

Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen

VON WALTER DEL-NEGRO*)

(Überarbeitete Fassung des gleichnamigen Aufsatzes in den Mitteilungen der Arbeitsgemeinschaft am Haus der Natur in Salzburg, geol.-mineral. Arbeitsgruppe 1961)

Mit 1 Textfigur

Zusammenfassung

Durch eine Reihe neuerer Arbeiten, die auf wohlfundierten und mit modernen Methoden durchgeführten Einzeluntersuchungen beruhen, ist es möglich geworden, zu einem synthetischen Bild des Baues der Ostalpen und ihrer östlichen Fortsetzung zu gelangen, das nicht mehr in dem Maße als spekulativ anzusehen ist wie frühere Versuche dieser Art. Die deckentheoretischen Vorstellungen haben sich im ganzen gut bewährt.

So ist die flache Aufschiebung des Helvetikums und der Flyschzone auf die Molasse sowie deren teilweise Einbeziehung in die alpidische Tektonik durch Bohrungen, seismische Untersuchungen und den Nachweis tektonischer Fenster eindeutig bewiesen; ebenso belegen tektonische Fenster die weitreichende Überschiebung der Flyschdecke über das Helvetikum sowie der Kalkalpen über den Flysch.

Die Klippenzone läßt sich nach PREY in eine nördliche, von Buntmergeln des Helvetikums umhüllte (Gresten, Hauptklippenzone des Wienerwaldes mit Fortsetzung in die nördlichsten Anteile des Karpatenflysches) und eine südliche (Unter-St. Veit mit Fortsetzung in die Pieniden) aufgliedern. Weiter im Westen sind die Pieniden nicht mehr vorhanden. Dort verbindet sich der Flysch mit dem Pennin (Vorarlberg—Graubünden).

Das Pennin tritt außer im Engadin- und Tauernfenster wahrscheinlich auch bei Rechnitz und Bernstein am Ostende der Alpen aus der ostalpinen Umhüllung hervor. Im Tauernfenster hat die altersmäßige Neugliederung der Schieferhülle durch FRASL zum Teil eine Vereinfachung der Innentektonik mit sich gebracht.

Im Ostalpin gelang TOLLMANN eine durchgreifende Dreigliederung, da er zwischen dem Unterostalpin (Westrand der Ostalpen, Rahmen des Engadin- und Tauernfensters, Semmering) und dem aus Paläozoikum und Mesozoikum aufgebauten Oberostalpin noch ein Mittelostalpin einschaltet (ähnliche Vorstellungen entwickelte H. FLÜGEL). Zum Mittel-

*) Adresse des Verfassers: Salzburg, Ernst Thun-Straße 7

ostalpin gehört nach TOLLMANN das Altkristallin der Zentralalpen mit einer mesozoischen Bedeckung, die unter das oberostalpine Paläozoikum der Steinacher und Gurktaler Decke, der Grauwackenzone, vielleicht auch unter das Grazer Paläozoikum einfällt. Das Oberostalpin liegt als stark zerrissene Haut darüber, reicht aber von den Nordalpen mit Unterbrechungen bis zum Drauzug und zu den Nordkarawanken durch, wo es — mit teilweisen faziellen Übergängen — an die Dinariden angrenzt.

In den Karpaten läßt sich nach ANDRUSOV das Unterostalpin in den Tatriden, das Mittelostalpin in der Križnadecke und im Veporkristallin, das Oberostalpin in der Choždecke weiterverfolgen. Zum Oberostalpin hat aber — nach Hinweis KÜPPERS — auch der Bakony mit seinen nordöstlichen Fortsetzungen bis in die Gemeriden hinein Beziehungen; er läßt sich nach Westen in die Nordkarawanken und den Drauzug fortsetzen und weist wie dieser partielle Anklänge an die Dinariden auf, deren nördlichster Ast sich im marinen Karbon südöstlich des Plattensees und im Bükkgebirge fortsetzt.

Die Dinariden fächern sich nach Nordost, Ost und Südost in mehrere Teilsynklinalen auf.

Summary

The present synthesis about the tectonics of the Eastern Alps and their eastern continuation bases on quite a number of modern detailed investigations; it seems to be less speculative as previous attempts in that direction. Nappes are considered now a well founded working hypothesis.

Deep drilling, seismic investigations and the existence of tectonic windows prove clearly, that the Helveticum and the Flysch zone rest by flat thrust-planes upon the Molasse, the latter being included partly into the alpine tectonics. Likewise the tectonic superposition over long distances of the Flysch zone upon the Helveticum and of the Northern limestone Alps upon the Flysch zone is established by well mapped windows.

The Klippenzone can be subdivided according to PRÉY into a northern and a southern one; in the northern zone (Gresten, Hauptklippenzone of the Vienna area with its extensions into the northern carpathian Flysch) the Klippen are enveloped by the "Buntmergel"-equivalent of the Helveticum; to the southern zone belong the St. Veit-Klippen and their extension into the Piennides. More to the west the Piennides are missing, in Vorarlberg and Graubünden (Switzerland) the Flysch merges into the Pennin.

The Pennine series reappear from under the Ostalpine-cover in the Engadine- und Tauern "window" and very probably also along the eastern margin of the alps near Rechnitz and Bernstein. Inside the Tauern window the subdivision of the Schieferhülle into older and younger series (FRASL) involves an easier solution of the tectonics of the deeper sections.

In the Ostalpine tectonic units TOLLMANN proposes a threefold subdivision by inserting between the Unterostalpine (Western East Alps, frame of the Engadine- and Tauern-window, Semmering area) and the mesozoic and palaeozoic rocks of the Oberostalpine a Mittelostalpine section, as it was similarly proposed by FLÜGEL. Mittelostalpine is considered by

TOLLMANN to contain the old kristalline rocks of the Central Alps with their mesozoic cover, which are dipping under the oberostalpine tectonic units, as f. i. under the palaeozoic of the Steinach- and Gurktal nappes and possibly also under the palaeozoic units of Graz. Oberostalpine is covering the mittelostalpine as highest tectonic cover sheet, partly however torn and dissolved but still connecting with interruptions the Northern Limestone Alps with the Drau-Zug and the Northern Karawanken area; here the border area towards the Dinaride units, partly with transitions in the facies, is reached.

According to ANDRUSOV in the Carpathians the following general comparisons seem acceptable: the Tatrid units with the Unterostalpine, the Križna-Nappe and Veporkristalline with the Mittelostalpine, the Chož-Nappe with the Oberostalpine. For the latter certain relations with the Hungarian Bakony-mesozoic and even up to the slovakian Gemeride-regions are to be born in mind (KÜPPER). The Bakony extends towards SW into the North-Karawanken and Drau-Zug and shows strong resemblances with the mesozoic of the Dinarides. On the other hand marine carboniferous rocks of the northern Dinarides seem to extend into the area SE of the lake Balaton and the Bükk mountains.

As a whole the Dinarides fan out towards NE, E and SE forming thus a system of diverging partial-geosynclines.

Wie in anderen Wissenschaften liegen auch in der Geologie mehr analytische und mehr synthetische Richtungen miteinander im Streite. Die Geologie konnte sich dem allgemeinen Zuge der Zeit nach immer weiter getriebener Spezialisierung nicht entziehen. Immer neue Hilfswissenschaften wurden in ihrem Dienste entwickelt, so neben der Makro- die Mikro-paläontologie, neben der Petrographie der Kristallingesteine die Sediment-petrographie, die Gefügekunde, die Untersuchung der Schwermineralspektren, die Pollenanalyse usw. Immer weiter wurden auch die Kartierungsmethoden verfeinert. Diese Verfeinerung der Feld- und Laborarbeit verband sich häufig mit einem Mißtrauen gegen spekulative, mehr oder weniger am Schreibtisch ersonnene Synthesen des tektonischen Baues, besonders gegen nicht hinreichend fundierte Deckenkonstruktionen.

Andererseits dürfen aber hier wie in anderen wissenschaftlichen Disziplinen die Gefahren einer zu weit getriebenen Spezialisierung nicht übersehen werden; sie kann im Extremfalle dazu führen, daß die Detailuntersuchungen zum Selbstzweck werden und daß darüber die Überschau völlig verlorengeht. Letzten Endes sollte nicht verkannt werden, daß der eigentliche Sinn aller Forschung doch in der Erstellung eines einigermaßen befriedigenden Gesamtbildes liegen müßte, mag es sich dabei auch um ein Ideal handeln, das niemals hundertprozentig erreicht werden kann, dem wir also nur in asymptotischer Annäherung zustreben können.

Der richtige Mittelweg liegt offenbar darin, beide Methoden wenigstens fallweise konvergieren zu lassen, derart, daß zwar die Einzelforschung mit aller Gründlichkeit und scheinbaren Übergenauigkeit in allen Teilbereichen weiterbetrieben wird, daß aber die Resultate dieser Einzelforschung immer wieder in den Dienst synthetischer Hypothesen gestellt werden, so daß

diese durch das Zusammenwirken der verschiedenen Detailerkennnisse immer besser gestützt und damit des Charakters phantastischer Schreibtischkonstruktionen entkleidet werden.

Im folgenden versuchen wir zu zeigen, daß in den neuen Teilsynthesen der Ostalpengeologie eine solche Konvergenz der Methoden sich weitgehend anzubahnen scheint und damit in größerem Ausmaß als bisher greifbare Formen eines Gesamtbildes sich abzuzeichnen beginnen.

Dies gilt gerade auch für die in manchen Kreisen so verrufene Deckentheorie. Im Kampf um sie schieden sich die Geister, seitdem sie in den ersten Jahren des Jahrhunderts aus den Westalpen in die Ostalpen importiert worden war. Immerhin setzte sie sich allmählich durch, sei es in ihrer radikalen Form, die den Transport der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone über das Tauernfenster behauptete, sei es in der Weise, daß die Deckenauffassung wenigstens für Teilgebiete übernommen wurde. So hat AMPFERER, obwohl Gegner des „Nappismus“ der schärferen Tonart, doch selbst die Deckentektonik der Nordtiroler Kalkalpen herausgearbeitet, wie dies u. a. HAHN im Salzburger Bereich, SPENGLER im Salzkammergut, KOBER in den Niederösterreichischen Kalkalpen taten. Wohl gab es Meinungsverschiedenheiten über Einzelheiten des Deckenbaues — z. B. zwischen SPENGLER und KOBER in der Deutung des Salzkammergutes —, aber am Prinzip der Übereinanderstapelung mehrerer meist aus südlicher Richtung herangeschobener Decken wurde für die Nördlichen Kalkalpen jahrzehntelang nicht gezweifelt.

In den letzten Jahren allerdings meldeten sich sogar gegen diese gemäßigte Anwendung der Deckenlehre Gegenstimmen an: die Schulen MAX RICHTERS und KOCKELS glaubten im einstigen Arbeitsraum AMPFERERS nachweisen zu können, daß die von diesem beschriebenen scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Decken an verschiedenen Punkten nicht existieren, daß also dort „gebundene Tektonik“ statt Deckentektonik vorliege. Im ersten Übereifer wurde daraus sogar die Folgerung abgeleitet, daß womöglich im Gesamttraum der Nördlichen Kalkalpen die Deckenvorstellungen aufzugeben seien.

Aber selbst wenn tatsächlich an einzelnen Stellen der Lechtaler Alpen „Überbrückungen“ zwischen den von AMPFERER auseinandergehaltenen Decken bestehen sollten — vielleicht infolge seitlichen Überganges aus einer Falten tektonik in eine erst weiter östlich einsetzende Überschiebungstektonik —, so muß doch, wie dies bereits mehrfach geschehen ist, mit allem Nachdruck vor jeder vorschnellen Verallgemeinerung gewarnt werden. An der Richtigkeit der Deckenvorstellungen für den weitaus größten Teil der Nördlichen Kalkalpen kann angesichts des überwältigenden Beweismaterials, das dafür zur Verfügung steht, nicht ernstlich gezweifelt werden.

Der Streit um die Richtigkeit der Deckenvorstellungen ist auch im Grenzbereich der Alpen gegen das Alpenvorland entbrannt. Im salzburgischen Anteil dieser Grenze, im Gebiet beiderseits des Oichtentales, hat TRAUB die Meinung verfochten, daß die Alpen nicht horizontal über die Molasse verfrachtet worden seien, sondern daß umgekehrt Helvetikum und Flysch früher von Molasseablagerungen bedeckt gewesen seien, wofür das Fehlen von Geröllen aus Helvetikum und Flysch in den Molassekonglomeraten des Wachtberges bei Oberndorf spreche; die „Alpenrandstörung“ habe den Charakter einer flexurartigen Vertikalbewegung mit

Hebung des alpinen Flügels, wodurch die Molasse, die diesen einst bedeckte, entfernt worden sei. Demgegenüber vertraten ABERER und BRAUMÜLLER von Anfang an die Annahme einer Aufschiebung des Helvetikums auf die Molasse, allerdings mit nachträglicher Versteilung des Überschiebungsrandes. Sie konnten dabei auf die Verhältnisse in Niederösterreich verweisen, wo die Molasse in Fenstern unter dem Flysch zutage tritt. Das wichtigste dieser Fenster, das von Rogatsboden westlich Scheibbs, hat PREY einer genauen Untersuchung unterzogen und die Fensternatur überzeugend dargetan; nach seiner Deutung handelt es sich um ein Doppelfenster, in dem unter dem Flysch zunächst die zum Helvetikum i. w. S. zu rechnende „Buntmergelerde“ und erst unter dieser die Molasse lagere. Diese Auffassung wurde durch eine Bohrung bei Texing östlich Scheibbs in einem analogen Fenster bestätigt [PREY (c); vgl. auch KÜPPER (a)]¹⁾. Damit harmoniert auch aufs beste die schon länger bekannte Tatsache, daß der Flysch der Karpaten in einer weitreichenden Überschiebung über die Molasse des Alpenvorlandes verfrachtet wurde²⁾.

Im salzburgisch-oberösterreichischen Raum selbst haben die Untersuchungen der Rohöl-Gewinnungs-A. G. weitere Belege für die Annahme horizontaler Schübe im Alpenrandbereich erbracht. Durch Reflexionsseismik wurde erkannt, daß im Gegensatz zum Molassemiozän, dessen Randschichten gegen das südlich folgende Helvetikum steil aufgerichtet sind, die tieferen, oligozänen Anteile der Molasse flach nach Süden unter das Helvetikum einfallen; und die in etwa 4 km Abstand vom Alpenrand bei Perwang niedergebrachte Tiefbohrung zeigte durch mehrfache Wiederholung von oligozänen, eozänen und Kreideschichten einen komplizierten Schuppenbau an (JANOSCHEK 1959, 1961), der auf eine weit in die Molasse hineinreichende Auswirkung der tangentialen Kräfte der alpinen Orogenese schließen läßt.

Die Untersuchungen der Rohöl-Gewinnungs-A. G. sind ein gutes Beispiel für den Einsatz äußerst differenzierter Methoden der Detailforschung mit hohem Ertrag für die Aufklärung des Gesamtbaues.

Die Vorbewegung des Helvetikums über die Molasse wird jetzt (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) auch von TRAUB in gewissem Sinne, nämlich im Verhältnis zur älteren Molasse, anerkannt, wenn er auch zusätzlich noch an der Annahme einer flexurartigen Verstellung im Alpenrandbereich festhält.

Für den bayrischen Raum ist auf Grund der Reflexionsseismik eine bis zu 10 km betragende Überschiebung des Helvetikums über die Molasse zunächst von BREYER und DOHR (1959) nachgewiesen worden, kurz darauf postulierte REICH (1960) ebenfalls auf Grund reflexionsseismischer Forschungen allgemein flache, weitreichende Überschiebungen im Alpenrandbereich, u. a. auch eine solche des Helvetikums über die Molasse und deren kristallinen Untergrund.

In der gleichen Weise lagert die Flyschdecke dem Helvetikum in breiter Erstreckung auf. Dies wird durch eine ganze Reihe von Fenstern, in denen

¹⁾ Nach JANOSCHEK (1961) wurde in der Bohrung Texing im Liegenden der Molasse des Fensters das Kristallin der Böhmisches Masse erreicht.

²⁾ Nach KÜPPER (a) wird diese Überschiebung über die Molasse von Westen nach Osten immer jünger (bei Perwang präaquitan, in Polen postorton bzw. — nach ANDRUSOV (b) — introrton).

Helvetikum auch noch in weit südlich gelegenen Teilen der Flyschzone unter dieser zum Vorschein kommt, unwiderleglich bewiesen. Frühzeitig war das Helvetikum des Gschlifgrabens bei Gmunden unmittelbar am Kalkalpenrand bekanntgeworden (K. GÖTZINGER). Später konnten M. RICHTER und G. MÜLLER-DEILE zahlreiche von tieferen Flyschsedimenten umrahmte Fenster von Helvetikum im Flysch kartieren. PREY vervollständigte diese Nachweise, neuerdings auch im Salzburger Raum, wo er neben den schon lange bekannten eozänen Nummuliten- und Lithothamnienkalken des helvetischen Fensters am Heuberg auch zugehörige paleozäne und kretazische Gesteine des Helvetikums sowie in dessen Umrahmung auch hier tiefere Flyschgesteine (Neokom—Gault—Reiselsberger Sandstein) feststellen konnte; ein zweites Fenster entdeckte PREY unweit Kasern nördlich Salzburg, wozu der Nachweis von Helvetikum in der Bohrung von Lengfelden (etwas weiter westlich) tritt. Auch die Fenster bei Salzburg sind vom Kalkalpenrand nicht allzuweit entfernt. Berücksichtigt man den engen Faltenbau der Flyschdecke, so ergibt sich daraus für diese eine beträchtliche Überschiebungsweite.

Sie muß also in einem Raume beheimatet sein, der heute unter den Kalkalpen, ja teilweise vielleicht noch weiter südlich verborgen liegt. Unabhängig von dieser theoretischen Überlegung konnte aber gezeigt werden, daß der Flysch auch heute noch weit unter die Kalkalpen hineinreicht. Denn genauso wie innerhalb der Flyschzone Fenster des Helvetikums liegen, so gibt es innerhalb der Kalkalpen Flyschfenster. Dazu gehören das von BRINKMANN entdeckte Halffenster von Grünau und das ebenfalls von ihm gefundene, lange Zeit stark umstrittene Fenster von Windischgarsten; ein drittes Fenster beschrieb RUTTNER bei Brettl südlich Gresten. Liegt dieses in der Nähe des Kalkalpenrandes, so fällt beim Windischgarstener Fenster die außerordentlich große Entfernung vom Kalkalpenrand — 25 km — auf. Durch die neuen Untersuchungen von G. WOLETZ (Schwermineralspektren), PREY und RUTTNER konnte auch hier die Fenster natur gesichert werden (Vorläufiger Bericht 1959). Der Fall bietet wieder ein gutes Beispiel dafür, daß die auf getrennten Wegen detaillierter Spezialforschung marschierenden Bearbeiter gerade durch die Anwendung dieser exakten Methoden zur Klärung einer umstrittenen Frage des großen Deckenbaues gelangen konnten. Verständlich wird das Fenster von Windischgarsten besonders dann, wenn man vom Alpenostrand ausgeht: dort streichen — Hinweis PREYS 1960 — die Flyschgesteine des südlichen Wienerwaldes unter spitzem Winkel an die Kalkalpengrenze heran, also offenkundig unter die Kalkalpen hinein; denkt man sich diesen südlichen Anteil des Wienerwaldes unter den Kalkalpen entsprechend den sichtbaren Strukturen fortgesetzt, so kommt man eben in den Raum von Windischgarsten¹⁾.

Hier ist nun der Ort, zu den Problemen der nordalpinen Klippenzone Stellung zu nehmen. Sie wurde bisher meist in ihrer Gänze als Fortsetzung der karpatischen Pieniden angesehen; das gilt nicht nur für die Klippen

¹⁾ Neuerdings gelang es PLÖCHINGER (1961), südlich des Wolfgangsees ein weiteres Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen festzustellen, in dem überdies im Liegenden des Flysches von Buntmergeln umhüllte Klippen aus Jura- und Neokomgestein zum Vorschein kommen.

von Ober-St. Veit—Lainzer Tiergarten, sondern auch für die Klippenzone des Streifens Scheibbs—Gresten—Waidhofen (mit Fortsetzung im oberösterreichischen Traunsteingebiet). Die den Wienerwald mit Ostnordost-richtung durchstreichende „Hauptklippenzone“ wurde häufig als weiter nördlich eingeschuppter Teil der gleichen pienidischen Klippenzone ge- deutet. Die Pieniden selbst aber wurden von den meisten Autoren tektonisch und herkunftsmäßig zwischen Flysch und Kalkalpen eingegliedert (wenn man von der Auffassung KOBERS absieht, der darin den „Wildflysch“ vor der Stirn der heranbrandenden Kalkalpendecken sah); TRAUTH glaubte sie vorübergehend (1954) sogar — ihrer engen faziellen Beziehungen einerseits zum Flysch, anderseits zur Frankenfelder Decke wegen — als unmittelbares Bindeglied zwischen Flysch und oberostalpinen Kalkalpen ansehen zu sollen, so daß ein Antransport der letzteren über das Unterostalpin des Semmerings, wie er ihn früher besonders wegen der Analogien zu den Karpaten angenommen hatte, wegfiel.

Die schon erwähnte Aufnahme des Molassefensters von Rogatsboden durch PREY brachte aber für die Klippenzone des Raumes Gresten—Scheibbs ein unerwartetes, von den bisherigen Meinungen schroff abweichendes Ergebnis: es stellte sich nämlich heraus, daß die Klippenhülle in diesem Bereich nichts anderes als die „Buntmergelserie“ ist, die im südlichsten Teil des helvetischen Sedimentationsraumes abgelagert wurde, wo somit die Grestener Klippen — als das Liegende der Klippenhülle — ebenfalls beheimatet sein müssen — also nicht südlich, sondern nördlich der Flyschzone! Dies wird auch dadurch erhärtet, daß mehrfach, so im Süden des Fensters von Rogatsboden und südlich Gresten, Flysch noch südlich der Klippenzone, dieser tektonisch aufgelagert, auftritt und daß dieser unter die Kalkalpen einfallende Flysch auch im Fenster von Brettl unmittelbar unter den Kalkalpen liegt, ohne Zwischenschaltung von Gesteinen der Grestener Klippenzone; diese sind vielmehr auch im Fenster von Brettl erst im Liegenden des Flysches anzutreffen (RUTTNER 1960). Sedimentationsnachbarschaft der Grestener Klippenzone zu den Kalkalpen kommt daher keinesfalls in Betracht.

Anderseits scheint aber für die Klippenzone von Ober-St. Veit—Lainzer Tiergarten und für die karpatischen Pieniden die Zwischenschaltung zwischen Flysch und Kalkalpen, wie sie von jeher angenommen worden ist, unbedingt festzustehen. Aus diesem Widerspruch sucht PREY neuerdings (1960) dadurch einen hypothetischen Ausweg zu finden, daß er die Annahme eines ursprünglichen Zusammenhanges zwischen der Grestener und der Ober-St. Veiter Klippenzone trotz unleugbarer Verwandtschaft mancher ihrer Klippengesteine aufgibt; nur die letztere rechnet er zu den Pieniden, die Fortsetzung der Grestener Klippenzone aber verfolgt er über die Hauptklippenzone in den Nordteil des Karpatenflysches. Diese Hypothese konnte er durch Studien im Karpatenflysch selbst und durch sorgfältigen Vergleich der niederösterreichischen Bereiche stützen.

Ansatzweise klingt der Gedanke einer Verbindung der Grestener Klippenzone mit dem mährisch-schlesischen Karpatenflysch schon in einigen Arbeiten TRAUTHS an, wenn er feststellt, daß in den Klippen des Marsgebirges und bei Freistadtl die für die Grestener Zone typischen Liasschichten bzw. Posidoniamergel des Dogger wieder auftauchen. PREY betont die fazielle

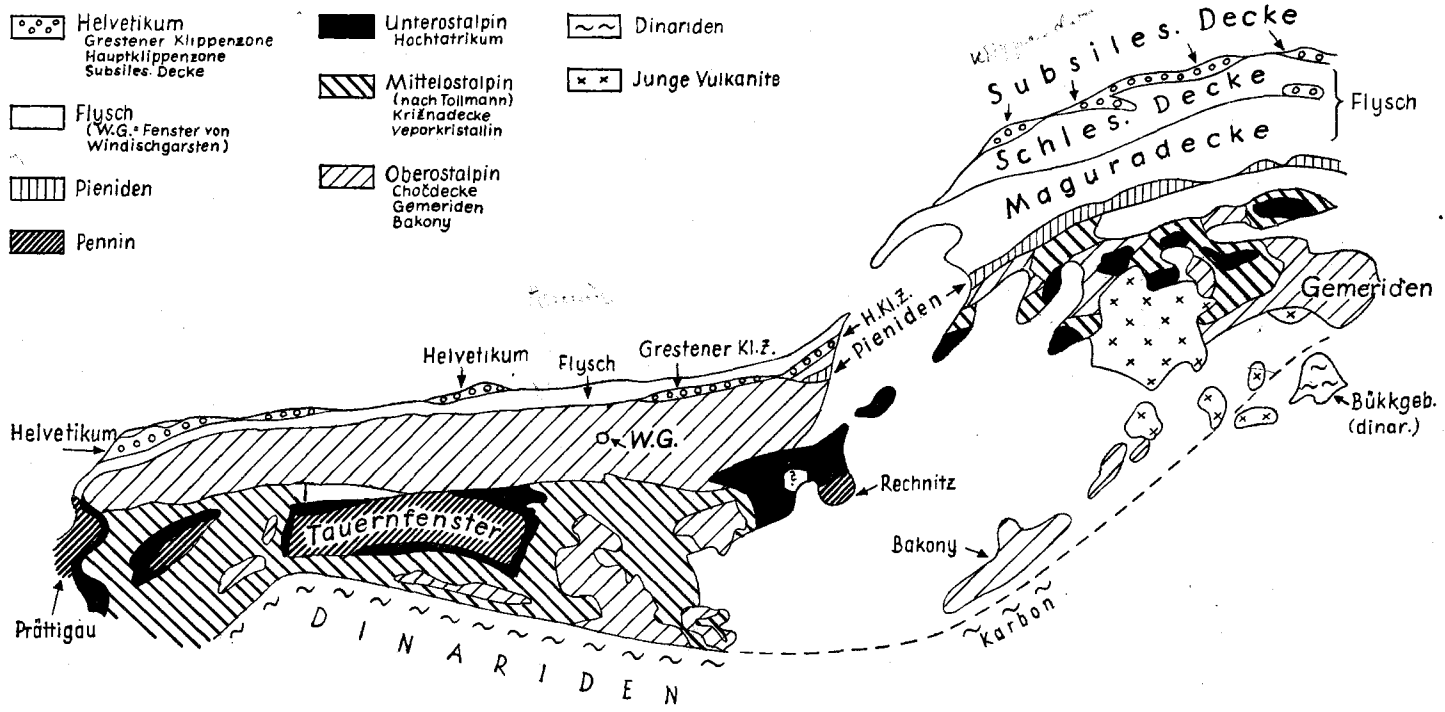
Vergleichbarkeit der mit Klippen verbundenen „subsilesischen“ Decke, die in Fenstern und Halbfenstern unter der schlesischen Decke zum Vorschein kommt, mit der kretazisch-eozänen Hülle der Grestener Klippenzone. Nach KSIĄZKIEWICZ (1956 und 1960) entspricht die subsilesische Decke in ihrer Fazies weitgehend der Buntmergelserie. Man findet dort weit verbreitet Buntmergel der Oberkreide und des Alttertiärs. PREY fand in einem anderen Teil der subsilesischen Decke eine Serie, die z. B. dem Helvetikum nördlich von Salzburg an die Seite gestellt werden kann, mit hellen Campanmergeln nach Art der Pattenauer Mergel, dunkleren Mergeln des Maestricht, glaukonitführenden Mergeln und Kalken des Paleozäns, vereinzelt auch eozänen Nummulitenkalken. Dagegen ist die Klippenhülle bei Ober-St. Veit, die PREY und JANOSCHEK früher mit der von Gresten gleichgestellt hatten, von dieser — die vom obersten Alb bis ins Alttertiär reicht — dadurch unterschieden, daß in ihr nur Cenoman sicher nachgewiesen werden konnte. Dazu kommt, daß bei Ober-St. Veit im Gegensatz zum Grestener Raum kein echter Kreideflysch südlich der Klippenzone vorhanden ist. Wichtig ist auch, daß die St. Veiter Klippenzone im Norden an jüngere Glieder des Wienerwaldflysches grenzt, während die Hauptklippenzone, die nach PREYS jetziger Ansicht die Fortsetzung der Grestener Zone darstellt, von tieferen Flyschschichten umhüllt wird.

Für die Sedimentationsräume ergibt sich aus dieser neuen Anschauung, daß der alpin-karpatische Flyschtrog zwischen den Ablagerungsräumen des Helvetikums, der Grestener Klippenzone, der Hauptklippenzone und der subsilesischen Decke im Norden und denen der St. Veiter pienidischen Klippenzone im Süden zu denken ist.

Eine andere Frage ist die, was sich an den Sedimentationsraum der Pieniden südwärts anschloß. Während TRAUTH, wie erwähnt, zeitweise hier gleich die Frankenfesler Decke anschließen wollte, schaltet die Deckentheorie mindestens noch den unterostalpinen Raum (Semmering) und sein ungefähres karpatisches Äquivalent, das Hochtatrikum, ein. Der von ANDRUSOV berichtete Umstand, daß die Pieniden von Klippen mit hochtatrischer Fazies überfahren sind, bildet eine starke Stütze für diese Annahme. Weiter führen die Arbeiten BIRKENMAJERS (zuletzt Jahrb. d. Geol. B. A. 1960), wonach die Geosynklinale der karpatischen Pieniden zwischen dem Maguraflysch im Norden — der nach PREY das Äquivalent des Wienerwaldflysches ist — und einem exotischen Massiv im Süden zu denken sei, das heute verdeckt ist, aus dem aber exotische Gerölle in die pienidische Klippenzone geliefert wurden; an dieses exotische Massiv, dem u. a. Liasbreccien mit Komponenten von Triasdolomit entstammen, schloß nach Süden der Sedimentationsraum des Hochtatrikums an, der mit dem unterostalpinen Semmering in Verbindung steht und seinerseits von den subtatrischen Decken aus südlicher Richtung überschoben wurde. Das exotische Massiv ist seinerzeit von HORWITZ (1935, 1938) als Fortsetzung des Pennins angesprochen worden; wenn auch außer den erwähnten Liasbreccien kaum engere stratigraphische Beziehungen etwa zu den Tauern bestehen, so ist doch eine Analogie der relativen Position gegeben.

Für den karpatisch-nordostalpinen Raum würde sich also folgende hypothetische Aneinanderreihung von Norden nach Süden ergeben:

1. Subsilesische Decke und Helvetikum einschließlich Grestener Klippenzone, Hauptklippenzone, Klippenzone des mährisch-schlesischen Raumes.



Maßstab: 1 : 5,000.000

Die Zugehörigkeit des Innsbrucker Quarzphyllits und des Wechsels wurde offengelassen

Abb. 1: Vereinfachte tektonische Skizze der Ostalpen und ihrer östlichen Fortsetzung nach PREY, ANDRUSOV, TOLLMANN u. a. von W. DEL-NEGRO.

2. Hauptmasse des Flysches.
3. Pienidische Klippenzone einschließlich der Klippen von Ober-St. Veit—Lainzer Tiergarten.
4. Exotisches Massiv der Karpaten—Pennin der nordöstlichen Zentralalpen (Rechnitz, s. u.) ?
5. Hochtatrikum—Unterostalpin des Semmerings.
6. Subtatrikum—Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen (auf die Einschaltung eines Mittelostalpins zwischen 5 und 6 durch TOLLMANN wird im folgenden noch eingegangen).

Weiter westlich scheint aber die Einheit der Pieniden auszufallen, so daß dort der Flysch unmittelbar an das Pennin grenzte, wie dies im vorarlbergisch-ostschweizerischen Raum zu sehen ist. Dort kann man beobachten, daß der Flysch allem Anschein nach um den Rhätikon herum ins Prättigau zieht. Dazu kommt die von ALLEMANN-BLASER (zit. nach ABERER-BRAUMÜLLER 1958) erwiesene fazielle Nähe des Flysches zu den penninischen Prättigauschiefern. Diese faziellen Beziehungen sind enger als die zwischen dem Flysch und der südhelvetischen Liebensteiner Decke, so daß es sich als wenig zutreffend erweist, den Ostalpenflysch, wie dies gelegentlich geschehen ist, als ultra-helvetisch zu bezeichnen.

Gehen wir nun auf das Pennin über, so sei zunächst daran erinnert, daß der seinerzeit von KÖLBL unternommene Versuch, die Geschlossenheit des Tauernfensters durch die Behauptung eines Hereinstreichens der Innsbrucker Quarzphyllite bis an den Zentralgneis des Venedigergebietes zu widerlegen, seit dem Nachweis FRASLS, daß die Krimmler Trias noch bei Neukirchen im Abstand von etwa 1 km parallel zum Rand des Zentralgneises durchstreicht, als gescheitert anzusehen ist. Auch der Kalk von Wennis-Veitlehen kann nicht mehr als Argument für ein Herübergreifen der Grauwackenzone i. w. S. über die Salzach gelten, seit sich herausgestellt hat, daß seine Bestimmung als paläozoisch durch HERITSCH auf einem Irrtum beruhte und daß er Fossilien des Mesozoikums enthält. Das Salzachtal ist im Oberpinzgau als tektonische Grenze erster Ordnung anzusehen; wie die Grauwackengesteine es nicht nach Süden hin queren, so bleiben umgekehrt die mesozoischen Gesteine des Fensters und seines unterostalpinen Rahmens auf die Südseite des Tales beschränkt.

Innerhalb des Tauernfensters gelangte FRASL (1958) in weit ausgreifenden Untersuchungen zu einer neuen Seriengliederung; als eines ihrer Hauptergebnisse kann die Aufteilung der Schwarzphyllite (bisher „Fuscher Phyllite“ genannt) in paläozoische „Habachphyllite“ und mesozoische „Rauriser Phyllite“ angesehen werden, die durch die Überprüfung des Serienverbandes ermöglicht wurde. Die paläozoische Serie überwiegt im Westen, die mesozoische im Osten. Aus dieser Neugliederung ergibt sich eine beträchtliche Vereinfachung hinsichtlich der Innentektonik der Tauern, da sich nun vor allem die östlich der Glocknergruppe bisher unterschiedenen Teildecken zu einer geschlossenen stratigraphischen Serie zusammenschließen, also nicht mehr tektonisch aufgesplittet werden müssen. Die paläozoische Serie scheint jedoch z. T. von Westen her auf die mesozoische aufgeschoben zu sein.

Zu den anderen tektonisch wichtigen Ergebnissen der bedeutsamen Arbeit gehört die Erkenntnis, daß manche früher zum unterostalpinen Rah-

men gestellte Bereiche nunmehr in die Schieferhülle der Tauern selbst einbezogen werden müssen. Das gilt nicht nur für den „Nordrahmen“ von CORNELIUS zum größten Teil, sondern auch für die bisher angenommene Fortsetzung der Radstädter Decken bis zum Ausgang des Stubachtales, wo FISCHER das Unterostalpin wiederzuerkennen geglaubt hatte; das trifft nach FRASL nicht zu, weil die betreffenden Gesteinszüge eindeutig aus der Schieferhülle herausstreichen. Auch die bisher meist angenommene westliche Fortsetzung der tieferen Radstädter Deckengruppe bis in die Gegend des Rauriser Tales wird von FRASL bezweifelt und überhaupt eine scharfe Scheidung zwischen Pennin und Unterostalpin als fraglich hingestellt, was bei der ursprünglichen Sedimentationsnachbarschaft beider Einheiten nicht allzu auffällig ist. Vom unterostalpinen Rahmen bleiben auf der Nordseite der Tauern nur die Tarntaler und Krimmler Trias, eventuell die mesozoischen Kalke von Wennis-Veitlen (wiewohl FRASL auch hier Zweifel anmeldet), weiter die Klammkalke (?) und die eigentlichen Radstädter Decken; manche Forscher rechnen auch den Innsbrucker Quarzphyllit dazu.

Bis vor kurzem galten die Tauern als das östlichste sichtbare Pennin. METZ hat noch in allerjüngster Zeit die Meinung geäußert, daß der penninische Trog auch ursprünglich nicht viel weiter nach Osten gereicht habe. Im Gegensatz dazu haben zuerst W. J. SCHMIDT und dann PAHR die Hypothese vorgelegt, daß im Bereich von Güns—Rechnitz—Bernstein das Pennin noch einmal auftauche, u. zw. unter Grobgneisen des unterostalpinen Semmeringsystems. Diese These ist nicht unwidersprochen geblieben, hat aber doch einen beträchtlichen Wahrscheinlichkeitswert, da nach übereinstimmenden Angaben verschiedener Beobachter nicht nur die Gesteinsserie mit ihren Kalkschiefern, Grünschiefern, Dolomitbreccien, Rauhwacken usw. auffallend an die der Tauern gemahnt, sondern auch das Einfallen unter die Grobgnese regional zutrifft. Im Liegenden der Rechnitzer Serie treten im Bereich der Bernsteiner Insel nach PAHR (1960) noch Gesteine der Wechselserie auf; hält man diese nach der üblichen Anschauung für unterostalpin, so müßte man hier eine Einschuppung der Penninserie zwischen zwei unterostalpine Komplexe annehmen. TOLLMANN möchte allerdings den Wechsel selbst zum Pennin stellen, und PAHR vergleicht die Wechselserie bei Bernstein mit FRASLS Habachserie. Von einer endgültigen Klärung kann hier noch nicht gesprochen werden.

Die über dem Pennin folgende nächsthöhere Einheit ist das Unterostalpin. Es umrahmt das Engadinfenster, ebenso das Tauernfenster (wenn auch mit Unterbrechungen) und tritt wieder auf im Semmeringgebiet, von wo über das Leithagebirge die Brücke zum Hochtatrum der Karpaten geschlagen wird. Die enge fazielle Verwandtschaft zwischen Radstädter Tauern und Semmering hat TOLLMANN (1958) überzeugend dargetan. Die nordgerichtete Vergenz des Unterostalpins ist besonders in den Radstädter Tauern deutlich; TOLLMANN konnte ihr starkes Überwiegen gegenüber einer jüngeren Überprägung durch andersgerichtete Bewegungen in seinen Arbeiten über die westlichen Radstädter Tauern (1956, 1958) aufzeigen. Die Heimat des Unterostalpins ist also mit aller Wahrscheinlichkeit im Süden des Pennins zu suchen.

Im Norden des Tauernfensters wird der unterostalpine Rahmen, soweit er hier noch zu sehen ist, von der oberostalpinen Grauwackenzone über-

lagert, im Westen, Süden und Osten von Altkristallin. Auf diesem transgrediert westlich der Tauern das Brennermesozoikum, östlich der Tauern das Mesozoikum des Stangalmbereiches; auf beiden liegen als nächsthöheres Stockwerk Decken paläozoischer Gesteine, im Westen die Steinacher, im Osten die Gurktaler Decke. Diese frappante Spiegelbildlichkeit des Baues legt von vornherein den Gedanken an ein einheitliches Bewegungsgesetz nahe.

Für das Stangalmgebiet ist aber von der Grazer Schule die Ansicht verfochten worden, das Paläozoikum der Gurktaler Decke sei von Osten her dem Mesozoikum aufgeschoben worden. Ein Gesteinsstreifen, der im Norden der Gurktaler Decke bei Turrach-Flattnitz unter ihr durchzieht, wurde von der Grazer Schule selbst als paläozoisch angesprochen.

Hier hat STOWASSER (1956) eine Umdeutung vorgenommen und den Turrach-Flattnitzer Streifen als mesozoisch, als nach Osten um den Ausstrich der Gurktaler Decke herumliegende Fortsetzung der Stangalmtrias aufgefaßt. Damit verband er die Vorstellung, daß die Gurktaler Decke nicht von Osten, sondern von Südsüdwesten her dem Mesozoikum aufgeschoben worden sei, wobei dieses nur mehr unter ihrem West- und Nordrand zutage trete; für eine solche Bewegungsrichtung schien ihm die Innentektonik der Gurktaler Decke zu sprechen, deren Faltenbau Westnordwest—Ostsüdost-gerichtete Achsen zeigt.

Eine Neuuntersuchung TOLLMANNS bestätigte diese Interpretation mit leichten Modifikationen im einzelnen. TOLLMANN kam von den Radstädter Tauern her, deren Stratigraphie er besonders eingehend studiert hatte, und fand nicht nur im Streifen der Stangalmtrias, sondern auch im Gebiet von Turrach-Flattnitz vergleichbare Gesteinsserien. Die von STOWASSER angenommene Bewegungsrichtung fand TOLLMANN auch durch die Faltenachsen der Stangalmtrias selbst bestätigt (1958).

Die gegenteilige Meinung THURNERS, der nach wie vor den Turrach-Flattnitzer Streifen als paläozoisch angesehen hatte, wurde gelegentlich der Murauer Geologentagung 1959 von den meisten Teilnehmern für wenig wahrscheinlich gehalten. Damit konnte die zuerst von STOWASSER begründete Ansicht im großen und ganzen als allgemein akzeptiert angesprochen werden: Wir haben östlich des Tauernfensters mit drei Stockwerken innerhalb des Ostalpins zu rechnen, wobei in allen drei Stockwerken deutliche Nordvergenz als dominierend feststellbar ist.

Es war durchaus vertretbar, wenn TOLLMANN (1959) für diese drei Stockwerke die Bezeichnungen unter-, mittel- und oberostalpin einführte; es ist danach das dem Unterostalpin der Radstädter Decken aufgeschobene Kristallin samt seiner mesozoischen Bedeckung als mittelostalpin, die Gurktaler Decke als oberostalpin einzustufen. Dabei hat allerdings der Ausdruck mittelostalpin eine ganz andere Bedeutung als z. B. seinerzeit bei STAUB. Vor allem ergibt es sich bei der von TOLLMANN mit umfassender Sachkenntnis und mit glücklicher Verbindung analytischer und synthetischer Methoden unternommenen Ausweitung der im Raum um Turrach gewonnenen Erkenntnisse auf das Gesamtgebiet der Zentralalpen, daß deren Oberostalpin eine sehr viel geringere Verbreitung hat als bisher angenommen. Östlich der Tauern ist es danach auf die Gurktaler Decke und ihre südöstliche Fortsetzung mit der auflagernden Trias z. B. des Krappfeldes einzu-

schränken, während das Kristallin der Muralpen im weitesten Sinne samt dem transgredierenden Mesozoikum zum Mittelostalpin gehört. Westlich der Tauern wäre entsprechend das Altkristallin der Ötztaler Masse mit dem transgredierenden Brennermesozoikum mittelostalpin, nur die Steinacher Decke und der Schneeberger Zug oberostalpin. Zum Mittelostalpin rechnet TOLLMANN weiterhin auch das Silvrettakristallin, die alten Gneise südlich der Tauern, das Mesozoikum der Engadiner Dolomiten, das von Faak-Rosegg im Kärntner Draugebiet, ferner das von steirischen Geologen angenommene Mesozoikum südlich des Ennstales, südlich der Eisenerzer Alpen sowie im Liegenden des Grazer Paläozoikums (Köflach, Raasberg). Über diese letzterwähnten Vorkommen sind allerdings die Akten noch nicht geschlossen. Zum Oberostalpin zählt TOLLMANN außer der Steinacher Decke, dem Schneeberger Zug und der Gurktaler Decke den Drauzug, die Nordkarawanken, das Mesozoikum des Krappfeldes und von St. Paul-Griffen, das Paläozoikum und Mesozoikum des Bacher- und Posruckgebietes, das Grazer Paläozoikum. An die zentralalpinen paläozoischen Bereiche, die zum Oberostalpin gerechnet werden, wäre im Norden die Grauwackenzone anzuschließen.

Das Oberostalpin würde sonach als vielfach zerrissene Haut dem Mittelostalpin auflagern; diese Haut reicht nach TOLLMANN bis zum Drauzug und den Nordkarawanken, woraus sich eine Überschiebungsweite von 165 km im Meridian von Klagenfurt, von 185 km im Meridian von Graz ergibt. Auffallend ist, daß diese Haut in den Zentralalpen nur aus Paläozoikum und Mesozoikum besteht; das dazugehörige Altkristallin bleibt in der Tiefe verborgen, vielleicht wurde es im Narbenbereich verschluckt. Die Überschiebungsfläche würde von Süden nach Norden schräg ansteigen, da im Zentralalpenbereich Altpaläozoikum, im Norden der Grauwackenzone zum Teil Karbon, im Südtail der Nördlichen Kalkalpen Werfener Schiefer, an ihrem Nordrand Obertrias an die Basis zu liegen kommen.

Diese tektonischen Vorstellungen sucht TOLLMANN durch die Untersuchung der Faziesübergänge zu stützen. Daß nach FRASL zwischen Pennin und tieferem Unterostalpin enge Beziehungen bestehen, wurde bereits erwähnt. An die tieferen Radstädter Decken schließen sich die höheren unterostalpinen Decken harmonisch an. Die vor allem durch neue Fossilfunde sehr verfeinerte Kenntnis der Stratigraphie, die TOLLMANN besonders im Pleislinggebiet erarbeiten konnte (1956), ermöglichte ihm den Nachweis, daß trotz verschiedener Ausbildung der tieferen Trias und des Jura auffallende Gemeinsamkeiten mit dem Voralpin, also mit der bayrischen Fazies in der Serie Wettersteindolomit—karnische Tonschiefer—Hauptdolomit—Kössener und Dachsteinkalk bestehen (1958). Daraus zog er den Schluß, daß die Nördlichen Kalkalpen ursprünglich mit ihrem Nordsaum südlich des Unterostalpins anzuschließen seien. Die Untersuchung der Stangalmtrias (1958) brachte dann die schon erwähnte Erkenntnis, daß die Stangalmtrias noch näher an die Radstädter Trias anschließt, andererseits aber durch Auftreten von Plattenkalk zwischen Hauptdolomit und Rhät auch noch deutlicher als die Radstädter Trias an die bayrische Fazies erinnert, also ein fazielles Bindeglied zwischen Unterostalpin und Nordrand des Oberostalpins darstellt — durchaus im Einklang mit ihrer tektonischen Kennzeichnung als mittelostalpin. Die seinerzeit von KAHLER und WORSCH bearbeiteten mesozoischen Vorkommen von Faak-Rosegg

(nach TOLLMANN südlichstes Mittelostalpin) weisen auch Gutensteiner Kalk auf und nähern sich damit auch in der tieferen Trias der Fazies des Nordalpins. So ergibt sich eine Faziesreihe Pennin—Radstädter Decken—Stangalmtrias—Mesozoikum von Faak und Rosegg—Nordsaum der Nördlichen Kalkalpen.

In ähnlicher Weise vermag TOLLMANN den von ihm innerhalb des Oberostalpins angenommenen Zusammenhang zwischen Nördlichen Kalkalpen, Drauzug, Nordkarawanken sowie Trias des Krappfeldes und von St. Paul-Griffen faziell zu stützen, u. zw. mit Hilfe korrespondierender Faziesänderungen in west—östlicher Richtung in allen diesen Bereichen. Im westlichen Abschnitt tritt die Serie Partnachschiefer—Wettersteinkalk und -dolomit—mächtiges Karinth mit Tonschiefern, Kalken, Oolith, Sandstein, Dolomit—Hauptdolomit mit bituminösen Schiefern—Kössener—geringmächtiger oberrhätischer Riffkalk sowohl am Südrand der Nordtiroler Kalkalpen als auch im Drauzug auf; im Mittelabschnitt ist dem Südteil der Salzburger Kalkalpen sowie dem Dobratsch und den Nordkarawanken die Serie Ramsaudolomit—geringmächtige Carditaschichten—mächtiger norisch-rhätischer Riffkalk gemeinsam; im östlichen Abschnitt findet man sowohl im Südteil der Steirischen Kalkalpen als auch im Krappfeld und bei St. Paul-Griffen das mächtige Karinth der Aflenzer Fazies mit Tonschiefern und Kalken, wozu noch die Analogie zwischen Präbichl- und Grödener Schichten im Perm tritt. All dies spricht nach TOLLMANN dafür, daß die Nördlichen Kalkalpen und der Drauzug (mit Fortsetzungen) ursprünglich eine Einheit bildeten.

An den Drauzug schließen sich nach Süden, mit im ganzen stark verschiedener Fazies, die Südalpen an, die von den meisten Autoren zu den Dinariden gerechnet werden. Immerhin gibt es auch hier Wechselbeziehungen, wie das Übergreifen der Grödener Schichten, des Bellerophonolomites und von Tuffniveaus über das Gailtal nach Norden zeigt. Man könnte in diesem Zusammenhange auch an die weitreichenden Analogien zwischen dem Oberkarbon der Karnischen Alpen und dem der Gurktaler Decke denken.

Analoge Vorstellungen über die Deckengliederung der ostalpinen Zentralalpen wie TOLLMANN entwickelte ungefähr gleichzeitig, wenn auch mit anderer Nomenklatur, H. FLÜGEL (1960 auf Grund eines 1959 gehaltenen Vortrages).

Ziehen wir aus dem bisher Gesagten die Summe, so ergeben sich für die Ostalpen von Norden nach Süden folgende Sedimentationsräume: Molasse—Helvetikum einschließlich Liebensteiner Decke, Buntmergelserie, Klippenzone von Gresten und Hauptklippenzone—Flysch—Pieniden (nur im Osten)—Pennin—Unterostalpin—Mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN—Oberostalpin—Südalpin¹⁾.

Gute Ergänzungen dieses Gesamtbildes ergeben sich aus der weiteren Verfolgung seiner Züge in die Hochkarpaten und in den ungarischen Raum hinein. Für die Hochkarpaten liegen Arbeiten der Geologen der CSSR,

¹⁾ Dabei ist zu beachten, daß das Geosynklinalstadium im Süden erheblich früher begann und endete als im Norden, so daß z. B. die Annäherung der ostalpinen Decken an die Flyschzone teilweise schon während der Sedimentation in dieser erfolgte.

besonders ANDRUSOVs, vor. Die neueren Arbeiten der ungarischen Geologen betreffen nicht nur die genauere fazielle Untersuchung der ungarischen Mittelgebirge, sondern ziehen auch die auf zahlreiche Bohrungen gestützten Daten über den Untergrund des westungarischen Tieflandes mit heran. Zusammenfassungen darüber brachten VENDEL (1960), KÜPPER (1960 b) und PLÖCHINGER (1960).

Schon frühzeitig entwickelte sich die Vorstellung, daß in den Karpaten die den Nördlichen Kalkalpen entsprechenden subtatrischen Decken von Süden nach Norden über das Hochtatrikum, die Fortsetzung des unterostalpinen Semmeringsystems, überschoben wurden. ANDRUSOV hat kürzlich (1960 a) Versuche, diese Deckentektonik umzudeuten, mit guten Gründen zurückgewiesen. Hiezu wäre noch zu ergänzen, daß ANDRUSOV neuerdings (1960 b) nur die höhere der subtatrischen Decken, die Choždecke, dem Oberostalpin, die tiefere Križnadecke und das tektonisch mit ihr verbundene Veporkristallin aber dem Mittelostalpin TOLLMANNs parallelisiert, so daß auch in den Karpaten dieselbe Dreiteilung des Ostalpins vorläge. (Diese Deutung scheint uns wahrscheinlicher als die von TOLLMANN 1960 f, wonach die Križnadecke unterostalpin wäre, das Mittelostalpin aber nur in den Ostalpen, das Hochtatrikum nur in den Karpaten vorkäme.) Noch weiter südlich, in den Gemeriden, sind noch mesozoische und paläozoische Sedimente anzutreffen, die der Fazies des Oberostalpins weitgehend gleichen. Die Gemeriden können als südliche Fortsetzung der Choždecke angesprochen werden. In Ungarn ist aber dem Paläozoikum der Gemeriden die paläozoische Unterlage des Bakony verwandt, während dessen Mesozoikum einerseits dem der Nördlichen Kalkalpen, andererseits dem des Drauzuges nahesteht, in der Trias außerdem Anklänge an die Südalpen zeigt (wie sie ja nach obigem auch der Drauzug aufweist). Die Bohrungen aber haben ergeben, daß das Mesozoikum des nordost—südweststreichenden Bakony sich unter der jungen Schutthülle weit nach Südwesten verfolgen läßt, womit es sich dem Ostende des Drauzuges stark nähert. Südöstlich des Bakony, jenseits des Plattensees, streicht fast gleichsinnig ein Zug marinen Karbons; nordwestlich des Bakonys ließ sich durch Bohrungen das Weiterstreichen des in der Oststeiermark und im Burgenland immer wieder inselförmig auftauchenden oberostalpinen Paläozoikums feststellen (über Altkristallin nach Art der Muralpen).

Da das Karbon der Karnischen Alpen zum Teil ebenfalls marin ist, liegt die Vermutung nahe, daß der Karbonzug südlich des Plattensees eine Fortsetzung der Dinariden andeuten könnte; diese Vermutung erhält einen höheren Wahrscheinlichkeitswert durch die Tatsache, daß das in der weiteren Fortsetzung nach Nordosten hin gelegene Bükkgebirge nicht nur das gleiche marine Karbon besitzt, sondern auch im Mesozoikum eine ausgesprochen südalpin-dinarische Fazies mit ladinischen Quarzporphyren und Diabaseinschaltungen zeigt (PLÖCHINGER 1960).

Aus all dem ergibt sich, daß die Fortsetzung der Alpen nicht nur in den Karpaten zu suchen ist, sondern in der ganzen Breite des westungarischen Tieflandes und der ungarischen Mittelgebirge, daß aber auch ein Ast der Dinariden durch Ungarn nordostwärts zieht. Wie das oberostalpine Mesozoikum nach TOLLMANN von den Nördlichen Kalkalpen bis zum Drauzug und den Nordkarawanken reicht, so seine östliche Fortsetzung von den

Stirnbereichen der Choždecke bis zum Bakony und den Gemeriden. Und wie an den Drauzug südlich des Gailtales die Südalpen anschließen, so an seine ungarische Fortsetzung, den Bakony, jenseits des Plattensees die erwähnte Zone marinen Karbons und weiter nordöstlich an die Gemeriden das Bükkgebirge mit seiner dinarischen Fazies. Dazu kommt als weitere Analogie das Übergreifen südalpin-dinarischer Züge über das Gailtal in den Drauzug, über den Plattensee in den Bakony.

So bilden die karpatisch-ungarischen Verhältnisse eine schöne Bestätigung des oben skizzierten Bildes der ostalpinen Großtektonik und Faziesgliederung.

Unabhängig davon ist die Erkenntnis, daß die Fortsetzung der Alpen nicht nur die Karpaten, sondern auch den gesamten ungarischen Raum bis in die Plattenseegegend umfaßt, an sich von großer Tragweite. KÜPPER hat darauf hingewiesen, daß damit der KOBERSCHE Begriff der zwischen Alpen—Karpaten im Norden, Dinariden im Süden einzuschaltenden Interniden des alpidischen Doppelorogens hinfällig wird: zwischen der nach Nordosten streichenden Fortsetzung der Alpen i. e. S. und dem ebenfalls nach Nordosten weiterziehenden, bis zum Bükkgebirge nachgewiesenen Ast der Dinariden fehlt nunmehr der Raum für ein ausgedehntes „Zwischengebirge“.

Eher gewinnt man den Eindruck, daß innerhalb der Dinariden, deren Hauptmasse ja nach Südosten streicht, eine nach Osten immer breiter werdende Divergenz in Form der Auffächerung in Teilgeosynklinalen (KÜPPER 1960 a) aufklafft, in die z. B. das Mecsekgebirge hineingehört; dessen Sedimente wurden nach der Ansicht ungarischer Geologen in einem vom Geosynklinalraum des Bükkgebirges abgetrennten Meeresarm abgelagert (PLÖCHINGER 1960)¹⁾.

Abschließend sei nochmals vermerkt, daß die neuen synthetischen Arbeiten keineswegs mehr jenes polemische Verhältnis zwischen Synthese und Analyse rechtfertigen, von dem eingangs die Rede war. Sie sind ja selbst auf einer Fülle von neuen Einzelerkenntnissen aufgebaut, die mit den exakten Mitteln der analytischen Arbeitsweise gewonnen wurden. So beginnt sich in der Ostalpengeologie ein Stadium abzuzeichnen, in dem ebensowohl die Gefahren luftiger, rein spekulativer Konstruktionen wie die einer zum Selbstzweck erhobenen Überspezialisierung vermeidbar werden und eine höhere Einheit beider Arbeitsweisen realisierbar erscheint.

Aus der neueren Literatur

ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Wien 1958, Mitt. Geol. Ges. Wien 50.

ABERER, F. u. BRAUMÜLLER, E. (a): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. — Wien 1949, Jb. G. B. A. 92.

¹⁾ Damit harmoniert es aufs beste, daß nach W. E. PETRASCHECK auch im Bereich Balkanhalbinsel—Anatolien die Vorstellung der Zwischengebirge aufzugeben ist; der den Dinariden und ihrer Fortsetzung entsprechende Südast des Orogens ist auch dort besonders breit entwickelt und schließt die Kristallinmassive mit ein.

- ABERER, F. u. BRAUMÜLLER, E. (b): Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Wien 1958, Mitt. Geol. Ges. Wien 49.
- ANDRUSOV, D. (a): Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Wien 1960, Mitt. Geol. Ges. Wien 51.
- ANDRUSOV, D. (b): Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Wien 1960, Jb. G. B. A. 103.
- BREYER, F. u. DOHR, G.: The structures of the folded molasse in Western Bavaria. — New York 1959, V. World Petr. Congr.
- FISCHER, H.: Der Wenns-Veitlehner Kalk-Marmorzug. — Vh. G. B. A. Wien 1955.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — Stuttgart 1960, N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1960/5.
- FRASL, G. (a): Die beiden Sulzbachungen. — Wien 1953, Jb. G. B. A. 96.
- FRASL, G. (b): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Wien 1958, Jb. G. B. A. 101.
- FRASL, G. (c): Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Orogenese. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.
- JANOSCHEK, R.: Oil Exploration in the molasse basin of Western Austria. — New York 1959, V. World Petr. Congr.
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Wien-Hamburg 1961, Erdöl-Zeitschr., H. 5.
- JANOSCHEK, R., KÜPPER, H., ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Wien 1956, Mitt. Geol. Ges. Wien 47.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the northern Carpathians. — Stuttgart 1956, Geol. Rundschau 45.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Pre-Orogenetic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.
- KÜPPER, H. (a): Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf die östlich anschließenden Räume. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.
- KÜPPER, H. (b): Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Wien 1960, Mitt. Geol. Ges. Wien 53.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Vh. G. B. A. Wien 1960.
- PETRASCHECK, W. E.: Über ostmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Berlin 1960 Abh. dtsh. Akad. Wiss. Kl. III 1960/1.
- PLÖCHINGER, B.: Kurzbericht über die Mesozoikumkonferenz 1959 in Budapest. — Vh. G. B. A. Wien 1960.
- PLÖCHINGER, B.: Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburgischen Kalkalpen. — Vh. G. B. A. Wien 1961.
- PREY, S. (a): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Wien 1957, Jb. G. B. A. 100.
- PREY, S. (b): Aufnahmeberichte Vh. G. B. A. Wien 1959, 1960.
- PREY, S. (c): Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Vh. G. B. A. Wien 1960.
- PREY, S., RUTTNER, A., WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Vh. G. B. A. Wien 1959.
- REICH, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Vh. G. B. A. Wien 1960.
- SCHMIDT, W. J.: Exkursionsbericht über die Exkursionen der Wiener Geologischen Gesellschaft in die kristallinen Inseln am Ostrande der Zentralalpen. — Wien 1956, Mitt. Geol. Ges. Wien 47.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Wien 1956, Jb. G. B. A. 99.
- TOLLMANN, A. (a): Geologie der Pleisling-Gruppe. — Vh. G. B. A. Wien 1956.
- TOLLMANN, A. (b): Geologie der Mosermannlgruppe. — Wien 1958, Jb. G. B. A. 101.
- TOLLMANN, A. (c): Semmering und Radstädter Tauern. — Wien 1958, Mitt. Geol. Ges. Wien 50.

TOLLMANN, A. (d): Das Stangalm-Mesozoikum. — Wien 1958, Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. 9.

TOLLMANN, A. (e): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Wien 1959, Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. 10.

TOLLMANN, A. (f): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Stuttgart 1960, Geol. Rundschau 50.

TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach. — Stuttgart 1948, N. Jb. f. Min., Mh. B.

TRAUTH, F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl. — Vh. G. B. A. Wien 1954.

VENDEL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Wien 1960, Mitt. Geol. Ges. Wien 51.

WOLETZ, G.: Mineralogische Unterscheidungen von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. — Vh. G. B. A. Wien 1955.

Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.)

Von G. FUCHS

Mit Tafel 1 und 2

Inhalt

	Seite
Einleitung	19
Erforschungsgeschichte	20
I. Die Gesteine	20
1. Die Glimmerschiefer	21
2. Amphibolit bis Grünschiefer	24
3. Graphitquarzit	24
4. Eisenschüssiger Dolomit	24
5. Grobgneis	24
6. Leukophyllit	25
7. Semmeringquarzit	26
8. Karbonatgesteine des Semmeringmesozoikums	26
9. Tertiär	26
II. Tektonik	27
Ausblick	36
Literaturhinweise	37

Einleitung

Im Spätherbst des Jahres 1958 wurde im Raume von Sauerbrunn mit der geologischen Kartierung des Rosaliengebirges begonnen. 1959 wurden die Arbeiten im Bereiche Wiesen—Forchtenau fortgesetzt. 1960 wurde die W-Abdachung des Rosaliengebirges kartiert sowie durch die Bearbeitung des Raumes Hochwolkersdorf—unteres Schlattental—Scheiblingkirchen—Hütten der Anschluß an den 1938 von O. SCHMIDEGG kartierten Bereich Pittental—Schlattental—Klingental geschaffen. In der Karte (siehe Tafel 1) ist die Manuskriptkarte von O. SCHMIDEGG mit eingebaut (siehe Verteiler). Da es sich hier um eine tektonische Studie handelt, wurden einige Vereinfachungen in der Legende vorgenommen (z. B. Weglassung der „Eisenhaltigen Quellen“, „Eisenvorkommen“ u. a.). Auf dem Gebiet O. SCHMIDEGG's wurden einige Vergleichsbegehungen durchgeführt. Zur Abrundung der Ergebnisse wurde auch das Gebiet W und SW von Scheiblingkirchen, also W des Pittentales, begangen. Die genaue Abgrenzung des bearbeiteten Raumes ist aus der geologischen Karte (Tafel 1) ersichtlich.

Erforschungsgeschichte

Die ältesten geologischen Beschreibungen des Rosaliengebirges stammen aus der Feder J. CZJZEK's (1853, 1854). Es ist das Verdienst dieses Forschers, eine erste und z. T. sehr eingehende Schilderung der einzelnen Gesteinsvorkommen gegeben zu haben. Von ihm stammen auch die ältesten geologischen Kartenunterlagen über den altösterreichischen Anteil des Rosaliengebirges. Die ungarische Seite wurde von K. HOFFMANN und Mitarbeitern untersucht (1874—1877). Ihre Ergebnisse wurden mit Verwendung eigener Aufnahmen von L. ROTH v. TELEGD in einer Karte 1 : 75.000 dargestellt (1891).

Aus dieser Zeit finden wir Aufnahmsberichte von M. VACEK über geologische Kartierungen im Wechselgebiet (1889) und Rosaliengebirge (1891). G. STARKL berichtet 1883 über die Leukophyllitvorkommen des Rosaliengebirges und der Aspanger Gegend.

1911 widmet S. RICHARZ der Umgebung von Aspang eine petrographische Studie und befaßt sich dabei eingehend mit gesteinsgenetischen Fragen.

Dagegen hatte H. MOHR vor allem die tektonische Auflösung des NE-Spornes der Zentralalpen sich zum Ziele gesetzt (1912).

Es war die Zeit des Ausbaues der Deckenlehre, und regionaltektonische Fragen standen im Mittelpunkt der Betrachtung.

L. KOBER (1926) befaßt sich in der „Geologie der Landschaft um Wien“ mit der großtektonischen Stellung des Rosalia-Wechselgebietes.

1930 wird die stärker metamorphe Sieggabener Deckscholle zum ersten Male in einem kurzen Bericht von L. WALDMANN erwähnt. Diese wird 1936 von F. KÜMEL eingehend beschrieben. Die Aufnahmen von F. KÜMEL für die geologische Karte Blatt Mattersburg—Deutschkreutz (1957 erschienen) wurden in den dreißiger Jahren durchgeführt.

H. WIESENER (1931, 1936) befaßt sich vor allem mit petrogenetischen Fragen im Zusammenhang mit den Gesteinen von Schäßern—Kirchschlag. WIESENER kommt dabei zu Ergebnissen, die von denen KÜMEL's abweichen. 1938 kartiert O. SCHMIDEGG das Bergbauggebiet von Pitten — eine noch unveröffentlichte Karte wird in dieser Arbeit eingebaut.

In jüngster Zeit wurde unser Gebiet von A. TOLLMANN (1959) in regionaltektonische Betrachtungen mit einbezogen.

I. Die Gesteine

Für eine eingehende petrographische Bearbeitung bietet das nördliche Rosaliengebirge wenig Anreiz. Weite Flächen werden von einem Komplex eintöniger, phyllonitischer Glimmerschiefer aufgebaut. Erst weiter im Süden, im Bereiche Wiesen—Krie Riegel, wird die Geologie durch das Erscheinen der Grobgneise und durch eingelagerte Schollen von Semmeringmesozoikum abwechslungsreicher. Diese Vergesellschaftung von Glimmerschiefern und Granitgneis wurde von MOHR (1912 u. a. O.) als „Kernserie“ bezeichnet und entspricht der „Grogneisserie“ der steirischen Geologen. Als solche wurde sie in unserem Gebiete von KÜMEL (1936) eingehender beschrieben. Auch in den Erläuterungen zum Blatt Mattersburg—Deutschkreutz der geologischen Karte 1 : 50.000 findet man eine gute Beschreibung

dieser Serie. Für den Zweck der vorliegenden Arbeit genügt daher eine kurze Charakterisierung der angetroffenen Gesteine.

1. Die Glimmerschiefer: Es handelt sich um meist helle, silberig glänzende bis grünlichgraue, dünn-schieferige Gesteine. Muskovit ist bei weitem vorherrschender Glimmer. Der häufig anzutreffende, doch meist gering bleibende Chloritgehalt verleiht dem Gestein seinen meist grünlichen Farbton. Biotit ist makroskopisch überhaupt nicht wahrnehmbar und tritt auch im Schlibbild nicht stark hervor. Granat ist häufig zu beobachten. Er befindet sich jedoch immer in Umwandlung in Chlorit. Oft nehmen die Glimmerschiefer phyllitisches Aussehen an. Wie Chlorit-pseudomorphosen nach Granat zeigen, handelt es sich jedoch um Produkte rückschreitender Metamorphose, um Phyllonite im Sinne von SANDER. Vereinzelt finden sich in den Glimmerschiefern amphibolitische Lagen oder graphithältige Partien. Sie treten nur lokal auf und sind nicht weiter verfolgbar.

Neben dem Quarz, der oft in Zeilen angeordnet ist, kann man manchmal einen geringen Feldspatgehalt erkennen.

Diese oben beschriebenen, etwas phyllonitischen Glimmerschiefer stellen schlechthin den Normaltypus dar.

Weiter im S, im Hollerberggebiet, NE von Hochwolkersdorf, ist in den Glimmerschiefern, aber von ihnen nicht scharf abtrennbar, eine interessante Gesteinsvergesellschaftung beobachtbar. Auf diese Gesteine hat bereits KÜMEL 1936 hingewiesen. Es sind z. T. Granat führende Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit (2—3 mm Dm) und Erz (Magnetit-Ilmenit). In ihnen findet man häufig helle pegmatoide Lagen (bis 1 m mächtig) und amphibolitische Partien. Typisch für diese Serie sind auch helle Orthogneise mit ausgeprägtem Lineargefüge.

Die einzelnen Gesteine dieser Serie sind recht wechselhaft und absetzig, so daß sie in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände kartenmäßig nicht ausgeschieden werden konnten. Als Serie ist diese Gesteinsvergesellschaftung sehr typisch, sie wurde auf der Karte durch Übersignatur hervorgehoben. Diese Gesteine finden sich im innersten Auergraben, streichen durch den Deutschen Wald zum Hollerberg und von hier über P 647 in den Baumwaldgraben. Hier wurden sie nicht mehr weiter verfolgt, es ist aber anzunehmen, daß der Gesteinszug hier noch nicht zu Ende ist.

Da diese Serie, der wir vorläufig den Namen Hollerbergserie geben wollen (nach Hollerberg NE von Hochwolkersdorf), am Rande des von KÜMEL kartierten Bereiches liegt und in der Beschreibung nur kurz behandelt wurde, sollen einige typische Gesteine dieser Serie hier näher beschrieben werden:

a) Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Erz: Als Typ sei ein Gestein aus dem inneren Auergraben NNE vom Gemeinde Riegl (P 684) beschrieben: Schon makroskopisch fallen die weißen Plagioklasknoten (2—3 mm Dm) und die bis 5 mm Durchmesser erreichenden schwarzen Erzindividuen mit bunten Anlauffarben auf.

U. d. M. erweist sich der Plagioklas (0.6—2.4, max. 2.6 mm Dm) als Albit (3—5% An), er ist einfach- bzw. unverzwilngt. Einschlüsse von Erz, Granat, Chlorit, Quarz, Hellglimmer und Turmalin bilden ein meist verlegtes si. Quarz (0.1—0.3, max. 1 mm) undulös, bildet ein xenomorphes Pflaster. Muskovit (bis 0.6 mm) ist in Zügen ange-

ordnet und bildet die Fältelung bzw. die Scherflächen des Gesteins ab; er ist postkristallin verformt. Biotit (0.1—0.2, max. 0.3 mm) tritt sehr stark zurück (Pleochr.: gelblich-grünbraun). Der farblose bis blaßrötliche Granat (0.1—0.3 mm) zeigt rundliche Körner ohne ausgeprägte Kristallflächen. Chlorit (0.1—0.3 mm) mit schmutzigbräunlichen Interferenzfarben tritt mit Muskovit zusammen in Zügen auf. Er ist vielfach sekundär aus Biotit und Granat entstanden. Turmalin (Pleochr.: fast farblos-bläulichgrün) tritt in zahlreichen kleinen idiomorph-zonaren Kriställchen auf (0.04—0.1 mm Dm, max. 0.2 mm lang). Apatit (0.1—0.2 mm); Erz bildet Porphyroblasten bis 4.9 mm oder tritt in kleinen Flecken auf. Es ist magnetisch und zeigt schwarzen Strich. Es handelt sich um Magnetit-Ilmenit.

In anderen Schliffen zeigten sich z. T. höhere Anorthitgehalte der Albite (5—9% An). Im Druckschatten der Erzpartikelchen kam es öfter zur Ausbildung heterokinetischer Höfe. Titanit ist öfters mit Erz verwachsen.

Im Schliff eines Granatglimmerschiefers (Auergraben) fanden sich relik-tische Körner von Cordierit (0.25—0.4 mm), die sich in Umwandlung in Pennin befinden. Als Cordierit erwiesen sich die Körner durch Interferenzfarben von grau I, 2achsigen negativen opt. Charakter und den Achsenwinkel $2 V_x = 79^\circ$. Cordierit konnte auch in einem anderen Gestein aus dem Baumwaldgraben gefunden werden.

b) Amphibolitlage aus dem Auergraben NNE vom Gemeinde Riegel: Das mittelkörnige, grüne Gestein zeigt auf den Schichtflächen verfilzte Hornblendebüschel.

U. d. M.: Die Hornblende (fast farblos-blaßgrün, manchmal mit Blaustich) tritt faserig-büschelig auf und bildet linsige Anhäufungen (bis 5 mm Länge). Es zeigen sich idiomorphe Querschnitte. Der einschlußfreie Oligoklas (An-Gehalt war nicht näher bestimmbar), vielfach verzwilligt, bildet Individuen bis 0.2 mm, meist tritt er aber mit Quarz zusammen in einem feinen Pflaster von 0.02 mm auf. Quarz erreicht maximal 0.2 mm Durchmesser. Chlorit (grau-verwaschene Interferenzfarben, 0.4 mm) ist sekundär aus Hornblende entstanden. Titanit bildet Körnchenhaufen (bis zu 0.6 mm Länge). Klinozoisit (0.01—0.02, max. 0.06 mm) bildet in den hellen Partien ebenfalls Anhäufungen bis 0.3 mm Durchmesser. Biotit (lichtgelb-kastanienbraun) erreicht 0.3 mm Größe, er ist ziemlich selten. Erz.

c) Pegmatoide (Grobgneis-) Lage im Glimmerschiefer, Auergraben: Makroskopisch ein helles grobkörniges Gestein, das größere rundliche Feldspatkörner eng aneinander gelagert, von Glimmerhäuten umgeben, zeigt.

U. d. M.: Albit (im Mittel 3.9% An) tritt in xenomorphen, leistenähnlichen Individuen bis 4.55 mm auf. Er zeigt mikrokinähnliche Verzwilligung. Es ist nicht sichergestellt, ob dies die Folge von Gitterstörungen ist — es finden sich häufig gebogene Lamellen — oder ob es sich um Schachbrettalbit handelt. Kalifeldspat konnte nicht nachgewiesen werden. Der undulöse Quarz (0.06—0.3 mm) bildet ein verzahntes Pflaster. Myrmekitähnliche Verwachsungen von Quarz und Plagioklas. Biotit (fast farblos-gelbbraun) ist in Umwandlung in Muskovit und Chlorit begriffen; Blättchen (0.1—0.2, max. 0.4 mm). Der häufigere Muskovit (max. 0.65 mm, blaßgrünlich) bildet Züge von feinen Blättchen. Chlorit (0.2—0.4 mm), Titanit (0.08 mm), Apatit (0.1 mm), Erz.

d) Helle Orthogneislage aus dem Baumwaldgraben: Das Gestein zeigt schon makroskopisch eine überaus straffe Gefügeregelung; Quarz ist in Lagen angeordnet.

U. d. M.: Der Plagioklas ist Albit von im Mittel 8.8% An. Er bildet Großindividuen (0.38—2.3 mm), die kleinere Plagioklase einschließen. Gitterstörungen in Form felderweisen Auslöschens und gebogener Zwillingslamellen sind häufig zu beobachten. Anhäufungen von Plagioklas (0.15 mm) in der Grundmasse deuten auf Kornzerfall und anschließende Rekrystallisation. Eine Sonderung in plagioklas- und quarzreiche Lagen ist zu erkennen. Der undulöse Quarz (um 0.6, max. 1.9 mm) zeigt Lamellenform. Biotit (lichtgelb-grünlichbraun) ist straff in s eingeregelt (0.1—0.2, max. 0.39 mm). Muskovit

(um 0.3 mm) bildet feine Schmitzen. Epidot-Klinozoisit tritt in Körnchengruppen von 0.2 mm Durchmesser auf. Orthit, in winzigen Körnchen, bildet radioaktive Höfe in Biotit. Zirkon?

e) Ein ebenfalls straff geregelt, helles, aber feinkörniges Orthogestein aus dem Baumwaldgraben.

U. d. M.: Der hart gegitterte, xenomorphe Kalinatronfeldspat (0.2—0.6, max. 1.1 mm) zeigt Perthitspindeln in paralleler Anordnung. Einschlüsse von Plagioklas sind nicht selten. Der Plagioklas (0.1—0.3 mm) ist meist klein und tritt im Schliffbild nicht hervor. Es ist Albit (im Mittel 4% An). Der undulöse Quarz (max. 0.3 mm), in verzahnten Lamellen auftretend, bildet mit Plagioklas zusammen ein Pflaster von 0.1 bis 0.2 mm. Muskovit bildet feinen Flitter (0.1 mm), nur selten erreicht er Längen von 0.4 mm. Etwas Biotit (lichtgelb-kastanienbraun, max. 0.32 mm) ist meist in Umwandlung in Muskovit oder Chlorit begriffen; radioaktive Höfe um Zirkon. Chlorit (1—2 mm) recht selten. Granat (0.1—0.2 mm) ist xenomorph und bildet meist Kornaggregate. Erz. Die dunklen Minerale spielen keine große Rolle.

f) Sehr typisch für die Hollerbergserie sind helle Gneise mit grünen, parallel angeordneten Flecken (Breite 0.5, Länge 1.5—2.5 cm).

U. d. M. zeigt sich ein Quarz-Plagioklaspflaster mit Muskovitflitterlinsen. Der xenomorphe, polysynthetisch verwilligte Plagioklas tritt in einzelnen Großindividuen (1—2 mm) auf, er zeigt vielfach felderweise Auslöschung und randlichen Kornzerfall; meist tritt er aber pflasterbindend auf (0.1—0.3 mm). Der An-Gehalt beträgt im Mittel 4%. Quarz (0.13—0.65, selten 1.9 mm) bildet undulöse, verzahnte, linsige Individuen und ist meist in Lagen angeordnet. Muskovit tritt in linsigen Anhäufungen in Blättchen (0.18—0.6, max. 1.3 mm) und Flitter auf. Chlorit ist selten, er bildet kleine sphärolithische Aggregate in Flecken von 0.3 mm Durchmesser. Biotit (max. 0.3 mm) selten. Erz, Zirkon.

Die im Vergleich mit den übrigen Gesteinen des Gebietes etwas breitere Schilderung dieser Hollerbergserie ließe leicht die Bedeutung dieser Gesteinsserie überschätzen. Ein Blick auf die Karte zeigt jedoch die geringe Beteiligung am Gesteinsaufbau des Gebietes. Eine selbständige Bedeutung kommt der Hollerbergserie nicht zu. Sie gehört zum Komplex der etwas eintönigen, diaphoritischen Glimmerschiefer. Auch in ihr sind ja Glimmerschiefer bei weitem vorherrschend. Ihren eigenen Charakter erhält diese Serie jedoch durch das häufige Auftreten von Einlagerungen der oben beschriebenen Gesteine. Einerseits scheint die durchgreifende Wirkung der Diaphtorese in den Gebieten im N und W stärker gewesen zu sein. Andererseits ist im Bereiche der Hollerbergserie primär eine höhere Beteiligung von Amphiboliten und verschiedenen Gneisen anzunehmen. Manche dieser Gneise stehen genetisch wohl mit der Intrusion der Grobgneise in Zusammenhang [z. B. der unter c) beschriebene], andere wieder [f)] zeigen Selbständigkeit, für sie wird wohl wegen der überaus straffen Gefügeregelung höheres Alter anzunehmen sein. Die altersmäßige Stellung dieser Gesteine ist noch keineswegs geklärt.

Auch bezüglich der Metamorphose ist noch manche Frage offen. Sicher ist die Tatsache, daß sich die Wirkungen mehrerer Metamorphosen überlagern. Cordierit als seltenes Relikt deutet auf eine ältere hochtemperierte Metamorphose. Die häufig anzutreffenden Minerale Granat, Turmalin, Klinozoisit, Titanit gehören wohl einer metamorphen Prägung an (Albit-, Epidot-, Amphibolitfazies). Entweder noch zu dieser gehörig oder etwas jünger erfolgte die Sprossung der Albite, mit denen die Erzporphyroblasten wohl gleichzeitig gebildet wurden. Eine Phase kräftiger Durchbewegung unter Bedingungen der Grün-

schieferfazies führte zur Phyllonitisierung, zur rückschreitenden Metamorphose des Gebirges. Minerale wie Cordierit, Granat, Biotit wurden in Chlorit bzw. Muskovit umgewandelt.

Westlich von Hütten im Pittental, etwa 150 m S vom Taleingang in den Kunstgraben fand sich in den Glimmerschiefern eine 10—20 cm mächtige Lage mit Konglomeratstrukturen. Bei den eingestreuten Komponenten handelt es sich vor allem um Quarzgerölle bis zu 2 cm Durchmesser. Linsenartige Hellglimmeranhäufungen sind wohl ebenfalls als Konglomeratkomponenten zu deuten. Einzelne Plagioklaskörner, die schon makroskopisch zu beobachten sind, erweisen sich u. d. M. als gesproßt. Diese Konglomeratlage hat ebenso wie die umgebenden Glimmerschiefer die metamorphe Prägung unter den Bedingungen der Grünschieferfazies mitgemacht.

Bei den noch laufenden Untersuchungen fanden sich ähnliche Gesteine auch E des Pittentales, und zwar immer in den an Semmeringquarzit angrenzenden Glimmerschiefern. Es zeigen sich Beziehungen zu dem S von Hochwolkersdorf von KÜMEL entdeckten Grauwackenkonglomerat.

2. Amphibolit bis Grünschiefer: Das örtliche Auftreten von Amphibolitlagen in den Glimmerschiefern wurde bereits erwähnt, ebenso die Amphibolitlagen in der Hollerbergserie. An wenigen Stellen waren diese Gesteine kartenmäßig ausscheidbar: N von P 669 „im Hakbühel“; in einem Seitengraben W von Klängenfurth; im Leiding Bach-Tal und am Gaisrücken im Ofenbachgraben.

3. Graphitquarzit: Im Glimmerschiefergebiet zwischen Mehlbeerleiten und Krie Riegl konnten durch Rollstücke Vorkommen eines feingebänderten, schwarzen, sehr spröden Graphit-Quarzites festgestellt werden.

U. d. M. zeigen sich feine graphit- und muskovitreiche Lagen, die eine Knitterfaltung erfuhren; diese bewirkte den eigenartigen gezähnten Verlauf dieser Lagen. Das straffe s, ausgeprägt durch Quarzlamellen und Muskovitblättchen (0.04—0.09, max. 0.15 mm), schneidet die Knitterfalten durch. Scherflächen schneiden mit großem Winkel sowohl die Knitterfalten als auch die s-Flächen. Quarz (0.1—0.4, max. 0.8 mm lange Lamellen) ist Hauptgemengteil. Muskovit bildet feine Blättchenzüge bzw. feinen Flitter. Graphit staubförmig und als Schmitzen und feine Lagen (0.02—0.04, max. 0.2 mm dick). Chlorit selten und sehr feinblättrig. Erz; fragliche Körner von Klinozoisit.

4. Eisenschüssiger Dolomit: Sehr selten finden sich bis zu 1.5 m mächtige und nur wenige Meter im Streichen verfolgbare Einlagerungen eines eisenschüssigen Dolomites, im frischen Anbruch ist das Gestein weiß bis bläulichgrau. Solche Karbonatgesteinsvorkommen sind bekannt: aus dem inneren Graben SE von Eichenbichl ¹⁾, am Kammweg WNW vom Bihr Kogl (P 616) und im Süßenbrunngraben, SE von Frohsdorf.

Mit dem Semmeringmesozoikum sind diese Gesteine wohl nicht in Beziehung zu bringen, genetisch gehören sie eher der Glimmerschieferserie an.

5. Grobgneis: Diese weisen zwar keine so weite Verbreitung auf wie die Glimmerschiefer, sie sind aber maßgeblich am Aufbau des Gebirges beteiligt. Das Hauptverbreitungsgebiet in dem von uns bearbeiteten Bereich liegt im Gebiete Hochwolkersdorf—Markstein—Neustift—Krie

¹⁾ Die Kenntnis dieses Vorkommens verdanke ich Herrn G. RIEHL, stud. geol.

Riegl—Klingenfurth—Spritzen Bach (Schlattental). Aber auch außerhalb des bezeichneten Raumes finden sich immer wieder größere und kleinere Vorkommen von Grobgneis. Nur der eigentliche N-Sporn des Rosaliengebirges, N der Linie Wiesen—Krie Riegl, ist frei von Grobgneis.

Meist ist er als grobporphyrischer Zweiglimmergranitgneis ausgebildet. Oft erreichen die gut ausgebildeten Leisten von Kalifeldspat bis zu 3 cm Länge. Vielfach wurden sie bei der Durchbewegung zerbrochen bzw. zu Augen umgeformt. Seidig schimmernde Hellglimmerhäutchen umgeben die Augen. Die größeren Feldspatindividuen können auch fehlen, so daß ein gleichmäßig grobkörniges Gestein entsteht. Selten und nur lokal treten feinkörnige aplitische Typen auf.

Als Beispiel für ein grobporphyrisches Gestein sei hier der mikroskopische Befund eines Grobgneises aus dem Auergraben (Steinbruch N von den Auerhütten) wiedergegeben:

Es handelt sich um einen stark durchbewegten Granitgneis. Die 5·2 mm erreichenden Kalinatronfeldspate sind vielfach zerbrochen. An Scherflächen sind vielfach „Fremdeinschlüsse“, wie Quarz, Hellglimmer und Plagioklas eingewandert. Die flau bis deutlich gegitterten Mikrokline sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und führen etwas Perthitsubstanz in Form von Adern und Flecken. Plagioklas (0·9—1·6, max. 3·25 mm) ist reich an Mikrolithen und Einschlüssen von Hellglimmer, Biotit, Klinozoisit u. a. Der An-Gehalt schwankt zwischen 5 und 15%, im Mittel beträgt er 8%, es handelt sich also um Albit bis Oligoklasalbit. Die Plagioklase zeigen meist rundliche, unregelmäßige Formen und sind mehrfach verzwillingt. Quarz ist undulös und zeigt meist linsige bis lamellige Formen (1·9—2·6 mm), ist aber in Kornzerfall begriffen zu einer mittleren Korngröße von 0·25 mm; Biotit (hellgelb—kastanienbraun) zeigt häufig zerfressene Umrisse. Einzelne größere Individuen erreichen 1·63 mm, meist sind es jedoch feine Blättchen (0·1—0·4 mm), die mit Klinozoisit, Apatit, Titanit und Hellglimmer zusammen Blättchen- bzw. Korngruppen bilden. Klinozoisit, Zirkon, Titanit finden sich häufig als Einschlüsse im Biotit. Ebenfalls häufig ist der Muskovit, der vielfach aus dem Biotit entstanden ist. Meist sind es feine, farblose Blättchen bzw. Flitter (0·06 mm, max. 0·35 mm). Titanit (0·02—0·06 mm) tritt in Kornanhäufungen, „Insekteneiern“, besonders häufig mit Biotit zusammen auf. Apatit (0·04—0·2 mm). Epidot-Klinozoisit (0·04—0·12 mm) zeigt manchmal einen Kern von Orthit. Chlorit (0·06, selten 0·3 mm) ist sekundär aus Biotit entstanden. Es handelt sich um Pennin. Zirkon (0·4 mm), Erz.

6. Leukophyllit: Im Anschluß an die Besprechung der Grobgneise müssen auch diese weißschieferähnlichen Gesteine genannt werden. Sie waren bereits CZJZEK (1854) bekannt und wurden von ihm als „Talkschiefer“ bezeichnet.

Es handelt sich um fein- bis grobblättrige, oft flaserige Gesteine von weißer, manchmal leicht grünlicher Farbe, die bei ihrem Ausstreichen den Boden silbrig-weiß färben. Linsen oder Bändchen von Quarz sind häufig. Feldspat ist selten erhalten.

Diese Gesteine treten immer im Zusammenhang mit dem Grobgneis auf, und zwar an tektonisch besonders beanspruchten Zonen. Übergänge von Leukophyllit in stark gefaserten Grobgneis sind meist vorhanden. Es handelt sich um extreme Verschieferungsprodukte des Grobgneises. Stellenweise führte dieser Vorgang zur metamorphen Differentiation, zur Trennung der Quarzsubstanz von den Hellglimmermineralen. Dabei kam es zur Ausbildung von mehrere Meter mächtigen Lagen bzw. Linsen eines sehr reinen Quarzites. WNW von Hochwolkersdorf (bei den Gehöften Wedl und NE von Stagl) werden diese Quarzgesteine für Industriezwecke abgebaut.

7. Semmeringquarzit: Größere Verbreitung haben diese Gesteine besonders in der weiteren Umgebung von Scheiblingkirchen, bei Bromberg, am Haiden B., SE von Frohsdorf und bei Wiesen.

