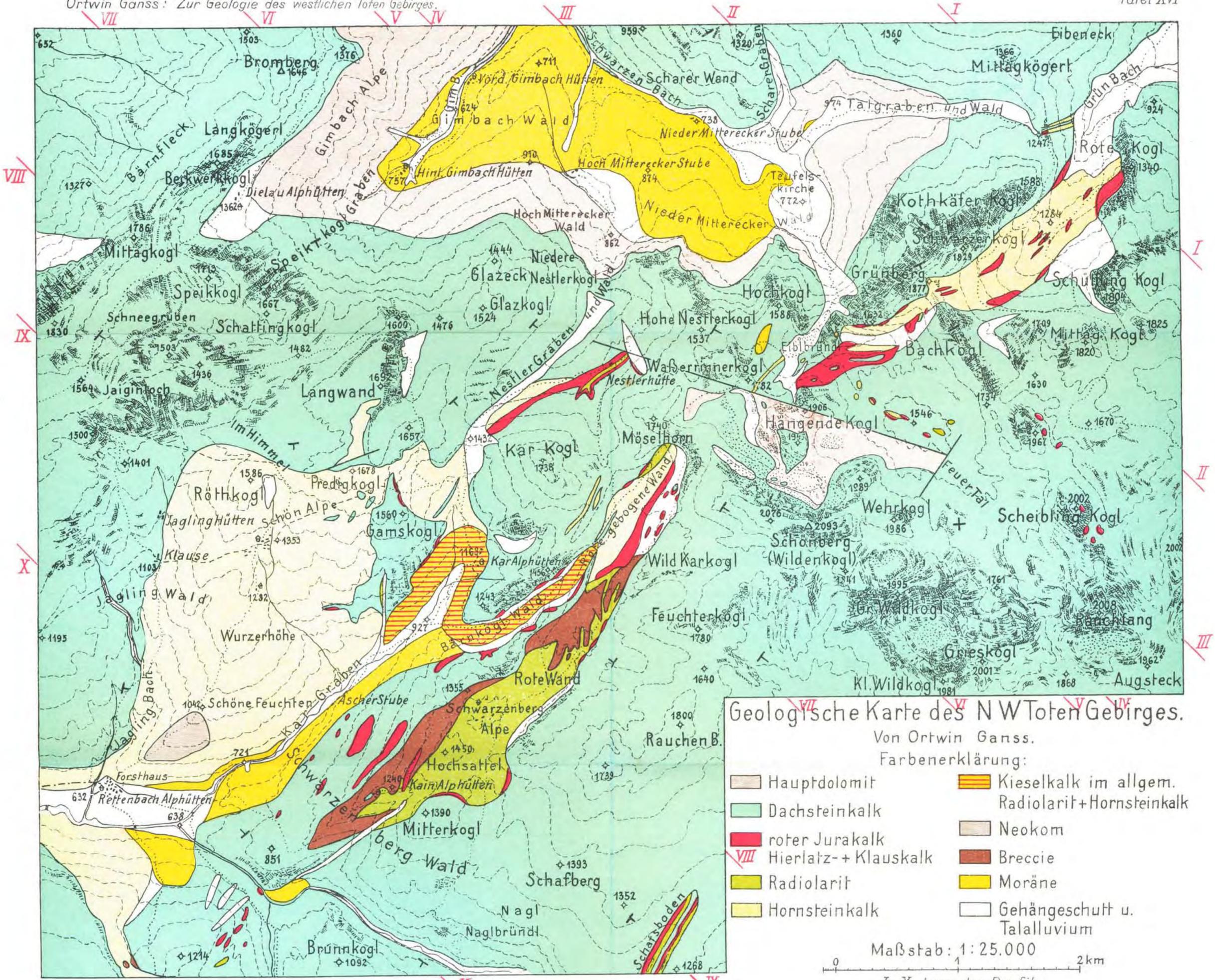
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 87. Band, S. 331 bis 374.

Durch ein Versehen bei der Drucklegung wurde bei den Profilen auf Tafel XV die Signatur von Hornsteinkalk und tektonischer Breccie vertauscht.

Weiters steht auf der beiliegenden geologischen Karte (Tafel XVI) statt „Bärnkogl“ irrthümlich Bachkogl.

Die Angaben auf S. 351, letzter Absatz, „über dem letzten r von Wasserrinnerkogel“ und S. 357, Zeile 7 von oben, „. . . beim Buchstaben i des Wild-Karkogels“ stimmen nur für die Originalkarte 1 : 25.000, während bei der Drucklegung der geologischen Karte die Schrift nicht an die gleiche Stelle gesetzt wurde.