Es sind recht helle, weiß bis graue, manchmal etwas grünliche Gesteine, die infolge der starken tektonischen Beanspruchung ihre ursprüngliche Bankigkeit meist verloren haben, sie wurden in eine Brekzie umgewandelt und neigen sehr zu grusigem Zerfall. In manchen Partien sind weiße oder rötliche Quarzgeröllchen bis 1 cm Durchmesser zu beobachten. Die Schichtflächen zeigen häufig Häutchen von Serizit. Turmalinkristalle sind nicht selten. Manchmal ist ein gewisser Feldspatgehalt zu beobachten. Durch größeren Hellglimmergehalt entstehen Übergänge in Quarzitschiefer bzw. Serizitschiefer (Brunngraben SE von Frohsdorf, N von Weingarten und NW Außer Schildgraben).

Morphologisch treten die aus Quarzit aufgebauten Berge und Rippen meist recht markant hervor.

Die allgemeine Ansicht, daß die Quarzite permoskythisches Alter haben, wird geteilt. Zusätzliche Beobachtungen, die die Altersstellung betreffen, konnten nicht gemacht werden.

8. Karbonatgesteine des Semmeringmesozoikums: Weite Verbreitung haben diese Gesteine im Bereiche Scheiblingkirchen—Thernberg und in der weiteren Umgebung von Seebenstein—Pitten. Aber auch außerhalb dieser einheitlichen Verbreitungsgebiete findet man häufig größere und kleinere, meist schollenförmige Vorkommen von Semmeringmesozoikum.

Es sind massige bis plattige, graue bis bläuliche, selten dunkle, schwärzlichgraue Kalkgesteine. Sprünge und Risse sind vielfach durch weiße Kalzitadern ausgeheilt. Wie die Quarzite sind auch die Karbonatgesteine meist tektonisch stark beansprucht. An manchen Stellen (im Schlattental zwischen Scheiblingkirchen und Thernberg, an der Bahnstrecke W von Seebenstein) führte die tektonische Zertrümmerung zur Bildung gelber, löcherig-zelliger Rauh wacke. Eine Häufung der Rauh wacken in bestimmten stratigraphischen Niveaus konnte nicht festgestellt werden.

Mit den Kalken durch Übergänge verbunden, treten öfters Dolomitgesteine auf. Eine scharfe kartenmäßige Abtrennung war uns jedoch in dem schlecht aufgeschlossenen und tektonisch stark gestörten Gebiet nicht möglich. SCHMIDEGG konnte hingegen in den größeren Karbonatgesteinsarealen Dolomitzüge ausscheiden: so im Gebiet Sollgraben—Schildgraben, beim Schlitzenhof sowie an der orographisch rechten Talseite des Leiding-Tales bei „Kohlenstollen“ der Karte 1:25.000.

9. Tertiär: Da diese Arbeit vornehmlich die Klärung tektonischer Fragen beabsichtigt, wurden zwar die Tertiärgrenzen kartiert, eine Bearbeitung der tertiären Ablagerungen jedoch nicht durchgeführt.

Wenn auch stellenweise die ursprünglichen Transgressionskontakte erhalten geblieben sind, so wird im Bereiche Sauerbrunn—Forchtenau der Gebirgsrand gegen das Tertiärbecken doch vor allem durch Brüche gebildet. An der W-Abdachung des Rosaliengebirges scheinen ab dem Kloster Sonnleithen und besonders im Bereiche Frohsdorf—Schleinz—Walpersbach—Leiding die ursprünglichen Transgressionskontakte erhalten geblieben zu sein. Ein basales Braunkohlenflöz gab vielen-

orts Anlaß zu kleineren Schürfen (orogr. linke Seite des Leidingtales, Schauerleiten S von Schleinz). Das Hangende wird meist von Grobschottern bis Blockschichten gebildet. Solche Ablagerungen finden sich auch als isolierte Tertiärreste im Inneren des Gebirges: N von Bromberg, um den Haiden B. und im Bereiche Birnbauer—Pettenbauer.

II. Tektonik

Wie bereits oben beschrieben, wird der N-Sporn des Rosaliengebirges bis an die Linie Wiesen—Steinkopf—Eichbichl von einer Serie einförmiger, phyllonitischer Glimmerschiefer aufgebaut. Die Lage der Schichtflächen wechselt sehr stark und oft auf engstem Raume. Dagegen liegen die Verformungsachsen vorwiegend in der SW—NE-Richtung und geben so das Gebirgsstreichen an. Es herrscht ein im allgemeinen flach gewellter Bau. Die Glimmerschiefer tauchen gegen S seicht ab, und am W-Rand des Rosaliengebirges erscheinen die nördlichsten Vorkommen von Semmeringmesozoikum S vom Kloster Sonnleithen und um Eichbichl, an der E-Abdachung des Gebirges im Bereiche von Wiesen.

N von Wiesen auf der Beerenleiten (ENE von P 466) finden sich zwei kleine Schollen von Semmeringkalk, die eindeutig von Glimmerschiefer unterteuft werden. Dieselben Lagerungsverhältnisse zeigen die Semmeringquarzitvorkommen um Wiesen. Das größte von diesen baut den Kogl B. (P 527), eine markante Höhe, WSW von Wiesen auf. Eine Quarzit-Kalkscholle südwestlich der Ortschaft wurde in Steinbrüchen abgebaut (N von P 428). Im südwestlichen Ortsbereich ist die Unterlagerung der Quarzitschollen durch die Glimmerschiefer eindeutig nachweisbar. Eine winzige Kalkscholle, von Grobgnais umgeben, findet sich am orographisch rechten Hang, am SW-Ortsende von Wiesen.

Drei mittelgroße Kalk-Dolomitschollen stecken N von Neustift, im Bereiche des Hochberg Baches, in den Glimmerschiefern. Die östlichste dieser Schollen ist durch große Steinbrüche aufgeschlossen. Im tektonisch Hangenden folgt im Ortsbereich von Neustift der östlichste Lappen der Grobgnaisdecke. Weiter im S kommen in der Umgebung von Forchtenau wieder die liegenden Glimmerschiefer zum Vorschein und mit diesen eine Reihe kleinerer Kalkschollen. Eine mächtige Kalklamelle baut den Schloßfelsen von Forchtenstein auf, quert das Tal und endet 900 m südlich des Schlosses.

Die Schollen von Semmeringmesozoikum des Bereiches Wiesen—Forchtenau lassen auf den ersten Blick keine regelmäßige Anordnung erkennen. In den Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt Mattersburg—Deutsch-Kreutz (1957, p 24) wird daher angenommen, daß es sich „vielmehr um ein Neben- und Übereinander von Schuppen“ handelt, „deren Verbindung zu größeren tektonischen Einheiten müßig ist. Dieser Grad der Lagerungsordnung setzt sich außerhalb des Kartenblattes nach Westen bis auf die andere Seite des Rosaliengebirges fort“.

Dagegen konnte durch unsere Aufnahme gezeigt werden, daß der vom Semmering durch das Haßbachtal nach Seebenstein—Pitten fortsetzende Zug von Semmeringmesozoikum sich nach E zu in eine Schollenkette auflöst. Die einzelnen Vorkommen von Semmering-

kalk und -quarzit treten sehr wohl an einem bestimmten tektonischen Horizont auf. Es scheint sich um einen Reibungsteppich zu handeln, der gegen S seicht unter die Grobgneisdecke abtaucht. Im Bereich Wiesen—Forchtenau liegt dieser Reibungsteppich jedoch sehr flach. Im S bzw. SE des Grobgneislappens von Neustift kommen die liegenden Glimmerschiefer und Kalkschollen wieder zum Vorschein. Dieses flache Ausstreichen, die fast horizontale Lage des Reibungsteppichs führte hier zu der weiten Verbreitung der Kalk- und Quarzitschollen und ihrer anscheinend regellosen Anordnung.

Eine kleinere Kalkscholle NE vom Krie Riegl (P 684) vermittelt von den Kalkvorkommen des Hochberg Baches (N von Neustift) zu dem großen Vorkommen des Steinkopf-Bauernwaldgebietes (Schergen-graben). In dem letztgenannten Gebiete wird eine kompliziert geformte Kalkscholle im N von Glimmerschiefer unterteuft, sie selbst taucht nach S ab und wird hier von den Glimmerschiefern des Hahne B. (P 629) überlagert.

Nordwestlich von der zuletzt beschriebenen Kalkscholle vermitteln einige winzige Kalk- und Quarzitschollen zu dem großen Vorkommen von Semmeringquarzit SE von Frohsdorf. Einige kleine, jetzt aufgelassene Steinbrüche sind im Quarzit des Süßenbrunngrabens angelegt.

Nördlich dieses Quarzitvorkommens folgen zwei Schollen von Semmeringkalk: eine S von Eichbichl, die andere im nördlichen Ortsbereich. Das nördlichste von uns angetroffene Vorkommen von Semmeringmesozoikum ist an der Straße S vom Kloster Sonnleithen abgeschlossen.

Aus der Art ihres Auftretens kann geschlossen werden, daß sich die Schollen von Semmeringmesozoikum gegen W zu enger zusammenschließen. Sie bilden hier einheitlichere Gesteinszüge, die jedoch durch das tief in den Gebirgskörper eingreifende Tertiär vielenorts unterbrochen sind.

Das N von Schleinze gelegene Vorkommen von Kalk-Dolomit taucht nach N hin mit einem alten Karstrelief unter das Tertiär ab. Die Lösungstaschen sind von tertiären Schottern erfüllt.

Im W taucht dieser Kalkzug an der orographisch rechten Seite des Klängenfurther Tales wieder unter dem Tertiär hervor und setzt über P 442 ins Leidingtal fort. In dem zwischen diesen beiden Tälern gelegenen Gebiet treten N vom Gai Riegl (P 553) einzelne Vorkommen von Kalk und Quarzit auf. Es finden sich Anzeichen einer verkehrten Serie (Leidingtal); überlagert werden diese Vorkommen von Glimmerschiefer bzw. Grobgneis.

W vom Leiding Bach taucht eine ganze Reihe von Kalk- und Quarzitvorkommen inselartig aus dem Tertiär hervor: die Quarzite des Leiding Kogl (P 519), des Brunn Waldes und N von P 434; Kalke im Leidingtal und E von Leiding.

Die Kalk-Quarzitschollen von Luftleitenfeld liegen im Glimmerschiefer.

N und NW von Leiding endet die Tertiärbedeckung und es schließt im W ein einheitliches Kalk-Dolomitgebiet an. Ihm gehören an: die Berge E und W von Pitten, Weisjackel (P 573), Schloß B. (P 613), Türkensturz (P 587). Diese Kalkmasse setzt SW von Seebenstein auf die

westliche Seite des Pittentales über. Nach der vorhandenen Literatur setzt diese Muldenzone in einem geschlossenen Kalk- bzw. Quarzitzug von Seebenstein über Haßbach ins Semmeringgebiet fort.

Im N überlagern die Kalke die Glimmerschiefer des Kristallinsporns, N von Pitten.

Im S sind die Lagerungsverhältnisse wesentlich komplizierter. Von Leiding bis Schildgraben geht die Überlagerung der Kalke durch die Glimmerschiefer aus der Karte SCHMIDEGG's klar hervor. Im Bereiche Schildgraben—Weingarten fallen jedoch die Grobgnese und Glimmerschiefer nach N unter Quarzit bzw. Dolomit ein. Auch im äußeren Sollgraben, S vom Türkensturz, fallen die Glimmerschiefer nach N unter Dolomit und Kalk ein.

600 m N von P 507, Weingarten, lagert ein Glimmerschieferlappen den Kalken auf. Ihm entspricht SE von Schildergraben eine nach unten gerichtete Ausstülpung der hangenden Glimmerschiefer. Die ausgedünnten Dolomite ziehen unter dieser nach S durch und verbreitern sich bei P 553.

Im Seebensteiner Hochwald spaltet sich von der hangenden Glimmerschiefermasse eine N fallende Lamelle von Semmeringquarzit ab, diese quert den Schildgraben und steht im obersten Sollgraben mit einem Glimmerschieferlappen in Verbindung, der von oben in die Kalke und Dolomite einspießt. Knapp S von P 610, NE vom Türkensturz, konnte bei einer Exkursion ein neuer, jedoch sehr kleiner Span von Glimmerschiefer aufgefunden werden.

Wie sind nun diese anscheinend recht gegensätzlichen Beobachtungen zu verstehen? Bereits MOHR (1912) sah in dem Arzbergkristallin (nach Arzberg NE von Scheiblingkirchen) einen Ast der „Eseldecke“, der die Kalke und Dolomite einer tieferen tektonischen Einheit überlagert. Durch die neuen Untersuchungen konnte die MOHR'sche Ansicht bestätigt werden: Die Glimmerschiefer und Grobgnese gehören Stirnteilen einer hier weiter im SE zurückgebliebenen Grobgnesecke an. Durch die starke Zerlappung dieser höheren tektonischen Einheit kam es vielfach zur Verfingerung mit den liegenden Gesteinen des Semmeringmesozoikums und lokal zur Unterteufung derselben (siehe Profile I—3, Tafel 30).

Auch weiter im N finden sich immer wieder Späne oder Stirnlappen der Grobgnesecke: So N von Leiding eine Grobgneseckescholle. Eine mächtige Lamelle von Grobgnese zieht von „Hemmersbergen“ im Leidingtal zum Harat Wald im Klingenfurther Tal. N davon in der Gegend von Walpersbach finden sich weitere Vorkommen. Derselben Digitation scheinen die Glimmerschiefer-Grobgneseispäne SE und SW von Pitten anzugehören. Vermutlich haben auch die Kristallinschollen im Kalk, N von Schleinz, ähnliche tektonische Position.

Nicht selten finden sich Anzeichen, die auf eine verkehrte Serie im Semmeringmesozoikum hinweisen. Die permoskythischen Quarzitschollen werden oft von triadischem Kalk oder Dolomit unterlagert. An Beispielen sind zu nennen: S vom Harat Wald im „Klingenfurther Tal“; NE vom „Kohlenstollen“ im Leidingtal, orographisch rechte Seite; ESE von Schildgraben und im Seebensteiner Hochwald. Im Gebiet Leiding

Kogl—Brunn W. verhüllt das Tertiär die Kontakte Kalk—Quarzit, doch dürfte auch hier der Quarzit überlagern.

Über der Muldenzone, die durch Züge bzw. Schollen von Semmeringmesozoikum markiert ist, folgte im Rosaliengebirge Glimmerschiefer und darüber erst die mächtige Masse der Grobgnese.

N von Forchtenau erreicht sie in einem schmalen Lappen den Tertiär-rand. Im Bereiche von Neustift verbreitert sie sich und baut S vom Krie Riegl bis in die Gegend des Hollerberges den gesamten Hauptkamm auf.

Nach E bzw. SE hebt die Grobgnese i. e. S. aus. Lappen von Grobgnese sitzen den Glimmerschiefern im Gebiete des Schwarzkogels (P 657) auf und bei P 672, E davon. Im östlichen und südwestlichen Bereich von Forchtenau finden sich ebenfalls Späne von Grobgnese in den Glimmerschiefern. Die Gesteine der Hollerbergserie und die Glimmerschiefer des Gemeinde Riegl, NNE von Hochwolkersdorf, tauchen ebenfalls unter die Grobgnese ein.

Auch im N, im Bereiche Neustift—Krie Riegl, hebt der Grobgnese über den Glimmerschiefern und Kalkschollen aus. Eine isolierte Lamelle von Grobgnese, z. T. unterbrochen, folgt dem Tertiärrand S von Wiesen. Die eigenartige N—S-Erstreckung dieser Vorkommen, bei NE-streichenden B-Achsen, legt die Deutung nahe, daß die früher weiter nach N reichende Grobgnese durch die jungen bruch- bzw. flexurartigen Absenkungsvorgänge am Tertiärrand in tiefere Lage gebracht wurde und so Teile derselben von der Erosion verschont blieben.

Im Bereiche Krie Riegl—Mehlbeerleiten—Schauerleiten ist die Überlagerung der Glimmerschiefer durch die Grobgnese besonders klar nachzuweisen.

Bei Mehlbeerleiten hat der aus dem Heuberggraben kommende Bach sein Bett bis in die basalen Glimmerschiefer eingeschnitten und brachte so die Abtrennung eines flach gegen N eintauchenden Stirnlappens von Grobgnese von der eigentlichen Grobgnese im S. Dieser abgespaltene Grobgnese-lappen erstreckt sich von der Mehlbeerleiten über die „Talkschlemmerei“ bis in die W-Hänge des Ofenbachgrabens, wo er vom Tertiär der Schauerleiten überlagert wird.

Ein kleines Grobgnesevorkommen taucht im Schauergraben, S vom Kohlenstollen, unter dem Tertiär hervor und vermittelt so zwischen dem Grobgnese-lappen der Mehlbeerleiten und dem Grobgnesezug, der aus dem Klingenfurther Tal in das Leidingtal zieht. N von Leiding findet sich ein Grobgnesevorkommen von Tertiär umgeben.

Im SW ist an die genannten Vorkommen wohl die Grobgnese-lamelle anzuschließen, die aus dem innersten Teil des Leidinggrabens über Reitersberg bis ins Pittental, N von Scheiblingkirchen, streicht. Dieser Gesteinszug übersetzt das Pittental nicht. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß dieser Grobgnese-lappen samt den umgebenden Glimmerschiefern als Stirnteil der Grobgnese-lamelle im weiteren Sinne ¹⁾ gedeutet wird.

¹⁾ Gemeint ist die höhere tektonische Einheit im Hangenden der Semmeringgesteine; sie setzt sich zusammen aus den basalen Glimmerschiefern und der dekenartig auflagernden Grobgnese-lamelle (Grobgnese i. e. S.).

Auch weiter im N findet sich eine Reihe von Grobgnaisvorkommen, so SW und S von Pitten, S von Walpersbach, N von Schleinze und am Gaisrücken. Diese Vorkommen gehören einer Digitation der Grobgnaisdecke an. Im Bereiche Gaisrücken—Mehlbeerleiten nähert sich diese nördliche Schollenkette der südlicheren vom Arzberg gegen NE ziehenden und der eigentlichen Grobgnaisdecke (i. e. S.). Hier ergibt sich der Zusammenhang der genannten Stirnlappen mit der Grobgnaisdecke.

Diese zieht von der Schauerleiten über den Bines Wald (P 500) nach Klängenfurth. Von hier an zeigt die Grobgnaismasse die Tendenz, gegen W auszuheben, so daß sie hier weit nach S zurückweicht. W von Hochwolkersdorf, im Bereiche Stagl—Spritzengraben zeigt die Grenze gegen die liegenden Glimmerschiefer einen stark zerlappten und komplizierten Verlauf. Die Grobgnais erreichen 220 m NW von der Einmündung des Spritzengrabens in das Schlattental dessen Talboden. 400 m S davon queren sie das Schlattental, und die N-Grenze der Grobgnaisdecke streicht in südwestlicher Richtung weiter. Gegen NW heben die Grobgnais aus. Eine Reihe winziger Grobgnaisvorkommen findet sich zwischen Klängenfurth und dem Knie des Schlattentales. Es handelt sich dabei vermutlich um abgespaltene Späne der Grobgnaismasse.

Ein überaus wichtiges tektonisches Element wurde bisher noch nicht erwähnt, nämlich das bedeutende Vorkommen von Semmeringkalk und -quarzit um Scheiblingkirchen, im unteren Schlattental und im Pittental, S von Scheiblingkirchen.

Die ältere Geologie (CZJZEK 1854, VACEK 1889) sah hier muldenförmig in die Glimmerschiefer eingesenkte Vorkommen von Kalk und Quarzit. MOHR sprach 1912 zum ersten Male vom „Scheiblingkirchener Fenster“. Nach MOHR taucht im Raume von Scheiblingkirchen eine tiefere tektonische Einheit, die „Buchdecke“, fensterförmig unter der überlagernden Eselsdecke auf. 1939 nimmt SCHMIDEGG für das Semmeringmesozoikum von Scheiblingkirchen Muldenbau an. 1959 spricht TOLLMANN wieder von einem „Scheiblingkirchener Fenster“, in dessen Kern penninische Schiefer auftauchen sollen.

Dieser kurze Rückblick zeigt bereits das Problem dieses Raumes: Sind die Semmeringgesteine der Umgebung von Scheiblingkirchen muldenförmig in die umgebenden kristallinen Gesteine eingesenkt oder tauchen sie fensterförmig unter diesen hervor? Auf Grund der bereits vorliegenden älteren und von uns 1960 durchgeführten Untersuchungen kann man diese Frage nur in letzterem Sinne beantworten.

Der Buchberg SSE von Scheiblingkirchen wird von Semmeringkalk aufgebaut. Diese Kalkmasse übersetzt nach N das untere Schlattental, so daß bis 1-5 km W von Bromberg beide Talhänge aus Kalk bestehen. Von Scheiblingkirchen bis Bromberg fallen die Kalke nach N unter Quarzit bzw. Glimmerschiefer ein. Am Romuskropf, NE von Scheiblingkirchen, schiebt sich zwischen die Kalke und die Glimmerschiefer eine steil nach N einfallende Quarzitlamelle. NW von Inner Schildgraben keilt dieser Quarzitzug aus und die Kalke, vielfach zu Rauh-wacken tektonisiert, fallen direkt unter die Glimmerschiefer ein. Im Gebiet N von Thernberg setzt der Quarzit in einer dünnen Lamelle wieder

ein, W von Bromberg wird diese etwas mächtiger. N und NE von Bromberg löst sich dieser Quarzitzug in eine Reihe mächtiger Schollen auf, die von Glimmerschiefern eingehüllt werden. Nach einer schmalen Unterbrechung durch auflagernde Glimmerschiefer erscheinen in der weiteren Umgebung des Haiden Berges (P 647) erneut Quarzitschollen von beachtlicher Mächtigkeit. Es findet sich hier auch wieder ein größeres Vorkommen von Kalk. Aus der Karte von SCHMIDEGG ist zu erkennen, daß die Kalke die tektonisch tiefste Position innehaben. Sie werden von den Quarzitschollen überlagert, die häufig an der Grenze Kalk—Glimmerschiefer anzutreffen sind.

Der Kalk-Quarzitzug setzt nach NE nicht weiter fort. Er taucht unter die Glimmerschiefer des Gai Riegl (P 553) ab. Die Vorkommen von Semmeringmesozoikum um die Kohlenstollen im Leidingtal werden ebenfalls von Glimmerschiefer überlagert, zeigen ebenfalls verkehrte Lagerung, Quarzit im Hangenden der Kalke, und sie sind als die Fortsetzung des Haiden Berg-Zuges aufzufassen.

S von Bromberg erscheint eine weitere Scholle von Semmeringquarzit, von Glimmerschiefer überlagert. Im Liegenden des Quarzits erscheinen, am Schlatten Bach aufgeschlossen, noch Rauhwacken.

Der Stock des Hochwacht Berges (P 726), SE von Thernberg, wird aus Kalk aufgebaut.

An seiner SE- und E-Flanke hat es den Anschein, als ob die Glimmerschiefer unter die Kalke einfallen würden. Dies stünde im Gegensatz zu den Lagerungsverhältnissen, wie sie entlang des gesamten übrigen Fensters zu beobachten sind. Es erscheint uns daher wahrscheinlicher, daß es hier lokal während einer späteren Bewegungsphase zu einer Anpressung der Glimmerschiefer an die Kalke und zu einer Verstellung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse gekommen ist.

SW vom Hochwacht Berg schiebt sich wieder eine Lamelle von Quarzit zwischen Kalk und Glimmerschiefer. Nach kurzer Unterbrechung schließt am Eichberg, 2 km S von Thernberg, ein größerer Quarzitkörper an. Die Kalke des Gsoll B. (P 788) tauchen nach SE unter den Quarzit ab, dieser fällt seinerseits steil unter die Glimmerschiefer ein.

Die Kalke ziehen vom Gsoll B. über die Windhöh, den Bernegger Wald und erreichen das Pittental in der Gegend von Hütten. Im Hangenden dieses Kalkzuges folgen Linsen von Quarzit um P 716 der Windhöh und P 672 des Bernegger Waldes. Trotz stellenweise sehr steiler Lagerung sprechen die gemessenen Fallwerte doch eindeutig für SE-Fallen, also für ein Abtauchen unter die Glimmerschiefer.

Westlich des Pittentales wurde der untere Kunst Graben (W von Hütten) begangen. Es herrscht hier SSE- bis S-Fallen: Es überlagern so die Glimmerschiefer die geringmächtigen Quarzitkörper und diese ihrerseits die Kalke des Kulm Riegl (P 757). Das Gebiet W vom Kulm Riegl wurde von uns nicht begangen, doch zeigen sämtliche älteren Aufnahmen, daß die Kalke und Quarzite nicht gegen W weiter ziehen. Dies zeigt auch die geologische Übersichtskarte der Republik Österreich (1:500.000). Die Kette von Quarzitvorkommen, die den Rand des

Scheiblingkirchener Fensters markiert, schwenkt vielmehr W vom Kulm Riegl nach N um und verbindet sich bei Scheiblingkirchen mit dem bereits besprochenen Quarzitzug des Romuskropf. Der Abschnitt NW vom Kulm Riegl bis Scheiblingkirchen ist uns von eigenen Begehungen her bekannt.

Im Graben N vom Kulm Riegl tauchen die Kalke mit einigen geringmächtigen Quarzitvorkommen im Hangenden in nordwestlicher Richtung unter die Glimmerschiefer ab. N davon werden die Kalke im W direkt von den Glimmerschiefern überlagert. Erst im äußeren Haßbachtal taucht wieder eine Reihe von Quarzitvorkommen auf, die z. T. in Steinbrüchen abgebaut wurden. In dem großen Bruch, W von Scheiblingkirchen, ist die Überlagerung der Kalke durch die Quarzite klar erkennbar. Das Abtauchen der Quarzite gegen W bzw. NW unter die Glimmerschiefer ist im gesamten Raume W von Scheiblingkirchen nachweisbar.

Aus den angeführten Beobachtungen geht hervor, daß der Annahme eines „Scheiblingkirchener Fensters“ viel mehr Beweiskraft zukommt als der Deutung als Mulde. Wie die Lagerungsverhältnisse zeigen, befinden sich die Semmeringgesteine des Fensterinhaltes in verkehrter Folge, nämlich im Hangenden permoskytischer Quarzit, darunter die triadischen Kalke und Dolomite.

Im Kern des Fensters tauchen unter den Kalken Glimmerschiefer hervor. Diese sind hauptsächlich auf das Gebiet E der Pitten beschränkt. Nur bei der Pulverstampfe überschreiten sie etwas das Tal. Von der Umgebung von Petersbaumgarten, N von Hütten, bilden sie die gegen W abfallenden Hänge des Pittentales bis in die Gegend, wo Bahn und Straße auf die orographisch linke Seite des Pittenbaches übersetzen (S von Scheiblingkirchen). Über den Kamm Buchberg—Windhöh streichen die Glimmerschiefer in nordöstlicher Richtung in den Ofenbachgraben (S von Inner Schildgraben!). Im N tauchen die Glimmerschiefer unter die Kalke des Buchberges (P 679), im S unter diejenigen des Bernegger Waldes, der Windhöh (P 675) und des Gsoll B. (P 788) und im E unter die Kalke des Thernberger Riegl (P 686). Eine Reihe von Deckschollen bzw. Keile von Kalk sitzen im Ofenbachgraben den Glimmerschiefern auf oder stecken in ihnen.

In dem östlichen Parallelgraben, der von Thernberg nach SSE führt, tauchen die Glimmerschiefer in der Hofau ein letztes Mal fensterartig unter den umgebenden Kalken hervor.

Die Scheiblingkirchner Kalkmasse wird an ihrem Außenrande gegen die Glimmerschiefer von einem zwar stellenweise unterbrochenen, jedoch um die gesamte Kalkmasse herumlaufenden Kranz von Semmeringquarzitvorkommen umgeben. Wollte man an der Auffassung als Mulde (SCHMDEGG 1939) festhalten, so hätte man auch an der Grenze gegen die liegenden Glimmerschiefer Quarzitschollen zu erwarten. Es ließ sich jedoch im Liegenden der Kalke und Dolomite keine einziges Quarzitvorkommen feststellen. Dies stellt ein weiteres Argument dafür dar, daß es sich in Scheiblingkirchen um ein Fenster handelt und die Semmeringgesteine in verkehrter Schichtfolge auftreten.

Die unter den Kalken auftauchenden Glimmerschiefer entsprechen ganz dem Typ der etwas phyllonitischen Glimmerschiefer, wie wir sie überall in dem besprochenen Gebiete finden können. Es besteht also keine Veranlassung, diese Gesteine von ihrer Umgebung abzutrennen und sie einer gänzlich fremden tektonischen Einheit, nämlich dem Penninikum, zuzuweisen (TOLLMANN 1959). Nicht nur unter Berücksichtigung petrographischer Gesichtspunkte, sondern auch aus tektonischen Erwägungen gelangt man zu dem Ergebnis, daß der einförmige Glimmerschieferkomplex, der den N-Sporn des Rosaliengebirges und die tektonische Unterlage der Muldenzone von Semmeringmesozoikum bildet, SE von Scheiblingkirchen unter diesem und dem umgebenden Rahmen der Grobgnéisdecke i. w. S. fensterförmig auftaucht.

Alle in dem untersuchten Gebiet angetroffenen Gesteine gehören dem Unterostalpin an. Zwei tektonische Einheiten lassen sich klar unterscheiden: Eine tiefere, fast ausschließlich aus Glimmerschiefer bestehende und eine höhere, die sich aus Grobgnéis, Glimmerschiefer und den Gesteinen der Hollerbergserie aufbaut. Die Trennung der beiden Einheiten erfolgt durch eine im Pittental breite Zone von Semmeringmesozoikum, die sich gegen E in einen Reibungsteppich auflöst; die einzelnen Schollen markieren jedoch einen bestimmten tektonischen Horizont. Wiederholt fanden sich Anzeichen dafür, daß sich die Semmeringgesteine in verkehrter Lagerung befinden.

Der tieferen Glimmerschiefer-Einheit gehören an: Der N-Sporn des Rosaliengebirges N bzw. im Liegenden der Semmeringgesteine, das Glimmerschiefergebiet S bzw. SE von Forchtenau, der Kristallinsporn N von Pitten und die Glimmerschiefer im Kern des Scheiblingkirchener Fensters. Die Glimmerschiefer zeigen einen flachgewellten Bau nach NE—SW streichenden Verformungsachsen.

Diese Einheit trägt über sich die trennende Zone bzw. den Reibungsteppich von Semmeringmesozoikum. Im Rosaliengebirge taucht dieser tektonisch bedeutsame Horizont sanft nach S ab.

Es folgt darüber die Grobgnéisdecke i. w. S. Ihr gehören an die basalen Glimmerschiefer, die im W im Gebiete des Schlatten- und Pittentales weite Verbreitung haben und die Glimmerschiefer und Gesteine der Hollerbergserie, NE von Hochwolkersdorf. Namengebend für diese tektonische Einheit ist die deckenartig darüber folgende Grobgnéismasse.

Diese verhältnismäßig „ruhige“ Aufeinanderfolge der tektonischen Einheiten, wie sie im Rosaliengebirge zu beobachten ist, verliert sich nach W gegen das Pittental zu. Es mehren sich hier Anzeichen einer intensiven Stirntektonik: Grobgnéislappen und -späne, von Glimmerschiefern umhüllt, und Glimmerschieferfetzen spießen von oben her in das Semmeringmesozoikum ein. Vorkommen von Semmeringquarzit sind oft an diese Schubspäne gebunden, ein Hinweis auf in verse Lagerung im Semmeringmesozoikum. Der im W kompliziertere Bau beginnt im Gebiet Mehlberleiten—Gaisrücken, wo sich zwei Äste der Grobgnéisdecke (i. w. S.) abspalten: Die nördliche Digitation verläuft in westlicher Richtung bis in das Gebiet SW von Pitten. Der südliche, viel bedeutendere Stirnlappen, aus Glimmerschiefer bestehend mit einem Kern aus Grobgnéis, erreicht im Gebiet

Arzberg—Ob. Gleisenfeld, N von Scheiblingkirchen, das Pittental und übersetzt dieses, jedoch ohne Grobgnais. Durch diesen Ast der Grobgnaisdecke (i. w. S.) wird das Mesozoikum des Scheiblingkirchener Fensters von der Pitten—Seebensteiner Kalk-Dolomitmasse abgetrennt. MOHR (1912) hat die Tektonik dieses Raumes klar erfaßt, wenn er schreibt: „So vermuten wir hier ein recht seichtes Schweben des Arzberg Krystallinums über dem Permomesozoikum von Scheiblingkirchen, welches unter diesem schmälern Ast der Eselsdecke nordwärts durchtaucht.“ MOHR bezeichnete die tiefere Einheit, die im Scheiblingkirchener Fenster zutage tritt, als Buchdecke, die höhere Einheit, die unserer Grobgnaisdecke i. w. S. entspricht, als Eselsdecke.

Aus der Entfernung des nördlichsten Stirnlappens der Grobgnaisdecke (i. w. S.), gemessen senkrecht zum Verlaufe der B-Achsen, bis zum endgültigen Abtauchen der Semmeringgesteine am SE-Rand des Scheiblingkirchener Fensters ergibt sich ein Mindestüberschiebungsbetrag von 8 km.

Die bisher betrachteten Erscheinungen sind als das Ergebnis des Horizontaltransportes und der anschließenden Stirntektonik im Zuge der alpidischen Deckenüberschiebungen im Unterostalpin zu betrachten.

Als weiteres tektonisches Element kommt dazu eine Verbiegung des bereits geschaffenen Baues. Es kommt zur Ausbildung von Depressions- und Kulminationszonen, die N—S bis NNE—SSW, also quer zu den NE—SW streichenden Achsen des bereits vorliegenden Baues, verlaufen.

Der Bereich Pitten—Seebenstein—Scheiblingkirchen—Hütten entspricht einer Aufwölbungszone. Ihr verdankt das Scheiblingkirchener Fenster seine Entstehung. Die die oberen Teile der Grobgnaisdecke aufbauende Grobgnaismasse ist weit nach S zurückgewichen. Von der Kulminationslinie Seebenstein—Buchberg (P 623, SE Scheiblingkirchen) erfolgt sowohl nach W als auch nach E zu ein sanftes Abtauchen.

Im E schließt ein Depressionstrog an, der sich von Eichbühl—Frohsdorf über Klingenfurth bis zum Knie des Schlattentales erstreckt. Diese Linie entspricht dem verlängerten westlichen Kristallinrand des Rosaliengebirges. Diese Depressionszone erklärt das weite Vorspringen der Semmeringgesteinszone nach N. Diesem N vergentem Bogen paßt sich auch der Grobgnaislappen an, der z. T. unterbrochen, von der Mehlbeerleiten zum Kerschbauer Riegl und dann weiter zum Arzberg zieht. Das endgültige Untertauchen des Scheiblingkirchener Fensters am Haiden B. (P 647) und das eigenartige Vordringen der Grobgnaismasse nach N im Raume Schlattentalknie—Klingenfurth finden so ebenfalls ihre Erklärung. Für die altersmäßige Einordnung dieser tektonischen Vorgänge ist es bedeutsam, daß die besprochene Depressionszone zusammenfällt mit dem tiefen Eingreifen der Tertiärbucht von Walpersbach—Schleinz und daß im Bereich dieser Zone eine Reihe von Tertiärvorkommen im Kristallin selbst eingesenkt ist. Der Oberlauf des Schlatten Baches folgt ebenfalls dieser bedeutsamen Linie, nach Verlassen derselben im Raume E von Bromberg biegt der Bach fast rechtwinklig nach W ab und folgt nun dem Streichen der Gesteine.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß es sich hier um Verbiegungen und Verbeulungen, die im Tertiär, vermutlich im Jungtertiär, angelegt wurden, handelt, keinesfalls aber um Brüche.

Der Hauptkamm des Rosaliengebirges bis in die Gegend von Hochwolkersdorf dürfte ein schwaches Kulminationsgebiet darstellen. Dafür spricht, daß die Ausstrichlinie des Reibungsteppichs, der durch die Kalkvorkommen markiert wird, etwas nach S zurückweicht sowie das Hervortreten der Glimmerschiefer unter der Grobneismasse im unteren Heuberggraben (SE Mehlbeerleiten) und im Gebiete NE von Hochwolkersdorf.

Das Ausheben der Grobneismassen gegen E und SE sowie die horizontale Lage des sonst flach nach S abtauchenden Reibungsteppichs von Semmeringgesteinen weisen daraufhin, daß das Gebiet S und SE von Forchtenau einer Aufwölbungszone angehört. Diese steht wohl in Beziehung zu der von Helvet bedeckten Schwelle, die das Brennergebirge mit dem Rosaliengebirge verbindet. Hingegen ist der Bereich zwischen Forchtenau und Sauerbrunn ein Depressionsgebiet. Ähnlich den Verhältnissen am W-Rand des Rosaliengebirges finden sich auch hier Schollen von Semmeringmesozoikum weit nach N vorgeschoben (NNW von Wiesen). Aufwölbung im S und Depression im N führten zu der Kippung des Reibungsteppichs von Semmeringgesteinen und zu seiner horizontalen Lage im Raume Wiesen—Forchtenau.

Auch das eigenartige N—S-Streichen der Grobneise, S von Wiesen, auf das bereits früher hingewiesen wurde, steht mit Depressionsvorgängen am Beckenrand in Zusammenhang. Der Beckenrand selbst scheint durch Brüche vorgezeichnet zu sein.

Ausblick

Obwohl eine Reihe von Problemen gelöst werden konnte, so ergaben sich aus unseren Untersuchungen wieder Fragen, deren Lösung der zukünftigen Forschung vorbehalten bleibt.

Es konnte gezeigt werden, daß die tiefste aus Glimmerschiefern aufgebaute Einheit durch eine Zone von Semmeringquarzit und Kalk von einer höheren Grobneisdecke geschieden wird. Die westliche Fortsetzung dieses Permomesozoikums soll im Haßbachtal nach MOHR die trennende Mulde zwischen der Eselsdecke (= Grobneisdecke) und einer dritten höheren Schubmasse, der Tachenbergdecke, darstellen.

Man müßte in diesem Falle an liegende Kristallinfalten mit Permomesozoikumhülle und gelappter Stirn denken, oder die Tachenbergschubmasse ist nur eine vorgeschobene Deckscholle der Esels(Grobneis)decke. In letztem Falle würden die Semmeringgesteine des Haßbachtals nur im Taleinschnitt aufgeschlossen sein und sowohl nach N als auch nach S unter das Kristallin der Eselsdecke abtauchen.

Ein anderes Problem, auf das schon KÜMEL und in neuester Zeit auch EXNER (1958) hingewiesen haben, bietet der NW—SE streichende Quarzitzug von Landsee, der den Verlauf einer tektonischen Linie angeben soll.

Die Bedeutung dieser Überschiebung sowie deren Beziehungen zum Gesamtbau des Gebietes wären noch zu untersuchen.

Es ließe sich noch manches Problem aufzeigen, so die Weiterverfolgung und das genaue Studium der Hollerbergserie, aber diese wenigen Hinweise mögen genügen.

Literaturhinweise

- CZJZEK, J.: Geologische Beschaffenheit des Rosaliengebirges. Jb. K. k. G. R. A., IV, 1853, Heft 1, S. 173—175.
- CZJZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. Jb. K. k. G. R. A., V, 1854, S. 465—529.
- EXNER, CH.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels (Kartenblätter 105 und 106). Vh. G. B. A. 1958, H. 3, S. 206—208.
- FUCHS, G.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen des kristallinen Untergrundes im Raume Sauerbrunn—Forchtenau (Burgenland), Blätter 76, 77, 106 und 107. Vh. G. B. A. 1960, Heft 3, S. 30—32.
- KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. Min.-Petr. Mitt. 1925, Bd. 38, S. 268.
- KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. J. Springer, Wien 1926.
- KÜMEL, F.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich, Burgenland). Min.-Petr. Mitt. 47 (1935), S. 141.
- KÜMEL, F.: Aufnahmsberichte über Blatt Ödenburg. Vh. G. B. A. 1936, S. 58; 1937, S. 76; 1938, S. 78.
- KÜMEL, F.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Mattersburg—Deutschkreutz 1:50.000. Geol. B.-A., Wien 1957.
- KÜMEL, F., FINK, J., KÜPPER, H., LECHNER, K., RUTTNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg—Deutschkreutz 1:50.000. Geol. B.-A., Wien 1957.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 88, S. 633—652 (1912).
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn, insbesondere des großen Hartberg-Tunnels. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 82, S. 321—379 (1913).
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. Vh. G. B. A. 1960, Heft 2, S. 274—283.
- RICHARZ, S.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jb. K. k. G. R. A. Wien 61 (1911), S. 285—338.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht über die geologische Aufnahme des Bergbaugebietes von Pitten. Blatt Neunkirchen—Aspang (4956) (+Manuskript, Karte). Vh. G. B. A. 1939, S. 80—81.
- STARKL, G.: Über ein neues Mineralvorkommen in Österreich. Jb. K. k. G. R. A. Wien 1883, Bd. 33, S. 635.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, Wien 1959.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Wechselgebietes. Vh. K. k. G. R. A. 1889, S. 151.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. Vh. K. k. G. R. A. 1891, S. 309—317.
- WALDMANN, L.: Zur Geologie des Rosaliengebirges. Anz. Akad. Wiss. Wien, 67, 1930, S. 182—183.
- WIESENEDER, H.: Studien über Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. Min.-Petr. Mitt., Bd. 42 (1931), S. 136.
- WIESENEDER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. Min.-Petr. Mitt., Bd. 48, Neue Folge, Leipzig 1936, S. 317.

GEOLOGISCHE KARTE

vom

Gebiet Scheiblingkirchen-Rosaliengebirge

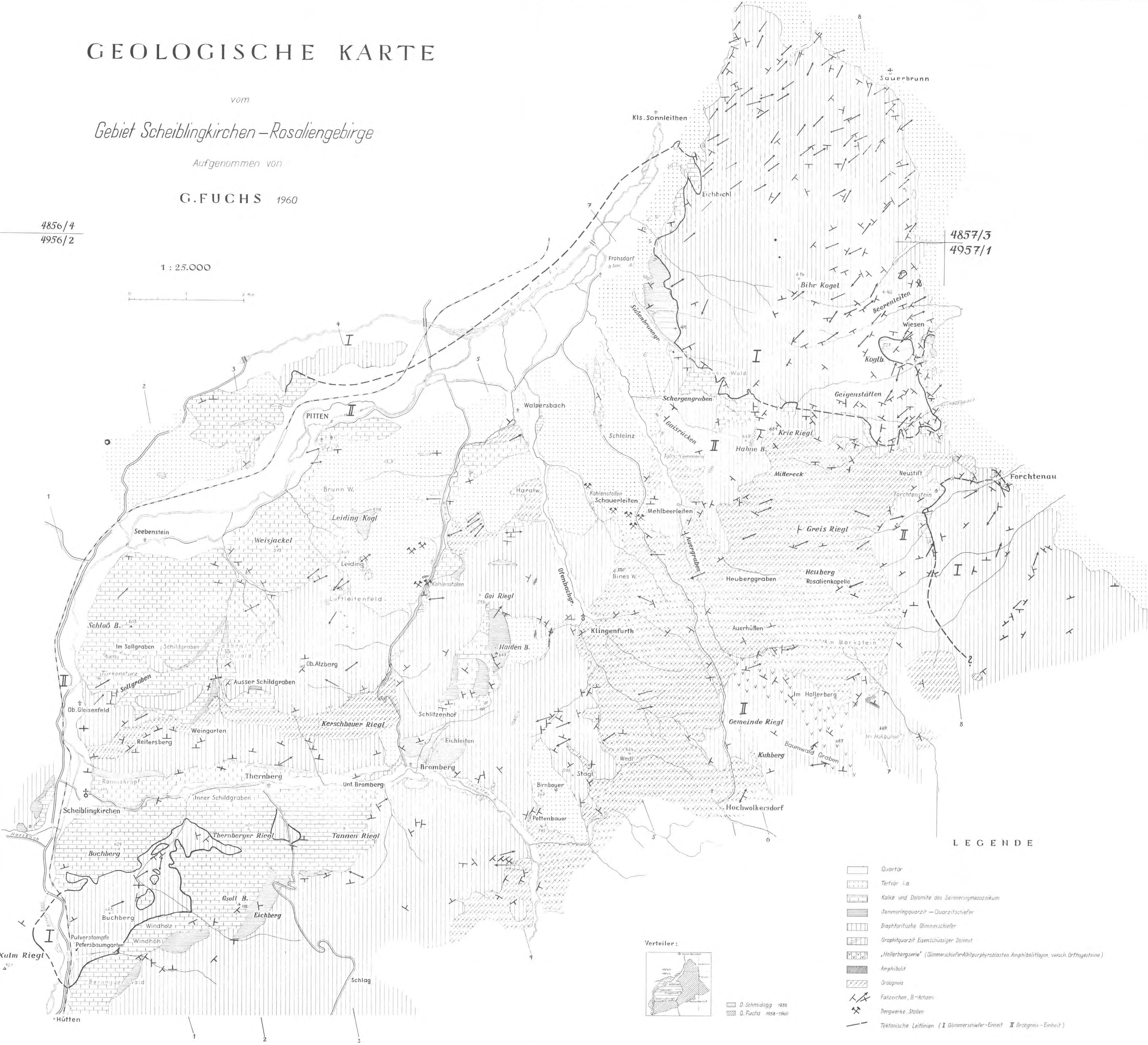
Aufgenommen von

G. FUCHS 1960

4856/4
4956/2

4857/3
4957/1

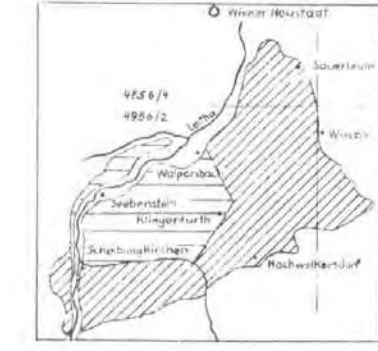
1 : 25.000



LEGENDE

- Quartär
- Tertiär i.a.
- Kalk- und Dolomite des Semmeringmesozoikum
- Semmeringquarzit - Quarzitschiefer
- Diaphoritische Glimmerschiefer
- Graphitquarzit Eisen-schüssiger Dolomit
- „Hollerbergserie“ (Glimmerschiefer-Albitporphyroblasten Amphibolitlagen, versch. Orthogneise)
- Amphibolit
- Graugneis
- Falzzeichen, B-Achsen
- Bergwerke, Stollen
- Tektonische Leitlinien (I Glimmerschiefer-Einheit II Graugneis-Einheit)

Verteiler:

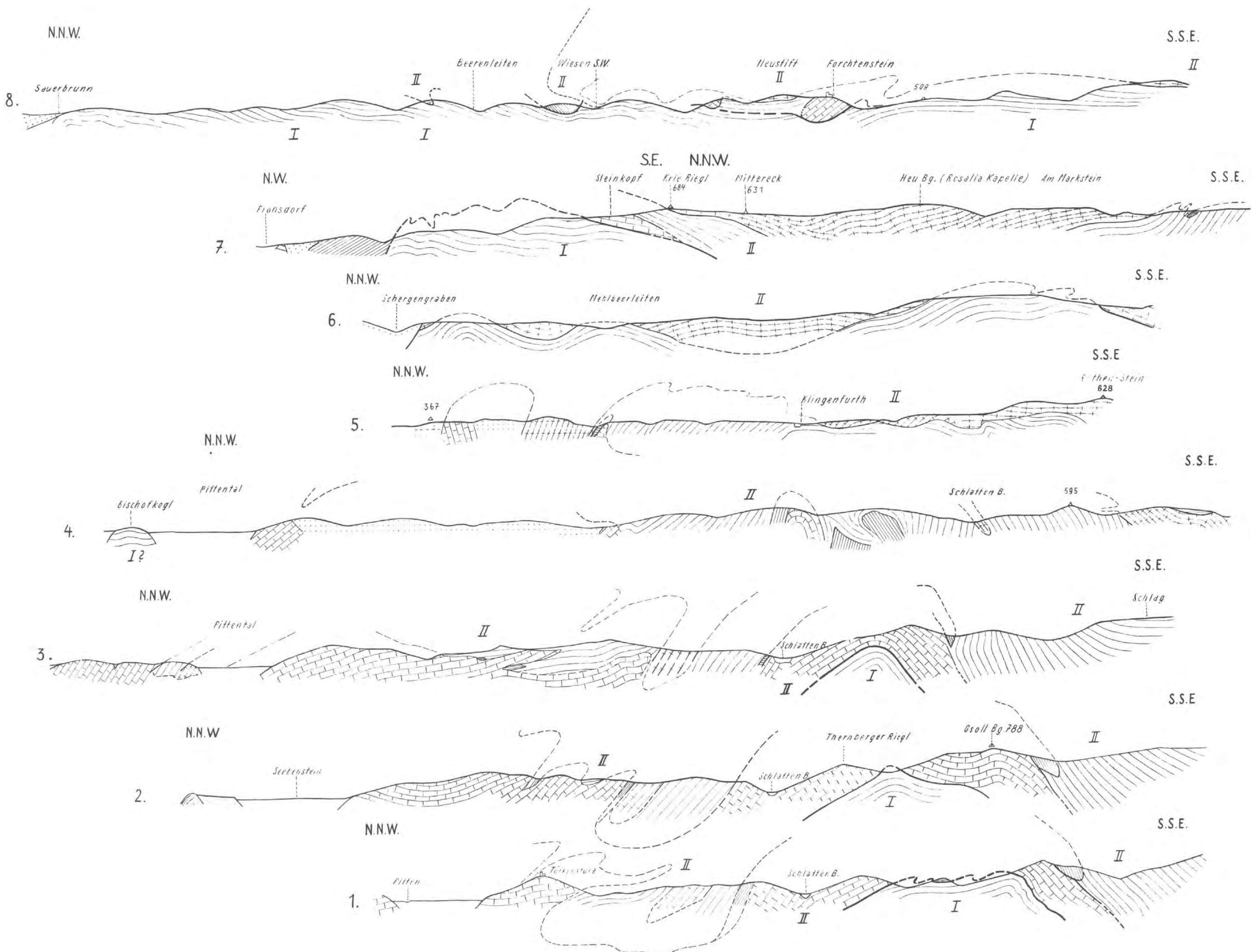
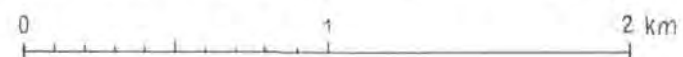


D. Schmidegg 1938
G. Fuchs 1958-1960

PROFILE DURCH DAS GEBIET SCHEIBLINGKIRCHEN – ROSALIENGEBIRGE

Maßstab 1:25.000 (nicht überhöht)

G. FUCHS 1960.



JB. Geol. B. A.	Bd. 105	S. 39—47	Wien, Juni 1962
-----------------	---------	----------	-----------------

Geologie der Heilquelle Sauerbrunn, Burgenland

Von H. KÜPPER

mit Beiträgen von G. FUCHS, W. PRODINGER und R. WEINHANDL

Mit Tafeln 3 und 4 und 1 Abbildung

	Seite
I. Einleitung.....	39
II. Geologie der Umgebung von Sauerbrunn.....	40
III. Die geologische Situation der CO ₂ -Quelle	42
IV. Die Wässer des Quellbereiches und der weiteren Umgebung	43
V. Zur hydrogeologischen Arbeitsweise	46

I. Einleitung

Der zu Zeiten der österreichisch-ungarischen Monarchie in Ungarn gelegene Badeort Sauerbrunn hat sich seit der Mitte des 19. Jahrhunderts eines steigenden Zuspruches erfreut. Seine Entwicklung ist im folgenden zusammengefaßt: ¹⁾

- zirka 1770 erste Erwähnung der Quelle im Schrifttum
- zirka 1800 erste Steinfassung
 - 1854 Errichtung eines Badehauses
 - 1909 Ortsgemeinde Sauerbrunn von Pötsching getrennt
 - 1928 zweite Neufassung der Paul-Quelle
 - 1945 Zerstörung der Baulichkeiten
 - 1958/59 dritte Neufassung der Quelle.

Nach dem Beginn der letztgenannten Arbeiten wurde die Geologische Bundesanstalt eingeladen, während der technischen Maßnahmen eine geologische Beobachtungstätigkeit sowie auch laufende wissenschaftliche Wasserbemusterung im Quellbereich durchzuführen. Da über das Gebiet von Sauerbrunn wohl wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse und vielleicht auch wegen seiner ungünstigen Lage im Anstoßbereich von vier Kartenblättern außer der Bearbeitung von W. PETRASCHKE, V. GBA 1945 sowie der Zusammenfassung der älteren Aufnahmen F. KÜMELS auf dem Blatt Mattersburg—Deutschkreutz, 1:50.000, 1957, mit Erläuterungen, keine weiteren Daten vorliegen, erwies es sich als nötig, zur Beurteilung der Quelle die geologische und hydrogeologische Situation des weiteren Ortsbereiches einigermaßen abzuklären. Dies wurde auch nach dem Abschluß der Quellfassungsarbeiten Ende 1959 bis Anfang 1961 durch-

¹⁾ R. LORENZ, Kulturgeschichte der burgenländischen Heilquellen, Burgenl. Forschungen H 31, Eisenstadt 1956.

geführt; Beobachtungen an den Aufschlüssen entlang der Wasserleitungs-trace Neudörfel—Mattersburg wurden einbezogen. Beiträge zu der vorgelegten Bearbeitung lieferten: G. FUCHS, die geologische Aufnahme im Kristallin; W. PRODINGER, Wasseranalysen; R. WEINHANDL, mikropaläontologische Bearbeitung und H. KÜPPER Aufnahmen der Tertiäraufschlüsse und Zusammenfassung; dank dem Entgegenkommen der Kurorte A. G. Sauerbrunn und der Bundesstaatlichen Anstalt für pharmakologische und balneologische Untersuchungen, Wien, konnte auch Analysenmaterial dieser Stelle, wie im Text näher angegeben, mitberücksichtigt werden.

II. Geologie der Umgebung von Sauerbrunn (siehe Tafel 3)

Das Kristallinegebiet W und SW von Sauerbrunn besteht nach den Eintragungen auf der geologischen Spezialkarte Blatt Wiener Neustadt (G. KOSSMAT 1914) sowie nach den Aufnahmen von G. FUCHS 1959/60 überwiegend aus phyllitischen Glimmerschiefern. W von Forchtenau liegen hierauf Augengranite bis -granitgneise; in kleineren, aber darum nicht weniger auffallenden Partien auch Semmeringkalke, -dolomite und -quarzite. Von G. FUCHS ist eine geologische Bearbeitung dieser Serien nach SW bis in das Pittental in Vorbereitung (dieses Jb., S. 19), so daß hier danach verwiesen werden darf.

Das Tertiär umfaßt Sedimente des Torton, Sarmat und Pannon.

Wie in den Erläuterungen zu Blatt Mattersburg, S. 30, angedeutet, kann im Torton ein tieferer und ein höherer Teil unterschieden werden. Der tiefere Teil ist gekennzeichnet durch z. T. mächtige Einschaltungen von Grobsand-Schotterkörpern in dunkle Tone oder Mergel. Er tritt auf SE der Talfurche von Forchtenau (W. PETRASCHKEK, l. c. S. 177, Nr. 3). Möglicherweise sind die rotbraunen Schotter und Grobsande, welche WNW von Sauerbrunn zur Formsandgewinnung abgebaut werden, auch dieser Gruppe zuzuordnen (W. PETRASCHKEK, l. c. S. 177, Nr. 4). Im höheren Teil überwiegen dunkle Tone und Tonmergel, gelegentlich mit groben Mergelkonkretionen; sie treten auf in kleinen Einklemmungen direkt am Kristallinrand, z. B. beim Trafo im SW Ortsteil von Wiesen und im engsten Bereich der Quelle Sauerbrunn; dann aber auch als schlecht aufgeschlossener Streifen N der Talfurche zwischen Forchtenau und Mattersburg. Nach der Mikrofossilführung gehören diese Schichten der Lagenidenzone an; sie wurden von W. PETRASCHKEK nicht erwähnt. Die Faunenliste der bei der Quelluntersuchung erhaltenen dunklen Tonmergel, Unter Torton, Lagenidenzone, ist nach R. WEINHANDL in der Tabelle auf Seite 41 wiedergegeben.

Schließlich wurden von W. PETRASCHKEK noch austernführende Sande (lit. Nr. 5) ins Torton gestellt, obwohl auch er wegen der damit verbundenen abgerollten Nulliporenkalke Sarmat diskutierte. Durch die Bearbeitung des Foraminiferengehaltes von austernführenden Sanden mit Toneinschaltungen in einer großen Baugrube knapp E des Bahneinschnittes im Ort Sauerbrunn am E-Ende der Station haben sich diese einwandfrei als Ober-sarmat erwiesen, so daß die von W. PETRASCHKEK zurückgestellte Deutung die wahrscheinlichere sein wird.

Sauerbrunn I: 10—13 (29. IV. 1959)	Sauerbrunn II: 9—16 (29. IV. 1959)
<ul style="list-style-type: none"> s Asterigerina planorbis s Valvulinera complanata s Robulus inornatus + Dentalina sp. (Bruchstücke) + Globigerina bulloides s Marginulina hirsuta s Orbulina universa s Rotalia beccarii + Bulimina affinis s Uvigerina macrocarinata ss Cibicides sp. 	<ul style="list-style-type: none"> + Robulus cultratus + Robulus calcar + Robulus echinatus + Robulus inornatus + Robulus ornatus h Elphidium crispum h Elphidium sp. + Cibicides dutemplei + Cibicides ungerianus + Uvigerina cf. pygmaea s Uvigerina semiornata s Uvigerina asperula s Uvigerina cf. macrocarinata s Marginulina hirsuta s Marginulina pedum + Spiroplectammina carinata + Epistomina elegans + Dentalina (Bruchstücke) s Nodosaria bacillum + Globigerina bulloides
<p>h = häufig, + = mittleres Vorkommen, s = selten, ss = sehr selten</p>	

Anstehende Nulliporenkalke sind nicht angetroffen worden, obwohl im Gebiet von Wiesen einzelne lose Blöcke vorkommen.

Sarmat ist als mittelkörnige Sande, z. T. mit Kieseinstreuungen und Einschaltungen von zu sandsteinartigen Bänken verfestigten Konkretionen, weit verbreitet. Nach dem Mikrobefund ist Untersarmat als Tone und sandige Tone nur E von Sauerbrunn vorhanden, es scheint hier sedimentär der Lagenidenzone aufzulagern; weiter S scheint Obersarmat auf der Lagenidenzone zu liegen; die Angabe von „basalen Blockschichten“ SW von Wiesen auf der Karte von F. KÜMEL 1957 halten wir für wenig entsprechend.

Pannon, und zwar unterpannone grüne Tone, waren beim Legen der Wasserleitungsrohre entlang der Straße Sauerbrunn—Wiesen NW des Schölling gut aufgeschlossen.

Lößverkleidung und häufige fossilreiche Anmoorbildungen in den Talböden sind nicht gesondert dargestellt worden.

Die Tektonik des Tertiär wird durch zwei Tatschengruppen beherrscht: einerseits liegt aufinigem Abstand E vom Kristallinrand eine breite SW—NE verlaufende Synkinalzone vor (Schölling-Synklinale), deren Kern durch Unterpannon und deren Flanken durch den Ausstrich der Lagenidenzone unter dem Obersarmat bei Mattersburg und Sauerbrunn angegeben sind;

andererseits ist der Rand des Kristallin gegen das Tertiär durch ein System von z. T. sich fiederförmig anordnenden „Randbrüchen“ gekennzeichnet. Neudörf (H. KÜPPER, Jb. GBA. 1954, T. XV), Sauerbrunn (W. PETRASCHKE, V. GBA 1945), Wiesen—Forchtenau (F. KÜMEL 1957); es handelt sich hiebei nicht um einen Bruch, sondern um ein funktionell einheitliches Bruchsystem, mit dem eine vermutlich kompliziert polyedrische

Begrenzung des Kristallinsockels sich durch verschiedene Sprünge im weicheren Tertiär abbildet.

Die Tatsache, daß die Schölling-Synklinale sich scheinbar unbeirrt nach SW dem Kristallinrand nähert, macht den Eindruck, als ob der tertiäre Muldenbau (jünger als Unterpannon!) von den Randbrüchen „abgeschnitten“ werde, die letzteren daher das jüngste Element der tektonischen Ausgestaltung sein dürften.

III. Die geologische Situation der Paul-Quelle (siehe Tafel 4)

Die Paul-Quelle in Sauerbrunn liegt in einer nach E herabziehenden Talmulde, die zum Großteil von Gärten bestanden ist und daher keine geologischen Daten liefert. Alles, was an solchen durch überprüfbare ältere und neuere Bohraufschlüsse sich sammeln ließ, wurde auf Tafel 4 zusammengefaßt.

Fig. a gibt den Lageplan der alten und neuen Quelfassung zwischen dem ehemaligen Kurhaus und der ehemaligen Restauration Südbahn sowie die in diesem Bereich ausgeführten Bohrungen. Die Bohrungen des Jahres 1958 wurden ausgeführt, um den vermuteten Verlauf der Quellspalte festzulegen; die des Jahres 1959, um die Frage einer möglichen Absenkung des Wasserstandes im Quellschacht von außen her zu prüfen.

Fig. b gibt in Schnitten eine Übersicht der geologischen Resultate; der Quellschacht selbst ist in vermutlich steilstehende dunkle Tonmergel der Lagenidenzone eingesenkt; diese werden von einer 4—6 m mächtigen Decke von kaum kantengerundetem Kristallinschutt, vermengt mit Schlamm und Holzresten, bedeckt, der als junge Talfüllung anzusehen ist. Das Querprofil W der Quelfassung zeigt dasselbe Bild. Die Bohrungen 1959 I und II sind auf etwa 10 m vom Quellschacht in die Tertiärtone abgeteuft worden und haben erwiesen, daß diese als völlig abdichtender Mantel die Quellschächte umschließen, da durch Abpumpen in den Bohrungen der Wasserspiegel im Schacht nicht beeinflußt werden konnte.

Fig. c schließlich ist eine Skizze der Verhältnisse des engeren Quellaustrittes selbst, wie er sich aus Beobachtungen beim Schachtabteufen ergeben hat. Nachdem die alte Quelfassung (1928) entfernt worden war, lag an der Schachtsohle ein nördliches und ein südliches Segment Tegel zu Tage, die durch einen deutlich begrenzten Streifen Kristallinschotter getrennt waren; in der Mitte des Schotterstreifens war der stärkste CO₂-Austritt; kleinere Austritte blieben aber im Schacht und außerhalb desselben auch weiterhin in Tätigkeit. Dieses Bild des Grundrisses blieb so gut wie unverändert während des Abteufens des Schachtes bestehen, so daß sich für die Art des Quellaustrittes folgendes grobgeometrisches Gesamtbild ergibt: die sehr dichten Tonmergel der Lagenidenzone werden von einer zirka E—W verlaufenden Spalte durchsetzt, die von Kristallinschotter (kaum kantengerundet) erfüllt ist; die Kohlensäure als Gas und die mit ihr vergesellschafteten harten Wässer steigen als relativ begrenzter zylindrischer Strahl mit schwachen Nebenästen in der Schotterpalte auf und haben von hier durch die ursprünglich wohl schlammige junge Talfüllung sich den Weg zur Oberfläche gebahnt; die auflösende Wirkung der

CO₂-Gase hat zur Freihaltung der Quellzuflußwege beigetragen, da beim Abteufen des Schachtes im zentralen Teil mächtige Mergelkonkretionen zum Vorschein kamen, in welche sich die Quelle mit Röhren und Höhlungen eingefressen hatte, die äußerlich Karstrillen sehr ähnlich waren.

Aus der Tatsache, daß diese Beobachtungen über die Art des Quellaustrittes gemacht werden konnten, sollten keine allzu weit reichenden tektonischen Schlüsse gezogen werden. Wir befinden uns geologisch in dem durch Brüche zerstückelten Randbereich des tieferen Torton gegen das Kristallin; das erstere dürfte mehr, das letztere weniger von zahlreichen Bruchspalten durchsetzt sein und an einer solchen willkürlich gewählten Spaltenfolge oder -leiter haben sich die Quellgase und Wässer einst ihren Weg nach oben gebahnt und in geologischen Zeiträumen stetig ausgebaut; es braucht die beobachtete Spaltenrichtung (W—E) deshalb im großgeologischen Zusammenhang u. E. keine bevorzugte Stellung einzunehmen.

IV. Die Wässer des Quellbereiches und der weiteren Umgebung

Bei hydrogeologischen Arbeiten bildet das Gesteinsgerüst, soweit man sich über seinen Aufbau klar ist, den annähernd unveränderlichen Rahmen; die darin zirkulierenden Wässer die variablen, fast unberechenbar beweglichen Größen. Vom Zeitpunkt der Mitarbeit der Geologischen Bundesanstalt an den Quellfassungsarbeiten wurde daher als erster Schritt getrachtet, eine Gliederung des Gesamtwasserkomplexes in verschiedene Komponenten zu erreichen. Es ergab sich hiebei folgendes (siehe Tafel 4, Fig. b):

a) Im oberflächlichen Schuttkörper der Talfüllung bewegen sich Wässer, die eine Härte von zirka 15 DH° aufweisen; angetroffen in den Bohrungen 1959/1—5 sowie in den höheren schadhaften Stellen des Kellers und der alten Quellfassung.

b) Im Bereich der tertiären Tonmergel treten in der tieferen Umgebung der Quelle Wässer auf, deren Härte zwischen 20 und 30 DH° schwankt.

c) Innerhalb dieser tritt in engster Abgrenzung (Fläche zirka 25 × 25 cm) CO₂-Gas auf und mit diesem Wässer, die eine durchschnittlich hohe Härte, zirka 50 DH° haben. Dies ist auf Tafel 4, Fig. b festgehalten.

Durch die baulichen Maßnahmen der Entfernung der alten, durch CO₂-Einwirkung schadhaften Quellfassung und Einbringung des neuen Quellschachtes ist das natürliche Gleichgewicht der verschieden ineinandergreifenden Wässer gestört worden; im besonderen sind knapp vor Beendigung der Absenkung des neuen Schachtes, wahrscheinlich entlang der eigentlichen Quellspalte, große Mengen der Wassertype b eingedrungen; es war also die Aufgabe des Endausbaues, die Quellfassung so zu gestalten, daß diese „Wildwässer“ des Typus b von jenen des Typus c „Edelwässer“ getrennt bleiben.

Die Durchführung dieser Arbeiten war technisch nicht einfach, aber auch hydrogeologisch kompliziert, da die Wasserverhältnisse jeweils nach dem Chemismus der verschiedenen Typen beurteilt werden mußten¹⁾

¹⁾ In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß sich die chemische Analyse aus zeitlichen Gründen auf die Bestimmung der charakteristischen Daten (Härte, CaO, MgO und freie CO₂) zu beschränken hatte.

und erst auf Grund dieser Diagnose ein Vorschlag für die Maßnahmen gegeben werden konnte. Die Arbeiten konnten jedoch derart abgeschlossen werden, daß die gegenwärtige Fassung das „Edelwasser“ (Typus c) in reiner Form enthält. Der Gang dieser Bemühungen im Abbild der Analysenergebnisse ist in folgender Tabelle zusammengefaßt.

Schwankungen in der Wasserzusammensetzung 1958/60 nach Analysen von Dr. W. PRODINGER, auszugsweise dargestellt

Datum	Tertiäre Wässer, Typus b, zeitweise gemengt mit Typus c				Paul-Quelle (Typus c)			
	GH	CaO	MgO	CO ₂ g/kg	GH	CaO	MgO	CO ₂ g/kg
13. 6. 1958					67.6	346	238	
14. 7. 1958					65.3	n. b.	n. b.	
18. 8. 1958	23.6	136	72		59.0	324	191	
24. 9. 1958	26.7	142	90		52.4	266	186	
17. 10. 1958	26.8	155	81	731	47.7	237	172	1.280
14. 11. 1958	42.0	232	135	1.182	44.8	218	166	2.043
19. 12. 1958	50.1	n. b.	n. b.	1.497	49.7	n. b.	n. b.	1.822
16. 1. 1959	42.0	238	131	1.572	45.3	257	141	1.677
13. 3. 1959	39.4	225	112	1.388	45.9	238	159	1.538
22. 5. 1959	34.8	215	96	1.136	43.0	250	160	1.543
21. 7. 1959	24.1	n. b.	n. b.	274	54.8	311	171	2.145
28. 7. 1960	30.0	196	75	653	57.7	317	187	2.248

Bei der Frage, welche Wasserzusammensetzung als erwünschter Endzustand für das „Edelwasser“ anzustreben sei, war noch die Tatsache zu berücksichtigen, daß wahrscheinlich auch säkulare Schwankungen in der Zusammensetzung dieses Wassers vorliegen, deren Gründe unbekannt sind, die aber kaum nur auf den Zustand der Quelfassung zurückzuführen sein dürften. Die folgende Tabelle, erstellt von der Bundesstaatlichen Anstalt für experimentell-pharmakologische und -balneologische Untersuchungen in Wien, Dr. W. WEISS, gibt hierüber Auskunft.

Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Wassers der Paul-Quelle in den Jahren 1927—1960

	1927	1949	1955	1958	1959	1960
Na· + K· (berechnet als Na) ..	155.2	—	121.0	119.0	95.7	110.9 mg/kg
Ca·	228.1	160.0	184.0	184.0	188.4	190.4 mg/kg
Mg·	113.1	—	99.7	147.0	143.5	92.3 mg/kg
Fe·	5.2	0.1	4.4	—	5.25	5.14 mg/kg
HCO ₃ ⁻	1217.1	982.0	1082.0	1290.0	1171.2	1026.7 mg/kg
SO ₄ ⁻	297.5	—	262.0	260.0	253.5	214.5 mg/kg
Cl ⁻	44.4	30.0	39.0	—	41.7	33.5 mg/kg
CO ₂	2430.9	1284.8	1830.0	2040.0	2200.0	2210.0 mg/kg
Gelöste feste Stoffe	2113.8	—	1792.1	2000.0	1899.0	1731.4 mg/kg

Zur Abrundung der Information über das „Edelwasser“ werden die vom gleichen Institut ausgeführten Vollanalysen ebenfalls angeführt¹⁾.

Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Quellwassers in den Jahren 1927 und 1960

	In 1 kg des Mineralwassers sind enthalten:			
	1927 ²⁾		1960	
	mg	mval.-%	mg	mval.-%
Natrium-Ion.....	138.3	21.93	103.1	20.20
Kalium-Ion.....	16.9	1.58	13.1	1.51
Lithium-Ion.....	0.2	0.11	—	—
Ammonium-Ion.....	0.6	0.12	0.3	0.07
Kalzium-Ion.....	228.1	41.52	190.4	42.80
Magnesium-Ion.....	113.1	33.92	92.3	34.24
Strontium-Ion.....	1.3	0.11	2.8	0.29
Ferro-Ion.....	5.2	0.68	5.14	0.83
Mangano-Ion.....	0.2	0.03	0.32	0.06
Hydrogenkarbonat.....	1217.1	72.76	1026.7	75.78
Sulfat-Ion.....	297.5	22.59	214.54	20.09
Chlor-Ion.....	44.4	4.57	33.5	4.13
Brom-Ion.....	0.2	0.01	0.14	0.01
Jod-Ion.....	—	—	0.05	—
Hydrophosphat-Ion.....	0.2	0.01	0.04	0.02
m-Kieselsäure.....	49.4	—	47.5	—
m-Borsäure.....	—	—	1.4	—
Summe der gelösten festen Stoffe.....	2113.8		1731.4	
Freie Kohlensäure.....	2430.9		2210.0	

²⁾ Analyse von A. FRANKE und R. DWORZAK, vgl. Österreichisches Bäderbuch 1928, S. 203.

Zu Beginn unserer Untersuchungen wurden im Ortsbereich von Sauerbrunn eine größere Zahl von Brunnenwasseranalysen durchgeführt, deren Resultat auf folgender Skizze (S. 46) zusammengefaßt sind. Ursprünglich wurde der Streifen von sehr harten Wässern, der sich von der Quelle nach NE erstreckt, als von dieser stammend gedeutet; später erwies sich jedoch, daß im basalen Obersarmat Gipsdrusen lagenweise vorkommen, so daß diese harten Wässer nicht eindeutig von der Paul-Quelle herkommen müssen.

Zum Vergleich der Paul-Quelle mit Wässern des weiteren Bereiches um Sauerbrunn wurden schließlich auch noch von Dr. W. PRODINGER Analysen der Marien-Quelle (Katzelsdorf) und der Ochsenschuh-Quelle (Richtung Wiesen) durchgeführt. Folgende Tabelle ergibt den Vergleich und weist auf die besondere Stellung der Paul-Quelle hin, die sie zufolge ihrer hohen Mineralisation und CO₂-Gehalt unter den Wässern des Wechsel-Nordsporns einnimmt.

¹⁾ Mit Zustimmung der Kurort A. G. Sauerbrunn und des Institutes Dr. W. Weiss.

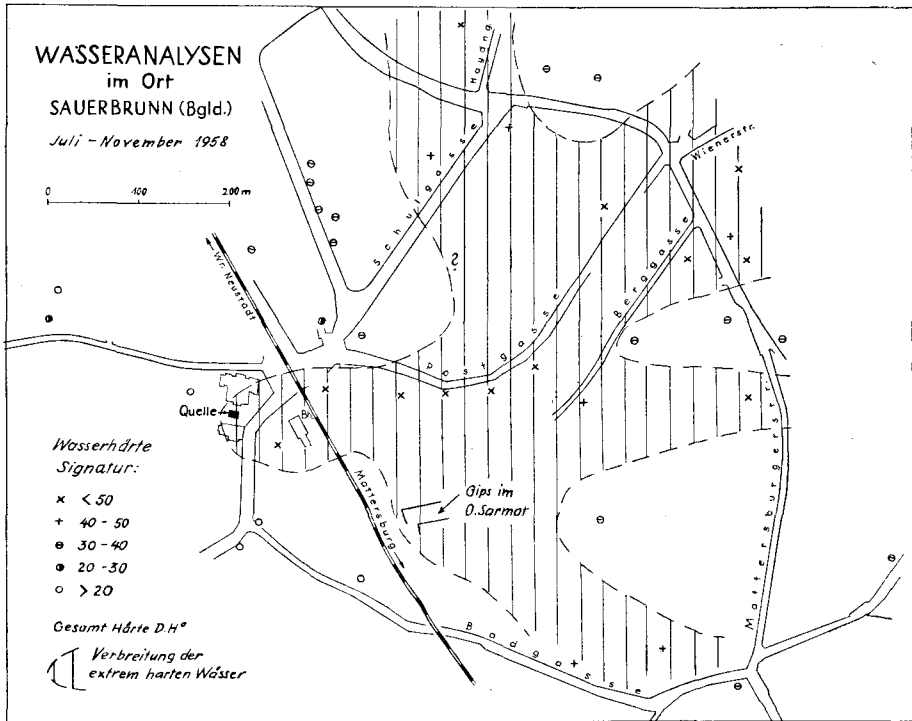


Abb. 1

	G.H	CaO mg/l	MgO mg/l	Cl ⁻ mg/l	CO ₂ g/kg
Marien-Quelle (Katzelsdorf) 10. X. 1958.....	16.5	104	44	12	1.81
Paul-Quelle (Sauerbrunn) 28. VII. 1960.....	57.7	317	187	43.3	2.25
Ochsen Schuh-Quelle (Sauerbrunn S) 22. X. 1959.....	20.0	140	43	7.1	n. b.

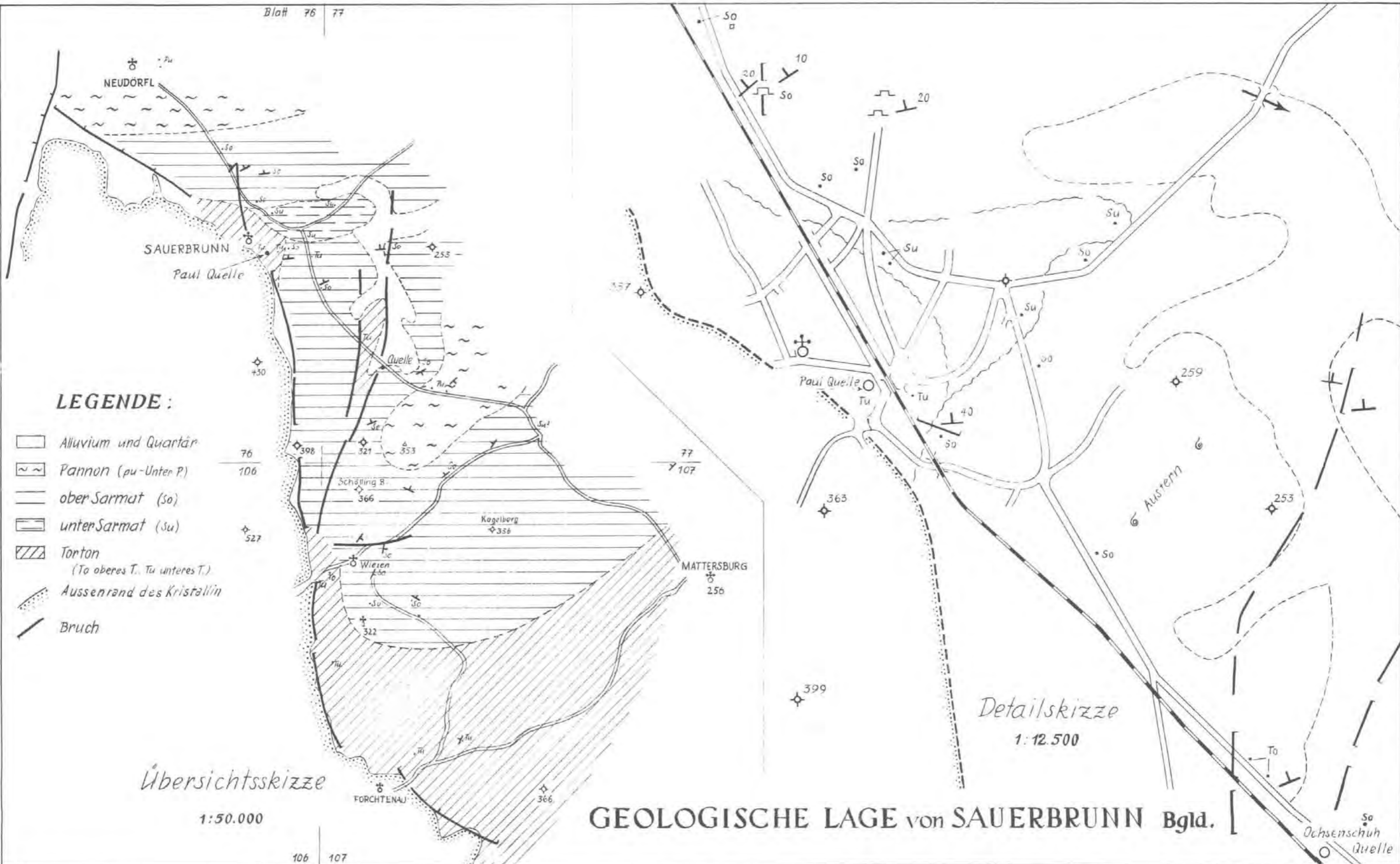
V. Zur hydrogeologischen Arbeitsweise

Seit der Mitarbeit von F. E. SUESS an Quellfassungsarbeiten in N-Böhmen ist es klar, daß diese von bautechnischer Seite erfolgreich nur dann durchgeführt werden können, wenn die Details der Quellgeologie und auch des Funktionierens der Quelle in Zusammenarbeit mit einem Geologen erarbeitet werden. Wenn man sich über diese Notwendigkeit nach dem Abschluß von Arbeiten auch meist klar ist, so muß doch betont werden, daß es mit zur erfolgreichen Gestaltung auch der bautechnischen Arbeiten gehört, die Zusammenarbeit Geologie—Bautechnik schon im Planungsstadium anlaufen zu lassen. Es gibt kaum eine Quelle in Österreich, deren Geologie im modernen Sinne vollständig bekannt ist, da fast alle

Fassungen Dezennien alt sind. Jeder „Aufschluß“, d. h. „Öffnung“ im technischen Sinne, gibt neue Einblicke, die über den bisherigen Kenntnisstand hinausreichen, deren Bedeutung von der bautechnischen Seite für die geologische Beurteilung selten richtig eingeschätzt wird. Keiner dieser Aufschlüsse sollte verlorengehen.

Weiters ist in Betracht zu ziehen, daß auf dem bohrtechnischen Sektor Fortschritte zu verzeichnen sind, die es zulassen, ein modern geführtes Bohrgerät in der Hand des Geologen bei Quellaufschlußarbeiten zu vergleichen mit einem kundig geführten Gerät in der Hand des Chirurgen. Wenn derart Planung und Ausführung tatsächlich modern gesteuert werden, so wird es möglich sein, auch solche „Eingriffe“ sicher auszuführen, die früher als „gefährlich“ und nicht zulässig gehalten wurden; eine derartige therapeutische Geo-Chirurgie ist aus geologischen Erwägungen vertretbar, wenn man im Auge hält, daß die Quellzutrittswege oder -röhren oft geologisch langlebig eingefahrene, wohlausgekleidete und meist auf engsten Raumbereich beschränkte Hauptarteriensysteme darstellen. Natürlich dürfen diese bei technischen Maßnahmen nicht grob verletzt werden; die Einsicht in die Lage und das Funktionieren derselben macht es dem Geologen jedoch möglich, Schutzmaßnahmen räumlich so anzusetzen, daß sie zum Erfolg der Fassungsarbeiten wesentlich beitragen werden.

Blatt 76 77



LEGENDE :

- Alluvium und Quartär
- Pannon (pu-Unter P.)
- ober Sarmat (So)
- unter Sarmat (Su)
- Torton
(To oberes T., Tu unteres T.)
- Aussenrand des Kristallin
- Bruch

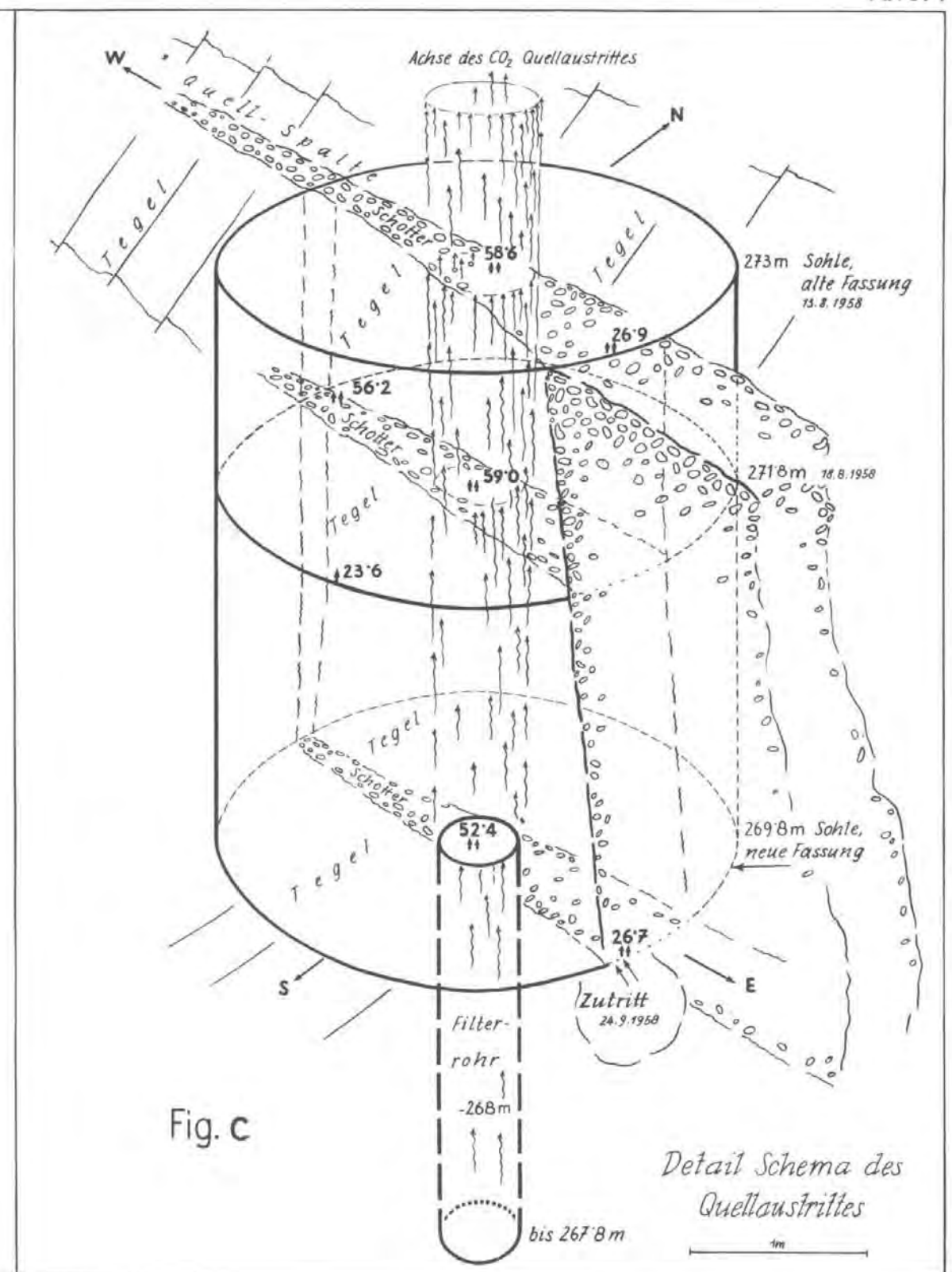
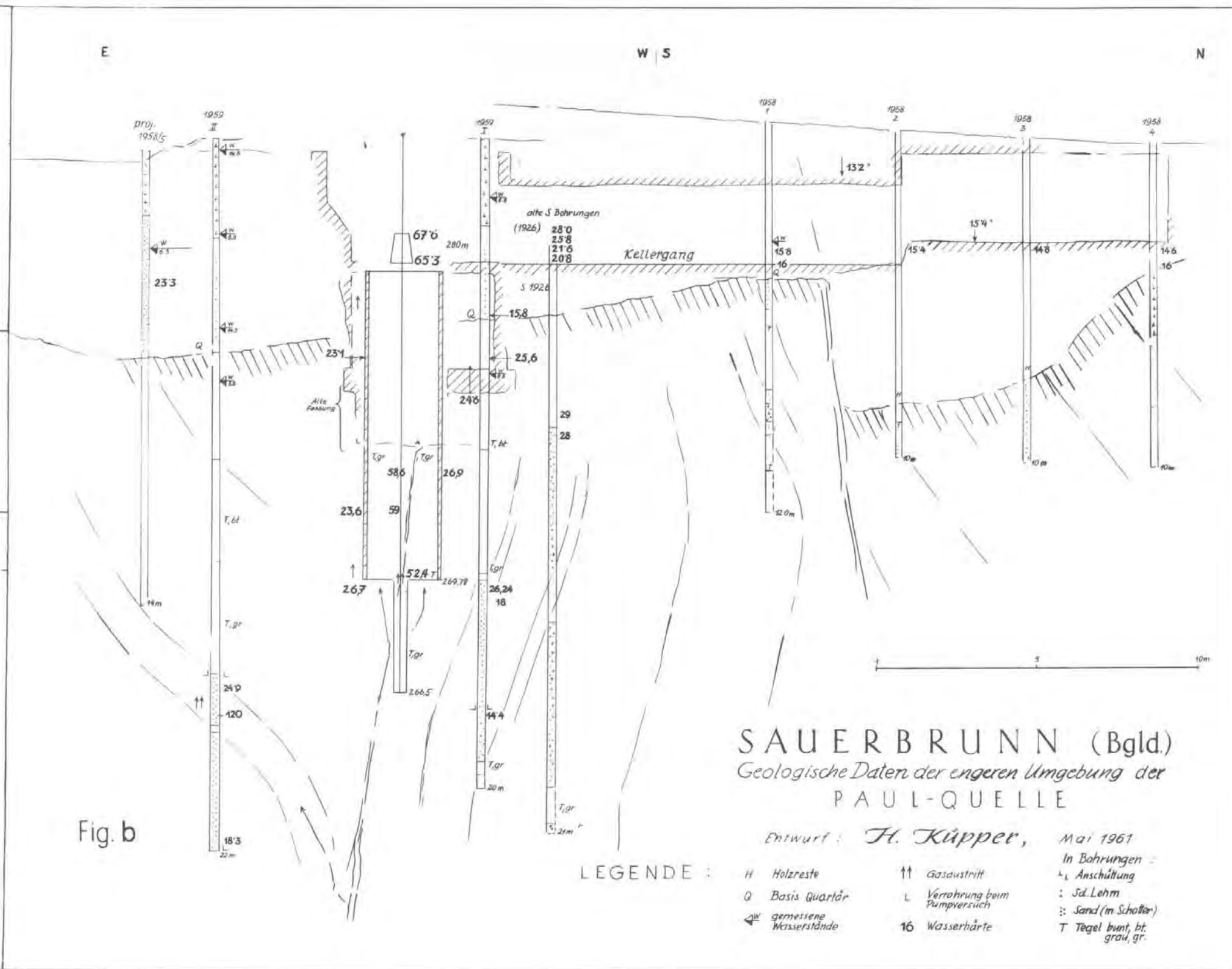
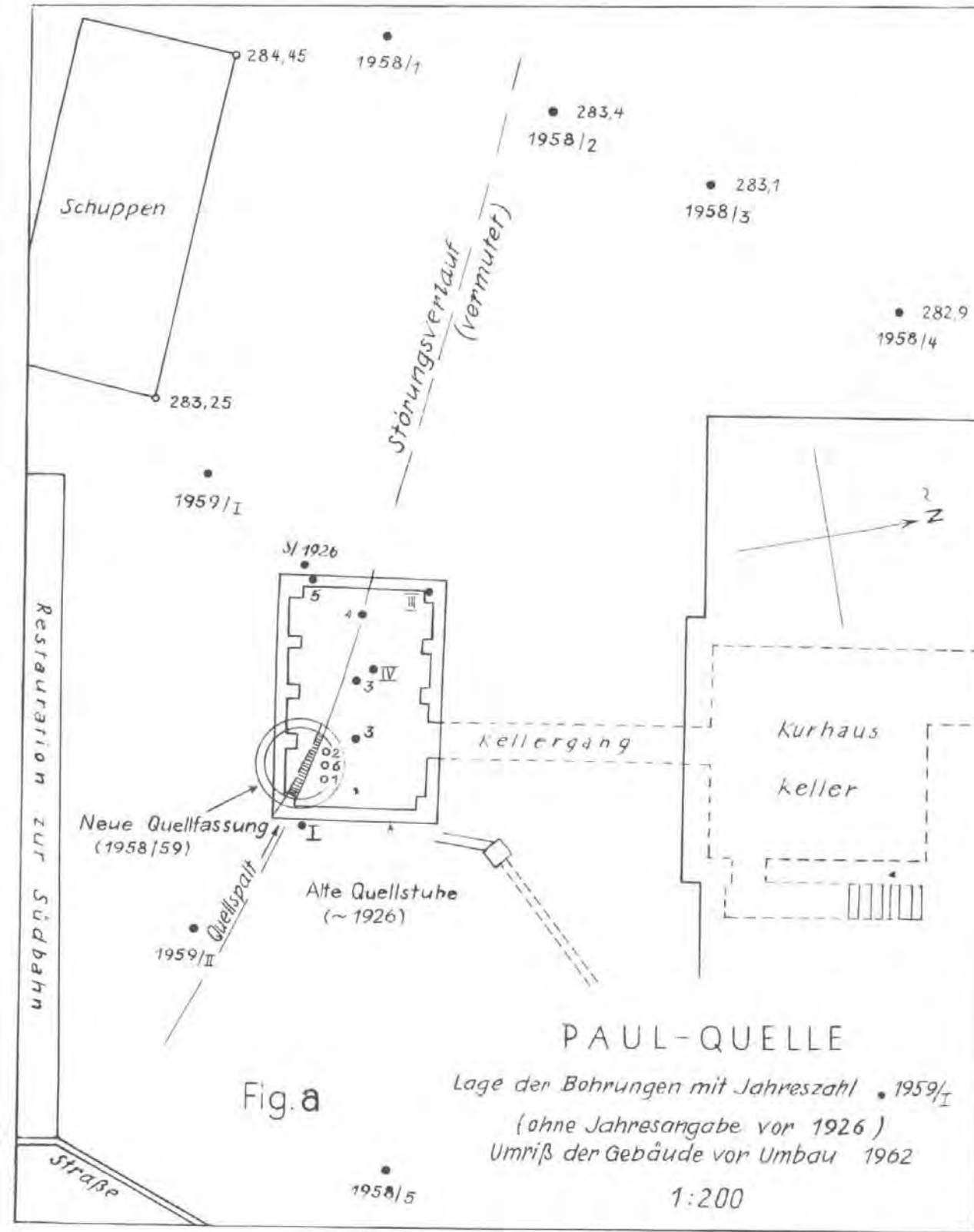
Übersichtsskizze

1:50.000

Detailskizze

1:12.500

GEOLOGISCHE LAGE von SAUERBRUNN Bgld.



Jb. Geol. B. A.	Bd. 105	S. 49—64	Wien, Juni 1962
-----------------	---------	----------	-----------------

Ergebnisse der geologischen Stollenaufnahme für das Lünerseewerk. Vorarlberg; Abschnitt Salonien—Latschau

Von KONRAD MIGNON *)

Mit Tafel 5 und 6 und 1 Textabbildung

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	49
Einleitung	50
Tektonik und Gefüge	52
Petrographische Kennzeichnung der Gesteine	55
Oberflächentektonik des Golmerhanges	57
Geologische Verhältnisse auf der Ostseite des Salonientales (Stollenaufnahme im kalkalpinen Bereich)	60

Zusammenfassung

Beim Bau des Lünerseewerkes ergaben sich in den Stollen und Baugruben zahlreiche Neuaufschlüsse, die einen Einblick in die petrographischen und tektonischen Verhältnisse des Gebirgsstockes Golmerjoch—Grüneck und seiner Südwestgrenze im Saloniental gewährten.

Zwischen dem Nordwestrand der Silvrettadecke und den nördlichen Kalkalpen erstreckt sich eine tektonische Verschuppungszone, in der Muskovitgranitgneis, Amphibolit, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Phyllonite, Quarzporphyr und Buntsandstein in mehr oder minder mächtigen Paketen nach dem Bauplan mit einem Achsenstreichen von $B = N 70^\circ W$ miteinander verschuppt sind. Die einzelnen Schuppen fallen steil bis mittelsteil nach Norden ein. Zwischen Muskovitgranitgneis und Buntsandstein wurde eine geringmächtige Einschaltung eines feinkörnigen, schwarzen Kalksandsteines durchfahren. Die Gesteine wurden petrographisch untersucht.

Während im Südwesten am Golmerjoch, am Platzisjöchel, am Verspeller und in der Trias im Latschätz der Bauplan $B = N 70^\circ W$ vorherrscht, herrscht im Nordosten, im Raume von Grüneck und im Auenlatschgraben, der Bauplan $B = N 70^\circ E$ vor.

*) Anschrift des Verfassers: Innsbruck, Sonnenburgstraße 3.

Im Südwesten, im Saloniental, schneidet die Gesteinsserie an einer um N—S streichenden, steil bis saiger fallenden Störungslinie ab.

Dieser Gesteinsserie und im besonderen ihrer Tektonik kommt insofern eine besondere Bedeutung zu, da an ihr der weit von Osten her um Ost—West streichende Zug der nördlichen Kalkalpen nach Südwesten abschwinkt. Die Gesteine der Verschuppungszone sind nach großen, um Nord—Süd streichenden, steil bis saiger stehenden Bewegungsflächen zerschert, nach denen annähernd horizontal gerichtete Verschiebungen stattgefunden haben.

Im Liegenden der Verschuppungszone wurde durch die Flach- und Steilstrecke des Taldükers Salonien-Ost eine Serie von Triasgesteinen, Buntsandstein, gelbliche und graue Rauhwacken der Reichenhaller Schichten, dunkle Dolomite und Dolomitbreccien mit kalkigem Bindemittel, dunkle und gelbliche Tonschiefer und kavernöse Rauhwacken aufgeföhren. Die Grenzfläche Trias—Kristallin streicht um N 70° W und fällt steil, 70—80° nach Norden ein.

Am Nordosthang des Grüneck wurde durch den Bau des Druckschachtes eine große Rutschung erschlossen, in der mächtige, im Verband gebliebene Felsschollen ins Tal, auf die Grundmoräne eines aus dem Gauertal kommenden Gletschers eingerutscht sind. Während der Gesteinsverband der härteren Gesteine, wie Muskovitgranitgneis und Amphibolit, vollständig erhalten blieb, sind die weicheren Glimmerschiefer und Phyllonite und Buntsandstein am Fuß der Rutschung stark mechanisch deformiert und zum Teil durch Dynamometamorphose chemisch umgewandelt worden. Auch im Saloniental wurde auf der Ostseite des Tales durch den Vortrieb der Flachstrecke ein großer Felssturz erschlossen. In der Strecke zwischen 56 und 93 m des Stollens wurden in Schiefergneisblockwerk eingebettet zahlreiche gut erhaltene Baumstämme aufgeföhren, die Hölzer wurden an der Universität Innsbruck als Zirbe, Fichte, Bergahorn, Eberesche und Stammbirke bestimmt. Die Untersuchung des Alters der Hölzer wurde nach der C¹⁴-Methode unabhängig voneinander in Heidelberg und Bern durchgeführt.

Zur Geologie des Raumes Golmerjoch—Grüneck—Latschau

Einleitung

Der Bau des Lünnerseewerkes der Vorarlberger Illwerke in den Jahren 1953—1958 erbrachte durch die umfassende Abklärung aller für die Bauwerke wichtigen geologischen Fragen einen klaren Einblick in die herrschenden tektonischen Verhältnisse und den gesteinsmäßigen Aufbau in dem von der Triebwasserführung durchfahrenen Bereich zwischen dem Kraftwerk in Latschau im Montafon und dem 7 km westlich liegenden Lünnersee.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. techn. Dipl.-Ing. A. Ammann, Direktor der Vorarlberger Illwerke A. G., für sein stetes Interesse und Verständnis, die er den Fragen der Geologie entgegenbrachte, und für die Erlaubnis, die gezeitigten Ergebnisse zu veröffentlichen, danken.

Weiters gilt mein Dank den Herren der Projektierungsabteilung der Vorarlberger Illwerke für ihre Anteilnahme an geologischen Fragen und für ihre Unterstützung, die sie mir angedeihen ließen. Danken möchte ich auch den örtlichen Bauleitern, die mir bei den Stollenaufnahmen ihre ständige Hilfe zuteil werden ließen.

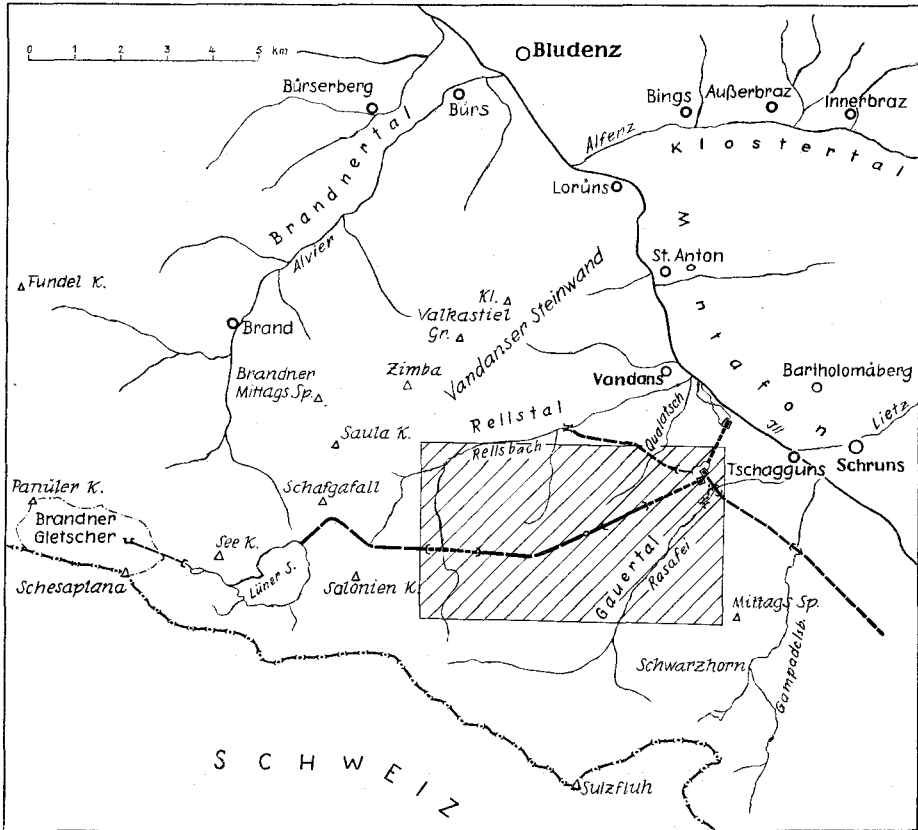


Abb. 1

Übersichtskarte mit bearbeitetem Bereich

Der nachfolgende Bericht gibt eine zusammenfassende Darstellung der petrographischen und tektonischen Verhältnisse im Gebirgsstock Golmerjoch—Grüneck (von Salorien-Ost bis Latschau) und der Verhältnisse an der Westgrenze dieses Gebirgsstockes, im Saloriental, wo die kristallinen Gesteine dieses Bereichs an die Gesteine der Trias des Rätikon grenzen (siehe Abb. 1). Die Bearbeitung erstreckt sich nicht nur auf den vom Stollen durchfahrenen Bereich, sondern auch auf das gesamte Gebiet obertags. Die Beschreibung stützt sich vorwiegend auf die Stollenaufschlüsse im Druckstollen Golmerjoch, im Panzerstollen, in der oberen und unteren Kammer des Wasserschlosses, die Bohraufschlüsse der Bohrungen auf Grüneck (sind im Profil nicht enthalten), die Bohrungen am Golmerhang B 1—9 und den Druckschacht Matschwitz—Latschau. Zur Klärung des Baues wurden an Gelände- und Stollenaufschlüssen Messungen von Gefügedaten ausgeführt, die in

Diagrammen zur Darstellung gebracht sind. Als geologische Kartengrundlage diente der geologische Lageplan „Lünerseewerk, geologischer Lageplan“, 1 : 10.000, der Vorarlberger Illwerke (Aufnahme O. REITHOFER).

Vorwegnehmend möchte ich noch erwähnen, daß die im Stollen aufgefahrenen Gesteine nicht immer eindeutig mit den an der Oberfläche kartierten Gesteinen zu verbinden sind, wenn sich auch nach den im Stollen gemessenen Gefügedaten ein einfacher Zusammenhang ergeben würde. In Wirklichkeit dürften in dieser Zone die Gesteinsgrenzen nicht so ungestört verlaufen, wie sie im beiliegenden Plan (Tafel 6) „Golmerjochstollen und Panzerstollen Grüneck, Längenschnitt 1 : 5000“ dargestellt sind.

Zwischen dem Westrand der Silvrettadecke im Gampadelstal und den nördlichen Kalkalpen erstreckt sich eine tektonische Verschuppungszone, in der kristalline Schiefer, Phyllonite, ältere Granitgneise und Triasgesteine mehrfach miteinander verschuppt sind. Diese Zone ist in der geologischen Aufnahme von O. REITHOFER und in seinem Vorgutachten als Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer bezeichnet. In der nachstehenden Beschreibung handelt es sich um Phyllonite ¹⁾ innerhalb der genannten Zone.

Tektonik und Gefüge

Die südliche Grenze der Verschuppungszone verläuft, wie die Aufschlüsse im Fensterstollen zum Druckstollen Salonien-Ost, in der Steilstrecke des Taldükers Salonien-Ost und die Gesteinsgrenze am Hätaberger Joch zeigen, N 70° W und fällt steil 70—80° N ein. In ihrer weiteren Fortsetzung nach Westen als auch nach Osten ist sie durch Moränen- und Hangschutt verdeckt. Ein kleiner Aufschluß von Triasgesteinen (Buntsandstein, Muschelkalk und ein bräunlicher, dunkler Tonschiefer) in einem Graben oberhalb der Alpe Latschätz und die Grenze der Trias zum Kristallin (Hauptdolomit zum Kristallin) im Kamm Mittagspitze—Schwarzhorn läßt erkennen, daß die im Stollen gemessene Lage gleich der Grenze der Verschuppungszone im Großbau des Gebirges ist. Der nördliche Teil dieser Zone und ihre Grenze zu den nördlichen Kalkalpen ist von O. REITHOFER in einem unveröffentlichten Bericht „Geologie des Rellsstollens“ (L 15) beschrieben. Dort ist das Kristallin mit den Gesteinen der Trias inniger und in buntem Wechsel verschuppt, als dies an der Südgrenze beobachtet werden konnte. Ihrer Lage nach dürfte die nördliche Grenze sich in den von O. SCHMIDEGG (L 19) in den nördlichen Kalkalpen gemessenen E—W bis N 70° E Bauplan einfügen. Ihre genaue Lage gibt O. REITHOFER in seinem Bericht nicht an. Der nördlichste Aufschluß SW der Ill des Kristallins ist ein feinkörniger Paragneis, der am „Köpfle“ auf der orographisch linken Talseite des Rellsstales am Taleingang ansteht.

Im Westen schneidet diese vorherrschend kristalline Gesteinsserie an einer großen, um Nord—Süd verlaufenden Störungslinie, der der Taleinschnitt des Salonientales folgt, ab.

¹⁾ SANDER hat für Phyllite, die durch starke Durchbewegung mit Bildung von Glimmerhäuten aus Glimmerschiefer und Paragneisen entstanden sind, die Bezeichnung Phyllonit eingeführt.

Im Großbau des Gebirges sind die einzelnen Schichtglieder der Verschuppungszone nach Flächen, die annähernd konkordant zu den nördlichen und südlichen Grenzflächen der Zone liegen, ineinander geschuppt.

Die Untersuchung des s-Flächen- und B-axialen Gefüges in der Verschuppungszone ergab, daß im Bereich zwischen Latschau und der Golmerjochspitze und dem nördlich gelegenen Platziserjoch hinsichtlich des B-axialen Baues eine weitgehende Homogenität besteht, wobei die Verstellung der s-Flächen der Prägung der gemessenen B-Achsen zuzuordnen ist. In der Gipfelregion der Golmerjochspitze und in dem nach Nordosten zum Grüneck ziehenden Grat, wo ein knotiger Schiefergneis, Feldspatknottengneis, ansteht, liegt s im Grat flach N fallend und biegt in den Nordhängen des Kammes, nach der Platzismulde zu, in steil Nord fallende Lagen um. Diese Verbiegung der Schieferungsflächen ist einem B-axialen Bau einer um N 70° W streichenden B-Achse zuzuordnen (siehe Vertikalschnitt Tafel 5, Schnitt 7 und Diagramm D 2).

Im unteren Teil des Golmerhanges tritt neben dem N 70° W Bau in den Chloritschiefern des Druckschachtes Latschau—Bergen 1, in der Strecke 288—385 m (Diagramm 1) ein zweiter, um 70° E gerichteter Bau mit syntektonischer Verstellung von s in Erscheinung (siehe D 1).

O. REITHOFER hat in einem unveröffentlichten Bericht über die „Geologie des Freispiegelstollens Gaschurn—Latschau“ und in einer veröffentlichten Arbeit (L 14) durch B- und s-Flächendiagramme gezeigt, daß die vom Stollen durchfahrenen Gesteine der Silvrettadecke einen B-axialen Bau nach einer um N 70° W streichenden B-Achse mit syntektonischer Verstellung von s aufweisen. Im gleichen Bericht ist im Diagramm des Raumes von Tschagguns jedoch eine Streuung der B-Achsen von N 70° W über Ost—West nach N 80—70° E festzustellen, die sich auch in den Gesteinen des unteren Teiles des Golmerhanges, wie meine Aufnahmen im Druckschacht Latschau zeigen, noch nachweisen läßt (siehe Diagramm D 1). Im Stollenaufschluß ist nicht zu entscheiden, ob die beiden Verformungspläne auf s einander überlagern oder ob mit dem Annähern an die nördlichen Kalkalpen eine Verstellung der B-Achsen N 70° W über E—W nach N 70° E erfolgt.

In der Verschuppungszone und in dem vom Freispiegelstollen Gaschurn—Latschau durchfahrenen Teil der Silvrettadecke herrscht hinsichtlich des B-axialen Baues nach N 70—80° W Homogenität. Die nördlichen Kalkalpen nördlich des Rellstales weisen dagegen nach Untersuchungen von O. SCHMIDEGG (L 19) Verformungen nach E—W bis N 70° E streichenden B-Achsen auf.

Im Stollenaufschluß sind im Bau des Gebirgsstockes große Blattverschiebungen in der Vertikalebene N 20° W mit annähernd horizontalen Bewegungsrichtungen zu beobachten, die an der Oberfläche kaum in Erscheinung treten. Die Bewegungsflächen sind mit Harnischen bedeckt, an welchen an den Harnischrillen und an Abrißfahnen der Relativsinn der Bewegungen ablesbar ist. Gleichgerichtete Bewegungsflächen sind in den Stollenaufschlüssen im ganzen Gebirgsstock von Salonien bis nach Latschau in unregelmäßigen Abständen und mit unterschiedlicher Ausbildung immer wieder anzutreffen. Teils sind sie als Mylonite ausgebildet, wobei die Mylonitisierung graduell zwischen einer intensiven subparall texturierten Zerschering und einer völligen Zerreibung des Gesteines zu Grus schwankt,

teils auch nur als scharfe offene oder geschlossene Fugen. Häufig ist *s* im Sinne der Bewegung in die Fugen eingeschleppt. Weiters sind gleichgerichtete Flächen auch als Gesteinsgrenzen innerhalb der Verschuppungszone zu beobachten.

Absolute Beträge der Verschiebung konnten nirgends beobachtet bzw. gemessen werden.

In dem beigegebenen Lageplan (Tafel 5), in dem das Niveau des Stollens durch eine stark ausgezogene Höhengschichtenlinie kenntlich gemacht ist, sind einige im Stollen gemessene Großverwerfungen eingetragen. Die Pfeile zeigen die Richtungen der stattgefundenen Relativbewegungen an.

Wie das *s*-Poldiagramm D 2 vom Vespeller und Platziserjoch aus dem geschlossen den ganzen Gebirgsstock durchziehenden Buntsandstein zeigt, sind seine *s*-Flächen in Form einer leichten Wellung um $B\ N\ 70\text{--}80^\circ\ W$ verstellt. Würde sich der Buntsandstein vom Vespeller mit gleichbleibendem Streichen gegen Westen fortsetzen, dann müßte er nördlich des Platziserjoches durchziehen. Zwischen den beiden eben genannten Orten liegen jedoch die beiden im Stollen bei den Stationen 930 und 1006 m erschlossenen großen Störungen, an denen nachweislich $NW\text{--}SE$ gerichtete Bewegungen stattgefunden haben. Die Bewegungen sind an großen Harnischflächen ablesbar, zwischen denen etwa 50 cm mächtige Mylonitzonen liegen, wo der Phyllonit völlig verdrückt und zu tonig schmierigen Letten umgewandelt ist. Auch im östlichen Teil des Gebirgsstockes und in der unteren Kammer des Wasserschlosses sind in Störungen gleicher Lage eingeschleppte *s*-Flächen zu beobachten.

Diesen Bewegungen dürfte die Verstellung des in bezug auf das Streichen homogenen Bestandsteins zuzuschreiben sein, die ihn in die gegeneinander versetzte Lage am Vespeller und am Platzisjöchel brachten.

Ähnlich liegen die Verhältnisse für den durch den Golmerjochstollen aufgefahrene Buntsandsteinzug, der an der Oberfläche am Ostgrat des Golmerjochgipfels und im Stollen an einer um $N\ 20^\circ\ W$ verlaufenden Störung abschneidet. Auch die östlichste Buntsandsteineinschaltung im Fensterstollen Grüneck dürfte an einer großen Störung abschneiden, da sie in dem vom Grüneckgipfel nach Norden ziehenden Grat nicht mehr in Erscheinung tritt.

Stollenbeobachtungen nach sind die Horizontalverschiebungen nicht ausschließlich auf die vorstehend erwähnten großen Störungen beschränkt, sondern es sind auch nach anderen, weniger stark ausgeprägten Bewegungsflächen gleicher Lage Verschiebungen vor sich gegangen. Dabei dürfte der absolute Betrag der Horizontalverschiebungen der Felspartien sehr unterschiedlich sein.

Das Vorkommen von Pseudotachyliten, HAMMER (L 3), die in den Phylloniten im Fensterstollen Grüneck und an Bohrkernen der Bohrungen beim Wasserschloß beobachtet wurden, deutet darauf hin, daß in den Phylloniten intensive, ruckartig wirkende Bewegungen vor sich gegangen sind.

Die tektonischen Bewegungsvorgänge waren regional von metamorphen Mineralumwandlungen begleitet, als deren Ergebnis die Umwandlung der Glimmerschiefer in Chloritschiefer, eine entsprechende Umwandlung der Arkosen, die Entstehung der Albit-Chloritgesteine, die eng begrenzte Epidotisierung und die Vererzung durch Hämatit und Pyrit zu betrachten sind.

Ebenso waren tektonische Breccienbildungen in Arkosen als auch in Muskovitgranitgneis zu beobachten, in denen ein feinkörniges Quarzfeldspat-Aggregat und Erz (Hämatit) das Bindemittel bildet.

In der Zusammenschau mit dem westlichen, von O. SCHMIDEGG (L 19) geologisch-gefügetektonisch bearbeiteten Bereich des mittleren Rätikon läßt sich die Zerschierung der kristallinen Gesteinsserien gut mit dem N 70° E-Bau des Hauptdolomites und seiner s-förmigen Umbiegung im Raume Lünsersee—Schafgafall—Zimba in Übereinstimmung bringen. Der den Hauptdolomit im Süden begleitende Zug von Raiblerschichten und Buntsandstein macht im Raum der Alpe Lün diese Umbiegung mit. Der südlich liegende Muschelkalk und die Partnachschichten der Freskalotfalte schneiden im Salontal ab, ebenso endet der nördlich der Verschuppungszone im Rellstal Ost—West streichende Muschelkalkzug an der gleichen Störungslinie. An dieser Störungslinie, die auch SCHMIDEGG in seiner Übersichtskarte einzeichnete, endet die große Verschuppungszone der kristallinen und triadischen Gesteine zwischen der Lechtal- und der Silvrettadecke.

Petrographische Kennzeichnung der Gesteine im Stollenbereich

In großen Zügen gesehen, folgen in der Verschuppungszone von Süden nach Norden: Phyllonite und Glimmerschiefer, ein schmaler Zug eines pegmatitischen Granitgneises (Muskovitgranitgneis), Phyllonite und Glimmerschiefer mit Einschaltungen von Grünsteinen, umgewandelte Arkosen und kleine Muskovitgranitgneiseinschaltungen, eine mächtige Folge Muskovitgranitgneis mit einer schmalen Phylloniteinschaltung, Buntsandstein, Quarzporphyr, Buntsandstein, Quarzporphyr, Phyllonite und kristalline Glimmerschiefer, eine Zone, in der hellgrünliche Serizitgneise (Permotrias?) und Buntsandstein in schmalen Lagen miteinander verschuppt sind, und abermals Phyllonite und kristalline Schiefer. Weiter nördlich wechseln, wie aus den Aufschlüssen in tieferen Hanglagen in der Steil- und Flachstrecke des Druckschachtes und aus dem Bericht von O. REITHOFER aus dem Rellsstollen bekannt ist, Phyllonite, Chloritschiefer, Muskovitgranite, Amphibolit und Triasgesteine, wobei die Phyllonite, Chloritschiefer und Muskovitgranitgneise in mächtigen Paketen mehrmals miteinander verschuppt sind.

Die Glimmerschiefer besitzen bereichsweise die gleiche Ausbildung und petrographische Zusammensetzung wie in den Öztaler Alpen (L 6). Durch intensive tektonische Beanspruchung wurden sie zum Teil phyllonitisiert, wobei alle Übergänge von Glimmerschiefern bis zu Phyllonit zu beobachten sind. Die Phyllonite im einzelnen sind ihrer Ausbildung nach den Gesteinen der Landecker Phyllitzone gleichzusetzen.

Grünliche Schiefer, die sich ihrer petrographischen Zusammensetzung nach unter dem Mikroskop als Chloritschiefer erwiesen, ließen noch erkennen, daß es sich um umgewandelte Biotitschiefer handelt. Im Stollenbereich sind sie häufig als tektonische Einschaltungen in stärker beanspruchten Zonen der Glimmerschiefer zu beobachten.

An aufeinanderfolgend entnommenen Gesteinsproben aus der Strecke 1448 und 1508 m konnte durch die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen der Übergang von Stauroolithglimmerschiefer in Phyllonit in den verschiedenen Phasen beobachtet werden.

In den Glimmerschiefern treten in der vom Stollen durchfahrenen Strecke mehrmals völlig dichte, grünliche Gesteine, die makroskopisch keine Struktur erkennen lassen, als tektonische Einschaltungen in Erscheinung. Es sind dies umgewandelte Arkosen, die bereichsweise durch Serizitisierung der Feldspäte (Albit bis Albitoligoklas) ein grünliches Aussehen erhalten.

Am östlichen Kontakt der Muskovitgranitgneiseinschaltung beim Stollenmeter 1002 tritt in einer schmalen Zone zwischen Granitgneis und Glimmerschiefer ein sehr feinkörniges grünliches Gestein auf, das unter dem Mikroskop als feinkörniger Amphibolit bestimmt werden konnte. Ein anderes, sehr hartes, makroskopisch nicht zu bestimmendes Grüngestein, das in der Strecke 1251—1320 m durchfahren wurde, erwies sich als ein Albit-Chloritgestein, in dem die Anteile von Albit und Chlorit mengenmäßig sehr schwanken. Der Chlorit ist umgewandelter Biotit. Feldspat ist leicht serizitisiert, als luftfüllendes Mineral ist Calcit reichlich vertreten, vereinzelt auch im Grundgefüge des Gesteines. Quarz fehlt als gesteinsbildendes Mineral fast vollständig, er ist nur in kleinen Körnern in Albit enthalten.

Der Muskovitgranitgneis ist ein weißliches, meist grobkörniges Gestein mit ausgeprägt gneisiger Struktur. Die mikroskopische Untersuchung einiger Proben ergab einen Mineralgehalt von Feldspat, Quarz und Muskovit. Der Feldspat ist grobkörniger Mikroklin und Albit bis Albit-Oligoklas und läßt nachkristalline Deformation erkennen. Im allgemeinen sind Mikroklin und Albit frisch, frei von Einschlüssen, während sie in stark durchbewegten Zonen völlig in Hellglimmerfilze umgewandelt sind. Die grünliche Farbe und der seidige Glanz auf den Schieferungsflächen sind durch ihren hohen Serizitgehalt bedingt. In besonders stark durchbewegten Bereichen ist Feldspat vollständig umgewandelt und die Gesteine sind ihrem Mineralgehalt nach als Serizitquarzite zu bezeichnen. In der schmalen Muskovitgranitgneiseinschaltung bei Station 959—1017 m im Stollen ist dieser als ein pegmatitischer Granitgneis ausgebildet. HAMMER beschreibt ebenfalls Muskovitgranitgneise als Begleiter der „Phyllitgneise“ der Landecker Phyllitgneiszone.

Die Porphyre sind harte, grünlichweiße Gesteine, in denen große Quarz- und Feldspateinsprenglinge in einer auch unter dem Mikroskop nicht aufzulösenden Grundmasse schwimmen. Stratigraphisch sind diese Ergußgesteine ins Obere Perm bis Buntsandstein zu stellen. In den stark beanspruchten Randzonen bleibt der Quarzporphyr unverändert kompakt, läßt aber manchmal eine leichte Verschieferung erkennen.

An der Rellstalstraße habe ich 1953 im Buntsandstein eine Quarzporphyreinschaltung gleicher Ausbildung wie die des Quarzporphyrs im Stollen gefunden.

Der rote Buntsandstein des vom Gollmerjochstollen durchfahrenen Buntsandsteinzuges setzt sich aus rotem feinklastisch tonigem und gröberkörnigem Quarzsandstein zusammen. Vereinzelt sind in ihm auch grobkörnige, förmlich breccienartige Partien anzutreffen, deren einzelne Komponenten (Quarzite) Größen bis zu 2 cm erreichen. Die einzelnen Ausbildungsarten gehen ohne scharfe Grenzen ineinander über. In den grobkörnigen Partien wirkt sich die tektonische Beanspruchung durch eine das Gestein weit durchsetzende Zerklüftung aus. In den feinkörnigen Partien wirkte sich die tektonische Umlagerung und Einengung in einer Zerschering des Buntsandsteines aus, die in Form einer leichten Schieferung auch für das unbewaffnete Auge erkennbar ist. Im westlichen Grenzbereich, in dem

eine mächtige Mylonitzone ausgebildet ist, wurde zwischen dem Buntsandstein und dem Muskovitgranitgneis eine geringmächtige Einschaltung eines feinkörnigen schwarzen Kalksandsteines durchfahren, dessen stratigraphische Zugehörigkeit nicht bestimmt werden konnte.

Vom Panzerstollen und vom Luftschacht des Wasserschlosses (siehe Tafel 6) wurde noch eine Gesteinsserie durchfahren, in der Muskovitgranitgneis und Buntsandstein in dünnen Lagen mehrfach miteinander verschuppt sind. Wie schon in dem unpublizierten Bericht „Lünerseewerk — Geologie im Bereich des Wasserschlosses, Aufschluß durch Bohrungen und Fensterstollen Grüneck 1954/55“ (L 7) ausgeführt wurde, ist diese Gesteinsserie in flacher Lage zwischen zwei Phyllonit-Glimmerschieferzüge eingeschuppt. Durch die tektonische Beanspruchung wurde der hangende und auch der liegende Phyllonit in einer mehrere Meter mächtigen Schwarte stark gestört bis mylonitisiert. Sowohl an der Hangend- als auch an der Liegendgrenze sind Mukovitgranitgneis und Buntsandstein in dünnen Lagen und Linsen in den Phyllonit eingeschuppt. Die einzelnen Glieder dieser eingeschuppten Gesteinsserie sind durch die tektonische Beanspruchung zum Teil in schmierig-tonige Mylonite umgewandelt.

Die Liegendgrenze dieser Gesteinsserie, die sowohl von Bohrungen als auch vom Sondierstollen zum Wasserschloß und dem Panzerstollen erschlossen wurde, fügt sich ihrer Lage nach in den im gesamten Bereich gemessenen B-axialen Bau einer um $N 70^{\circ} W$ streichenden B-Achse ein. Die Hangendgrenze ist nur im Panzerstollen erschlossen und ist, soweit vom Aufschluß zu beurteilen ist, konkordant der Liegendgrenze.

Die hangenden Phyllonite sind rupturrell stark gestört und längs der Klüfte wie auch auf den Schieferungsflächen leicht verwittert. Nahe der Sperrkammer (siehe Tafel 6: Längenschnitt Golmerjochstollen—Panzerstollen) setzt ein großer, um Nord—Süd streichender, mittelsteil Ost fallender Bewegungshorizont durch den Phyllonit, der in einer Breite von zirka 1 m mit bandartig-schlierig abgelagerten bläulichen, gelblichweißen und rötlichen Tönen gefüllt ist. Die verschieden gefärbten Tonlagen lassen durch fluidales Ausschmieren der Bänder eindeutig auf Bewegungsvorgänge längs dieser Kluft schließen.

Oberflächentektonik des Golmerhanges

Im unteren Teil des Golmerhanges hat eine große Vereisung mulden- bis trogförmige Oberflächenformen ausgearbeitet, die später durch große Berggrutsche verschüttet wurden. Im beiliegenden Plan (Tafel 6: Längenschnitt Druckschacht Latschau) ist der Verlauf der Oberfläche des felsigen Grundgebirges, wie er sich aus den Bohraufschlüssen und dem Aufschluß durch den Druckschacht ergibt, dargestellt. Die felsige Oberfläche verläuft von der Höhe 1070 m, wo sie heute unweit oberhalb Latschau an die Oberfläche ausstreicht, leicht ansteigend bis zur Höhe 1220 m, die sie annähernd bei Station 401 m des Druckschachtes Latschau erreicht. Von hier verläuft sie nahezu horizontal weiter bergwärts, bis unter die Verflachung von Matschwitz. Die oberen Teile der Gleitbahnen, nach denen der Berggrutsch in das Tal eingerutscht ist, sind nicht erschlossen und liegen vermutlich sehr tief im Berg.

Dieses Relief wurde von einem aus dem Gauertal kommenden Gletscher, der im Haupttal vom Illgletscher auf die linke Talseite, den Golmerhang, gepreßt wurde, ausgearbeitet. Durch diese glaziale Überarbeitung wurden die an sich tektonisch stark beanspruchten Gesteine der Verschuppungszone im Hang unter Grüneck stark unterschritten. Nach dem Rückgang des Gletschers erfolgten nach tektonisch vorgezeichneten Schwächungszonen im Fels die großen Bergrutsche, die den heutigen Golmerhang zwischen dem Golmerbach und dem Auenlatschbach aufbauen.

Die Rutschmasse liegt auf der Grundmoräne dieses großen Gletschers, die sich vorwiegend aus sandig-tonigem Feinmaterial und zum geringeren Teil aus gröberen, kiesigen Geschieben zusammensetzt. In beiden ist manchmal durch einen lagenweisen Wechsel von gröberem und feinerem Material eine Schichtung zu erkennen. Dem Feinmaterial sind gutgerundete, deutlich geschrammte Geschiebe verschiedenster Größe eingelagert. Durchschnittlich besitzen sie keine besonderen Größen, sie erreichen nur in wenigen Fällen 30—40 cm. Die Geschiebe setzen sich in buntem Wechsel aus Sulzfluhkalk, hell- und dunkelgrauen Dolomiten, Tonschiefern, Buntsandstein, Schwarzhornserpentin, Amphibolit, grünlichen Gneisen, Glimmerschiefern und Phylloniten zusammen, so daß das Gauertal mit Sicherheit als Einzugsgebiet des die Moräne ablagernden Gletschers bezeichnet werden kann.

Der große Bergrutsch, der zeitlich wohl nach dem Rückgang des Gletschers erfolgte, besitzt in der flachen Oberfläche der Moräne und in dem relativ flachen Verlauf der felsigen Oberfläche eine solide Aufstandsfläche, an der keine weiteren Gleitungen mehr zu erwarten sind.

Soweit aus den heutigen Oberflächenformen, den immer wieder auftretenden Absätzen und muldenförmigen Verflachungen am Golmerhang geschlossen werden kann, liegt keine geschlossene Rutschmasse vor, sondern diese löst sich in mehrere kleinere Rutschungen auf.

Durch das talseitige Eingleiten der Felsmassen, das in sehr großen geschlossenen Einheiten vor sich ging, wurden die Phyllonite, Glimmerschiefer, Muskovitgranitgneis, Amphibolit und Buntsandstein sehr unterschiedlich beansprucht und zerrüttet. Die tiefste, auf der Moräne aufgelagerte Rutschmasse, die bis zur Höhe von Matschwitz reicht, setzt sich von unten nach oben aus Buntsandstein, Phyllonit, Muskovitgranitgneis, Amphibolit und gneisigen Phylloniten zusammen. Muskovitgranitgneis und Amphibolit sind ruptuell wohl mitgenommen, blieben aber so weit fest, daß der sie durchfahrende Stollen ohne Einbau verbleiben konnte. Am stärksten wurde Buntsandstein mitgenommen, der völlig zerschert und verdrückt wurde. Der hangende Phyllonit ist als Gestein wohl fest, aber durch Klüfte stark zerrüttet. Ähnlich ist auch der im Hangenden des Amphibolits liegende gneisige Phyllonit durch Klüfte völlig zerrüttet.

Auf der Verflachung von Matschwitz ist auf der Bergsturzmasse kalkalpines, aus dem Gauertal stammendes Moränenmaterial aufgelagert, das an der Hangkante einen Wall aufbaut. Mit der Bezeichnung Wall soll nicht gesagt werden, daß dieser der Rest einer Seitenmoräne ist, da der Wall seine heutige Form auch durch Erosion erhalten haben kann. Das Moränenmaterial ist bis an den Aufschwung des Hanges oberhalb des „Hauses auf der Heid“ in zirka 1490 m Höhe zu verfolgen. Von hier sind in annähernd gleicher Höhe bis zur Umbiegung des Hanges ins Gauertal

immer wieder kalkalpine Geschiebeblöcke zu finden, so daß sich die obere Grenze dieser kalkalpinen Moräne gut abgrenzen läßt.

Oberhalb dieser Grenze wurden weder in der Fallinie der Druckrohrleitung, in der der Hang durch die Baugruben für die Festpunkte und Rohrsockel gut erschlossen ist, noch auf dem orographisch rechts davon und außerhalb der Rutschmasse liegenden Rücken Stücke einer kalkalpinen Moräne gefunden. Das dort abgelagerte Moränenmaterial stammt ausschließlich von Gesteinen höherer Hanglagen.

Diese scharfe Grenze, die sich vom Anstehenden im Gauertal bis in die Rutschmasse hinein fortsetzt, läßt es unwahrscheinlich erscheinen, daß das Moränenmaterial mit der Rutschmasse in die heutige Lage verfrachtet wurde.

Aus den Ostalpen sind post-Würmvereisungsstände, deren Eisoberkanten im Haupttal bis in Höhen von 1500 m hinaufreichen, nicht bekannt. Prof. R. STAUB (L 18) spricht in einem unveröffentlichten Bericht vom 12. Juni 1956 über den Golmerhang gleichfalls die Vermutung aus, daß ein späterer Eisstrom die Rutschmassen nochmals unterschritten und so die heutige Übersteilung des unteren Hanges bewirkt hätte. Es wäre denkbar, daß die kalkalpine Moräne auf der Verflachung von Matschwitz bei zirka 1500 m der gleichen, von Prof. STAUB angenommenen Vereisung angehört. Die endgültige Stellungnahme zu dieser Frage bedarf wohl noch weiterer Diskussionen und muß einem späteren Zeitpunkt vorbehalten bleiben. Die praktische Auswirkung dieser Überlegungen liegt wohl darin, daß in der Rutschmasse Bergen—Matschwitz keine Wiederbelebung der Gleitungen zu erwarten ist. Eine solche wäre sicherlich nach dem Rückgang des Gletschers oder nach späteren Vereisungsstadien, während der am Golmerhang auch Hanggletscher vorhanden waren, eingetreten. Im Hangenden der Moräne wurden in Stollenaufschluß keinerlei Anhaltspunkte gefunden, die einen Schluß auf das Alter des Bergrutsches gestattet hätten.

Eine Pollenanalyse, die unter Leitung von Herrn Prof. GAMS von Frau Dr. SITTE an Material der hangenden Schichten der Moräne ausgeführt wurde, brachte kein Ergebnis.

Die zeitliche Einstufung dieser Grundmoräne ist sehr problematisch, da angenommen werden muß, daß es sich um Grundmoräne einer Hauptvereisung und nicht um die eines Stadiums handelt. Sie könnte genauso als Reiß- wie als Würmgrundmasse eingestuft werden. Die Beantwortung dieser Frage muß offenbleiben.

Nach den in der Tafel 5 enthaltenen Diagrammen D 1 und D 3, die im Anstehenden des Druckschachtes Latschau—Bergen 1 gemessen wurden, geht aus der Verlagerung des π -Poles von N 70° W im Anstehenden nach N 50° E in der Rutschmasse hervor, daß die Felsmassen beim Abgleiten um 50—60° nach Norden verdreht wurden.

Die Lagen der Gleitbahnen der Rutschungen konnten durch die vorhandenen Aufschlüsse nicht festgestellt werden. Vor allem ist es nicht möglich, die Obergrenze der Rutschung mit Sicherheit festzulegen. Es ist wahrscheinlich, daß die um N 20—30° W streichenden Störungsflächen, die bei wechselndem Einfallen das Gestein immer wieder durchsetzen, sekundär

als Gleitflächen dienten. Die Richtung der Schwerkraft der durch diese Flächen abgelösten Massen fällt mehr oder minder genau in die Vertikalebene, in der die natürliche Fallinie des Rutschhanges liegt. Die stark beanspruchte Gesteinsserie Muskovitgranitgneis—Buntsandstein kommt als Gleitbahn wohl nur schwerlich in Frage, da die Fallinie dieses um N 60 bis 70° W streichenden, mittelsteil Nord—Ost fallenden Gesteinspaketes nicht mit der Fallinie des Rutschhanges zusammenfällt. Sehr wahrscheinlich wirken die durch Scherbewegungen betätigten, um N 60—70° W streichenden Schieferungsflächen und die um N 20—30° W streichenden Klüfte bei der Bildung der Gleitflächen zusammen.

Vermutlich klingen die Rutschungen in den stark gestörten Phylloniten im Hangenden der Muskovitgranitgneis-Buntsandstein-Verschuppungszone, auf denen das Windenhaus der Sektion 2 des Schrägaufzuges steht, aus.

Geologische Verhältnisse auf der Ostseite des Salonientales (Stollenaufnahme im kalkalpinen Bereich)

Das Saloniental folgt einer um N—S verlaufenden Störungslinie, an der die den Gebirgsstock des Golm aufbauenden kristallinen Gesteine der Verschuppungszone abschneiden. Während auf der Westseite des Tales Gesteine der unteren Trias, Buntsandstein, Muschelkalk und Partnachschichten in einer mächtigen, inversen, um E—W streichenden Falte den Gipfel des Freskalot aufbauen, stehen auf der Ostseite des Tales hellgrauer und dunkelgrauer bis schwarzer Dolomit, dunkelgraue, den Partnachschiefen gleichende Tonschiefer, gelbe Reichenhaller Rauhwacken mit dünnen, roten und grünen Buntsandsteineinlagerungen, den Dolomiten der Raiblerschichten gleichender grauer Dolomit, der in eine Breccie mit kalkigem Bindemittel übergeht, und gelbbraune, meist dünnblättrige Tonschiefer an, die in den Kammlagen von Glimmerschiefern überlagert sind. Diese durch den Druckschacht erschlossenen Sedimentgesteine sind in mittelsteil Nord fallenden, um E—W streichenden linsenartigen Schuppen mehrfach miteinander verschuppt. In ihrer Gesamtheit sind sie stark tektonisch beansprucht. Im Stollen endet diese Gesteinsserie nach einer um N—S streichenden, 70—80° E fallenden Bewegungsfläche, auf die im Osten die den Gebirgsstock des Golmerjoches, (2261 m) aufbauenden Gesteine der kristallinen Verschuppungszone folgen.

Nach dem Aufschluß im Fensterstollen zum Golmerjochstollen, dem im Druckschacht und nach Bohraufschlüssen wie auch nach Oberflächenaufschlüssen bei der Alpe Latschätz, fallen die Sedimentgesteine nach einer um N 70° W streichenden, mittelsteil N fallenden Fläche unter das Kristallin der Verschuppungszone ein (Tafel 5, Querschnitt 7, und Tafel 6, Längenschnitt Taldüker—Salonien-Ost). Die in der Steilstrecke des Druckschachtes aufgefahrene Grenzfläche fügt sich den Lagen der vorstehend beschriebenen Bewegungshorizonte, nach denen im Gebirgsstock des Golmerjoches Horizontalverschiebungen stattfanden, ein.

Im Saloniental ist die beschriebene Serie der Sedimentgesteine und auch die Gesteinsgrenze selbst von einem mächtigen Bergsturz, der unterhalb des Kammes des Platzisjöchls herabbrach, verdeckt. Erst zirka 300 m

südlich der Stollentrasse im Kilkatobel sind in einer großen Ausbruchnische, die bis knapp unter den Grat hinaufreicht, kavernöse Rauhwaacken und graue Dolomite aufgeschlossen, über denen am Hätaberger Joch roter Buntsandstein ansteht.

Das Vorhandensein des Bergsturzes auf der Ostseite des Salonientales wurde erst durch das Auffahren des Stollens festgestellt. Der Stollen durchörterte vom Anschlagort 124 m kristalline Bergsturz- und Schuttmassen, die aus der obenstehend schon erwähnten großen Ausbruchnische im Kristallin unter dem Platzisjoch herabbrachen. In der Strecke zwischen 56 und 93 m wurden beim Vortrieb des Richtstollens, eingebettet in Schiefergneisblockwerk, das durch feinen Gesteinsgrus verdichtet ist, zahlreiche Baumstämme aufgefahren. An den Stämmen war meist noch die Borke erhalten, während Ast- und Wurzelwerk geknickt und zerschlagen waren. Das Holz selbst war sehr frisch, trocken und fest.

Die Untersuchung der Hölzer, die im Botanischen Institut der Universität Innsbruck durchgeführt wurde, ergab, daß rezente Holzarten, wie Zirbe, Fichte, Eberesche, Bergahorn und Stambirke vorlagen, alles Hölzer, die heute noch in diesem Raum anzutreffen sind.

Das Alter der Hölzer wurde nach der C^{14} -Methode, dem radiumaktiven Zerfall des Kohlenstoffatoms C^{14} , an den Universitäten Heidelberg und Bern unabhängig voneinander bestimmt. Die Untersuchungen in Heidelberg ergaben ein Alter von 5860 ± 150 Jahre für Fichten und in Bern 5500 ± 140 Jahre für die gleichen Holzarten.

Der Bergsturz ist somit in die mittlere Würmezeit zu verlegen, in der die Waldgrenze um zirka 500 m höher lag als heute.

Während die Flachstrecke mehr oder weniger im Streichen bzw. im spitzen Winkel zum Streichen der einzelnen Glieder der sedimentären Gesteinsserie liegt, durchfährt die mit 38° steigende Steilstrecke viele Glieder der um E—W streichenden und mittelsteil Nord einfallenden Gesteinsserie in der nachstehend beschriebenen Reihenfolge (siehe Tafel 6 Stollenband Saloniendüker Flach- und Steilstrecke Ost).

Im Liegenden der Bergsturmassen wurde bei Station 124 m bläulich-graue Grundmoräne mit kristallinen und karbonatischen Geschieben aufgefahren, die im Stollenbereich eine Stärke von zirka 7 m besitzt. Sie ist unmittelbar auf anstehendem Fels, einem hell- bis dunkelgrauen Dolomit, aufgelagert.

Der hellgraue, grobkörnige Dolomit wird nach dem Inneren des Berges zu dunkler bis schwarz und ist von weißem, karbonatischem Geäder durchsetzt. Nach zirka 10 m ist das Gestein stark tektonisch beansprucht und besitzt keine Festigkeit. Es zerfällt durch einen leichten Hammerschlag zu einem Gesteinsgrus.

Bei Station 151 m tauchen in der Firste nach einer um $N 40^\circ W$ streichenden, mittelsteil Ost fallenden Fläche schwarze Tonschiefer auf, in denen 10—15 cm starke Bänke von dunkelgrauem bis schwarzem Dolomit eingelagert sind. Nach wenigen Metern taucht am rechten Ulm bei Station 164 gelbe Rauhwaacke auf, die nach einer um $N 40^\circ E$ streichenden, steil Ost fallenden Fläche quer über den Stollen zieht. In die gelbe Rauhwaacke, die allmählich in eine Breccie von schwarzem Dolomit und grünem Buntsandstein übergeht, sind Lagen von weinrotem, tonigem Buntsandstein eingelagert. Zwischen 170 und 180 m werden die roten und grünen Bunt-

sandsteineinlagen mächtiger und die bankigen Einlagerungen von gelber Rauhwaacke werden seltener. Verschiedentlich sind dem stark tektonisch durchbewegten Buntsandstein feste, gerundete Blöcke des gleichen grünlichen Buntsandsteins eingelagert.

Im Hangenden des Buntsandsteins taucht bei Station 184·5 m nach einer um N—S streichenden, flach Ost fallenden Fläche in der Firste ein hellgrauer bis gelblicher Dolomit auf, der in eine dolomitische Breccie mit einem kalkigen Bindemittel und gelben mergeligen Einlagerungen übergeht. Dieser Dolomit ist seiner Ausbildung und dem Aussehen nach den Dolomiten der Raiblerschichten gleichzusetzen.

Nach zirka 17 m taucht in der Firste bei Station 201 m nach einer um N—S streichenden, flach Ost fallenden Fläche schwarzer Tonschiefer auf, so daß der Stollen bei 210 m zur Gänze in diesem liegt. In den den Partnachschichten gleichenden Tonschiefern streicht s um N 70° W und fällt 30° nach Norden ein. Diese Tonschiefer haben keine besondere Mächtigkeit, denn bei Station 222·5 m taucht nach einer gleichfalls um N—S streichenden, flach Ost fallenden Fläche ein gut gebankter grauer Dolomit auf.

Auch dieser Dolomit besitzt in der Richtung der Stollenachse keine große Mächtigkeit, denn im Hangenden folgt bei Station 230 m eine Dolomitbreccie mit dolomitischem Bindemittel, in die gelbe Rauhwaacken, ähnlich den Rauhwaacken der Raiblerschichten, eingelagert sind. Die gelben, weichen Rauhwaacken durchziehen in Form von Tonbändern die dolomitischen Breccien.

Bei Station 240 m sind der Breccie in einer zirka 40 cm breiten Lage schwarze Tonschiefer, konkordant der Fläche, nach der die Breccie auftauchte, eingelagert. Nach einer schmalen Dolomiteinschaltung bei Station 260 m tauchen am linken Ulm bei Station 263·5 m schwarze, bankige Tonschiefer auf. Die Schichtbänke streichen annähernd stollenparallel und fallen 50—60° nach Norden ein. Diese relativ festen Schiefer enden bei Station 290 m an einer um N 40° W streichenden, mittelsteil Nordost fallenden Fläche, in die grünliche, tonige Bänder schlierig eingeschleppt sind.

Im Hangenden wechsellagern in einer 3—4 m starken Schuppe schwarze Tonschiefer mit dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitmänteln, auf die bis zum Knickpunkt zur Steilstrecke dunkler, fester Dolomit folgt.

In der Steilstrecke wird der Dolomit bei 20 m bankig und in seine Schichtfugen ist gelber Ton eingelagert. Nach weiteren 5 m bei Station 25 m taucht im Hangenden nach einer um N 20° E streichenden, 23° E fallenden Fläche sandig bis lehmige Rauhwaacke auf, die allmählich in braunen Tonschiefer übergeht. Nach einer schmalen, annähernd konkordant zur Liegendgrenze eingelagerten dunklen Dolomiteinschaltung bei Station 42·5 m folgt im Hangenden eine in der Stollenachse zirka 10 m mächtige Schuppe von dunkelbraunen bis schwarzen Tonschiefern. Die Tonschiefer waren, obgleich sie selbst keine Festigkeit besitzen, im allgemeinen standfest. Da beim Aufbruch des Schachtes — der im Vollausbau ausgeführt wurde — die nachbruchverdächtigen Stellen mit Stahlverzugsblechen verzogen wurden, konnte in dieser Strecke keine genaue Aufnahme erfolgen.

Zwischen 53·0 und 94·0 durchörtert der Schacht neuerlich eine Dolomitschuppe. In diese ist zwischen 70 und 80 m schwarzgrauer Tonschiefer eingeschuppt, der vom rechten Ulm, wo er eine Breite von 9 m hat, zum

linken Ulm hin auskeilt. Der Tonschiefer ist dünnblättrig, weich, stark tektonisch durchbewegt.

Im Hangenden des Dolomites folgt eine mächtige Scholle dünnblättriger schwarzer Tonschiefer, denen immer wieder konkordant s harte, dolomitische Bänke eingelagert sind. Auch diese an sich weichen Gesteine waren im Aufbruch mehr oder minder standfest. In ihrem Hangenden taucht bei Station 140 m am linken Ulm neuerlich hellgrauer, von einem weißen karbonatischen Geäder durchsetzter Dolomit auf, der in einem spitzen Winkel zur Stollenachse zum rechten Ulm zieht. In diesem Dolomit, der bis zur Grenze der Sedimentgesteine zum Kristallin bei Station 209 m reicht, ist bei 170 m eine vom rechten Ulm zum linken Ulm hin auskeilende Schuppe von gelbbraunen Tonschiefern eingelagert. An den Grenzflächen zum Dolomit ist eine starke tektonische Beanspruchung erkennbar. Der Dolomit ist im allgemeinen bis an die Gesteinsgrenze, die im Bereich des Schachtes einer um N—S streichenden und 70—80° Ost fallenden Kluft folgt, fest, und es sind in ihm im Makrogefüge keine Anzeichen einer besonderen Deformationserscheinung erkennbar. Bedeutend stärker ist die Deformation im angrenzenden Phyllitgneis. Dieser ist unmittelbar im Grenzbereich durch mechanische Deformation zu weichen bis plastischen Letten zerrieben und stofflich umgewandelt und in den folgenden Metern dünnblättrig ausgewalzt.

s streicht um N 70° W und fällt 70° N annähernd gleich der Lage der Grenzfläche Kristallin—Sedimente, wie sie sich aus den Aufschlüssen Druckschacht-Fensterstollen und in Übertagaufschlüssen konstruktiv ergibt.

Nach der Lage der Grenzflächen der verschiedenen von der Flachstrecke und vom Schacht durchfahrenen Sedimentgesteine sind diese als große, linsenartig miteinander verschuppte Schollen aufzufassen.

In der Strecke von 209 m bis Punkt KP 5 bei Station 259, 107 m ist der Phyllitgneis stark tektonisch durchbewegt und verschiedentlich von Klüften, die mit Kluftletten und Gesteinsgrus gefüllt sind, durchsetzt. Es wechseln phyllonitische und gneisige Lagen.

Die Aufeinanderfolge und die Lagerung der vorstehend beschriebenen Gesteinsschuppen ist in der Stollenaufnahme der Flachstrecke des Taldükers Salonien-Ost wiedergegeben (s. Tafel 2, Stollenaufnahme).

Leider ist von meinem Arbeitsbereich aus eine Stellungnahme zur stratigraphischen Gliederung der durch den Schacht aufgefahrenen Gesteine nicht möglich, da mir Vergleichsmöglichkeiten mit der Schuppenzone von Arosa und den Verhältnissen im übrigen Rätikon fehlen. Leutenegger (L 5) hat seinerzeit diese Zone zur Arosacerschuppenzone gestellt.

Im vorstehenden Abschnitt habe ich lediglich eine Beschreibung der auf der Ostseite des Salonientales durch den Stollen aufgefahrenen Gesteine und ihrer Lagerung gegeben, die sicherlich für eine weitere Bearbeitung von großem Wert sein können.

Literatur

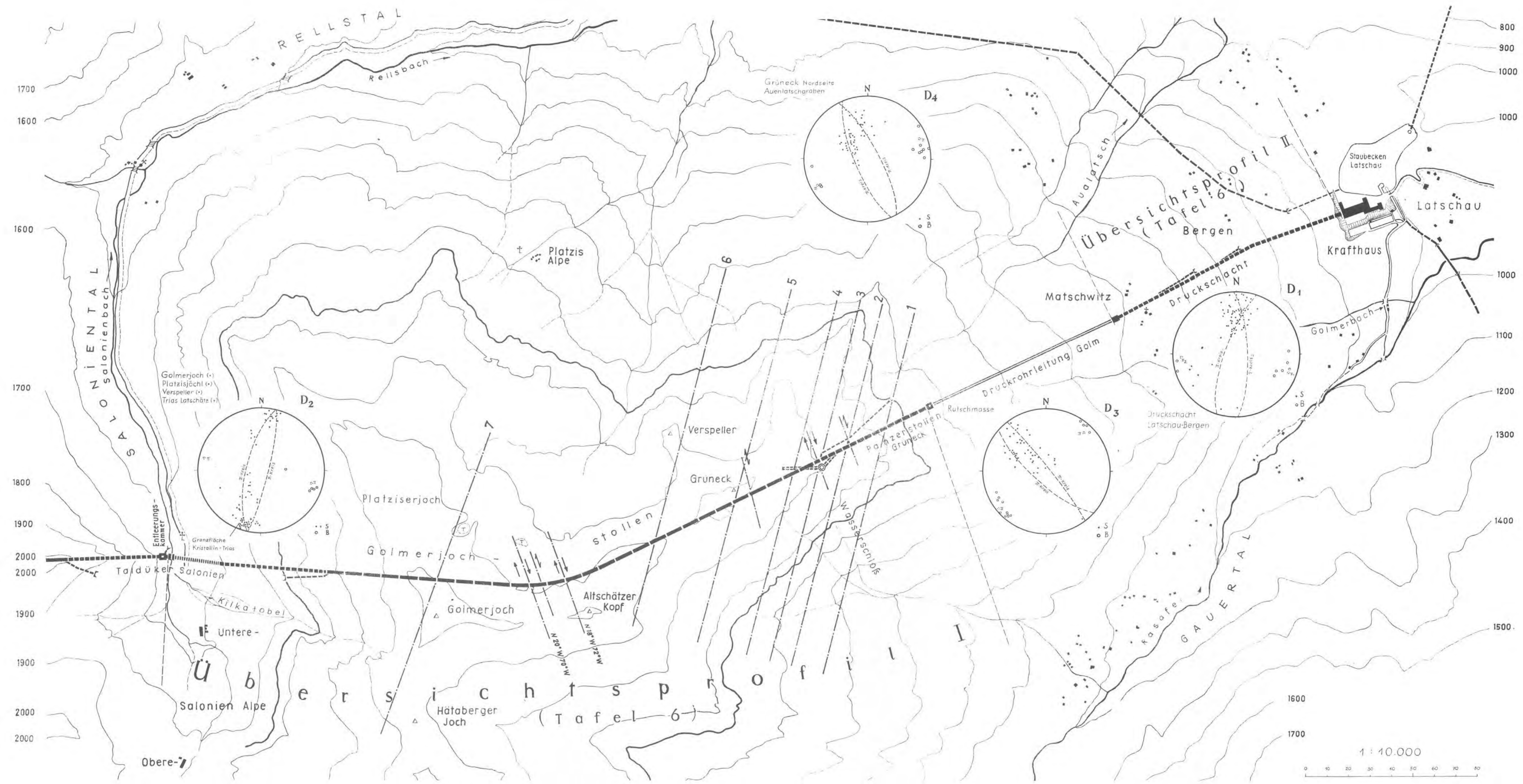
- (L 1) AMPFERER, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jb. d. Geol. Bundesanstalt 1932.
 (L 2) ARNI, P.: Geologische Forschung im mittleren Rätikon. Inaug. Diss. Solothurn 1926.

- (L 3) HAMMER, W.: Über Pseudotachylite in den Ostalpen. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, 80. Bd., 1930, Heft 3 und 4.
- (L 4) HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Nauders, 1923, d. Geol. Bundesanstalt.
- (L 5) LEUTENEGER, O. W.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Inaug. Diss. Zürich 1928.
- (L 6) MIGNON, K.: Zur Tektonik zweier Gesteinsgruppen im Kaunertal und Pitztal. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt 1958, Heft 1.
- (L 7) MIGNON, K.: Geologie im Bereich Wasserschloß. Aufschluß durch Bohrungen und Fensterstollen Grüneck. Unveröff. Bericht Vorarlberger Illwerke.
- (L 8) MIGNON, K.: Geologie Golmerhang (Druckschacht Latschau—Matschwitz). Geologisches Gutachten über Ergebnisse der Bohrungen und Aufschluß durch Fenster Bergen (1954/55). Unveröff. Bericht Vorarlberger Illwerke.
- (L 9) MIGNON, K.: Geologischer Aufnahmebericht Wasserschloß. Unveröff. Bericht Vorarlberger Illwerke.
- (L 10) MIGNON, K.: Geologischer Aufnahmebericht Panzerstollen. Unveröff. Bericht Vorarlberger Illwerke.
- (L 11) MIGNON, K.: Geologischer Aufnahmebericht Druckschacht Latschau. Unveröff. Bericht Vorarlberger Illwerke.
- (L 12) MIGNON, K.: Geologischer Aufnahmebericht Taldüker Salonen.
- (L 13) MIGNON, K.: Druckrohrleitung Golmerhang — Baugrundverhältnisse.
- (L 14) REITHOFER, O.: Geologie des Freispiegelstollens Gaschurn—Latschau. Unveröff. Bericht.
- (L 15) REITHOFER, O.: Geologie des Rellsstollens. Unveröff. Bericht.
- (L 16) REITHOFER, O.: Über die Störungen in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer im Montafon. Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt 1958, Heft 1.
- (L 17) SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper I und II. Springer Verlag, Wien 1948, 1950.
- (L 18) STAUB, R.: Geolog. Gutachten — Druckschacht Latschau. Unveröff.
- (L 19) SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I. (Oberes Rellstal und oberes Brandertal.) Jb. d. Geol. Bundesanstalt 1955, XCVIII. Bd., H. 2.

Verzeichnis der Diagramme

Die im Gelände gemessenen Werte von s und B wurden in Diagrammen (untere Hälfte der Lagenkugel) gemeinsam dargestellt. $s = s$ -Pol = Pol der gemessenen Schieferungsfläche, $B = B$ -Achse = Faltungssachse, Kreis'chen und Kreuzchen = s -Pole, größere Kreisehen = b -Achsen.

- D 1 = s und B in den Glimmerschiefern im Druckschacht Latschau—Bergen (unter Tag).
- D 2 = s und B im Glimmerschiefer im Bereich des Golmerjochgipfels; im Buntsandstein am Platziserjoch; im Buntsandstein am Verspeller (Kreisehen) und in der Trias im Latschätz (Kreuzchen) (Oberfläche).
- D 3 = s und B in den Glimmerschiefern und Phyllitgneisen in der Rutschmasse am Golmerhang, in den Baugruben der Festpunkte der Druckrohrleitung und am Hangknick von Matschwitz (Oberfläche und unter Tag)
- D 4 = s und B in den Glimmerschiefern auf der Nordseite von Grüneck und in den Feldspatknottengneisen im Auenlatschgraben (Oberfläche).



1 : 10.000

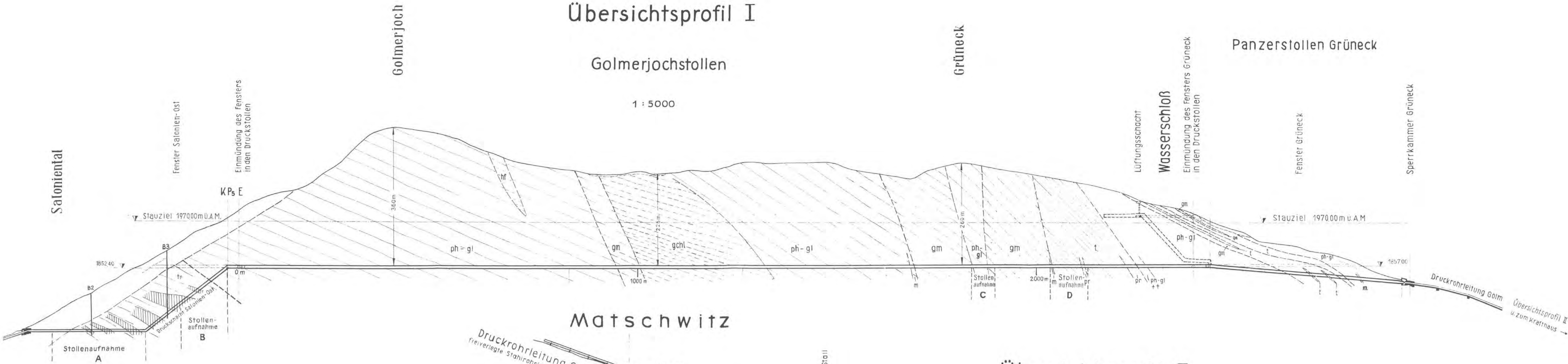
QUERSCHNITTE

1 : 10.000



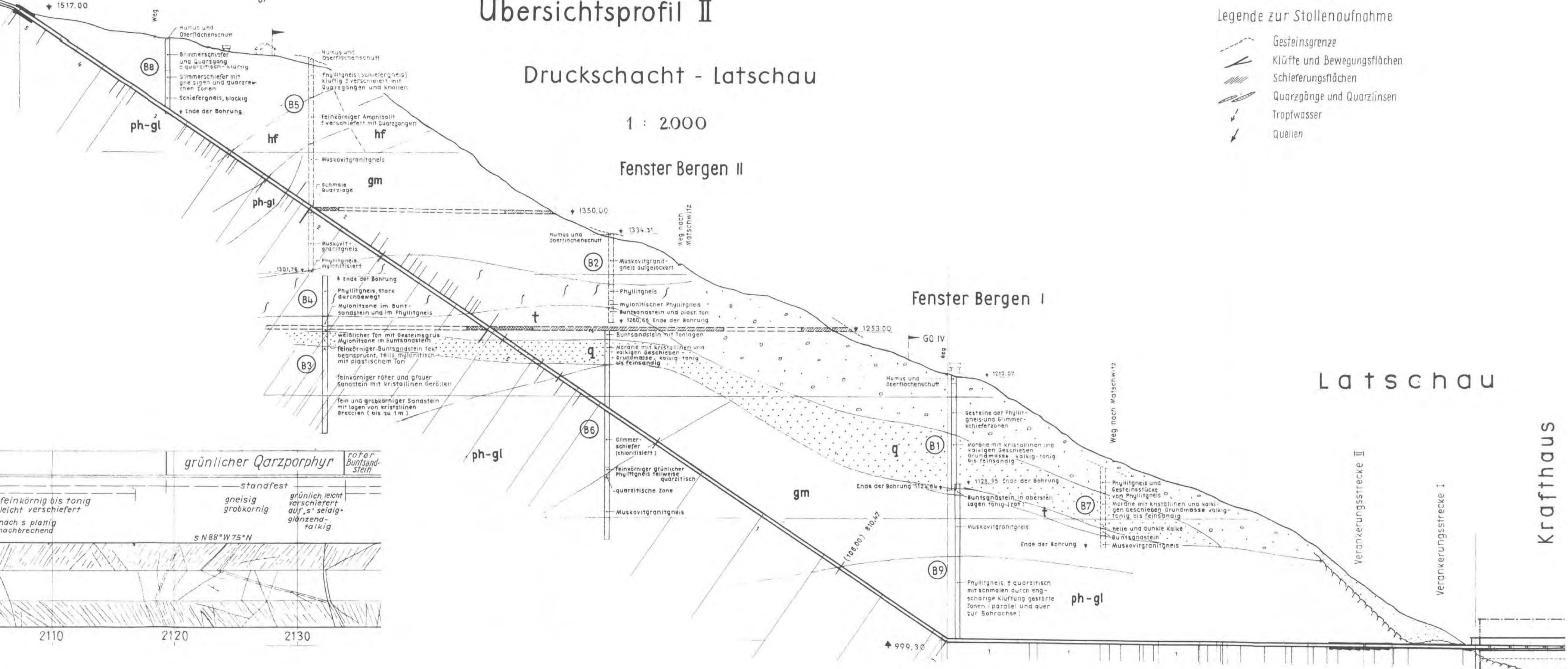
- Legende :**
- gm Muskovitgranitgneis
 - chg Chloritgneis
 - ph-gl Phyllonite u Glimmerschiefer
 - pr Quarzporphyr
 - t Buntsandstein
 - tr Triasgesteine
 - m Mylonitzone

Übersichtsprofil I

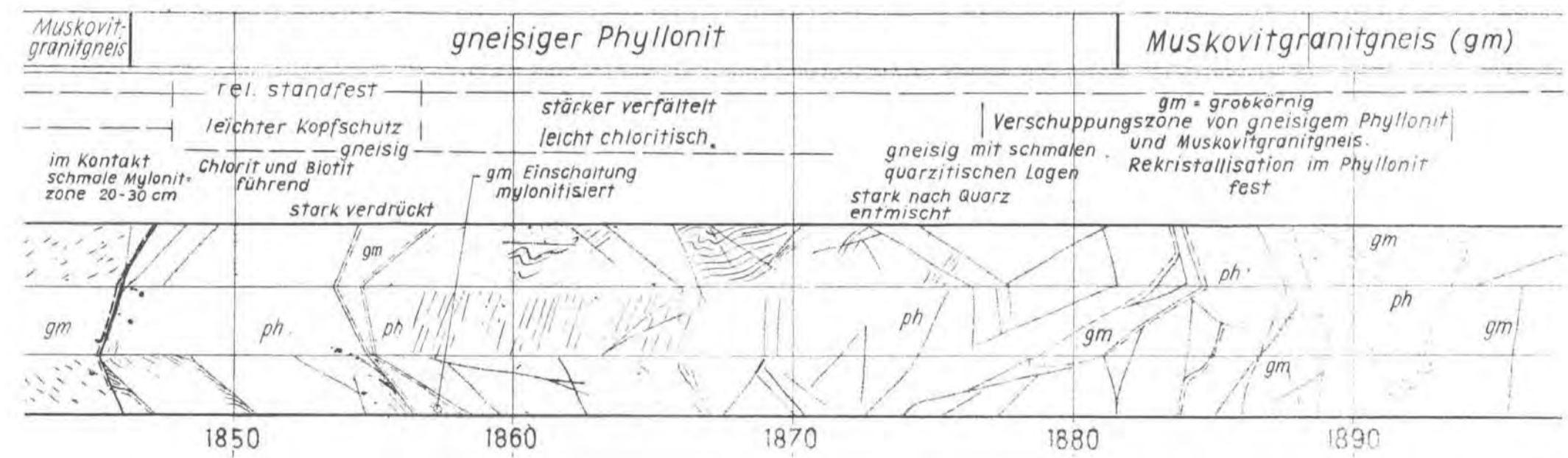


- Legende :**
- hf Amphibolit
 - gm Muskovitgranitgneis
 - gchl Chloritschiefer
 - ph-gl Phyllonite und Glimmerschiefer
 - pr Quarzporphyr
 - t Buntsandstein
 - tr Triasgesteine
 - d graue und schwarze Dolomite, dolomit Breccien mit kalkigem Bindemittel, kavernöse Rauwacke u. gelbliche Tone (Raibierschichten)
 - schwarze und gelbe Tonschiefer
 - r gelbe und graue Tone - Reichenhaller Rauwacke
 - m Mylonitzone
 - grau Grundmoräne - vorherrschend kalkig
 - Kristalline Bergrutsch- und Schuttmassen
- Legende zur Stollenaufnahme**
- Gesteinsgrenze
 - Klüfte und Bewegungsflächen
 - Schieferungsflächen
 - Quarzbänige und Quarzinseln
 - Tropfwasser
 - Quallen

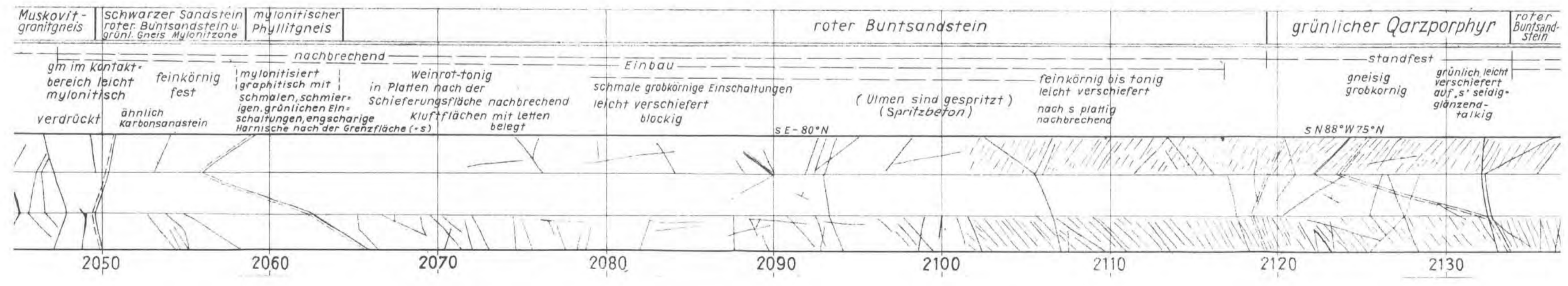
Übersichtsprofil II



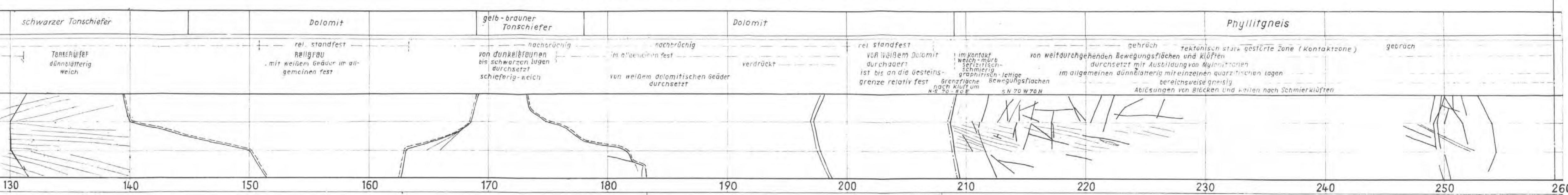
C: Golmerjochstollen



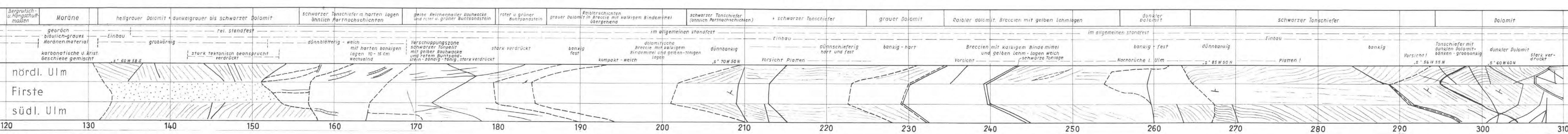
D: Golmerjochstollen



Stollenaufnahme B: Salonien Ost Steilstrecke



Stollenaufnahme A: Taldüker-Salonien Ost Flachstrecke



Jb. Geol. B. A.	Bd. 105	S. 65—128	Wien, Juni 1962
-----------------	---------	-----------	-----------------

Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterrennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär.

VON WALTER SENARCLENS-GRANCY, Graz*)

Mit einer Karten- und Profilskizze (Tafel 7 und 8)

Gezeichnet unter Benützung zum Teil unveröffentlichter Karten von H. HAAS
H. P. FORMANEK, K. KÜPPER und E. H. WEISS.

Inhaltsübersicht:

	Seite
I. Einleitung	65
II. Die Firnspuren der Spätsommer 1958—1960	67
III. Firn- und Eisspuren der letzten 100 Jahre (bis 1850); rezente Moränen ...	68
IV. (1820er und) frührezente Moränen	70
V. Ausdehnung der rezent-frührezenten Firn- und Eisflächen; zugehörige Schneegrenzen	72
VI. Die warme Postglazial- oder Nacheiszeit und ihre Ablagerungen	74
VII. Moränen und Gletscher des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung (Jungstadien)	86
VIII. Staubbildungen und Schlern-Steinach- oder Mittelstadien der Würm-Schluß- vereisung	104
IX. Bühlmoränen der „Alpen im Eiszeitalter“ bei Eben und Haus	112
X. Schladminger Tauern und Ennstal bei Schladming in der Hocheiszeit (Würm) ..	113
XI. Zur interglazialen oder interstadialen Terrasse der Ramsau (Ennstalterrasse) ..	115
Fußnoten, Ergänzungen	123
Benützte Literatur	125
Zu den Legenden	

I. Einleitung

Die jungen Firn- und Gletscherspuren der Schladminger Tauern sind noch wenig untersucht; doch sind sie von Bedeutung für die Schneegrenzen der östlicheren Tauern und für die älteren Moränenzyklen hier wie dort.

Eben diese älteren Moränen sind auch in den Schladminger Tauern noch nicht hinlänglich untersucht worden und es fehlten Versuche, das Wallsystem hier mit dem des Dachsteins, der östlichsten Hohen Tauern oder auch noch westlicher gelegenen Gruppen der Zentralalpen zu vergleichen.

*) Adresse des Verfassers: Graz, Lechgasse 18

Die diesbezüglichen Fragen wurden 1958 und 1960 dem Hauptauschuß des Österreichischen Alpenvereines vorgelegt und namhafte Beihilfen von dieser Seite, für die hiemit auf das herzlichste gedankt sei, ermöglichten es dem Verfasser, in den Spätsommern 1958, 1959 und 1960, ferner zu Allerheiligen 1960 und im Frühling 1961 das Ennstal und seine Zweigtäler bei Schladming sowie die Dachsteinhochflächen zu untersuchen. — Die Ermittlungen galten zunächst den Spuren der Nach- und Späteiszeit; doch mußten allmählich, im Sinne einer besseren Gesamtdarstellung, auch die hoch- und zwischeneiszeitlichen Ablagerungen und Formen mitberücksichtigt werden.

Zu aufrichtigem Dank verbunden ist der Verfasser

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. SPREITZER und seinen Mitarbeitern, Geograph. Inst. d. Univ. Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. E. CLAR, Herrn Univ.-Doz. Dr. W. MEDWENITSCH, Herrn Diss. H. P. FORMANEK, Geol. Inst. d. Univ. Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. K. METZ und seinen Mitarbeitern, Geolog.-pal. Inst. d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. F. WIDDER und seinen Mitarbeitern, Botan. Institut d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. PASCHINGER, Herrn Univ.-Prof. Dr. S. MORAWETZ und ihren Mitarbeitern, Geograph. Inst. d. Univ. Graz,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. GAMS, Botan. Inst. d. Univ. Innsbruck,

Herrn Univ.-Prof. Dr. F. FIRBAS, Systemat. Botan. Inst. d. Univ. Göttingen,

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. ZOLLER, Botan. Inst. d. Univ. Basel,

Herrn Univ.-Prof. Dr. M. WELTEN, Botan. Inst. d. Univ. Bern,

Herrn Univ.-Prof. Dr. W. WITTICH, Inst. f. Bodenkunde d. Forstl. Fak. d. Univ. Göttingen,

Herrn Univ.-Prof. Dr. Ing. H. FRANZ, Inst. f. Bodenforschung d. Hochschule f. Bodenkultur Wien,

Herrn Univ.-Prof. Dr. Fr. FLORSCHÜTZ, Botan. Museum u. Herbarium Utrecht und seinen Mitarbeitern,

den Bibliotheken der Universität Graz, der Landeskammer f. Land- und Forstwirtschaft in Steiermark, der Steiermärk. Landesbibliothek,

für die liebenswürdige und großzügige Hilfe bei der Beschaffung der nötigen Literatur, der Karten und besonders auch für die Zuverfügungstellung einschlägigen Materiales unveröffentlichter Dissertationen; ferner

Herrn Berghauptmann Dipl.-Ing. Dr. O. GASSER und seinen Mitarbeitern, Berghauptmannschaft Leoben, für die Ermöglichung der Einsicht in die Grubenkarten des Flözes Pichl (Schladming),

dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien, für die großzügige Entleihung von Luftbildern zur Auswertung,

der Steir. Wasserkraft- und Elektrizitäts-AG., Graz, für die freundliche Überlassung der Bohrprofile des Sperreprojektes und Torfmoores bei Gasthaus Tetter/Untertal, und, nicht zuletzt,

Herrn Hauptschuldir. H. BROER, Schladming und

Herrn V. KROLL, ehemaliger Steiger des Bergbaues Pichl/Schladming, für ihre ungemein herzlichen Bemühungen um mannigfaltige einschlägige örtliche Nachrichten.

Als Kartengrundlagen wurden meist die neueren örtlichen österreichischen Karten 1:25.000 verwendet, denen auch die Koten entnommen sind; für den Raum SO Aich stand nur das ältere Meßtischblatt zur Verfügung.

II. Die Firnspuren der Spätsommer 1958—1960

Eine der größten Firnfeldgruppen wurde 1958 im Sonntagkar O und NO des Waldhorns (P. 2702) beobachtet. Ein etwa 1·25 *ha* großes Firnfeld lag unmittelbar O des Gipfels in steilem Hang. Ein weiteres 1·3—1·5 *ha* messendes Firnfeld deckte NO des Gipfels Karhänge und -sohle. Es bestand aus 3—5 Schichten weißlichen und schmutziggrauen harten Firns. Vielleicht sind dies Jahresschichten. Spalten im Firn fehlen und die Bezeichnung Gletscher trafe hier kaum mehr zu. Es liegen hier die gleichen Verhältnisse vor wie am ehemaligen Edelgrießgletscher, den R. MOSER 1954 nur mehr als Firn bezeichnet.

Ein Firnfeld etwa gleicher Art und noch bedeutenderer Größe wie NO des Waldhorns lag 1954 O und SO des Elendberges (P. 2672); es konnte allerdings nur vom Anstieg von der Gollinghütte zum Greifenberg beobachtet werden.

Auch im namenlosen Kar O—NO des Hochgolling (P. 2863), im Volksmund „Goldene Henne“ genannt, lag im Spätsommer 1960 noch Firn, etwa 0·64 *ha*. — Auch hier war nur Fernbeobachtung vom Weg zur Oberen Gamsenalp möglich.

Da derartige harte spätsommerliche und vermutlich mehrjährige Firne ungleich langsamer schmelzen als Neuschnee, ist es sehr wahrscheinlich, daß in den teilweise noch recht warm-trockenen Herbsttagen besonders die obgenannten großen und einige Meter dicken Firnfelder nur wenig an Fläche und Mächtigkeit verloren haben. — Weiters kann angenommen werden, daß an ähnlich günstigen Hochflächen, welche Zeitmangels und gelegentlicher Wolken wegen nicht eingesehen werden konnten, ähnliche Firnflecken erhalten blieben.

Eine Ende August oder Ende September alljährlich durchzuführende Luftaufnahme, Vermessung oder gute Zeichnung und Photoaufnahme dieser Firnflecken von günstigem Punkte aus wäre von großem glaziologischem wie klimakundlichem Interesse. Sind diese Firnflecke auch für die örtlichen Bäche oder benachbarte E-Werks-Projekte fast belanglose Speicher, so geben sie insgesamt ihrer Entwicklung nach doch wertvolle Hinweise auf die Tendenz der Schneesammlung der letzten Jahre und damit auf die künftige Größe der immer noch rückschreitenden Gletscher des Dachsteinstockes wie auch der östlichen Hohen Tauern.

R. v. KLEBELSBERG bezeichnet (1939/1946 : 26) die hier erwähnten Firnfelder als kleine lawinengenährte „Keesflecke“. — Wohl zeigen die im September 1954 aufgenommenen Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen durch die markanten Randklüfte O des Elendberges wie O des Hochgolling eine bedeutende und sicher durch Lawinen bedingte Firndicke unmittelbar an der Karwand an. — Für sämtliche Teile dieser Firnfelder, besonders für die in den Karsohlen, auf flachen Gegenhängen oder innerhalb der Rundbuckel und Moränen abseits der Lawinenrinnen

liegenden Firnflecken trifft dies jedoch sicher nicht zu. Sie zeigen nicht die Brockenform, die meist Lawinen eignet, vielmehr sind die weißlichen und dunklen Firnschichten ruhig übereinandergeschichtet, wie die Firnlagen gewöhnlicher Kargletscher.

Der Unterrand der großen Firnfelder lag NO des Waldhorn bei 2380 *m*, O des Elendberges bei 2480 *m* Seehöhe. Zahlreiche kleinere Firnflecke lagen um die Wende August—September vor und unter den genannten größeren Firnen, teils O Elendberg und NO Waldhorn, teils im Klafferkessel, teils auch in den benachbarten Karen. Hier handelt es sich um Schnee, der in flachen Hochmulden gespeichert wurde, um Wächtenreste, auch um Schnee, der in die Eisschliffwannen und Kluftgassen eingeweht wurde. Man kann alle diese Reste als Firnfleckenlandschaft bezeichnen und es mögen diese Reste bis zum Dauerschnee des Herbstes und Winters noch mehr verringert worden, aber doch wohl auch nicht ganz geschwunden sein. Im Klafferkessel und im Sonntagkar NO des Waldhorn lagen die tiefsten dieser Firnflecken bei 2350—2300—2270 *m* Höhe ¹⁾.

Noch tiefer reichen naturgemäß die von Lawinen gespeisten Firnflecken und -kegel: „2140“ O Elendberg, und besonders mächtig, wenn auch z. T. durch Gewittergüsse unterhöhlt und zerborsten, „2100“ überm Gollingwinkel.

III. Firn- und Eisspuren der letzten 100 Jahre (bis 1850); rezente Moränen ⁴⁾

Sind die oberwähnten großen Firnfelder in den letzten Jahrzehnten bereits teilweise oder gänzlich weggeapert gewesen, sind sie hernach neu erstanden? Mangels durchlaufender Beobachtungen ist diese Frage hier nicht zu beantworten, umso mehr ist der Verfasser für entsprechende Hinweise dankbar ²⁾.