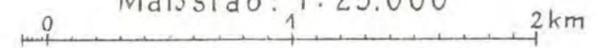
Geologische Karte des NW Totes Gebirges.

Von Ortwin Ganss.

Farbenerklärung:

- |                     |                              |
|---------------------|------------------------------|
| Hauptdolomit        | Kieselkalk im allgem.        |
| Dachsteinkalk       | Radiolarit+Hornsteinkalk     |
| roter Jurakalk      | Neokom                       |
| Hierlatz-+Klauskalk | Breccie                      |
| Radiolarit          | Moräne                       |
| Hornsteinkalk       | Gehängeschutt u. Talalluvium |

Maßstab: 1:25.000



I-X Lage der Profile

# Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung.

Von **Otto Ampferer**.

Mit 5 Zeichnungen.

Als ich vor mehr als 30 Jahren den gebräuchlichsten Erklärungsweg der Erdkontraktion für die Gebirgsbildung verließ, war ich mir der Bedeutung dieses Schrittes nicht voll bewußt.

Ich hatte die Lehre der Gebirgsbildung aus der Zwangsjacke der Erdkontraktion herausgelöst, aber nicht geahnt, welche Dimensionen diese Lösung in der Folgezeit annehmen sollte.

Sechs Jahre nach meiner ersten Arbeit über das Bewegungsbild der Faltengehirge war Alfred Wegener mit seiner Hypothese der Kontinentdrift gekommen, die alle bisherigen Anschauungen von Horizontalbeweglichkeit in der Erdkruste durch ihre gewaltigen Ausmaße über den Haufen warf.

Freilich war meine Annahme einer Unterströmung und seine Annahme einer Drift durchaus nicht gleichbedeutend, aber, wie schon die Bezeichnungen Strömung und Drift verraten, doch innerlich verwandt.



Fig. 1. Vorbereitung des Untergrundes für die Gebirgsbildung.

Um die lebhaften Faltungen der dünnen Oberschichte räumlich zu ermöglichen, muß eine mehrfach dickere starre Unterschichte entfernt oder verflüssigt werden, deren ungefähres Ausmaß in diesem Schema mit Kreuzschraffen angedeutet ist.

Es ist nicht meine Absicht, hier auf die feineren Unterschiede dieser beiden Anschauungen einzugehen, vielmehr will ich in kürzester Fassung ungefähr den Weg zeigen, den ich selbst in dieser Angelegenheit zur weiteren Klärung des Problems beschritten habe. Während ich in der Ausgangsarbeit vor allem alle Störungen in der Erdhaut als Abbildung von Bewegungsvorgängen in dem tieferen, heißen und impulsreichen Erdinnern aufgefaßt hatte, drängte sich bei der weiteren Befassung mit den Formen der Gebirgsbildung die Erkenntnis auf, daß die außerordentlich komplizierten Verfaltungen und Verschiebungen der obersten Gebirgszone unmöglich in größere Tiefen hinabreichen können.

An den uns zugänglichen Teilen der Gebirge ist überall auf der ganzen Erde als Gesetzmäßigkeit eine sehr bescheidene Fassungskraft der tektonischen Bauelemente zu erkennen.

Es gibt keine Falten, die vielleicht 10.000—20.000 m Schichtfolge umspannen, es gibt aber auch keine Schub- und keine Gleitmassen von solchen Dimensionen. Zumeist sind die tektonisch zu einheitlichen Bauformen verarbeiteten Schichtdicken etwa zwischen 1000—4000 m mächtig.

Diese Erkenntnis der geologischen Feldaufnahmen, die sich fortlaufend immer wieder neu bestätigt, führte mich nun im Jahre 1911 zur Aufstellung des Begriffes der Verschluckungszonen (Fig. 1).

Die Verschluckungszone bedeutet die Wegräumung oder zumindest Flüssigmachung einer bestimmten Stoffmenge im Untergrund des Gebirges, wodurch erst die innigen Verfaltungen und Verschiebungen der dünnen, obersten Zone räumlich ermöglicht werden.

Wie die Wegräumung der Unterlage der Faltungsgebirge im Detail zustande kommt, ist heute noch nicht genauer bekannt. Möglicherweise ist schon eine Aufschmelzung und Verflüssigung großen Stiles dazu ausreichend.

Wir haben derzeit noch keine Mittel, solche voraussichtlich doch sehr langsame Umformungen der Tiefe zu erkennen, wohl aber bietet uns die Erdoberfläche selbst die Gelegenheit, verschieden tief abgetragene Gebirge miteinander zu vergleichen. Dieser Vergleich belehrt uns darüber, daß gegen die Tiefe zu das Eindringen von Schmelzkörpern immer mehr Raum gewinnt.



Fig. 2. Die Erosionskerben der Oberfläche lösen die Schichtzusammenhänge und führen bei weiteren Deformationen Erleichterungen und Leitungen für Verbiegungen und Verschiebungen herbei.

An der Unterseite der Erdkruste können durch unregelmäßig aufsteigende Einschmelzungen ebenfalls Kerbwirkungen großen Maßstabes entstehen.

Ob es sich dabei um ein Absinken schwerer Schmelzen und ein Aufsteigen leichterer handelt oder ob ein Einschmelzen des Gebirgssockels vorliegt, ist wohl noch kaum zu entscheiden.

Es ist auch eine offene Frage, ob nicht schon das Aufsteigen einer Wärmewelle mit ausgedehnten Einschmelzungen die Einleitung für die Ausbildung von Verschluckungszonen bedeutet.

Ein weiterer Fortschritt der Einsicht in die Mechanik der Gebirgsbildung war dann mit dem Begriff der Kerbwirkung verbunden (Fig. 2).

Wenn in ein Schicht- oder Massensystem Einkerbungen erfolgen, so verlaufen alle nachfolgenden Verbiegungen oder Verschiebungen in einem anderen Sinne. Die Kerben erleichtern z. B. die Biegungen starrer Platten außerordentlich und zeichnen den Verschiebungen geöffnete Wege vor. Man kann ganz allgemein behaupten, daß entsprechend tiefe Kerben den Verlauf der Lokaltektonek entscheidend beeinflussen.

Es wäre noch besonders darauf hinzuweisen, daß nicht nur die Kerben an der Oberfläche des Gebirges, sondern auch umgekehrt Kerben an seiner Unterfläche tektonisch sehr wirksam werden können. Solche unterirdische

Kerben können z. B. durch ein zackiges Aufdringen von Schmelzflüssen gebildet werden.

Aus dem Begriff der Kerbwirkung ist dann der Begriff der Reliefüberschiebung leicht abzuleiten.

Unter Reliefüberschiebung versteht man eine Überschiebung, welche über ein Erosionsrelief oder über ein tektonisches Relief hin vordringt (Fig. 3).

Das heißt mit anderen Worten, die Reliefüberschiebung ist ein Beweis für zwei verschiedenalterige Phasen der Gebirgsbildung, zwischen denen eine mehr oder weniger ausgedehnte Erosionsperiode lag.

Heute sind derartige Zweiphasigkeiten der Gebirgsbildungen schon vielfach nachgewiesen worden. Es ist nun interessant, daß mit der Zweiphasigkeit anscheinend auch immer ein Wechsel in der Bewegungsrichtung verbunden ist. In den Nordalpen erfolgte z. B. der erste große Deckenschub auf dem Weg von S gegen N, dagegen sind die erst nach langer Erosion eingreifenden Reliefüberschiebungen in der Richtung von O—W vollzogen worden.

Charakteristisch für diese Reliefüberschiebungen ist ihre flache Auffahrt und ihr geringer Tiefgang. Im Vergleich mit der primären Gebirgsbildung und ihrer engen Verbindung mit Magmabewegung und tiefgreifenden Gesteins-



Fig. 3. Schema einer Reliefüberschiebung.

Vertikalschraffen = älteres Gebirgsrelief. Kreuzschraffen = Materialanschoppung in den überwältigten Furchen. Die Reliefschubmasse selbst ist in drei Schuppen zerlegt, die alle Stirneinrollungen zeigen.

umwandlungen fällt die seichte Form der Reliefüberschiebungen auf. Dieselben sind, soweit mir bekannt ist, nirgends mit stärkerer Metamorphose oder mit Magmaaufstiegen verbunden. Es bedeutet also die Zerlegung der Gebirgsbildung in mehrere Phasen trotz der zeitlichen Trennung doch ein Abklingen der Bewegungskraft vor allem in ihrem Tiefgreifen.

Über die innere Begründung dieser eigenartigen Form der Zerlegung des großen Vorganges in verschiedenen gerichtete Phasen sind wir noch ganz im Dunklen.

Es gibt aber neben dieser Zerlegungsform der Gebirgsbildung noch eine andere Zerlegung, deren Kenntnis ebenfalls erst in neuerer Zeit stärker gefördert wurde. Ich meine hier die Schlingenbildung oder die Verbiegung im Streichen.