In vorzüglichster Weise lassen naturgemäß die vom Jahre 1954 stammenden Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen alle großen und kleinen Firne erkennen. Die Felder NO Waldhorn und O Elendberg schienen um 1958 etwas größer als um 1954 geworden zu sein (leider war es nicht möglich, Luftbild und Firnfeld im Gelände zu vergleichen). In die beiliegende Karte wurden tunlichst alle im Gelände kartierten wie auch den Luftbildern entnommenen Firne eingezeichnet. Dies schien umso eher gerechtfertigt, da die Luftphotos keinen Neuschnee aufwiesen und gemäß der generellen Firnfleckenlandschaft der spätsommerlichen Aufnahme des Verfassers offenbar ebenfalls im Spätsommer oder Herbst aufgenommen waren.

Die österreichische Karte 1:25.000 berücksichtigt trotz Nachträgen von 1952 bei den „Gletschern“ nur den Stand von 1933. Sie enthält SO des Elendberges nur den solichen Firnlappen (O Kuhhö Scharte P. 2544), O des Waldhorn nur die oberste nach O verlaufende Halde, ferner Firn O der Deichsel Spitze (P. 2684) bis 2400 *m* herab. Es dürfte schwer zu ermitteln sein, ob die Topographen O des Hochgolling oder NO des Waldhorn eisfreie Kare mit Sicherheit antrafen oder ein voraussichtliches Schwinden der Firnflecke nur vermuteten. Auch anderorts (Deferegger Alpen, S Alpes Spitze) entfielen wohl aus ähnlichen Gründen kleine sicher übersommernde Keesflecken bei der etwa gleichalten Kartenaufnahme.

Recht sorgfältig verzeichnet offenbar die Alpenvereinskarte 1:50.000 vom Jahre 1924 mindest alle größeren Firnfelder meist mit blau-weißer, gelegentlich wohl auch mit schwarz-weißer Signatur. E. LICHTENBERGER 1956 S. 236 berichtet von den Firnflecken dieser Karte: „Von den Firnflecken war im Spätsommer 1953 nur mehr der Firnfleck im E des Hochgolling sehr stark zusammengeschrumpft vorhanden, der im SE des Elendberges in eine Reihe unansehnlicher kleiner Flecken aufgelöst, unter dem Waldhorngipfel lag im E ein kaum noch nennenswerter Firnrest. Alles andere, auch die noch 1933 auf der österreichischen Karte 1:25.000 verzeichnete größere Firnhalde im E der Deichsel Spitze, war verschwunden. Die genannten Reste liegen an orographisch äußerst begünstigten Stellen im Schatten steiler Felswände.“ Die letzte Bemerkung gilt nicht für alle 1924 kartierten und 1958 noch vorhandenen oder wieder gebildeten Firnfelder. Sie trifft zu für die Firne am O- und N-Fuß des Hochgolling sowie O des Waldhorngipfels; die tieferen Firne NO dieses Gipfels wie O des Elendberges genießen nur etwa die Gunst normaler Karräume, bei manchen Firnflecken NO des Zwerfenberges (P. 2642), N des Pfeiler (P. 2672) sowie im Klafferkessel ist die Geländegunst recht gering. Wie der Vergleich mit den Luftbildern, so deutet auch der Vergleich mit den Beobachtungen von E. LICHTENBERGER an, daß die Verfirnung gegen die letzten Jahre hin mindest stellenweise eher etwas zu- als abgenommen hat. Die 3—5 Firnschichten könnten dem letzten Jahrfünft entstammen.

1924 a) erwähnt H. WÖDL, der Bergsteiger und Erschließer dieser Gruppe, in einem Bericht S. 85 Schneefelder „spät im Jahre“ bis zum Pfann See (P. 1970) NW der Hochwildstelle (P. 2747), sowie S. 86 vereiste Schneefelder in der N-Flanke des letzteren Gipfels bis gegen 2100 m Höhe herab. In einem anderen Bericht, 1918, : 104 vermerkt derselbe Autor ein schwarzes Eisfeld im Rauhenbergkar (Höhe 2340 oder 2440 m) mit Spalten; er erwähnt S. 106, daß im Steinkar, N—NW des Greifenstein (P. 2397) der Schnee nur in trockenen Sommern schmelze (Höhe 2160—2260 m), ferner, S. 107, 108 Schnee, Lawinenschnee und Eis oder perennierende Schneefelder an mehreren Seen des Klafferkessels, endlich, S. 110, in den Karen O Zwerfenberg, Elendberg, Geinkel (P. 2623) die beständigste und mächtigste Schneedecke der Schladminger Berge³⁾.

Wahrscheinlich waren alle größeren und kleineren Firne um 1920 und 1890—1880, sicher aber auch um 1850 stärker ausgeprägt. Die größten „Keesflecken“ der 1850er Jahre dieses Gebietes waren höchstwahrscheinlich schon eher Gletschereis als Firn, sie vermochten mindest teilweise Schutt zu verfrachten und hinterließen NO des Waldhorn Moränenwälle, die nach außen mit einer 3—5 m hohen Stirn (z. T. auch mit tiefer herabreichender Moränenhalde) in etwa 2380 m Höhe enden. Der bergwärts gelegene, im Spätsommer 1958 noch z. T. firndurchsetzte Blockschutt ist völlig frei von Flechten wie höherem Pflanzenwuchs. Die Wall- und Haldenaußenseite trägt z. T. Flechten (meist Landkartenflechte, *Rhizocarpon geographicum*) von 2—1 cm Durchmesser und weniger, ferner spärliche kleine Moos-, Rasen- und andere Polsterpflanzen. Auch im Kare O Zwerfenberg—Elendberg liegt bei „2400“ ein deutlicher Moränenwall. Er schien frisch und dürfte recht wohl einem Gletscherchen der 1850er Jahre entstammen. Zeit und Entfernung erlaubten hier leider keine genauere Prüfung der Pflanzenspuren.

Dem Luftbild nach sind auch die innersten Moränen bei „2370“ und tiefer O des Hochgolling völlig frisch. Hingegen die ausgedehnten, bis 2300 *m* Höhe und tiefer herabziehenden äußeren Stirnhalden sind etwas berast.

Vor den Firnfeldern der letzten Jahre, ferner talaus vor den sicheren bis sehr wahrscheinlichen jungen (1850 und jünger) Moränen, zwischen den kleineren und tiefer gelegenen Firnflecken liegen teils bewuchslose oder bewuchsarme Schutthalden, teils flache Eisschliffmulden und -rinnen mit frischen, meist hellen Gesteinsfarben und ebenfalls völliger Pflanzenarmut oder nur bescheidener Schneetälchen-Vegetation. H. KINZL wies 1929 : 117 f. darauf hin, daß diese Zonen um 1850 verfirnt waren. Wie anderorts in der Nachbarschaft der Kar- oder Talgletscher, sind diese Spuren der 1850er Firnflecke auch hier sehr verbreitet. Sie sind zwar nicht annähernd so ausgedehnt wie die 1850er Firnflecken-Landschaft und ihre frischen Spuren am Dachstein oder Toten Gebirge, aber die Ausprägung ist auch hier charakteristisch. Im Trattenkar ziehen die kahlen Mulden in S-Auslage geschlossen bis in 2400—2370 *m*, lückig bis in 2350 und 2300 *m* Höhe hinab. In O-, W- oder N-seitigen flachen oder mäßig steilen Mulden erreichen sie 2200—2150 *m* und gelegentlich 2100 *m* Höhe.

Ähnlich weit und tief ziehen die Firnflecken und die Spuren der 1850er Verfirnung auch in der Hafnereck- und Ankogelgruppe hinab; meist enden die tiefsten Firnreste und Kahlflecken der Flachmulden um 100—200 *m* höher als hier. Auch bei Moränenstudien in den östlicheren Niederen Tauern werden ähnliche Firnreste und wenig geschützte Kahlstellen des 1850er Firns zu berücksichtigen sein. Bei häufigem Auftreten in ähnlicher Höhe wie hier weisen sie auf die Möglichkeit einer 1850er Vergletscherung bis in 2400—2300 *m* Höhe herab.

IV. (1820er und) frührezente Moränen ⁴⁾

Moränen, deren Bewuchs nur gerade ein wenig stärker war als der der obigen rezenten Moränen, fanden sich noch nicht. Historische Nachrichten über Firn- oder Eisfelder der 1820er Jahre, ferner über hiesige Äquivalente der jüngeren frührezenten oder Fernau-Vorstöße — bis etwa 1600 n. Chr. — wurden dem Verfasser noch nicht bekannt; die Wahrscheinlichkeit, derartige Daten zu finden, ist einstweilen gering.

Nicht ganz so schlecht bestellt ist es mit den älterfrührezenten (oder allenfalls älteren nachwärmezeitlichen ⁴⁾ Moränen. NO des Waldhorn zieht eine firndurchsetzte und sehr wahrscheinlich auch von Firn oder Eis verfrachtete Blockstreuung bis etwa „2320“ herab: Die Blöcke sind z. T. voll mit Flechten überkrustet, die einzelnen Lager sind hand- bis spannebreit. Einige wenige Blöcke mit etwa gleichgroßen Flechten stecken vereinzelt in der Stirn und Halde der hier schon oben beschriebenen 1850er Moräne. Bei und NW „2380“ tritt hier aus dem rezenten Wall etwa 20 *m* weit ein ähnlich flechtenreicher Blockwall nach NO vor. Nach N—NW schließen wieder grobflechtige Streublöcke an: Die Flechten dieser Moränenblöcke haben die Dimensionen der Flechtenlager benachbarter Schroffen und Rundhöcker ähnlichen Gesteins, ähnlicher Höhe und Auslage. Noch sind hier nicht genaue Messungen im Sinne R. BESCHELS 1950, 1957 durch-

geführt. Es wäre möglich, daß bei den Streublöcken der eine oder andere Block zwischen 1800—1600 n. Chr. abgesetzt wurde. Im allgemeinen weisen aber doch die Flechtengröße und der erst grobe Größenvergleich auf weit höheres Alter denn 1800—1600 n. Chr. hin. Dasselbe gilt für den innen, bergwärts, verfirnten oder bewuchslosen, an der Außenstirn aber grob- und vollflechtigen Blockwall O des Greifenberges (P. 2618) bei und über „2440“, den bereits H. WÖDL 1918 : 109 richtig als Moränenwall deutete. Möglicherweise ist auch O des Elendberges frische 1850er Moräne älterer frührezenter Moräne aufgesetzt.

Den vollflechtigen Blockmoränen des Sonntagkares wie auch dem Blockwall „2440“ des südlichen Klafferkares sind weitere Blockmoränen vergleichbar, die im oberen Wildkar in 2164—2180 *m* Höhe und in den schattigen Karnischen des Grates von der Hochwildstelle zum H6chstein (P. 2747—2543) in 2100—2200 *m* Höhe enden. Sie stehen alle nach Flächengröße der einstigen Eisfelder, Auslage und Höhe der Unterränder den rezenten Firn- und Eisspuren hier sehr nahe; sie entstanden offensichtlich mehr durch kurze Klima- und Felsstürze als durch das allmähliche Ausklingen einer noch größeren vorwärmezeitlichen Vergletscherung. Sie entsprechen den rezenten und nachwärmezeitlichen Moränen der Kleingletscher des Dachstein (R. MOSER 1954), sie enden aber auch in ähnlicher Höhe wie Kleingletscher und die rezenten und frührezenten Moränen der Hafnereckgruppe und der Gasteiner Tauern (W. SENARCLENS-GRANCY 1938: In der Legende der Karte dieses Gebietes ist „Führezente Moräne, 17. Jahrh., Fernau-Stadium“ i. a. zu verbessern in „Älterfrührezente Moräne“; dasselbe gilt für den Text, S. 198 ff.). Die voll- und großflechtigen Blockmoränen hier entsprechen endlich auch den höher gelegenen „Larstig-Vorstoß“-Moränen H. HEUBERGERS im obersten Gleirsch-, Grasstall- und Larstigtal (Stubai, 1954 : 96—98).

In E. LICHTENBERGERS vornehmlich den spätglazialen Moränen geltenden Studie (1956) sind zwar im Text, S. 236, der „kaum noch nennenswerte Firnrest“ O des Waldhorngipfels und „eine Reihe unansehnlicher kleiner Flecken“ SO des Elendberges genannt, sie sind aber in der Karte nicht verzeichnet; es fehlt die Rekonstruktion der 1850er Verfirmung oder Vergletscherung, es fehlen hier die unmittelbar zugehörigen 1850er und die an diese anschließenden frührezenten Moränen. Unter dem einstigen „Keesfleck“ O des Hochgolling hat die Autorin ohne weitere Begründung die rezente (1850er) Moräne als Eggessen⁵-Daun-Wall kartiert. H. WÖDLs Blockwall (hier: „2440“) O des Greifenberges und die meisten anderen schattseitigen Blockmoränen in 2400—2100 *m* Höhe sind als Eggessen-Daun eingestuft worden, offenbar nur infolge der Beziehung dieser Moräne auf eine Schneegrenze bei 2300—2400 *m*; ja selbst 100—200 *m* höher gelegene oder nur 100—200 *m* unter der heutigen, bei 2800 *m* angenommenen Schneegrenze, angesetzte, somit bei 2500—2700 *m* befindliche Eggessen-Daun-Schneegrenzen wurden von der Autorin (1956 : 236) vorausgesetzt, eine Auffassung, die nicht ausreichend begründet werden kann. Vielmehr sprechen mehrere, oben angeführte Gründe dafür, die Mehrzahl der Blockmoränen in 2400—2100 *m* Höhe als älterfrührezent einzustufen. Dabei ist auch bei diesen Vorkommnissen noch die Untersuchung der Flechten, des Gesamtbewuchses, des Verwitterungsgrades, der Beziehung zu Mooren des Bodens u. ähnl. im Sinne H. HEUBERGERS (1958 : 95) und

M. WELTENS (1958: 253—274) nötig, und zwar hier wie auch in den Gasteiner Tauern. Auf die Schwierigkeiten der Nomenklatur und angenäherten Alterszuordnung der älterfrührezenten Moränen wird noch weiter unten eingegangen [siehe 4)].

V. Ausdehnung der rezent-frührezenten Firn- und Eisflächen; zugehörige Schneegrenzen

Um 1850 n. Chr. umspannten die Eisfelder NO des Waldhorn etwa 4·7 ha, O des Hochgolling 1·5 ha und O des Elendberges etwa 9·4 ha. Hiebei sind nur die Flächen innerhalb der wallförmigen Moränen gerechnet.

Zählt man zu den damals moränenumwallten Gletscherchen die gleichzeitig vereisten bis verfirnten Regionen hinzu, die in den Steilhalden keine Wälle bildeten oder die zwischen den Rundhöcken heute nur als kahle Wannen und Rinnen die einstige Firnfleckenlandschaft verraten, so erhält man im Sonntagkar NO des Waldhorn zirka 39 ha, N, W und S der Hochwildstelle etwa 40—50 ha, in den Karen vom Zwerfenberg (P. 2507) etwa 81 ha. In dem 1958 nur sehr spärlich verfirnten Klafferkessel lagen um 1850 etwa 25 ha Firn, vermutlich mitsamt dem Eisfeld, das, wie oben erwähnt, H. WÖDL 1918 im Rauhenbergkar noch oder wieder vorfand. Verfirnung und Vereisung dürften in den 1850er Jahren ähnlich umfangreich gewesen sein wie zur Zeit der älterfrührezenten Gletschervorstöße.

Die Ermittlung der Schneegrenze der Jahre 1950—1960 fällt schwer, da noch nicht klar zu erkennen ist, ob die Tendenz des Gletscherschwundes seit 1920 ihr Maximum schon erreicht hat oder nicht. H. TOLLNER (1952: 105) und R. v. KLEBELSBERG (1953: 33) wiesen darauf hin, daß in den Zentralalpen um 1947 die Firngrenze vorübergehend etwa 3800 m Höhe erreichte. Wahrscheinlich waren damals viele von Lawinen nicht oder nicht stark beeinflussten Kare völlig frei von Eis oder Firn. Schon 1948 sank aber nach H. TOLLNER (1952: 105) in der Glocknergruppe die Firngrenze auf fast 2500 m, 1949—1950 lag sie dann bei 2500—2700 m, ja sogar in der Schattseite bei 2900 m (o. c.: 106). Wohl erst um diese Zeit oder in den folgenden Jahren entstanden hier die 1958—1960 beobachteten mehrschichtigen Firnlagen.

Am Hallstättergletscher des Dachsteins zeigte eine Luftaufnahme vom 1. September 1951 im Jahrbuch des Österreichischen Alpenvereines 1958: 32/33 die Firngrenze in mäßig schattiger Lage in 2600—2650 m Höhe; ein ganz ähnliches Bild bot dieser Gletscher im September 1958. Hieraus darf man auf eine mittlere Schneegrenze (Mittelwert der N- und S-Auslage) von 2700—2750 m Höhe und gemäß dem allgemeinen Ansteigen dieser Grenze gegen das Alpeninnere auf eine Schneegrenze der Schladminger Tauern für die Jahre 1950—1960 in 2800—2850 m Höhe schließen. R. v. KLEBELSBERG hatte 1939/1946 hier nach der Gipfelmethode 2800 m Schneegrenzhöhe ermittelt.

Für die nur mäßig geschützten O bis NO exponierten 1850er Gletscherchen O des Elendberg und NO des Waldhorn erhält man nach E. RICHTER (1888; Schneegrenze sehr nahe dem Unterrand) eine mittlere Schneegrenze bei 2400—2450 m; nach H. v. HÖFER (1897); Schneegrenze mitten zwischen unterem Eisrand und mittlerer Umrahmung erhält man etwa 2500—2550 m.

Da S der Hochwildstelle und im Trattenkar die sonnseitigen Firnspuren der 1850er Jahre bis in 2350—2300 *m* Höhe hinab reichen und O des Zwerfenberges die meist völlig windschutzlose Hochfläche des P. 2394 den Kahlflächen nach um 1850 sicher fast ganz verfirnt oder vereist war, wird man die mittlere Schneegrenze dieser Zeit mit 2500—2450 *m* Höhe annähernd richtig ansetzen. Kurzfristige 1850er und älterfrührezente Tiefstlagen der Schneegrenze mögen die Schichtlinie 2400 *m* erreicht oder noch etwas nach unten überschritten haben. Ohne den kurzen Hochstand warmtrockener Witterung von 1947 zu berücksichtigen, wird man die Schneegrenzhebung hier auf 300—400 *m* veranschlagen. Erscheint dies zu viel, ist bei den 1850er Keesflecken und ebenso bei den ähnlich gelegenen älteren Moränen die orographische Gunst in gleichem und starkem Maß zu berücksichtigen.

Bei quartärgeologischen Studien in den östlichen Niederen Tauern und ihrer Umgebung wird man, wenn schon etwa nicht die hier abgeleitete tiefe 1850er Schneegrenze, so doch mindest das latente Herabreichen mäßig geschützten Gletschereises bis in 2400 *m* und die Erstreckung noch weniger geschützter zugehöriger Firnflecken bis gegen 2300—2100 *m* herab in Rechnung stellen.

Hinterließen die rezenten und frührezenten Gletschervorstöße und ihre Klimaschwankungen noch andere Spuren außer den Moränen? 1935: 65—75 zeichnete H. FRIEDEL u. a. zwei Jahresringkurven zweier in der Nähe von Heiligenblut gewachsener Lärchen und die Jahresringkurve einer in der Gössnitz SO des Großglockner in etwa 1900 *m* Höhe gewachsenen Zirbe. Um 1555—1565 n. Chr. beginnend, lassen alle drei Kurven durch gemeinsame kurze Ringbreitenminima um 1565 etwa 5—10 wuchsungünstige, also wohl feuchtkalte Jahre erkennen (Gletschervorstoß?). Nach etwa 10—15 wuchsgünstigen Jahren (Ringbreitenmaxima) folgen 20—25 Jahre wuchsungünstigen Klimas, Ringbreitenminima werden nahezu um 1600 und vollends um 1605 erreicht: Dieser Abschnitt könnte den Gletschervorstößen um 1595 bis 1600 n. Chr. entsprechen. Leider nur mehr 2 Kurven führen zu derartigen Minima um 1625 und 1655: Zu ersterem paßt der Eisvorstoß um 1625—1630, jedoch der 1644er Vorstoß scheint um fast 10 Jahre verfrüht. Nur ein verhältnismäßig geringes Minimum beider Kurven deckt sich weiters mit dem 1680er Vorstoß. Von hier ab besteht nur mehr eine Kurve (der Zirbe in der Gössnitz): Sie weist folgende Minima auf: Um 1695 (Gletschervorstoß?), 1710—1720 (ausgeprägt; hiezuvieleicht der Gletschervorstoß um 1705—1715?), um 1770 und fast durchlaufend bis 1785—1795 (Gletschervorstoß aber nur um 1772), um 1820 (Gletschervorstoß um 1820) und um 1850 (Gletschervorstoß um 1850). Den Eisvorstößen um 1730—1745 stehen i. a. Ringbreitenmaxima gegenüber, ansonst erscheint die Übereinstimmung zwischen Jahreszuwachs, mutmaßlichem Klima und den bekannteren jüngerfrührezenten Gletschervorstößen zwar nicht restlos, aber doch beträchtlich. H. FRIEDEL'S Kurve schließt mit 1850 n. Chr.

Die Jahresringe mitteleuropäischer (etwa mitteldeutscher) Fichten und Buchen veröffentlichte B. HUBER 1948. Seine Mitarbeiterin H. MÜLLER-STOLL lieferte für beide Baumarten die Ringbreiten von 1740—1943. Die Ziffern von 1800—1943 wurden zu Kurven umgezeichnet. Die Ringbreitenminima der Fichte lagen um 1801—1806, 1820, 1836—1837, 1843,

1849 (diese beiden letzteren wenig ausgeprägt), 1858, 1869, 1877, 1887 (gering), 1896, 1906, etwa 1919—1923 (deutlich). Die Minima der Buche lagen bei 1803, 1836, 1840, 1843 (Häufung in 7 Jahren!), 1858, 1860, 1869, 1874, 1888, 1900, 1918, 1936 (gering), 1940. Zifferntabelle bzw. Kurve zeigen wohl mehrfach gleichsinnige Maxima und Minima, ansonst aber doch öfter unterschiedlichere Tendenzen als die von H. FRIEDEL untersuchten und im Gebirge gewachsenen Nadelhölzer. Einige Minima bzw. Ziffern und Kurvenstücke nächster Umgebung decken sich ziemlich deutlich mit markanten Eisvorstößen, so die 1850er Jahre. Jedoch für zahlreiche Minima gibt es keine wesentlichen Gletschervorstöße. Demnach kann aus der nach B. HUBER 1948 in Aufbau begriffenen Dendrochronologie derzeit auf die Einzeitung der alpinen Gletschervorstöße und Moränenzyklen noch kein genauere Schluß gezogen werden soweit es sich vermutlich um Tieflandsbäume handelt.

Hingegen sind sehr wahrscheinlich brauchbare Ergebnisse zu erhoffen, wenn Hölzer der höheren deutschen oder benachbarten Mittelgebirge und ganz besonders, wenn Hölzer der alpinen Wald- und Baumgrenze nahe heutigen Gletschern oder firnreichen Karen gemessen werden. Es wäre zu wünschen, könnten hierfür Baumscheiben u. ähnl. aus den Schladminger Tauern (und dem Dachsteingebiet) über das Botan. Institut Innsbruck Herrn Dr. H. FRIEDEL oder über das Forstbotan. Institut München Herrn Prof. Dr. B. HUBER zugeleitet werden.

Hinsichtlich des Klimaablaufes wären weiters die Böden zu untersuchen (vgl. M. WELTEN 1958: 253—274) und der pflanzliche Inhalt der höher und tiefer gelegenen Moore. Über die hochgelegenen, auf den wenig durchlässigen Phylliten wie auf dem älteren Kristallin häufigen Moorflecken hier ist in dieser Hinsicht noch nichts bekannt, über die Moore des Ennstales und seiner Umgebung liegen bereits einige Angaben vor.

VI. Die warme Postglazial- oder Nacheiszeit und ihre Ablagerungen

1910: 105—154, 171—204 untersuchte V. ZAILER u. a. sehr eingehend die etwa 620—650 *m* hoch gelegenen Talmoore zwischen dem Gesäuseeingang und Stainach-Irdning, welche etwa 1400 *ha* ausmessen (zirka 900 *ha* Hochmoor, zirka 500 *ha* Niedermoor, o. c. S. 137). Aus den Torfstichen, Pflanzenuntersuchungen und Schlüssen des Autors ergibt sich das folgende allgemeine Profil:

		Mächtigkeit:	Klima:
Hochmoor,	l Anflug von Heide, Legföhre,		trocken
Gesamt-	Birke		
mächtigkeit	k Jüngerer Wollgrasmoostorf	bis 2·0 <i>m</i>	feuchtkalt
bis 4·5 <i>m</i>	j Grenzhorizont, Heidehumus	0·1— 0·2 <i>m</i>	trocken
	i Älterer Wollgrasmoostorf	1·0— 2·0 <i>m</i>	feuchtkalt
	h Wollgrasbank	bis 0·5 <i>m</i>	feuchtkalt
Niedermoor	g Waldhumus, Reste von Föhre,	bis 0·5 <i>m</i>	trocken
Gesamt-	Legföhre, Fichte		
mächtigkeit	f Erlenbruchtorf	bis 0·3 <i>m</i>	verhältnismäßig
einige <i>m</i> ,			trocken
Maximum	e Seggentorf, nur stellenweise,		
10·5 <i>m</i>	dünn		verhältnismäßig
			trocken

	Mächtigkeit:	Klima:	
c Schilftorf	} 0.5—10.5 m	warm	
d Schilfschwemmtorf			
b Torfmudde (basal unbestimmte Süßwasserconchylien)			0.1 bis einige m
a Mudde — Schlamm			einige m bis maximal 28 m

Die Gesamtmächtigkeit eigentlichen Torfes schwankt von 2 bis über 12 m; die letztere Dicke zeigte (o. c.: 149) das Wörschacher Moor.

Als bald darauf, 1911: 165—172, 1911: 177—185, 1912: 1—9, H. SCHREIBER die Moore Salzburgs untersuchte, fand er, daß 32 Moore der Höhenlage 420—1040 m mit den 15 Mooren, die V. ZAILER zwischen Stainachrdning und dem Gesäuseeingang untersuchte, dem Profil nach im wesentlichen übereinstimmten. H. SCHREIBER bezeichnet sie o. c.: 1911: 182 als Möser in seichten Becken, nach ihm ist die Profilfolge dieses Typus: Rezenter Bruchtorf (hier l), Jüngerer (Weiß-) Moostorf (k), Jüngerer Bruchtorf (j) Älterer (Weiß-) Moostorf (i+h), Älterer Bruchtorf (g+f), Älterer Ried- (und Braunmoos-)torf (e, d, c), Mudde (a und/oder b), Moräne oder Schotter. Dem Stand der damaligen Kenntnisse entsprechend parallelisierte H. SCHREIBER seinen jüngeren Moostorf dem Daun, den älteren Moostorf dem Gschnitz, den älteren Riedtorf dem Bühl; O. AMPFERER scheint ihm 1935: 20 hiebei gefolgt zu sein.

1923: 187—242 untersuchte F. FIRBAS erstmals das Dörfler und Aigner Moor (neben anderen benachbarten und entfernteren Mooren der Ostalpen) im Hinblick auf seinen Aufbau und Polleninhalt. Seine Tabelle der Pollenmengen (o. c.: 211) weist im Hochmoortorf geringe Pollenzahlen des Eichenmischwaldes (EMW), beträchtliche Mengen der Tanne und Rotbuche und noch bedeutendere Mengen der Fichte auf. Föhrenpollen sind in den tieferen Lagen nur mäßig vertreten, steigen aber gegen das Hangendste deutlichst an. Der Autor untersuchte beim Dörfler Moor 4 Proben des 1.2 m mächtigen Hochmoores (mit Grenzhorizont), beim Aigner Moor 5 Hochmoorproben (ohne Grenzhorizont). Aus dem darunterliegenden Waldhumus und Bruchtorf verzeichnet der Autor EMW-Pollen (nach unten abnehmend; ein bescheidenes Maximum liegt beim Dörfler Moor im [älteren] Moostorf, 20 cm über dem Waldhumus), ferner (Rot-) Buchen- und Tannepollen, nach unten beim Dörfler Moor sehr, beim Aigner Moor mäßig abnehmend; der Fichtenpollen nimmt hier nach unten meist deutlich zu, Föhrenpollen sind spärlich. Die Daten entstammen 6 Proben, 2 sind vom Dörfler, 4 vom Aigner Moor. Die tieferen Niedermoortorfe wurden beim Dörfler Moor 0.4 m tief (ohne das Liegende zu erreichen), beim Aigner Moor etwa 1.9 m tief (bis zur Tonmudde) mit insgesamt 9 Proben untersucht: Bemerkenswert sind das Schwinden der EMW-Pollen bis in maximal 0.4 m Tiefe unterm Bruchtorf, das Schwinden der Buchen- und Tannepollen bis hieher oder maximal bis in 0.7 m Tiefe, die zunächst geringen Föhren- aber dominierenden Fichtenpollen, endlich die Annäherung der absteigenden Fichten- und der aufsteigenden Föhrenpollenkurven in etwa 1.90 m Tiefe unter dem Bruchtorf beim Aigner Moor nahezu zu einem Schnittpunkt, wie er anderorts (Ödenseemoor, Leopoldskroner Moor, nach F. FIRBAS 1923: 190 ff., 205 ff.) deutlichst in Tiefen von 0.5—0.9 m Schilf- und Ried- oder Seggentorf erreicht und überschritten wird. War auch die Ge-

samtzahl der Proben und Pollen im Verhältnis zur Ausdehnung und Höchstmächtigkeit der Ennstaler Moore gering, so war doch andererseits der Ablauf der Pollenspektren und die Vergleichbarkeit mit manchen anderen ostalpinen Mooren so ausgeprägt, daß F. FIRBAS schon 1923 die Hochmoortorfe hier einer Tannen-Buchen-Zeit, die Wald- und Bruchtorfe (samt nahen hangenden und liegenden Lagen) der Eichenmischwaldzeit und die Schilf- (und Ried-)torfe einer Fichten- und ausklingenden Föhrenzeit zuordnen konnte.

Im einzelnen betont V. ZAILER 1910 : 130 ff., 142 ff., daß zentrale Teile schwappenden Hochmoores noch (um 1910) in üppigem Wachsen waren, daß der Pflanzenreichtum gegenüber den Niedermooren zwar sehr zurücktritt — er führt aber in den typischen Wollgras-Torfmoos-Mooren (Eriophoreto-Sphagneta) viele Moos- und Blütenpflanzenarten an —, daß aber teils infolge der Ennsregulierung (siehe E. GÜNTSCHLS Festschrift 1960: Beginn etwa um 1860), teils infolge trockeneren Klimas (o. c. : 131) randlichere Moorpartien trockener wurden, so daß Heide, Legföhre, Birke sich ansiedelten und hier an Legföhren (um 1910) bereits 70—90 Jahresringe gezählt werden konnten. Nach diesen Ringen wäre der Beginn trockeneren Klimas etwa um 1820—1840, der seitherige wuchsgünstigere Zeitraum deckt sich i. a. mit dem Gletscherrückzug nach 1850. Vielleicht sind hier die nach oben ansteigenden Föhrenpollenkurven beizuordnen, die in den Diagrammen von F. FIRBAS 1923, 1949 (bes. Anhang S. 367 ff. 6)), R. v. SARNTHEIN 1936, 1940, 1948, F. R. VAN VEEN 1961 u. a. vielfach zu erkennen sind. Es würde dies übereinstimmen mit einem Befund F. BAUERS in H. FRANZ' Tagungsführer 1961, wonach am Dachstein die Waldgrenze gegenüber dem Ende des 19. Jahrhunderts etwas anstieg, und mit C. v. REGEL 1957 : 55 ff. wonach in Nordeuropa das der Nadelwaldzone eignende Weißmoos (Sphagnum) im letzten Jahrhundert merklich in die nördlichere Tundra eingedrungen sei.

Es wäre sicher interessant, mittels engerer Probeentnahme etwa der obersten 50 cm gut wüchsiger Moorteile zu untersuchen, ob sich Klima und Gletscherschwankungen von 1600—1850 (und vielleicht 1920) vielleicht doch im Pollenspektrum von den vorangegangenen Jahrhunderten unterscheiden. Daneben ist von Bedeutung, daß das feuchtkühle Klima eines so bedeutenden Gletschervorstoßes wie um 1850 am Moorrand das Anwachsen der Legföhre nicht zu verhindern vermochte.

Im Leopoldskroner Moor ist nach F. FIRBAS 1923 : 190—194 der Grenzhorizont j zwischen jüngerem und älterem Hochmoor- oder Moostorf als Bruchtorf mit Föhrenstrünken noch deutlicher als im Ennstal ausgeprägt. Angesichts der Häufigkeit dieser Schicht vor allem nach H. SCHREIBER s. o. muß man wohl annehmen, daß stärkere Regendurchfeuchtung oder eine allgemeine und damit niederschlagsbedingte Hebung des Grundwassers den wohl erst dürrtigen Baumbestand des Moores vernichteten und für Moose und Wollgras günstige Moorverhältnisse einleiteten, Verhältnisse, die auch in zeitweise günstigen Phasen sich für länger nicht zugunsten einer Wiederbewaldung umstellen konnten⁷⁾. Im Hochgebirge müßte dieser Klimawechsel sich noch stärker ausgewirkt haben wie die Jahre der 1850er (und 1820er, 1920er) Vorstöße. Es liegt nahe, diese Schwankung mit den älterfrührezenten Moränen zu parallelisieren, doch zur näheren Einzeitung mangeln hierfür C¹⁴-Messungen.

Noch markanter mußte der Umbruch von den Waldhumus- und Bruchtorfen zu den darauffolgenden Wollgras- und Moosfloren gewesen sein. V. ZAILER fand 1910: 126 ff. in diesen Ennstaler Bruchtorfen armstarke Erlenstämme, im Pürgschacher Moor einen Erlenstamm mit etwa 90 Jahresringen, im darüberliegenden Waldhumus Stämme von Föhre und Fichte (*Pinus silvestris* und *Picea excelsa*) von über 100 Jahresringen. In der entsprechenden Schicht der Salzburger Moore fand H. SCHREIBER 1911: 183f. Holzreste der Birke, Fichte, Schwarzerle, Eiche und Haselnüsse; nach diesem Autor sind Birken heute auf den Salzburger Mooren nur in Streulage, damals herrschten sie vor, Schwarzerlen sind zwar für Bruchmoore typisch, doch das stellenweise reiche Auftreten wie im älteren Bruchtorf erfordert ein günstigeres (wärmeres) Klima als das derzeitige (1911) Klima Salzburgs, auch die Eiche bildet heute nur in wärmeren und trockeneren Gebieten (Westungarn) Wälder auf Moor, und vollends die Haselnuß setzt wärmeres Klima und ein Austrocknen des Moores voraus, wie es andererseits V. ZAILER 1910: 125 sehr klar dadurch ableitet, daß die Enns die see-stauenden Barren älterer Seitenbachschwemmkegel durchschneidet, daß aber auch andererseits — eine Konvergenz zum Trockenklima oder zur hoch hinauf reichenden Wald- und sonstigen Pflanzendecke — keine neuerlichen Überschwemmungen mit See- oder Schwemmkegelbildung erfolgten.

Nach einer brieflichen Mitteilung von W. WITTICH (1961; vgl. auch W. WITTICH 1952: 1—106) kann ein Nadelwald geringer Güte 10 cm Waldhumus in etwa 300 Jahren erzeugen, unter günstigen Bedingungen entstehen 20 cm Waldhumus in 100 Jahren. Danach ist das trocken-warme Klima des Ennstaler Waldhumus auf mindestens 150 Jahre zu veranschlagen, da die angegebene Mächtigkeit (nach H. SCHREIBER und V. ZAILER) von 0.2—0.3 bis etwa 0.5 m ja auch das Ergebnis des Zusammendruckes durch mehrere Meter auflagernden Torfes ist. Den Wechsel vom Nadelwald zum Wollgras- und Moosmoor hält F. FIRBAS (briefliche Mitteilung 1961) „auch bei gleichbleibendem Klima möglich, falls dieses die Entstehung ombrogener (regenbedingter) Hochmoore zuläßt. Natürlich kann eine gleichzeitige Zunahme der Humidität diese Vorgänge beschleunigen und über größere Gebiete gleichrichten“. Hiezu ferner W. WITTICH (Brief, 1961): „Mit dem Anwachsen der Waldhumusaufgabe wird der Abstand vom nährstoffhaltigen Grundwasser immer größer, so daß schließlich nur noch anspruchslose Pflanzen gedeihen können. Zu einer Hochmoorbildung kommt es aber nicht in unserem trockeneren und wärmeren Klima. ... Eine Torfbildung ohne Einfluß von hohem Grund- bzw. Stau- bzw. Hangwasser oder aber eines kühlen niederschlagsreichen Klimas halte ich nach meinen Erfahrungen nicht für möglich.“ H. SCHREIBER leitete 1911: 185 aus dem heutigen Milieu moosfreundlicher Gebiete einen Umschlag zu anhaltend neblig-feuchtem Klima ab. Auch dies ließe sich mit Landregen im Tiefland und Schneefällen im Hochgebirge vereinen zu einem Klima, das höchste Kare verfirnte oder vergletscherte, ohne im Ennstal neuerliche Überschwemmungen (deren Ton- oder Sandeinschwemmungen V. ZAILER sicher nicht entgangen wären) zu veranlassen. Es ist ungemein merkwürdig, daß die Flora des Moores so auffällig umgestaltet wurde, während die umgebenden Waldbestände sich — anscheinend — nur wenig oder nur allmählich und anscheinend ohne Verluste der Waldfläche wandelten; die Moorkunde (siehe F. FIRBAS 1949) ist jedoch an ähnlichen Beispielen reich.

F. FIRBAS stellte im Anhang seiner Waldgeschichte Mitteleuropas I (1949) über 150 Moore durch Profile und Diagramme dar, etwa ein Drittel dieser Profile zeigt Bruchtorf und (oder) Holzfunde (insgesamt 72 Bruchtorf- und Holzvorkommen). Bei 22 Mooren lagen diese Schichten in Zone VI (damals etwa um 5500—4000 v. Chr.) eingestuft, bei 19 Mooren in Zone VII (zirka 4000—2500 v. Chr.), bei 16 Mooren in Zone V (zirka 6800 bis 5500 v. Chr.), bei 15 Vorkommen in Zone VIII (zirka 2500—400 v. Chr.). Die gesamte ältere Wärmezeit und die beginnende Buchenzeit (Boreal-Atlantikum-Subboreal) waren demnach dem zeitweisen Austrocknen der Moore wie auch nachfolgenden Veränderungen zu neuem Moorwuchs günstig, die größte Wahrscheinlichkeit für solche Wechsel lag um die Wende der Zonen VI—VII, damit etwa um 4000 v. Chr. 1958 b veröffentlichte F. FIRBAS das Profil und Pollendiagramm des Seelohemoores (Fichtelgebirge), welches unter 3 m buchenzeitlichem Moostorf (mit Grenzhorizont) mit liegender Wollgrasschicht Waldtorf mit mächtigen Resten von Kiefer und Fichte aufweist. Der Wald- und Bruchtorf führt reichlich Hasel- und EMW-Pollen, die C¹⁴-Messung der Schichtmitte durch F. FIRBAS' Mitarbeiter ergab etwa 3880 v. Chr., der unterste Moostorf wurde hier auf 3140 v. Chr. berechnet, der Wechsel vom Bruch und Nadelwald zum Wollgras- und Torfmoos konnte grob geschätzt etwa um 3500 v. Chr. erfolgt sein. Er fällt hier deutlich zusammen mit den Anstiegen der Buchen- und Tannepollenkurven und mit einer (oder einigen) auffallenden Minimumzacke(n) der Fichtenpollenkurve.

Nach M. WELTEN 1952 : 129, 1957 a) : 88 f., 1957 b) : 153 sinken in 500—1800 m hoch gelegenen Mooren der N-Seite des Berner Oberlandes EMW- und Haselpollenkurven etwa um 4000—3700 v. Chr. nach C¹⁴-Messungen ganz wesentlich ab, die Tannen- und Buchenpollenkurven beginnen (nach C¹⁴) bei dreien dieser Moore deutlichst nahe um 4000 v. Chr. (bei 2 Mooren beginnt die Tannepollenkurve um diese Zeit auch in der Südseite der Berner Alpen), bei einem Moor der N-Seite beginnt eine schwache Buchen- und eine deutliche Tannepollenkurve auch bereits um (oder etwas vor) 5000 v. Chr. Wohl rechnet der Autor 1957 a) : 90 mit beträchtlichen Zeitdifferenzen (starke Ausbreitung der Tanne (*Abies*) 5000—2500 v. Chr., der Fichte (*Picea*) 3500—700 v. Chr.). Jedoch die deutliche Übereinstimmung der F. FIRBAS'schen Profile und Diagramme zweier Ennstaler Moore mit dem Ödenseemoor der Mitterndorfer Senke, dem Leopoldskroner Moor bei Salzburg und mit den Pollen- und C¹⁴-Daten vom Fichtelgebirge (Seelohe) und den Mooren der Berner Alpen macht es mindest wahrscheinlich, daß zwischen 4000—3500 v. Chr. ein weiterer Klimawechsel stattfand, der in Karen und Hochtälern älterfrührezente Moränen entstehen ließ.

E. ARNBERGER und E. WILTHUM (1952, 1953) sind ursprünglich den Floren- und Klimadaten F. FIRBAS' 1923, H. GAMS' 1937 : 157—170, besonders S. 168 und R. v. SARNTHEINS 1940 : 479/80 und wohl auch G. KYRLES vorgeschichtlichen Angaben 1912, 1918 gefolgt, als sie Moränen des Unteren Taubenkares unterm Dachstein als Hallstatt-Stadien bezeichneten. Auch O. SCHAUBERGER hat neuerdings (1960 : 1—15) bei seinem Rekonstruktionsversuch der prähistorischen Grubenbergbaue im Hallstätter Salzberg nicht nur zahlreiche Funde vermerkt, die einst die vorgeschichtlichen Knapen im Berg verwendet hatten, er verzeichnet auch (oder erwähnt) Kalk-

gerölle verschiedener Art, Baumwurzeln, Gras, Blätter, Blüten, Sand, Tagletten, Keltensolen (mit Sulfatgehalt), es sind dies insgesamt deutliche Spuren von Wassereinbrüchen. Da der Autor die gesamte Streckenlänge auf 3750 *m* und die Abbaizeit auf 500—600 Jahre schätzt, ist es nicht wahrscheinlich, daß die alten Bergleute immer wieder mit diesen Schwierigkeiten zu tun hatten, es ist weit wahrscheinlicher (und an den Holzresten wäre dies mit C¹⁴-Messung beweisbar), daß gegen Ende der Hallstattzeit katastrophal nasses Wetter (mit Schneefällen im Hochgebirge) den vieljährigen lebenswichtigen Bergbau zu beenden zwang.

Für die älterfrührezenten Gletschervorstöße kommen somit in besonderem Maß in Frage: a) Die späte Hallstattzeit, etwa 700—400 v. Chr. (= Klimawechsel über dem Grenzhorizont j?) b) eine Klimaphase innerhalb der Jahre 4000—3500 v. Chr. (= Klimawechsel über den Wald- und Bruchtorfen g—f). In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß F. FIRBAS 1949 : 65 f. folgende Grenzhorizonte anführt: zirka 1200 n. Chr., zirka 400 n. Chr., zirka 600 v. Chr., zirka 1200 v. Chr., zirka 2300 v. Chr. F. OVERBECK datiert 1957 : 66 nach C¹⁴-Messungen Grenzhorizonte etwa um: 630 n. Chr., 50 v. Chr. und 600 v. Chr. Nach vielen (oder allen?) diesen Grenzhorizonten konnten mehr minder deutliche feuchtkühle Klimaschwankungen folgen. H. HEUBERGER zitiert, nach F. FLINT 1957, 1958 : 93 nachgewiesene nachwärmezeitliche (= älterfrührezente Vorstoßperioden in Alaska um 1200 n. Chr., 400 n. Chr. und 600 v. Chr. Es scheinen fast um 1200 n. Chr., 600 v. Chr. und wohl auch zwischen 3500—4000 v. Chr. besondere feuchtkühle Klimate auf besonders warmtrockene gefolgt zu sein.

Eingehend und eindrucksvoll beschreibt V. ZAILER 1910 : 147 die rezenten Erlen- und Übergangswälder (Bestände etwa ähnlich den einstigen Bruchtorf- und Waldhumusperioden) und die artenreichen, im Frühling blütenbunten Niedermoore und Niedermoorwiesen (o. c. : 145 ff.). Die Schilftorfe (d, c) hier in der Tiefe und unter den Hochmooren bzw. unter Wald- und Bruchtorf verband der Autor mit mächtigen Schilftorfschichten noch in Höhen von über 1000 *m*, wo Schilf nunmehr fast gar nicht anzutreffen sei (o. c. : 121). Aus diesem Zusammenhang schloß der Autor auf wärmeres, trockeneres Klima als heute. Hier unterlief V. ZAILER allerdings ein Irrtum: O. c. S. 183 betont er bei den höher gelegenen Mooren der Mitterndorfer Mulde das fast vollständige Zurücktreten des Schilfrohes gegenüber der Segge (*Carex*). Auch H. SCHREIBER übernahm 1911 : 183 diesen Irrtum, doch ist es hier wesentlich, daß nach letzterem Autor normalwachsende Schilfbestände in den nördlichen Alpen nicht über 750 *m* Höhe, hingegen Schilftorfe früherer Massenbestände in den Mooren des Erzgebirges bei 900 *m*, in Salzburg bei 1040 *m* Höhe gefunden wurden. Mit diesem Gesamtbefund stimmen die von F. FIRBAS 1923 gefundenen hohen Prozente der Fichtenpollen und der Kurvenbeginn der Pollen der Hasel wie des Eichenmischwaldes gut überein. Der Beginn des Schilftorfwachses oder der Schilfanschwemmung, etwa die Kreuzung der nach unten ansteigenden Föhren- und der sich senkenden Fichtenpollenkurven, könnte nach R. v. SARNTHEINS Pollendiagrammen 1940 vom Seefelder Wildsee, Achensee und Schwarzsee an der Grenze von R. v. SARNTHEINS Zonen V/VI und damit bei etwa 3000 v. Chr. liegen; nach den den Egelsee, Reintaler- und Lansersee (bzw. Moor) betreffenden Diagrammen dieses Autors von 1948 : 1—84 kommt

auch die Zeitspanne 3500—5000 v. Chr. in Frage. Auch nach F. FIRBAS 1949 : 368—375 fällt in einigen Mooren im Alpenvorland oder nahe demselben (Fedерsee, Reichermoor, Premer Filze, Seeshaupt, Rehgraben) der auffallende Abstieg der Föhrenpollenkurve und der Schnitt mit den ansteigenden Fichten- oder Hasel- und EMW-Pollenkurven in Abschnitt V oder an die Grenze V/VI. Jedoch liegt Zone V nach F. FIRBAS 1949 : 104 bei zirka 6800—5500 v. Chr., Zone VI liegt hier bei 5500—4000 v. Chr. Damit fällt diese charakteristische Kurvenkreuzung mitten in das Atlantikum in den jüngeren Abschnitt des Älteren Teiles der Mittleren Wärmezeit bis etwa in die Mitte des Boreales oder der Frühen Wärmezeit bzw. in die Jahre 4000—6200 v. Chr. Nach M. WELTEN 1957 b) : 152 liegt der durch C¹⁴-Messungen datierte Abstieg der Föhrenpollenkurve und der Anstieg der Hasel- und EMW-Pollenkurven in drei 590—1500 m hoch gelegenen Mooren der N-Seite der Berneralpen im jüngeren Abschnitt der (F. FIRBASschen) Zone V und damit in den Jahren 5700—6000 v. Chr. (der Anstieg der Fichtenpollenkurven erfolgt in diesem Gebiet um zirka 3000 v. Chr.!).

Die Niedermoore bzw. Schilftorfe zwischen Stainach-Irdning und dem Gesäuseeingang deutet V. ZAILER 1910 : 121—126 als Verlandungen von 5 Seen, die durch die Schwemmkegel der Seitenbäche der Enns aus einem älteren einheitlichen weitgehend zugeschotterten Schmelzwassersee des Ennsgletschers herausgeschnitten worden seien. Die einstigen Seen beweist der Autor durch die genaue Nivellierung der Höchstflächen der Schilftorfe als einstige Seeufer; die bedeutende Dauer der Schilfzeit sieht er darin gegeben, daß die Schilftorfe den allmählich abgesenkten Seeufern zum Seebeckentiefsten hin nachfolgen konnten. Die Bildungszeit der Schilftorfe hielt der Autor für trocken (o. c. : 125), da die stauenden Schwemmkegel nicht wieder durch die Seitenbäche in dieser Zeit aufgehört wurden. Immerhin erwähnt aber G. KNÖBL in E. GÜNTSCHLS Festschrift (1960 : 76) in den Schilftorfen gelegentliche Schlammlagen, so daß kleine vorübergehende Überschwemmungen doch wohl stattfanden. Auch Schwemmholz erwähnt G. KNÖBL in diesen Schichten; leider wurde die Holzart anscheinend nicht untersucht. Nach den Kurven der Fichten-, Föhren- und EMW-Pollen (F. FIRBAS 1923) begann der Torfwuchs verhältnismäßig spät. Der Pollenniederschlag der Vorwärmezeit (Präboreal) und der Subarktischen Zeit, vornehmlich Pollen früherer Kiefern- und Birkenwälder ließe sich vielleicht, samt Spuren spätglazialer Schwankungen, in den liegenden Mudde-⁸⁾ und Schlamm-schichten noch nachweisen.

Durch zahlreiche Bohrungen ermittelte K. BISTRITSCHAN (1952—1956), daß unter den Mooren wie auch unter den oberflächlich die Moore trennenden Schwemmkegeln von Stainach-Irdning bis zum Gesäuseeingang zunächst eine lückenlose mehrere Meter starke Schluffschicht als Seesediment vorhanden ist. Ab Wörschach liegt weiters ein zweiter, von Liezen weg auch noch ein dritter Schluff, letzterer in rund 25—35 m Tiefe ebenfalls bis zum Gesäuseeingang. Hier sind nach K. BISTRITSCHAN drei Bergstürze Anlaß dreifachen Seestaues und dreifacher Schluffablagerung gewesen. Diese Schluffe dürften mit den untersten Schichten, b—a, des V. ZAILERschen Profiles, mit der bis 28 m starken Torfmudde-Mudde-Schlamm-Schicht identisch sein. Zwischen den Schluffen, unter ihnen und W Stainach-Irdning bereits unterm Humus der Talaue sind vorwiegend Sande, Kiese und Schotter der Enns und der Seitenbäche erbohrt worden: Am

Wörschacher Moor, wie schon V. ZAILER o. c.: 115 erwähnt, bis in 195 *m* Tiefe, bei Niederöblarn-Niederstuttern nach K. BISTRITSCHAN 1951 : 1 bis 77—80 *m* Tiefe. In ähnlicher Mächtigkeit mögen auch bei Schladming feinere und gröbere Sedimente das Talbett erfüllen. Leider ist es, wie schon O. AMPFERER 1935 : 21, 24 betonte, bei den tieferen Sedimenten der Wörschacher Bohrung unklar, ob diese Sande, Schotter und Konglomerate vor oder nach der Würmeiszeit angeschüttet wurden.

Verhältnismäßig ähnlich wie die genannten Ennstaler Moore sind, nach Profil und Pollendiagramm, das von H. ZUMPFER 1929 : 1—97 bei Mariazell in 750—850 *m* Höhe untersuchte Hallhofer- und Mitterbacher Moor. Es folgen hier unter

- 1·2 *m* Jüngerem Moostorf,
- 0·1 *m* ein schwach ausgeprägter Grenzhorizont,
- 0·6 *m* älterer Moostorf,
- 0·9 *m* Bruchwaldtorf,
- zirka 0·3 *m* Schilf- und Seggentorf (Phragmiteto-Cariceto-Torf) und Braunmoostorf (Hypneto-Torf).

Die Hochmoortorfe sind 1·8—2·4 *m* mächtig. Hier weist H. ZUMPFERS Pollendiagramm wie im Ennstal deutlichst auf eine Tannen-Buchen-Zeit; auch EMW-Pollen i. a. in geringer Menge, sind verzeichnet und im Hallhofer Moor im untersten Hochmoortorf maximal vertreten. Fichtenpollen tritt hier in den tieferen Lagen auffallend zurück, anscheinend war der Raum der späteren Fichtenwälder um diese Zeit noch bzw. verhältnismäßig früh von Eichenmischwald sowie von Tannen und Buchen eingenommen. Auch hier ist wie im Ennstal im Bruchwaldtorf EMW-Pollen reichlich vertreten; weitere Parallelen sind nicht gut möglich, da aus dieser Zone und dem darunterliegenden Schilf- und Seggentorf insgesamt nur 4 Proben bearbeitet worden waren.

W von Schladming untersuchte V. ZAILER 1910 das etwa 810 *m* hoch gelegene Mandlinger Moos. Hier ruht unter 4 *m* Hochmoor (Moostorf) 10·5 *m* Schilftorf. Die große Mächtigkeit des Schilftorfes erklärt der Autor o. c. : 153 durch eine — trotz Trockenheit der Schilfperiode (! ? s. o.) — wiederholt erhöhte Barre von Dolomitschutt der Mandlingtrias. Nach Erosion der Barre wird der Schilftorf mit Erlen, später (wie bei Admont) mit Kiefern besiedelt, über der Holzschicht folgt hier aber nicht gleich Wollgras- und Moostorf wie bei den östlichen Mooren, sondern (o. c. : 154) vermutlich durch neue (doch wohl durch Feuchtklima), verursachte Barren-erhöhung, nochmals Schilf- und Seggentorf, dann erst der Moostorf. Das Profil unterstreicht die obigen Ausführungen betreffend den Klimawechsel der Grenze Waldtorf/Wollgras-(oder Moos-)torf; Pollenanalysen liegen hier noch nicht vor.

Von den 760—840 *m* hoch gelegenen Mitterndorfer Mooren verzeichnet V. ZAILER 1910 : 180 ff., besonders S. 186 das folgende Profil:

Hochmoor-	{	Jüngerer Moostorf (häufig, aber verstreut, Legföhren-
torf zirka		reste),
2·0—4·0 <i>m</i>	}	Grenzhorizont (sehr schwach entwickelt),
0·1—0·2 <i>m</i>		Älterer Moostorf,
		(Übergangs-) Waldtorf (Reste von Birke und Knieholz-
		kiefer),

0·5—1·1 m { Seggentorf (Carex, Schilffreste vereinzelt),
 { Lebertorf,
 Kalkmudde (Absatz kalkreicher Uferquellen),
 Tonmudde,
 Glazialschotter.

Die gesamte Abfolge ist nach V. ZAILER im wesentlichen dieselbe wie im Ennstal. Dies bestätigen auch F. FIRBAS' Profil und Pollendiagramm 1923 : 206 ff. Auch hier ist der Hochmoortorf tannen-buchen-zeitlich (mit reichlichem Fichtenpollen), die Waldschicht zeigt eine Kulmination der EMW- und Haselpollen, im Seggentorf ist die im Ennstal nur ange-deutete (beim Aigner Moor nicht erreichte) Kreuzung der Fichten- und Kieferpollen klar ausgeprägt, in tiefsten Moorteilen fand F. FIRBAS Holzreste (Art ?). Auch hier fehlen ältere Torfe mit dem Pollenniederschlag der Birken- und Kiefernzeiten oder des Spätglazials. Den gesamten Moos-torf hier hielt F. FIRBAS gemäß dem stärkeren Verrotfungsgrad für ein Äquivalent des älteren Moostorfes (besonders des Leopoldskroner Moores). Die hier wie in Leopoldskron in den 0·5 Metern Moostorf ansteigenden Fichten- und Föhrenpollenkurven sprechen aber vielleicht doch mehr für Gleichaltrigkeit im Sinne V. ZAILERS.

Die Ramsauer Moränenmoore, das Filz-, Bern- und Reitermoos, erwähnt V. ZAILER 1910 : 191 nur kurz: Die Entstehungsgeschichte sei dieselbe wie bei den Mitterndorfer Mooren.

Ein etwa 10 ha ausmessendes Moor (z. T. Moorwiese) liegt SO des Gasthofes Tetter im Untertal in etwas über 1020 m Höhe. Zirka 430 m OSO des Gasthofes teufte die STEWEAG im Rahmen der Untersuchungen für ein geplantes Stauwerk drei Bohrungen ab, deren Profile in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden. Die beiden östlichen Bohrungen durchsanken 11·1—13·7 m Moorerde, deren Hangendes als torfartig und deren Liegendes als sandig bezeichnet wird. In der östlichen Bohrung 1) ⁹⁾ war die Moorerde recht einheitlich, in der mittleren, 2), wurde in 3·9—5·5 m Tiefe grauer Mehlsand angetroffen; der westlichsten Bohrung, 1), fehlte die Moorerde, Schuttkegelausläufer und Feinsand sowie Tegel, wohl Absätze eines früheren Stausees vertraten hier den Torf. Auch bei Bohrung 2) in 11·1—22·95 m Tiefe durchstoßene Tegel und Lehme zählen wohl zu diesen Seeabsätzen. Bei 18 m Tiefe wurde hier Holz, wohl ein durch Hochwasser oder Lawinen eingespülter Stamm, angefahren; die Holzart ist unbekannt. Bei Bohrung 1) werden in 10·1—16·1 m Tiefe Grobschotter und Blöcke, bei Bohrung 2) in 22·95—26·95 m Tiefe gelber Lehm mit Grobgeröll, bei Bohrung 3) in 17·25—25·9 m Tiefe Grobgeröll verzeichnet, das Material entstammt wohl auslaufenden Schutthalden und -kegeln, auch verspülte Moräne wäre möglich. In 25·9—28·95 m Tiefe verzeichnet Bohrung 3) Bachkiesel (früheste Talsohle vor der Seestauung? frühestes Post- oder Spätglazial? Äquivalente der Ramsauer Schotter und Konglomerate?), darunter folgen bis 29·25 m Schwemmsand und „vermutlich gewachsener Fels“. Moorpflanzen oder Pollen wurden hier nicht untersucht, eine nähere Einzeitung dieser Schichten ist hier noch nicht möglich.

Immerhin weist die Moormächtigkeit auf ähnliche Wuchsdauer wie bei den Admonter Mooren oder wie bei Mandling. Es ist auch sehr wahr-scheinlich, daß hier ähnliche immer wieder erhöhte Staubarren ausgebildet wurden wie bei Mandling, Seggen- und Schilftorf könnten vorherrschen

und die Aufhöhung der Staubarre hielt offenbar bis in sehr junge Zeit an, weshalb es hier wohl nicht zu deutlichem Hochmoorwuchs kam. Die Gelbfärbung des Grobgeröll führenden Lehms in Bohrung 2) ist wohl als Verwitterungsspur zu deuten, es kann hier ein nacheiszeitlicher verwitterter Talgrund vorgelegen haben, auch angewitterter lehmiger Hangschutt oder Moränen können hier abgeglitten und im Verlauf der Seestauung(en) durch fast 30 m minerogene und torfige Sedimente überdeckt worden sein. So spricht diese gelbe Schicht ebenfalls für ein beträchtliches Alter der Beckenfüllung, während die Mächtigkeit der Gesteinsfüllung sich neben den Bachabsätzen leicht aus den Schuttmuren der 1000—1200 m über dem Talgrund ansteigenden, heute allerdings bis in etwa 1950 m Seehöhe dicht bewaldeten oder bebuschten und bis zu den Gratzen berasteten Steilhänge erklärt. Der Seestau erfolgte beim Gasthof Tetter durch wallartige Murenblockströme von N her (nicht durch Moränenwälle, wie hier vielfach angegeben wird [s. u.]); die Barrenbildung von S her besorgte ein Schwemmschuttkegel. Seestau- und -verschüttung dürften sehr wesentlich durch die frührezenten Klimaschwankungen ausgelöst worden sein.

Von den höher gelegenen und modern untersuchten Mooren der Umgebung ist hier das zirka 1400 m hoch gelegene Vordere Filzmoos am Warscheneck nahe dem Linzerhaus zu nennen. F. R. VAN VEEN beschreibt 1961 : 59—63 hier Moos(Sphagnum-)torfe einer jüngsten Föhrenzeit (zirka 0.35 m), darunter Moos(Sphagnum-)torfe einer Fichten-Tannen-Buchen-Zone (zirka 1.85 m), darunter Braunmoos(Hypnaceen-)torf, Kalkgyttja und Ton (insgesamt 3.65 m), deren Pollen zunächst noch der obigen Zone, dann einer Fichten-Kiefer-EMW-Zone und zu tiefst einer Kiefer-Fichte- und einer Kiefer-Zone angehören. Die Zonierung erfolgte hier nach R. v. SARNTHEIN (1936 : 40—48). Die Kalkgyttja hier (zirka 1.65 m) müßte zeitlich dem Waldhumus und Bruchtorf des Ennstales entsprechen, der liegende Ton, mit absteigender Fichten- und aufsteigender Föhrenpollenkurve, dem Schilf- und Seggentorf des Ennstales und der Mitterndorfer Senke. Das Profil endet in 5.90 m Tiefe mit minimalen EMW- und Fichtenpollen sowie mit maximalen Föhrenpollenmengen — der Niederschlag älterer Birken- und Föhrenzeiten fehlt auch hier. Der Autor berichtet allerdings nicht, ob unter der maximal erreichten Bohrtiefe unmittelbar der liegende Moränenlehm anzunehmen wäre bzw. ob nicht pollenhöfliche Schichten hier vielleicht vorhanden sein könnten.

Bei den hochgelegenen Mooren hier wie in den Niedern Tauern ist mit Erhaltung der jüngeren Torfe von und seit der (jüngeren) Hallstattzeit nach H. GAMS i. a. nicht mehr zu rechnen (1937 : 166 f.): „Die Grenze des heutigen Moorwachstums liegt in den Nordalpen um 1000—1100 m, in den Zentralalpen um 1500—1700 m“. Ähnlich äußerte sich R. v. SARNTHEIN 1948 : 73. Aber auch diese, vielleicht auf bestimmte Gebiete erst näher zu begrenzende Regel hat Ausnahmen: H. FRANZ berichtet 1961, zusammen mit A. ALBL, von einem 0.5—1.0 m mächtigen Torfmoor auf der Millstätter Alpe, das auf humosem Mineralboden mit mullartigem Moder und einer darauffliegenden Brandschicht, somit nach Vernichtung des einst hochgelegenen Waldes, emporwuchs, jedoch in seinen untersten Torflagen bereits Getreidepollen enthielt. Das Alter dieser und anderer alter hochgelegener Brandschichten (der Autor erwähnt in seinem Führer 1961 von I. NEUWINGER und A. CZELL 1959 nach der C¹⁴-Methode untersuchte

2300 *m* hoch gelegene Holzkohlenschichten bei Obergurgl) wird auf 2640 ± 90 Jahre, damit der Brand auf 770—590 v. Chr. geschätzt, dieses Moor der Millstätter Alpe ist damit verhältnismäßig jung.

Aber auch die ältesten Schichten der Tieflandsmoore, die Entsprechungen zu den Stadien des Spätglazial oder der Schlußvereisung, müssen den Mooren höchster Täler und Kare fehlen, da ja das moorgünstige Gelände vereist oder verfirnt war (M. WELTEN 1952: 26). Wenn allerdings M. WELTEN 1958 : 257, 271 die durch C¹⁴-Messungen auf frühestens 6000—4000 v. Chr. angesetzte Bodenbildung mit den letzten Rückzugsstadien der Eiszeitgletscher ursächlich verbindet, so ist hier zu überlegen, ob es nicht — als einfachere Lösung — die älterfrührezenten z. T. Gletscher erzeugenden Klimaschwankungen waren, die durch mehrjährige Eis- oder auch nur Firnauflagerung eine bereits gebildete Pflanzendecke abtöteten. Die allfälligen Reste eines älteren Humus' konnten nach dem Ausapern sicher leicht vom Wind verweht werden. Da nach diesem Autor auf der Schynigen Platte bei Interlaken in 1900—2000 *m* Höhe der älteste Humus nach der C¹⁴-Methode aus dem Ende der Hallstattzeit, etwa um 560 v. Chr. entstand, mag dies ein weiterer Beleg dafür sein, daß die Schnee- und Frostwirkungen dieser Klimaphase stellenweise bis in diese Höhenlagen herabreichten.

R. v. SARNTHEIN fand, wie H. GAMS 1937 : 166 berichtet, Holzreste von Bergahorn in Mooren des Gschnitztales in 2000 *m* Höhe, in Öztaler Mooren bei 2260 *m* Höhe, und Fichtenreste in einem Moor des Stubai bei 2400 *m*. Neuerdings berichtet H. FRANZ 1961 (I. NEUWINGER und A. CZELL 1959 zitierend) von Holzkohlenschichten bei Obergurgl bis in 2300 *m* Höhe. 1937 : 166 rechnete daher H. GAMS damit, daß im Höchststand der Wärmezeit die Wald- und Baumgrenze i. a. um 300—400 und örtlich sogar 600 *m* höher lag als heute. Demgegenüber nimmt M. WELTEN 1957 b) (1958 : 273) an, daß die wärmezeitliche Hebung über die heutige Waldgrenze nur ganz unwesentlich („kaum mehr als 200 *m*“) gewesen sei. Es wird auch gegenüber den öfter erwähnten tiefen Wald- und Baumgrenzen im Stubai, auch in den Öztaler Alpen zu berücksichtigen sein, daß die AV.-Karte Blatt Gurgl (1949) Bewaldung zwar meist unter 2000 *m*, stellenweise aber doch auch bis 2150—2250 *m* Höhe verzeichnet. F. VIERHAPPER nennt 1916 : 65 als Obergrenze der Zirbe in den Tiroler Alpen 2350 *m*, G. FROMME gibt 1953 : 64 für die westlichen Öztaler Alpen oberste Baumreste und junge Forstpflanzen in 2200—2300 *m* Höhe an. In den Mooren der Schladminger Tauern wäre es eine weitere interessante Möglichkeit, durch Holzfunde in höchsten Mooren Belege für die einstige Hochlage der wärmezeitlichen Wald- und Baumgrenze bzw. für die größere oder kleinere Senkung zu den heutigen Grenzen hin zu erbringen.

W. HEISSEL brachte 1954 : 307 gegen die Überschätzung der für die Nachwärmezeit so bedeutungsvollen Pollenauswertung beachtenswerte Gründe bei. Jedoch folgen in sehr zahlreichen und besonders in den einigermaßen vollständigen Moor- und Seeprofilen der Ost- und Westalpen sowie Mitteleuropas die ausgeprägten Birken/Föhren-, EMW/Hasel-, Tannen/Buchen/Fichten-Pollenkurven bzw. ihre Maxima mit eindrucksvoller Regelmäßigkeit aufeinander. Die vorgeschichtlichen Parallelisierungen werden freilich sehr erschwert, wenn, wie M. WELTEN 1957 a) : 2 ausführt, die starke Ausbreitung der Tanne um 5000—2500, oder die der Fichte um

3500—700 v. Chr. in diesem Raum erfolgte. Auch H. ZOLLER vermerkt 1960 : 189—207 (besonders S. 203) u. a., daß in den Alpen O des Iller die Fichte schon in den FIRBAS'schen Zonen V—VI (zirka 6800—4000 v. Chr.) z. T. häufig war, in Savoyen und in der Schweiz aber erst um 4000 bis 3000 v. Chr., daß aber die Maxima für Hasel/EMW nur dort typisch sind, wo die Nadelbäume später eintrafen. All dies unterstreicht die Notwendigkeit, weitere Moor- und Pollenstudien im Ennstal und in den Schladminger Tauern möglichst mit C¹⁴-Messungen zu verbinden.

In den Jahrtausenden zwischen den rezenten Gletscherbildungen oder -vorstößen und der letzten Eiszeit blieben weite Landschaftsteile im wesentlichen unverändert; sie bewahrten damit weitspannige oder kleinräumige Eisschleifförmigen in Karen, auf Hochflächen im tieferen Gehänge nahe über dem Ennstalgrund. Zugleich schritt an den Steilwänden und -hängen die Erosion weiter fort, die Seitenbäche der Enns schnitten sich tiefer ein, Phyllit und weichere Glimmerschiefer sanken hier vielfach ab und wahrscheinlich wurde z. T. in dieser Periode der steile Südrand der Schotter, Sande und Konglomerate der Ramsau und Ramsauleiten durch viele kurze Taltrichter zerschnitten wie auch durch weitflächige Denudation nach N zurückgedrängt. So entstanden zwischen dem steilen Bergwald der Oberen Klaus und der Enns bei Schladming zahlreiche flache Schuttkegel, die untereinander durch schräge Hangschuttlehnen verbunden sind, von der Enns unterschritten wurden und z. T. dadurch den Eindruck einer echten Enns-Flußterrasse erwecken. An den Aufschlüssen des untersten Steilrandes über der Enns erkennt man jedoch die aus den Schottern und auflagernden Moränen der Ramsauleiten ausgespülten kleineren und größeren Gerölle, 0,5m und mehr durchmessende Gneisgerölle der Schladminger Tauern sind hier häufig. Das Hangendste dieser Anschüttungen ist 0,3—0,5 m tief gelbbraun und etwas lehmig verwittert.

A. v. BÖHM erwähnt 1885 : 510 hier, im Winkel zwischen Talsohle und Gehänge, eine vielfach zerrundete und durch postglaziale Schotterkegel überdeckte niedere Terrasse, die er als frühwürmeiszeitlich auffaßt. Da diese Zone weder Moräne noch Eisüberformung trägt, ist A. v. BÖHMS Auffassung jedoch nicht verständlich.

Eher eine echte Flußterrasse ist ein schmaler etwa 500 m langer Saum, der sich mit Unterbrechungen von der Schule Pichl bis S Pichl hinzieht; er liegt nur etwa 5 m über den Ennsanschwemmungen, ist gut berast, läßt aber doch faustgroße und kleinere Gerölle der Enns und der sonnseitigen Gerinne erkennen; Entstehungsursache dürfte eine vorübergehende Stauung der Enns durch die oberwähnten sonnseitigen Schuttkegel beim Gehöft Klausner gewesen sein, zumal hier auch schattseitige Schwemmkegel das Tal einengen. In der Karte ist diese Terrasse mit Signatur 12 dargestellt.

K. KÜPPER verzeichnete 1956 zwischen Schladming und Pruggern am schattseitigen Bergfuß zwischen Aich und Pruggern, meist nahe der Bundesstraße Ennstalschotter und -sande, ohne nähere Beschreibung. Auch hier unterschneidet die Enns den Nordrand zu 10—30 m hohen Steilkanten, die teils gut berast, teils durch Abrisse freigelegt sind. Neben etwas wirr geschichteten Sanden und Kiesen herrschen faust- bis kopfgroße und gröbere Schotter von örtlichem Phyllit, Serizit- und Glimmerschiefer und Gangquarz. Das Material ist teils gut, teils nur mäßig gerollt und auffallend wenig

ausgelesen; viele schiefrige Gerölle zerbrechen oder blättern auf. Dieses Material ist, zusamt hellen Granitgneisgeröllen der Schladminger Tauern (ehemalige Moräne), lediglich vom benachbarten schattseitigen Gelände herabgespült worden, es ist somit eine Entsprechung zu den oberwähnten sonnseitigen Schwemm- und Schuttkegeln. Eigenartigerweise tritt hier auch nicht metamorpher Kalk des Dachsteins oder der Mandlingzone (oder allenfalls der Radstädter Tauern) gelegentlich auf, während solche Moränen (oder Flußgerölle) dem schattseitigen Gehänge ganz fehlen: Vermutlich wurden hier spärliche spätestglaziale Anschwemmungen oder seltene Moränenstücke restlos abgespült. Auch dieser schattseitige Schuttkegelfuß ist oberflächlich bis etwa 0.5 m verbraunt, ebenso tragen die meisten biotithaltigen Fels-, Schutt- und Moränenflächen des Altkristallins einen 0.2—0.5 m tiefen rötlichgelben bis gelbbraunen Verwitterungsboden (auf den Grauwacken-Phylliten fehlt er stellenweise). Die sonn- und schattseitigen Schuttkegelsäume dürften noch vor der Bewaldung der Ennstalflanken entstanden sein.

VII. Moränen und Gletscher des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung (Jungstadien: Innerste Zufallsstände, Egesen, Daun, Gschnitz, Tiefes Gschnitz)

E. LICHTENBERGER bemerkte 1956 : 236 mit Recht, in der älteren Literatur — F. SIMONY 1864, PENCK-BRÜCKNER 1909, L. SCHLECK 1916, R. SCHWINNER 1924, H. FROSS-BÜSSING 1935 — seien Angaben über Stadialmoränen dieses Gebietes spärlich.

E. H. WEISS 1953, H. HAAS 1956 und K. KÜPPER 1956 schieden in ihren Karten wohl das Quartär aus, doch wurden die Moränen nicht immer vom übrigen Schutt getrennt und Wälle nur teilweise verzeichnet. Für die beiliegende Kartenskizze wurden diese Studien mitbenützt. Eingehender stellte E. LICHTENBERGER 1956 erstmals die Moränenwälle der tieferen und höheren Täler sowie der Kare dar. Wenn auch der von dieser Autorin entwickelten Wallgliederung nicht restlos zugestimmt wird, so war doch ihre Studie für die vorliegende Untersuchung eine der stärksten Anregungen.

Wie anderorts wird nun auch hier versucht, ausgehend von den sicheren rezenten Moränen das örtliche Wallsystem und die allfälligen örtlichen Bedingungen oder Besonderheiten zu erfassen und erst abschließend oder von Abschnitt zu Abschnitt dieses System mit anderen Wallzyklen zu vergleichen oder in die Skala anderörtlicher Schneegrenzsenkungen oder Depressionen einzupassen.

Im Sonntagkar liegen 1.3 km vom Waldhorn, 0.8—0.9 km talaus von den meist rezenten Moränen, nach einer von Wallmoränen freien Zone die zu einem großen Teil von moränengünstigen Rundhöckern gebildet wird, die ersten, innersten Spätglazial- oder Stadialwälle bei „2000“, 100 bis 200 m S des Unteren Sonntagkarsees. Die Wälle sind nur etwa 1—3 m hoch, der Schutt ist mehr fein, selten grob; Verwitterung, Berasung und Flechtenbewuchs gleichen den benachbarten Moränenflecken und Rundhöckern. Es liegt hier nur der Mittelabschnitt zweier Gletscherzungen-

lappen vor, deren Ostteil im Ablauf des Oberen Sonntagkarsees liegen konnte, während der Westteil in einer Talmulde NW des Oberen Sonntagkarsees lag. Trotz moränengünstigen Geländes O und W „2000“ und trotz hoher schuttliefernder Karwände fehlen eindeutig die zu erwartenden, den Zungenwällen entsprechenden östlichen und westlichen Fortsetzungen. Das wenig gegliederte, in E. LICHTENBERGERS Karte fehlende Wallfragment entstammt keinem markanten innersten Vorstoß oder Halt; es ist nur ein Zufallsstadium, es entstammt nur einer geringfügigen, höchstwahrscheinlich spätestglazialen Klimaschwankung: Signatur: D/ex.

E. LICHTENBERGER verzeichnet o. c. hart am N-Rand des Unteren Sonntagkarsees (P. 1962) als innerste Stadialmoräne einen Gschnitz-III-Wall. Der Riegel N dieses Sees ist aber fast durchwegs Fels; Moränenflecken sind vorhanden, doch kein Endmoränenwall. W P. 1962 und S sowie O P. 2022 liegen jedoch Uferwälle oder ufernahe Mittelwälle mit reichlichem, z. T. auch grobem Blockschutt (Granit- und Schiefergneis des Waldhorn), die Wallmächtigkeiten sind hier etwa 2—5 m. Der innerste Wall in 1960—1980 m Höhe, 150—200 m W und NW P. 1962 gelegen, könnte eine bei 1900 m endende Gletscherzunge andeuten, doch fehlt hiezu, trotz steiler schuttliefernder Karwände O der Seen, die zu erwartende östliche Ufermoräne. Weit mehr Bedeutung kommt dem äußeren Wall dieser Gruppe zu, der W P. 2022 beginnt — hier hing nur ein kleiner, vom P. 2438 gespeister Eislappen gegen die Waldhorn Alm hinab —, O P. 2022 wellig gebogen zirka 150 m nach O zieht und hier fast rechtwinkelig in NNO-Richtung gegen „1960—1950“ hinabführt. Dieser Wall ist auch in einem Photo von Dr. A. SMEKAL in H. WÖDL'S Führer 1924 S. 88/89 ziemlich gut erkennbar. Die zugehörige Eisdicke, unmittelbar quer zur Talrichtung der Sonntagkarseen gemessen, betrug 1960—1850 = 110 m. Im Minimalfall konnte diese dünne Eiszunge bis zur nächsten etwa 1800—1760 m hoch gelegenen Talstufe herabreichen. E. LICHTENBERGER verzeichnet 1956 hier einen zweiten, etwas älteren Gschnitz-III-Wall. Wohl liegt an dieser Talstufe mehrfach Moränenschutt, Wallformen fehlen aber nahe dem Talgrund gänzlich. Dies wäre nicht sehr verwunderlich für die Tal-Nordseite, da hier Eiszufuhr aus dem z. T. schuttarmen Trattenkar erfolgen konnte. Das Eis des Talgrundes und der Tal-Südseite entstammte aber den steil und schuttreich umrahmten Sonntagkaren.

Am Mittelberg Ferner (Nordtirol, Pitztal) wurde an Hand der Moränen- und Eisschliffe ein Ausdünnen an der Talstufe des heutigen Gletscherendes um 1850 und im darunterliegenden Taltrog eine bedeutende Verdickung der 1850er Gletscherzunge beobachtet [W. S. G. ¹⁰⁾ 1958, Taf. 10]. Es ist daher durchaus möglich, daß auch im Hochaltrog NW des Unteren Sonntagkarsees eine neuerliche Eisverdickung erfolgte. Ein deutlicher und zum Wall „1950—1960“ gehörender Moränenabsatz in 1870 m Höhe (N P. 2022, SW P. 1835) unterstreicht diese Annahme. Bestünde E. LICHTENBERGERS Annahme betreffend den tieferen Gschnitz-III-Wall zu Recht, so müßte der jüngste, innerste und doch noch wesentliche spätglaziale Gletscher, Daun, D/d vom Waldhorn her gemessen etwa 2.5 km Länge gemessen haben; mit dem gemutmaßten Absturz zum nächst tieferen Taltrog der Waldhorn Alm konnte er sich über 3—3.5 oder 4 km erstrecken.

Zwischen der Waldhorn Alm und „1960“ SSW des Schneider (P. 2328) liegt wohl mehrfach gerollter und kantiger Moränenschutt auf einer von

wenigen Steilhängen unterbrochenen Rundhöckertreppe; die geringe Schuttfuhr aus dem Trattenkar verhinderte vermutlich die Anschüttung mächtiger Wälle. S der Almhütten, bis etwa 30 *m* über dem Talgrund, liegen drei deutliche ebene Moränenabsätze, sie dürften aber bereits dem Schwinden einer gemeinsamen Vergletscherung der Täler der Sonntag- und Lämmerkare entstammen.

Im Innersten Lämmerkar, W und N der Kapuziner Seen liegt recht reichlicher Moränenschutt mit Wallformen an der unteren Karschwelle, er zieht von „2210“ nach „2070“ herab, der zugehörige Gletscher konnte bei etwa 2040—2000 *m* Höhe enden. E. LICHTENBERGER hat o. c. diese Moränen als Gschnitz-III kartiert. Die zugehörige Schneegrenze wäre unter Teilung Z : N — 3 : 1 etwa 2150—2200 *m*, gemäß der recht günstigen und schuttreichen Umrahmung, nach v. HÖFER 1897 eher bei 2250—2300 *m*. Sucht man hiezu eine entsprechende Moräne im Sonntagkar, so fehlt diese, es sei denn, man nähme das Wallfragment „2000“ zwischen den beiden Seen als Äquivalent. Es besitzen auch im innersten Lämmerkar die innersten Wälle eine etwas zierliche Formung, wie sie auch anderorts manchmal den kleinen örtlichen Teilbewegungen und Minimalvorstößen im großen und ganzen doch schwindender Gletscher eignet. Die Ursache der unterschiedlichen Ausbildung der etwa gleichzeitigen Moränen beider Kare liegt höchstwahrscheinlich darin, daß hier beim Schwinden größerer Gletscher die Stufenoberfläche NW und N der Kapuziner Seen verhältnismäßig früh ausaperte, während beim großen und günstigeren Tal- und Karraum der Sonntagkarseen die Toteismassen sich länger hielten, der Felstalgrund erst später frei wurde und daher nur mehr allerletzte zufällige und örtlichste feuchtkühle Klimaschwankungen ihre Spuren hinterließen. Auch könnten im innersten Lämmerkar etwas reichere Schuttfuhr und kleine Bergstürze diese spätesten Stadien etwas deutlicher ausgeprägt haben. Ein sehr markanter Vorstoß lag hier wohl nicht vor, es fehlen auch anschließbare deutliche Endmoränen in den ähnlich hohen unbenannten Karmulden O und NNW des Greifenstein P. 2397.

Der durch die Moränenwälle bei P. 2022 — „1960—1950“ im Tal der Sonntagkarseen umrissene Gletscher erforderte bei einer Erstreckung bis etwa zur Waldhorn Alm eine mittlere Schneegrenze bei 2100—2150 *m* Höhe. Nimmt man diese Schneegrenze auch in den Lämmerkaren und in den mit ihnen durch tiefe Gratdurchbrüche verbundenen östlichen Klafferkessel als Maß, so erhält man das Nährgebiet eines bedeutenden Gletschers, der das Hochtal des Äußeren Lämmerkares mit etwa 100—200 *m* Eisdicke durchströmen und in die Nähe der Kot Alm hinabziehen konnte. Die Annahme dieses Lämmerkar-Gletschers wird dadurch unterstützt, daß auf dem nur mäßig geneigten Felsriegel zwischen Innerem und Äußeren Lämmerkar, NO und NW P. 1885, Wälle fehlen (Moränendecken und Flecken sind hier reichlich vorhanden), ebenso fehlen sie im vielfach moränengünstigen N-Rand des Äußeren Lämmerkares NW P. 1778 und SW, W und NW P. 1883. Eine prächtige Bestätigung dieser Annahme ist endlich die schöne Wallgruppe „1870—1820“ SO—O P. 1883¹¹⁾. Hier liegen vier Ufer- oder ufernahe Mittelwälle des großen Lämmerkar-Gletschers vor (Gschnitz, D/g); besonders der westlichste, 3—5 *m* hohe Wall ist sehr deutlich, der Blockschutt entstammt dem Kristallin N und W des Waldhorn. Die genannten Wälle erlauben die Eisdicke im Äußeren Lämmerkar recht genau mit

130 *m*, die obere Gletscherbreite mit 620—680 *m* anzusetzen. Da der Lämmerkar-Gletscher SW und NO der Waldhorn Alm und Preintaler Hütte auf flachen moränenreichen Rundhöckern keine Uferwälle hinterließ, war er zur Zeit seines Höchststandes, wie durch die Absätze S der Alm angedeutet, offenbar mit einem ähnlich großen Sonntagkar-Gletscher verbunden; die vereinten Eismassen dürften bis zur Kot Alm oder noch etwas weiter talab gereicht haben. Der unregelmäßig geformte Moränenschutt bei „1820“ SSO der Alm entstammt vermutlich nicht dem äußersten Ufereis des großen Lämmerkar-Gletschers, sondern den Lawinenkegeln aus der Wand und Schlucht zwischen P. 2309, 2536 und 2438 N des Waldhorn.

Der vom Waldhorntörl (P. 2283) bis zum Zungenende etwa 3—4 *km*, samt dem östlichen Klafferkessel 4—5 *km* lange Lämmerkargletscher endete im schutterfüllten Trogtal des Riesach Baches; Endwälle sind hier nicht erkennbar. Die mittlere Schneegrenze dieses Gletschers dürfte bei 2050—2100 *m* gelegen haben. Die Senkung unter die 1850er Schneegrenze ist somit $2350 - (2050 - 2100) = 350 - 400$ *m*, die Senkung unter die Schneegrenze von 1950—1960 ist $2850 - (2050 - 2100) = 750 - 800$ *m*.

Vergleicht man das Wallmoränen- und Gletschersystem hier mit den Jungstadien der Stubai- und Öztaler Alpen, so lassen sich, vorläufig und mit Vorsicht, parallelisieren:

Die innersten Zufallsstände wie „2000“ im Sonntagkar und „2070“ im Inneren Lämmerkar mit den Zufalls- oder abgekürzt D/ex-Wällen 50—100 *m* N „2740“ im Mitterkar SO der Äußeren Schwarzen Schneide (W. S. G. 1956/1958 Taf. 5) oder ähnlichen Moränen wie 200—300 *m* innerhalb und S „2420“ im Schönkar N der Wilden Röte (o. c. Taf. 6).

Die Wallgruppe bei und O P. 2022 hier mit einer Gletscherlänge von zirka 3 *km* bis zur Waldhorn Alm mit dem Egesen der Glamergrube, Dresdener Hütte und ihrer Umgebung (H. KINZL 1929 : 119 ff., 1932 : 356), ferner mit den Egesen-Daun-Wallgruppen des inneren Stubai i. a., des unteren Langentales im besonderen (W. S. G. 1938, 1956/1958 Taf. 4, 6), mit den höheren Wallgruppen der Stockacher Böden und des Weiten Kares (W. S. G. 1956/1958 Taf. 2), mit „2125“ im Zwieselbachtal (o. c. Taf. 4) und mit den inneren Wällen des zwischen Sölden—Huben zirka 35 bis fast 40 *km* langen Egesen-Daun-Gletschers des Ötztales (Abkürzungen: D/e, D/d).

Der durch die Uferwälle O P. 1883 umrissene, bis hinab zur Kot Alpe etwa 4—5 *km* lange Gletscher endlich ist den unteren bis untersten (nahezu ? völlig ?) Wällen des Langentales und des inneren Stubaitales bei Ranalt und Falbeson (W. S. G. 1938, 1956/1958 Taf. 8 Profile), den tieferen Wällen der Stockacher Böden und des Weiten Kares, den tieferen Wällen des Nider Tales (o. c. Taf. 1, 2) und den unteren, äußeren (untersten ? äußersten ?) Wällen des bis Huben 40—41 *km* langen Gschnitz-Gletschers des Ötztales (Abkürzung D/g) vergleichbar. Die Neubildung dieses großen Gletschers begann, wie aus den tiefst herabreichenden Endwällen des Polles-, Breitlehn- und Hauertales zu entnehmen war, mit Depressionen von 800—900 *m* unter die 1950er Schneegrenze; späterhin reichte für das erhöhte Nährgebiet des großen Öztalgletschers die Depression von 600 *m* unter den Stand um 1950 aus.

Dem großen bis zur oder über die Kot Alpe reichenden Gschnitz-Gletscher des Riesach Tales entsprechen die äußersten östlichsten gut geformten Wälle der Gruppe „1870—1830“, 270 *m* O P. 1883, ferner vielleicht auch

der Moränenabsatz „1960“ NO der Waldhorn Alm. Da im Grat Schneider-Wildloch Höhe, P. 2328—2534, flaches S-Einfallen der Ortho- und Paragneise, nach K. KÜPPER 1956, herrscht, können die beiden Serien entstammenden Roll- und Kantblöcke einer Firnfußhalde vom Schneider her, aber auch ebensogut den Ufermoränen eines großen Gletschers des Tratten- und Sonntagkares entstammen.

Dem östlichen Trattenkar fehlen deutliche Stadien, da die Karwände niedrig und schuttarm sind. Aus dem umgekehrten Grund enthält das westliche Trattenkar Wälle bei „2115—P. 2134“, „2150 bis etwa 2180“ und andeutungsweise W P. 2265 (Trattenkar See) bei „2275—2300“. Die unteren westlichsten Wälle sind 10—20 m und mehr hoch und meist gut berast; feinerer Schutt und sanfte Firsten überwiegen. Die unteren Wälle fehlen in E. LICHTENBERGERS Karte, die Wälle „2150—2180“ sind in ihrer Karte etwas nördlicher doch mit gleicher Höhe als Gschnitz-III-Wälle eingetragen, das Vorkommen bei „2275—2300“ als Daun-Eggessen-Wall. Hier könnten allenfalls auch moränenbedeckte Rundhöcker vorliegen. Die zugehörigen Schneegrenzen liegen, nach E. RICHTER 1888 und nach der Teilung N : Z—3 : 1, für die untersten Wälle bei 2150—2200 m (S-Auslage, 2050—2100 m Höhe Mittelwert), für die Wälle „2150—2180“ ebenso bei 2240—2250 m Höhe (S-Auslage, 2140—2150 m Höhe Mittelwert). Es kann daher „2150—2180“ einem Sonntagkar-Gletscher bis zur Waldhorn Alm, „2115—2134“ bereits einer gemeinsamen Vergletscherung der Sonntagkar- und Lämmerkar-Täler entsprechen. Doch wäre auch möglich, daß nach der Bildung eines solchen großen Gletschers bei den jüngeren trockenwarmen Klimaphasen etwa die Südhälfte des Trattenkares ausaperte und bei späteren feuchtkühlen Schwankungen nochmals vergletschert wurde, während in den Taltrögen die mächtigeren Eismassen langsam niederschmolzen. Angesichts der steilen, hohen und schuttliefernden Karwände O und NO der Sonntagkar Seen, ferner angesichts des Fehlens rechtsufriger Moränenwälle auf den flachen Rundhöckern O „1830“ und O P. 1994 sowie zwischen „1830, 1740“ und der Waldhorn Alm liegt es nahe, daß in der Früh- oder Hauptphase der Entstehung des großen Sonntag- und Lämmerkar-Gletschers Sonntag- und Trattenkar eisverbunden waren, die Schneegrenze noch um zirka 50—100 m tiefer lag, die Moräne „1960“ tatsächlich oder nahezu den nördlichen Eisrand S des Schneider bezeichnete und die maximale Eiszunge bis in die Nähe oder bis über den Riesach See hinabreichte (D/g).

Das oberste Steinriesenbach Tal ist, besonders S der Golling Hütte bei P. 1651, einigermaßen ähnlich gletschergünstig wie das Sonntagkar und das Tal seiner Seen bis zur Waldhorn Alm. O unter den rezenten „Keesflecken“ des Elendberges liegen zunächst wallfreie Rundhöcker, dann über dem Schleierfall P. 1860 der Karte eine deutliche, doch fürmerarme Moränendecke und bei „1800“ zwischen diesem Fall und der einstigen Steinwender Alm ein versteckt liegender, doch deutlicher Uferwall mit nach S anschließendem Moränenabsatz; Wall und Absatz fehlen in E. LICHTENBERGERS Karte. Die genannten Moränen lassen auf einen das Kühkar und den Gollingwinkel gemeinsam erfüllenden Gletscher und auf eine Eisdicke von 120 m bis zur Talsohle — die Schuttiefe ist unbekannt — schließen (D/e—d). SO der Golling Hütte fand schon F. SIMONY 1864 einen Moränenwall, den E. LICHTENBERGER jedoch nur als Bergsturz-

masse auffaßt. Materialmäßig trifft dies auch zu, doch weisen die Wallformen, die hier und auch 50—80 *m* S der Hütte vorhanden sind, auf Eisfracht (D/e—d oder D/ex). Diese Moränenzunge gehört wohl nicht zu „1800“ zuvor, da ein 100 (oder 150) *m* mächtiger Gletscher in engem N-seitigem Tal kaum über so kurze Erstreckung endigt, es mag dieses Substadium mehr durch Bergsturz als durch Klimaschwankung bedingt gewesen sein. Die mächtige Rampe flacher Rundhöcker, die SW der Hütte bis 1700 *m*, NO der Hütte bis P. 1703 emporreicht, trägt zwar fallweise kantigen oder gerollten Moränenschutt, jedoch keinen End- oder Uferwall. Entsprechend der die Hütte und den Gollingwinkel 500—1000 *m* überragenden vielfach steilen und schuttreichen Umrahmung ist das Fehlen von Wällen hier ein untrüglicher Hinweis, daß der dem großen Sonntag- und Lämmerkar-Gletscher beizuordnende hiesige Gletscher diese untere Hochtalstufe breit und mächtig überschritt (D/d—D/g). Er wurde wohl auch im Absturz gegen die verfallene Untere Steger Alm von den Hochmulden zwischen Greifenberg (P. 2618) und P. 2524 sowie von der Ruländer-Hochmulde und von der Oberen Steger Alm her gespeist. Die weitere Erstreckung im schutterfüllten tieferen Taltrug ist auch hier fraglich.

Das Stegerloch birgt bei „2095“ Blockmoränen, die E. LICHTENBERGER als Eggessen-Daun einstuft. Der Lage und der benachbarten Firnspuren wegen kommt aber eher eine frührezente Anschüttung oder ein spätes bergsturzbedingtes Substadium des spätglazialen Eisschwundes in Frage. Die weiten wallfreien eisgeschliffenen Platten zwischen „2095“, P. 2057 und den Firn- und Blockmoränenspurten zwischen Grubach Scharte (P. 2478) und Ruländer Gams Spitz (P. 2372) weisen wie die Rundhöckerplatten des Küh- und Sonntagkares auf die Größe der spätglazialen Vergletscherung. Die Obere Steger Alm wird nur rechtsufrig von Wällen mächtigen granitgneisigen Blockwerks in etwa 1810 *m* Höhe abgeriegelt — Gschnitz-III nach E. LICHTENBERGER —, während linksufrige Mittel- und Ufermoränen ungegliedert tiefer talab ziehen. Auch hier liegen bergsturzbedingte Substadien vor (D/ex—D/e). Zwischen den P. 1857 und 2037 SO des Gams Spitz P. 2444 weist eine Moränenzunge bei „1960“ (D/d—D/g) und der noch tiefer liegende Blockmoränenschutt auf die im Tratten- und Sonntagkar vermutete tiefere Schneegrenze der Früh- oder Hauptphase dieser großen spätglazialen Gletscher. „1960“ wurde von E. LICHTENBERGER nicht verzeichnet.

Ein weiteres Gebiet ähnlicher Gletschergunst wie die oberen Riesach- und Steinriesenbachtäler ist das obere Seewig Tal. Unter den Firnflecken und -spuren und talaus von den frührezenten oder späteststadialen Blockmoränen zwischen Gruber Berg (P. 2414) und Hächstein (P. 2543) dehnen sich beiderseits wie auch talabwärts des Pfann See (P. 1970) und Kessel weite flache Rundhöcker ohne End- und Uferwälle. Da die Umrahmung reichlich Schutt liefern konnte, geht aus dem Wallmangel hervor, daß die den großen Riesach- und Steinriesenbach-Gletschern gleichalten Eiszungen hier mindest 300—500 *m* längenmäßig über den Pfann See talab reichten: Die Steilabfälle hier waren den Moränenaufschüttungen nicht günstig — einige eingeschaltete flache Absätze die H. HAAS 1956 als Feinkorn- und Granitgneis kartierte, wären in dieser Hinsicht noch überprüfenswert. Wohl liegt bei „2060“ zwischen Ganser (P. 2290) und Pfann See eine deutliche wallumgrenzte Blockmoräne, nach E. LICHTEN-

BERGER Gschnitz-II, aber es schließen hier keine weiteren Wälle zum ehemaligen Kessel- und Pfannsee-Gletscher an. Das vereinzelte Vorkommen entstammt einem vereinzelt Bergsturz der Spätzeit des großen Gletschers. Auch im Griesskar lassen die S der Hochwildstelle bis etwa 2350 *m*, N dieses Gipfels bis 2100 *m* Höhe herabreichenden Firnflecken und -spuren, ferner die frührezenten oder späteststadialen Blockmoränen im Griesskar selbst sowie in den oberwähnten benachbarten Karen trotz geringer Ausdehnung des Sammel- und Staugebietes einen immerhin bedeutenden spätglazialen Gletscher vermuten. Geht man von der Schneegrenze eines bis zur Waldhorn Alm reichenden Sonntagkar-Gletschers aus — sie läge hier in der Schattseite bei 2000—2050 *m* Höhe —, so würde nach der Teilung N : Z—3 : 1 eine Eiszunge den Obersee erreicht oder etwas überschritten haben. Innerste zugehörige Moränen an der Trogschulter am Höfertsteig und im unteren Griesskar fehlen — dies besagt hier wenig, da die Trogschultern meist von den schattseitigen Schutthalden erreicht wurden. Da nun die Moränen der Riesachbach- und Steinriesenbachtäler und -zweigtäler, „1960“ SO des Gams Spitz, ferner der Wallmangel im höheren Trogtal O der Waldhorn Alm und am NO-Ende des Pfann Sees eher auf eine tiefere Schneegrenze hinweisen, könnte der Seewigtal-Gletscher der Früh- und Hauptphase dieser Gletscher (D/g—S siehe unten oder D/g), wohl durch Schnee- und Eislawinen gespeist, den Riegel N des Obersees bei P. 1672 überwunden, den Hütten See (P. 1503) erreicht und die Riegel beiderseits der Hans Wödl-Hütte überschritten haben. S bis SO beider Seen kartierten K. KÜPPER 1956 und H. HAAS 1956 Moränen ohne Wallformen. Die Riegel N der Seen, beiderseits der P. 1672 und 1528, waren nach beiden Autoren ausschließlich granitischer Gneis. Auch E. LICHTENBERGER verzeichnet 1956 hier keine Wälle.

Wie 1960 beobachtet werden konnte, steigt aber etwa 100 *m* O P. 1629, SO der Hans Wödl-Hütte und der Jagdhütte ein von den Hütten her nicht sichtbarer, vor Ort aber deutlicher Moränenwall von „1580“ bis „1680“ *m* Höhe empor. Ostseitige Aufschlüsse verraten kantigen und gerollten Blockschutt neben sandigerdigem Feingrus. Die Moräne — Granit- und Schiefergneis, untergeordnet auch Amphibolit — entstammt den durch K. KÜPPER 1956, H. HAAS 1956 und E. H. WEISS 1953 untersuchten Graten von der Hochwildstelle zur Fockental Spitze (P. 2747—2404). Eine steile Erosionsrinne, die von der Fockental Spitze nach NW hinabzieht und den genannten Wall stellenweise steilwandig anschneidet, läßt annehmen, daß der Wallfirst einst noch östlicher und höher lag. Der zu diesem Uferwall gehörige Gletscher war am Hüttensee etwa 200 *m* mächtig, er konnte den Bodensee erreichen oder überschreiten. Zusammen mit dem Uferwall „1580—1680“ zeigt das Fehlen weiterer Uferwälle an den moränengünstigen Felsriegeln beiderseits der Hans Wödl-Hütte und O P. 1672 (Obersee), daß während der Aufschüttung der oberwähnten, verhältnismäßig untergeordneten Wälle im Sonntag- und Lämmerkar sowie an der Vereinigung beider Täler und im Trattenkar hier im Seewig Tal ein sehr beständiger mindest etwa 4 *km* langer Gschnitz-Gletscher lag. Die Länge 4—4.2 *km* findet man, wenn man das Profil des untersten 1850er Gepatschferners, gemessen von der letzten untersten Mächtigkeit von 200 *m* als Maß nimmt (siehe R. FINSTERWALDER 1951 : 13). Nimmt man das Profil der 1850er Zunge des Mittelberg Ferners als Maß (W. S. G. 1956/1958 Taf. 10), so ist eine Gesamtlänge von 6—6.7 *km*

möglich, womit die Endmoränen bei Zauner und Hinterhabner Alm erreicht werden. Der bei „1123—1060“ *m* Höhe endende Gletscher erforderte gemäß der Teilung $N : Z = 3 : 1$ eine schattseitige Schneegrenze in 1700 *m* Höhe oder von 1800 *m* als Mittel (der N- und S-Auslage). Die Depression unter die 1850er Schneegrenze ist zirka 650 *m*, unter die 1950er Schneegrenze sind es 1000—1050 *m*. Damit werden die Gletschergrößen und die Depression der tiefsten Gschnitz- oder Gschnitz-Vorläuferstadien erreicht, wie sie im untersten Hauertal W Oberried, im untersten Breitlehn- und Pollestal sowie im Ötztal bei und N Huben beobachtet wurden (W. S. G. 1956/1958 Taf. 3). Abkürzung: D/g—S; im Ötztal wurden D/g—S₁ und D/g—S₂ getrennt, was angesichts der Seltenheit der ersteren Moränen (auf dem „Eck“ SO Huben) über den letzteren hier nicht nötig ist. Die hier erörterten Moränen sind nach den bedeutenden und tiefen Depressionen offenbar auch identisch mit W. HEISSELS Tiefen Gschnitz-Wällen am Hochkönig (1947—1949), ferner mit Chr. EXNERS Gschnitz I bei Pichl im Groß-Arltal (1957 : 44 f.).

Da das Fehlen von End- oder Ufermoränen NO Kessel und Pfann See nicht eindeutig und befriedigend ist, ist ein Vergleich mit dem ähnlich umrahmten, ähnlich hoch gelegenen und ebenfalls NO-exponierten Wildkar nötig. Die innersten Karnischen über dem obersten Wildkar See, ferner die Hochmulden O des Grates Wasserfall Spitz (P. 2507)—Vorderer Wildkarstein (P. 2362) bergen Firnreste und fallweise bis 2200—„2180“ *m* herab zahlreiche Firnspuren. Diese frischen Fels- und Schuttflächen sind gleich hoch, gleich oder ähnlich exponiert wie die Spuren der 1850er Firnfleckenlandschaft im oberen Küh- und Sonntagkar. Wären die Geländeformen noch günstiger, könnten auch hier in 2400—2380 *m* Höhe oder noch etwas tiefer die 1850er Moränen kleiner Gletscherchen liegen. Der Längsabstand zum innersten Blockwall „2180“ würde nur 400—500 *m* betragen, der Höhenunterschied 200 *m* oder etwas weniger. Diese geringen Abstände sind nicht charakteristisch für die jüngsten, innersten spätglazialen Stadien wesentlicher feuchtkühler Klimaphasen, wohl aber sind sie bezeichnend für die frührezenten Stadien im allgemeinen bzw. im besonderen für die älterfrührezenten oder allenfalls für zufällige Bergsturzwälle des spätesten spätglazialen Eisschwundes.

Der Felsriegel NO des obersten Wildkar Sees trägt zwar stellenweise Moränenblockschutt, doch fehlen End- oder Uferwälle. Der hochtalartige Abschnitt des Wildkares zwischen den P. 2025—2000 ist noch gletscherünstiger wie Kessel und Pfannsee-Hochtal, er ähnelt damit der Gletscherunst des oberen Sonntag-, Lämmer- oder Kühkares. Man folgert hier auf einen größeren Abstand von der SW-lichen Karwand oder „2180“ bis zu den inneren oder äußeren spätglazialen Wallgruppen — er beträgt hier tatsächlich bis zur ersten Endwallgruppe etwa insgesamt 2 *km*. Liegt diese Endwallgruppe — P. 2000 — „1910—1870“ — auch nicht zur Gänze auf flachem moränengünstigem Boden, so umfaßt sie, den Gesamtverhältnissen nach, doch sicher einen Großteil der Endwallgruppen, die in den Schutt-Trögen der Steinriesen- und Riesach-Bäche überdeckt oder zerstört wurden (daher: D/e—D/d). Besonders reizvoll ist hier ferner die klare Wallverbindung von der Endwallgruppe des Wildkar-Talgletschers zur prächtigen Zungenmoräne eines Kargletscherchens zwischen P. 2183 und den Wildkar Almhütten (P. 1841): Der kleine Kargletscher zog bis „1800“ hinab, der

große Talgletscher dürfte in den Steilhängen unter „1870“ wohl noch bis mindestens „1700“ gereicht haben. Die beiden ungleich großen Gletscher bestanden nahezu oder völlig gleichzeitig. Für den kleinen Kargletscher genügt unter Teilung $N:Z = 3:1$ eine schattseitige Schneegrenze bei 1900—1930 *m* oder ein Mittelwert der Schneegrenze in 2000—2030 *m* Höhe. Man wird dies einigermaßen als Gschnitz-Depression bezeichnen, da für den Egesen-Daun-Gletscher der Sonntagkare bis hinab zur Waldhorn Alm bereits zirka 2150—2100 *m* als Schneegrenze errechnet wurden. Überträgt man die Schneegrenze 2000—2030 *m* des Kleinkargletschers auf das große Wildkar-Hochtal, so reicht die Endwallgruppe „2000—1870“ über diese Schneegrenze zu wenig talab. Möglicherweise hing eine schmale Eiszunge bis gegen „1500“ hinab. Eine breitere etwas tiefere Zunge ist zunächst kaum denkbar, da den flachen Zonen zwischen den P. 1841—1663—1634 keine Uferwälle liegen. Doch auch die Eiszunge bis „1500“ ist für die Schneegrenze des Kleinkargletschers S der Wildkar Alm zu klein.

Der Endwall „1800“ SW der Wildkar Alm weist so darauf hin, daß die Kürze der feuchtkühlen Klimaschwankung wohl für einen Kleinkar nicht aber für einen 3—3.5 *km* langen Hochtalgletscher ausreichte. Vielleicht war die weite Öffnung des Hochtales hier gletscherungünstig; vielleicht waren das im W—NW anschließende Herzmaierkar- und Hochtal sowie das Lettmaierkar in dieser Hinsicht günstiger, das nur niedrig übergratete Seekar war wohl noch ungünstiger — doch dies wäre noch genauer zu untersuchen.

Die vom Verfasser als frühere gedeutete Moräne „2180“ hat E. LICHTENBERGER als Gschnitz III eingestuft, die Wallgruppe „2000—1870“ hier und „1800“ SW der Wildkar Alm, als Gschnitz II (bei „1800“ steht irrtümlich die Kote 2100/1900). „1800“ SW der Wildkar Alm sei hier als Gschnitz bezeichnet, die bergwärts liegenden Wälle als Daun und Egesen. Bei „2000—1870“ sind die innersten Wälle Egesen, die unteren Wälle Daun bis inneres Gschnitz.

Mit „1800“ SW der Wildkar Alm, einer Feinschuttmoräne eines nur mäßig begünstigten Kares sind zeitlich die etwa 1800—2200 *m* hoch gelegenen Fein- und Grobmoränen N der Oberen Steger Alm („1960“) und „1780?“, „1855“, „1930“ NW der Neu Alm, sowie „2020—2034“ und „2140—2200“ in der Kaltenbach Alm zu verbinden. E. LICHTENBERGER hat sie o. c. teils als Gschnitz III, teils als Gschnitz II kartiert. Die höchsten Wälle im Fallkar und am Kaltenbach See sind dem Daun und Egesen des Trattenkares vergleichbar. Da die hier zuletzt erwähnten Moränen unter sonnseitigen Karen liegen, ziehen die Wälle der schattseitigen Kare, wie zwischen Wildkar und Lettmaierkar oder zwischen Höchststein (P. 2543) und Krahbergzinken (P. 2134) meist noch tiefer hinab, bis in 1750—1760 *m* Höhe, zumal die Kargletscher hier auch mehrfach Bergsturstrümmer zu verfrachten hatten. Im Kaiblingloch und SW der Kaibling Alm läßt E. LICHTENBERGER o. c. eine Gschnitz-II-Moräne bis 2040 (Cote des Verfassers 1850) herabreichen, von hier bis „1760“ verzeichnet sie einen Gschnitz-I-Wall. Es handelt sich aber hier nicht um eine Staffel von Zungenwällen eines Talgletschers, sondern um die nebeneinanderliegenden Firnhalden-Fußwälle zumeist gleicher Gunst und Auslage: Der höhere Grat von der Maralm Spitze (P. 2267) bis zum Gratpunkt „2000“ ermöglichte eine breitere Vereisung und Verfirnung, der niedrigere Grat von „2000“

bis „1800“ eine schmalere aber mit der höheren Zone sicher ganz oder zu meist gleichzeitige Vergletscherung oder Verfirnung (D/g—D/d).

Im obersten Göriach Tal liegen Firnflecken und -spuren bis „2235“ und tiefer. Zwischen den beiden Landwier Seen sind Mittelmoränen — auch E. LICHTENBERGER zeichnet 1956 hier keinen Endbogen ihres Gschnitz-II-Walles. Bei den Seen wie auch im Umkreis der Landwiersee Hütte herrschen flache Rundhöcker. Trotz moränengünstiger Umrahmung fehlen in der Haupttalrinne endnahe Uferwälle oder Zungenwälle.

Jedoch unmittelbar bei und N der Hütte (P. 1985) und im SO gegenüber bei „1970“ liegen mittel- bis grobblockige deutlichst geformte Wallgruppen, die eine mittlere Schneegrenze bei etwa 2040 *m* erfordern; in E. LICHTENBERGERS Karte sind beide Moränen Gschnitz II. Die Karmulde mit den Wällen bei und N der Hütte senkt sich etwas gegen die Hütte hin; der Kargletscher hätte daher gegen die Hütte, nach SO lappenförmig ausbiegen müssen; eine derartige Ausbuchtung der Wälle fehlt aber. Dafür steht die Hütte selbst auf einer gegen ONO verlaufenden Wallgruppe, deren Enden teils in die Wallgruppe N der Hütte einmünden, teils allmählich und zur nördlicheren Wallgruppe parallel verlaufend in flachen Rundhöckern ausklingen. Diese letzteren Wälle sind nur als Mittelmoränen zwischen einem örtlichen Kargletscher, der von Pietrach (P. 2396) und Trockenbrot Scharte (P. 2237) zur Hütte herabreichte, und dem von Scharnock (P. 2498) und den Landwierseen gegen ONO hinabziehenden Haupttalgletscher zu verstehen. Die Richtung dieser Mittelwälle ist sehr ähnlich der Richtung der zwischen den beiden Seen erwähnten Mittelwälle. Als der Kargletscher gegen die Hütte herabzog, war der Talgrund NO—ONO der Hütte noch von dünnem Eis, das Haupttal entlang dem Göriach Bach war noch von dickerem Eis (zirka 50—70 *m*) bedeckt, die Zunge könnte bis in den unteren Göriachwinkel hinabgereicht haben. Erst dieser Gletscher entspricht der Schneegrenze in 2040 *m* Höhe. Als aber der Kargletscher zur Hütte bzw. N—NO derselben vorstieß, wurde das Haupttales nicht mehr aktiviert, es schüttete im günstigen Hochtal keine Wälle mehr auf, es blieb, da die Klimaschwankung offenbar kurz war, mehr oder weniger tot. Der Blockwall „1970“ SO der Hütte zeigt keinerlei Schleppung, auch keine Verbindung mit Mittelwällen (wie das Wallsystem an der Hütte), bei örtlichem Vorstoß hier war das Haupttales noch mehr weggeapert. Die Wälle bei und SW der Hütte zeigen in interessanter und klarer Weise, daß tiefe Kurzvorstöße kleiner Seitengletscher durchaus die Enteisung des Haupttales nicht voraussetzen, sondern neben wallmoränenarmem Toteis aufgeschüttet wurden; kleine durch Bergsturzbauwerk beschwerte Seitengletscher konnten wohl auch auf die Reste größerer Talgletscher aufgleiten, ohne von diesen weiter verfrachtet zu werden.

Im obersten Göriach Tal liegen in einer Strecke von etwa über 2 *km* unter steilen Karwänden und auf günstigem Gelände keinerlei Endwälle des Haupttalgletschers; im vollen Egesen und Daun war dieser Gletscher daher mindestens noch um einige 100 *m* länger und er war an der zum unteren Göriachwinkel hinabführenden Talstufe mindest 300 *m* breit. Im unteren Göriachwinkel gehen die Steilhänge in Schutthalden über, vielleicht fehlen darum die Endwälle des Egesen oder Daun. E. LICHTENBERGERS Gschnitz-I-Wallstück in 1700 *m* Höhe konnte der Verfasser trotz Nachsuche nicht auffinden. Jedoch mitten im unteren Göriachwinkel

liegen auffallende unregelmäßige Moränenhaufen, Mittelmoränen mächtigerer, von den Landwierseen, von den Steilhängen der Sand Spitze und des Zwerfenberges (P. 2488—2642) sowie von der Golling Scharte (P. 2326) herabgekommener Gletscher. Kuppig und wallartig ziehen diese Moränen in N—S-Richtung gegen P. 1762, von hier ab bedecken ruhiger geformte Moränendecken den Westfuß des Hochgolling und die Hänge bis P. 1938, sie bilden hier einen gekrümmten Riegel gegen NO hin, auf dem ein Steig aus dem Göriachwinkel gegen das Kar W der Golling Scharte emporzieht. Diese gekrümmte Moräne kann die Wallstirn und Ufermoräne eines Gletscherchens W—SW der genannten Scharte gewesen sein; oder aber die hohe Mittelmoräne zwischen diesem Eis von der Scharte her und dem 200—170 m mächtigen Gletscher der Landwierseen und des obersten Göriach Tales. Die Formen sprechen mehr für die letztere Lösung. Da die altkristallinen Schiefer vom Hochgolling flach gegen Zwerfenberg und Sand Spitze und weiter nach W—NW durchstreichen, sind unterschiedliche Moränen und damit eine klare Lösung dieser Frage nicht zu erwarten.

Weiter talab bis zur Vorderen Zugriegel Alm sind an beiden Talflanken entsprechend der flachen Tektonik der Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite flache Leisten häufig und ausgedehnt. Wie bei der Golling Hütte ist angesichts der steilen und schuttreichen Umrahmung auch hier aus dem Wallmangel auf diesen Leisten auf einen beträchtlich großen Gletscher zu schließen: Er dürfte über die Stufe der Vorderen Zugriegel Alm hinabgereicht und bei der Hinteren Göriach Alm oder nahe der Urban Alm geendet haben. Die Gesamtlänge dieses Göriach-Gletschers bis hinab in den an Schuttkegeln erfüllten tieferen Taltrög betrug etwa 5—7 km: D/g, vielleicht schon D/g—S.

Am oberen Zwerfenberg Bach verzeichnete E. LICHTENBERGER 1956 eine Wallmoräne, die am NO-Fuß der Schnee gruben Höhe (P. 2502) beginnt, an der rechten Talflanke bis gegen die Obere Gamsen Alm (1910) hinabzieht und hier einen Zungenbogen bildet. Weitere Moränen der Autorin liegen N und W des Zwerfenberg Sees, alle diese Wälle sind als Gschnitz III bezeichnet.

Der Verlauf der Wälle N, W und SW des Zwerfenberg Sees ist zumeist richtig und es liegt auch bei der Oberen Gamsen Alm viel blockiger Moränenschutt mit mannigfaltigen Formen an der rechten Seite. Gegen den Bach zu und auf der linken Talseite herrschen aber weithin wallfreie flache Rundhöcker, ein End- oder Zungenbogen fehlt durchaus. Die Wallformen N der Alm sind offenbar nur moränenbedeckte Schichtköpfe und tektonisch bedingte Felswülste und Kluftgassen. Soweit die südöstlichsten Wälle rein glazial sein könnten, schließen sie sich nicht zu einem Endbogen zusammen, sondern zeigen an, daß das Eis und die Moränen (Mittelwälle) des obersten Tales hier von mächtigen Eismassen aus dem Kar NW der Deichsel Spitze (P. 2684) gegen W hin zur Seite gedrängt wurden. SW der Oberen Gamsen Alm beginnen Uferwälle, die nur mehr auf geringe Gletscherdicke und damit auf ein nahes Zungenende schließen lassen, bei „1880“ und enden etwa bei „1770“; der zugehörige Gletscher könnte bis „1640“ gereicht haben. Nach 3,5—4 km Länge war dies hier der jüngste wesentliche spätglaziale Gletscherstand: Egesen — oder vielleicht, der bedeutenden Länge wegen, schon eher Daun. Doch entspricht genetisch der endwallfreie weite Talraum hier weitestgehend dem endwallfreien Talraum dem

obersten Göriach Tal bis etwa 500 m O der Landwiesee Hütte. Die sonnseitige Schneegrenze des Gletschers mit dem Ende zirka 600 m S der Oberen Gamsen Alm lag unter der Teilung N : Z = 3 : 1 auf Fels¹²⁾ etwa in 2120 bis 2070 m, auf Eis¹²⁾ etwa in 2100—2150 m Höhe; die mittlere Schneegrenze (Mittel zwischen Sonn- und Schattseite) lag etwa in 2040—2050 m Höhe, dies liegt nur wenig über der bei der Wildkar Alm ermittelten Gschnitz-Schneegrenze: Signatur daher: D/e—D/g! Auch der noch größere Gschnitz-Gletscher des oberen Zwerfenberg Tales hinterließ bei „1820“ SW der Oberen Gamsen Alm Moränenspuren.

Wahrscheinlich erreichten die Gschnitz-Gletscher des Zwerfenberg- und des Anger Tales das obere Lessach Trogtal, aber dieses ist mit örtlichen Bergstürzen bis gegen P. 1325 hinab zugeschüttet.

Die Felsriegel der obersten Seewigtaler Seen und die Göriacher- und Zwerfenberger Hochtäler sind prächtige Beispiele dafür, daß auch im Spätglazial in den gletschergünstigsten Hochräumen die großen Gletscher spät schwanden oder, zumal ohne Bergsturzförderung, die letzten kleineren feuchtkalten Klimaschwankungen nicht oder kaum mehr mitmachten. Die Sonder- oder Zufallsstellung des Walles „2000“ zwischen den Sonntagkarseen wird hiedurch nochmals klar betont.

In der südlichen Schottwiegen und im Gralatikar ziehen sanfte feinschuttige, meist beraste Moränenwälle bis gegen „2030“ (NO der Oberen Gamsen Alm) und „1970—1850“ im südwestlichen Anger Tal hinab. Die einstigen Kargletscher entstammten günstigen schattigen Räumen. Die Höhenlage gemahnt an frührezente Stadien, doch sprechen Hinaustreten aus dem Karwandschatten, Tieflage und Fehlen des für die frührezente Moränen meist charakteristischen Bergsturzschuttes eher für späte spätglaziale Wälle. Untersuchungen über den Grad der Verwitterung oder der Böden wären hier von Interesse. Die Dimensionen der Kargletscher ähneln sehr den erwähnten Seitengletschern N und SO der Landwiesee Hütte. Doch die schattige Lage läßt nach der hier meist benützten Methode höhere Schneegrenzen errechnen: Etwa 2150 m für den Wall der südlichen Schottwiege, etwa eine ähnliche Lage im Gralatikar; nach v. HÖFER 1897 gilt für das erste Vorkommen zirka 2315 m, für das zweite 2200—2250 m. Für den Mittelwert (der N- und S-Auslage) sind 2315 m nur wenig, 2200 bis 2250 m um etwa 100 m zu erhöhen. Eine Schneegrenze in 2350 m Höhe dürfte die hier vorliegende orographische Gunst ausreichend berücksichtigen. Sehr wahrscheinlich sind die beiden Vorkommen untereinander gleich alt, es ist auch der waag- und senkrechte Abstand von den übersommernden Firnflecken annähernd derselbe. Diese Lage haben „2030—2130“ und „1850—1970“ mit den Grobmoränen N und SO der Landwiesee Hütte gemein, deren Schneegrenze bei zirka 2040 m liegt. Sehr wahrscheinlich liegen alle diese Vorkommen an Stellen, die infolge geringerer Gletscher-gunst früher fast oder ganz ausaperten und so für Neuvorstöße frei wurden, sie sind so alle gleich oder nahezu gleich alt und die tiefere Lage bzw. Schneegrenze bei der Landwiesee Hütte ist vielleicht in erster Linie das Werk der Bergstürze. E. LICHTENBERGER hat o. c. „2030“ als Gschnitz II „1850—1970“ als Gschnitz II aufgefaßt. Signatur hier: D/e—D/ex.

Im Zwerfenberg- und Göriachhochtal besteht die Geländegunst teils in der 2300—2600 m und mehr aufragenden Umrahmung, teils in der

Hochlage windgeschützter Hochtälräume von 2—3 km Länge über der 1900 m-Isopyse. Im obersten Obertal SW der Neu Alm ist die Umrahmung ähnlich günstig, aber die Talstücke über 1900 m sind hier nur mehr 700—1000 m lang, auch ist das Tal weit geöffnet. Diese Faktoren sind offenbar die Ursache gewesen, daß hier zu Ende des Gschnitz das Hochtal bei und ober der Neu Alm stark oder völlig ausaperte und daß für Neuvorstöße und für die auch von E. LICHTENBERGER o. c. verzeichneten Wallgruppen „1760—1860“ im südlichen Talast und für „1815—1835“ im westlichen Talast Platz frei wurde. Von allen hier bisher besprochenen Hochtälern sind dies die klarsten, vollständigsten Endmoränen der kürzesten Gletscher. Auch diese Vorkommen sind die ersten oder innersten spätglazialen Wallgruppen talaus von den heutigen Firnflecken und -halden. Die südliche Gruppe ist wenig gegliedert, die westliche besteht aus vier Wällen; es liegt beim Vergleich lediglich der Wallzyklen nahe, „1815“ als Daun, „1835“ N der Keimbrecht Hütte als Egesen wie ähnliche Gruppen im inneren Stubai oder im Hauertal und Innerberg (Geigenkamm-Ostabfall) aufzufassen (W. S. G. 1956/1958 Taf. 3, 4, 6). „1760“ SO der Keimbrecht Hütte muß der Lage nach gleich alt sein wie das Wallsystem bei dieser Hütte. Die Schneegrenze beider Wallgruppen liegt (Teilung N : Z = 3 : 1) aber etwa bei 2050 m im Mittel, das ist die Schneegrenzhöhe, die für den Gschnitz-Gletscher der Sonntag- und Lämmerkare errechnet wurde. Es sind hier also Gschnitz-, Daun- und Egesen-Vorstöße auf engem Raum zusammengedrängt. Die Datierung beider Vorkommen nach E. LICHTENBERGER o. c. ist Gschnitz II; Signatur hier: D/e—D/d—D/g¹³).

Die meisten tieferen Trogtäler, in denen die längeren Gschnitz-Gletscher endeten, sind hier infolge der Schuttkegel bezüglich des Spätglazial kaum beurteilbar. Das obere Obertal läßt bis zur Neu Alm und bis P. 1420 hinab weite moränengünstige Rundhöcker, doch keine endnahen Ufer- oder Zungenwälle erkennen. Damit stimmen die Rillen der Gletscherschliffe bei der Neu Alm überein: Sie verlaufen O 37° N. Endnahes Zungeneis hätte hier nach NNO oder S—N hin schleifen müssen, nur ein sehr mächtiger, langer Talgletscher konnte in der genannten Rillenrichtung gegen die Rundhöcker NO der Neu Alm ansteigen und diese überwindend weiter talab ziehen. Unterhalb P. 1420 ist allerdings auch das Obertal von Kegel- und Bachschutt erfüllt.

Das obere Duisitz Tal konnte der Verfasser noch nicht besuchen. Die Karte E. LICHTENBERGERS enthält hier keinerlei Wallmoräne. Möglicherweise war für die jüngeren Stadien die Einkerbung der Kare zu gering und die Windausfegung zu stark. Den unteren Flachbuckeln und Simschen scheinen End- und Uferwälle zu fehlen; der oberwähnte Gletscher, der weit über P. 1420 talaus reichte, müßte das gesamte Duisitz Tal erfüllt und mit breitem Abschwung in das Obertal herab gereicht haben.

Im oberen Giglach Tal verzeichnet E. LICHTENBERGER o. c. Gschnitz III- und II-Wälle; die letzteren queren allerdings in noch ungeklärter Weise den Abfluß des Giglach Sees und zeigen keinerlei zungennahe Umbiegung; vielleicht liegen hier moränenbedeckte weit durchstreichende Rundhöcker vor, vielleicht besonders ausgedehnte (fast 1.5 km lange!) Mittelmoränen? Wie im Duisitz Tal tragen auch hier die unteren Talstufen anscheinend keine Wälle. Jedoch ein großer Gletscher, etwa vom Ausmaß der im Duisitz-

und obersten Obertal vermuteten großen Talgletscher, hinterließ eindeutig endnahe Uferwälle mit einer waldigen Kuppe 200—250 *m* NW P. 1104, an der Mündung des Giglach Tales in das Obertal: Kleinere und größere, bis 1—2 *m* lange kantige und gerollte Altkristallinblöcke bilden einen 180 *m* und einen 120 *m* langen Wall sowie gegen O hin eine kurze wallförmige Kuppe. Die Wälle enden 20—30 *m* über dem Obertal Bach, jedoch etwa 50 *m* über der Mündung des Giglach Baches in den ersteren. Da das Obertal auch hier bis zu unbekanntem Tiefen durch Kegel- und Bachschutt erfüllt und da mindestens bei vorstoßenden Gletscherzungen mit konkaver Emporwölbung zu rechnen ist, könnten die genannten Wälle recht wohl durch eine 100 (— ? 150) *m* dicke Eiszunge abgelagert worden sein und das Ende dieser Zunge wäre etwa 500 bis maximal 1000 *m* N Gasthaus Hopfriesen gewesen. Die Schneegrenze dieses Gletschers lag, ermittelt nach der Teilung $N : Z = 3 : 1$ bei 1800—1850 *m* auf Fels, bei 1850—1900 *m* Höhe auf Eis; der tiefere Wert hat mehr Wahrscheinlichkeit, da die Hochflächen am Giglach See weit offen und gegen Wind wenig geschützt sind.

Bei einer Schneegrenze in 1900 *m* Höhe müßten im Duisitz Tal auf den unteren Flachstufen und im obersten Obertal zwischen Neu Alm und P. 1420 Endmoränen liegen. Fast gilt dies noch für Schneegrenzen bei 1800 *m* Höhe auf Fels, nicht aber, wenn diese Grenze auf dem Eis gedacht ist oder noch etwas tiefer auf Fels lag: Erst in diesem Fall konnten große Talgletscher die genannten Täler bis zu den steilen Flanken hin erfüllen und nur das pausenlose Schwinden dieser großen Gletscher erklärt das Fehlen der Wälle auf den flachen Felssohlen, Rundbuckeln und untersten Trogschultern. Nach diesen Überlegungen setzen die Wälle SO Gasthof Hopfriesen und der Giglach-Gletscher, der N dieser Talgabel endete, gleichzeitig eine sehr weitgehende Vergletscherung des oberen Obertales und seiner Seitentäler voraus.

Im mittleren Obertal liegen Stauanschlüßungen NO bis N der Silberstein Alm; an sie schließt ein rechtsufriger Moränenabsatz, der bergwärts mehrfach mit deutlicher Wallform endet. Diese Ufermoräne, meist helle Granitgneisblöcke, graubraune Zweiglimmerschiefer und Paragneise, selten Amphibolite, senkt sich recht gleichmäßig gegen den Bärnhofewirt. Sie erreicht hier im Waldrand 1030—1020 *m* Höhe und erreicht N dieser Gaststätte nahezu den Talgrund. NW des Gasthauses liegen auch auf der linken Talseite Moränen mit Wallformen; die Blöcke sind feinkörnig-feinschuppige Glimmerschiefer und derbgefeldspatete Schiefergneise. Die Herkunft wäre von Interesse. Die gesamten Moränen deuten auf ein Gletscherende in 975 *m* Höhe, der zugehörige Gletscher konnte bis in das oberste Giglach Tal 9.5—10 *km*, bis in das oberste Obertal 10.5 *km* Länge erreichen. Nach der Teilung $N : Z = 3 : 1$ erhält man für diese Gletscher als Schneegrenze die Isohypse 1700 *m* in der Schattseite oder 1800 *m* im Mittel (auf Eis). In E. LICHTENBERGERS Karte fehlen die Moränen beim Bärnhofewirt und bei Hopfriesen; jedoch H. P. FORMANEK bestätigte 1961 durch seine freundliche Mitteilung die Beobachtungen des Verfassers¹³⁾.

Die nahe nachbarliche Lage der Endmoränen oder mindest endnahen Wälle von Hopfriesen und Bärnhofewirt bedeutete eine Überraschung. Bei den hier vorhandenen Gletschergrößen — Längen von 6—10 *km* — und gemäß den älteren und bedeutenderen Depressionen waren eher wenige

und vereinzelte Endspuren großer Talgletscher erwartet worden. Da nun diese Doppelgliederung der tiefsten Jungstadien auch anderorts auftreten kann, so lag es nahe, den Stand vom Bärnhofewirt mit D/g—S₁, den von Hopfriesen mit D/g—S₂ zu bezeichnen. Jedoch würden sich diese Signaturen nicht mit den von W. S. G. 1958/1956 im Ötztal verwendeten Bezeichnungen decken. Es schiene auch praktisch, die Tiefen Gschnitzwälle von Bärnhofewirt, Baumschlag- und Hinterhabner Alm (siehe unten) mit Gschnitz I, Hopfriesen mit Gschnitz II und den durch die Moränenwälle bei „1870 bis 1830“ im Äußeren Lämmerkar umrissenen Gletscher (samt den Moränenäquivalenten vieler Hochtäler und Kare) als Gschnitz III zu bezeichnen. Dies wäre allerdings eine neuere Begriffsfassung. W. HEISSEL und J. LADURNER haben 1932 ihrem Gschnitz I die Depression von 600 m, dem Gschnitz II die Depression von 450 m unter heute zugeordnet, während hier (und im Ötztal, 1958/1956) mit beträchtlich größeren Depressionen gerechnet wird (siehe unten). Chr. EXNERS Gschnitz-I-Wall bei Pichl im Großarl Tal könnte aber recht wohl mit den hier erwähnten tiefsten Jungstadien zeitlich zu verbinden sein.

Im mittleren Untertal, beim Gasthof Tetter, wurden gemäß den Hinweisen von A. PENCK 1909, R. SCHWINNER 1924 : 45, der Karte von E. LICHTENBERGER 1956 u. a. fast mit Gewißheit Moränenwälle erwartet. Jedoch ergab die neuerliche Untersuchung: Es liegen hier nur wallförmige Bergstürze oder abgeglittene Schuttmassen vor, keine Moränenwälle. Der Felshang NO—O Tetter besteht aus grauem Phyllit bis phyllitischem Glimmerschiefer, ferner aus silbrigweißem Serizit- bis Muskovitgneis. Das Blockmaterial beider Scheinwälle — auf dem NWlichen „Wall“ steht der Gasthof, 200—300 m gegen SO hin liegt der zweite „Wall“ — entstammt ausschließlich diesen zunächst benachbarten Felshängen. Es fehlen die für die meisten tiefelegenen Moränen hier so sehr bezeichnenden körnigen biotitischen Granitgneise, die Paragneise oder Zweiglimmerschiefer, die recht häufigen Amphibolite, somit alle typischeren Gesteine des zentraleren Altkristallin; es fehlt auch die bunte Mischung kantiger und gerollter Blöcke, hier tritt nur kantiger Blockschutt auf. Allerdings stauten, zusammen mit den Murkegeln der Schattseite, die beiden Scheinwälle einst ein Seebecken, dessen Sedimente samt dem mächtigen Torflager nach den STEWEAG-Bohrungen im Abschnitt VI kurz beschrieben wurden. Der moorig-sumpfige Talboden erinnert an verlandete, durch Endmoränen gestaute Seebecken.

Die von den Endwällen beim Bärnhofewirt abgeleitete Schneegrenze muß wohl folgerichtig auch auf das Untertal angewendet werden. Der errechenbare Gletscher reicht bis etwa zur Waldhäusel Alm oder bis zum Tetter oder noch ein wenig weiter. Die Tal- und Hangverschüttung und das Fehlen günstiger Simse erhielten und ermöglichten keine Endwälle; ein sicherer Schluß ist hier nicht möglich. Jedoch die in das Trogtal zwischen Waldhäusel Alm und dem Jagdhaus P. 1045 vorgebauten, bis zur Schichtlinie 1100 verflachenden, von hier wieder steil zur Talsohle abfallenden Schuttkegel des rechten Ufers und vielleicht auch ein Gefällsknick bei 1160 S Waldhäusel Alm am linken Ufer erinnern an die Stauabsätze bei der Silberstein Alm und damit an das Gletscherende im Obertal. Aufschlüsse sind hier allerdings, nach den freundlichen Mitteilungen von H. P. FORMANEK 1961, nicht vorhanden.

E. LICHTENBERGERS am oberen Dürrenbach in 1450 *m* Höhe verzeichneten Gschnitz-I-Moräne konnte der Verfasser nicht besuchen. Bei einer schattseitigen 1700 *m*-Schneegrenze wäre hier ein Gletscherende möglich, das zu den Endwällen beim Bärnhofewirt passen würde.

Eine prächtige End- oder Zungenmoräne liegt in „1300—1235“ *m* Höhe bei der Baumschlag Alm im Gumpen Tal, bereits außerhalb N der Karte von E. LICHTENBERGER. Die Roll- und Kantblöcke erreichen 0·5—1·0—2·0 *m* Längsdurchmesser, Granitgneis und Paragneis bis Zweiglimmerschiefer herrschen vor, Pegmatit und phyllitische Glimmerschiefer treten selten als Moräne auf. Die bewaldeten Wälle und Blockmassen heben sich von den benachbarten wiesenbegrünten Felshängen und Feinschuttkegeln deutlichst und an der Stirn mit 10—20 *m* Höhe ab. Auch hier genügt eine schattseitige Schneegrenze in 1700 *m* Höhe, knapp auf Fels, etwas reichlicher auf Eis: D/g—S. Die jüngeren Wallmoränen des obersten Gumpen Tales, „1824“ am Maralm See und „1900“ NO davon, sind der Höhenlage, Gletscherlänge und Schneegrenze nach weitgehend mit den Wallgruppen des obersten Obertales (D/e—d—g) vergleichbar. Vergleicht man andererseits die Bedingungen dieser kurzen Gletscher und ihrer Wallzyklen mit den obersten Göriach-, Zwerfenberg-, Sonntagkar- oder Seewig-Tälern, dann wird deutlich, daß die einmal besonders mächtig gewordenen Gletscher sich lange behaupteten und daß daher späte und späteste Eisvorstöße des Spätglazial in den günstigeren Hochtälern z. T. selten oder z. T. keinen Platz zur Wallaufschüttung auf günstigem Felsgrund erhielten.

Das obere Seewig Tal ist eines der höchstumrahmten, windgeschütztsten Hochtäler. Wie bereits dargetan wurde, waren hier besonders mächtige Reste älterer Gletscher; diese, vielleicht aktivierten, großen Reste verhinderten die Endwallbildung normalerer kürzerer Gletscher. Der große Gletscher, der bei „1123—1060“ im mittleren Seewig Tal endete, schüttete 25—35 *m* mächtige Endmoränen auf; Blockgrößen, Material und Bewaldung sind recht ähnlich wie im mittleren Gumpen Tal. Dürftige sanderartige Terrassen schließen gegen N an, enden jedoch ohne deutliche Formen, die auf Stau am Ennstaleis schließen ließen.

Vor allem die Endwälle des tiefen Gschnitz-Gletschers, welche in „1000“ und „975“ *m* Höhe im mittleren Obertal beobachtet wurden, weisen darauf hin, daß zur Zeit der Eisvorstöße der 1800 *m*-Schneegrenze (D/g—S, Tiefes Gschnitz) das Ennstal bei Schladming und die hier nächst benachbarten Seitentäler mindest bis zu diesem Niveau vom Würm- und älter- bis mittelstadialen Eis befreit waren. Wohl konnten O—SO Haus in und unter dieser Höhenzone einige wenige Staubildungen beobachtet werden, doch ohne klare Beziehung zu diesen Vorstößen. Die Seltenheit der Stauabsätze unter dieser Höhenzone spricht eher gegen solche Beziehungen und ebenso der folgende Vergleich: Im Ötztal schmolz bei Lengenfeld erst etwa 1300 bis 1400 *m* älteres Eis nieder, dann erst erfolgten dort die ersten jungstadialen Vorstöße (dort mit D/g—S₂, hier mit D/g—S bezeichnet) unter ähnlicher Depression wie hier, aus dem Polles-, Breitlehn- und Hauertal bis hinab zum Grund des Lengenfelder Beckens (W. S. G. 1956/1958 Taf. 11). Bei Schladming konnte, wie noch dargelegt wird, die Oberfläche des Würm-Eises etwa 2000 *m* Höhe erreichen; der Betrag des Niederschmelzens konnte in gleicher Zeit und bei einigermaßen ähnlichen Bedingungen auch an-

nähernd ähnlich sein — somit schwand i. a. das ältere Eis im Ennstal wohl sehr oder völlig, bis die tiefen Gschnitz-Vorstöße erfolgten.

Noch ein anderes Vergleichsgebiet liegt hier nahe: Das Malta Tal in den östlichsten Hohen Tauern. Hier wurden im gletschergünstigsten Talraum lediglich die Endmoränen eines etwa 27·5 km langen in 830 m Höhe endenden Eisstromes nachgewiesen (R. LUZERNA 1908/1909, W. S. G. 1939, unveröffentlichte Nachstudien 1960). 1939: 213 f. wurde dieser Eisstrom als Daun aufgefaßt. Aber bei der klaren Lage der Ufer- und Endwälle hier in wallfreiem Gelände kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß der einstige große Gletscher und seine Wallmoränen der Ausdruck nahezu der gesamten tiefen und normalen Gschnitz-, Daun- und Egesen-Depressionen sein muß [vgl. ¹³]. Auch hier zeigen die kleineren, minder gletschergünstigen Täler eine reiche Gliederung der jungstadialen Wälle, entsprechend den mehrfachen Depressionen, ähnlich wie in den Stubai-Ötztaler- oder Deferegger Alpen oder auch wie hier. Der Zusammenhang der Stadien untereinander wird offenbar in starkem Maß vom Beharren einmal gebildeter großer Eismassen beherrscht, d. h. vom Kleinklima der Eis- und Firnflächen (vgl. H. TOLLNER 1952, 1954), zugleich aber wohl auch von einer gewissen, vielleicht einmal genauer errechenbaren oder schätzbaren Raschheit der Aufeinanderfolge gletschergünstigen und -ungünstigen Wetters.

1957 b): 152, 153, 155, 158 fand M. WELTEN, daß im tieferen Bereich des einstigen spätglazialen Aletschgletschers die C¹⁴-datierten Pollenprofile der Nichtbaumpollen (NBP), Lärche, Erle, EMW, Hasel, Ephedra (Meerträubchen), Artemisia (Beifuß), Föhre und Birke zwar nahezu oder auch streng bis zum Jahre 6000 v. Chr. zurückreichen, während die Profile im höheren Bereich (Belalp, Aletschwald, Eggen, Grächen) besonders deutlich hinsichtlich der NBP, Tannen- und Föhrenpollen (wie auch der anderen Spektren) nur bis zu 5000—4000 v. Chr. zurück verfolgbar sind. Der Autor schloß daraus, daß der Aletschgletscher den Talboden des Wallis erst im Boreal verlassen habe und daß die letzten Hauptrückzugsstadien noch bis gegen 4000 v. Chr. reichen (o. c. : 158).

Diese Auffassung scheint sich mit den obigen Ableitungen zu decken, bedarf aber doch noch weiterer Überprüfung. Zwar wäre der bis in das Wallis herabreichende spätglaziale Gletscher mit etwa 36 km Länge grundsätzlich den großen spätglazialen Talgletschern der Ostalpen vergleichbar. Aber es wäre erst zu klären, wie das Klima für das Beharren derartiger sonenseitiger Eismassen mit der reichen Entfaltung der Föhre etwa von 10000—5500 v. Chr. bis in 1800 m Höhe (Obergestelen, o. c. : 152) zu vereinbaren wäre oder mit dem Nachweis von Hasel- und Eichenmischwald um 6000—4000 v. Chr. ebenfalls bis in diese Höhe? Weiters wäre zu prüfen, ob nicht basale Profillücken der hochgelegenen Profile Älteres verschleiern oder selbst durch frührezente Wetterstürze verurteilt sind. Allenfalls scheint hier ein großer frührezenter Vorstoß des Aletschgletschers fast eher vertretbar als ein Verbleiben spätglazialen Eises in einem Gebiet typischer Vor- und Hauptwärmezeit. Es wird daher hier einstweilen die Parallelisierung mit den skandinavischen Stadien aufrechterhalten (W. S. G. 1956/1958 : 306) und damit die Annahme, daß die tiefen Gschnitz-Gletscher etwa um 8000 v. Chr., die Egesen-Gletscher etwa um 7500 v. Chr. auch hier vorstießen.

Die Gliederung gemäß den Depressionen ist insgesamt:

Schneegrenze um 1950—1960 n. Chr.	zirka 2800—2850 m		
Schneegrenze um 1850 n. Chr.	zirka 2450—(2500) m		
Schneegrenze der älterfrührezenten Moräne	zirka 2350—2450 m		
Schneegrenze der innersten spätglazialen Zufallsstadien	zirka 2350—2150 m		
Schneegrenze des Egesen	zirka 2150 m,	Senkung unter heute	zirka 700 m
		Senkung unter 1850	zirka 300 m
Schneegrenze des Daun	zirka 2150—2100 m,	Senkung unter heute	zirka 750 m
		Senkung unter 1850	zirka 350 m
Schneegrenze des Gschnitz ¹³⁾	zirka 2100—2050 m,	Senkung unter heute	zirka 800 m
		Senkung unter 1850	zirka 400 m
Schneegrenze des Tiefen Gschnitz ¹³⁾	zirka 1800 m,	Senkung unter heute	zirka 1000 m
		Senkung unter 1850	zirka 600
			bis 650 m

Abschließend liegt hier die Frage vor: Treten in den Schladminger Tauern Larstig-Moränen auf oder nicht? H. HEUBERGER prägte 1954: 94—98 und 1958: 91 ff. diesen Begriff für kurze feuchtkühle Klimaschwankungen nach starker Enteisung, für rasche Vorstöße kleiner Gletscher ohne Verband mit schneegrenzbedingten benachbarten größeren Talgletschern und i. a. für grobblockige Wallmoränen, deren maximale Flechten weit älter als 1600 v. Chr., nicht mehr für die Altersdatierung meßbar sind. Nun finden sich frische rezente Blockwälle von ansonst ähnlichem Typus S des Großvenediger in den Karen zwischen Zoppetspitz und Stermetz, SW des Eichham, S des Kauner Grates im Moränenfeld und Vorfeld des Riffelferners, im rezenten Moränenfeld des Faselfadferners (Ferwallgruppe) und vor dem Kalser Kees der Schobergruppe. Mehrfach sind diese rezenten Blockwälle mit vollflechtigen frührezenten (wohl meist älterfrührezenten) Blockwällen von analogem Typ verbunden. Ein Gutteil der Larstig-Moränen H. HEUBERGERS im zentralen Stubai (1958, Karte Nr. 1) ist mit W. S. G.'s frührezenten (meist älterfrührezenten) Blockwällen identisch. In der Erlsbacher Alpe (Defereggen) und Seebleintal (Riesenferner) treten die einstigen seitlich herzudrängenden Blockgletscher deutlich in Verbindung mit gleichzeitigen spätglazialen Ufer- und Endwällen, die der Egesen-Daun-Gschnitz-Gruppe zugehören. Auch im Larstigtal (Stubai Alpen) selbst sind die linksseitigen Larstig-Blockwälle bei näherem Zusehen in 2140 m Höhe mit kurzen rechtsseitigen Endwällen eines Haupttalgletschers verknüpft.

Die Moränen des Larstig-Typus gehören offensichtlich nicht einem enger begrenzten Stadienabschnitt zeitlich an. Sie treten spärlich im rezenten Gletschervorfeld auf, reichlich im Rahmen der älterfrührezenten Vorstöße (Hallstattzeit — 4000 v. Chr. ?), recht häufig aber auch im Beginn, Verlauf und Ende der jungstadialen (Gschnitz-Daun-Egesen-) Vorstöße. In diesem Sinne sind hier „1970“ und „1985“ bei der Landwiersee Hütte, „2060“ WSW des Unteren Sonntagkarsees u. a. Wallgruppen als spätglaziale Wälle vom Larstig-Typ einzuordnen.

Eine weitere Frage betrifft die Lisenser-Moränen H. HEUBERGERS (1954: 91—94). Ihre Merkmale sind: Nach Daun, etwa im Egesen, senkt sich, nach weitgegangenem Schwund des Dauneises, die Schneegrenze schnell, doch fast um Schlern-Ausmaß, etwa um mindestens 700 unter heute, kleine, maximal 2.5 km lange Gletscher entstehen. Die Depression gemahnt an das tiefe Gschnitz. Aber der obigen Einzeitung zufolge würde im Venter

Tal die fast 9 km lange linksufrige jungstadiale Uferwallzone zerstört worden sein. Auch die Schladminger Tauern enthalten für einen Lisenser Vorstoß keine Belege.

VIII. Staubildungen und Schlern-Steinach- oder Mittelstadien der Würm-Schlußvereisung

Nach den Alpen im Eiszeitalter PENCK-BRÜCKNERS (abgekürzt: A. i. E.) 1909 : 332 und nach H. BOBEK 1935 : 135—189 entstanden im Inntal bei Innsbruck sowie in einigen benachbarten Seitentälern nach beträchtlichem Schwund des Würm-Eises am Rande der bei Innsbruck zunächst noch 500—400 m dicken, dann dünner werdenden Toteismassen, gut ausgeprägte schotterig-sandige Terrassen, ein Treppensystem, das mit den Eisrändern allmählich bis zu den heutigen Talsohlen herabstieg.

Von fern gesehen bietet der Tauern-Nordfuß bei Schladming-Aich keine Formen, die sich mit der scharf geformten Treppe des Innsbrucker Mittelgebirges vergleichen lassen. Gleichwohl liegen parallelisierbare kleine Anschüttungen und meist nur kleine Formen teils an den bewaldeten Steilkanten der schattseitigen Seitentäler, teils auf den ausgedehnten eisüberformten Flachsimsen zwischen diesen Tälern.

Das Material sind meist leidlich gut gerollte, oft auch schlecht gerollte oder nur kantenbestoßene Stücke von Ennstaler Phyllit und phyllitischen Glimmerschiefer, sandig-erdiges Zerreibsel, Sand; gelegentlich sind etwa kopfgroße Gerölle der Granitgneismoräne der Schladminger Tauern eingespült, doch der örtliche Schwemmschutt kurzer Frachtwege herrscht vor. Unterlage sind Phyllite oder begrenzte Vorkommen von Grundmoräne. Die Schichtung ist teils an natürlichen Abrissen, teils an neuen Güterwegeinschnitten recht deutlich, sie fällt generell 5—15° talab, sie ist öfter geringer als die Oberfläche des Liegenden.

Beim Stangel-Hof (P. 962 S Ruperting) streicht eine etwa 200 m lange, wiesen- und ackerbedeckte, nach der Art der Schwemmkegel allmählich verflachende Halde solchen Schuttes mit scharfem Terrassen-Steilrand deutlich in die Luft aus — doch i. a. sind einigermaßen deutliche Eigenformen besonders bei den tieferen Staubildungen sehr selten. Die meist nur wenige Meter mächtigen tieferen Vorkommen sind in der beigegebenen Karte verzeichnet; bei sorgfältigem weiterem Suchen werden sich vielleicht noch einige weitere Stellen finden.

In „1130“ m Höhe treten am rechten Schluchtrand des Gumpen Tales bis zu 15—20 m mächtige Massen altkristalliner Gerölle auf. Die Blockdurchmesser sind 2—5 dm, gelegentlich auch mehr, Granitgneise und ihre Hüllgesteine überwiegen. Die Aufschlüsse, entlang eines Güterweges, sind erdig-lehmig, der Hang ist z. T. verrutscht, die Schichtung ist hier nicht erkennbar. SSW des Lackner-Hofes im Seewig Tal erschließt eine kleine Schottergrube Sande und Granitgneisschotter bei „1090“ mit flach, unter zirka 10°, talaus fallender Schichtung. Etwa 5—20 m mächtig sind ähnliche Anschüttungen bei den P. 1216, 1243 am linken Ufer des Oberhaus Grabens. Neue Verbreiterungen der Wege, die vom Oberen Strobl zur Gföhl Alm ziehen, erschließen die aus Granitgneis, Paragneis und Zweiglimmerschiefer bestehenden Geröllagen, die samt Sanden unter 9—12° gegen den mittleren

Oberhausgraben und gegen das Ennstal hin abfallen. Gegen SW hin sind, wie beim Stangel-Hof flach ansteigende Kegel- und Haldenformen bis zur Isohypse 1300 *m* hin bemerkbar; talwärts treten Staukanten, und, gegen P. 1133 und die Gföhl Alm zu auch einfache Erosionsteilhänge des jungen Grabeneinschnittes auf. Wie weit diese Schotter und Sande in den Graben hinabreichen, bis zu welcher Tiefe hier allenfalls noch flache oder steile Stauformen auftreten, ist noch nicht ermittelt. Die obersten, etwa bei 1200 *m* Höhe flach in die Luft hinaus weisenden Kegelverflachungen sind jedenfalls ohne Stau an Ennstaleis nicht erklärbar.

Da die Ennstal-Schattseite mit Altkristallin-Moräne im allgemeinen nur gering überstreut ist, sind die drei letzterwähnten Schottervorkommen nicht mit der hocheiszeitlichen Vergletscherung und ihrer Altkristallin-Moräne in Beziehung zu bringen. Wohl aber müßte es sich hier um Sanderartige Bildungen handeln, die von örtlichen Moränen ausgehen oder von örtlichen Gletschervorstößen aus dem Seewig-, Gumpen- und Oberhaustal. Diese Gletscher zogen aber nicht weit durch die Seitentäler hinab und sie erreichten keinesfalls das Ennstal — solche Gletscher hätten die meisten tieferen Staubildungen mit Phyllitschotter- und Kleinschutt zerstören müssen. Die Gletscher dieser Phase erreichten nur eben das Spät- oder Toteis des Ennstalgletschers, sie stauten sich vielleicht etwas an dessen Rand oder sie schoben sich ein Stück auf dieses Eis des Haupttales auf.

An den Hängen des mittleren rechtsufrigen Seewig Tales, etwa 200 *m* SW des Schröfl-Hofes, und von hier gegen die Hänge SO der Hinterhabner Alm, liegen, selten schütter, meist in geradezu dichter Aneinanderlagerung, Blockmoränenfelder. Die Blöcke sind 0.5—1.0 *m* lang, auch mehrere Meter lange Blöcke sind nicht selten. Das Material ist teils grob gerundet, teils auch eckig; heller Granitgneis überwiegt, Paragneis, Zweiglimmerschiefer, Amphibolit u. a. treten untergeordnet auf. Eigenartigerweise ist diese Moräne am geschlossensten in dem steilen, waldigen Hang der vom älteren Talbodensims Schrofl-Spindlecker-Lambach zum nächstjüngeren Sims Balbinger—Lackner—Hinterhabner Alm hinabzieht. Doch finden sich auch beträchtliche Anteile dieser Moräne über und unter dieser Steilzone. Der Umriß dieser Moräne ist dadurch unruhig-zackig. Uferwälle fehlen. Auf dem oft flachen moränengünstigen Kamm, der vom Schröfl gegen den Pleschnitz Zinken (P. 2111) emporführt, liegt nur spärliche und meist kleinstückige Granitgneismoräne, die reichliche grobe Blockmoräne ist durchaus lokal begrenzt.

Der Unterrand dieser Blockmoränenzone liegt im N und S in ungefähr 1100 *m* Höhe. Einige Blöcke liegen auch tiefer, sie können vom Gletscher hier primär abgelagert worden oder sie können später etwas talab geglitten sein. Der Oberrand dieser Zone steigt von „1140—1160“ *m* Höhe bei Schrofl gegen S auf zirka „1220“ *m* Höhe an, einige Lappen oder Zacken erreichen etwa 1300 *m*, die Höhe des äußersten Südendes der Zone dürfte ähnlich liegen, ist aber noch nicht genau bekannt. Diese Höhenzahlen umreißen offenbar auch den ungefähren Raum, den der mittelstadiale Seitengletscher ausfüllte; seine Eisoberfläche dürfte sich von 1300—1350 *m* bei oder S der Hinterhabner Alm gegen 1200—1180 *m* beim Schröfl-Hof gesenkt haben. Da bei und NW des Schröfl diese Moränendecke fehlt, müßte bei den Koten „1100—1160“ der Seitengletscher sich mit dem Ennstal-Toteis vereinigt haben. Nachdem die obersten Eisschichten von zirka

1350—1300 bis 1200—1180 *m* Höhe bis auf etwa „1220“—„1140“ herabgeschmolzen waren, brachten noch nicht näher bekannte Klimafaktoren weite Anteile der höchsten Blockmoräne zum Abgleiten, während der derzeit waldige Steilhang darunter offenbar unter der noch schützenden Eismasse seine ursprüngliche Moränendecke behielt oder, unter Klimawechsel, noch durch weitere Blöcke beim weiteren Niederschmelzen bereichert wurde. Beim weiteren Eisschwund wurden dann die erwähnten flach talab fallenden Schotter und Sande beim Lackner-Hof („1090“) gegen die tiefer liegenden Toteismassen hin angeschüttet.

Der linken Gegenseite des Seewig Tales fehlen diese Blockmoränen. Absitz- und Bergsturzblockwerk von Phyllit und phyllitischen Glimmerschiefer sowie Steilhänge liegen in diesem Höhenbereich.

Ähnliche Geländebeziehungen herrschen im Gumpen Tal S und SO Kapf; die Granitgneisgerölle bei „1130“ sind offenbar die einzigen Reste des zum mittleren Seewig Tal analogen mittelstadialen Seitengletschers. Im Oberhaus Graben sind diese Schotterreste des einstigen Seitengletschers entsprechend den günstigen Hangformen und vielleicht auch ehemals reichlichen Blockmoränen, wie erwähnt, in 1200—1300 *m* Höhe am linken Ufer recht ausgedehnt. Vielleicht werden sich an den Oberenden der Schotterkegel Reste dieser Moränen noch finden. Die am Steilhang von der Gföhl Alm gegen Schweiger verhältnismäßig reichlichen Granitgneisblöcke zählen der Höhenlage nach („1279—1281“ *m* und darüber) recht wohl zu diesen örtlichen Moränenresten.

Dem Mündungsgebiet des Ober- und Untertales bei Schladming fehlen anscheinend gut ausgeprägte Gegenstücke der Blockmoränen des mittleren Seewig Tales. Wohl sind in den 860—1050 *m* hoch gelegenen Talgründen und untersten Berghängen nach den freundlichen Mitteilungen und Skizzen von H. P. FORMANEK 1961 sowie nach eigenen Beobachtungen flächige Moränen mit meist gut gerollten Altkristallinblöcken häufig. Aber Blockrundung, gelegentlich Glättung, Politur, Kritzer und aufgeschlossenes Feinstzerreibsel verweisen diese Moränen mehr zur hocheiszeitlichen Grundmoräne. Besonders deutlich konnte dies an einem 1,5—2 *m* tiefen Graben für eine Wasserleitung am Rohrmoos S der Gehöfte Moser und Patz beobachtet werden; hier überwiegt graues toniges Feinmaterial mengenmäßig meist gegenüber den Findlingen und diese sind durchwegs gerollt und öfter poliert und gekritzelt (Material: Granitgneis der Schladminger Tauern, örtliche Paragneise, Zweiglimmerschiefer, Amphibolithe, helle bis phyllitische Glimmerschiefer etwa der Grenzzone Schladminger Altkristallin—Ennstaler Phyllite). Entlang einem neuangelegten oder verbreiterten Güterweg gegen den NO-Abfall der Hochwurzen (P. 1850) wurde etwa von 1140 *m* Höhe ab eine Zunahme der Granitgneisblöcke bemerkt, sie wurden aber nur bis zirka 1200 *m* Höhe empor verfolgt. Vielleicht zeitigt weiteres Suchen hier und im O des Talbaches noch Funde reichlicher lokaler Blockmoränen wie im mittleren Seewig Tal.

Die Suche nach allfälligen Äquivalenten der Seewigtaler Moränen wurde auch auf die Sonnseite des Ennstales vorangetrieben. Entlang dem Weg, der durch die Schneeberggleiten emporführt, liegen im Steilhang sehr häufig Blöcke von Granitgneis und Schladminger Altkristallin, aber auch Glimmerschiefer von phyllitischem Typus, typische Ennstaler Phyllite und Grünschiefer sind hier vertreten. Das Material ist teils gut, teils mäßig gerollt,

teils auch kaum kantengerundet oder ausgesprochen eckig; die Längsdurchmesser liegen meist bei 0·3—0·5—1·0 *m*, aber auch Trümmer von 1—2 und sogar 3—5 *m* Länge treten auf. Die Steilhänge, an denen diese Blöcke liegen, sind der Südfuß der zwischeneiszeitlichen Konglomerate, Schotter und Sande der Ramsauleiten, auf welche weiter unten eingegangen werden soll (Lit.: E. SPENGLER 1954). Petrographisch stimmen die oberwähnten Blöcke mit dem interglazialen Sediment weitgehend überein. Aber es fanden sich in allen Aufschlüssen der Schneebergleitener wie auch im Einschnitt der Straße Schladming—Ramsau nur gerollte Blöcke, kein kantiges Material. Besonders deutlich ist dies über dem Schneebergleitenerweg in 1000—1050 *m* Höhe: Hier treten gegen O aus dem waldigen Steilhang Konglomerate und halbfeste Schotter und Sande hervor, die gerollten Blöcke erreichen 0·2—0·3, selten 0·5—1·0 *m* Längsdurchmesser. In gleicher Höhe unmittelbar im W liegen auf diesen Schichten die höchstgelegenen kantigen 3—5 *m* langen Blöcke der Grauwackengesteine.

Es ist also durchaus möglich, daß die kleineren Rollblöcke besonders des unteren Schneebergleitenerweges aus den Zwischeneiszeitschichten ausgewittert und unter Wegführung des feineren Gerölls angereichert worden sind. Jedoch die höheren und kantigen Blöcke, in etwa 900—950—1050 *m* Höhe, sind Moräne.

V. ZAILER zitiert 1910: 193 in dem ihm von der Bergverwaltung mitgeteilten Profil des Torfkohlenflözes in der Oberen Klaus vom Hangenden zum Liegenden: 140—150 *m* Konglomerate; 8—10 *m* Moränenschutt; 0·8—1·0 *m* sandiger Ton; 0·1—0·12 *m* (erste) Kohlschicht usw. W. PETRASCHECK erwähnt 1926/1929: 211 keine Moränen über der Kohle. Die Flözzone wurde bei P. 947 verquert, ist hier allerdings nicht gut abgeschlossen. Die Kantblöcke ziehen aber entschieden höher empor, bis zirka 1050 *m* Höhe, während nach V. ZAILER die Oberkante der Moräne in etwa 950 *m* Höhe liegen müßte. Offensichtlich ist das Profil der einstigen Bergverwaltung — es konnte leider auch in den Akten der Berghauptmannschaft Leoben nicht aufgefunden werden — nicht genau; wahrscheinlich sind abgeglittene und nur oberflächlich am Hang liegende Kantblöcke als Hangendschicht des Flözes aufgefaßt worden. Zu untertägigen Aufschlüssen vom Flöz gegen das Hangende empor hatte der seinerzeitige Betrieb keinen praktischen Anlaß.

Auf der flachwelligen Oberfläche der interglazialen Konglomerate usw., auf den Hochflächen beim Schneeberger-Hof, Schlapfer, (Ramsau-)Leiten liegt unmittelbar auf den obersten Schottern eine meist dürftige Streu von meist gut gerollten Moränenblöcken aus den Schladminger Tauern; die mächtigen Kantblöcke und vor allem das Material aus der Grauwackenzone fehlen hier weitgehend, ganz ähnlich wie es am Rohrmoos und mehr noch an den schattseitigen Simsens O Schladming zurücktritt. Dergestalt kommt den großen Kantblöcken der Schneebergleitener eine besondere Stellung zu: Möglicherweise liegen hier Parallelen der Seewigtaler Blockmoränen (zwischen Schroff—Hinterhabner Alm) vor. Bezüglich der Herkunft kommen das äußere Untertal mit den Hängen gegen Schladminger Planei (P. 1904) oder Hochwurzener (P. 1850) in Frage, oder die Grate über dem äußersten Preunegg und Forstau Tal. Die Besonderheit der Schneebergleitener Blockmoränen liegt auch darin, daß sie Hänge stark eingemuldeter Täler bedecken, die demnach teilweise wohl vor den mittelstadialen Eis-

vorstößen oder sogar vor der Würm-Eiszeit eingekerbt wurden. Andererseits liegen diese Blöcke (nach Aufnahmen im Frühling 1961) auch auf der Schlapfleiten oder Haslach, auf den Hängen und in den Runsen SW Schneeberger und am Griessbach („1000“). Die Blöcke sind wie auch im Seewigtal, nirgends oder mindest nirgendwo nennenswert durch grundmoräniges Feinmaterial zu einer Schicht verbunden, ein Großteil der Blöcke lagert den Rippen der Steilabfälle fast ähnlich auf wie die Findlinge auf Erdpyramiden. Vielleicht sind die meisten Blöcke der Rinnen und auch des Griessbaches aus einst höherer Lage erst hierher abgerutscht, so daß die Kerbtrichter in der Terrasse doch wohl hauptsächlich nachwürmzeitlich wären. Eigenartigerweise fehlen der Terrassenoberfläche von Dörfli bis zum Griessbach und darüber nach W die 2—3—5 m durchmessenden Großblöcke. Kleinere Findlinge von 0.5 bis 1.0 m Länge treten wohl öfter auf oder sind in Hof- und Scheunenwänden eingemauert. Es läßt sich hier einstweilen noch kaum ermitteln, ob das hoch- oder spätglaziale Eis die Großfindlinge in fleckig-unregelmäßiger Streu mitführte, oder ob Bauernhand früherer Zeit aus den landwirtschaftlichen Nutzflächen und selbst aus den heute bewaldeten Parzellen die Großfindlinge entfernte. N Schladming, an der Straße zur Ramsau empor, fehlen die Grobblecke, wohl durch Abgleiten in den Hangfußschutt.

Dem Rohrmoos und den von hier gegen das Obertal anschließenden Verflachungen fehlen Schotter und Sande ähnlicher Mächtigkeit, wie sie in der Ennstaler Schattseite O Schladming festgestellt wurden. Lediglich in 920 m Höhe, O P. 973, 200 m WNW der Gabel der Unter- und Obertaler Bäche, findet sich eine 3—6 m mächtige Anhäufung altkristalliner Rollblöcke; vielleicht sind dies die Schotter und Sande, die O. SCHMIDEGG 1936: 63 erwähnt.

Die Seltenheit der formlosen Moränendecke des mittleren Seewigtales legt die Frage vor: Handelt es sich hier um etwas Zufällig-Einmaliges, oder doch um ein Teilvorkommen einer größeren, über einen Fernraum verstreuten Serie?

Tatsächlich finden sich im Südabfall des Dachstein, an der oberen Warmen Mandling, talab von tiefsten Wallmoränen in 1300—1215 m Höhe bei den Bögrein- und Hofer Alm ausgedehnte Blockmoränen von Kalk und Dolomit der vom Dachstein zur Bischofsmütze ziehenden Grate, sie reichen am linken Talhang von der Talsohle bis gegen 1400—1500 m Seehöhe empor, ihre Roll- und Kantblöcke liegen hier etwa 2 km talab sehr dicht, dann noch 500—600 m locker und bis zum Löckenwaldgraben sehr schütter. End- oder Uferwälle fehlen trotz mehrfach günstigen Geländes. Da zwar nicht an der Warmen Mandling, aber unmittelbar an der Solich benachbarten Neustatt Alm A. BÖHM 1885: 428—613 die nördlichsten Findlinge von Tauernkristallin erwähnt, sind die Blockmoränen O der Warmen Mandling nicht einfach Spuren des schwindenden Würmeises, sie erfordern vielmehr einen Neuvorstoß des örtlichen Eises nach S. In E. SPENGLERS Erläuterungen 1954: 21 sind die Wälle bei 1300—1215 als etwas älter als Daun eingestuft, die großen Blockmoränen als Gschnitz. Die Schneegrenzen der Wälle bei 1300—1215 entsprechen aber bereits dem tiefen Gschnitz (Gschnitz-Schlern, D/g—S) der tiefsten Wallmoränen der Schladminger Tauern, sie liegen sogar noch etwas tiefer und damit entsprechen die Gschnitz-

Moränen der „Erläuterungen“ 1954:15 hier an der Warmen Mandling bemerkenswert gut den Blockmoränen des mittleren Seewigtales.

Am Hochkönig kartierte W. HEISSEL 1947—1949:147—163 sehr tiefe Gschnitz-Moränen, deren Schneegrenzen gleichfalls dem tiefen Gschnitz der Schladminger Tauern entsprechen und deren reichliche Wälle tiefste Gletscherzungen in den Tälern in 750 *m* Höhe umreißen. Tal aus von diesen Moränenenden oder an ihre Ufer anschließend ziehen wallarme bis wallfreie Lokalmoränen teils noch bis in 600 *m* Höhe hinab, enden hier aber überall ohne Endwälle. Zugleich kartiert der Autor die Moränenflächen an den Talflanken so weit empor, daß diese tiefsten Lokalgletscher die Täler 300—500 *m* hoch mit Eis erfüllen mußten. Gewiß könnten diese großen Gletscher einst weiter tal aus Endwälle aufgeschüttet haben, diese Wälle — sie bestehen auf der Karte des Autors nirgends — könnten sekundär zerstört worden sein. Aber wie im Seewig- und Warme Mandling Tal ist auch hier ein Anstau an spätem oder Toteis (des Salzach Tales) mindest sehr wahrscheinlich.

Rings um den Wilden Kaiser reichen O. AMPFERERS 1933 Oberste und Mittlere Blockmoränen der Schlußvereisung meist mit Endwällen bis in die Höhenlagen 1800—900 *m* oder noch etwas tiefer hinab. Die untersten Blockmoränen darüber hinaus verzeichnete der Autor, in etwa 900—500 *m* Seehöhe, mehrfach ohne End- oder Uferwälle trotz des am Alpenrand mehrfach günstigen Geländes. Während im Enns- und Salzach Tal die benachbarten mittelstadialen Gletscher noch auf Toteis herzu stießen, dürften hier nach dem Schwinden des Würm-Eises, das nach R. v. KLEBELSBERG 1935: 540 1800—1400 *m* Höhe erreichte, kaum mehr Toteis gelegen haben oder seine Dicke war gering und die Lokalgletscher stießen verhältnismäßig ungehemmt vor, wie dies i. a. K. JAKSCH bereits 1955: 47 skizzierte.

Im Mitterndorfer Becken beschreibt E. EBERS 1941: 291—301 Moränen, die dem Trauntal-, Ennstal-Gletscher und einem Gletscher des Südabfalles des Toten Gebirges entstammten. Bei den Moränen aus dem Ennstal ist das Material hauptsächlich Dachsteinkalk, stellenweise reichlich Geschiebe des Altkristallin der Niederen Tauern (o. c.: 293). Die Karte der Autorin zeigt diese Moränen von der Mitterndorfer Salza bis Krungl, das ist der westliche N-Abfall des Grimming und sein Vorland. Gewiß konnte das Ennstaler Eis, das nach A. BÖHM o. c.: 444 Kristallin-Erratika fast bis an die Dachstein-Südwände herantrug (Neustatt Alm und Brandriedl sind nur 1—2·3 *km* davon entfernt), auf seinem Weiterweg entlang des SO-Abfalles des Stein-Plateaus noch mehr Dachsteinkalk als Fracht aufnehmen, aber auch die späten Lokalgletscher dieses Plateaus und des Grimming müßten hier noch berücksichtigt werden; vielleicht liegt die Ennstaler Kristallinmoräne unter der Dachsteinkalkmoräne? Auch für die von der Autorin beschriebenen Lokalmoränen der Südseite des Toten Gebirges, die bis mitten in dieses Becken hinein reichen, ist noch zu prüfen, ob hier nicht mittelstadiale Gegenstücke der Seewigtaler Blockmoränen vorliegen. Dann erst kann der Frage nähergetreten werden, bei welcher Eismächtigkeit (mit oder ohne Toteis) das Moränensystem des Mitterndorfer Beckens entstand.

Auch bei den zahlreichen und zum Teil sehr tief herabreichenden örtlichen Moränen der Ennstaler Alpen (O. AMPFERER 1935) ist noch zu prüfen,

ob sie zum Würm und dessen Altstadien, oder zu den Mittelstadien wie im Seewig Tal oder zum tiefsten Gschnitz Beziehungen aufweisen. Die jüngeren höher gelegenen Stadien und die sicher frührezent-rezenten Firn- und Eis Spuren der Hoctor-Kare (Tellersack u. a.) können diese Untersuchung fördern.

W des Bösenstein, im Umkreis des Hohentauern Passes, dürften (nach unveröffentlichten Beobachtungen des Verfassers) die tiefen Gschnitz-Endwälle, die Mittelstadien und die Würm-Moränen nahe nebeneinander, zum Teil vielleicht sogar übereinander abgelagert worden sein (Höhenlage etwa 1100—1300 *m*).

S des Paß Thurn beschreibt O. AMPFERER 1936 : 39 ff. bis etwa 1050 *m* Seehöhe emporreichende Felsterrassen mit zahlreichen Tauernblöcken und diese wieder entsprechen einem weiter östlich gelegenen großen Blockwall der Schlußvereisung. Die Eisdicke dieses Salzach- oder Pinzgau-Gletschers würde bis zur heutigen Talsohle hinab etwa 250 *m* betragen. Der Autor rechnet hier damit, daß das Salzachtal nach Würm verschüttet worden sei, dann erst seien stellenweise die Tauerngletscher bis zur Talsonnenseite vorgedrungen. Beides scheint aber nicht streng erwiesen, mächtigeres Toteis (mindest etwa wie im Schladminger Ennstal) und dessen örtliche oder sogar ausgedehnte Überfahung durch Tauerngletscher scheinen recht wohl möglich; dabei wäre die Reichweite der Moränen aus den Kitzbüheler Alpen noch abzugrenzen.

Im Gasteiner Tal erreichte nach R. v. KLEBELSBERG 1935 : 540 das hocheiszeitliche Eis bei Bockstein 2400, am Klamm Paß etwa unter 2100 *m* Höhe. Die späteiszeitlichen Moränenflächen des Randeises der Seitenkämme kartierte K. JAKSCH 1955 : 36—48 im S bei 2200—1400 *m*, im N des Tales in etwa 2000—1200 *m* Höhe; darunter liegen nach K. JAKSCH o. c. die an Gneis-Erratikum reichen Moränen des dem Tauern Hauptkamm und den südlichsten Tälern entstammenden Eises. Vergebens suchte der Autor o. c. : 47 die lokalen Moränen der Schlern-Gletscher, die in ein enteistes Gasteiner Tal herabgestiegen wären. Die höchsten Gneis-Findlinge der Tauernkette liegen nach ihm im Lafen Tal, etwa 5·5 *km* W des Haupttales, bis in zirka 1600 *m* Höhe, weiter talaus erreichen sie am Hörndl 1850 *m* und W der Arl Spitze 1700 *m* Höhe. Diese Moränen müssen dem großen, durch R. v. KLEBELSBERGS Eisisohypsen umrissenen Gletscher entstammen. Unter diese höchsten Leitgeschiebe, aber auch unter die allgemeineren Leitgeschiebezonen ragen O des Hundskopfes die Moränen des späteren geringeren randlichen Eises bis in 1100 *m* Höhe hinab; nahe dem Klamm Paß erreichen diese Moränen nach Text und Karte des Autors sowie nach der Karte i. a. 1300—1200 *m* Höhe in zum Teil günstigem Gelände. Diese untersten Moränen liegen damit 800—900 *m* unter der hocheiszeitlichen Eisoberfläche und 600—700 *m* über der Salzach: Die spät-eiszeitlichen Moränen der Seitengletscher fanden offenbar im nördlichen Gasteiner- und im Salzach Tal noch reichliches Toteis vor, im mittleren und südlichen Gasteiner Tal mögen ältere Eisreste vorhanden gewesen sein, dazu brachten Neuvorstöße aus den südlichsten Tälern die von K. JAKSCH o. c. anschaulich beschriebenen Gneisblöcke mit ¹⁴). So gesehen sind die Gasteiner Moränen ein interessantes Bindeglied zwischen den Vorkommen des mittleren Seewig Tales und der mittelstadialen Vergletscherung des Ötztales (W. S. G. 1956/1958.).

Auch die Staubildungen (Schotter und Sande) des Nordabfalles der Schladminger Tauern haben im Dachstein-Südabfall ein Gegenstück: Es ist dies ein Schuttkegel mit dem Tiefenbach-Hof (Hachau — Tal der Kalten Mandling), der in etwa 1300—1250 *m* Höhe beginnt und stetig flacher werdend in 1150—1135 *m* Höhe in die Luft ausstreicht. Die vom Eis nicht mehr berührte Kegeloberfläche — Wiesen und Brachäcker — ist klarst zu erkennen, in den waldigen Steilrändern sind die meist den Ennstaler Phylliten und Werfener Schichten entstammenden Gerölle und Sande gut aufgeschlossen. Das Vorgelände im SW und SO ist meist Phyllit mit Eisschliffen; es lag sicher noch unter Eis, als gegen Tiefenbach Hangschutt und vereinzelt Moräne herabgeschwemmt wurden. E. SPENGLERS geologische Karte des Dachstein (1954) verzeichnet hier nur das an den Berghöhen und in der Schlucht der Kalten Mandling anstehende Grundgebirge. Mit den Staubildungen SO Schladming übereinstimmende Höhe und dichte Lage nahe vor den Jungstadien des Dachstein-Südabfalles erweisen auch die Tiefenbacher Stauform als jünger als die mittelstadialen Blockmoränen im Seewig Tal oder an der nördlichen Warmen Mandling.

E. EBERS erwähnt 1941: 298 f. ein kleines Stauseedelta bei Schloß Grubegg mit der Spiegelhöhe von rund 780 *m*, aus einer Zeit, als der Paß Stein der Mitterndorfer Salza noch nicht ganz geöffnet war. Zwar bezeichnet die Autorin die Stauursache nicht näher, doch kann es sich, da im Paß Stein kein Bergsturz liegt, nur um Ennstaleis gehandelt haben, das bis zur derzeitigen Talsohle hinab noch mindest 130 *m* mächtig war. Vergleichbare Stauschotter und -sande konnte der Verfasser zwischen Admont und der Kaiserau bis in 1100 *m* Höhe beobachten, ferner im Mühlgraben NW Trieben vom Palten Tal stellenweise bis gegen 870 *m* Seehöhe empor, sowie am Schwarzenbach Tal bei 795—860 *m*, 930 *m* und vielleicht auch noch in 1000—1080 *m* Höhe. Im Gasteiner Tal erwähnt K. JAKSCH 1955: 42 auffällige Moränterrassen der untersten Talhänge: Recht wahrscheinlich ist dies entlang den spätesten Eisträndern verschwemmte Moräne. O. AMPFERERS Profil von Station Hollersbach zum Paß Thurn 1936: 41 enthält auf der zweiten Felsterrasse in 900—1000 *m* Höhe eine Punkt-Signatur ohne Erklärung; sie kann aber, da darüber und darunter die Tauernblockmoränen vermerkt sind, kaum anders denn als Schotter und Sand aufgefaßt werden. Es fehlt freilich im Profil die Staukante gegen S hin, aber vielleicht liegen hier oder finden sich in der Nachbarschaft sichere Äquivalente der schattseitigen Schotter und Sande im O von Schladming.

Es läßt sich zusammenfassen, daß die Blockmoränen des mittleren Seewig Tales und die Staubildungen von hier bis zum Oberhaus Graben keineswegs ganz vereinzelt sind; umfangreiche Untersuchungen sind nötig, um beide Phänomene zu größeren Übersichten zusammenzufassen.