Ich selbst habe bereits 1911 von einer Knickung des Alpenbogens gesprochen und später die Anschauung vertreten, daß die Krümmungen der Faltengebirgstreifen keine ursprüngliche, sondern eine erst später erworbene Eigenschaft sind.

Geht man von einer dreifaserigen, ursprünglich mehr geradlinigen Faltenanlage aus, so lassen sich aus ihrer späteren Querverbiegung eine Reihe von Erscheinungen der heutigen Gebirgsbögen unmittelbar ableiten.

Eine praktische Bedeutung für die Zerlegung der Alpentektonik haben aber erst die Auffindungen von ausgedehnten Schlingengebieten im Innern

der Alpen durch Sander und Graf Schmidegg gewonnen. Es liegt auf der Hand, daß man durch derartige geschlossene Schlingengebiete unmöglich Deckengrenzen hindurchziehen kann.

Ein Fortschritt der letzten Jahre ist dann die Erkenntnis der verschleppten Bauformen, d. h. von Faltformen, die nicht an Ort und Stelle entstanden sind, sondern als bereits fertige Modelle herbeigeführt wurden (Fig. 4).

Es hat sich gezeigt, daß nur das frische, tektonisch noch unverbrauchte Schichtmaterial imstande ist, eine höher komplizierte Faltform so auszuführen, daß Form und Inhalt gut zusammenstimmen.

Das heißt mit anderen Worten, man kann nur einmal die Schichten zu einem Faltenknäuel so verbiegen, daß alle Verdickungen und Verdünnungen sowie alle Zerrklüfte genau an den baurichtigen Stellen liegen.

Es sind nicht alle Faltformen für diese Art von Betrachtung gleich geeignet. Besonders gut anwendbar ist diese Methode vor allem auf extrem verdickte oder verdünnte Bugstellen oder auf solche, die reichlich mit Zerrklüften ausgestattet sind.



Fig. 4. Schema einer verschleppten Faltenstruktur.

Die Falten zeigen starke Verdickungen und Verdünnungen ihrer Gelenke sowie Zerrklüfte an den Bugstellen. Diese genaue Anpassung des Inhaltes an die Form kann nur bei einer ersten Verbiegung von frischem Schichtmaterial gelingen. In ihre heutige Lage wurden diese Falten durch Schiebung oder Gleitung verschleppt, wobei die Sohlen der fertigen Falten scharf abgeschliffen wurden.

Derartige Faltenknäuel sind dann für jede Weiterbildung unbrauchbar.

Es zeigt sich nun, daß solche totgefaltete Formen besonders häufig an den Stirnzonen der sogenannten Überfaltungsdecken auftreten. Sie beweisen uns, daß es sich hier nur um ganz kurze Einrollungen des vorher ungefalteten Materials handeln kann.

Wenn diese Stirnen der Decken nun wirklich große Wege zurückgelegt haben, so ist dies nur möglich, wenn sie als bereits fertige Modelle verschleppt worden sind, d. h. sie haben die Verfrachtung nicht als durchrollende Falte, sondern nur als Vorderteil einer Schub- oder Gleitmasse ausgeführt.

Es bildet daher die genauere Untersuchung solcher Faltformen für die Zukunft ein sehr brauchbares Mittel, um Gebilde der Fernverschleppung von solchen der Lokaltektonek zu unterscheiden.

Eine wichtige Frage betrifft ferner die Trennung von Schub- und Gleitmassen.

In den äußeren Formen können Schub- und Gleitdecken ein hohes Maß von Ähnlichkeit erreichen. Entscheidend ist vor allem das Vorhandensein einer Gleitbahn mit dem entsprechenden Gefälle. Solche Gleitbahnen großen Stiles sind nun in den Gebirgen ziemlich selten, jedenfalls weit seltener als Gleitmassen.

Man kann nun aus diesem Befunde zwei verschiedene Schlüsse ableiten. Entweder folgert man aus der Seltenheit großer Gleitbahnen auch die Seltenheit von Gleitdecken oder man muß die nachträgliche Verstellung und Zerstörung der Gleitbahnen als einen häufigen Fall bezeichnen.

Natürlich ist jede in eine Mulde hinabgeglittene und dort zusammengestauchte Gleitmasse in jeder Hinsicht viel erhaltungsfähiger als eine ausgedehnte, glatte und hoch ansteigende Gleitbahn.

Eine solche Bahn wird nicht nur von der Erosion scharf in Angriff genommen, sie ist auch gegen weitere Faltungen und Verstellungen höchst empfindlich.