Eine genaue Berechnung der Schneegrenze dieser Mittelstadien bei Schladming ist kaum möglich, da ja die Ränder und Unterenden der Gletscher nicht genau bekannt sind. W. HEISSEL nahm 1947—1949 für das tiefe Gschnitz der Hochkönig-Täler die Schichtlinien 1800—1900 als Schneegrenze; jedoch wird bei dieser Annahme beim Trockenbach Tal das Verhältnis $N : Z = 1 : 4$, was auch ao. nicht angewendet wird. Da zwischen Schladming und dem Seewig Tal die mittelstadialen Gletscher bedeutend größer waren als die tiefsten wallbildenden Gschnitz-Gletscher, müßte die Depression noch um etwa 70—150 bis maximal 200 *m* tiefer ge-

reicht haben als es für das tiefste Gschnitz (D/g—S) errechnet wurde; demnach lag die mittelstadiale Schneegrenze etwa in 1730—1650 bis maximal 1600 *m* Höhe. Diese Schneegrenze bzw. diese Depression erklärt auch die prächtigen klaren mittelstadialen Wallmoränen zwischen Bösenstein und Hohen Tauern Paß sowie weitere, früher (A. i. E.) als Würm angenommene, richtiger spätglaziale Wallmoränen der Ennstaler und Eisenerzer Alpen. Die Gesamtdepression unter die 1950er oder 1960er Schneegrenze ist zirka 1070 bis maximal 1250 *m*; die Gesamtdepression unter die 1850er Schneegrenze ist 720 bis maximal 850 *m*. Beim Trinser Wall im Gschnitz Tal wurde unter Teilung N:Z = 3:1 eine mittlere Schneegrenze in zirka 1900—1800 *m* Höhe angenommen (W. S. G. 1956/58: 300: etwa die Schneegrenze des tiefsten Gschnitz hier!); die Depressionen sind im Gschnitz Tal etwa 1100 *m* unter die heutige und zirka 900 *m* unter die 1850er Schneegrenze, Beträge, die den mittelstadialen Depressionen der Niederen Tauern sich sehr nähern. Man kann versucht sein, das tiefe Gschnitz hier mit dem Trinser Wall, die älteren Mittelstadien mit R. v. KLEBELSBERGS älteren Stadalwällen von Steinach (1950) oder H. HEUBERGERs älteren Gletscherständen bei Mieders (1956) zu parallelisieren. Jedoch der Trinser Wall ist nach H. PASCHINGER 1952 noch mit mächtigem gleichzeitigem Toteis im Inntal und mit einer bedeutenden Vergletscherung des gesamten Ötztales (W. S. G. 1956/58: 288) verbunden gewesen; die tiefen Gschnitz-Wälle im Becken von Huben und Längenfeld fordern aber eine völlige oder mindest weitgehende Enteisung des mittleren und äußeren Ötztales und dieses Letztere entspricht dem Ennstal zur Zeit der Gletschervorstöße bis zum Bärnhofwirt, zur Baumschlag- und Hinterhabner Alm.

Es können also einstweilen nur etwas grob die Wälle von Trins, Steinach und Mieders als Mittelstadien zusammengefaßt und mit den Blockmoränen des mittleren Seewig Tales sowie mit den hier oben angeschlossenen Vergleichsstadien parallelisiert werden.

IX. Bühlmoränen der „Alpen im Eiszeitalter“ bei Eben und Haus

Das altbekannte Standardwerk verzeichnet, 1909: 369 ff., nahe der Wasserscheide von Eben Wallmoränen eines Bühl-Stadiums. Zumindest nahe dem Talgrund sind aber nur flächige Grundmoränen, auch in günstigem Gelände keine Wallformen; das höhere Gelände in der Umgebung dieses Sattels konnte diesbezüglich noch nicht untersucht werden. Der Fritz-bach-Schotterkegel¹⁵⁾ ist vom Eis nicht überformt, er kann erst nach völligem Eisschwund in der unmittelbaren Umgebung entstanden sein, er muß jünger sein als die Mittelstadien O wie NW von Schladming. Eine Aufschüttung dieses Kegels zur Zeit der tiefsten Gschnitz-Eisvorstöße ist möglich. Die Deltaschichtung der Schotter W des großen Bahneinschnittes erfordert einen Stausee bei oder O Hütttau. Vielleicht läßt es sich noch klären, ob dieser Stausee durch Schwemmkegel der Seitenbäche oder durch aktiviertes Späteis des westlichen oder Unterfritz Tales und des Salzach Tales — hier von zirka 200—300 *m* Dicke — verursacht wurde.

Der Schotterkegel von Eben ähnelt sehr den spätglazialen Stau-terrassen, die E. EBERS 1941: 297 f. beschreibt. Erreichen die Schotter bei Eben etwa 850 *m* Höhe, so liegt die Oberfläche bei der Station Kainisch

bei zirka 800 *m*. Staute bei Bischofshofen allenfalls 300 *m* mächtiges Eis, so ist nach E. EBERS sicher im Tal der Kainisch-Traun ein Gletscher die Stauursache gewesen, der bei Aussee etwa 150—200 *m*, bei Hallstatt zirka 250—350 *m* mächtig war. Allerdings verband die Autorin dieses Stadium mit einem Staudelta wie oben erwähnt bei Schloß Grubegg und dieses setzt im benachbarten Ennstal und damit wohl auch noch bei Radstadt-Eben etwas Toteis voraus. Demnach wären die Schotter von Eben vielleicht etwas jünger als die der obersten Kainisch-Traun.

Bei Haus und Weissenbach wird in den A. i. E. 1909 : 204 f. ein Bühl-Endwall angeführt. Dies ist jedoch lediglich N der Enns durch die parallel zum Tale streichenden und mit Grundmoräne bedeckten Hügel aus Ennstaler Phyllit vorgetäuscht. Auch auf den günstigen Gesimsen der Enns fehlen eindeutig solche Wälle. Auch im Hangenden der interglazialen Schotter und Konglomerate der Ramsauleiten erwähnten die A. i. E. 1909 : 369 Bühl-Wälle eines Ennstal-Gletschers. Wohl gibt es hier Wall- und Hohlformen. Aber sie ergeben weder die Stirn eines aus dem Untertal nach N vordringenden Gletschers noch den Rand eines sich gegen ONO allmählich verringernenden Eisstromes. Es handelt sich hier um die typischen, großzügigen drumlinartigen Eisschliffformen, wie sie auch H. BOBEK 1935 : 153 und W. HEISSEL 1954 : 267, Taf. XX, XXI skizziert und beschrieben haben.

X. Schladminger Tauern und Ennstal bei Schladming in der Hocheiszeit (Würm)

E. LICHTENBERGER gibt 1956 : 237 eine kurze Übersicht über die in der Hocheiszeit eisüberströmten Pässe, Sättel und Scharten. Letztere wurden bis in Höhen von 2300 *m* vom Eis überschritten; die Karte der Autorin verzeichnet über zehn derartige Scharten in ihrer allerdings vom Gurpitscheck bis zum Predigtstuhl reichenden Aufnahme. Nur an den Scharten NW und S des Reisling Kogels (P. 2370) zeigen einfache Pfeile die eindeutige NO-Bewegung des Eises des östlichen Klafferkessels gegen das Innere Lämmerkar; ansonst deuten Doppelpfeile die noch unsichere Richtung des Eisabflusses an. Vielleicht ergibt weiteres Studium der Schleiffornen sowie des Frachtweges allfälliger Findlinge noch diesbezügliche Hinweise. Besonders interessant wäre dies am Znachsattel, Oberhütten-sattel und Radstädter Tauernpaß (P. 2059, 1866, 1738), wo 2100—2200 *m* hohe Kämme (durch Ferneis oder örtliche Gletscher?) noch rundbuckel-artig abgeschliffen wurden (o. c. : 237).

Im Steinriesenbach Tal reichen an den Hochflächen O der Gams Spitze (P. 2444) die hocheiszeitlichen Schleifbuckel von 1800 *m* Höhe bis 100 *m* W P. 2129 empor; die Richtung der Feinformen wäre hier noch zu ermitteln. Die Eisdicke betrug demnach zirka 500 *m*, N der Unteren Eibl Alm mindestens 900 *m*. NW des Krügerzinken gibt E. LICHTENBERGER die obere Eisschliffgrenze o. c. : 237 f. mit 1920 *m* an.

Untersuchungen der Alt- und Eisschleiffornen am Schladminger Planei oder Kaibling (P. 1904) sowie im W und O dieser Hochfläche fehlen anscheinend noch. A. BÖHM 1885 : 443 f. schenkte dem obersten Erratikum hier keine Beachtung, da es ihm zu unsicher schien, die Herkunft von kleinen Ortsgletschern oder von Ferneisfracht eindeutig abzuleiten. Umso mehr

bemühte sich dieser Autor, die obersten Tauernerratika am Dachstein-Südabfall genau zu ermitteln und er erwähnt mit ziemlich genauen Ortsangaben (o. c.: 444) Gneise und Quarzite S des Rötstein (P. 2247) und am Brandriedel (P. 1725) in 1550 bis rund 1600 *m* Höhe.

NO des Brandriedel, am Kamm der S der Burgleiten gegen den Westabfall des Scheichenspitzen-Kammes (P. 2664) emporzieht, fand der Verfasser als Kappe auf den in E. SPENGLERS Karte 1954 verzeichneten Brekzien typische Grundmoräne mit gut polierten und gekritzten Moränengeröllen von Kalk und Dolomit in hellgrauer tonig-mergeliger Grundmasse in 1850—1900 *m* Höhe. Kristallin-Erratika fehlen hier; es fehlt aber auch die kantige Oberflächenmoräne, die hier zu erwarten wäre, da nur 300 *m* weiter gegen NO aus den Schutthalden die Felsabstürze emporragen. So kann diese Moräne nicht von Eismassen gebildet worden sein, die vom Edalgriß und Scheichenspitzen-Westabfall nach SW abflossen, sondern nur von einem großen Gletscher, der Ennstal und Ramsau bis in etwa 1950 oder 2000 *m* Höhe erfüllte.

A. BÖHM betonte zwar, daß seine Höhen oberster Erratika nur untere Minima der Eishöhen sein könnten, aber seine Obere Geschiebegrenze fällt o. c. Taf. VIII von 1650 *m* bei Bischofshofen auf 1550 *m* Höhe bei Schladming, so daß hier nur eine W—Oliche Eisbewegung möglich scheint. Hingegen vermerkt O. GANSS in E. SPENGLER 1954: 15, daß aus dem Hammerbach Tal in O—W-Richtung Siderit-Moräne in das Moosbach Tal W Filzmoos verfrachtet wurde. Nach R. v. KLEBELSBERG 1935: 540 lag bei Bischofshofen die Eisoberfläche etwa bei 1950 *m*. Ein hieraus abgeleiteter Eisscheitel etwa in 2000 *m* Höhe etwa nahe dem Mandling Paß würde mit den Grundmoränen NO des Brandriedel übereinstimmen¹⁶⁾. Die in dieser Höhe nicht gerundeten nördlichsten Grate der Schladminger Tauern sind möglicherweise in der Spät- und Nacheiszeit erst zugeschärft worden.

Die hoch- oder wärmeiszeitliche Eismächtigkeit betrug demnach bei Schladming etwa 1300—1200 *m*. Diese mächtige Vergletscherung griff, wie E. LICHTENBERGER 1956: 237 betont, überall bis an die Steilwände oder Hänge der Kare empor. Oder aber, mit A. BÖHM 1885: 443 war die Verfirnung auch der Grate derartig allgemein, daß kantige Oberflächenmoränen verhältnismäßig selten sind. Aber auch die gerollten Moränenblöcke sind an den Hängen wie an den Verflachungen N und S des Ennstales verhältnismäßig spärlich verstreut. Auch die tonig-mergeligen Feinstzerreißel, wie sie am Rohrmoos durch Wasserleitungsgrabung aufgeschlossen waren, haben nur selten 1—2 *m* oder mehr Dicke; vielleicht wurde diese Schicht in der Spät- und Nacheiszeit durch Denudation entfernt. Die übriggebliebenen Findlinge blieben stellenweise als etwas auffallendere Anhäufungen, was in der Karte durch besondere Signatur vermerkt wurde. Mehrfach ist anzunehmen, daß Erratika aus den Äckern und Wiesen ausgelesen und an landwirtschaftlich minder wertvollem Gelände angehäuft wurden. Diese Plätze wurden in der Karte nicht gesondert ausgeschieden, sondern mit den Einzelfindlingen und den beträchtlich ausgedehnten moränengünstigen, jedoch moränenarmen bis freien Verflachungen zusammengefaßt. Vielfach sind Moränenblöcke in den Mauern der Gehöfte erkennbar; aber es fehlen bezeichnenderweise derartige Blockmauern entlang der Feldwege. Obgleich die in Phyllit oder Grünschiefer eingeschnittenen

Täler S der Enns sehr zu Rutschungen neigen, konnte mehrfach an oder nahe unter den Kanten dieser Taleinschnitte Grundmoräne bemerkt werden; vielleicht waren diese Gräben und Schluchten schon vor dem Würm eingeschnitten und mit Grundmoräne vollgestopft worden. Mächtigere Moränenlagen teilte H. P. FORMANEK dem Verfasser 1961 für das Untertal für das unterste Ober- und Untertal 1—1.5 km von der Talgabel mit. Der Autor bezeichnete die Moränen als zum Teil umgelagert: Die Umlagerung könnte zu scheinbar größerer Mächtigkeit beigetragen haben.

XI. Zur interglazialen oder interstadialen Terrasse der Ramsau (Ennsterrasse)

Dem Rahmen dieser Studie gemäß ist hier nur eine kurze Skizze möglich. Die Literatur hierüber ist umfangreich (s. E. SPENGLER 1954 : 9 ff.). Nach A. BÖHM 1885 : 510 sind die Gerölle meist Quarz, Quarzit, Grauwacken, Glimmerschiefer, Gneise, „überhaupt ... stark quarzhaltige und sehr resistenzfähige Gesteine; Kalkgeschiebe kommen nur vereinzelt in den unteren Partien des Aufschlusses (der Autor beschreibt hier die Mündung des Griessbaches) vor“. Schon hier weist A. BÖHM in einer Fußnote auf das Kalkkonglomerat der sogenannten Sandbank des inneren Griessgrabens und F. KÜMEL 1954 : 38 ergänzt hier durch den Hinweis auf das Kalkkonglomerat bei den Höfen Angerer und Fosensteiner. Weiters führt die Konglomeratkuppe zwischen Pichl und Steiner (P. 957) in einigen Bänken Kalk- und Dolomitgerölle¹⁷⁾ und die mit senkrechten Wandfluchten begrenzten Konglomeratbänke, die von der Griessbachmündung in den steilen Bergwald zwischen Klausner und Schneeberger ziehen, enthalten ebenfalls reichlich faust- und kopfgroße Kalkgerölle des Dachstein oder der Scheichen Spitze. Über dem einstigen Kohlerevier SW des Schneeberger Hofes, in der Schneeberg- und Schlapfleiten werden die Lagen des Kalkkonglomerates seltener und dünner, die Kalkgerölle werden kleiner, sie sind an der Straße Schladming—Ramsau kaum mehr bemerkbar. An und W der Schneebergfleiten sind die Gerölldurchmesser meist 0.2—0.3, selten 0.5—1.0 m.

F. KÜMELS Kalkkonglomerat bei Angerer-Fosensteiner liegt nicht waagrecht, sondern neigt sich unter 2—3° gegen S; neben Kalkgeröllen treten hier auch kantige Stücke auf, sie sind vielleicht als Ausläufer der einstigen größeren Schuttkegel der Ramsauer Brekzien (A. BÖHM 1885 : 519) deutbar. Das Vorkommen liegt in 1160—1170 m Höhe, es liegt damit in der einstigen Unterfläche der talwärts auslaufenden Ramsauer Brekzien oder mindest sehr nahe unter dieser Fläche¹⁷⁾. 300—350 m SSO P. 1171 (zwischen dem harten Konglomerat und Angerer) legt eine neue Kies- und Schottergrube in 1170—1180 m Höhe reichlichst weiße, graue und gelbliche Kalkgerölle bloß, die zumeist sicher den Südwänden des Dachstein und Scheichenspitz, zum Teil wohl auch dem Plassenkalk des Rötelstein (P. 2247) entstammten. Unter dünner Moräne, jedoch mit Gneisblöcken (bis zu 2 m Durchmesser), zeigte das gesamte Material deutlichste Schichtung und ruhigste Lagerung, der Einfallwinkel war nicht meßbar. Die Rollung war auch hier meist gering, wie bei Moränen oder Muren, doch ohne betont kantige Stücke. Sehr zum Unterschied vom Konglomerat SW Angerer war die Verfestigung hier nicht nennenswert (wie dies wohl für den ganzen

Schichtstoß gilt, die landschaftlich hervortretenden harten Bänke sind mengenmäßig eben doch eine Ausnahme). Braune, milde, tonige, rostfleckige Schiefergerölle dieser Schottergrube weisen aber auch hier auf Fracht geringer Weite (Karn des Dachsteins usw.?), Gerölle weißen Kalkmarmors andererseits auf Fernfracht aus den Schladminger oder Radstädter Tauern. Ansonst traten Gerölle der Werfener Schichten, Ennstaler Phyllite oder Altkristallin, hier zurück. I. a. treten hier neben Kies faust- bis kopfgroße Gerölle auf.

Wie weit diese lokalen Kalkalpinen Schotter nach O und bis in welche Höhe sie am Kulmberg (P. 1282—1247) reichen, ist noch nicht ermittelt. Auch wäre zu prüfen, ob sie vielleicht fallweise O Kulm auftreten, wo F. KÜMEL 1954: 50 nur auf kleingeröllige Quarzschotter hinweist.

Für den mittleren und tieferen Südrand des fraglichen Schichtstoßes konnte entlang der erneuerten Autostraße Schladming—Ramsau trotz umfangreicher Abmauerung ein leidlich vollständiges Profil ermittelt werden. Bei P. 1052 wendet sich die Straße von der Hochfläche der (Ramsau-) Leiten nach O zur Tiefe. Von hier bis P. 956 folgen unter der dünnen, oft nur aus einzelnen Gneisblöcken bestehenden Würmmoräne unverfestigte oder eben standfeste Schotter mit untergeordneten Kiesen und Sanden. Das Geröllvorkommen hat die eingangs erwähnte Zusammensetzung, Kalk- oder Dolomitgerölle sind selten oder fehlen. Die Geröll Durchmesser sind meist 0.5—1—2 dm, selten 3—4—5 dm. Von P. 956 bis zur Isohypse 940 werden diese Schichten merklich feinstückiger. Bei 940 m sollte ein Kohleflöz durchstreichen. Ein Ausbiß ist derzeit nicht zu sehen und es wurden auch bei den Arbeiten anlässlich der Straßenverbesserung keine Kohlespuren bekannt. Wohl wurden hier nach Mitteilung von V. KRÖLL (Schladming) 1942—1943 in der Nähe zwei kleine Stollen angeschlagen; doch sie durchörterten nur Schotter und Sand und der Stollenanschlag erfolgte anscheinend zu willkürlich. Von 940 m Höhe bis P. 822 treten Grobgeröll und Schotter noch mehr zurück; Kies, Sand und toniger Sand überwiegen oder herrschen allein vor.

Von P. 1052 bis P. 822 weist das Profil keine wesentliche Lücke auf. Es kann daher A. BÖHM nicht beigepflichtet werden, wenn er 1885: 511 annimmt, das Konglomerat werde in 940 m Höhe, 190 m überm Ennstal, vom Grundgebirge allgemein unterlagert, auch F. KÜMELS Bemerkung 1954: 38 von den 170 m überm Ennstal beginnenden Schottern ist unrichtig. Am Griessbach steigt die Unterfläche der Schotter bis in fast 1000 m Höhe empor, O der Höfe Nesslauer und Klausner senkt sie sich mit Quellhorizonten bis in 820—800 m Höhe und in dieser Höhe dürfte sie auch N Schladming liegen.

Bei P. 822 wendet sich die Straße nach SW gegen Schladming. Aufschlüsse sind auch hier vorhanden; aber sie können nun nicht mehr den Ennstaler Terrassensedimenten zugezählt werden, wahrscheinlich sind hier nur die in Abschnitt VI beschriebenen Fußhalden und Schwemmkegel mit Material aus dem Steilabfall der Terrasse angeschnitten. Auch WSW dieser Straße, in der Schlapf- und Schneebergeleiten sind die tieferen Sedimente meist feinkörniger; bei 900 m Höhe NW Haslach und bei 850—860 m W Steinacher stehen waagrecht geschichtete feinkörnige Quarz- und Glimmersande an. S Schneeberger sind in 840—800 m Höhe Kieslagen schlecht gerollten Phyllitsplittes aufgeschlossen; N Klausner gibt in gleicher Höhe,

somit im fast unmittelbaren Liegenden des Flözes eine Kiesgrube Einblick in unter 3—5° flach N fallende Lagen vorwiegenden Dolomitsplittes (Korndurchmesser meist 1—3, selten 5 oder mehr *cm*). Meist aber ist der Fuß der Terrasse durch die Halden des Ableitmaterials der höher gelegenen Kiese, Schotter und Konglomerate, oder durch Absitzungen, oder wie NW Klausner, durch Bergstürze verhüllt. Die nach A. BÖHM l. c.: 510 bis gegen Haus reichenden Schotter konnten noch nicht weiter untersucht werden.

Wenn VACEK 1884: 634 betonte, daß die Schotter der Ennstalterrasse ausschließlich aus dem Kristallin S des Ennstales stammten, so trifft dies wohl in starkem Maß für das oberwähnte Profil längs der Straße Schladming—Ramsau zu, nicht aber für den ganzen Schichtstoß. Lagen- und abschnittsweise haben die niederen Phyllitberge der Ennsfurche, der Mandling-Dolomit und das Mesozoikum des Dachstein, Scheichen Spitz und wohl auch des Rettensteines beträchtliche wenn auch meist feinstückige Schuttströme beigesteuert. Vor allem W—NW Schladming war die Schutzzufuhr gar nicht unmittelbar von der Enns abhängig sondern von den örtlichen Runsen einer wohl wald- und rasenarmen, kahlen Landschaft, die dem Ennstal beim späten Schwinden der wülm- und alt- oder mittelstadialen Eismassen geähnelt haben konnte. Das Aufschüttungsniveau der Gerinne und Muren N der Enns wurde indirekt von der Enns und ihren Anschwemmungen bestimmt. Der Fluß war mindest zeitweise in schwache Arme aufgespalten, nur so ist wohl die Kantigkeit des Dolomitkieses N Klausner erklärbar. Erosionsleistungen der Enns W und O des Kulmberges, wie sie F. KÜMEL 1954: 38 annimmt, sind angesichts der Kalkschotter und Konglomerate SO und SW Angerer nicht möglich.

Die Gesamtmächtigkeit der Ennstalterrasse unmittelbar bei Schladming ist nicht, wie A. BÖHM 1885: 510 angibt, 140 *m*, sondern zwischen den Punkten 1052 und 822 mindestens 230 *m*. Hält man die Kalkkonglomerate und -schotter in 1160—1180 *m* Höhe SW und SO Angerer für die höchsten sicher der Ennstalterrasse zugehörigen Schotter, und nimmt man entsprechend den auslaufenden Kegelflächen eine geringe Senkung der einstigen Oberflächen auf etwa 1150 *m* bei Schladming an, so erhöht sich die Mächtigkeit auf etwa 330 *m*. Noch größer wäre die Mächtigkeit der Terrassensedimente unter Einbeziehung der Quarz- und Kristallinschotter des Sattelberges (P. 1253) oder gar der Kalchwand (P. 1498, Schotter bis 1520 *m* Höhe, vgl. O. GANSS 1954: 50). Um aber diese Vorkommen einzubeziehen sind die Zugehörigkeit zur Ennstalterrasse und das Ausmaß allfälliger junger Tektonik noch nicht hinreichend geklärt.

Die von den meisten Autoren beobachtete Schichtung ist streng waagrecht oder mindest sehr flach. F. TRAUTH erwähnt 1926: 200 an roter Wegmarkierung N Schladming in zirka 1000 *m* Höhe 25° geneigtes NO-Fallen; da derzeit mehrere Wege hier rot markiert sind, ist diese Stelle noch zu suchen, zumal hier auch Delta- oder Kryoturbationsstrukturen auftreten könnten. An der neuen Straße, die von Pichl über Knaus gegen die westlichste (Ramsau-) Leiten (Vorberg) empor führt, verzahnen sich unter 30—20° nach S—SO fallender geschichteter Dolomitsplitt des Halserberges mit den unter 1—3° NW fallenden Schottern. 150—200 *m* NNW P. 1073 am Griessbach fallen die Schotter unter 20—30° gegen N ein; auch der Dolomitkies N Klausner fällt flach N. Alle diese letzteren Schräglagen sind

über mehrere Meter bis Zehner-Meter gut und meist frei von Brüchen oder anderen Komplikationen aufgeschlossen. Sie müssen durchaus nicht tektonisch gedeutet werden. Es sind Einzelheiten im ebenen bis flachst O talab fallenden Sediment, Fälle einer Art grober Kreuzschichtung, verursacht durch die vielfältig verschachtelten sich verzahnenden oder ineinander allmählichst übergehenden Schwemmkegel und Muren und stellenweise wohl auch durch die Ablagerung in kleine Stauseebecke zwischen diesen Schwemmkegeln.

Im Hangenden meist aus gröberen, im Liegenden meist aus feineren Sedimenten aufgebaut, ähnelt der gesamte Schichtstoß dem von W. HEISSEL gegebenen Profil (1954 Abb. 20) der Inntaler Terrassensedimente mit ihren 60 m Hangendschottern und, bis zur Talsohle bei Rum, etwa 180 m liegenden Mehlsanden und Bändertonen. Die petrographischen Unterschiede erklären sich unschwer aus der geringeren Wassermasse der Enns und der schattseitigen Zuflüsse und aus der Nähe zum Quell- und Einzugsgebiet.

N Pichl und vor allem NW Schladming liegt in 940 (—947) m Höhe das schon von A. BÖHM 1885: 510 genannte, 1910 von V. ZAILER und H. SCHREIBER und später noch von anderen Forschern untersuchte Torf- oder Schieferkohleflöz. Sein Abbau scheint schon Jahrzehnte vor 1885 begonnen zu haben. A. BÖHM bezeichnet seine Mächtigkeit l. c. mit $1\frac{1}{4}$ bis $1\frac{1}{2}$ m, F. KÜMEL 1954: 38 mit $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ bis ausnahmsweise auch 2 m. Das Liegende ist nach A. BÖHM rötlicher quarzreicher Sand, darüber weißgrauer leittiger Lehm, das Hangende ebensolcher Lehm. F. KÜMEL erwähnt hier begleitende Tonlagen. V. KRÖLL teilte brieflich mit: Liegendes Schotter, darauf feiner bis grober Sand, darauf 20—30 cm Mergel, darauf 120—130 cm Kohle, Hangendes Sand, zum Teil Schwimmsand, zum Teil grober Schotter. V. ZAILER erwähnt 1910: 193 „nach mündlichen Angaben seitens der Bergverwaltung in Schladming“ fast unmittelbar bzw. in 1—11 m Höhe über dem Flöz Moränenschutt; auch H. SCHREIBER äußert sich 1912: 20 ähnlich kurz: Jedwede weitere Beschreibung dieser Moräne fehlt.

1910 sollen nach H. SCHREIBER mehrere Ausbisse am Steilhang die Moorprofilierung ermöglicht haben. 1961 wurde entlang des ganzen Revieres NW Schladming nur ein kleiner künstlicher Kohleaufschluß 150 m NW P. 947 bemerkt, alle einstigen Ausbisse waren verschüttet oder überwachsen, die Stollenpingen ließen nur die etwa 0.5 m tiefe allgemein häufige gelbliche Verlehmung erkennen. Jedoch vom höheren Gehänge unter den Schneeberger Höfen hieher abgeglittene Kant- und Rollblöcke erraticen Gneises und Ennstaler Phyllites lagen auch hier vielfach herum. Sehr wahrscheinlich wurden diese Blöcke etwa als Schichtköpfe anstehender unmittelbar überlagernder Moräne aufgefaßt. Andererseits ist der Höhenbereich 940 bis 970 m sowohl bei P. 956 an der Straße Schladming—Ramsau wie an den Steilhängen der Griessbachmündung gut aufgeschlossen: Hier stehen nur Sand, Kies, Schotter, am Griessbach auch Konglomerate an — Moräne fehlt.

Die Erstreckung des Südrandes des Kohleflözes wäre nach A. BÖHM 1885: 510 und nach V. ZAILERS Karte 1910 etwa 6.7 km, die nach ersterem Autor bergmännisch verfolgt sein sollten. Nahe dem Griessbach mutmaßte V. ZAILER o. c. eine S—N-Erstreckung von 2 km: Sie ist aber kaum denkbar, da Flöz und Begleitschichten flach liegen, die abschneidende Grenzfläche

von Phyllit und Quartär aber am Griessbach rasch bis gegen 1000 *m* Höhe emporsteigt. Schon F. TRAUTH hat dies 1928 auf Tafel D, Profil 31 richtig dargestellt. Auch entlang dem Südrand der Terrasse schränken die Grubenpläne der Berghauptmannschaft Leoben mindest für den Abbau der letzten Jahrzehnte diese Ausdehnung beträchtlich ein. Danach wurde O des Hofes Knaus das etwa 200 *m* lange und zirka 100 *m* breite Barbara-Revier untersucht oder abgebaut. Es liegt anscheinend in 960—980 *m* Höhe, somit höher als das östliche Flöz, es ist — da Bruchverstellung nicht bemerkbar ist — vielleicht etwas jünger als die Kohle des östlichen Revieres. Am Griessbach waren keine Ausbisse zu finden; auch Herrn Dir. F. PODLESSNIG (Pichl) sind hier keine Kohlespuren bekannt. Das östliche Klaus-Revier maß in WSW—ONO-Richtung etwa 800 *m*, in NNW—SSO-Richtung 100—200 *m*. Dieses schon früh betriebene Revier ist nach V. KROLL in und nach den beiden Weltkriegen größtenteils ausgebaut worden. Alle einstigen Anlagen sind verfallen.

In diesem Revier liegt, nach den Plänen der Berghauptmannschaft, etwa auf halbem Weg zwischen den Höfen Klausner und Schneeberger, ein SW—NO-streichender und nach O in nahezu W—O-Richtung umbiegender Sprung (Einfallen gegen NW bzw. N ohne Winkelangabe). Nach V. KROLL war die Sprunghöhe hier 2·5 *m*; das Einfallen wechselte gegen O hin in S-Fallen. Etwa 130 *m* NNW P. 947 setzt ein anderer Sprung mit NNO-Streichen ein, der O Schneeberger in NS- bis NNW-Richtung umbiegt. Das Einfallen wird, ohne Winkel, nach O angegeben. W. PETRASCHEK nennt 1926/1929: 211 die Sprunghöhen i. a. mit 4 *m*; nach ihm, wie auch nach V. KROLL, schnitt der genannte östliche Verwerfer das Flöz gegen O hin ab, die Fortsetzung gegen ONO wurde im Revierbereich nicht mehr gefunden. Nach V. KROLL sollen aber noch 1 *km* O Schneeberger Ausbisse gefunden worden sein. So ist die ganze weitere ONO-Fortsetzung dieses Flözes, trotz der Daten der obigen Autoren, derzeit eine offene Frage. Als Nordgrenze des Revieres verzeichnen die Karten der Berghauptmannschaft einen „angeblichen“ Sprung. W. PETRASCHEK läßt das Flöz hier vertauben, ebenso ein von V. KROLL gezeichnetes Profil. Tektonisch sind hier vielleicht die kleinen Bruchflächen anzuschließen, die die Dolomitiesgrube N Klausner, 50—70 *m* W des Revierwestendes unter 55°-S-Fallen durchsetzen (Streichen der Brüche OW bis W 30° N).

Man kann bei den genannten Sprüngen oder Brüchen etwas zweifeln, ob es sich hier nicht etwa um Absitzungen handeln könnte. Vor allem hätte dieser Zweifel bei den S- oder ennstälwärts fallenden Flächen Berechtigung. Jedoch bei dem untertägigen SWlichsten nach NW fallenden Sprung ist dies am ehesten unwahrscheinlich, hier mindestens sind tektonische Ursachen wahrscheinlicher. Auch an der oberen Warmen Mandling, an der Einmündung des Kaltenbaches, fand sich in diesen Sedimenten ein Bruch; ferner hat H. WEHRLI 1928: 452 in den Konglomeraten von Kitzbühel Verbiegungen und Verwerfer beobachtet.

Das Kohleflöz selbst besteht nach V. ZAILER 1910: 194 ff. und ähnlich auch nach H. SCHREIBER 1912: 20 vom Hangenden zum Liegenden aus Hochmoortorf (Sphagnum-Torfmoos; Wollgras *Eriophorum vaginatum*), besonders im O.

Bruchtorf (Birke, Föhre, Fichte; *Betula*, *Pinus sylvestris*, *Picea excelsa*).

Niedermoortorf (Segge *Carex*, Schilf *Phragmites*, Astmoos *Hypnum giganteum*).

V. ZAILER vermerkt l. c. häufige Einschaltungen von Letten und Feinsand, gute Erhaltung des Pflanzenmaterials, dünnblättrige Druckschichtung. Torf und Hölzer sind weniger verkohlt als jüngste Braunkohle, Holz zeigt „erst schwache Anzeichen eines Überganges in Lignit“ (o. c. : 195); die Kalorienzahl grubenfeuchter Kohle ist 2800—4120, die Farben sind schwarz, zum Teil braunschwarz (F. TRAUTH 1926 : 201 : bräunlich).

V. ZAILER hält hier das Klima der untersten Schicht für kühl, die Bildung hätte „nicht allzulange nach dem Rückzug des Eises begonnen“ (o. c. : 198). Er kannte aber offenbar nicht die feineren Sedimente, die, wie oben erwähnt, von der Höhe 940 m gegen P. 822 aufgeschlossen sind. Der Bruchtorf ist nach V. ZAILER in einer Warmzeit entstanden, da „Wollgras, Fichte und Birke vortrefflich auf dem immerhin kalten und nassen Moorboden gediehen“ (o. c. : 198). Die obere Schicht ist nur angedeutet und nur im östlichen Revierteil entwickelt. Da hier *Eriophorum* gegenüber *Sphagnum* überwiegt (o. c. : 197), fehlt wohl ein Hinweis des Autors auf eine neue Klimaverschlechterung, während er dies für die Hochmoortorfe des Ennstales ausdrücklich betont (o. c. : 128).

F. FIRBAS fand 1925 : 295—310 im Niedermoortorf Pollen einer abklingenden Kieferzeit, im Bruchtorf Pollen einer Fichtenzeit, in den obersten Flözlagen Pollen einer Fichten-Tannen-Zeit. Hasel-, Birken- und Erlenpollen sind im ganzen Flöz nur spärlich vertreten. Unter 4062 Pollenkörnern bestimmte der Autor, anscheinend auch in den oberen oder Hochmoorschichten 23 Pollen der Ulme, 9 der Linde, 8 der Eiche, 2 der Weißbuche, 7 Weidenpollen, 1 Ahornpollen (*Acer-Menyanthes*-Typ) u. a. (o. c. : 299). Eben hier schildert er auch das Vegetationsbild: Nach einer Eiszeit folgt Kieferdominanz, dann allmählich Fichtenvorherrschaft. „Erle, Birke, Hasel, wahrscheinlich auch der Eichenmischwald sind bereits hier, doch schwach vertreten“ (o. c. : 299). Schlammschachtelhalm, Schilf und Braunmoos (*Calliigon giganteum*) werden Torfbildner, während in den benachbarten Wäldern die Tanne wesentlichen Anteil nimmt. Die Verlandung endet mit Bruchwäldern von Erlen und Birken, denen Kiefern und Fichten folgen. An geschützten Stellen wächst Hochmooranflug (Wollgras, Torfmoos). In die obersten Schichten weht der Wind Pollen der Ulme, Linde, Eiche und Hainbuche, „vielleicht von ganz vereinzelter Bäumen der Umgebung, vielleicht aus größerer Entfernung“ (o. c. : 300). Die vom Flözliegenden zum Flözhangenden hin zunehmende Klimaverbesserung ist hierdurch klar verdeutlicht, und wenn mit A. BÖHM 1885 : 508 die gesamten Hangendschotter über diesem Flöz glazial sein sollten, oder wenn nur mit V. ZAILER 1910 : 193 oder H. SCHREIBER 1912 : 20 örtlich tatsächlich Moräne fast unmittelbar über dem Flöz zu finden wäre, so wäre dies nicht ohne weiteres verständlich.

Nun hat, sehr zum Unterschied gegenüber dem Schladminger Flöz, F. FIRBAS 1927 bei den diluvialgeologisch ähnlich gelegenen Schieferkohlen von Hopfgarten und Ampass in den Liegendzonen der Flöze häufige, nach oben abnehmende Fichtenpollen, in den Hangendzonen häufige, nach unten abnehmende Föhrenpollen und auch durch die übrigen Pollendaten den pflanzlichen Niederschlag deutlicher Klimaverschlechterungen festgestellt (o. c. : 261—273). In der gleichen Studie beschreibt F. FIRBAS anschließend

in dem einheitlichen Komplex der Schieferkohle von Wasserburg am Inn (Alpenvorland) bei Zell die Pollenabfolge einer kühlklimatischen Kieferzeit der liegenden Flözlage und einer wärmeren Fichtenzeit (mit Hasel) der hangenden Flözzone, hingegen bei Schambach vom Liegenden zum Hangenden die Pollen (und zum Teil Großreste) einer Eichenmischwaldzeit mit Buche und Eibe, dann einer kühleren Fichtenzeit, auf die weiters die Bildungszeiten der Flöze von Ampass und Hopfgarten hätten folgen können (o. c. : 273—277). Der Autor betont es zwar nicht, aber es liegt nach allem obigen nahe, daß die Klima- und Pflanzenfolge des Schladminger Flözes dem Zeller Anteil der Schieferkohle von Wasserburg angeschlossenen werden kann. 1958 a : 89 macht F. FIRBAS die Einordnung der Schieferkohle von Wasserburg in das Göttweiger Interstadial zwischen Alt-(oder Früh-)Würm und Haupt-Würm wahrscheinlich; dieses Interstadial entspricht der Aurignac-Schwankung von J. BAYER, der einstigen Laufenschwankung von PENK-BRÜCKNER 1909 (vgl. hierzu die Gliederung von E. EBERS 1955 : 107). F. FIRBAS hat hierbei nicht übersehen, daß bei diesem Vorgang Kalt- und Warmfloren — und mit E. EBERS 1955 : 105 f. und L. WEINBERGER 1955 : 22 f. auch Kaltfaunen — in einem Interstadial vereinbart würden, aber er sieht die Lösung dieser Frage (1958 a : 88) in der nach den C¹⁴-Bestimmungen beträchtlichen Dauer dieses Interstadials von 14.000 bis 15.000 Jahren.

Nach V. ZAILLER 1910 : 199 und F. KÜMEL 1954 : 38 war die Altersfrage des Schladminger Flözes und seiner Liegend- und Hangendsedimente offen zwischen dem Mindel-Riss-, Riss-Würm-Interglazial oder der Laufenschwankung. Folgt man F. FIRBAS 1958 : 83, so sollte der Mangel an Buchenresten hier auf die genannten Interglaziale Mindel-Riss oder Riss-Würm allein hinweisen. Folgt man aber mehr der Floren- und Klimaentwicklung, wie sie F. FIRBAS 1927 für die Schieferkohlen von Wasserburg gab und fügt die Schichten N Schladming in den Anfangsteil dieser Entwicklung ein, so gelangt man zu einer etwas ähnlichen Auffassung wie H. PASCHINGER, der 1957 : 265 die Inntalerrassensedimente in das Ende der Laufenschwankung eingliederte, diese Zeit allerdings als kurz und nur kühl auffaßte.

Die „ältere“ wie auch die „jüngere“ Auffassung dieses Alters muß aber weiterhin auch noch einer anderen Frage gerecht werden: Die Schotter bei Laufen sind etwa 20—30 m mächtig (L. WEINBERGER 1955 : 22), die Mächtigkeit der Schichten von Wasserburg ist ähnlich. Demgegenüber sind die Schichten N Schladming, wie eben gezeigt, sehr wahrscheinlich an 330 m mächtig, die Terrassensedimente des Inntales sind nach W. HEISSEL 1954 Abb. 20 bei Rum, nur über dem heutigen Tal gemessen, über 230 m stark¹⁸). W. HEISSEL betont, o. c. : 319, übereinstimmend mit H. WEHRLI 1928 : 465, daß noch am Alpenrand zugehörige Schotter bis 850 m Höhe reichen (d. i. etwa 370—380 m über dem Inn bei Kufstein); ebenso äußert sich H. PASCHINGER, der auch die gleichmäßige Höhe der Oberkante der Schotter in 800—900 m Höhe sieht (1957 : 238, 255). Verbindet man wie dies schon A. BÖHM 1885 : 512—514 und O. AMPFERER 1935 : 25¹⁹) taten, die Sedimente N Schladming mit den älteren Ennskonglomeraten bei Hiefalau und verlängert die Oberkante gegen den Alpenrand, so erhält man für die Ennstaler Terrassensedimente vermutlich ähnliche Verhältnisse wie am mittleren Inn. Die Frage lautet nun: Wie ist die große Mächtigkeit inneralpiner Sedimente und die geringe Dicke der gleichalten voralpinen

Schichten zu erklären? Nach H. WEHRLI 1928 : 355—499 wären synsedimentäre tektonische Verbiegungen die klare Ursache.

W. HEISSEL rechnet hier (1954 : 309) mit einer ehemaligen offenbar ähnlich mächtigen Fortsetzung der Terrassensedimente in das Alpenvorland und einer erosiven Abtragung derselben im Vorland. Weshalb sollten aber die meist kleinen Gerinne geringen Gefälles im Alpenvorland eine mächtige Schicht tiefer herab entfernt haben, als der Inn selbst und seine gefällsstarke Nebenbäche? H. PASCHINGER versucht 1957 : 255 die gleichmäßige Oberkante der Terrassensedimente als frühglaziale Anschüttung zugleich mit vorrückenden Gletschern zu erklären; der genannte Mächtigkeitsunterschied ist für ihn (o. c. : 254) insofern kein Problem, da er für das wirkliche Interglazial des Alpenvorlandes Zerschneidung annimmt, während er die große Aufschüttung im alpinen Inntal in die kurze kühle Endzeit des letzten Interglazials, in das Ende der Laufenschwankung verlegt (o. c. : 265). Aber auch bei dieser Auffassung bleibt die Frage des Mächtigkeitsunterschiedes offen. H. PASCHINGER sieht bei der Erklärung der Terrassensedimente des Inntales von tektonischen Vorgängen ab (o. c. : 264), die Sedimente sind ihm nur Ergebnis der Klimaschwankungen; W. HEISSEL sieht in der Glazialisostasie die beste Erklärung der großen Verschüttung der Alpentäler (o. c. : 310).

H. KÜPPER faßt 1955 : 138, 139 die Äußerungen der pleistozänen Tektonik im Wiener Becken zusammen. Im Altpleistozän sind hier Brüche mit etwa 100 m Sprunghöhe nachgewiesen, in manchen Graben- bzw. Depressionsgebieten hielt die Senkungstendenz bis in das jüngste Pleistozän — hier wohl Würm — an. Diese junge Tektonik des von den Eiszeitgletschern weit abgelegenen Wiener Beckens, dann die Brüche im Flöz N Schladming und in den Terrassensedimenten der Warmen Mandling, vielleicht auch die nach L. WEINBERGER 1955 : 11 gelegentlich 100—250 m erreichende Mächtigkeit des Quartärs N Salzburg, endlich die von H. WEHRLI 1928 W der Enns weiträumig nachgewiesenen Verbiegungen (und Verwerfungen) rücken tektonische Senkungen und Hebungen zur Erklärung der Terrassensedimente des Enns- und Inntales aus dem Bereich unsicherer Hypothesen in den Rang beträchtlicher Sicherheit. Bei den liegenden Feinsedimenten nimmt auch H. PASCHINGER 1957 : 255 keine streng periglazialen Verhältnisse mit rascher grober Schutzzufuhr an, sondern Absatz sich lange haltender Altwässer zwischen aufschüttendem Inn und den Schuttkegeln aus den Seitentälern. Da Altwässer nicht bei jedem Hochwasser reiche Schwebzufuhr erhalten müssen, kann man hier vielleicht mit dem jährlichen Schlammabsatz schätzen, den A. HEIM 1919 : 431 am Vierwaldstättersee ermittelte: 1—2 cm, manchmal nur 1—2 mm, nach starken Gewittern auch 8.5 cm Niederschlag. Greift man hier nur die ersten Ziffern heraus, so könnten die nach W. HEISSEL 1954, Abb. 20 über der Talsohle 135 m mächtigen Bändertone 13000—6000 Jahre Absatzzeit erfordern, womit nur Größen, keine genaueren Zahlen gegeben sind (für letztere wären ja auch C¹⁴-Messungen und Jahreswarven nötig).

Ein ähnliches Bild, wie es H. PASCHINGER l. c. für das Inntal der liegenden Terrassenfeinsedimente entwarf, zeichnete H. SCHREIBER 1912 : 20 für das Schladminger Ennstal und sein Torfmoor. Vielleicht kann man auch im Ennstal die hangenden Grobsedimente als feuchtkalte periglaziale Bildung auffassen, wie dies H. PASCHINGER 1957 : 254 u. a. o. besonders für die

Schotter der Inntalerrasse betont. Jedoch der allein herrschende Faktor ist ein derartiges Klima wohl nicht gewesen. Vorwiegender Frostverwitterung großer Kahlhänge hätte im Ennstal wie auch im Inntal häufiger besonders am Südrand der Kalkalpen einen Schuttfuß und Kegezonen von Kalkschutt hinterlassen müssen oder mindestens wohl reichere Verzahnungen örtlichen Kant- und Murenschuttes mit den von fern her gefracheten Flußgeröllen. Auch müßte eine die Alpen beherrschende Periode einer derartigen Frostverwitterung in den meisten Alpentälern ähnliche Anschüttungen geschaffen haben und sie sollten, etwa ähnlich wie die Periglazialbildungen der Hocheiszeiten, noch über den Bereich der einstigen großen Talgletscher hinausgreifen.

Auch diesen Fragen sollte bei weiteren geologischen oder auch nur quartärgeologischen Untersuchungen im Ennstal und seiner Nachbarschaft nachgegangen werden.

Fußnoten, Ergänzungen

¹⁾ Höhe ist kürzshalber stets im Sinne von Seehöhe oder Höhe über dem Meer gesetzt. Bei Relativhöhen ist der anderweitige Bezug vermerkt.

²⁾ Inzwischen teilte Herr S. STREICHER (Schladming) über V. KROLL freundlicherweise mit, daß die obgenannten Kure um 1950—1960 nicht ganz aussaperten.

³⁾ In seinem „Führer durch die Schladminger Tauern“ 1924 b) nennt H. WÖDL naturgemäß ebenfalls die oberwähnten Schnee- und Firnfelder. Von besonderem Interesse sind S. 81 seine Hinweise auf meist vereisten Firn im nördlichen Trattenkar (Höhe zirka 2400—2500 m), S. 90 auf das große Firnfeld im SWlichen Sonntagkar, S. 106 auf die mächtigen z. T. nie gänzlich aussapernden Firnlager unterm Zwerfenberg-Elendberg. 1923 sah der Verfasser im Juli reiche Verfirnung an der Hochwildstelle, im Klafferkessel und O Zwerfenberg-Elendberg, wenige Jahre später auch NO des Waldhorn. Schneelage und Jahreszeit erlaubten aber nicht, scharf zu unterscheiden, wieviel vom Firn voraussichtlich bis Herbst verbleiben konnte.

⁴⁾ 1929 bezeichnete H. KINZL die frischen, um 1820, besonders um 1850 und hernach aufgeschütteten Moränen als rezent, die sichtlich älteren, andererseits z. T. bis meist nacheiszeitlichen als frührezent. In Anlehnung daran schlug der Verasser 1956/1958 vor, die sicher den Jahren 1800—1600 n. Chr. entstammenden Moränen als jüngerfrührezent, fr₂, die älteren meist grobblockigen und vollflechtigen Moränen zwischen 1600 n. Chr. und dem Spätglazial als älterfrührezent, fr₁, zu benennen. 1958 bezeichneten H. HEUBERGER und R. BESCHEL besonders S. 88—90 die frischen Moränen nach genauer Flechtenmessung als 1920-, 1890-, 1870, 1850- und allenfalls als 1820er Vorstöße. Die nächstälteren Moränen werden ebenso mehr minder genau mit 1770 usw. oder allgemeiner als Moränen der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts und als Moränen des 17. Jahrhunderts bezeichnet. Den Begriff frührezent lehnen die Autoren als zu vieldeutig ab; sie schlagen dafür für die Bezeichnung älter- und jüngerfrührezent „nachwärmezeitlich“ und für die Moränen von 1600 n. Chr. bis jetzt „neuzeitlich“ vor. Letzteres mag fallweise praktisch sein, doch wird auch der nicht die Flechten genau messende Feldgeologe doch öfter in der Lage sein, die frischen rezenten Moränen von den merklich verwitterten, berasten und flechtenbedeckten zu trennen und für letztere wird die Bezeichnung frührezent besonders dann praktisch sein, wenn damit der Begriff einer ähnlichen Fläche und Schneegrenze wie bei den rezenten Moränen verbunden bleibt. Der Ersatz „nachwärmezeitlich“ für frührezent ist nicht sehr geeignet, wenn man berücksichtigt, daß die zugehörigen Schwankungen allenfalls über die Hallstattzeit zurück bis 2000 v. Chr. (MATTHES in H. HEUBERGER — R. BESCHEL 1958 : 92) oder, wie hier unten ausgeführt, vielleicht bis 3500—4000 v. Chr. sich erstrecken können. „Wärme- und nachwärmezeitlich“ könnte für frührezent verwendet werden, doch wären die für die Gletscher im Gebirge wirksamen Phasen natürlich feuchtkühl. Es scheint daher einstweilen immer noch am zweckmäßigsten, bei frührezent bzw. älter- und jüngerfrührezent hier zu verbleiben.

⁵⁾ Eggessen: Ältere Schreibweise für Egesen.

⁶⁾ F. FIRBAS macht 1949 : 134 hierfür allerdings die Forstwirtschaft verantwortlich.

⁷⁾ Ein eigenartiger Unterschied gegenüber dem Klima der letzten 100—120 Jahre in denen nach V. ZAILER 1910 am Moor doch Birken und Legföhren Fuß faßten.

⁸⁾ Für Mudde gilt hier derzeit eher Gytta.

⁹⁾ Mit B 1, B 2, B 3 sind diese Bohrungen in der Kartenskizze verzeichnet.

¹⁰⁾ Abkürzung für W. SENARCLENS-GRANCY.

¹¹⁾ E. LICHTENBERGER hat 1956 diese Wälle nicht verzeichnet.

¹²⁾ Vergleiche hiezu die Ableitungen S. MORAWETZ' 1941, 1952.

¹³⁾ Versuchsweise kann hier auch so formuliert werden: Die großen und auch die kleineren Gletscher der Gschnitz-Depression (400 m unter 1850, 800 m unter heute!) entsprechen den großen und kleinen Daun-Gletschern des Ötztals und seiner Nachbarschaft; dem Gschnitz-Gletscher hier gab das Toteis des Tiefen Gschnitz, da es noch vorhanden oder zu mächtig war, keinen Platz frei. Damit würde der Umstand übereinstimmen, daß hier die bis 2000—1800 m Höhe herabreichenden Moränen bzw. Gletscher der beträchtlichen Gschnitz-Depression die vornehmlich für die Daun-Wallgruppen der Stubai-, Ötztaler- und Deferegger Alpen typische Beeinflussung durch Wind zeigen: Sie schmiegen sich in offenen wenig geschützten Karnischen (WNW des Höchststein, ebenso im Hafensteinkar) deutlich in die windgeschützten Kerben der tief herabziehenden Seitengrate. Dadurch erhalten auch hier Wälle eines Stadiums gleichen Alters, bei verschiedener Höhenlage scheinbar verschiedene Schneegrenzen.

¹⁴⁾ Die hier skizzierten Möglichkeiten ließ K. JAKSCH o. c.: 47 u. a. offen.

¹⁵⁾ H. WEHRLI trennt 1928: 464 diesen Kegel bzw. die Deltaschotter nicht ausreichend scharf vom ausführlich behandelten Interglazial (oder großen Interstadial).

¹⁶⁾ R. SCHWINNER nennt 1924: 45: „Reste von Ufermoränen am Ausgang des Schladminger Untertales und des Kleinen Sölktales, beidesmal ungefähr 1600 m über dem Meeresspiegel.“ Genaue Ortsangaben hiezu fehlen, ebenso neuere Untersuchungen. Ein derart rasches Niederbiegen von der Schlifffgrenze bei 1920 m Höhe am Krügerzinken zu 1600 m an der Untertalmündung ist unwahrscheinlich.

¹⁷⁾ H. WEHRLI unterschied 1928: 491 ff. im Interglazial (bzw. großen Interstadial der Enns a) ältere klimatisch verursachte Breccien, b) zeitlich-mittlere tektonisch bedingte Schuttkegel und c) junge, ebenfalls tektonisch stark beeinflusste fluviatile Terrassensedimente, die die älteren Anschüttungen diskordant überlagern können. Auch hier sind neben den besonders am Südrande vorherrschenden ebenen Sedimenten gelegentlich beiderseits des Griessbaches (und N Filzmoos) kegelförmige Anschüttungen bemerkbar. Doch ist die zeitlich-genetische Beziehung aller Kegelreste zu den ebenen Sedimenten hier noch unklar. Möglicherweise sind die inselartig aufragenden harten Breccien-Konglomerate bei Angerer-Fosensteiner und auch die harten ebenfalls vereinzelt Konglomerate N—NW Pichl die mit A. BÖHMS Ransau-Breccien (1885: 519 ff.) zu einer einst zusammenhängenden, dann stark zerstörten älteren Verschüttung gehörenden Stücke, die vor allem im S und O allerseits von den jüngeren Terrassensedimenten umhüllt sind. In der Ramsauer Breccie und — bezeichnenderweise — in obersten Lagen der Terrassensedimente fand A. BÖHM 1885: 519, 521 gekritzte Geschiebe. Sie können älteren Moränen entstammen, zumindest wäre der Schluß gewagt, auf Grund dieser spärlichen Funde (beim Terrassenschotter könnte es sich um die unmittelbare Wirkung des Würmeises handeln) Breccien und Schotter als glazial zu bezeichnen. Eigenartigerweise erwähnt A. BÖHM keine Bruchstücke der Breccien in den jüngeren Sedimenten, auch F. KÜMEL (in E. SPENGLER 1954: 38) fand keine, ebenso der Verfasser.

¹⁸⁾ W. HEISSEL beziffert 1954: 302 die Mächtigkeit der Terrassensedimente über der Talsohle mit rund 300, ihre Dicke unter der Talsohle mit rund 200 m.

¹⁹⁾ Nach O. AMPFERER 1933: 10 umgeben die Innschotter auch den Wilden Kaiser, an dem sie etwa 800 m Seehöhe erreichen.

Legende zu Tafel 7

- 1: Firnflecken; gelegentlich Lawinenkegel.
- 2: Gletscherchen und Firnflecken bes. um 1850 n. Chr.
- 3: Rezente Moränen.
- 4: Sicher bis wahrscheinlich frührezente Moränen.
- 5: Moränendecken, -Wälle und -Halden der Jungstadien des Spätglazial oder der Würm-Schlußvereisung; M: Mittelmoräne; zu: Uferwall zu näher bezeichnetem Stadium.
- 6: Jungstadiale Moräne ohne besondere Formen.
- 7: Abkürzungen: Jungstadien: D/ex Zufallsmoränen innerhalb Egesen; D/e Egesen; D/d Daun; D/g Gschnitz; D/g-S Tiefes Gschnitz (nahezu Schlern-Depression). Mittelstadien: S Schlern-Steinach (oder nahe stehende Aequivalente); D/e—g: Innerste Stadien, jedoch Gschnitz-Depression.

- 8: Rekonstruierte Egesen—Daun—Gschnitz-Gletscher.
- 9: Rekonstruierte Gletscher des Tiefen Gschnitz.
- 10: Rillen der Gletscherschliffe (nur bei der Neu Alm).
- 11: Stauabsätze geringer Frachtweite und Rollung (Hangschutt, Mure, Moräne).
- 12: Stauabsätze größerer Frachtweite, z. T. mit Bachsedimenten und Terrassenformen (Schotter, Kies, Sand); Schichtlagerung mit Fallzeichen und Fallwinkel.
- 13: Mit Gr: Material vorwiegend Granitgneis und Altkristallin der zentralen Schladminger Tauern; ohne Gr: Material der Stauformen vorwiegend ortsnah (S der Enns: Phyllit u. ähnl. Glimmerschiefer).
- 14: Punkte allein: Mächtige oder ausgedehnte hocheiszeitliche Moräne (wohl meist Würm) am Steilhang; mit waagrechten Strichen: Moräne wie zuvor im Flachgelände.
- 15: Eisüberformtes felsiges Flachgelände (mit dürftiger Moränenbedeckung), die Grundmoräne des Rohrmoos ist hier einbezogen.
- 16: Grenze Palaeoz. Phyllit/Ennstaler Spät- bis Postglazial.
- 17: Ramsauer oder Ennstaler Terrasse, Riß-Würm-Interglazial oder einem großen Interstadium des Würm zugehörig, mit eisüberformter von Tauernmoräne mehr oder minder bedeckter Oberfläche; 17 mit k: Kalk- und verwandte Gerölle bes. des Dachsteins (k fehlt irrümllich bei „1180“ S Angerer); 17 mit br: Fazies mindest teilweise brekziös (die Vorkommen SW Angerer u. N Pichl sind möglicherweise älter als die übrige Terrasse).
- 18: Dachstein-Kalkmoräne auf Ramsau-Terrasse.
- 19: Ringe weit gestreut: Steilabfall der Ramsau-Terrasse; Ringe in enger Zeile: Konglomerate, k mit Kalkgeröll und Kalk- oder Dolomitbindung wandbildend; kbr: kalkiggebunden, brekziös.
- 20: Interglaziales oder interstadiales Schieferkohleflöz: Stollennetz: Revier Barbara; Schraffen: Revier Klaus.
- 21: Kreuzchen und Strichel: Flózausbiß n. V. ZAILER; Strich-Punkt: Verwerfer.
- 22: Feinsedimente der tieferen Terrasse: Kies, Splitt, Sand, toniger Sand.
- 23: Großfindlinge an und auf der südlichen Ramsau-Terrasse; Gr: Tauerngranitgneis, Altkristallin; Ph: Phyllit.
- 24: Unterrand spät- bis frühpostglazialer Schutt- und Schwemmkegel im Ennstal.
- 25: Allgemein postglaziale Schuttkegel i. d. Tälern S der Enns, nur an Zonen bes. quartärgeologischen Interesses verzeichnet.
- 26: Bergsturz.
- 27: Bergsturzmoräne.
- 28: Moor, Torf.
- 29: STEWEAG-Bohrungen bei Gasthaus Tetter.
- 30: An der Enns: Junge bis jüngste Alluvien; in den Schladminger Tauern: Wände, Steilhänge.

Benützte Literatur

- A. i. E.: Alpen im Eiszeitalter: siehe unter PENCK, A.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für das Kaiser Gebirge. — Geol. B. A. Wien 1933.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuse Berge. — Geol. B. A. Wien 1935.
- AMPFERER, O.: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. — II. Teil, Wien 1936 Geol. B. A. Wien; Zell am See—Paß Thurn—Kitzbühel—Unterinntal—Innsbruck S. 36—55, Höttinger Breccie und Hafelekar S. 56—66 (2 Aufsätze).
- ALBL, A.: siehe unter FRANZ, H.
- ARNBERGER, E. und WILTHUM, E.: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart, I. — Jahrb. d. Oberösterr. Musealvereines, Bd. 97, 1952. Dasselbe, II., ebendort: Bd. 93, 1953.
- BAUER, F.: siehe unter FRANZ, H.
- BAYER, J.: siehe unter FIRBAS 1958 a.
- BESCHEL, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 1., Innsbruck 1950: 152—161.
- BESCHEL, R.: Lichenometrie im Gletschervorfeld. — Jahrb. d. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen u. Tiere, München 1957 (mit Beiträgen von H. HEUBERGER).
- BISTRITSCHAN, K.: Die Geologie der Talauffüllung des Mitterrennstales. — Verh. d. Geol. B. A. Wien 1952, H. 4: 1—4.
- BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie und Hydrologie der österreichischen Alpentäler. — Z. d. Deutschen Geol. Ges. Bd. 106, 1954: 82—88.

- BISTRITSCHAN, K.: Die Talalluvionen des Mitterrennstales. — Verh. d. Geol. B. A. Wien, 1956, H. 2: 184—187.
- BOBEK, H.: Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 85, Wien 1935: 135—189.
- BÖHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. — Jahrb. d. k. u. k. Reichsanst. Wien, Bd. XXXV: 428—613.
- BRÜCKNER, E.: siehe unter PENCK, A.
- CZELL, A.: siehe unter FRANZ, H.
- EBERS, E.: Das Quartär im Becken von Mitterndorf (Salzkammergut). — Jahrb. d. Ver. f. Landeskd. u. Heimatpflege im Gau Oberdonau; Bd 90, 1942; 291—301.
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 6, 1955: 96—109.
- EXNER, Chr.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geol. B. A. Wien 1957: 1—168.
- FINSTERWALDER, R.: Zur Geschichte der Gepatschferner-Vermessung. — Jahrb. d. Österr. Alpenver. Bd. 76, 1951.
- FIRBAS, F.: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — Lotos Bd. 71, Prag 1923: 187—242.
- FIRBAS, F.: Zur Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. — Beih. Botan. Centralbl. Bd. 41/II, 1925: 295—310.
- FIRBAS, F.: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. — Z. f. Gletscherkde., Bd. 15, 1927: 251—277.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. und II. — Jena 1949 und 1952.
- FIRBAS, F.: Über das Fagus-Vorkommen im „Interglazial“ von Wasserburg am Inn (Oberbayern). — Veröffentl. d. Geobotan. Inst. Rübel, Zürich, H. 33, Festschr. W. LÜDI, 1958: 81—90; cit. unt. 1958 a.
- FIRBAS, F., K. O. MÜNNICH, W. WITTKÉ: C_{14} -Datierungen zur Gliederung der nacheiszeitlichen Waldentwicklung und zum Alter von Rekurrenzflächen im Fichtelgebirge. — „Flora“ od. Allgem. Bot. Zeitung, Bd. 146, Jena 1958: 512—520; cit. unt. 1958 b.
- FLINT, F.: siehe unter HEUBERGER, H. 1958.
- FRANZ, H.: Die Böden Österreichs. — Unveröffentl. Manuskript f. d. Führer z. d. Exkursionen d. Deutschen Bodenkundlichen Ges. in Österreich 1961. — Mit Erwähnung der Arbeiten von ALBL, L., CZELL, A., NEUWINGER, A.
- FRIEDEL, H.: Klima- und Gletscherschwankungen und ihre Wirkung auf die alten Tauernbergbaue. — Mitt. d. Ver. Naturkundl. Landesmuseum f. Kärnten, Carinthia II, Sonderheft 1935.
- FROMME, G.: Die Wald-Wirtschaftsverhältnisse im Pitztal, Kauner- und Radurschltal. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 78, 1953: 58—67.
- FROSZ-BÜSSING, H.: siehe unter LICHTENBERGER, E.
- GAMS, H.: Aus der Geschichte der Alpenwälder. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 68, 1937.
- GANSS, O.: siehe unter SPENGLER, E.
- GÜNTSCHL, E.: Festschrift 100 Jahre Ennsregulierung. — Verl. Natur u. Technik Wien 1960: 1—132. Mit Einzelstudien von KNÖBL, G. u. a.
- HAAS, H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental 1956. — Unveröff. Diss. d. Geol. pal. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Graz, 1956.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz, I, II, III. — Leipzig 1919.
- HEISZEL, W.: Glazialgeologie des Silltales. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 82, 1932.
- HEISZEL, W.: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien Bd. 92, 1947/1949: 147—163.
- HEISZEL, W.: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien Bd. 97, 1954.
- HEUBERGER, H.: Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubai Alpen (Tirol). — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. III/1, 1954: 91—98.
- HEUBERGER, H.: Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai (Tirol) — älter als das Schlern-Stadium? — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, Bd. II/3, 1956: 365—368.
- HEUBERGER, H. u. BESCHEL, R.: Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol). — Geogr. Forschungen, Kinzler-Festschrift, Schlern-Schr. 190, 1958: 73—100.
- HÖFER, H. v.: Gletscher- und Eiszeitstudien. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. I, Bd. 79, 1897.

HUBER, B.: Die Jahresringe der Bäume als Hilfsmittel der Klimatologie und Chronologie. — Die Naturwissenschaften, Bd. 35, 1948: 151—154.

JAKSCH, K.: Beiträge zur Glazialgeologie des Gasteiner Tales. — Mittlg. d. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft. Haus d. Natur, Salzburg. Jg. 6, 1955: 36—48.

KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscher in den Ostalpen. — Z. f. Gletscherkunde, Bd. XVII, 1929: 66—121.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Berlin 1935.

KLEBELSBERG, R. v.: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. — Ber. d. Naturwiss.-medizin. Ver. Innsbruck, Bd. 47, 1939/1946.

KLEBELSBERG, R. v.: Das Silltal bei Matrei. — Schlernschriften 84, Innsbruck 1950: 78 ff.

KLEBELSBERG, R. v.: Das Pitztal. — Jahrb. d. Österr. Alpenver., Bd. 78, 1953.

KNÖBL, G.: siehe unter GÜNTSCHL, E.

KÜMEL, F.: siehe unter SPENGLER, E.

KÜPPER, H.: Verhandlg. d. Geol. B. A. Wien, Sonderband: Beiträge z. Pleistozänforschung in Österreich, 1955: 136—152.

KÜPPER, K.: Geologische Untersuchungen in den Schladminger Tauern. — Unveröff. Diss. d. Geol. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Wien, 1953.

KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 99, 1956: 201—224.

KYBLE, G.: Die zeitliche Stellung der prähistorischen Kupfergruben auf dem Mitterberg bei Bischofshofen. — Mittlg. d. anthropolog. Ges. Wien XLII, 1912 und XLVIII, 1918.

LADURNER, J.: Quartärablagerungen im Sellrain. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 82, 1932.

LICHTENBERGER, E.: Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. III/2, 1956: 235—244 (m. d. Hinweisen über die ältere Literatur).

LUZERNA, R.: Der Gletscher von Gmünd. — Z. d. Wiener Geogr. Ges. 1908/1909.

MORAWETZ, S.: Die Vergletscherung der Stubai- und Zillertaler Alpen, der Venediger-, Granatspitz- und Sonnblickgruppe. — Z. f. Gletscherkunde, Bd. 27, 1941.

MORAWETZ, S.: Das Kommen und Gehen der eiszeitlichen Gletscher. — Petermanns Geogr. Mittlg. H. 1, 1952.

MOSER, R.: Die Vergletscherung im Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. — Unveröff. Diss. d. Geogr. Inst. d. Phil. Fak. d. Univ. Innsbruck, 1954.

MÜLLER-STOLL, H.: siehe unter HUBER B.

NEUWINGER, A.: siehe unter FRANZ, H.

OVERBECK, F., MÜNNICH, K. O., ALETSEE, L. u. AVERDIECK, F. R.: Das Alter des „Grenzhorizontes“ norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbon-Datierungen. — „Flora“ od. Allgem. Botan. Zeitung, Bd. 145, 1957: 37—71.

PASCHINGER, H.: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. — Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. II, 1952.

PASCHINGER, H.: Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntals 1957. — Zeitschrift für Geomorphologie Band I, Heft 3 (1957), S. 237—270.

PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901—1903.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österr. Teilstaaten. Katowice, Kattowitzer Buchdruckerei- und Verlags-Sp., 1926/29.

REGEL, C. v.: Die Klimaänderung der Gegenwart, Franke Verlag Bern 1957.

RICHTER, E.: Die Gletscher der Ostalpen. — Stuttgart 1888.

SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: I. Brennergegend und Eisacktal.

SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. — I. u. II.: Beih. Botan. Zentrabl. Abt. B., I.: Bd. LV, 1936, II.: Bd. LX, 1940.

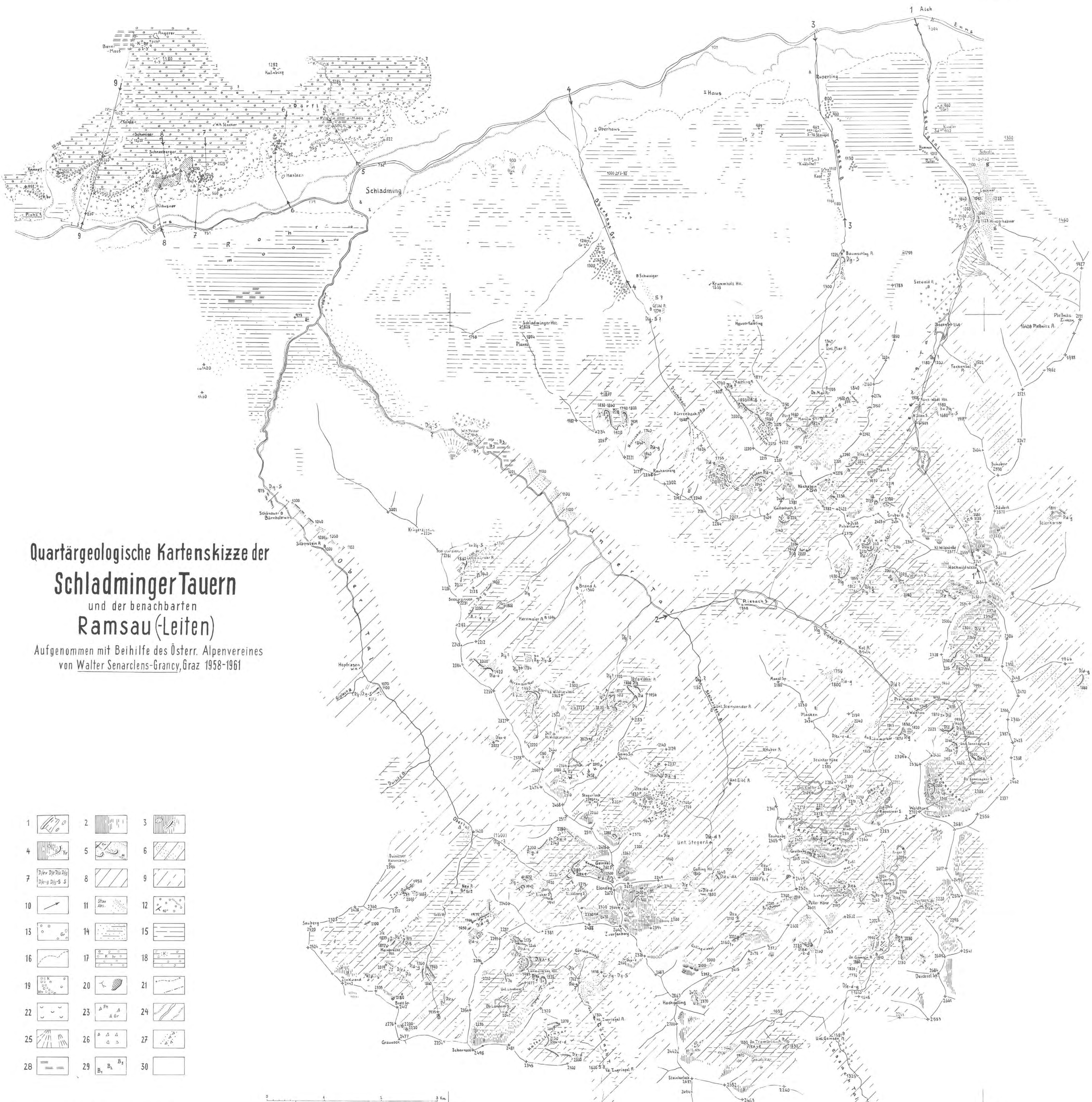
SARNTHEIN, R. v.: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung: III. Kitzbüheler Alpen und unteres Inntal. — Österr. Botan. Zeitschr., Bd. 95, Wien 1948.

SCHAUBERGER, O.: Ein Rekonstruktionsversuch der prähistorischen Grubenbaue im Hallstätter Salzberg. — Prähistorische Forschungen Heft 5, Anthropolog. Ges. Wien, 1960: 1—15.

SCHLECK, L.: siehe unter LICHTENBERGER, E.

SCHREIBER, H.: Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg mit Hinweisen auf das Moorkommen und nacheiszeitliche Klima in Europa. — Österr. Moorzeitschr., Staab b. Pilsen, Jgg. 12, 13; 1911, 1912.

- SCHWINNER, R.: Geologisches über die Niedern Tauern. — Zeitschrift des D. Ö. A. V. Band 55, Jahrgang 1924, S. 24—53.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 88, 1938.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. 89, 1939.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. — Mittlg. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 49, 1956/1958: 257—314.
- SIMONY, F.: siehe unter LICHTENBERGER, E.
- SPENGLER, E., GAUSS, O., KÜMEL, F., NEUMANN, G., MEIER, A., SCHAUBERGER, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wissenschaftl. Alpenver.-H. 15, Hauptausschüsse d. D. u. Österr. Alpenver., Innsbruck 1954: 1—82.
- TOLLNER, H.: Wetter und Klima im Gebiete des Großglockners. — Carinthia II, Sonderh. 14, Klagenfurt 1952.
- TOLLNER, H.: Die meteorologisch-klimatischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen während der letzten zwei Jahrhunderte. — Mitt. d. Geogr. Ges. Bd. 96, Wien 1954.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. — Denkschrift d. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl. I: Bd. 100, 1926: 101—223, II: Bd. 101, 1928.
- VACEK, M.: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. — Jahrb. d. k. u. k. Geol. R. A. Wien, Bd. XXXIV, 1884: 609—635.
- VEEN, F. R. van: Palynologische Untersuchung des Vorderen Filzmoores am Warscheneck (Steiermark). — Leidse Geologische Mededelingen, Deel 26, 1961, Blz. 59—63.
- VIERRHAPPER, F.: Zirbe und Bergkiefer in unseren Alpen. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 47, 1916: 60—90.
- WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, Bd. LXXVIII, 1928: 355—499.
- WEINBERGER, L.: Exkursion d. d. österr. Salzach-Gletschergebiet und die Moränenhügel der Irsee-Atterseezweige des Traunseegletschers. — Beitr. z. Pleistozänforschung in Österreich. — Verhdlg. d. Geol. B. A. Wien, 1955: 7—34.
- WEISZ, E. H.: Die Geologie der nordöstlichen Schladminger Tauern. — Unveröff. Diss. d. Geol.-pal. Inst. d. Philos. Fak. d. Univ. Graz, 1954.
- WELTEN, M.: Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. — Veröff. d. Geobotan. Inst. Rübel in Zürich, H. 26, Bern-Stuttgart 1952: 1—135.
- WELTEN, M.: Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner Alpen u. Voralpen und des Walliser Haupttales. — Verhandlungen der vierten Internationalen Tagung der Quartärbotaniker 1957, Heft 34, Zürich, S. 150—158.
- WELTEN, M. u. OLSCHGER, H. (Bern): Erste Ergebnisse von C_{14} -Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz. — Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Neuenburg 1957, S. 88—90.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische Untersuchung alpiner Bodenprofile: historische Entwicklung des Bodens und säkulare Sukzession der örtlichen Pflanzengesellschaften. — Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes Rübel in Zürich, Heft 33, S. 253—274.
- WILTNUM, E.: siehe unter ARNBERGER, E.
- WITTICH, W.: Der heutige Stand unseres Wissens vom Humus und neue Wege zur Lösung des Rohhumusproblems im Walde. — Schriftenreihe d. Forstl. Fak. d. Univ. Göttingen, Bd. 4, Frankfurt/Main, 1952: 1—106.
- WÖDL, H.: Der Klafferessel in den Schladminger Tauern. — Z. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 49: 101—125.
- WÖDL, H.: Altes und Neues aus den Schladminger Tauern. — Jahrb. d. D. u. Ö. Alpenver., Bd. 55, 1924: 79—90 cit. unt. 1924 a.
- WÖDL, H.: Führer durch die Schladminger Tauern. — Artaria Wien 1924 cit. unt. 1924 b.
- ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. — Z. f. Moorkultur u. Torfverwertung, Bd. VIII, Wien 1910: 105—154 171—203.
- ZOLLER, H.: Die wärmezeitliche Verbreitung von Haselstrauch, Eichenmischwald, Fichte und Weißtanne in den Alpenländern. — Bauhinia, Z. d. Basler Botan. Ges., Bd. I/3, Basel 1960: 189—207.
- ZUMPF, H.: Obersteir. Moore. — Vorarbeiten zu einer Pflanzengeogr. Karte Österreichs, XIII. — Abhandlg. d. Zool.-Botan. Ges. Wien, Bd. XV/2, Wien 1929: 1—97.



**Quartärgeologische Kartenskizze der
Schladminger Tauern
und der benachbarten
Ramsau (Leiten)**

Aufgenommen mit Beihilfe des Österr. Alpenvereines
von **Walter Senarclens-Grancy**, Graz 1958-1961

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30



Fig.1 Quartärgeologische Profile O/SO- und W von Schladming

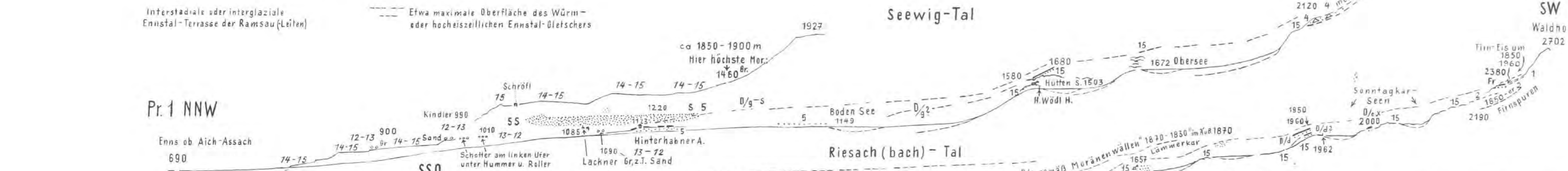


Fig.2 Bohrungen der STEWEAG bei Gasthaus Tetter, Untertal

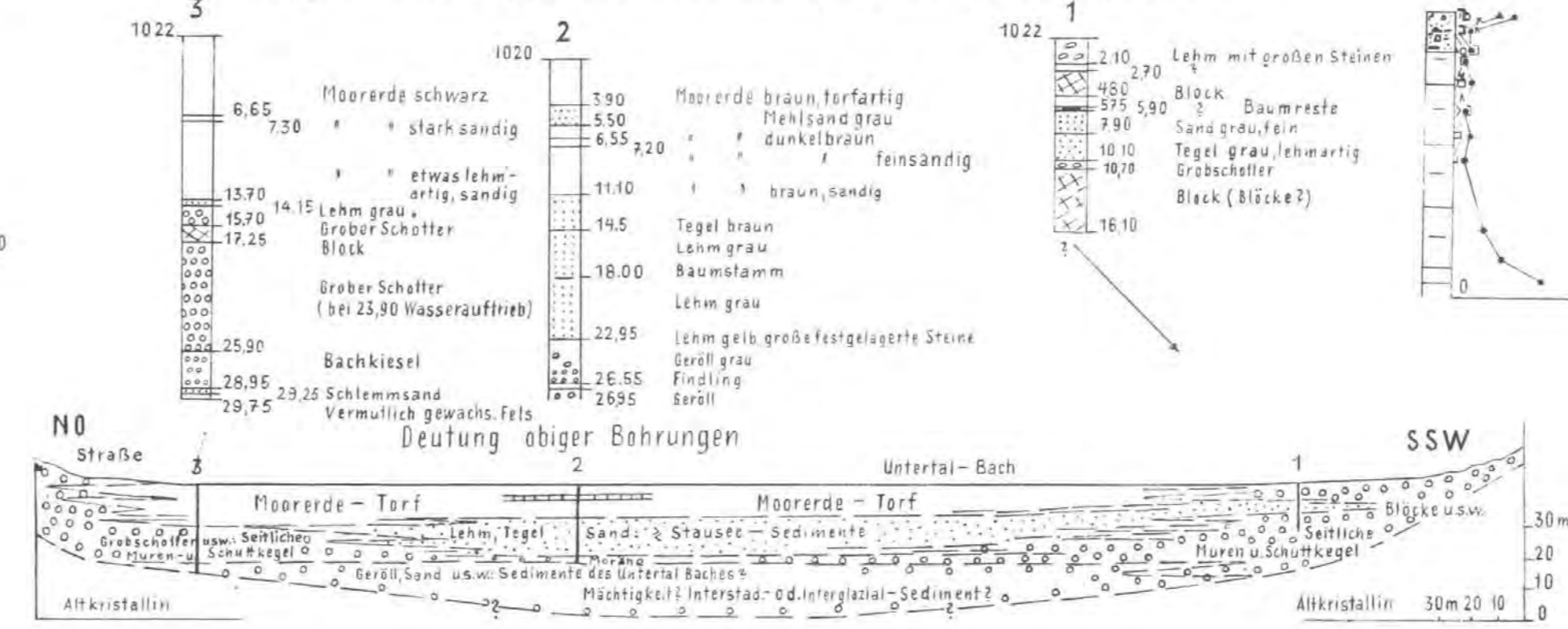
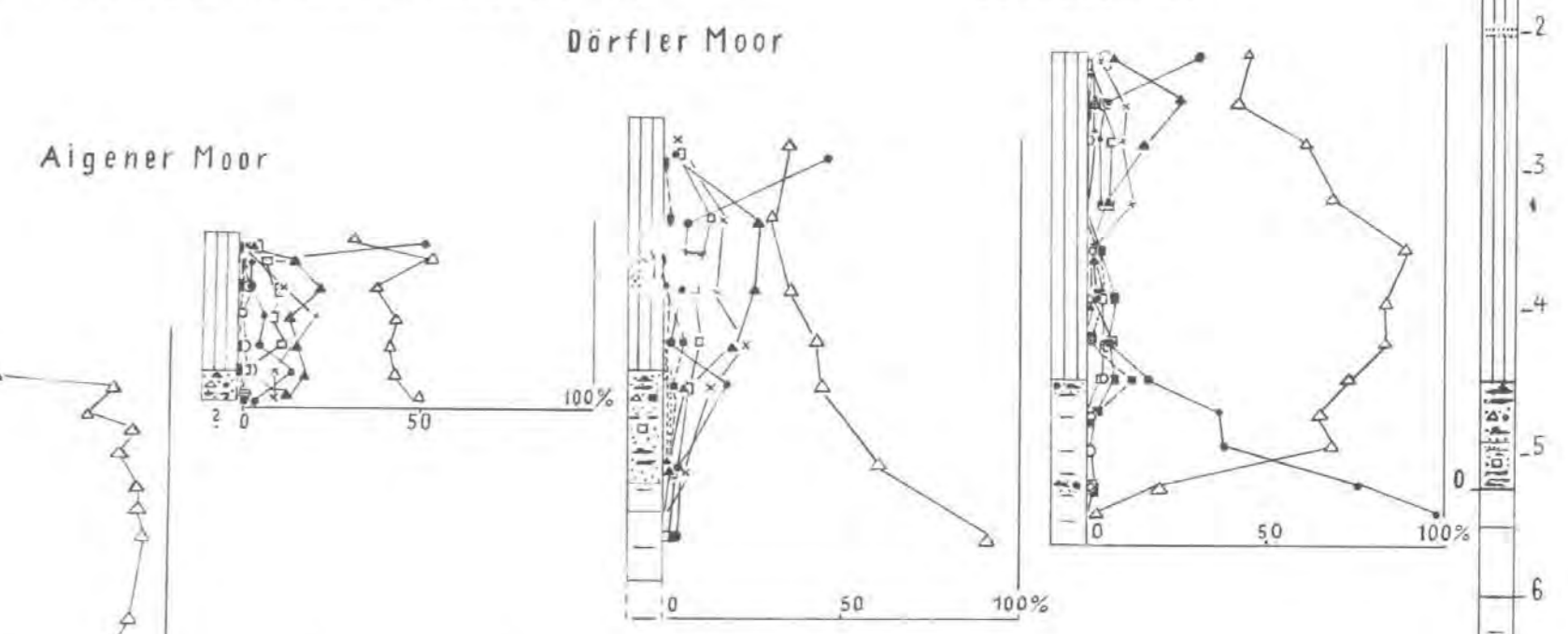
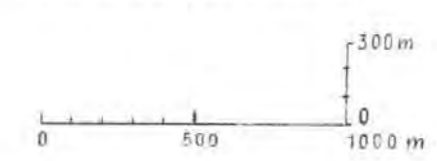


Fig.3 Moorprofile u. Pollendiagramme nach F. Firbas 1923 (Wald- u. Bruchtorf kombiniert nach V. Zailer 1910)



- Legende zu den Pollendiagrammen
- |||| Jüngerer u. älterer Hochmoortorf, Moos- u. (bes. basal) Wollgrastorf
 - Brenz- od. Rekurrenzhorizont
 - Waldhumus u. Bruchtorf, eingezeichnete Signaturen der Baumarten (s.u.)
 - Schilftorf
 - Seggentorf
 - Föhre Pinus
 - △ Fichte Picea
 - x Tanne, Abies
 - ▲ (Rot-) Buche Fagus (silv.)
 - ◄ ZMW= Eichenmischwald Quercetum mixtum
 - ◻ Hasel, Corylus
 - ◻ Erle, Alnus
 - ◻ Birke, Betula
 - ◻ Weide, Salix
 - ◻ Liegendes (nicht dargestellt): Ja. "Mudde" (Gyttja)

Maßstab der Profile



Legende siehe Tafel 7.



Geboren 27. Mai 1886 in Znaim (Mähren), gestorben 14. März 1962 in Wien

E. Spengler



ERICH SPENGLER zum Gedenken

Für den Außenstehenden mag es eine auffallende Ausnahme gewesen sein, in den ersten Reihen geologischer Vorträge unter den sonst robusteren Geologenstaturen einen zart gebauten, kleinen, alten Mann zu sehen; mit einem durch Spondylarthrose etwas verkrümmten Rücken, schwarze Brillen mit Mattglas tragend, von einer Dame mit Hörapparat fürsorglich begleitet, war er scheinbar ganz in sich versunken, so versunken, daß von der Wirkung des Vortrages auf ihn kaum etwas zu merken war.

Für den Außenstehenden war es dann gleicherweise überraschend, nachdem der Beifall für den Vortragenden und der hitzigste Teil einer Diskussion verrauscht war, wenn vor dem Schlußwort der Insiehgekehrte sich zum Wort meldete und in kürzester Fassung, prägnant und scharf formuliert, einwandfrei deutlich seine Meinung mit klarer, etwas hoher Stimme formulierte. So war es an Tagungen, an denen Themen der alpinen und vor allem kalkalpinen Geologie zur Diskussion standen; so war es 1960 in Würzburg, als E. SPENGLER zu offenen Problemen der Alpengeologie Stellung nahm, nicht im Sinne eines erwartet bisherigen, sondern eher im Sinne eines zukünftigen Lösungsversuches.

Zwei Jahre später wurde E. SPENGLER von einem kleinen Kreis Wiener Kollegen, Schülern und Freunden zu seiner letzten Ruhestätte begleitet, die er auf dem Ortsfriedhof von Ober St. Veit/Wien nach zunehmendem Kräfteverfall und kurzem letzten Krankenbett dort gefunden hatte. Wie man an diesem ersten noch kalten, doch sonnigen Vorfrühlingstag mit einem Blick den gesamten Wiener Raum vor sich ausgebreitet sah, so zog dann das Wirken des Geologen E. SPENGLER an uns vorbei; seine Tätigkeit auf dem Unterrichtssektor mit Vorlesungen und Kartierungsübungen in Graz, Wien, Prag und Mainz; seine Tätigkeit als kartierender Geologe in den Nördlichen Kalkalpen Österreichs; und seine Leistungen in dem Bereich der Grundlagenforschung.