Gelingt es aber, eine Gleitmasse aus ihrer inneren Struktur zu erkennen, so bietet das Fehlen der unbedingt zugehörigen Gleitbahn ein Mittel zur Weiterforschung und zur Erkenntnis großer Baumstellungen nach der Gleitung.

Mit Hilfe von Kerbwirkung, Reliefüberschiebung, Verschleppungsstrukturen, Gleitmassen gelingt es nun, den Störungsaufwand einer Gebirgsbildung auf ein viel bescheideneres und verständlicheres Maß herabzudrücken.

Man darf dabei nicht vergessen, daß die Wahrscheinlichkeit einer geologischen Konstruktion unbedingt steigt, mit je weniger Materialaufwand sie gelingt.

Wenn man eine heutige, beobachtete Form aus der ursprünglich geschaffenen mit der Entfernung von relativ wenig Abfall erklären kann, so ist dies eine viel wahrscheinlichere Lösung, als wenn dazu die Entfernung einer Riesenmasse notwendig ist.

Wie aus diesen Ausführungen leicht zu ersehen ist, wurde mein Weg zur Auflösung der Mechanik der Gebirgsbildung nur schrittweise und mit immer neuen Methoden der geistigen Betrachtung erkämpft. Es liegt auch heute nichts Fertiges vor, sondern nur eine lange Reihe von Versuchen, zu denen vielfach die eigentlichen Anwendungen noch nicht einmal durchgeführt sind.



Fig. 5. Alpenquerschnitt nach einer Vorlage von Rudolf Staub (1926).

Bauwichtige Zonen:

- I = Große Isotierplatten gegen die Tief.  
 II = Ausgestoßene Baumüberschüsse.  
 III = Senkungs- und Kernzone  
 IV = Junge Schmelzzone } gegen den Einfluß der Tiefe offen.

Um nun zu zeigen, wie sich etwa eine Anwendung dieser Betrachtungsweisen auf einen modernen Querschnitt der Alpen auswirkt, habe ich für diesen Versuch das schöne Profil von R. Staub ausgewählt, das von den Glarner Alpen übers Bergell an die S-Seite der Alpen leitet (Fig. 5).

Dieses Profil kann man nicht etwa als ein Normalprofil der Alpen überhaupt bezeichnen, weil es eben gar kein solches gibt.

Man müßte eine Reihe von Querschnitten vorführen, wozu hier vor allem der Raum fehlt.

Was dieses Profil jedoch auszeichnet, ist seine Klarheit in der Gliederung und Charakteristik der einzelnen Bauzonen, welche hier zu einem machtvollen Gebirge vereint sind.<sup>1</sup>

Der Profilentwurf stammt aus dem Jahre 1926, und ich weiß nicht, ob R. Staub alle Einzelheiten dieser schönen und lebendigen Konstruktion auch heute noch aufrecht hält.

Übrigens kommt es bei dieser Übersicht auf eine Verschiebung von feineren Detail gar nicht an.

Wie unschwer zu erkennen ist, kann man dieses Profil in vier natürliche Bauzonen zerlegen.

Es sind dies im N und im S je eine gewaltige Platte von flach liegenden Sedimenten, die auf alten, steilgefalteten kristallinen Gesteinen ruhen.

Diese Unterlage setzt sich aus alten, steilgefalteten Schichtserien zusammen, die allein durch diese energische Zusammenschiebung das Maximum von Festigkeit besitzen, das gefaltete Schichten überhaupt erreichen können.

Diese Struktur kann in große Tiefen hinabreichen und sie stellt als Ganzes eine Art von Isolierplatten gegen seitlichen Druck und gegen Verbiegungen vor.

Diese gewaltigen Isolierplatten sind sowohl im N als auch im S zu breiten, tiefen Einmuldungen verbogen. Es ist die wahrscheinlichste Annahme, daß vor der Bildung des Alpengebirges diese beiden Riesenplatten miteinander unmittelbar verbunden waren.

Daraus erkennen wir sofort, daß die Gebirgsbildung dieses Riesensystem von Isolierplatten durchbrochen hat.

Der zweite für sich selbständige Banteil ist die große Deckfaltenzone, welche an der N- und NW-Seite der Alpen auf den jungen tertiären Füllmassen des großen Vorlandtroges lagert.

Wir wissen heute mit Sicherheit, daß es sich hier um Decken handelt, welche fremd als Wanderer auf jungem Schichtland lagern und die von S, bzw. von SO her gekommen sind.