Seine Persönlichkeit hat in seinen Arbeiten einen klaren und adäquaten Ausdruck gefunden, daß wir — wollen wir uns den Weg zu seiner Gedankenwelt offenhalten — ihm am besten in seiner Schau begegnen; wir können dies tun, in folgendem nachgelassenem, 1958 geschriebenen Text:

„Ich wurde am 27. Mai 1886 als Sohn des Gymnasialprofessors Gustav Spengler und seiner Gattin Emilie geb. von Haberler in Znaim geboren. Meine sechs ersten Lebensjahre verbrachte ich in Mährisch-Trübau, wo mein Vater am Gymnasium Latein, Griechisch und Philosophische Propädeutik unterrichtete. Die Volksschule besuchte ich in Prag, wo mein Vater von 1892 bis 1897 Professor am deutschen Stephans-Gymnasium war. Von 1897 bis zu seiner Pensionierung war mein Vater Gymnasialprofessor in Wien. Ich besuchte 1897—1905 das Gymnasium in Wien III und studierte 1905—1909 an der Wiener Universität. Meine Lehrer waren in Geologie: Viktor Uhlig, Franz Eduard Sueß und Franz Kossmat, in Paläontologie: Carl Diener, in Mineralogie und Petrographie: Friedrich Becke.

Mein Studium fiel gerade in eine für die Entwicklung der Alpengeologie sehr entscheidende Zeit. 1903 hatten Termier und Lugeon die in den Westalpen entstandene Deckenlehre auf die Ostalpen und Karpathen übertragen, 1906 hat Haug den ersten Versuch gemacht, den Bau der Nörd-

lichen Kalkalpen mit Hilfe der Deckenlehre zu deuten. Uhlig war der eifrigste Verfechter der Deckenlehre in Österreich, während sich die Geologen der Wiener Geologischen Reichsanstalt damals noch überwiegend ablehnend verhielten. Unter Uhligs Führung lernte ich als Student bei zahlreichen Exkursionen den geologischen Bau der West- und Ostalpen sowie der Westkarpathen kennen. Als geologische Arbeit erhielt ich von Uhlig eine Kartierung im Salzkammergut (Schafberggebiet). Da es sich aber zeigte, daß der Raum, welchen ich zu kartieren hatte, so groß war, daß ich nicht bis zum 8. Semester fertig werden konnte, erhielt ich außerdem eine paläontologische Arbeit: Oberkreidefossilien aus Südindien, welche ich Kossmat verdankte. Die Bearbeitung dieser Fauna reichte ich als Dissertation ein (1) *), bestand im Sommersemester 1909 die Rigorosen mit Auszeichnung und wurde am 12. Juli 1910 „Sub auspiciis Imperatoris, zum Doktor der Philosophie promoviert.

1911—1915 war ich Assistent am geologischen Institut der Universität Graz (zuerst bei Rudolf Hoernes, dann bei Vinzenz Hilber), woselbst ich mich 1914 für Geologie und Paläontologie habilitierte. Als Habilitationsschrift verwendete ich meine erste größere geologische Arbeit (3). Diese Arbeit wurde bestimmend für meine ganze künftige Arbeitsrichtung: Die Nördlichen Kalkalpen blieben bis heute mein Hauptarbeitsgebiet. Meine Arbeiten in den Alpen sind vorwiegend geologische Kartierungen mit besonderer Berücksichtigung tektonischer Fragen. Bis 1918 blieb das Salzkammergut mein Arbeitsgebiet (2—4, 6, 10—12, 16—19). Wichtig für meine Auffassung des Gebirgsbaues der Kalkalpen wurde die persönliche Bekanntschaft mit dem genialen, aber zugleich sehr gründlichen Münchner Geologen F. F. Hahn, der leider im ersten Weltkrieg fiel.

1911 legte ich die Prüfung für das Lehramt an höheren Schulen (Naturgeschichte als Hauptfach, Mathematik und Physik als Nebenfächer) ab und absolvierte neben meiner Assistentenstellung das Probejahr am Realgymnasium in Graz (Lichtenfelsgasse).

Am 1. November 1915 trat ich als Volontär in die Geologische Reichsanstalt (später Geologische Bundesanstalt) ein, wo ich bis zum 30. Juni 1928 als wissenschaftlicher Beamter tätig war, wobei ich in der dort üblichen Beamtenlaufbahn über Praktikant, Assistent, Adjunkt, Geologe bis zum Chefgeologen vorgerückt bin. Wegen des Krieges trat ich erst 1918 meinen Dienst an. Ich wurde mit der geologischen Neuaufnahme des Spezialkartenblattes: „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz“ betraut, mit der ich bis 1924 beschäftigt war. Dieses Gebiet liegt zwar zum überwiegenden Teile in den Nördlichen Kalkalpen, enthält aber auch Teile der Grauwackenzone, so daß ich mich auch in die Probleme der Grauwackenzone einarbeiten mußte. Dann wurde mir die Kartierung des gänzlich in den Nördlichen Kalkalpen gelegenen Spezialkartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ übertragen, an der ich bis 1930 gearbeitet habe. In den Jahren 1920—1931 waren daher meine Veröffentlichungen vorwiegend den geologischen Verhältnissen auf diesen zwei Spezialkartenblättern gewidmet (20—24, 27—29, 32, 36—43, 45, 47, 49, 51, 54, 56, 59—62, 66—67).

*) Die Zahlen beziehen sich auf das Verzeichnis der Arbeiten.

In demselben Zeitraum veröffentlichte ich auch Arbeiten über das Salzkammergut und die angrenzenden Gebiete (25, 30, 33—35, 53, 55, 58, 70), darunter zwei geologische Führer (35, 55). Ferner begann ich mich Fragen zuzuwenden, welche die ganzen Nördlichen Kalkalpen betreffen (46, 50). Bis 1923 habe ich noch in einigen Arbeiten die mit meiner Dissertation begonnene Bearbeitung von indischen Oberkreidefaunen fortgesetzt (7, 9, 14, 31), später aber nicht mehr paläontologisch gearbeitet.

Da ich durch meinen Eintritt in die Geologische Reichsanstalt meinen Wohnsitz wieder nach Wien verlegte, suchte ich 1918 um Übertragung meiner in Graz erworbenen Dozentur an die Universität Wien an, was mir für das Fach Geologie bewilligt wurde. Im Jahre 1924 wurde mir der Titel eines ao. Universitätsprofessors verliehen.

Im Jahre 1922 heiratete ich Margarete Peyrer v. Heimstätt, welche an der Wiener Universität Biologie studiert hatte und am Mädchengymnasium in Wien IV Naturgeschichte und Mathematik unterrichtete. Sie war die Tochter des Sektionschefs im Ministerium des Inneren Dr. Karl Peyrer R. v. Heimstätt.

Im Jahre 1926 nahm ich mit meiner Frau am internationalen Geologenkongreß in Madrid und an einer Exkursion auf die Kanarischen Inseln teil, welche mit einer Besteigung des Pico de Teyde auf Teneriffa verbunden war.

1928 wurde ich als Nachfolger von F. Wähner als ord. Professor für Geologie an die deutsche Universität in Prag berufen, woselbst ich am 1. Juli 1928 meinen Dienst antrat. Ich erwarb an Stelle der österreichischen die tschechoslowakische Staatsbürgerschaft. Trotz meiner Übersiedlung nach Prag blieb ich meinem alpinen Arbeitsgebiete treu. Ich vollendete zuerst in den Sommern 1928—1930 die mir von der Geologischen Bundesanstalt in Wien übertragene Aufnahme des Spezialkartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd^s“. Nach dem Tode F. Wähners vollendete ich mit Unterstützung durch die „Deutsche Gesellschaft der Wissenschaften u. Künste in Prag“ die geologische Monographie des Sonnwendgebirges in Tirol (72), von welcher Wähner selbst schon im Jahre 1903 den I. Teil veröffentlicht hatte.

Außer für die Alpen interessierte ich mich in meiner Prager Zeit auch für den geologischen Bau der Westkarpathen (68, 76, 77, 79). Auch der Böhmisches Masse ist eine Arbeit gewidmet, in der ich versuchte, mit Hilfe der Diskordanzen das Ausmaß der im Karbon erfolgten Abtragung zu erforschen (80). Als im zweiten Weltkrieg F. X. Schaffer eine Geologie Österreichs herausgab, betraute er mich mit der Darstellung der Nördlichen Kalkalpen, der Flyschzone und der Helvetischen Zone (81, 86).

Durch den Anschluß von Böhmen und Mähren an das Deutsche Reich erwarb ich 1939 wie alle in Böhmen und Mähren lebenden Deutschen automatisch die Deutsche Reichsangehörigkeit. In Prag war ich Mitglied der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste, die später in eine Akademie der Wissenschaften umgewandelt, aber 1945 aufgelöst wurde. Außerdem wurde ich in die „Deutsche Akademie der Naturforscher (Leopoldina)“ in Halle an der Saale gewählt.

Meine Lehrtätigkeit in Prag fand durch den Zusammenbruch im Mai 1945 ein jähes Ende. Am 9. Mai 1945 wurde ich mit meiner Frau festgenommen. Da wir nicht mehr in unsere Wohnung zurückgehen durften,

konnten wir von unserem Eigentum nichts retten. Meine gesamte wissenschaftliche Bibliothek und einige ungedruckte Manuskripte gingen damals verloren. Am 23. Mai kamen wir in das große Konzentrationslager für Deutsche in Prag-Dewitz, von wo wir am 31. Mai 1945 in offenen Güterwagen nach Sachsen abtransportiert wurden.

In Deutschland begaben wir uns zunächst nach Ebersbach (Sachsen), wo wir bei dem mir von Prag her bekannten Sparkassendirektor und Amateurgeologen Hermann Andert durch zehn Tage wohnen konnten. Andert stattete uns nach dem Verlust unserer ganzen Habe wieder mit dem Allernotwendigsten aus. Von Ebersbach schlugen wir uns über Dresden nach Freiberg, Sachsen durch, wo wir am 16. Juni 1945 ankamen. Hier lag ich zunächst acht Wochen im Krankenhaus, da ich mir bei der Fahrt nach Deutschland einen schweren Darmkatarrh und eine Lungenentzündung zugezogen hatte. Später konnte ich in der Zweigstelle Freiberg der Deutschen geologischen Landesanstalt an einer selbstgewählten geologischen Abhandlung arbeiten (84), die eine Fortsetzung der unter (80) angeführten Arbeit darstellt. Ich hatte aber keinerlei Einkommen.

Als unser Geld dem Ende nahe war, bekamen wir die Zuzugsgenehmigung nach Grund-Schwalheim (Kreis Büdingen, Hessen), wo wir vom 12. Juli 1946 bis 5. November 1951 bei einem Verwandten leben konnten, der dort einen Bauernhof besitzt. Vom 1. September 1946 bis 31. Jänner 1949 lebte ich mit meiner Frau von einer monatlichen Unterstützung von 150 RM (bzw. DM), die ich aus der ‚Osthilfe‘ der Universität Frankfurt erhielt. Außerdem war ich vom 1. November 1946 bis 30. November 1949 Posthalter und Briefträger des Dorfes Grundschwalheim, wodurch sich mein monatliches Einkommen noch um 75 RM (bzw. DM) erhöhte. Vom 1. Feber 1949 an bekam ich einen Vorschuß (auf meinen Ruhegehalt) von 300 DM, von dem aber mein Posthaltergehalt abgezogen wurde. Vom 1. April 1951 an beziehe ich auf Grund des Gesetzes zu Art. 131 GG. meine volle Pension als ord. Universitätsprofessor i. R. Am 5. November 1951 bekamen wir durch Vermittlung des hessischen Landesamtes für das Flüchtlingswesen eine kleine Wohnung in Wiesbaden.

Da mir in Wiesbaden die ausgezeichnete Bibliothek des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Verfügung steht, ist es mir wieder möglich, wissenschaftlich zu arbeiten. Ich bin mit einer die ganzen Nördlichen Kalkalpen betreffenden Arbeit beschäftigt, in der ich ein Problem wieder aufgreife, welches ich bereits in meiner Jugend in den Arbeiten (12) und (18) für das Salzkammergut behandelt hatte, und versuche, durch Abwicklung der Decken und durch Ausglättung der Falten den Zustand vor der Orogenese zu rekonstruieren. Der den Westabschnitt der Kalkalpen betreffende I. Teil der Arbeit ist bereits 1953 erschienen (90), der den Mittelabschnitt betreffende II. Teil 1956 (94), der den Ostabschnitt der Kalkalpen behandelnde III. Teil ist der Vollendung nahe (98).

Ich bin Korrespondent der Geologischen Bundesanstalt in Wien, seit 1952 Ehrenmitglied der Geologischen Gesellschaft in Wien und seit 15. Mai 1956 Korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse).“

Wenn E. SPENGLER in seinem Schriftenverzeichnis nur etwa 30 von 100 seiner Publikationen als wichtiger bezeichnet, so entspricht dies seiner Bescheidenheit. Es sei gestattet, einige ergänzende Bemerkungen zu seinen Arbeiten und Leistungen hier anzuführen, wie sie sich aus der Sicht seiner Schüler und Mitarbeiter ergeben.

Als Hochschullehrer hat er von 1915 bis 1956 mit geringen zeitlichen Unterbrechungen Vorlesungen gehalten. Wenn wir den Inhalt der Wiener Vorlesungen 1918—1928 überblicken, so zeichnet sich in der zeitlichen Abfolge der Themen eine deutliche Entwicklungsrichtung seiner Gedankenwelt ab: von der Stratigraphie von Trias, Jura, Kreide zum gesamten Mesozoikum und zum Bau der Ostalpen und schließlich zu den Grundzügen der Paläogeographie und der Entwicklung des Kartenbildes von Europa ergibt sich jene Linie, die in seinen Arbeiten zum großen Rekonstruktionsversuch der Ablagerungsräume hinführt.

Als kartierendem Geologen verdanken wir E. SPENGLER die Karten 1:75.000 Eisenerz—Wildalpen 1926, Schneeberg—St. Ägyd 1931 und die Detailkarte 1:25.000 des Dachsteingebietes 1954, neben wertvollsten Kartenausschnitten, die verschiedenen seiner Arbeiten beigefügt sind. Neben Ampferer ist für lange Zeit Spengler der einzige, der nach dem Durchbruch des Prinzipes der Deckenlehre großflächig in den Nördlichen Kalkalpen kartiert hat; seiner Arbeit verdanken wir die wesentliche Erweiterung des ursprünglich nur auf einzelnen Querschnitten basierenden Deckenkonzeptes in die flächige und räumliche Wirklichkeit.

Die dauernde Verpflichtung, seinen Hörern Ausschnitte zu einem geologischen Weltbild vorzutragen, führte E. SPENGLER in verschiedenen Stufen zu seinem wesentlichsten Beitrag auf dem Sektor der geologischen Grundlagenforschung (1953—1956—1959) „Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen“.

Obwohl im Titel nur auf die Nördlichen Kalkalpen bezug genommen ist, führt die genannte Arbeit in ihren Konsequenzen auf einige Grundfragen der Geologie hin.

Geologisches Denken ist vor mehr als 100 Jahren in einem Europa entstanden, dessen geologisches Kenntnisbild von den Erfahrungen des nicht alpin gefalteten Raumes ausgegangen ist und später in steigendem Maße von den Erfahrungen des Alpen-Raumes befruchtet wurde. Im Weltmaßstab gesehen befinden wir uns heute in einer nicht unähnlichen Situation, insofern, als aus einem zugegebenen realen Verhältnis der Größenverteilung heraus, die Erfahrungen aus Bereichen starrer Tafeln beim Entwurf von geologischen Weltkarten im Vordergrund stehen; Gesichtspunkte, kommend aus dem Bereich der mobilen Zone, dagegen nur als „randliche Komplikationen“ figurieren. Wenn heute die Orogenproblematik derart auf das Orogen eingeengt wird, ist gerade die Fragestellung E. SPENGLERS eine solche, daß sie sich, aus dem Orogenbereich kommend, in Zukunft für den gesamten Geo-Bereich auswirken kann. Vor allem deshalb, weil E. SPENGLER im ersten Teil, 1953, ganz allgemein darauf hinwies, daß erst durch die Rückabwicklung klar wird, welcher kleine Anteil des nordalpinen Sedimentteppichs für unsere Beobachtungen zugänglich ist, daß daher unsere Gedankenkonzepte auf einer naturgegeben sehr lückenhaften Evidenz beruhen. Des weiteren ist im Prinzip der Rückabwicklung, der Rekonstruktion eine automatische Kontrolle der angewendeten Vorstel-

lungen enthalten, die bislang zu wenig Anwendung zu finden scheint. Eine Verpflichtung zur Darstellung eines gefalteten Raumes in ausgeglättete Einheiten führt heute wohl zu Aussagen über „erschlossene“ Breiten von Faziesräumen; die Frage jedoch, ob derartig „erschlossene“ Breiten auch in ihrer Summe im heutigen Bild einer geophysikalisch-geodätischen Erdkrustenbilanz Platz hat, wird kaum gestellt; es könnte denkbar sein, daß eine geodätisch-geophysikalische Stellungnahme hierzu, eine Modifikation unserer geologischen Gebrauchsvorstellungen nötig machen könnte.

In die Methodik paläogeographischer Karten von mobilen Gebieten den Gedanken der Ausglättung voll einzubauen, ist heute ein Erfordernis geworden, da man die Phasen der Mobilitätsmaxima zeitlich einzuengen vermag und daher der Raumfaktor in die paläogeographische Karte zeitlich genauen Ausdruck finden kann. Mehr im speziellen sei noch zu dem von E. SPENGLER im Detail vorgetragenen Beispiel der Nördlichen Kalkalpen vermerkt, daß er bei den Erwägungen über die ausgeglättete Breite berechtigterweise vom heutigen N-Rand der Kalkalpen ausgeht, daß aber durch Bohrungen als zusätzlich erwiesen zu betrachten ist, daß dieser heutige N-Rand von seiner ursprünglichen Nordrandlage nach N verfrachtet wurde; es werden also tatsächlich erhebliche Raumverkürzungen ins Kalkül zu ziehen sein, deren vorsichtig abschätzende Größenbestimmung man vorläufig nur im Wege der Methodik E. SPENGLERS wird einengen können.

Der Weg der Spenglerschen Ableitung wird sich auch dann als wertvolle Kontrolle für gern gebrauchte Vorstellungen ergeben, wenn einmal die Frage der Fortsetzung der ostalpinen Sedimentationsräume in den Untergrund Pannoniens (SZENTES, 1960)¹⁾ im größeren Rahmen zur Diskussion gestellt wird, wobei dann auch die Vorstellung des Vorhandenseins längs gerichteter Translations-Störungen im Untergrund des Orogenstreifens (PAVONI, 1961)²⁾ zu berücksichtigen sein wird.

Es scheint uns das wesentliche Verdienst E. SPENGLERS zu sein, dafür einzutreten, den Weg vom ausschließlich profilmäßigen geologischen Denken zu erweitern zu einem solchen, in dem in unsere oft gebrauchten Rastvorstellungen oder Denkmatrizen die flächigen oder räumlichen Konsequenzen unserer Beobachtungen voll eingebaut sind.

Wir haben von E. SPENGLER Abschied genommen, als einem bescheidenen, herzlichen Menschen, von dem immer die Einladung zu Mitarbeit, von der Detailbeobachtung aufbauend, ausgegangen ist; als einem Wissenschaftler, der in Genauigkeit und Beharrlichkeit das *spondeo*, das er *sub auspiciis imperatoris* aussprach, voll und ehrlich erfüllt hat; als einem Geologen, dem die Geologenschaft Österreichs dafür dankt, daß er die Tradition des unablässigen und erfolgreichen Bemühens bis in unsere Tage weitergereicht hat.

Wien, im April 1962.

H. KÜPPER

1) SZENTES, F.: Carte tectonique de la Hongrie. M. All. Földtani Int. Évi Jelentése AZ 1957—58. Évröl.

2) PAVONI, N.: Die nordanatolische Horizontalverschiebung. Geologische Rundschau, 51. Bd., H. 1, Stuttgart 1961.

Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten

Von Prof. Dr. Erich SPENGLER

(größere und wichtigere Arbeiten sind gesperrt gedruckt)

1. 1910 Die Nautiliden und Belemniten des Trichinopolydistriktes in Südindien. Wien 1910 (Beiträge z. Paläontologie u. Geologie Österreich-Ungarns u. d. Orientes 23, 125—157). Dissertation.
2. 1910 Vorläufiger Bericht über die Tektonik der Schafberggruppe. Wien 1910 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 3, 478—480).
3. 1911 Die Schafberggruppe. Wien 1911 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 4, 181—275).
4. 1911 Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergute. Stuttgart 1911 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1911, 701—704).
5. 1911 Uhlig Viktor †. Wien 1911 (Deutsche Rundschau f. Geographie 1911).
6. 1912 Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. Teil I: Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Wien 1912 (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. I. 121, 1039—1086).
7. 1913 Nachträge zur Oberkreidefauna des Trichinopolydistriktes. Wien 1913 (Beiträge z. Paläontologie u. Geologie Österreich-Ungarns u. d. Orientes 26, 213—239).
8. 1913 Hoernes Rudolf †. Wien 1913 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 5, 1912, 309—323).
9. 1913 Zur Systematik der obercretacischen Nautiliden. Stuttgart 1913 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1913, 115—119).
10. 1913 Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3ème partie, le Salzkammergut. Stuttgart 1913 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1913, 272—277).
11. 1913 Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Stuttgart 1913 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1913, 616—617).
12. 1914 Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. Teil II: Das Becken von Gosau. Wien 1914 (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. I. 123, 267—328).
13. 1914 Ein neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. Graz 1914 (Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Stmk. 50, 80—83).
- 13a. 1914 Überblick über die geologische Geschichte der Steiermark. Graz: U. Moser 1914 (Reisehandbuch „Steiermark“ S. 1—6).
14. 1915 Die stratigraphische Stellung der Oberkreide von Assam (Ostindien). Stuttgart 1915 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. 1915, 621—623).
15. 1915 Geologische und paläontologische Literatur der Steiermark (1911—1914). Graz 1915 (Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Stmk. 51, 52—84).
16. 1916 Die Plassengruppe im Salzkammergut (Vortragsbericht). Wien 1916 (Verh. d. k. k. GRA 1916, 73—74).
17. 1918 Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Wien 1918 (Verh. d. k. k. GRA 1918, 130—140).
18. 1918 Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Wien 1918 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 11, 1—70).
19. 1919 Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergute. Wien 1919 (Jahrb. d. GRA 68, 1918, 285—482).
20. 1920 Aufnahmebericht (1919) über das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (1). Wien 1920 (Verh. d. GStA 1920, 25—27).
21. 1920 Das Aflenzer Triasgebiet. Wien 1920 (Jahrb. d. GRA 69, 1919, 221—254).
22. 1920 Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Wien 1920 (Verh. d. GStA 1920, 49—60).
23. 1920 Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Wien 1920 (Jahrb. d. GStA 70, 235—254).
- 23a. 1920 Geologisches Gutachten über den Bergsturz am Sandling im September 1920. 8 S. (Maschinschr.).
24. 1921 Aufnahmebericht (1920) über das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (2). Wien 1921 (Verh. d. GBA 1921, 17—18).
25. 1921 Der Bergsturz am Sandling. Wien 1921 (Neue Freie Presse v. 18. VIII. 1921, Abendblatt).

26. 1921 Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. (in: B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen) Wien 1921 (Jahrb. d. GBA 71, 202—206).
27. 1922 Aufnahmebericht (1921) über das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (3). Wien 1922 (Verh. d. GBA 1922, 21—22).
28. 1922 Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen I. Wien 1922 (Jahrb. d. GBA 72, 155—182).
29. 1923 Aufnahmebericht (1922) über das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (4). Wien 1923 (Verh. d. GBA 1923, 23—24).
30. 1923 Über den geologischen Bau des Salzkammernguts. Berlin 1923 (Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. 75, B. Monatsberichte, 133—134).
31. 1923 Contributions to the Palaeontology of Assam. Calcutta 1923 (Palaeontologia Indica, N. S. 8, 155—182).
32. 1924 Aufnahmebericht (1923) über das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (5). Wien 1924 (Verh. d. GBA 1924, 21—23).
33. 1924 Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. Wien 1924 (Verh. d. GBA 1924, 144—151).
34. 1924 Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen. Wien 1924 (Verh. d. GBA 1924, 157—164).
35. 1924 Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammerngut. Mit einem Beitrag von J. P. I. A. Berlin: Bornträger 1924. 150 S. (Sammlung geol. Führer Bd. 26).
36. 1924 Der steirische Erzberg und seine Umgebung. Erdgeschichtlicher Teil. Wien 1924 (Deutsches Vaterland, Sonderheft 1924, 28—32; 65—75).
37. 1925 Aufnahmebericht (1924) über Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (6) und Schneeberg—St. Ägyd (1). Wien 1925 (Verh. d. GBA 1925, 17—19).
38. 1925 Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. Wien 1925 (Jahrb. d. GBA 75, 273—300).
- 38a. 1925 Literaturnotiz: Artur Winkler: Über den Bau der östlichen Südalpen. Wien 1925 (Verh. d. GBA 1925, 198—201).
39. 1926 Aufnahmebericht (1925) über die Blätter Schneeberg—St. Ägyd (2) und Eisenerz—Wildalpe—Aflenz (7). Wien 1926 (Verh. d. GBA 1926, 18—21).
40. 1926 Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Wien 1926 (Verh. d. GBA 1926, 127—143).
41. 1926 Warum liegt die weitaus größte Sideritlagerstätte der steirischen Grauwackenzone gerade am Erzberg bei Eisenerz? Berlin 1926 (Zeitschr. f. prakt. Geologie 34, 86—91).
42. 1926 Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Berlin 1926 (Zeitschr. f. Geomorph. 2, 21—73).
43. 1926 Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz 1: 75.000 und Erläuterungen. Von E. Spengler & J. STINY. 1 Bl. u. 100 S. Wien: GBA 1926.
44. 1926 Überblick über die geologische Geschichte der Steiermark. Graz: U. Moser 1926. 7 S. (Reiseführer f. Steiermark. 2. Aufl.).
45. 1927 Aufnahmebericht (1926) über das Blatt Schneeberg—St. Ägyd. (3). Wien 1927 (Verh. d. GBA 1927, 52—54).
46. 1927 Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. Stuttgart 1927 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. Abt. B. 1927, 138—148).
47. 1927 Fossilien der oberen skythischen Stufe aus dem Schneeberggebiete. Wien 1927 (Verh. d. GBA 1927, 205—206).
48. 1927 Über die Gebirgsbildungsphasen in den Nördlichen Kalkalpen. Prag 1927 (Lotos 75, 150—152).
49. 1928 Aufnahmebericht (1927) über Blatt Schneeberg—St. Ägyd (4). Wien 1928 (Verh. d. GBA 1928, 55—57).
50. 1928 Über die Länge und Schubweite der Decken in den Nördlichen Kalkalpen. Berlin 1928 (Geol. Rundschau 19, 1—25).
51. 1928 Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielauchgebietes. Wien 1928 (Jahrb. d. GBA 78, 53—144).
52. 1928 Die Faziesverhältnisse der Trias in den östlichen Nordalpen und deren Beziehungen zur Tektonik. Berlin 1928 (Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. 80, B. Monatsberichte, 259).

53. 1928 Bemerkungen zu der Arbeit E. Seidl: Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes. Halle/Saale 1928 (Kali 22, 85—89).
54. 1929 Aufnahmsbericht (1928) über Blatt Schneeberg—St. Ägyd (5). Wien 1929 (Verh. d. GBA 1929, 54—57).
55. 1929 Führer zur geologischen Exkursion in das Salzkammergut und in die Ennstaler Alpen. a) Salzkammergut. Wien 1929 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 20. 1927, 147—152).
56. 1929 Führer zur geologischen Exkursion in die Traisentaler Kalkalpen und das Hochschwabgebiet. Wien 1929 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 20. 1927, 157—161).
57. 1929 Über den Einfluß der Deckenlehre auf die Gebirgsbildungstheorien (Vortragsbericht). Prag 1929 (Lotos 77, 251—254).
58. 1929 Bemerkungen zu L. Kobers Studien im Hallstätter Salzberg. Wien 1929 (Verh. d. GBA 1929, 181—184).
59. 1930 Aufnahmsbericht (1929) über Blatt Schneeberg—St. Ägyd (6). Wien 1930 (Verh. d. GBA 1930, 68—71).
60. 1931 Aufnahmsbericht (1930) über Blatt Schneeberg—St. Ägyd (7). Wien 1931 (Verh. d. GBA 1931, 63—66).
61. 1931 Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Wien 1931 (Jahrb. d. GBA 81, 487—531).
62. 1931 Zur Frage des Alters der Kalke des Falkensteins bei Schwarza u. i. Gebirge (Niederösterreich. Kalkalpen). Wien 1931 (Verh. d. GBA 1931, 188—190).
63. 1931 Franz Kossmatks tektonische Forschungen im Erzgebirge und den Sudeten. Reichenberg 1931 (Firgenwald 4, 87—91).
64. 1932 Wähner Franz †. Prag 1932 (Lotos 80, 134—136).
65. 1932 Wähner Franz †. Prag 1932 (Rektorsbericht der Deutschen Universität in Prag).
66. 1932 Geologische Spezialkarte Blatt Schneeberg—St. Ägyd 1:75.000. Von E. Spengler & O. AMPFERER. Wien: GBA 1932.
67. 1932 Erläuterungen zu Blatt Schneeberg—St. Ägyd. 108 S. Wien: GBA 1932.
68. 1932 Ist die „Mittlere subalpine Decke“ der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? Prag 1932 (Vestník státního geologického ústavu Česk. Rep. 8, 215—225).
69. 1933 Wähner Franz †. Wien 1933 (Annalen d. Naturhist. Mus. 46. 1932/1933, 309—312).
70. 1934 Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. Wien 1934 (Verh. d. GBA 1934, 80—86).
71. 1934 Der zweite Teil von F. Wähners „Sonnwendgebirge“. Stuttgart 1934 (Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal. Abt. B. 1934, 61—64).
72. 1935 Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus alpinen Gebirgsbaues. II. Teil. Von F. WÄHNER, vollendet von E. Spengler. Wien: F. Deuticke 1935. XV, 200 S.
73. 1935 Bemerkungen zum Problem der Hornsteinbreccie im Sonnwendgebirge. Wien 1935 (Verh. d. GBA 1935, 157—165).
74. 1936 Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. Von E. Spengler & G. GÖTZINGER. Wien 1936 (Führer z. d. Quartärexkursionen in Österreich, I. Teil, 83—98).
75. 1937 Zum sechzigsten Geburtstag Professor Dr. Michael Starks. Prag 1937 (Lotos 85, 1—2).
76. 1937 Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Prag 1937 (Lotos 85, 47—57).
77. 1937 Der geologische Aufbau der Westkarpathen. Prag 1937 (Sammlung gemeinnütziger Vorträge des Vereins zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse 697—700, 66 S.).
78. 1939 Bemerkungen zur Arbeit F. Trauths: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Wien 1939 (Verh. d. RfB., Zweigstelle Wien 1939, 139—150).
79. 1939 Bemerkungen zu F. X. Schaffer: Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. Stuttgart 1939 (Zentralblatt f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B. 1939, 63—68).
80. 1941 Die karbonische Abtragung im Bereiche der Böhmisches Masse. Prag 1941 (Lotos 87, 105—136).

81. 1943 Die Nördlichen Kalkalpen (samt Flyschzone und Helvetischer Zone). Wien: F. Deuticke 1943 (Schaffer: Geologie der Ostmark. S. 202 bis 294).
82. 1943 Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Wien 1943 (Mitt. d. RfB., Zweigstelle Wien 5, 3—17).
83. 1943 Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe). Wien 1943 (Mitt. d. RfB., Zweigstelle Wien 5, 55—66).
84. 1949 Über die Abtragung des Varistischen Gebirges in Sachsen. Berlin 1949 (Abhandl. d. Geol. Landesanst. Berlin N. F. 212. 102 S.).
85. 1950 Eine Fauna aus dem Alluvium der Horloff bei Grund-Schwalheim (Wetterau). Stuttgart 1950 (N. Jahrb. f. Geol. u. Pal., Monatshefte 1950, 126—128).
86. 1951 Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. Wien: F. Deuticke 1951 (Schaffer: Geologie v. Österreich. S. 302—413). Veränderte Auflage v. 81.
87. 1951 Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. Hannover 1951 (Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. 102, 188—202).
88. 1952 Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Wien 1952 (Verh. d. GBA 1952, 65—85).
89. 1952 Rekonstruktion des kalkalpinen Sedimentationsbereiches durch Zurückabrollung der tektonischen Einheiten. Wien 1952 (Verh. d. GBA 1952, 223—224). (Vortragsbericht.)
90. 1953 Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Teil 1: Der Westabschnitt der Kalkalpen. Wien 1953 (Jahrb. d. GBA 96, 1—64).
91. 1954 Prof. Dr. Michael Stark †. (Prager Nachrichten 2/V. S. 5.)
92. 1954 Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Aufgen. 1936 bis 1940 im Auftr. d. Alpenvereins unter Leitung von E. Spengler, O. GANSS, F. KÜMEL u. G. NEUMANN. Augensteine meist nach A. MEIER. Von O. GANSS, F. KÜMEL & E. Spengler. Mit kleineren Beiträgen von A. MEIER & O. SCHAUBERGER. Mit 1 geol. Kt. 1: 25.000. Innsbruck: Univ.-Verl. Wagner 1954 (Wiss. Alpenvereinshefte 15. 82 S., VI Taf.).
93. 1954 Aus der erdgeschichtlichen Vergangenheit des Schönhengster Ländchens. (Schönhengster Heimatkalender 1954, 112—117.)
94. 1956 Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Teil 2: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. Wien 1956 (Jahrb. d. GBA 99, 1—74).
95. 1956 Über den Wert von flächenhaften Abwicklungsversuchen für die Erkenntnis tektonischer Vorgänge. Wien 1956 (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 48, 305 bis 313).
96. 1957 Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. Wien 1957 (Verh. d. GBA 1957, 201—212).
97. 1957 Bemerkungen zu A. Thurner: „Die Puchberg- und Mariazeller Linie“ und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. Beck-Mannagetta. Wien 1957 (Verh. d. GBA 1957, 258—266).
98. 1959 Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Teil 3: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. Wien 1959 (Jahrb. d. GBA 102, 193—312).
99. 1961 Bemerkungen zu der Arbeit „Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen“ von A. Tollmann. Wien 1961 (Verh. d. GBA 1961, 176—179).
100. Im Druck: Les zones de faciès du Trias des Alpes calcaires septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. (Wird in der Festschrift für Paul Fallot in Paris erscheinen.)

Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen)

Von MICHAEL SARNTHEIN, Innsbruck *)

Mit Tafel 9—12

	Seite
A. Einleitung, Bemerkungen zur geologischen Karte.....	142
B. Zusätzliches in der Stratigraphie	143
C. Beschreibung der Tektonik.....	145
1. Beschreibung der Achsen und des Gefügereliefs	145
2. Beschreibung der Sattel- und Muldenzüge, Überschiebungen und Störungen..	147
Deutung der Tektonik	161
3. Zwei Schübe und ihre Aufeinanderfolge.....	161
4. Decken, Pilzfalten oder Einheiten?.....	163
a) Rückblick auf die Literatur	163
b) Die Deutung auf Grund der vorliegenden Neuaufnahme	164
5. Ein Vergleich mit den Arbeiten von K. BEURLÉN (1944) und E. KRAUS (1936, 1949)	170
Tafel 9: Geologische Karte	
Tafel 9 a: Gefügetektonisches Deckblatt	
Tafel 10: Profile	
Tafel 11: Diagramme	
Tafel 12: Profile, Ansichten, Ausschnitte	

Zusammenfassung

Es wurden die Berge um die Memminger Hütte und das Württemberger Haus mit möglicher Genauigkeit aufgenommen und dabei festgestellt, daß in diesem Raum keine Deckengrenze vorhanden ist. Der eigenartige tektonische Bau ist bedingt durch Ost—West streichende Faltenstrukturen, die zum Teil in Überschiebungen übergehen und die nachträglich von einer Ost—West-Bewegung überprägt worden sind, wobei auch hier neben Faltung kleinere Überschiebungen ausgelöst worden sind.

*) Anschrift des Verfassers: Michael SARNTHEIN, Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4.

A. Einleitung und Bemerkungen zur Karte

Das Gebiet der mittleren Lechtaler Alpen steht mit seiner Tektonik schon seit über fünfzig Jahren im Mittelpunkt der Diskussion um den Deckenbau der Nordtiroler Kalkalpen. O. AMPFERER, der die ersten geologischen Kartengrundlagen geschaffen hat, hat in der Umgebung der Memminger Hütte die Westgrenze der geschlossenen Inntaldecke festgelegt. Weil aber diese Grenze nicht eindeutig war, war sie immer wieder umstritten. M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954) unternahmen eine Neukartierung zur endgültigen Klarstellung der Westgrenze der Inntaldecke. Aber auch sie hatten nicht den erhofften Erfolg. Denn auf der Grundlage ihrer neuen Befunde waren verschiedene, einander widersprechende Deutungen möglich: die Deutung als freischwebende Decke und die einer Verwurzelung des tektonisch Höheren im tektonisch Tieferen.

Mit der vorliegenden Arbeit soll nun versucht werden, mittels einer möglichst detaillierten Aufnahme ein möglichst objektives geologisches Bild der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte zu geben. Deshalb wurden auch Beschreibung und Deutung der Aufnahmebefunde vollkommen getrennt nebeneinander gestellt. Dasselbe gilt für die Profile und vor allem für die geologische Karte, die im wesentlichen eine reine Aufschlußkarte darstellt. Tektonische Linien wurden nur äußerst sparsam bei größeren Überschiebungen und Schichtauspressungen hineingezeichnet. Auf einem transparenten Deckblatt zur Karte sind die gefügetektonischen Ergebnisse mit Hilfe von aus rund 850 Schichtflächenmessungen sich ergebenden β -Diagrammen verzeichnet. Ungefähr im Mittelpunkt jedes Diagramms liegt der entsprechende Meßbereich in der jeweiligen stratigraphischen Einheit. Auf Streich- und Fallzeichen wurde verzichtet, weil sie wegen der meistens geneigten bis steilen Achsenlagen keineswegs kennzeichnend, sondern eher irreführend sind. Außerdem zeigen auf dem Deckblatt, um das Lesen der Karte zu erleichtern, Signaturen den beiläufigen Verlauf von Sattel- und Muldenkernen an, wie sie an der Erdoberfläche entsprechend den jeweiligen morphologischen Verhältnissen austreichen.

Die kostspielige Drucklegung der Buntdruckkarte, Tafel 9 und Tafel 9 a, wurde erst ermöglicht durch großzügige Beihilfen vom Kulturreferat des Landes Tirol und vom Verwaltungsausschuß des Österreichischen Alpenvereins. Ihnen sei auch an dieser Stelle aufrichtiger Dank ausgesprochen. Die Karte wurde im WUB-Druck, Innsbruck, gedruckt.

Der Alpenvereinssektion Memmingen verdankt der Verfasser die freundliche Überlassung einer Schlafkammer auf der Memminger Hütte für die Zeit der Geländebegehung. Die Hüttenwirtsfamilie Frey legte durch hilfsbereite Betreuung und reichhaltige Verpflegung den Grund zu den nötigen bergsteigerischen Leistungen, was nicht unerwähnt bleiben möge.

Zu ganz besonderem Dank ist der Verfasser seinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL verpflichtet, der ihm stets mit freundlicher Anteilnahme und wertvollen Anregungen zur Seite gestanden ist.

Das Nachbargelände im N und W steht zur Zeit unter der Bearbeitung eines Kollegen aus Marburg; demnächst dürften auch von dieser Seite interessante Ergebnisse zu erwarten sein.

B. Zusätzliches in der Stratigraphie

Bei der Neubearbeitung des Gebietes um die Memminger Hütte behielt die von O. AMPFERER in seinen „Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen“, Wien 1932, (b); aufgestellte Schichtgliederung im wesentlichen ihre Gültigkeit. Nur bei den Juragesteinen bringt die Einteilung der Marburger Schule neue Gesichtspunkte, die in groben Zügen mitberücksichtigt werden konnten. Es sei daher hier nur kurz auf diese und jene neue stratigraphische Erkenntnis und verschiedene kleine Funde eingegangen, die im Zuge der Neukartierung gemacht werden konnten.

Tiefstes Glied der Schichtfolge sind die „Raibler Schichten“. Der „Hauptdolomit“ in ihrem Hangenden ist flächenmäßig und nach dem Grade des morphologischen Hervortretens das weit vorherrschende Gestein. Bis zu 150 m mächtige Rauhacken, die O. AMPFERER noch zu den Raibler Schichten hinzufügte, bilden zum Teil seine Basis. Sie sind häufig rötlich gefärbt, äußerst porös, stark von Calcit durchhäutert und vermutlich der Rest eines Dolomits, der tektonisch vollkommen mylonitisiert und hinterher wieder mit Calcit verkittet wurde. Dieser Übergang von normalem zu tektonisch restlos zerriebenem Hauptdolomit wird besonders klar im Profil Christles Rinner (siehe Fig. 1 auf Tafel 12), einer tektonisch sehr beanspruchten Stelle.

Innerhalb des Hauptdolomits muß — wie es schon O. AMPFERER tat — der „Bituminöse Hauptdolomit“ ausgeschieden werden. In früheren Kartierungen wurde er des öfteren mit Kössener Schichten — genauso auch mit Raibler Schichten — verwechselt. Er verursacht nämlich, aus Entfernung betrachtet, ähnliche Landschaftsformen und hat auch im großen und ganzen ähnliche Farbtöne, nur deutlich dunkler. Er wurde bisher näherungsweise in den höheren Hauptdolomit eingestuft. Es konnte aber wiederholt beobachtet werden (siehe tektonische Beschreibung), daß ausgequetschte Muldenkerne von Kössener Schichten im Streichen sich in Zügen von bituminösem Hauptdolomit fortsetzen. Dies würde auf eine sehr hohe stratigraphische Position der bituminösen Lagen innerhalb des Hauptdolomits hinweisen. — Bis auf einen einzigen kleinen, leider unbestimmbaren Gastropoden in einem Anschliff erwies sich der Hauptdolomit fossil-leer.

Die Entwicklung des Rät entspricht der Beschreibung von O. AMPFERER: „Kössener Schichten“ mit roten „Schattwald Schichten“ und „Oberrätische Riffkalk“. Alle Einheiten, besonders die Kössener Schichten, sind sehr fossilreich. Zusätzlich zu den bei O. AMPFERER beschriebenen Versteinerungen konnte in den Kössener Schichten am Oberlahms Joch auch eine reiche Ammonitenfauna (*Choristoceras*, *Amioceras* [?]) festgestellt werden. An der Fundstelle waren auf einer Schichtfläche von eineinhalb Quadratmeter etwa zwölf Individuen angesammelt.

Vom Oberrätischen Riffkalk ist noch zu erwähnen, daß er bei hoher tektonischer Belastung zum Teil dolomitisiert wurde und dann oft nur dadurch als solcher zu erkennen war, daß er einen direkten Übergang zu den bunten Liaskalken zeigte [z. B. westlich des Mittleren Seebi Sees *)].

*) Seebi See (auf der Karte fälschlich Seewi See) heißt soviel wie „See bei See“.

In den bunten Basiskalken des Lias wurde häufig Hornstein — bisher kaum beachtet — gefunden. Er ist ebenso wie die umhüllenden Kalke rot gefärbt. Diese hornsteinführenden Basiskalke ähneln sehr roten Hornsteinhorizonten im Oberjura, sind aber direkt über dem Oberrätischen Riffkalk und mittels ihrer Ammoniten eindeutig als Lias α einzustufen.

In den gleich darüber einsetzenden, sehr mächtigen Fleckenmergeln wurde im letzten Jahrzehnt, wie schon erwähnt, von der Marburger Schule (R. HUCKRIEDE, V. JACOBSHAGEN, K. E. KOCH, W. STENGEL-RUTKOWSKI) und ebenso von A. BESLER/Innsbruck und anderen stratigraphisch viel erarbeitet. Darauf zurückgreifend gelang es auch hier, die Fleckenmergel trotz vielfach höchster tektonischer Beanspruchung und differentieller Durchbewegung unterteilt auszukartieren: als Ältere, Mittlere und Jüngere Fleckenmergel. Für diese Untergliederung bot meist ihre verschiedene Facies das Hauptkriterium. Allein schon in den Älteren Fleckenmergeln lassen sich im bearbeiteten Gelände (nicht auskartiert!) klar zwei verschiedene, aber gleichzeitige Facies erkennen. Die eine besteht aus sehr hornsteinreichen Knollenkalken (Vorkommen z. B. am Seekogel, auf der Edelrautenspitze, nördlich des Seeköpfle), die andere hingegen aus völlig hornsteinfreien, etwa 30 cm dick gebankten Mergelkalken (z. B. westlich des Oberen Seebisee oder 150 m nördlich von der Parseierbachquerung des Weges Memminger Hütte—Ansbacher Hütte). In dieser Facies finden sich auch reichlich Krinoiden und Lamellibranchiaten, in beiden Facies gelegentlich Ammoniten (*Arietites* sp.). Wegen der heftigen tektonischen Beanspruchung waren die meisten aber leider unbestimmbar.

Die mittleren Fleckenmergel ließen sich sehr leicht abtrennen, ja fast als Leithorizont benützen. Da sie fast nur aus licht-graubraunen, gefleckten, von weißen Calcitadern durchzogenen Tonmergeln (eben typischen Fleckenmergeln) bestehen (bis 150 m mächtig), sind sie immer erosiv scharf angegriffen. Oft zeigen sie auch eine weithin sichtbare braun- bis schwärzlichrote Farbe, die von verwittertem Mn-Erz-Gehalt herrührt. Die Mn-Erze selbst sind leicht zu finden in Drusen und Knollen (O. AMPFERER, 1932, (b), S. 35) und in dieser ganzen Gegend für die mittleren Fleckenmergel typisch. Eine besondere Abart der mittleren Fleckenmergel ist der auch schon anderswo (z. B. von V. JACOBSHAGEN in der Höfatsmulde) immer wieder erwähnte Kalk des Lias ϵ . Er war nur einmal klar nach Position und mit Hilfe eines eindeutigen Ammoniten (*Harpoceras* sp.) nachzuweisen: bei etwa 2260 m Höhe an den steilen Hängen unter der Westseite des Vorderen Seekopfes. Er nimmt dort auch eine sehr eigenartige tektonische Stellung ein, auf die noch später eingegangen werden soll.

Die jüngeren Fleckenmergel konnten nur auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung ausgeschieden werden: Malm-Radiolarit im Hangenden, mittlere Fleckenmergel im Liegenden. Die jüngeren Fleckenmergel ähneln sehr den beiden Facies der älteren. Sie sind vermutlich voll in den Dogger zu stellen.

Über den Fleckenmergeln folgt überall die Reihenfolge grüner Radiolarit — roter Radiolarit. In anderen Teilen der Lechtaler Alpen soll auch die Reihenfolge roter Radiolarit unten, grüner oben vorkommen (O. AMPFERER 1932, (b), S. 34).

Ein Streifen von Aptychenkalken und Sandsteinen, Schiefern und Mergeln des Cenomans zieht entlang der Südgrenze des Arbeitsgebietes. Diese Gesteine sind die jüngsten Glieder der Schichtreihe. Sie wurden nicht genau untersucht.

C. Beschreibung der Tektonik

1. Beschreibung des Achsengefüges und des Gefügereliefs

Zum besseren Verständnis der Tektonik erscheint es am zweckmäßigsten, zu Beginn das B- und β -Achsen-Gefüge zu erörtern. Dadurch erklärt sich nämlich in den meisten Fällen auf sehr einfache Weise das Streichen und die Zusammengehörigkeit verschiedener Schichtglieder, die bisher fast nur auf Grund ihrer regionalen Erstreckung — teilweise falsch — zusammengezogen wurden. Für diesen Zweck wurden in dem rund 45 km² großen Gebiet ungefähr 850 sedimentäre Schichtflächen (ss) eingemessen, mit diesen zirka 10.600 β -Punkte ausgezählt und in 35 β -Diagrammen als Ergebnisse ausgewertet. Alle Diagramme sind auf dem gefügetektonischen Deckblatt zur geologischen Karte vereinfacht dargestellt (Tafel 9 a), besonders kennzeichnende noch einmal genauer auf Tafel 11.

Zur Einmessung der ss wurden im Gelände jeweils nur kleine Bereiche einer einzigen stratigraphischen Einheit ausgewählt, um solcherart — soweit dies bei der Kartierung bereits zu überblicken war — tektonisch Zusammengehöriges zu erfassen. Um überprüfen zu können, ob B und die konstruktiven β übereinstimmen — was meistens der Fall war —, erstreckten sich die Meßbereiche vornehmlich auf mit freiem Auge sichtbare Falten- und Fältelungsstrukturen. Naturgemäß waren entsprechend der Größe dieser Strukturen die Bereiche bei spröderen und dickbankigeren Gesteinen größer, bei leicht verfältelbaren kleiner: bei Hauptdolomit z. B. lagen sie in Zehnern bis Hunderten von Metern, bei Kössener Schichten und Fleckenmergeln hingegen nur zwischen 5 und 40 Metern. Im Hauptdolomit waren die ss mit Hilfe von Feinschichtung in den meisten Fällen leicht von anderen s (Scherung-s) zu unterscheiden. In anderen Gesteinen verschafften häufig zwischen Kalken auftretende Mergel- und Tonlagen Klarheit, ob eine Fläche tatsächlich eine sedimentäre Schichtfläche (ss) und dann als solche einzumessen war.

Im ganzen Gebiet westlich und nordwestlich des Oberlahms Spitz—Schwaben Kopf-Kammes erwies sich bei der Auswertung der gemessenen Daten in Form von β -Maxima ein β (= B) dominant mit N 50° bis 80° W Streichen und 20—45° SE Einfallen (Diagramme Nr. 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13, 15 b, 17, 28, 29, 30; vergleiche jeweils mit dem gefügetektonischen Deckblatt der geologischen Karte). Daneben war auch noch in vielen Diagrammen (1, 3, 4, 12, 13) ein weit schwächeres β -Nebenmaximum zu beobachten, das einer sehr flach liegenden und genau E—W streichenden Achse entspricht. In Diagramm 10 und 15 a stellt dieses β die Hauptachse dar (Fallen flach 10—20° E). Eine gewisse Sonderposition nehmen die Meßergebnisse aus Diagramm 6 und 7 ein, β mit N 35°—40° W Streichen und 15—35° SE Fallen, worauf noch später eingegangen werden soll. Bei Diagramm 1, 12 und 15 b ist als Besonderheit beim β -Hauptmaximum geringes W-Fallen mit 15—30° zu erwähnen. In „15 b“ zeigt ein zusätzliches Nebenmaximum

von β rund 30° NNE Fallen. Diagramm 14 scheint sich mit seinen β -Maxima mit $80\text{--}85^\circ$ SE- und $55\text{--}60^\circ$ ESE-Fallen völlig aus der Reihe der anderen Diagramme zu stellen. Wie aus der geologischen Karte ersichtlich, ist es einem Hauptdolomit entnommen, der innerhalb einer großen Störungszone liegt.

Das von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG allgemein für dieses Gebiet geforderte mindestens 15° steile achsiale Herausheben nach NE ist nach diesen Messungen nicht nachweisbar, die meistens mit dem mehrfach von O. AMPFERER und E. SPENGLER vermuteten Achsenabtauchen nach E übereinstimmen.

Diagramm 18 und 24 — aus Kössener Schichten entnommen, die vom Grat der Oberlahms Spitze nach E hin ziehen — entstammen einem Gebiet, das sich dem bisher besprochenen gegen E hin anschließt, topographisch aber eine Stufe höher gelegen ist. Im großen und ganzen entspricht die Achsenlage von „18“ und „24“ („18“: N 45° W/ 65° SE; „24“: N 45° W/ $35\text{--}50^\circ$ SE) den meisten anderen bisher besprochenen B und β .

In dieser Gegend, im Oberlahmsberg, finden sich aber noch anders verlaufende β (= B)-Achsen (siehe Diagramm 11, 19, 25). „19“ und „25“ (beide N $35\text{--}45^\circ$ E/ $25\text{--}50^\circ$ SW) ergaben sich aus sehr auffallenden Faltungen im Hauptdolomit entlang der Grenze zu den Älteren Fleckenmergeln. Diese Faltenstrukturen wirken sich bis etwa 30—50 Meter (topographisch, bei Profilsansicht) in die Höhe aus. Darüber sind die ss des Hauptdolomits wieder ungefähr dem Deformationsbild von „17“ zugeordnet.

Mit Diagramm 11 wurden rund 5 m große Falten der Kössener Schichten am Oberlahms Joch erfaßt. Sie streichen N 25° E und damit ungefähr wie in „19“ und „25“, weichen aber mit 60° steilem NE-Fallen von „19“ und „25“ stark ab. In „11“ bilden sich auch noch zwei β -Nebenmaxima heraus: eines davon gleicht ungefähr dem B von „17“, das andere dem B von „25“.

Das Gebiet von Streichgampen—Alblit bot sich durch seine umstrittene Tektonik selbstverständlich auch als interessant für Achsenmessungen an (Diagramm 20, 21, 23, 26, 27 und 22, dieses nicht im gefügtektonischen Deckblatt enthalten). Im Hauptdolomit mit Stirnfaltenstruktur östlich des Streichgampen-Jöchls wurde Diagramm 26 eingemessen (N 85° E/ 25° E). Sein β weicht nur geringfügig von der Achse ab, die sich in „17“ abbildet. Die Diagramme 20, 21, 27 verfolgen den Zug von Kössener Schichten, der vom Streichgampen Jöchel über die Alblit Alm gegen das Alblit Joch zieht. In „20“ wurde vor allem ein schön sichtbares Mulden-B in Kössener Kalken östlich des Weges am Streichgampen Jöchel vermessen. Es ergab aber ein recht diffuses Bild der β -Maxima: Streichen N $10\text{--}90^\circ$ W, Fallen $25\text{--}65^\circ$ nach SE. In Diagramm 21 hingegen führten die Messungen an steilachsrig verfalteten und dadurch säulenartig aufgeschlossenen Kössener Kalken (Durchmesser der „Säulen“ 1—3 m) zu einem sehr klaren B: N $0\text{--}20^\circ$ W/ $60\text{--}70^\circ$ S. Bei „27“ zeigte sich die Achse noch klarer als genau E—W streichend und $70\text{--}80^\circ$ E fallend. Auf die Bedeutung dieser steilachsigen Tektonik wird später noch genau eingegangen werden. Diagramm 22, im kleinen Hauptdolomit-Flecken am Alblit Bach unmittelbar südlich der Alblit Hütte eingemessen, brachte eine $50\text{--}60^\circ$ nach NE einfallende Achse. Dieser Hauptdolomit gehört als Teil des Nordschenkels dem Gewölbe des Saxer Spitz-Haupt-

dolomits an, dessen B flach ESE fällt; daher dürfte es sich bei dem in „22“ gemessenen β (= B) um ein sekundäres handeln. „23“ ergab drei Maxima: zwei entsprechen dem von „20“, das dritte fällt mit 15—20° nach NNE ein und entspricht so annähernd denen der Diagramme 19 und 25.

Im SE des Arbeitsgebietes (Medriol und Ober Loch) liegen die Verhältnisse sehr ähnlich wie im NE. Diagramm 33 (Strukturen in ss des Hauptdolomits bei zirka 200 m Profillänge) ergibt eine flache Achse, die etwa N 55° E streicht. Diese Achsenlage ist für dieses Gebiet genauso kennzeichnend wie im NE „26“ oder im NW „17“. Diagramm 34 zeigt ein β (= B)-Maximum mit vollkommen flachem E—W Streichen. Nebenmaxima ergeben β -Streichen nach NW (50° NW fallend) und nach ENE (25° W fallend). Einer schön ausgebildeten Hauptdolomit-Falte entnommen, weist Diagramm 32 ein klares N—S-B auf, das mit rund 30° S einfällt. Diagramm 31 zeigt ungefähr dasselbe Ergebnis, aber etwas steileres Fallen (40°). Die Diagramme 31 und 32 sind zufolge des gemeinsamen N—S-Streichens von B neben „19“ und „25“ zu stellen. In „31“ fallen zusätzlich noch ein 20° W fallendes β und ein 40° SE fallendes β auf.

Die meisten dieser bisher beschriebenen Gefügeachsen bewirken selbstverständlich auch ein recht deutliches Gefügerelief. Im Gebiet um den Seekogel laufen die meisten Bäche achsenparallel: so der Seebi Bach bei der Unteren Leg und in der Fortsetzung dazu ein Tobel zum Oberlahms Spitz-Kamm (unmittelbar unterhalb P. 2350), gegen S zu alle weiteren östlichen Nebenbäche des Parseierbachs bis zum Bärenpleisbach. Der Parseierbach selbst fließt in diesem Talstück parallel zu einer ac-Kluft. Als parallel zur ac-Ebene erweisen sich weiters im allgemeinen der Bergkamm Oberlahms Spitze—Edelrauten Spitze, der Kamm Kleinberg Spitze—Schwabenkopf—Seescharten Kopf, der Kamm der Schiefer Spitzen und ebenso der Leiter Spitze—Medriol Kopf, wobei sich die (ac)-Richtung dem geänderten Achsenstreichen angepaßt hat. Auch der Gipfelzug Schönpleis Spitzen—Kreuzjoch Spitze entspricht weitestgehend dem ac-Streichen der dort vorliegenden B-Achsen. Alle diese beschriebenen Käme erleichterten daher wesentlich die Aufnahme der in ac liegenden Profile (siehe Tafel 10). Denn die gezeichnete Profilansicht des Berghanges deckt sich mit der durch das E-Abtauchen der B-Achsen bedingten, gegen W fallenden ac-Fläche.

Auch in der Umgebung von Alblit, im N des Arbeitsgebietes, verursachen die Kössener Schichten, deren Verbreitung wegen ihrer steilen Achsen sehr eigenartig ist, ein entsprechend verwirrendes und ohne Aufschlüsselung des Gefüges nur schwer erklärbares Relief.

2. Beschreibung der Sattel- und Muldenzüge, der Überschiebungen und Störungen

Im Zuge der genauen Neuaufnahme im Maßstab 1 : 10.000 (Aufnahme der Profile 1 : 5.000) konnten die Befunde von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG in vielen Punkten bestätigt werden, besonders im engeren Gebiet um die Memminger Hütte. An mehreren Stellen gelang es aber, noch diesen und jenen wichtigen Neufund hinzuzufügen. Die sich im Zuge der Aufnahmearbeiten ergebende allmählich immer genauer werdende Kenntnis der

B-Achsen kam dafür besonders zustatten. In der Reihenfolge von S nach N sollen nun Mulden und Sättel, Überschiebungen und Störungen beschrieben werden (siehe geologische Karte mit gefügetektonischem Deckblatt, auf dem übersichtlich das Ausstreichen der Sättel- und Mulden-Züge eingezeichnet ist, weiters die Profile auf Tafel 10 und die „Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Parseier Spitz Gruppe“ von O. AMPFERER, 1932).

Die Parseier Spitze bildet den Südschenkel einer Kreidemulde, der südlichsten Mulde der Lechtaler Alpen. Von S nach N liegt hier ein fast normales Profil vor vom Verrucano bis zur Kreide (siehe auch R. HUCKRIEDE: „Die Eisenspitze am Kalkalpen-Südrand“ 1959). Die Fleckenmergel sind in ihrer Dreiteilung musterhaft erkennbar; ihre in der Parseier Spitze lokal so auffallend große Mächtigkeit ist sowohl primär sedimentär als auch durch tektonische Anschuppung (zum Teil steilachsige Verfäلتung, 60—75° ESE einfallendes B) verursacht. Darüber folgen gewölbeartig grüner und roter Radiolarit, Aptychenkalk und, von der Schafscharte nordwärts, Cenoman. Gegen E hin, unter Unter Patrol, keilt das Cenoman jedoch rasch aus. Die Aptychenkalke aber ziehen am südlichen Talhang entlang nahezu ununterbrochen weiter bis zur Silber Spitze. Nur am Weißen Bach (im S des Brantwein Boden) überschiebt für eine kurze Strecke der Hauptdolomit des Rauhe Kopf und Brand Kopf von S nach N sein eigenes Hangendes, die Juraschichten des Muldenkernes. Diese Überschiebung des aufgebogenen Muldenrandes über die nördlich anschließende Mulde, an dieser einen Stelle von der Erosion noch verschont, ist ein Bautyp, der weitgehend bestimmend für das gesamte Arbeitsgebiet ist.

Der Nordschenkel der Kreidemulde ist fast durchgehend ausgequetscht. Wie das vor sich ging, ist am klarsten zu verstehen bei Betrachtung von Profil 1 (Tafel 10). Bei dieser Ansicht des Schafscharten-Grats vom Parseiertal her ist deutlich ersichtlich, wie die Kreidemulde den nördlich anschließenden Trias-Sattel (Bären Scharte) rund 1 km weit überfahren hat. Südlich der Bären Scharte grenzen dadurch Cenoman und Raibler Schichten beinahe aneinander, nur von schwächtigen Hauptdolomitfetzen getrennt. Es ist anzunehmen, daß die fehlende Schichtfolge schräg nach oben ausgepreßt und später wegerodiert wurde. An einer Stelle fand sich innerhalb weniger Zehner von Metern noch ein Restbestand: im nördlichsten Bachtobel des untersten Unter Patrol lagert spiegelbildlich zum beschriebenen Südschenkel der Kreidemulde ein geringmächtiger Nordschenkel in völliger Steilstellung. An die Kreide grenzen dort Aptychenkalke (von O. AMPFERER [1932 (a)] schon als tektonische Einschuppung festgestellt), darauf folgen roter Radiolarit, grüner Radiolarit und schließlich noch ein gut hausgroßer Block Fleckenmergel. Von Hauptdolomitfetzen umgeben, ist er richtiggehend in die Raibler Tone (des nördlich anschließenden Sattelkernes) hineingepreßt. Als einziges fehlt das Rät zu einer vollständigen Schichtfolge. *) Östlich von dem beschriebenen

*) Am Hang zwischen Ober und Unter Patrol, nordöstlich am Mittelrücken, fand sich bei einer Neubegleichung noch ein weiterer Aufschluß dieser Art. Auch dort zeigen Aptychenkalke, Radiolarit und etwa 15 m mächtige jüngere Fleckenmergel den Rest einer ehemaligen vollständigen sedimentären Folge an (auf der Karte nicht eingezeichnet).

Aufschluß grenzen meist Aptychenkalke an Hauptdolomit. Es ist wieder durchwegs eine starke Bewegungsfläche vorhanden: östlich des Silber Joch Starkenbach-Störung genannt. Der Befund, daß es sich bei der Jungschichtenzone Schafscharte—Silber Spitze tatsächlich um eine einst vollständige, aber heute im wesentlichen nur mehr im Südflügel erhaltene Mulde handelt, stimmt überein mit den Erkenntnissen, die O. SCHMIDEGG (1959) gewann. Auch er fand südöstlich des Inns einen Muldenbau, in den die mächtige Starkenbach-Störung nach E hin ausläuft.

Der Hauptdolomitsattel der Grießlspitze — sie liegt im W außerhalb des Kartenrandes — ist ein weiteres hervorstechendes Bauelement. Er setzt sich fort nach E über Bärenscharte—Seescharten Kopf—Plankenpleis in den Sonnenpleis—Kreuzjochspitz-Grat. Der Süd-schenkel des Sattels — die Verbindung zur schon beschriebenen Kreidemulde — fehlt fast durchwegs. Den Sattelkern bilden Raibler Schichten. Sie sind vom Schafscharten-Grat weg klar nach E zu verfolgen. Sehr mächtig werden sie im Profil des Christles Rinner (Fig. 1 auf Tafel 12). Von hier streichen sie in den anderen Talhang hinüber, wo sie südlich der Ober Loch Alm vorbeiziehen. In diesem Gebiet teilt sich der Sattelkern:

1. in den Hauptzug von Raibler Schichten, der, von Gehängeschutt bedeckt, zur Unter Loch Alm und von dort breit aufgeschlossen zum Silber Joch weiterzieht,

2. in jene Raibler Schichten, die als Neufund, an mehreren Stellen zwar ausgequetscht, aber doch teils 60—70 m mächtig quer über die Planken Pleis, dann entlang den Planken Rinner und dessen Fortsetzung an der anderen Seite des Medrioltals zum Kreuzjoch hinaufziehen.

Im Nordschenkel des Grießlspitz-Sattels ist der Hauptdolomit zum Teil bis zu einem Kilometer mächtig entwickelt. Dieser Hauptdolomit zeigt fast durchwegs die Tendenz, sein Hangendes im N zu überfahren: die Freispitz-Mulde im W des Arbeitsgebietes und deren Äquivalente im E bis zu den Schönpleis Spitzen. Der Hauptdolomitbrocken auf der Roten Platte (2800 m, nördlich der Grießl Scharte) kann für diesen Überschiebungsvorgang als kennzeichnend angesehen werden. Er konnte von mir eindeutig als invers liegender Faltenschenkel erkannt werden (im Sinne E. SPENGLER 1951; siehe Fig. 2 auf Tafel 12). Dafür sprach folgende flache Lagerung (von unten nach oben): roter Radiolarit, grüner Radiolarit, Fleckenmergel, ein eineinhalb Meter mächtiges Band Ober-rätischen Riffkalkes, Hauptdolomit der Roten Platte. Weitere Überschiebungsreste sind bis zur Freispitz Scharte nachweisbar (siehe Fig. 2 auf Tafel 12).

Erst am Hinteren Seekopf in 2700 m Seehöhe (Profil 1 auf Tafel 10) ist wieder eine Überschiebung von einem halben Kilometer erkennbar, nachdem im Parseier Tal die ungestörte Schichtfolge Hauptdolomit bis Oberjura durch die Erosion von der Überschiebungsmasse freigelegt worden ist. Im Bereich der Seescharten Spitze blieb die Überschiebung des Sattels als Stirnfalte mit beiden Schenkeln vollständig erhalten. Sie reicht über einen Kilometer weit zum Kleinberg Kopf und begräbt ein ganzes Synklinorium unter sich. Dies entspricht der Theorie von E. SPENGLER (1951). Eine weiterreichende Überschiebung, die E. SPENGLER annimmt, ist aber unwahrscheinlich (siehe unten). Kössener Schichten

liegen um die Stirn und an der Basis der Seescharten Spitz-Falte und erfüllen die Funktion eines Gleitteppichs. Die Überschiebungsbasis ist am Mittleren Seebi See bei 2400 *m* Seehöhe aufgeschlossen. Auf der gegenüberliegenden Seite des Parseier Tales liegt sie bei 2800 *m*, an den Seeköpfen bei 2700 *m*. Diese Fläche taucht also gegen E ab. Dieses Abtauchen stimmt auch mit den Meßergebnissen der Achsendiagramme überein.

Im Gebiet der Kleinberg Alm ist in Richtung E die überschobene Hauptdolomit-Falte zunehmend abgetragen. Die Schichtfolge des Nord-schenkels, die hier wohl tektonisch sehr ausgedünnt, aber noch vollständig bis zum Lias vertreten ist, weist von der Ober Loch Alm weg nach E wieder ihre normale Mächtigkeit auf. Bei den Schönpleis Spitzen wurde der Nordschenkel-Hauptdolomit des von der Grießl Spitze herüber verfolgten Sattels teils tief in die hangende Juraserie hineingespießt, teils hat er sie auch überfahren (bei P. 2621 nördlich der Kreuzjoch Spitze). Dabei haben die Achsen, die im W (etwa bis zur Seescharte) ESE streichen, hier im SE-Teil des Geländes in die ENE-Richtung eingeschwenkt. Diese Änderung des Achsenstreiches und hier im SE vorhandene N—S-Achsen haben für den tektonischen Bau dieses Raumes größte Bedeutung (siehe unten). Die östliche Fortsetzung des von der Grießl Spitze herüberziehenden Sattels bildet nach Querung des Starkenbach Tales der Senften Berg, nordwestlich der Ortschaft Schönwies im Inntal.

Auch der Schlüssel zur Entzifferung der bisher schon immer wieder erwähnten Mulde, die nördlich an den Grießl Spitz—Kreuzjoch Spitz-Sattel anschließt, und der so kompliziert erscheinenden Gesteinsfolge im engeren Bereich um die Memminger Hütte liegt wieder westlich des Randes der geologischen Karte, in der Freispitz-Gruppe. In ihr ist — östlich des Freispitz Grates — mit Hilfe von Diagramm 28 und 29 ohne besondere Schwierigkeit eine einfache Doppelmulde erkennbar (siehe Fig. 3 auf Tafel 12). Auf den Hauptdolomit des Grießl Spitz-Sattels folgt zunächst die südliche Freispitz-Teilmulde mit Aptychenkalken im Kern. Die Freispitze selbst verdankt ihre Höhe dem Oberrätischen Riffkalk, der zusammen mit Kössener Schichten den schräg nordwärts überschlagenen Mittelsattel aufbaut. Malm-Radiolarite in der Küh Karle Scharte bilden den Muldenkern der nördlichen Teilmulde. Der Saxer Spitz-Hauptdolomit schließlich stellt als Sattelzone das nördliche Gegenstück zum Grießl Spitz-Sattel dar.

Die südliche Freispitz-Teilmulde kreuzt den Parseier Bach in 1700 *m* Seehöhe nur 100 *m* südlich von der Mündung des Bärenpleis Bachs mit grünem und rotem Radiolarit im Kern. Dieser Radiolarit — etwa 30 × 10 *m* in der Fläche aufgeschlossen — ist umgeben von Jüngeren, Mittleren und Älteren Fleckenmergeln. Nach S folgt weiter die komplette Schichtserie bis zum Hauptdolomit-Sattel. Die Muldenmitte läßt sich den Bärenpleis Bach aufwärts verfolgen in Form der weichen Mittleren Fleckenmergel, in denen da und dort noch eine Scholle Malm-Radiolarit erhalten ist. Bei rund 2100 *m* ist ein merkwürdiges Gabeln der Mittleren Fleckenmergel des Muldenkerns zu beobachten (siehe Profil I auf Tafel 10). Sie bauchen nach S aus und lassen ebenso nach N einen „Ast“ (in Profil-sicht) fast horizontal abzweigen, der — zum Teil an Mn-Erz reich — rund um den Vorderen Seekopf-Sattel bis oberhalb des Unteren Seebi Sees

herumzieht. Er führt den im stratigraphischen Teil beschriebenen Lias-e-Kalk. Der Hauptzug der Mulde aber setzt sich fort zum Seekopf-Grat. Auf diesem sind wieder als Muldenkern Radiolarit-Bänder, umhüllt von Jüngeren, Mittleren und Älteren Fleckenmergeln, aufgeschlossen. Der Mulden-Südschenkel aber wird, beginnend westlich des Hinteren Seekopfes, ostwärts mehr und mehr vom früher beschriebenen Grießl Spitz-Sattel überschoben. Beim Oberen Seebi See hat dann bereits dieser Hauptdolomit die gesamte Mulde, die ziemlich stark nach E abtaucht, unter sich begraben.

Der Sattel des Mittleren und Vorderen Seekopfes verdient es, besonders genau beschrieben zu werden. M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954, S. 71, Abb. 15) haben ihn schon als solchen erkannt. Es gelang, diese Erkenntnis teilweise zu untermauern, teilweise durch neue Gesichtspunkte abzuwandeln. Am Vorderen und Mittleren Seekopf liegt scheinbar rundum Hauptdolomit auf jüngere Schichten (Mittlere Fleckenmergel) aufgeschoben, wie dies auch auf der Karte O. AMPFERERS [1932 (a)] dargestellt ist. Die genaue Neuaufnahme hat aber ergeben, daß dieser Hauptdolomit ringsherum keineswegs direkt auf diesen Fleckenmergeln aufsitzt. Vielmehr verbindet ihn mit dem Lias ganz klar eine ununterbrochene, normal bis saiger, manchmal schwach invers liegende Schichtfolge. Im SW und W folgen NE auf den Radiolarit und die Mittleren Fleckenmergel Ältere Fleckenmergel, darauf bunte Liasbasiskalke, dann eine mächtige Wand oberrätischen Riffkalks. Nirgends in dieser Folge tritt eine scharfe tektonische Zäsur auf. Oberhalb dieser Wand schließen die Kössener Schichten an, bei denen teilweise der direkte stratigraphische Kontakt zum Hauptdolomit aufgeschlossen ist. In diese Kössener Schichten wurde rein oberflächlich unter dem Druck des vorrückenden Grießl Spitz-Sattels der Südschenkel der südlichen Freispitz-Teilmulde mit Mittleren und Älteren Fleckenmergeln von oben hineingepreßt (siehe Fig. 4 auf Tafel 12). Dadurch kam teilweise der trügerische Anschein zustande, der Hauptdolomit liege im SW freischwebend auf Fleckenmergeln. Auf der NE-Seite hat der Hauptdolomit zunächst sein Hangendes bis zu den Älteren Fleckenmergeln überfahren, bald stellt sich aber auch hier die geschlossene Schichtfolge ein. An der NE-Seite des Mittleren Seekopfes sind zuerst wenige Schollen von Kössener Schichten und Oberrätischem Riffkalk stark ineinandergequetscht. Beim Seeköpfe aber liegt dann der stratigraphische Kontakt zur nördlichen Fleckenmergelmulde bereits zutage.

Der Hauptdolomit des Vorderen und Mittleren Seekopfes setzt sich an der Ostseite des Oberen Seebi Sees in zwei kleinen Hauptdolomitschollen fort (Virgation), die unmittelbar ober dem Seeufer durch Kössener Schichten voneinander getrennt werden. Beide Hauptdolomitschollen tauchen tunnelartig gegen E unter Rätgesteine ein. Die erwähnten, die beiden Hauptdolomitreste trennenden, Kössener Schichten stellen gewissermaßen eine kleine Mittelmulde zwischen jenen vor. Über ihnen stellen sich Oberrätische Riffkalke mit einem Streifen buntem Lias und Fleckenmergeln in der Mitte ein. Beim Durchbruch des Seebi Bachs, 100 m südlich des Mittleren Seebi Sees wird diese Zone vom Hauptdolomit des Seeschar-ten Kopf-Sattels begraben, wie dies unmittelbar südwestlich bereits für die südliche der beiden Hauptdolomitschollen und die überlagernden Kössener Schichten der Fall war. Die nördliche der beiden Hauptdolomitschollen

taucht samt dem nördlich überlagernden Rät tunnelartig unter die Fleckenmergel östlich des Seeköpfl. Beim tiefen Einschnitt des Mittleren Seebi Sees ist sie noch einmal in Form von Kössener Schichten mit stratigraphischem Kontakt zu den Fleckenmergeln (mächtiger Block Oberrätischen Riffkalkes und bunter Liasbasiskalk westlich des Sees) aufgeschlossen. Östlich des Sees wird auch sie überschoben.

Diese Lagerungsverhältnisse im Bereiche des Oberen und Mittleren Seebi Sees zeigen, daß der Hauptdolomit östlich des Oberen Seebi Sees gewölbeartig gegen E eintaucht. Daraus ergibt sich auch für den westlich anschließenden Hauptdolomit des Mittleren und Vorderen Seekopfes, daß hier ursprünglich Sattelbau gegeben sein muß, wie dies auch M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG bereits angenommen haben. Dafür sprechen auch die Kössener Schichten, die an diesen Hauptdolomit anliegen und die damit eine geschlossene Schichtfolge zum Jura vermitteln (siehe oben). M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG haben aber angenommen, daß dieser Sattel inmitten der Fleckenmergel gegen E ansteigt und seine Fortsetzung in der Seescharten Spitze hätte. Gerade umgekehrte Verhältnisse sind aber tatsächlich gegeben. Der Sattel taucht, wie dies im Bereich der Memminger Hütte ganz allgemein auch der Fall ist, rasch gegen E ab. Dies bestätigen auch die in diesem Gebiet durchgeführten B-Achsen-Messungen (siehe Diagramme 2, 3, 4, 5, 6, 7, 13, 15 a). Sein Scheitel ist östlich des Oberen Seebi Sees in die beiden Hauptdolomitschollen (siehe oben) zweigeteilt.

Die Zugehörigkeit der Seescharten Spitze zum Sattel des Seescharten Kopf — von E. SPENGLER bereits angenommen — ist durch die fast lückenlose, nur schwach gestörte Abfolge des Hauptdolomits als gesichert anzusehen und wird durch die zum Teil schon beschriebenen Verhältnisse in der Kleinberg Alm auch durchaus bestätigt. Die Erklärung über das Zustandekommen des etwas merkwürdig gebauten Sattels des Vorderen Seekopfes, der zuvor beschrieben wurde, folgt gegen Ende dieser Arbeit.

Der Mittelsattel der Freispitz-Mulde überquert das Parseier Tal etwa bei der Mündung des Kessel-Baches, das ist rund 300 m nordöstlich von P. 1663. An der Westseite des Parseier Tales lassen sich deutlich in der stark verknieteten Wand von Älteren Fleckenmergeln mehrere große Blöcke Oberrätischen Riffkalkes erkennen. Sie stellen offenbar die zerschlagene Fortsetzung des Mittelsattels der Freispitz-Mulde dar, der sich über die Schafgufel hier fortsetzt. Ziemlich genau dem flachen Achsenstreichen entsprechend (siehe Diagramm 29), tritt gegenüber an der östlichen Schluchtseite (bei 1700 m Seehöhe) das Rät wieder auf. Dieses Vorkommen wurde bereits von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954, S. 68, Abb. 12) beschrieben. Die Vermutung von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG aber, daß der Rät-Sattel aus dem Freispitz-Muldenkern steil nach E auftauche, widerspricht der gemessenen Achsenlage (Diagramm 29) und den Verhältnissen der Umgebung, wie sie zum Teil bereits oben dargelegt worden sind. Diese Sattelstruktur ist außerdem noch einige Kilometer nach W als solche verfolgbar.

Hangaufwärts gegen NE (vom Kessel weg) erweitert sich der zirka 45° nach N überkippte Sattel zu einem recht ansehnlichen Zug von Kössener Schichten. An beiden Schenkeln ist er allerdings mit den Fleckenmergeln

äußerst stark verschuppt. Dies wird besonders deutlich am Südschenkel, das heißt der Verbindung zum bereits besprochenen Nord-„Ast“ des Südfügels der Freispitz-Mulde: Einzelschollen von Oberrätischem Riffkalk schwimmen dort vollkommen isoliert in den Älteren Fleckenmergeln. Genau so bohren sich im Rosengarten Kössener Schichten tief in den liegenden Nordschenkel aus Älteren Fleckenmergeln hinein (siehe Profil I auf Tafel 10).

Im Alplig erscheint als Sattelkern ein Hauptdolomit-Fetzen, beiderseits eingehüllt in Kössener Schichten, Er besitzt noch immer einen kompletten Südschenkel bis zu den Mittleren Fleckenmergeln und streicht (siehe Diagramme 6 und 7) mit nach SE tauchender Achse entlang des Nordhanges der Seeköpfe südlich des Unteren Seebi Sees durch zum Seebi Bach-Tälchen — und nicht, wie bisher immer angenommen, mit NE auftauchender Achse zur Oberlahms Spitze. An Aufschlüssen sind davon erhalten: ein kleines Vorkommen von anstehendem Hauptdolomit unmittelbar unter P. 2314, Hauptdolomit am SW-Ufer vom Unteren Seebi See, der Oberrätische Riffkalk am NW-Fuß des Seeköpfles als verfältelter und isolierter Teil des Südschenkels. Im Tälchen des Seebi Baches zeigt der Hauptdolomit eine angedeutete Sattelstruktur; der Südschenkel wurde von der Fleckenmergel-Mulde überfahren, der Nordschenkel liegt bei immer noch deutlich kenntlichem stratigraphischem Zusammenhang leicht invers. Kurz vor P. 2435 teilt sich der rasch abtauchende Sattel und es entsteht eine kleine Mittelmulde mit Kössener Schichten und Oberrätischem Riffkalk, ähnlich dem oben beschriebenen Sattel des Vorderen und Mittleren Seekopf an der NE-Seite des Oberen Seebi Sees. Dann verschwindet der stärker mylonitisierte Doppelsattel gemeinsam mit der südlich anschließenden Mulde des Seeköpfle unter den Kössener Schichten und dem Hauptdolomit des überschiebenden Seescharten Kopf-Sattels, ebenso wie der gesamte Strukturenreichtum weiter südlich. Aus Figur 5 auf Tafel 12 wird leicht ersichtlich, daß der kleine Sattel, das E-Ende des Alplig-Sattelkerns, der großen Überschiebungsmasse des Seescharten Kopfes doch beträchtlichen Widerstand bot: wie in einer Falle wurde die Basis des überschiebenden Hauptdolomits (vor allem Kössener Schichten und ein durch eine scharfe tektonische Fläche getrennter Block von Hauptdolomit) zurückgehalten, während sich die höheren Massen weiter nach N vorschoben. An der Bewegungsfläche (siehe Fig. 5) ist dabei Schleppung deutlich zu erkennen.

Der Hauptdolomit, auf dem die Memminger Hütte erbaut ist, steht mittels Kössener Schichten, die quer durch den Unteren Seebi See streichen, in einfacher stratigraphischer Verbindung mit dem Sattel des Alplig-Hauptdolomits. Die Kössener Schichten des Unteren Seebi Sees fallen mit ihrer B-Achse (Diagramm 3 und 5) etwa 25—30° nach SE ein und entwickeln sich daher rasch zu dem kleinen Synklinorium der Edelrauten Spitze. Dieses Muldensystem liegt, wie ein Großteil der anderen bisher beschriebenen Strukturen, stark nach N überkippt. Die Edelrauten Spitze (2450 m) selbst bildet mit Fleckenmergeln im Kern die südlichste Teilmulde. Sie wird gegen E stark ausgedünnt. Nördlich folgt ein schmaler Sattel von Kössener Schichten, der sich im NE der Edelrauten Spitze zu einem mächtigen Hauptdolomit-Paket verbreitert. Das in diesem Hauptdolomit eingemessene Diagramm 14 zeigt zwei steil-

achsige β an (siehe Beschreibung des Achsengefüges). Zur Erklärung dieses Gefügebildes muß ein Überprägungsakt als möglich angenommen werden (siehe „Deutung der Tektonik“). Dafür spricht auch die Lagerung dieses Hauptdolomit-Sattels innerhalb einer tektonisch besonders heftig beanspruchten Zone. — Die Fleckenmergel-Mulde bei P. 2398 schließt nördlich an. In der Rinne nordwestlich des P. 2398 (Trinkwasser der Memminger Hütte) läßt sich eine dritte sehr eng gepreßte Mulde feststellen. Sie setzt sich aus einem ganz schmalen Zug von Fleckenmergeln (im Bachbett) und einem Block Oberrätischen Riffkalkes zusammen. Dieser bildet an der Westseite des P. 2398 eine hohe Wand. Er wird durch ein Band von Buntem Lias mit den nur zirka 5 m breit aufgeschlossenen Fleckenmergeln verbunden. Mächtig zusammengeschopte Kössener Schichten (nördlich von P. 2398) ergeben den Rest eines stratigraphischen Verbandes zum nördlich anschließenden Sattel der Kleinberg Spitze (siehe auch Profil 2 auf Tafel 10).

Der Schwaben Kopf, ein sehr markanter Berg, baut sich auf aus in sich mehrfach verschupptem Rätolias. An seinem Nordwest-Fuß stellen auf sehr verengtem Raum Schollen von Hauptdolomit bis Fleckenmergel die streichende Fortsetzung nach E des Synklinoriums der Edelrauten Spitze dar. Eine breite Schutthalde verdeckt zwar die Verbindung. Es bleibt dabei offen, ob Kössener Schichten auf der Nord- und Südseite des Schwaben Kopfes (P. 2581 und P. 2548) als sehr gestörter Rest eines früheren stratigraphischen Kontaktes zu den anschließenden Hauptdolomit-Sätteln anzusehen sind. Über dem gesamten Komplex erhielt sich ein schwächtiger Rest der in sich sehr gestörten Überschiebungstirne vom Seescharten Kopf-Sattel. An der Ostseite des Schwaben Kopfes streichen unter der Überdeckung zwei Züge Kössener Schichten mit Schollen Oberrätischen Riffkalkes wieder heraus. Sie verursachen die Erosion von zwei Kaminen, die dem Berg — bei Ansicht von E her — die Form eines Keiles verleihen.

Knapp unterhalb des Württemberger Höhenweges erwähnen bereits M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954, S. 71) einen kleinen Aufschluß mit der Schichtfolge Hauptdolomit—Oberrätischer Riffkalk—Bunter Lias —Ältere Fleckenmergel. Es handelt sich dabei um den vorher schon beschriebenen, ausgedünnten Muldenflügel, der sich nördlich dem Seescharten Kopf-Sattel anschließt. Im Streichen nach SE entwickeln sich die Fleckenmergel zu einer 40—50 m hohen und rund 200 m langen Wand. Oberrätische Riffkalke und Kössener Schichten stellen sich fallweise als Verband zum südlichen Hauptdolomit-Sattel ein. Unterhalb der Stelle, an welcher der Weg vom Zammer Loch zur See-Scharte die Kleinberg Alm quert (östlich von P. 2173), entspringt eine starke Quelle (bei 2140 m Seehöhe). Genau dort steckt eine 5 m mächtige Scholle Fleckenmergel im Hauptdolomit, der durch die gewaltige Auspressung schmäliche Rest der in der Kleinberg Alm beobachteten Jungschichten-Zone. Unweit in Richtung SE nimmt aber der Rätolias wieder an Mächtigkeit zu. Vom Wasserfall des Kleinberg Alm-Baches weg ziehen die Fleckenmergel weiter zur Plankenspitze. Ihr Schichtverband nach S zum Hauptdolomit ist lückenlos erhalten. Im Bereiche Großberg Alm—Plankenspitze sind diese Fleckenmergel steil dem Hauptdolomit der Spießbruten Spitzen an- und aufgeschoben (siehe Profil 3 auf Tafel 10).

Man könnte in diesem ziemlich mächtigen Zug von Fleckenmergeln die streichende Ost-Fortsetzung der südlichen Freispitz-Teilmulde erblicken, weil in beiden Fällen ein ununterbrochener Verband mit dem Grießl Spitz—Seescharten Kopf, bzw. Planken Pleis-Sattel besteht.

Im Gebiet der Plankenspitze scheint der Fleckenmergel-Zug einen Knick nach N zu machen. Die Spießbruten Spitze aus Hauptdolomit erweckt bei Betrachtung aus Richtung Medriol Hütte den Eindruck einer fern von S über die Mulde eingeglittenen Decke (O. AMPFERER 1932, Abb. S. 90, M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG 1954, Abb. 20). Eine neue Deutung versucht der Verfasser weiter rückwärts in dieser Arbeit zu geben (siehe Fig. 6 auf Tafel 12).

Im Synklinorium der Schönpleis Spitzen sind die Rät- und Jura-gesteine, die vermutlich dem Südfügel der Freispitz-Mulde entsprechen, ein letztes Mal in Richtung E aufgeschlossen. Gemäß Profil 4 erkennt man leicht die Vielfalt der Strukturen: der Hauptdolomit des Kreuzjoch Spitz-Sattels ist von S her an einer steil E fallenden Bewegungsfläche ein kurzes Stück weit über den Fleckenmergel-Gipfel P. 2621 vorgeschoben (auf der topographischen Karte ist fälschlich nur ein Gipfel bei P. 2621 eingetragen, in Wirklichkeit bestehen zwei Gipfel, einer im NW aus Fleckenmergeln, ein zweiter im SE mit einer Hauptdolomit-Kappe, unter die die Älteren Fleckenmergel eintauchen). Unter den Wiesen des Schönpleis-Jöchl (P. 2482) liegt ein gegen N überschlagener Sattel aus Kössener Schichten. Ein Hauptdolomit-Sporn mit deutlicher Stirnfaltenstruktur spießt sich ins Zentrum der Schönpleis Köpfe vor (siehe Profil 4 auf Tafel 10). Sein Schichtverband zu den Fleckenmergeln ist gegen das Hangende lückenlos erhalten. Der hier sehr mächtige rote Liasbasiskalk fällt besonders auf.

Zum Hauptdolomit, der nördlich an das Synklinorium anschließt, fehlt ein stratigraphischer Kontakt. Die Fleckenmergel umfließen stellenweise den starren Hauptdolomit-Block nördlich der Schönpleis Köpfe. Östlich der Schönpleis Köpfe findet sich von der reichen Vielfalt des Jura-Synklinoriums nichts mehr. Im Obergebäud liegt ein großer Bergsturz mit mächtigen Blöcken von Lias-Fleckenmergeln. Eine Mulde Kössener Schichten südöstlich des Vileid Joch setzt möglicherweise die Muldenstruktur nach E fort.