Auf der S-Seite der Alpen fehlt eine entsprechende Zone, und man hat, wie ich glaube, mit Recht den gegen NW zu gespannten Alpenbogen für die Ausstoßung dieser Zone verantwortlich gemacht.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß wir hier eine Zone des Materialüberschusses vor uns haben, die beim Ausbau der Alpen im Innern überflüssig geworden ist und darum zum Ausstoß gelangte.

Wie sich diese Ausstoßung überflüssiger Massen vollzog, ob in Form von Schub- oder von Gleitdecken, ist derzeit noch nicht zur Entscheidung gebracht.

Wichtig bleibt die Einsicht, daß es sich hier um eine ausgesprochene Zone des Überschusses handelt. Sie ist im S genau mit der Erhaltung der darunter liegenden Isolierplatte abgegrenzt.

Dringen wir weiter ins Innere des Alpenkörpers vor, so stoßen wir nun auf eine völlig andersartige Bauzone. Sie ist dadurch ausgezeichnet, daß gewaltige liegende Falten mit Gneiskernen und Bündnerschiefer-Umwickelungen einen großen Raum erfüllen.

Die Struktur dieser Verfaltungen ist zuerst beim Bau des Simplon-Tunnels offenkundig geworden.

Wir sehen mit Staunen, daß im Kern der Alpen nicht etwa hochgehobene und steilgepreßte uralte Schichten zum Vorschein kommen, sondern eine ganz andere Struktur erscheint.

Statt steiler Engpressung breiten sich flachliegende Riesenfalten aus, und die Gneise, die hier auftreten, sind zu den umhüllenden Schiefen im wesentlichen konkordant.

Aus diesem höchst merkwürdigen Befund lassen sich folgende Schlüsse ohne weiteres ableiten.

Der Kern der Alpen stellt keine tektonische Hebungszone vor, er ist im Gegenteil eine Senkungszone.

Der Kern der Alpen zeigt keine steile Engpressung, sondern im Gegenteil flach gelagerte Riesenfalten.

Die Bildung dieser Falten erfordert unbedingt freie Entwicklungsräume, weil sonst steilstehende Formen entstehen müßten.

Diese liegenden Falten können auch keinen Druck von innen nach außen übertragen haben. Es ist also ganz angeschlossen, daß aus diesem Keller von flach liegenden Riesenfalten eine Ausstoßung von Material erfolgt sein kann.

Alle Anzeigen weisen im Gegenteil auf bedeutende Senkungen und ein seitliches Hereinströmen von Massen hin.

Der Kern der Alpen ist also kein Gebiet gewaltiger Pressung und Massenausstrahlung, sondern im Gegenteil ein solches der Senkung und Massenzuwanderung.

Von den drei bisher betrachteten Bauzonen besitzt weder die Überschußzone noch die Kernzone mit ihren liegenden Falten einen zugehörigen, gleichartigen Unterbau.

Die Überschußzone liegt auf fremdem Jungboden und die Kernzone ist gegen die Tiefe zu offen. Eine derartige Bildung von großen Falten mit relativ dünnen Kernen schließt ja jedes gleichartige Mitspiel tieferer Massen völlig aus.

Wir kommen nun zu Zone IV, welche sich als ein Aufsteigen junger Schmelzmassen zu erkennen gibt.

Diese Granite des Bergeller Massivs haben die angrenzenden Strukturen der Zonen III und I schroff durchbrochen und eingeschmolzen.

In der letzten Ausbildung muß daher ihr Vordringen jünger als der Bau der Alpen sein.

Es bleibt aber zu bedenken, ob dieses kraftvolle Aufwärtsdringen junger Schmelzflüsse nicht doch ein Anzeichen von regionalen Vorgängen bedeute.

Wenn wir uns erinnern, daß in unserem Querschnitte die beiden Isolierplatten im N und S gerade im Innern der Alpen fehlen, so liegt der Schluß ziemlich nahe, daß dieselben hier in großer Ausdehnung eben der Einschmelzung verfallen sind.

Was soll unter der Kernzone tiefenwärts liegen?

Es scheint mir bei weitem am wahrscheinlichsten, daß man da mit einer riesigen Einschmelzungszone rechnen muß.

In der Zone IV steigt die Einschmelzung bis zur heutigen Oberfläche des Gebirges empor.

Dieses letzte Hochsteigen ist freilich jünger, es zeigt uns aber anschaulich, wie nahe diese unwiderstehliche Gewalt der heißen Tiefe unter der scheinbar starren und kalten Kruste hier liegt.

Möglicherweise ist das Ausstoßen dieser Schmelzflüsse ebenfalls wieder als eine Herausbeförderung von überflüssigem Baustoff zu bewerten.

Wir sind mit unserer tektonischen Bauübersicht also zu dem Urteil gekommen, daß nur die Zonen III und IV mit dem heißen Erdinnern in unmittelbarer Beziehung stehen und so das motorische Herz der Gebirgsbildung enthalten. Von diesen lebendigen Bauzonen hat aber keine Ausstrahlung von Massen stattgefunden.

Daher kann man nicht daran denken, das Alpengebäude als eine Ausquetschung zwischen Schraubstockbacken zu deuten.

Eine weitere Eigentümlichkeit des Alpenbaues ist dann die gegenseitige scharfe Abgrenzung der einzelnen Bauteile gegeneinander.

Nirgends findet hier ein vermittelnder Übergang statt.

Stets stoßen an steilen Bewegungsflächen die fremden Bauzonen aneinander. Diese Grenzlinien der Bauzonen lassen sich weithin verfolgen, und man dachte und denkt noch immer daran, daß aus diesen Fugen große Faltenmassen herausgequetscht wurden, welche heute als wurzellose Zonen auf fremdem Untergrunde schwimmen.

Diese Annahme einer Ausquetschung zwischen zwei Bauzonen würde beiderseits mächtige Pressungszonen erfordern. Dies ist jedoch nicht verwirklicht.

Wohl aber finden wir in unserem Querschnitt eine Überwältigung des Aarmassivs durch darübergewanderte Massen klar und tief verzeichnet.

Die südwärts angrenzende Zone II zeigt jedoch nicht die entsprechende Pressungsstruktur, sondern lediglich große liegende Falten mit ihren z. T. sogar abwärts geneigten Köpfen.

So kommen wir vielmehr zu der Einsicht, daß diese Grenzlinien nicht nach oben ausgequetschte Zonen, sondern im Gegenteil nach unten verlorene Gebiete, also Verschluckungszonen zur Anzeige bringen.

Offenbar sind hier ausgedehnte Streifen in die Tiefe gesunken und dort wohl eingeschmolzen worden. Diese Darstellung, welche keineswegs mechanisch unwahrscheinlicher als eine Ausquetschung nach oben ist, ermöglicht auch die unbegreifbare Wurzelwirtschaft durch Verschluckungszonen zu ersetzen.

In den Verschluckungszonen haben wir richtige Fehlzonen vor uns. Darum lassen sich auch keine Schichtbereiche über diese Grenzen hinweg von einer Bauzone in die benachbarte hinüber verfolgen.

Wenn wir diese kurzen Ausführungen noch einmal überblicken, so lassen sich etwa folgende Ergebnisse festhalten, bzw. zur Weiterforschung verwenden.

Die Alpen stellen kein einheitliches, geschlossenes Faltengebirge vor. Im N und im S sind mächtige Schichtfolgen mit steilgefaltetem, kristallinem

Unterbau vorhanden, die zu breiten Trogformen verbogen sind. Diese Riesensysteme können mit ihrer Struktur sehr tief ins Erdinnere hinabreichen.

Zwischen diesen Isolierplatten klappt aber eine mächtige Lücke, welche nicht etwa mit hochgefalteten alten Schichten, sondern im Gegenteil mit einer Zone von flachen Liegfalten aus Gneisen und Schiefen ausgefüllt erscheint.

Diese Kernzone der Alpen stellt also keine Hochfaltung von tiefliegenden Schichten vor, sondern muß als eine Senkungszone bezeichnet werden.

Von dieser Senkungszone mit ihren Flachfaltenstrukturen können keine Massenausstrahlungen ausgegangen sein. Vielmehr handelt es sich um die Zufüllung einer Senkungszone mit von der Seite zufließendem Material.

Die Nachbarschaft mit großen, noch jugendlich lebendigen Schmelzkörpern legt die Annahme nahe, daß zumindest unter der Kernzone der Alpen ausgedehnte Einschmelzungen lagern, deren Flüssigmachung erst die enorme Beweglichkeit der darüber befindlichen Deckzonen ermöglichte.

Wir haben nicht nur mit der Wegschaffung der starren Sockelmassen, sondern auch mit einer gesteigerten Beweglichkeit der erwärmten Massen zu rechnen.

Wenn man bedenkt, daß die Mächtigkeit der in das oberflächliche Faltenpiel eingefangenen Schichten nur höchstens 3000—4000 *m* beträgt, die Mächtigkeit der seitlichen Isolierplatten bis zur Erweichungsgrenze mindestens mit 20.000 *m* einzusetzen ist, so erkennt man gleich den gewaltigen Umfang des unterirdischen Anteils der Gebirgsbildung.

Wir haben daher unter den Alpen vielleicht mit der fünf- bis sechsfachen Massenbewegung zu rechnen, die hier irgendwie zum Abstrom gelangte.

So ungenau auch solche Schätzungen hieihen, so ist es doch auffällig, daß hier das Ausmaß der zur Gebirgsbildung notwendigen unterirdischen Massenbewegung von derselben Größenordnung ist wie die überirdische Massenbewegung, welche die nappistischen Baukonstruktionen verlangen. Diese Konstruktionen türmen über den heute bestehenden Alpen schon bereits abgetragene Deckenmassen von 20.000 bis 25.000 *m* Höhe auf.

In der Größenordnung des in Fluß gebrachten Baumaterials stellen also beide Theorien so ziemlich dieselben Anforderungen.

Ich möchte nun diese Überlegungen nicht abschließen, ohne darauf hinzuweisen, daß alle Profile, die man bisher in der Tektonik verwendet hat, eigentlich Profile sind, deren Bauglieder nur historisch bewertet sind.

Sie gehen letzten Endes darauf zurück, daß man einerseits aus den ruhig befundenen tatsächlichen Unter- und Überlagerungen sowie andererseits aus Reihen von Fossilfunden eine historische Schichtfolge gewonnen hat.

Diese so erhaltene Schichtfolge ist tektonisch für die Erkenntnis von Überschiebungen von entscheidendem Werte, in vielen anderen Belangen vermag sie jedoch keine Auskünfte zu geben.

Es ist z. B. klar, daß Gesteine gleicher Festigkeit und gleicher Beweglichkeit in den verschiedensten Perioden der Erdgeschichte auftauchen können. Die reine Altersbewertung gibt daher für viele tektonisch sehr wichtige Fragen keine Auskunft.

Solche Qualitäten von tektonischer Bedeutung sind die Bestimmungen von Festigkeit, Biegsamkeit, Gleitfähigkeit, Schwere, Feuchtigkeit.

Leider gibt es bisher noch keine auf solche technologische Eigenschaften hin durchgearbeiteten Profile.

So ist z. B. auch die alte und tektonisch hochwichtige Frage, ob es in der Erdkruste wirklich in großen Bereichen wesentlich festere oder weichere Gesteinsmassen gebe, noch nie technisch untersucht worden.

Aus dem Bewegungsbild einer kristallinen Scholle, um die gebogene Faltenstränge herumlaufen, ist nicht unbedingt zu schließen, daß die Scholle der Faltungskraft widerstanden habe.

Es ist dies nur eine der hier möglichen Erklärungen.

Ebensogut kann es sich auch darum handeln, daß die Unterströmung und Flüssigmachung in der Tiefe einen anderen Weg eingeschlagen hat.

Vom Standpunkte der Unterströmungslehre brauchen also Krümmungen der Faltenstränge gar nichts mit der Abgrenzung von angeblich festeren und weicheren Bestandteilen der Erdkruste zu tun haben.

Entscheidend für Anlage, Verlauf und Ausbau von Faltungszonen sind die unterirdischen Beweglichkeiten und Wärmeverteilungen.

Einer aufsteigenden Wärmewelle gegenüber sinken alle Gesteinsfestigkeiten zusammen, die dann bei absinkender Wärmewelle wieder an Bedeutung gewinnen.

Es geht aus diesen Überlegungen und Erfahrungen wohl hervor, daß die Unterströmungslehre in ihrem Erklärungswert nicht hinter der Kontraktionslehre zurücksteht.

Vergrößerung oder Verkleinerung des Erdumfanges spielt dabei keine entscheidende Rolle.

In der Frage der Gebirgsbildung stehen sich heute eine Anzahl von sehr verschiedenen Vorstellungen gegenüber.

Eine Entscheidung über ihren Wirklichkeitswert wird vielleicht noch lange nicht, vielleicht nie fallen.

Derzeit wird am Ausbau aller Hypothesen mit dem Einsatz der besten Kräfte gearbeitet. Alle neuen Beobachtungen finden sofort ihren Einbau und ihre Verwertung.

Dieser Zustand des Kampfes und der Unsicherheit mag vielen unerfreulich erscheinen. Mir selbst erscheint er als eine der lebendigsten Äußerungen des menschlichen Geistes, die fort und fort zu neuen Anstrengungen auffordert und alle Kämpfer reichlich mit Freuden und Leiden belohnt.