Nun noch einmal zurück zum Hauptdolomitfleck um die Memminger Hütte. Man kann ihn auf Grund der Mulde von Kössener Schichten beim Unteren Seebi See als Zwillingsattel zum Alplig-Hauptdolomit-Sattel ansehen, und damit auch als einen Teil der östlichen Fortsetzung des Mittelsattels der Freispitz-Mulde. Geopetalgefüge haben erwiesen, daß der Hauptdolomit um die Memminger Hütte das stratigraphisch Liegende der Kössener Schichten beim Unteren Seebi See ist. Damit ergibt sich hier eine NNE-überkippte Mulde.

Östlich der Memminger Hütte breitet sich eine weite Wiesensenke aus, durch die der Seebi See-Bach mäandert. Sie wird im E von einer rund 50 m hohen Felswand überragt, die prachtvoll gefalteten Hauptdolomit zeigt (siehe Profil 2 auf Tafel 10). Durch einwandfrei festgestellte Geopetalgefüge ist das stratigraphische Oben und Unten in den einzelnen Falten klar. Weiters ergibt sich daraus, daß zwischen diesem Hauptdolomit und den südlich darüber liegenden Kössener Schichten eine Bewegungsfläche durch-

ziehen muß. Die bis ins Detail übereinstimmenden Diagramme 2 und 3 zeigen eine vollkommen einheitliche Verfallung nach ESE streichenden, flach ($25\text{--}30^\circ$) SE fallenden Achsen. Die Geopetalgefüge in dieser Felswand und die des Hauptdolomits bei der Memminger Hütte ergeben korrespondierende Lagerung.

Am Nordende der Felswand (unter P. 2335) stellen eine Reihe kleinerer Aufschlüsse von anstehendem Hauptdolomit die Verbindung zum Hauptdolomit her, der an der Südseite der Oberlahms Spitze den Fleckenmergeln derselben aufgeschoben ist. Der in der eben beschriebenen Felswand aufgeschlossene, schön gefaltete Hauptdolomit streicht nach E über in das Gewölbe der Kleinberg Spitze, dessen Südschenkel zum Großteil aber fehlt. Die Kössener Schichten des Synklinoriums der Edelrauten Spitze (200 m südlich von P. 2335) wurden sogar bis in den Kern des Gewölbes gepreßt. Bei etwa 2700 m Seehöhe, genau zwischen Kleinberg Spitze und Kleinberg Kopf, keilt die Überschiebungsmasse des Seescharten Kopf-Sattels endgültig aus, die somit auch noch einen Teil des Kleinberg Spitz-Gewölbes überfahren hat. Interessant ist der Befund, daß der liegende Hauptdolomit an der Überschiebungsfläche (78 W/45 S) spiegelglatt poliert wurde. — Der Hauptdolomit der Kleinberg Spitze überschob sich ursprünglich auch weit nach N über Kössener Schichten bis P. 2619 am Oberlahms-Grat (siehe unten).

Das Gewölbe der Kleinberg Spitze setzt sich weiter gegen E fort in dem mächtig nach N vorschiebenden Sattel der Spießbruten Spitzen, Großberg Spitze und Schiefer Spitzen (siehe Profil 3 auf Tafel 10). Südlich des Großberg Jochs (bei P. 2389) deutet sogar ein Zug Kössener Schichten darauf hin, daß das Gewölbe sich in Richtung E teilt und in der Mitte eine kleine Mulde einfaltet.

Eine Überschreitung des Spießbruten-Kammes zeigte, daß die von O. AMPFERER (1932), ebenso von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954) dort eingezeichneten Kössener Schichten und Oberrätischen Riffkalke nicht vorhanden sind. Mächtige Lagen bituminösen Hauptdolomits täuschen hier Kössener Schichten vor, dies umso mehr, als sie annähernd in der streichenden Fortsetzung der Kössener Schichten südlich des Großberg Joches liegen. Der Medriol Kopf und die Gebäud Spitze sind auch noch zur Fortsetzung des Gewölbes der Kleinberg Spitze zu rechnen.

Kössener Schichten bilden eine Mulde am Oberlahms-Joch. Sie ist dadurch ausgezeichnet, daß ihr gesamter Muldenboden aufgeschlossen ist: in der niedrigen langen Hauptdolomit-Wand unterhalb der Kössener Schichten bei P. 2335 biegt der Nordschenkel des Kleinberg Spitz-Gewölbes (= Südschenkel dieser Mulde) deutlich um und steigt nun als Mulden-Nordschenkel nördlich von P. 2335 wieder auf zum nächsten Hauptdolomit, der die Fleckenmergel der Oberlahms Spitze überfährt. Dieser Hauptdolomit läßt sich, entgegen dem Befund von R. SCHÖNENBERG (1959, S. 25, Abb. 5) an der West- und Nordseite von P. 2619 (südlich der Oberlahms Spitze), teilweise bis auf wenige Meter ausgedünnt (unterhalb der Kössener Schichten von P. 2563), durchverfolgen. Er wird von vier Schollen von Kössener Schichten der Oberlahms Joch-Mulde überlagert (zwischen P. 2335 und P. 2563; SE-fallende Achsen gemäß Diagramm 24), die an einer auch morphologisch deutlich hervortretenden Überschiebungsfläche kettenartig aneinandergereiht sind. Der Fußsteig zur

Oberlahms Spitze folgt zum Teil dem Ausstrich dieser Fläche. Die Mulde des Oberlahms Joches erscheint durch starke Überkipfung nach N in ihrer N—S-Ausdehnung sehr breit (zirka $\frac{3}{4}$ km). Teilweise sind die Kössener Schichten auch in den liegenden Nordschenkel der Mulde hineingepreßt (bei P. 2563; siehe Profil 2 auf Tafel 10).

Diese nordüberkippte Mulde beziehungsweise deren an der Überschiebungsfläche bloßgelegte Schollen von Kössener Schichten, wird von einer dünnen, in sich sehr stark gestörten Lage von Hauptdolomit überdeckt. Nachdem schon die nördlichen Teile des Kleinberg Spitz-Hauptdolomit-Gewölbes (gegen das Oberlahms Joch) überkippt auf Kössener Schichten liegen, ist diese dünne, den Kössener Schichten nördlich des Oberlahms Joches aufgeschobene Hauptdolomit-Scholle als Erosionsrest des überkippten Kleinberg Spitz-Gewölbes aufzufassen. Die Unterlagerung durch die Kössener Schichten bedingte in den überkippten, denselben aufliegenden Hauptdolomit-Massen intensive Hangleitungen (Bergzerreißen).

Die Kössener Schichten bei P. 2318 (nordöstlich des Oberlahms Joches, unterhalb des Oberlahms Weges) sind als östliche Fortsetzung der Kössener Schichten bei P. 2563 am Oberlahms-Grat (siehe die Diagramme 18 und 24) aufzufassen. Sie gehören somit in den Nordteil der Oberlahms Joch-Mulde. Die Kössener Schichten im Oberlahmsberg und in den Schiefen (= oberhalb des Schweine Rückens) führen die Mulde weiter nach E fort. In der Leiter, östlich des Schiefer Sees, sind sie ein letztes Mal aufgeschlossen, bevor sie endgültig von den Hauptdolomit-Massen des Medriol Kopfes, der Fortsetzung des Kleinberg Spitz-Gewölbes, überfaltet werden, wie dies auch an der Nordseite der Schiefer Spitzen der Fall ist (siehe Profil 3 auf Tafel 10). O. AMPFERER ebenso M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG verzeichneten im Streichen zum Schafhimmel und Bitter Kopf noch weitere Kössener Schichten. Aber auch in diesem Fall waren bituminöse Lagen des Hauptdolomits Anlaß zur Täuschung (siehe „Stratigraphie“). Nachdem die bituminösen Lagen in oberen Teilen des Hauptdolomits, also schon den Kössener Schichten genähert, auftreten, weisen sie im Schafhimmel und am Bitter Kopf darauf hin, daß sie hier nahe dem Gewölbescheitel liegen. Sie geben damit mittelbar einen Hinweis auf die unter ihnen überfahrene Mulde.

Der äußerst schwächste Hauptdolomit, der die Fleckenmergel der Oberlahms Spitze überfährt, entwickelt sich aus dem Nordschenkel der Oberlahms Joch-Mulde, die an das Kleinberg Spitz-Gewölbe anschließt, und kann somit als ein weiteres Glied im vielfältigen Antiklinorium erblickt werden, das sich spontan gegen E aus dem Freispitz-Mulden-Mittelsattel herausbildet. Bereits östlich der Oberlahms Hütte, am Schweine Rücken, läßt der auf der Oberlahms Spitze noch schwächste Hauptdolomit einen ansehnlichen Doppelsattel erkennen, dessen Hangenelement erst an der Leiter Spitze etwas weiter östlich voll entwickelt ist. *) Wie fast alle bisher beschriebenen Strukturen ist auch dieser Doppelsattel nordvergent überschoben: der liegende Teilsattel greift ungefähr einen Kilometer weit vor bis zu den unteren Streichgampen Pleisen (deutliche Reste von Stirnfalten!), der hangende Teilsattel erfährt in seinem

*) Das B der Zwischenmulde streicht N 20° W und fällt mit 45° nach SE ein.

Stirnbereich am Kamm der Großen Leiter Spitze durch intensive Faltung einen großen Formenreichtum (siehe Profil 3 auf Tafel 10) und überdeckt die Rät-Mulde der Streichgampen Pleisen.

Der Hauptdolomit-Sattel östlich des Streichgampen Jöchel ist mit guterhaltener Stirnfalten-Struktur der weitest (zirka $4\frac{1}{2}$ km in der ac-Ebene) vorgeschobene Sattel im Antiklinorium des Freispitz-Mulden-Mittelsattels (siehe Diagramm 26). Auch seine Achse zeigt leichtes Ost-Abtauchen. Der Zusammenhang mit dem südlich benachbarten Doppelsattel des Schweine Rücken ist gegeben

1. in der Schichtfolge Hauptdolomit—Rät—Hauptdolomit über die Streichgampen Pleisen und

2. in dem, allerdings schon weitestgehend abgeschliffenen und nur in Bruchstücken erhaltenen Boden der Mulde der Streichgampen Pleisen (siehe Abb. 7 auf Tafel 12).

Unter der Streichgampen Hütte streicht der noch schmale Hauptdolomit-Sattel in E—W-Richtung durch und trennt die Kössener Schichten südlich und nördlich der Streichgampen Hütte (siehe Diagramm 26). Südlich des Alblit Jöchel wird dieser Hauptdolomit-Sattel mit einer kleinen Kössener Schichten-Mulde zweigeteilt.

Der Hauptdolomit der Kleinen Leiter Spitze nimmt schon rein morphologisch eine sehr auffallende Position ein, denn er liegt als Riesenbrocken isoliert auf dem Grat, der vom Alblit Jöchel nach S zieht. Der gut gebankte Hauptdolomit zeigt die Form einer Muldenhälfte mit steilgestelltem Südflügel (siehe Profil 3 auf Tafel 10). Im N und S, östlich des auf der Karte dargestellten Gebietes, ist er in bituminösen Hauptdolomit eingebettet, der deutlich die Streichgampen-Mulde nach E fortsetzt. O. AMPFERER, M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG verzeichneten auch diese bituminösen Lagen im Hauptdolomit als Kössener Schichten. Eine Deutung der Kleinen Leiter Spitze wird im Rahmen der Gesamtdeutung versucht.

Die sehr schräggestellte nördliche Teilmulde der großen Freispitz-Mulde überquert das Parseier Tal oberhalb der Albige Alm. Auf der Ostseite des Parseier Tales tauchen die B-Achsen leicht nach SE ein (siehe Diagramme 4, 29, 30). Ab dem Kessel (im SW der Memminger Hütte) verliert die Mulde den Großteil ihres Südschenkels bis auf die Älteren Fleckenmergel. Denn das Antiklinorium des Freispitz-Mulden-Mittelsattels überschiebt immer mehr die Mulde von S nach N und preßt die Schichtfolge dabei aus. Der Nordschenkel der Mulde führt in seinem Schichtverband nach N nahezu ungestört über zum Gewölbe des Saxer Spitz-Hauptdolomit. Den Muldenkern bilden Mittlere Fleckenmergel, zum Teil Mn-Erz-reich. Sie ziehen von Tonis Jagdhütte im Parseier Tal über die Untere Leg zu den Oberen Schafgängen. Dort zeigt sich wieder eine sehr typische Erscheinungsform der Deformation: die Älteren Fleckenmergel des Muldensüdschenkels, als ganze unglaublich intensiv bis in kleinste Teilbereiche verfälscht, überschieben die Mittleren Fleckenmergel im Muldenkern; in den Oberen Schafgängen sogar so weit, daß an der Überschiebungsbasis mächtige Klötze von Oberrätischem Riffkalk zutage treten. Schon O. AMPFERER hat diese Oberrätalk-Schollen auf seiner Karte eingetragen, ohne eine Erklärung für ihre Zugehörigkeit zu geben

(auch deswegen, weil er die überschiebenden Älteren Fleckenmergel als fragliche Aptychenkalke ansah). Die Überschiebung reicht ungefähr bis zum Wasserfall des Streichgampen-Bachs.

Nordwestlich der Streichgampen Hütte, ungefähr in der Höhe des Streichgampen Jöchls, keilt die gesamte Schichtfolge des Freispitz-Mulden-Nordflügels im Hauptdolomit aus: diese Stelle liegt beiläufig am Scheitel des Saxer Spitz-Hauptdolomit-Gewölbes, also dort, wo der geringste Druckschatten geboten wurde. Daher haben die überschiebenden Hauptdolomit-Sättel alle wenig Widerstand leistenden Gesteine — mit Ausnahme eines Restes Kössener Schichten — vom Saxer Spitz-Gewölbe weggeschliffen. Am Hengst, am Gewölbe-Nordschenkel, stellt sich die komplette Schichtfolge bis zum Lias wieder ein, zuerst nur geringmächtig, gegen W beim Kögele aber in der selben Mächtigkeit wie am Südschenkel des Gewölbes, ungefähr im Gebiet der Unteren Schafgänge. Diese Rät—Jura-Gesteine bilden das Ostende des Muldensystems von Madau.

Der Hauptdolomit der Tor Spitze (am nördlichen Kartenrand), an den sich die (Madau-)Muldenzone Am Hengst — meistens mit einer saigeren Störung — anpreßt, ist nirgends direkt mit dem Hauptdolomit des Saxer Spitz-Gewölbes verbunden oder als dessen Fortsetzung erkennbar, wie es M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954) vermuteten. Im Folgenden soll versucht werden, den ganzen Komplex um die Alblit Alm genau zu beschreiben.

Die Entschlüsselung der Tektonik um die Alblit Alm gestaltete sich äußerst schwierig

1. mangels eindeutig zuordenbarer Aufschlüsse,
2. weil durch den E—W-Verlauf des Tales ein erosiver N—S-Profilanschnitt fehlt,
3. weil die in diesem Gebiet herrschende steilachsige Tektonik (siehe Beschreibung des Achsengefüges) vielerorts recht verwirrende Verhältnisse im Streichen der Schichtglieder schuf.

Das Streichgampen Jöchl ist eingebettet in Kössener Schichten, die unter den östlichen Hauptdolomit-Sattel hineinstreichen. Sie sind — teilweise in Facies der Schattwald Schichten — weiter verfolgbar zum Alblit Bach. In rund 2190 m Seehöhe vereinigen sie sich aber noch mit einem Zug Kössener Schichten, der die Fortsetzung der Fleckenmergel der Freispitz-Mulde darstellt; die nördlichste Schuppe Fleckenmergel setzt sich nämlich in einer zirka 40 m langen Störung zwischen Saxer Spitz-Gewölbe und einer kleinen auflagernden Hauptdolomit-Schuppe fort zu dem soeben erwähnten Zug Kössener Schichten, die das normale Hangende des Hauptdolomit-Gewölbes bilden. M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG skizzierten diese Stelle 1954 in Abb. 19, S. 76 (in dieser Arbeit siehe Fig. 8. auf Tafel 12). Diese Skizze liegt aber keineswegs senkrecht zu den vorliegenden E und SE eintauchenden B-Achsen, sondern als WNW—ESE-Profil (nicht wie angegeben als NW—SE-Profil bei nach NE auftauchenden Achsen) nahezu parallel zu den Achsen. Das Zustandekommen der kleinen Hauptdolomit-Schuppe in der Profilmittte soll im Zuge der Gesamtdeutung weiter unten geklärt werden.

Die beiden, nun vereinigten Züge Kössener Schichten erreichen südöstlich der Alblit Hütte eine weite Ausdehnung und sind durchwegs — wie

im gefügekundlichen Teil schon beschrieben — steilachsig verfältelt. Auch diese Kössener Schichten bilden das unmittelbar Hangende des Hauptdolomits des Saxer Spitz-Gewölbes, bzw. den äußersten Teil des Nordflügels der Freispitz-Mulde. Sie finden am Alblit Jöchel ihre Fortsetzung und keilen dann aus oder werden vom südlich anschließenden Hauptdolomit (östlich des Alblit Jöchels) überfahren.

Das Saxer Spitz-Hauptdolomit-Gewölbe ist fast ringsum noch mit den hangenden Kössener Schichten umgeben (siehe Profil 3 auf Tafel 10). Seinen Scheitel bildet der breite Hauptdolomit-Rücken im NNW der Streichgampen Hütte. Der kleine Hauptdolomit-Aufschluß am Alblit Bach (südlich der Alblit Hütte) erwies sich mit Hilfe von mehreren übereinstimmenden Geopetalgefügen als normal lagernder Teil des Gewölbe-Nordschenkels. Der Hauptdolomit-Fleck direkt bei der Alblit Hütte setzt den Saxer Spitz-Hauptdolomit weiter nach N fort. Wie eine peinlich genaue Aufnahme ergeben hat, gehören nämlich die Kössener Schichten westlich und östlich der Alblit Hütte nicht zusammen. Der Hauptdolomit-Vorsprung unterhalb des Landschafts Eck bei P. 2092 stellt — hier bereits leicht überkippt — eine Weiterführung des Gewölbe-Nordschenkels dar, aber nur bis zur scharfen Störung in rund 2300 m Seehöhe; das selbe gilt auch für den steilachsig verfälteten Hauptdolomit-Zug zwischen den Kössener Schichten auf der Landschafts Spitze und denen des Alblit Jöchel (oberhalb von P. 2314 und P. 2348). Der Hauptdolomit-Fetzen bei P. 2074, nordöstlich der Lokalität Im Brandle gehört auch dem Nordschenkel des Saxer Spitz-Hauptdolomit-Gewölbes an.

Das Streichen der Kössener Schichten auf dem Nordschenkel des Hauptdolomit-Gewölbes, des Ostausläufers der Mulden von Madau, ist nach den nun beschriebenen Verhältnissen leicht vom Aufschluß Im Brandle nach E zu verfolgen. Der Verlauf ist in seinem Zick-Zack durch steilachsige Verfaltung bestimmt worden. Folgende Kössener Schichten sind zu diesem Verband zu rechnen: der lange Sporn östlich der Hengst Spitze und die Umrahmung der Schutthalde im SSW des Landschafts Eck, der Fleck Kössener Schichten westlich der Alblit Hütte (Diagramm 23 weist auch auf diese Zusammengehörigkeit hin). Bei P. 2370 südlich des Landschafts Eck sind die Kössener Schichten für eine kurze Strecke ausgepreßt. Weiter sind zu diesem Verband die Kössener Schichten zu rechnen, die von der Schutthalde im SE des Landschafts Eck nach N zu einer kleinen Scharte ziehen, ebenso die Kössener Schichten, die dem Grat der Landschafts Spitze eine so zerrissene Form verleihen. Da und dort schwimmen in den Kössener Schichten isolierte Schollen Oberrätischen Riffkalkes.

Der Hauptdolomit der Tor Spitze (am nördlichen Kartenrand) setzt sich nach E fort in der Hengst Spitze, dem Landschafts Eck und dem Hauptdolomit-Zug auf der Nordseite der Landschafts Spitze. Er verläuft somit, intensiv verschuppt (siehe Fig. 9 auf Tafel 12), parallel zu den soeben beschriebenen Kössener Schichten. Ob dieses Nebeneinander rein tektonischer oder eventuell — zwar stark gestört — stratigraphischer Natur ist, was auf eine Sattelstruktur der Tor Spitze hindeuten könnte, soll nicht an dieser Stelle, sondern im Rahmen der Gesamtdeutung erörtert werden.

Deutung der Tektonik

3. Zwei Schübe und ihre Aufeinanderfolge

Wie bereits früher gezeigt wurde, streichen die β (= B)-Achsen im Westteil des Arbeitsgebietes WNW—NW und fallen leicht bis stark gegen SE hin ein. Dieses Streichen der B-Achsen fällt mit dem Streichen der geologischen Strukturen (Mulden und Sättel) zusammen. Dies würde besonders deutlich, wenn man sich die hier sehr wichtige Morphologie eingeebnet denkt, so daß die durch den jeweiligen Geländeeinschnitt bedingten Verzerrungen des Gesteinsausstriches wegfallen.

Gleiches kann man auch für den Ostabschnitt des Arbeitsgebietes feststellen. Nur liegen hier die β (= B)-Achsen (ebenfalls mit den geologischen Strukturen zusammenfallend) um die ENE-Richtung (siehe Diagramme 26, 33 und 34). Daraus ergibt sich, daß diese β (= B)-Achsen etwa an einer von Streichgampen zur Ober Loch Alm führenden Linie geknickt sind. Diese strukturell in der Großtektonik vorgezeichneten Achsen kann man mit „ B_1 “ zusammenfassen.

Beschränkt auf ganz bestimmte gestörte Bereiche, ließ sich noch eine zweite, NNE—SSW streichende Achsenlage einmessen und auch als Faltung erkennen, und zwar:

1. nahe Überschiebungsflächen von Strukturen, die nach B_1 deformiert sind,
2. in der Umgebung starker Klüftungen,
3. an Flächen, die vielleicht im ac der B_1 -Achse liegen.

Diese Achsen wurden als „ B_2 “ bezeichnet. Hiezu gehören z. B. Diagramm 19 und 25 in einem Hauptdolomit, der Fleckenmergel überschoben hat, Diagramm 31 und 32 an dem scheinbaren „Muldenknick“ im Medriol Tal, Diagramm 23 in der Gegend von Alblit, in der Nachbarschaft steilachsiger Tektonik. Der Großberg Kopf-Hauptdolomit ist auch deutlich nach dieser Achse verfalltet. Häufig fallen diese Achsen nach S ein. B_1 und B_2 schließen im W des Gebietes einen Winkel von 75 bis 90°, im O einen von 55 bis 75° ein. Während nach B_1 im Streichen durchgehende Mulden- und Sattelstrukturen geformt sind, besitzt B_2 keine derartigen Großformen. Aber auch für B_2 führen Vergenzen von Strukturen zu einer klaren Aussage über die Schubrichtung: von ESE nach WNW. Das Profil der Nordwand der Spießbruten Spitzen dient dafür als hervorragendes Beispiel (siehe Fig. 6 auf Tafel 12). B_2 entspricht somit dem von O. AMPFERER (zuletzt 1944, S. 69) durch Jahrzehnte hindurch immer wieder an verschiedensten Teilen der Nordtiroler Kalkalpen geforderten und zum Teil auch bewiesenen, bis zu gewissem Grade selbständigen E—W-Schub, den auch E. KRAUS (1949, S. 93) annimmt. Auf die soeben von A. TOLLMANN erschienene Arbeit „Die Rolle des Ost—West-Schubes im Ostalpenbau“ (Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 54, S. 229—249, 1962) konnte im Rahmen dieser Ausführungen leider nicht mehr eingegangen werden.

Mit „ B_3 “ sollen alle sehr steilen Achsen bezeichnet werden. Darunter fallen z. B. die Achsen im Gebiet von Alblit, ebenso die der Diagramme 11, 14 und 18. Auch B_3 ist wie B_2 beschränkt auf tektonisch besonders beanspruchte Gebiete.

Unterscheidet man mehrere Schubrichtungen mit verschiedenen B , so tauchen gleich auch folgende Fragen auf:

1. wie war die zeitliche Reihenfolge?
2. wäre es nicht möglich, daß eine der B -Achsen nur die Bedeutung eines B' habe, das heißt, als Nebenerscheinung gleichzeitig mit einem anderen B geprägt worden sei?

Wie schon erwähnt und bei der Beschreibung der Faltungen ausführlich geschildert, verlaufen die großen Schichtverbände einigermaßen ungestört Zehner von Kilometern weit parallel zu B_1 . Die Deformation zu B_1 hat sich daher in verhältnismäßig noch kaum verformten, flach liegenden Gesteinsfolgen ausgewirkt und hat diese als ganze gleichmäßig verfallten können — abgesehen von den Inhomogenitäten durch sprödere und biegsamere Gesteine des Schichtverbandes —. Der Schub von B_1 findet sich ebenso deutlich in kleinsten Bereichen von Dezimetern wie in größten Bereichen von Kilometern im gesamten Gelände als formende Kraft.

Auch gemäß der B_2 -Achse entstand ein beträchtlicher Strukturenreichtum. Dieser ist aber, wie bereits beschrieben, auf ganz gewisse Bereiche beschränkt. Die Bauelemente entsprechend B_2 haben nur sehr kurzes Streichen, maximal das Ausmaß einer Faltenschenkel-Fläche von B_1 , das heißt einen halben bis einen ganzen Kilometer. Die Schubphase B_2 hat im Gegensatz zu B_1 keine unverformten, gleichmäßig horizontal liegenden Schichten mehr vorgefunden. Sie hat sich daher nur auf kleinen Flächen, den verschiedenen Faltenschenkeln der B_1 -Falten auswirken können. Man muß daher die Schubphase B_2 für jünger als die von B_1 annehmen. Bei Anwendung größter Vorsicht wäre eventuell Diagramm 11 auf diese Weise zu entwirren.

Die Annahme, daß B_2 jünger ist als B_1 , erbringt auch eine Erklärung für das generelle Eintauchen der B_1 -Achsen nach SE im Westabschnitt des Arbeitsgebietes. Diese wurden durch einen E—W-Druck gemäß B_2 gestaucht und nach E niedergedrückt. Ursprünglich, vor diesem zweiten Schub, lagen sie ungefähr gleich dem B aus Diagramm 1, 17 oder 29 (flach WNW). Im Extremfall der Steilstellung entstanden die Achsen vom Typus B_3 . Diese B_3 -Achsen entstanden somit als letztes Ergebnis der Überprägung von B_2 über B_1 . Die B_3 -Achsen sind daher gleichzeitig auch ein Beweis für eine gewisse Selbständigkeit des E—W-Schubes entsprechend B_2 . Dabei ist es vorerst allerdings nicht ganz geklärt, ob diese steilen B_3 -Achsen immer durch Stauchung und Niederdrückung von B_1 -Achsen entstanden sind oder etwa durch differentielle Prägung der B_2 -Achsen auf vorher bereits vollkommen steilgestellten ss. Die relative räumliche Beschränkung von B_2 und B_3 ist darauf zurückzuführen, daß die zweite Faltungsperiode wegen der ersten engen Verfaltung bereits auf eine versteifte Masse auftraf. Sie wirkte sich daher vor allem in Form einer Reaktivierung alter Bewegungsflächen aus und erst in zweiter Linie durch Verfaltung noch verformbarer Massen. Zur Veranschaulichung dieses Vorganges stelle man sich am besten schräg übereinanderliegende gewellte Dachziegel vor: die überlappenden Dachziegel verkörpern die jeweils östlicheren Faltensysteme, geformt nach B_1 . Diese sich übergreifenden Falten (Dachziegel) wurden, beiläufig in der Richtung der Faltenachse (von E nach W) vorgeschoben (dadurch übergreifen sich die Dachziegel stärker). In der Natur ist, ent-

sprechend dem Achsenfallen, der ganze Komplex ebenfalls ostfallend (siehe Abb. 10 auf Tafel 12). Im folgenden Kapitel werden die Konsequenzen dieser nun analysierten Schübe B_1 und B_2 noch ausführlich geschildert werden.

In mehreren B_1 -Diagrammen tritt noch eine zweite, recht persistente Neben- β -Häufung hervor (flach genau E—W streichend), am besten β_{1a} zu nennen (z. B. Diagramme 1, 4, 10, 12, 15 a). Es ist aber nicht entscheidbar, ob β_{1a} nur auf lokale Inhomogenitäten oder als ein B_{1a} auf eine eigene Schubphase zurückgeht.

Das Gebiet im Alplig (im SW der Memminger Hütte) zeigt, sich vom benachbarten Gelände unterscheidend, in Diagramm 6 und 7 eine stark nach SE—SSE verdrehte B_1 -Achse bei dem wie üblichen zirka 20 Grad steilen SE-Einfallen. Diese Achsenlage dürfte durch eine Rotation des gesamten Komplexes (Hauptdolomit und umhüllende Kössener Schichten) von ESE nach SSE entstanden sein beim Vorschub des Sattels des Vorderen Seekopfes nach W, ebenfalls ein Überprägungsbild der Schubphase B_2 .

4. Decken, Pilzfalten oder Einheiten?

(Stellungnahme zu O. AMPFERER, E. SPENGLER, M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG)

a) Rückblick auf die Literatur:

O. AMPFERER kam im Laufe seiner jahrzehntelangen Kartierungen in den Lechtaler Alpen zu dem Schluß, daß dieses Gebiet gemäß dem Vorbild der Westalpen aus verschiedenen, zum Teil ferneingegliederten Stockwerken aufgebaut sei: der „Lechtal Decke“, der „Inntal Decke“ und zuoberst der „Krabach Joch Decke“. Durch das Gebiet der Memminger Hütte verläuft in diesem Sinne die Westgrenze der geschlossenen Inntal Decke, die aber in ihrer genauen Festlegung immer umstritten war. O. AMPFERER verlegt 1932 (b) (S. 89—91, S. 96) die Grenze der Inntal Decke an die Störungs- und Überschiebungslinie Tor Spitze—Streichgampen Jöchl—Oberlahms Spitze—Seescharten Kopf (bei P. 2568)—Spießbruten Spitze—Gebäud Spitze, auf S. 98 und 99 der selben Arbeit zieht er aber die Grenze der selben Decke von der Tor Spitze nördlich der Saxer Wand weiter nach W und nimmt die Störung Grießl Spitz—Hauptdolomit/Kreidemulde als Inntal Decken-Südgrenze an. Diese widersprüchlichen Deutungen regten immer von neuem zur Diskussion an. Besonders die bisher unklare Lage der Verhältnisse im S, bei der Ober Loch Alm und im Medriol, führte dazu, daß die verschiedensten Theorien aufgestellt wurden: M. RICHTER z. B. beschrieb 1930 hier ein „Medriol Fenster“, das von vielen anderen Autoren übernommen wurde, auf seiner Südseite aber nur schwer zu begrenzen ist.

Nachdem K. BEURLEN 1943 und E. KRAUS 1949 auf alle diese Schwierigkeiten bei der Umgrenzung der Inntal Decke schon hingewiesen hatten, faßte E. SPENGLER 1951 äußerst nüchtern und klar alle Befunde zusammen und versuchte sie in der Weise zu deuten, daß die Inntal Decke in dem Grießl Spitz-Hauptdolomit-Sattel ihre Wurzel habe und von dort rund 8 km weit nach N überfaltet sei. Die Lechtal Decke tauche als Freispitz-Mulde und Madauer Mulden nach E darunter ein. Er zog daher die Nord-

westgrenze der Inntal Decke vom Hinteren Seekopf über die Seescharten Spitze, die Kleinberg Spitze (unterhalb von P. 2335), die Oberlahms Spitze, das Streichgampen Jöchel zur Tor Spitze (genau: Am Hengst) die Südgrenze verlegte er parallel der Störung Kreidemulde/Grießl Spitz-Sattel von der Bären Scharte über das Silber Joch zum Starckenbach Tal.

Auf Grund der geologischen Karte von O. AMPFERER übernahm auch E. SPENGLER das „Medriol Fenster“ von M. RICHTER, dessen Südgrenze er mit dem Kössener Schichten-Zug auf der Südseite des Grubig Jochs und über das Kreuz Joch festlegte. Die Kalkalpen südlich der Inntal Decke faßte er als Südrand-Zone zusammen (= „Kronburger Schuppe“). Den Hauptdolomit-Fetzen auf der Roten Platte (bei O. AMPFERER ein Rest der Krabach Joch-Decke) und den Sattel des Mittleren und Vorderen Seekopfes erklärte E. SPENGLER als tauchdeckenartige Basis-Reste der Inntal Decke. 1957 versuchte er nochmals seine Ansicht mit Hinweis auf inverse Lagerungen und E-tauchende Achsen zu untermauern; trotz hohen Alters hatte er noch eine Geländebegehung dafür unternommen. Der Verfasser möchte sich im folgenden vor allem mit dieser letzten Deckenauffassung von E. SPENGLER auseinandersetzen.

1954 unternahmen M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG den Versuch, mit einer genauen Kartierung restliche Unklarheiten bei der Begrenzung der Inntal Decke zu beseitigen. Sie kamen aber zum gegenteiligen Ergebnis einer „Verwurzelung“ der Inntal Decke innerhalb der Lechtal Decke. Sie vermochten nämlich die Inntal Decke in eine Reihe von Einzelstrukturen aufzulösen: in spontan auftauchende und pilzförmig sich nach oben hin verbreiternde Sättel und beutelartige Mulden. Zu diesem Zweck forderten M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG ein steiles (minimal 15 Grad) Achsensteigen gegen NE, welches sie auch an verschiedenen Schichtausbissen abzulesen glaubten. Dieses Achsenstreichen — es widerspricht sowohl im Streichen als auch im Einfallen den Tatsachen — und ebenso die beschriebenen Südvergenzen zahlreicher Sättel — die beiderseitige Muldenzuschubung — lieferten für Anhänger des Deckenbaus in den Lechtaler Alpen (H. KÜPPER 1956, O. REITHOFER 1956, E. SPENGLER 1957, W. HEISSEL 1958) gute Angriffspunkte gegen diese neue Auffassung einer Parautochtonie.

1959 verteidigte R. SCHÖNENBERG nochmals die Arbeitsergebnisse aus dem Jahre 1954 mit dem Hinweis auf ähnliche Resultate der Marburger Schule in benachbarten Gebieten. Leider ging er teilweise zu wenig auf die Argumente von E. SPENGLER ein.

b) Die Deutung auf Grund der vorliegenden Neuaufnahme:

Durch die genauen Untersuchungen in den Bergen zwischen Memminger Hütte und Württemberger Haus (siehe Beschreibung der Schichtverbände) ergaben sich zahlreiche Beweise dafür, daß „Pilzsättel“ und „Beutelmulden“ hier tatsächlich nicht existieren. Im gesamten Gelände fand sich keine nennenswerte Südvergenz (auch nicht im Südteil des Arbeitsgebietes). Die Ursache zur Beschreibung jener südvergenten Strukturen durch M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG war wohl ihr falscher Blickwinkel, der ihnen von den vermeintlichen, in Wirklichkeit aber ganz anders verlaufenden Achsen aufgedrängt wurde. Betrachtet man aber die Strukturen — siehe beiliegende Profile — senkrecht auf die ac-Ebene der einge-

messenen β (= B), so kommt man zu einer Nordüberkippung der Sättel und Mulden im Ausmaß von durchschnittlich 40 bis 65 Grad. Von dieser durch die Überkippung bedingten Schräglage bis zu einer größeren Überschiebung (Gleitbrett-Sättel) nach N liegen alle Übergänge mehrfach vor. Auf diese Tatsache wurde im einzelnen bereits ausführlich in der Beschreibung hingewiesen.

Wegen der etwas geänderten geologischen Grundlagen, die sich bei vorliegender Neubearbeitung ergeben haben, wurde vom Verfasser neuerlich versucht, eine Inntal Decken-Grenze über der Lechtal Decke festzulegen. Aber auch dieser Versuch scheiterte.

Verlegt man die Südgrenze der angenommenen Inntal Decke in die Störung Bären Scharte—Silber Joch, so widerspricht dem

1. der restweise erhaltene Schichtverband im Unter Patrol (Aptychen Kalke bis Fleckenmergel) und das Auslaufen der Störung gegen E südlich des Inntals in eine Mulde,

2. daß die Kreidemulde von S nach N den nördlich anschließenden Grießl Spitz—Seescharten Kopf-Sattel fast einen Kilometer weit überfährt und nicht unter ihn hineinstreicht (wie aus Profil I auf Tafel 10 klar ersichtlich). Eine Ferneinschiebung der Inntal Decke auf der an dieser Linie austreichenden Bewegungsfläche scheidet somit aus (und so auch die Vorstellung von O. AMPFERER [1932, (b) S. 98], die gesamte Freispitz-Mulde werde von Cenoman unterfahren).

Nach der Auffassung von E. SPENGLER (1951) soll der Grießl Spitz—Seescharten Kopf-Sattel die sattelförmige Wurzel der Inntal Decke sein. Dies wäre umso stichhaltiger, als der Rätolias des Medriol Tales nun klar als Fortsetzung der südlichen Freispitz-Teilmulde erwiesen werden kann, und der südlich anschließende Seescharten Kopf-Sattel (Hauptdolomit und Raibler Schichten) sich ohne Hindernis über das Kreuzjoch weit nach E noch verfolgen läßt. Wie bereits beschrieben, überschiebt dieses Bauelement im Kamm Seescharten Kopf—Kleinberg Kopf rund $\frac{5}{4}$ km weit mit einer wuchtigen Stirnfalte das vielfältige Synklinorium des Südteiles der Freispitz-Mulde. Knapp südlich der Kleinberg Spitze keilt aber diese Überschiebung mit einem Brocken schmächtigen, steilgestellten Hauptdolomites eindeutig in die Luft aus. Weder im N noch im E setzt ein Gesteinskomplex diese Überschiebungsmasse fort. Das Kleinberg Spitz-Gewölbe ist nicht als Fortsetzung dieser Überschiebung zu deuten. Dagegen spricht eindeutig, daß im Bereiche der Kleinberg Alm unter den überschobenen Hauptdolomit und die mitgeschleppten Lias-Fleckenmergel der Hauptdolomit der Kleinberg Spitze klar eintaucht. Weitere Hinweise dafür können in der Sattelstruktur der Kleinberg Spitze und deren sehr wahrscheinlichem stratigraphischem Zusammenhang mit dem Mittelsattel der großen Freispitz-Mulde erblickt werden. Aus diesen Gründen kann deshalb auch der Grießl Spitz—Seescharten Kopf-Sattel nicht in eine Inntal Decke mit einbezogen werden.

Der Begriff des „Medriol-Fensters“ ist hinfällig geworden, weil diese Jungschichten über die Kleinberg Alm zur Freispitz-Mulde nach W in Verbindung stehen und mit normalem stratigraphischem Kontakt im Profil Planken Spitz—Planken Pleis an den Seescharten Kopf—Kreuzjoch-Sattel grenzen.

Die Störung zwischen dem Hauptdolomit der Spießbruten Spitzen (= östliche Fortsetzung des Kleinberg Spitz-Gewölbes) und den Fleckenmergeln der Planken Spitze verlockte durch die Profilansicht von der Medriol Hütte her schon seit jeher zur Deutung als Basis einer feingegliederten Inntal Decke (siehe O. AMPFERER 1932, (b) Profil S. 60).

M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG (1954, Abb. 20) mußten zur Erklärung dieses Profils eine 700 m weit reichende Südvergenz zu Hilfe nehmen, um auch diesen Hauptdolomit als Sattel zu „verwurzeln“. Sehr einfach ist das Problem zu lösen bei Ansicht der Spießbruten Spitzen von N her (siehe Abb. 6 auf Tafel 12): man erkennt ohne Schwierigkeit, wie die Fleckenmergel am Burschl maximal 100 m weit von E in den Hauptdolomit der Spießbruten Spitzen hineingepreßt wurden und nicht unter ihn hineinstreichen; dieser Hauptdolomit selbst ist in auffallende, größere, sattelförmige, gegen W überkippte Falten gelegt. Der in dem vorhergehenden Kapitel schon dargelegte E—W-Schub spielt an dieser Stelle also eine ausschlaggebende Rolle. Er bewirkt auch den Muldenknick der Fleckenmergel.

Diese oben gedeutete Störung an der Planken Spitze begrenzt nach W den Hauptdolomit des Kleinberg Spitz-Gewölbes gegen S. Gegen E tritt die Störung zunächst als Grenze zwischen Hauptdolomit und Fleckenmergel im Gebiete der Schönpleis Köpfe noch deutlich hervor, schwächt sich aber weiter ostwärts rasch ab. Am Vileid Joch sind die Rät—Jura-Gesteine innerhalb etwa 200 m bereits vollkommen ausgepreßt, beziehungsweise wohl E—W vom Hauptdolomit überschoben. Am Vileid Joch weisen Hauptdolomit-Mylonite, weiter östlich höchstens die dort anstehenden Kössener Schichten, auf die ostwärts austreichende Störung.

Mit der Kleinberg Spitze schließt westwärts die geschlossene Masse des „Kleinberg Spitz-Gewölbes“. An ihrem Westfuß liegt nach einer breiteren Schutthalde die Felswand im SW von P. 2335 mit ihrem schön gefalteten Hauptdolomit. Westlich, wieder durch einen aufschlußlosen Streifen getrennt, folgt die Hauptdolomitplatte bei der Memminger Hütte.

Für eine Zusammengehörigkeit dieser drei Hauptdolomite spricht:

1. Das Streichen der Hauptdolomit-ss der Kleinberg Spitze und der Felswand südwestlich von P. 2335 stimmt überein. Auch ihre β (= B) unterscheiden sich nur im Fallen, nicht aber im Streichen. Man kann daraus folgern, daß beide Hauptdolomite den Nord-überkippten Nordschenkel des Kleinberg Spitz-Gewölbes vorstellen, daß die Kössener Schichten vom Oberlahms Joch — P. 2335 den Kern der anschließenden Mulde bilden.

2. Die Hauptdolomit-Platte bei der Memminger Hütte zeigt nördlich P. 2237 am Bach gleiches Achsen-Streichen und -Fallen wie in der Felswand. Auch gleichgerichtete Faltung ist noch zu erkennen. Die Geopetalgefüge passen entsprechend der Lage an zwei Faltenschenkeln zusammen. Daraus darf man schließen, daß die genannten drei Hauptdolomit-Vorkommen ein und derselben Einheit angehören, wobei bei der Memminger Hütte überwiegend der Südschenkel, in der Felswand nur der Nordschenkel und in der Kleinberg Spitze wieder vor allem der Nordschenkel des Kleinberg Spitz-Gewölbes erhalten ist. Der Hauptdolomit bei der Memminger Hütte ist aber als Ostfortsetzung des Freispitz-Mulden-Mittelsattels zu deuten (siehe oben). Daraus ergibt sich aber weiters, daß

die von der Kleinberg Alm über die Verborgene Scharte ziehende Störung nächst dem Südende der Felswand südwestlich von P. 2335 wohl in den Kössener Schichten des Unteren Seebi Sees ausläuft, das heißt, diese ganze Störung zwischen Seebi See im W und Vileid Joch dürfte kaum als Deckengrenze aufzufassen sein.

Wie bereits ausführlich in dem Kapitel „Beschreibung der Sattel- und Muldenzüge“ geschildert wurde, entwickelt sich aus dem Mittelsattel der Freispitz-Mulde nach E unglaublich rasch ein vielfältiges, nach Norden überklapptes Hauptdolomit-Antiklinorium: der Alpig-Sattel, der Kleinbergspitz-Sattel, der Doppelsattel am Schweine-Rücken und in der Leiter-Spitze und der Sattel östlich des „Streichgampen-Jöchl“. Insgesamt wird durch dieses Sattelsystem der Nordflügel der Freispitz-Mulde $4\frac{1}{2}$ km weit überfahren (bis zum „Alblit-Joch“).

Diese prächtige Überschiebungsbahn, unter die alle Juragesteine nach Südosten abtauchen, diente selbstverständlich auch allen Autoren als Austrich der Inntaldecken-Grenze. Die Weiterverfolgung nach Norden zur Tor Spitze verursachte aber immer erhebliche Schwierigkeiten. Auch die Aufnahmen von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG konnten nicht die erwünschte Klarheit bringen. Erst der Befund einer Tektonik mit steilen Achsen in der Alblit Alm zeigte eindeutig, daß weder durch die Luft noch in gerader Linie eine Verbindung zwischen der Sattelstirne (Hauptdolomit) östlich des Streichgampen-Jöchls und dem Hauptdolomitgrat Tor-Spitze—Landschafts Eck herzustellen ist (siehe Profil 3 auf Tafel 10). Zwischen dem Hauptdolomitsattel östlich des Streichgampen-Jöchls und dem Hauptdolomit der Tor-Spitze streicht von Westen das Saxer-Spitz-Gewölbe herein. Die tektonische Stellung der verschiedenen Vorkommen von Kössener Schichten und Hauptdolomit in der weiteren Umgebung der Alblit-Hütte wurde bereits oben eingehend beschrieben. Auch für dieses Gebiet entfällt somit die Deckenvorstellung, weil das „Tor-Spitz—Ruitel-Spitz-Massiv eine eigene Einheit darstellt und nicht mit dem Antiklinorium des Mittelsattels der Freispitz-Mulde verbunden werden kann, dessen Basisschubbahn sich von Alblit nach E und nicht nach NW fortsetzt.

Zahlreich im ganzen Arbeitsgebiet sind deutliche Spuren von E—W-bewegungen. In Fig. 9 und besonders in Fig. 10 auf Tafel 12 wird eine profilmäßige Darstellung derselben versucht. An Hand deren sollen nun in Reihenfolge von W nach E die einzelnen Schuppen aufgezählt werden.

Im Kessel (südwestlich der Memminger Hütte) drückt sich in Form von Kössener Schichten und oberrätischen Riffkalkketzen ein erster Satteln gegen W vor. Im Alpig erscheint bereits, der SE absteigenden Achse entsprechend, die erste Hauptdolomitschuppe (siehe oben und Diagramm 6 und 7). Ebenso wurde der Sattel des vorderen und mittleren Seekopfes besonders auffällig nach W vorgeschoben. Sein Schichtverband blieb dabei in der bereits geschilderten Weise noch lückenlos erhalten. Die Geländestufe direkt bei der Memminger Hütte ist durch einen weiteren W gerichteten Schuppenrand bedingt. Die Schichtkomplexe entlang der Linie Oberlahms Spitze—P. 2335—Edelrauten Spitze—Seeköpfe bilden den nächst höher aufliegenden „Dachziegel“. Nur so ist auch die unglaublich rasche Entwicklung der Kössener Schichten-Mulde im Unteren Seebi-See zum Edelrauten Sinklinorium zu erklären.

Deutlich sind auch die Hinweise für den E—W-Schub im Kamm Kleinberg Spitze—Seescharten-Kopf, wie die Diagramme 11, 14 und 16 beweisen. Die Gesteine der Basis der westwärts bewegten Hauptdolomitmasse zeigen deutlich überprägte Achsen. Die nächste Schuppe der Schiefer-Spitzen wird im Gebiet des Großberg-Jochs durch eine deutlich ausgeprägte Stirnfaltung mit N—S-streichendem B bewiesen. Gleiches zeigt auch Diagramm 19, weiter nördlich im selben „Dachziegel“. Dieser Schub scheint auch die Muldenzone der Kleinberg-Alm auf ein Minimum eingengt zu haben. Der Hauptdolomitsattel östlich des Streichgampen Jöchls und der Doppelsattel der Leiter Spitzen erklären sich ebenso klar als einer dieser aus E vorgeschobenen „Dachziegel“. Dies zeigt sich besonders deutlich an den steilen Achsen in Alblit. Ganz im SE drückten die Spießrutens-Spitzen und die Jungschichten von Medriol mit prächtigen Stirnfalten nach Westen.

Ein sehr eindrucksvolles Beispiel der E—W-Bewegungen ist ganz am Rand des Aufnahmegebietes die Kleine Leiter Spitze (siehe Profil 3 auf Tafel 10). Beim Anblick von W scheint sie als vollkommen isolierter Hauptdolomit-Brocken mit Südvergenz der ss-Struktur auf dem Grat zu liegen, der vom Alblit-Joch nach Süden zieht. Verfolgt man aber ihre Struktur weiter nach E, so bemerkt man, daß sie sich, allmählich eintauchend, im Gebiet des Gufel See Jöchls zu einer ganz normalen Mulde ausweitet, in die die „Muttekopf-Gosau“ hineinzuliegen kommt. Auf der Westseite hingegen fällt auf, daß die Kleine Leiter Spitze genau inmitten der nordvergenten Mulde von Kössener Schichten liegt, die die Streichgampen Pleisen hinaufziehen, und an deren Stelle sich von der Kleinen Leiter Spitze weg bituminöse Lagen im Hauptdolomit noch ein Stück weiter nach E hin fortsetzen. In Abb. 7 auf Tafel 12 wird ihr abgeschliffener Muldenboden gezeigt. In der Kleinen Leiter Spitze liegt die östliche Fortsetzung — hier in normaler Entwicklung und nicht fast vollkommen abgeschliffen — des Muldenbodens von Streichgampen vor. Jene ist durch den E—W-Schub herausgehoben, als Erosionsrest erhalten. Auch für diese Struktur entfällt somit die Deutung als Südvergenz oder als fern eingegleitene Decke.

Nach allen vorangegangenen Schilderungen fällt es nun nicht schwer, auch im Hauptdolomitzug Tor Spitze—Landschafts Eck den Westschub abzulesen. Die E—W-Bewegung tritt in der intensiven Hauptdolomitfaltung am Hange des Landschafts Ecks gegen Alblit wunderbar hervor. Sie erklärt auch ebenso das eigenartige Auftreten der Kössener Schichten wie die steilen Achsen auf Alblit selbst. Dadurch ist auch der stratigraphische Kontakt zu dem Madauer Muldensystem größtenteils verloren gegangen (siehe Fig. 9 auf Tafel 12 und Profil 2 auf Tafel 10).

Durch die Neuaufnahme des Gebietes um die Memminger Hütte und um das Württemberger Haus haben sich folgende Tatsachen feststellen lassen:

1. Zwischen den Hauptdolomit-Gebieten und den Jungschichten (Rät bis Kreide) haben sich vielfach stratigraphisch geschlossene Schichtverbände ergeben.
2. Die Strukturen (Mulden und Sättel) des westlichen, überwiegend aus Jungschichten aufgebauten Gebietes lassen sich mehrfach in das östliche, vorwiegend aufs Hauptdolomit aufgebaute Gebiet durchverfolgen.

3. Diese Strukturen sind meist stark nach N überschlagen, im Hauptdolomit auch im Gelände schön beobachtbar.

4. Die B-Achsen (B_1) verlaufen im W in WNW-Richtung, im E in ENE-Richtung. Sie weisen also eine Knickung auf entlang der Linie Alblit-Hütte—Ober Loch Alm.

5. Die im allgemeinen flachen B_1 -Achsen tauchen in bestimmten Gebieten (siehe gefügetektonisches Deckblatt) 20—80 Grad gegen SE ein (B_3).

6. Außerdem treten annähernd N—S streichende Achsen auf (B_2). Diesen Achsen entsprechen im Gelände im Großaufschluß deutlich hervortretende westvergente Faltenstrukturen.

Daraus ergibt sich ein Sattel- und Muldenbau, der auf einen klaren, aus der Südrichtung erfolgten Schub zurückzuführen ist (B_1). Diese im großen E—W streichenden Strukturen sind durch einen jüngeren E—W-Schub mit N—S streichenden Strukturen überprägt worden. Dies führte zu einer Übereinanderschuppung (in E—W-Richtung) nach Art von Dachziegeln. Diese jüngeren Strukturen beherrschen auch morphologisch stark das Landschaftsbild. Sie verursachen das stufenförmige Verspringen der Jungschicht-Zonen (siehe z. B. Fleckenmergelzug Oberlahms Spitze, Fleckenmergelzug im Medriol Tal). Sie verursachen in gleicher Weise die N—S verlaufenden Gebirgskämme (siehe „Gefügerelief“).

Dieses Beobachtungsmaterial bietet für die tektonische Deutung klare Hinweise. Wie bereits erwähnt, war im Arbeitsgebiet keine Klarheit über den Verlauf einer möglichen Deckengrenze im Sinne von O. AMPFERER's Inntaldecke zu finden. Das Ergebnis der Neubearbeitung ist, daß eine solche durchgreifende Deckengrenze auch tatsächlich nicht vorhanden ist.

Es besteht auf Grund des vorhandenen tektonischen Baues auch keine Notwendigkeit für die Annahme einer solchen, wie unten noch ausgeführt werden wird.

Der zweite Versuch einer Erklärung durch pilzähnliche Sättel mit steil nach NE aufsteigenden Achsen wurde bereits zu Beginn des Kapitels widerlegt. Sie haben sich im Arbeitsgebiet nirgends feststellen lassen.

Es ergibt sich mithin, daß die Jungschichtverbände (der Lechtal-Decke im Sinne O. AMPFERER's) wohl nur — bedingt durch den E—W-„Dachziegelbau“ — für kurze Strecken unter die Hauptdolomitmassen hineinstreichen. Die entsprechenden Überschiebungsflächen (z. B. im Oberlahms Berg) tauchen 30—40 Grad und mehr gegen E ab.

Die besondere Übereinanderhäufung von E—W gepreßten Schuppen speziell im Gebiet der Memminger Hütte bewirkte, daß durchschnittlich wesentlich ältere Gesteinspakete im E der Memminger Hütte zutage treten als in deren W. Diese verschiedene Gesteinsverteilung läßt es daher als durchaus angemessen erscheinen, hier eine Inntal-Einheit (im E) von einer Lechtal-Einheit (im W des Gebietes) abzugrenzen, aber nicht mit einer scharfen „Deckengrenze“ (= Überschiebungsfläche), sondern mit einem stufenförmigen („Dachziegel“) Übergang. Vielleicht ist die Ursache der außergewöhnlich hohen Übereinanderstaffelung von Schuppen der Richtung E—W im Gebiet der Memminger Hütte, die zu dieser Zonentrennung führt, in der besonderen Anlage der B_1 -Achsen zu suchen, die auf der Linie Streichgampen-Jöchl—Ober Loch Alm einen Knick von WNW nach ENE bilden. Der jüngere E—W-Schub mußte hier zu einer scheinbar größeren Überschiebung führen.

5. Ein Vergleich mit den Arbeiten von E. Kraus (1936, 1949) und K. Beurlen (1944)

Der soeben ausgeführte Gedanke einer Parautochthonie der Inntaldecke ist keineswegs neu. Bereits 1936 kam E. KRAUS (S. 169) auf Grund ausführlicher Untersuchungen zu folgendem Ergebnis: „Die Inntaldecke ist nichts anderes als der über der nordalpinen Narbe zersplitterte und als harte Platte nach oben ausgeschobene Mittelteil der Kalkalpen, deren tieferen, äußeren Teil wir Lechtaldecke nennen“.

K. BEURLEN überprüfte 1944 diese Ansicht und versuchte, sie weiter zu erhärten. Zu diesem Zweck ging er vor allem auf die lokalen geologischen Verhältnisse am Rand der Inntaldecke ein mit Hilfe der Kartenunterlagen von O. AMPFERER. Er fand dabei viele Hinweise auf eine ursprüngliche Ablagerung der Inntaldecke innerhalb der Lechtaldecke. K. BEURLEN behandelte in seiner Arbeit auch besonders ausführlich den Inntaldecken-Rand im Gebiet zwischen Ruitel Spitzen und Parseier Spitze. Hierbei (S. 246) betrachtete er die Überschiebungstörung des Saxer Spitz-Hauptdolomits über Cenoman nur als Erscheinung von lokalem Ausmaß, weil sich bereits am Kögele der stratigraphische Kontakt Hauptdolomit—Cenoman einstellt (siehe geologische Karte der Lechtaler Alpen von O. AMPFERER, Blatt Parseier Spitz-Gruppe).

Von der Inntaldeckengrenze Leiterspitze—Oberlahms Spitze schreibt K. BEURLEN auf S. 245: „Von der ‚Oberlahms Spitze‘ nach W zu verschwindet diese Hauptdolomit-Masse rasch bei der Memminger Hütte unter jüngeren (jurassischen) Schichten und damit verliert sich auch die an der ‚Oberlahms Spitze‘ selber noch ganz deutlich ausgeprägte Überschiebungsgrenze.“ Dieser Befund und ein ähnlich lautender auf S. 249 (oben) wurde sowohl von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG als auch in der vorliegenden Arbeit bestätigt. Im Punkt 1 seiner Zusammenfassung (S. 247) betrachtete K. BEURLEN den Rand der Inntaldecke im hier besprochenen Gebiet „als eine Folge von verschiedenen, sich verlierenden und gegenseitig sich vertretenden, offenbar kleineren Überschiebungen“. Auf S. 262 bezeichnete er ebenso deutlich die Inntaldecke als „großzügiges Verschuppungs- und Überschiebungssystem im Rahmen der Lechtal Einheit“. Besonders diese beiden letzten Zitate, und ebenso viele andere Stellen, zeigen folgendes: bereits vor fast zwanzig Jahren arbeitete K. BEURLEN an Stelle der Annahme einer Inntaldecke und Lechtaldecke mit den Begriffen „Inntal Einheit“ und „Lechtal Einheit“, ähnlich wie sie am Ende des vorangegangenen Kapitels herausgeschält wurden. Leider sind seine maßvollen und wohldurchdachten Ansichten im allgemeinen bisher verhältnismäßig wenig gewürdigt worden.

Bei K. BEURLEN wird der auffallende E—W-Schub allerdings zu sehr bagatellisiert, der immer wieder von O. AMPFERER und auch in der vorliegenden Arbeit erwiesen wurde; er deutet ihn nämlich als reine Ausweicherscheinung einzelner in Richtung N gehemmter Schollen (S. 252). Der Schub ist aber als selbständige Kraft, bei konstanter E—W-Richtung, maßgeblich am heutigen Bild der Tektonik der Lechtaler Alpen beteiligt, wie sich inzwischen herausstellte. E. KRAUS hingegen spricht dem E—W-Schub in seiner Arbeit „Die Entstehung der Inntaldecke“ (1944/49) eine wesentlich eigenständigere Rolle zu, am deutlichsten in der Zusammen-

fassung auf S. 93, Punkt 5: „Die Bildungsumstände der Inntaldecke in der sich verengenden Lechtaler Hauptmulde wurden untersucht. Zu ihnen gehören: (Absatz 3) Das Dazwischengreifen einer westöstlichen neben einer (überwiegenden) nordsüdlichen Einengung“. Aus S. 49, 50 und 66 weist E. KRAUS im Detail auf solche N—S-Faltenachsen hin, besonders im Zusammenhang mit der nach W schauenden Faltenstirne der Roggal Spitze in den westlichen Lechtaler Alpen.

Wenn auch E. KRAUS bezüglich der Baumechanik und der Ursachen der Tektonik zu anderen Ergebnissen kommt, so stimmt er doch klar überein mit K. BEURLEN's lokalgeologischen Überlegungen um die Inntaldecke in den Mittleren Lechtaler Alpen (S. 83), dem hier zur Diskussion vorliegenden Gebiet. In Punkt 4 seiner Zusammenfassung (S. 93) bekennt sich E. KRAUS noch einmal eindeutig zu seiner Auffassung vom Jahre 1936: „... Es wird daraus auf die allmähliche Herausbildung der Inntaldecke durch Fastfugengleitung aus den höheren Innenteilen der Lechtaldecke geschlossen. Eine Ferndecke könnte die vorhandenen Gefügebilder, auch die (zumeist sehr fraglichen) Tauchfalten nicht geschaffen haben“.

Nebenbei sei vermerkt, daß interessanterweise bereits E. KRAUS 1949 im Profil M, S. 34, auf die Natur der Freispitz-Mulde als „Doppelmulde“ mit der Freispitze als Mittelsattel klar aufmerksam gemacht hat; dies zum Unterschied von anderen Autoren, welche diese Doppelmulde als sehr komplizierte, wirr verfaltete Jungschichtenmasse darstellen (siehe „Beschreibung der Sattel- und Muldenzüge“).

Das Ergebnis der vorliegenden Arbeit bestätigt also mit Detailuntersuchungen im großen und ganzen die schon alten Gedanken von K. BEURLEN und E. KRAUS. Allerdings werden noch mit Hilfe der Gefügeachsentelekttonik zwei zusätzliche Faktoren als besonders ausschlaggebend gefunden: der E—W-Schub mit den „B₂“ und „B₃“-Achsen, und der Knick der „B₁“-Achsen östlich der Memminger Hütte von WNW nach ENE.

Die Sattelstrukturen, die zu „B₁“ gehören, zeigen aber durchwegs Nordvergenz und die Sattelstrukturen, die zu „B₂“ gehören, Westvergenz. Dadurch werden Unterschiebungen von S und von E ausgeschlossen.

Schriftenverzeichnis

AMPFERER, O.: Über den Südrand der Lechtaler Alpen. — Jahrb. d. G. B. A., Bd. 80, Wien 1930.

AMPFERER, O.: Zur neuen Umgrenzung der Inntal-Decke. — Jahrb. d. G. B. A., Bd. 81, Wien 1931.

AMPFERER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Parseier Spitz-Gruppe, 1 : 25.000. — G. B. A., Wien 1932 (a).

AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen, 1 : 25.000. — G. B. A., Wien 1932 (b).

AMPFERER, O.: Über die tektonische Selbständigkeit der Inntal-Decke. — Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung, Wien 1944.

BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntal-Decke. — Sitzber. d. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Abt., München 1943.

FUCHS, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. — N. Jahrb. f. Min. Abh. Abt. B, Bd. 88, Stuttgart 1944.

HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Wien 1958.

HUCKRIEDE, R.: Die Eisenspitze am Kalkalpen Südrand. — Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., Bd. 111, S. 410, Hannover 1959.

HUCKRIEDE, R. u. JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). — Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., Bd. 109, S. 373, Hannover 1958.

JACOBSHAGEN, V. u. KOCH, K. E.: Verkeilungen als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. — N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh. 1959, Stuttgart 1959.

KOCH, K. E.: „Sandfang“, ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse. — N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh. 1959, Stuttgart 1959 (b).

KOCH, K. E. u. STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide d. westl. Lechtaler Alpen. — Verh. d. G. B. A., 1959, Wien 1959.

KOCKEL, C. W.: Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. d. G. B. A., 1956, Wien 1956.

KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. I. Der Bau der Alpen. — Gebr. Borntraeger, Berlin 1936.

KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntal-Decke. — N. Jahrb. f. Min. Abh. Abt. B, Bd. 90, Stuttgart 1949.

KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. d. G. B. A., 1956, Wien 1956.

REITHOFER, O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. — Verh. d. G. B. A., 1956, Wien 1956.

RICHTER, M.: Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jahrb. f. Min. Beil., Bd. 63. B., Stuttgart 1930.

RICHTER, M. u. SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., Bd. 105, Hannover 1954.

SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. — Springer, Wien 1930.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geolog. Körper I und II. — Springer, Wien-Innsbruck 1948/50.

SCHMIDEGG, O.: Geolog. Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). — Jahrb. d. G. B. A., Bd. 102, Wien 1959.

SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. — Festschr. 90 Jahre Deut. Alpenverein, Memmingen 1959.

SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. — Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., Bd. 102, Hannover 1951.

SPENGLER, E.: Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. d. G. B. A., 1957, Wien 1957.

ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den Deutschen Alpen zw. Iller und Traun. — Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., Bd. 111, Hannover 1959.

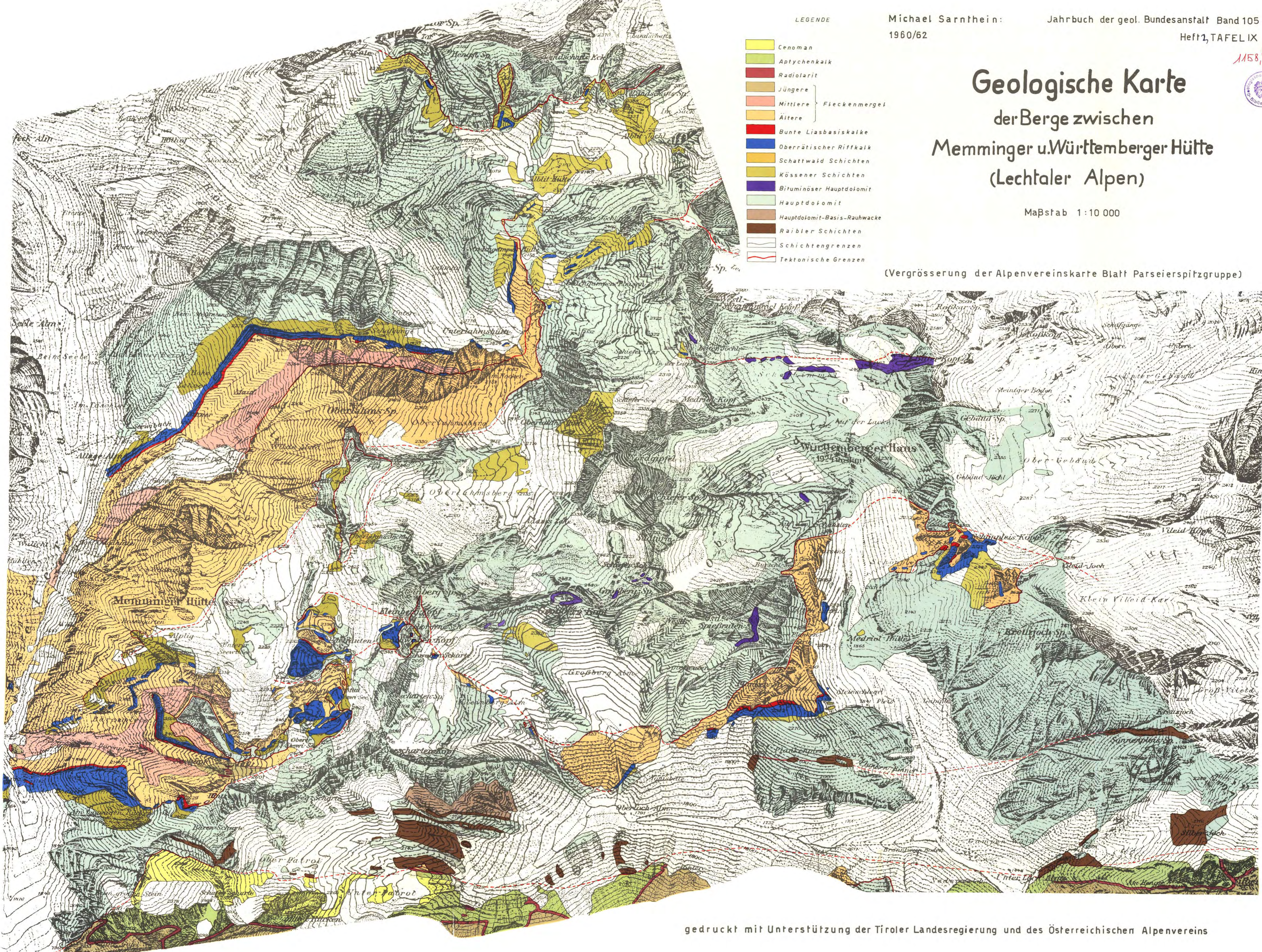
1158,82


Geologische Karte der Berge zwischen Memminger u. Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen)

Maßstab 1:10 000

(Vergrößerung der Alpenvereinskarte Blatt Parseierspitzgruppe)

- LEGENDE
-  Cenoman
 -  Aptychenkalk
 -  Radiorarit
 -  Jüngere } Fleckenmergel
 -  Ältere }
 -  Bunte Liasbasiskalke
 -  Oberrätischer Rifffkalk
 -  Schattwald Schichten
 -  Kössener Schichten
 -  Bituminöser Hauptdolomit
 -  Hauptdolomit
 -  Hauptdolomit-Basis-Rauhacke
 -  Raibler Schichten
 -  Schichtengrenzen
 -  Tektonische Grenzen



Gefügetektonisches Deckblatt

zur geolog. Karte der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen)

Maßstab 1:10.000

Legende:

1, 2, --- 34 Numerierung der β -Diagramme (mit 3fach abgestuftem β -Häufigkeitsmaximum) entsprechend den Hinweisen im Text

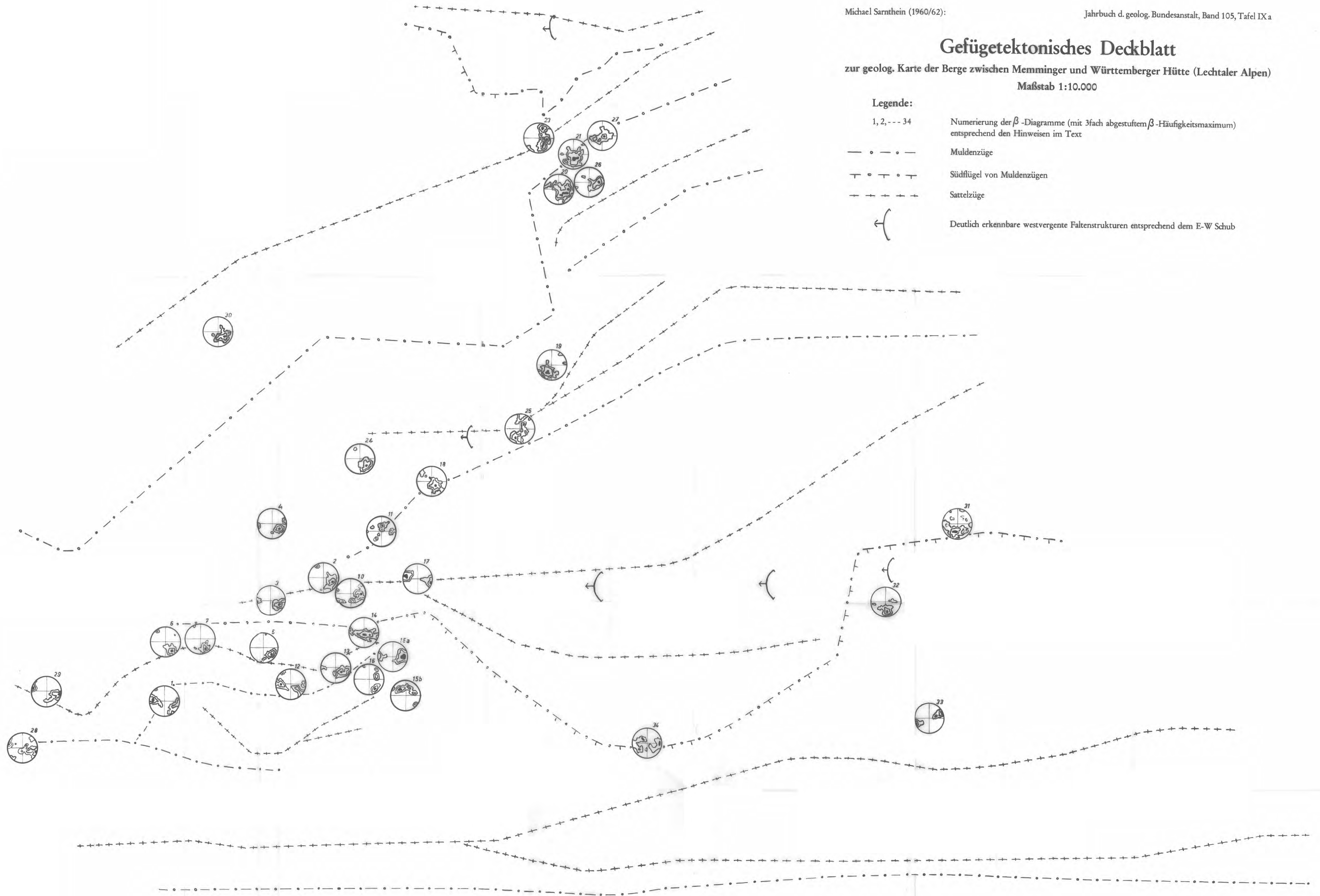
— • — • — Muldenzüge

— | — | — Südflügel von Muldenzügen

— + — + — Sattelzüge



Deutlich erkennbare westvergente Faltenstrukturen entsprechend dem E-W Schub



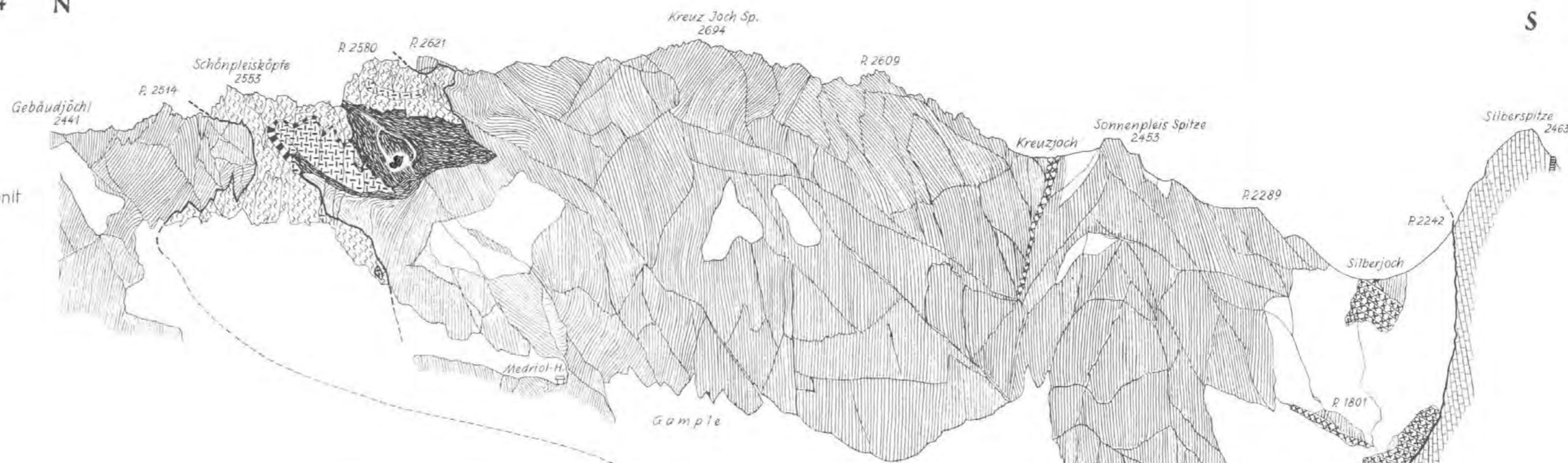
PROFILE DER BERGE ZWISCHEN MEMMINGER-UND WÜRTEMBERGER HAUS

VON *M. Sarnthein* 1962

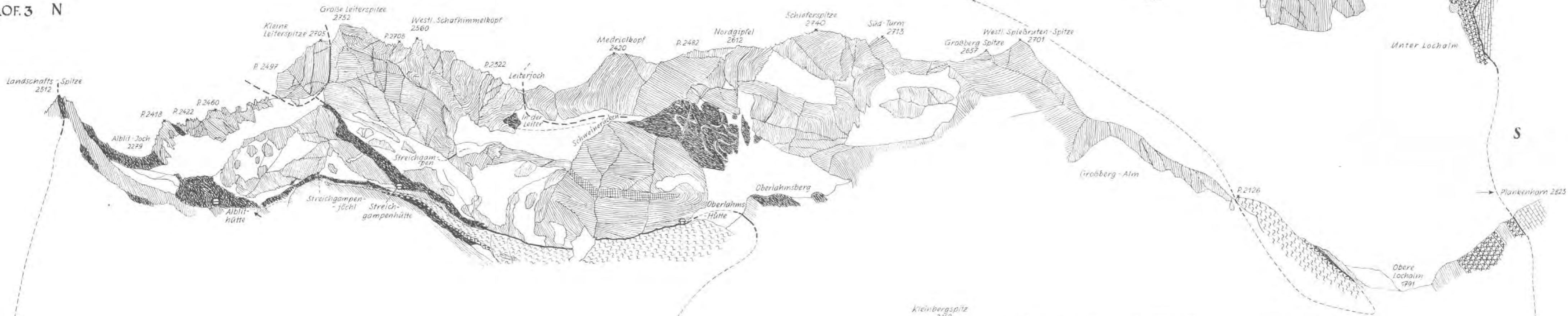
PROF. 4 N

LEGENDE :

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |
| | | | |
- Überschiebungsbasis u. Ausstrich
 normal
 invers
 Geopetalgefüge

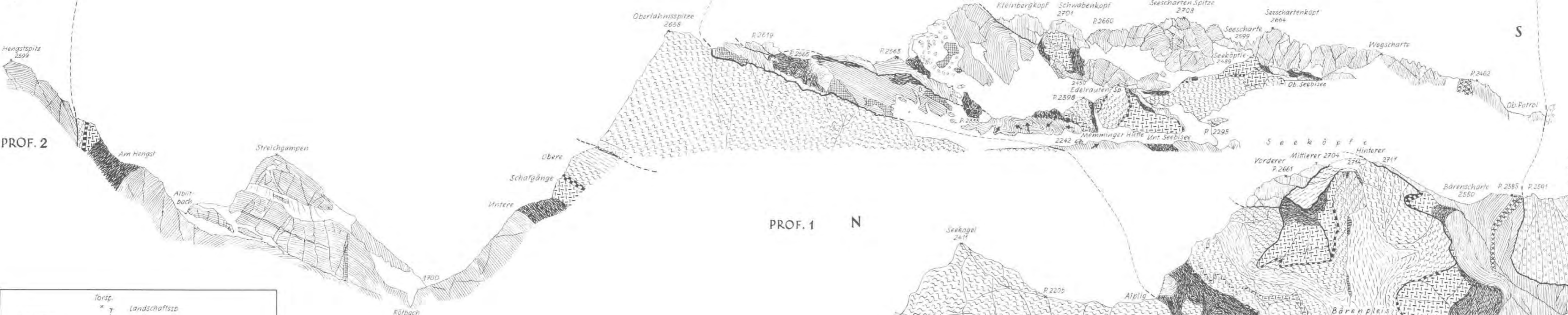


PROF. 3 N

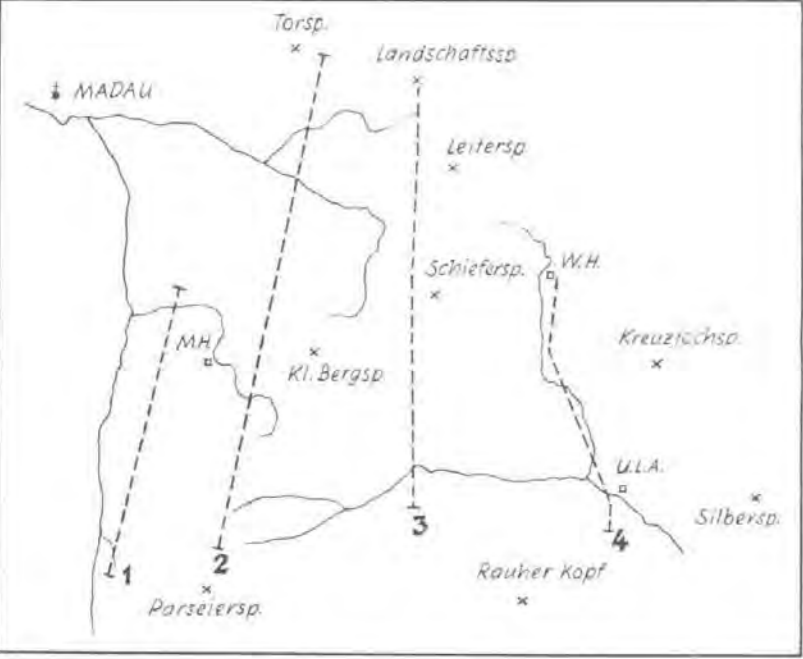


N

PROF. 2



PROF. 1 N

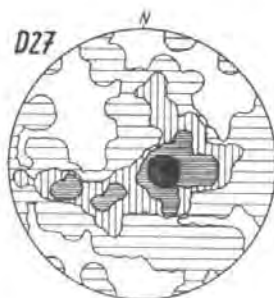
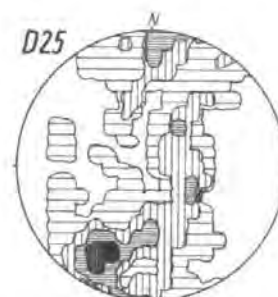
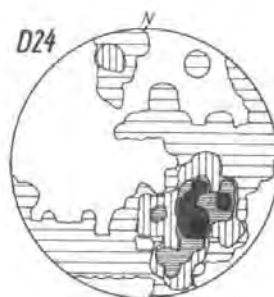
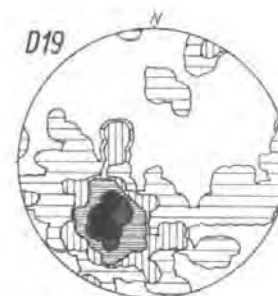
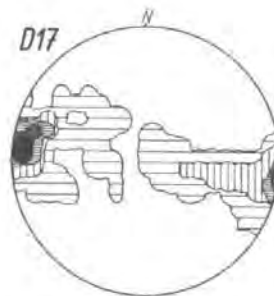
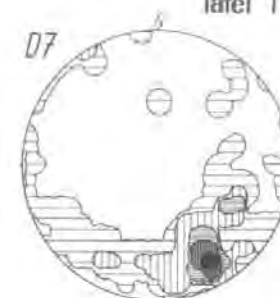
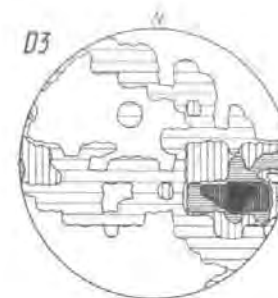


LAGE DER PROFILE

Legende zu den Diagrammen

(Regionale Verteilung siehe Gefügetektonisches Deckblatt, Tafel 9 a)

- D 2 = Hauptdolomitfalte (zirka 150 m)
30 ss, 430 β
>10% --> 5% --> 2% --> 1% --> 1%
- D 3 = Hauptdolomitfalten (5 m-Bereich) und ss aus etwa 250 x 250 m
28 ss, 378 β
>13% --> 8% --> 4.5% --> 1.5% --> 1.5%
- D 7 = Hauptdolomitsattel mit zirka 40 m Profillänge
21 ss, 210 β
>24% --> 15% --> 7.5% --> 3% --> 3%
- D 17 = Hauptdolomitsattel 250 x 250 m Profil
21 ss, 210 β
>24% --> 15% --> 9% --> 2.4% --> 2.4%
- D 19 = Hauptdolomitfalte (zirka 40–50 m)
24 ss, 276 β
>15% --> 10% --> 5% --> 2% --> 0%
- D 21 = $\frac{1}{2}$ –3 m steilstehende Falten in Kössener Kalken
35 ss, 595 β
>8% --> 4% --> 2% --> 1% --> 1%
- D 24 = Kalkfalte in Mergeln der Kössener Schichten (Bereich 6-6 m)
26 ss, 325 β
>10% --> 8% --> 5% --> 2% --> 2%
- D 25 = Hauptdolomitfalten (zirka 250 m Profillänge)
28 ss, 378 β
>9% --> 7% --> 4% --> 1 1/2% --> 1 1/2%
- D 26 = Faltenstrukturen in einem Hauptdolomitsattel (Bereich 300 x 400 m)
30 ss, 435 β
>23% --> 10% --> 5% --> 2% --> 2%
- D 27 = $\frac{1}{2}$ –3 m steilstehende Falten in Kössener Kalk + Mergel
31 ss, 465 β
>15% --> 10% --> 4% --> 1 1/2% --> 1 1/2%
- D 29 = Kalkbänder gefaltet in älteren Fleckenmergeln ($\frac{1}{2}$ –3 m)
21 ss, 210 β
>12% --> 10% --> 5% --> 2.5% --> 2.5%
- D 33 = Hauptdolomit-ss-Strukturen (200 m Profillänge)
16 ss, 120 β
>15% --> 10% --> 5% --> 5%



A. Sarnthein
1 9 6 0 - 1 9 6 2

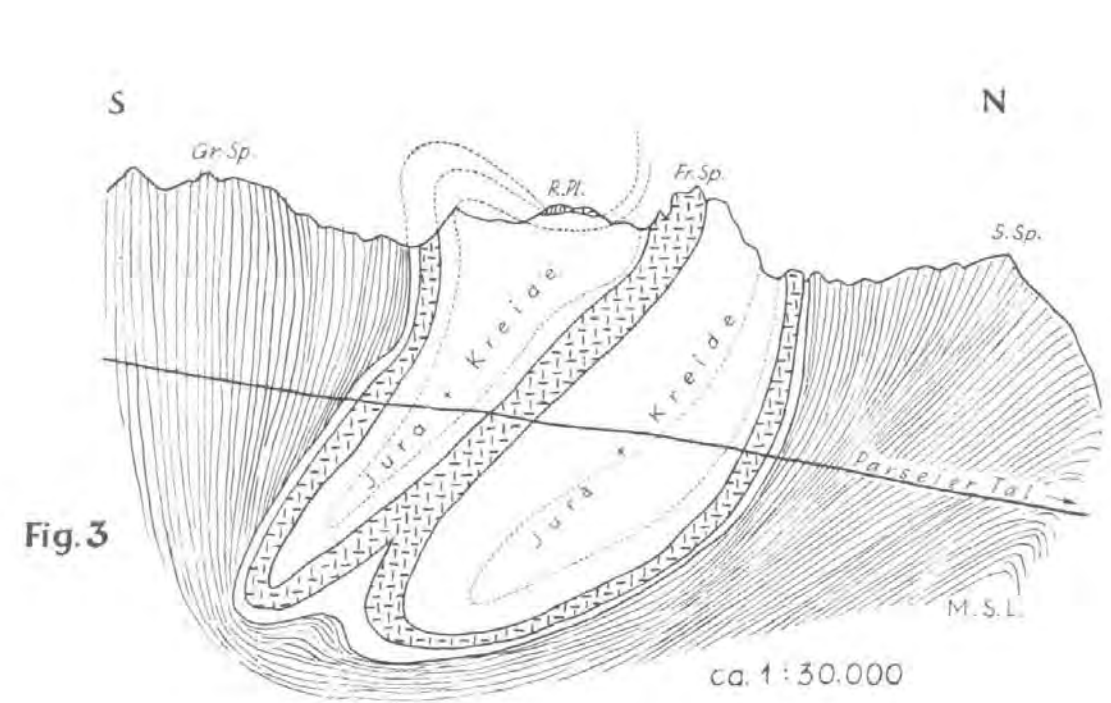


Fig. 3

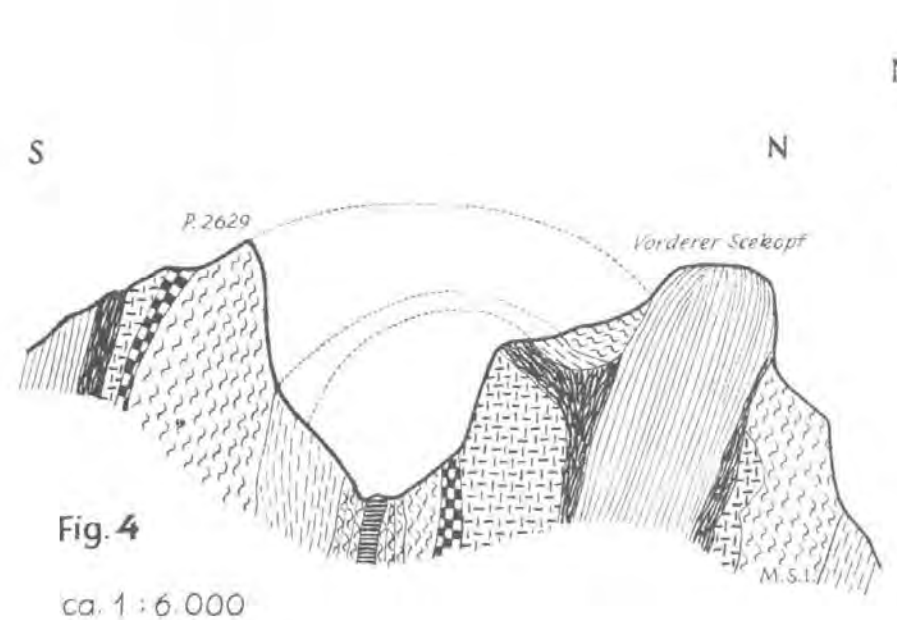


Fig. 4

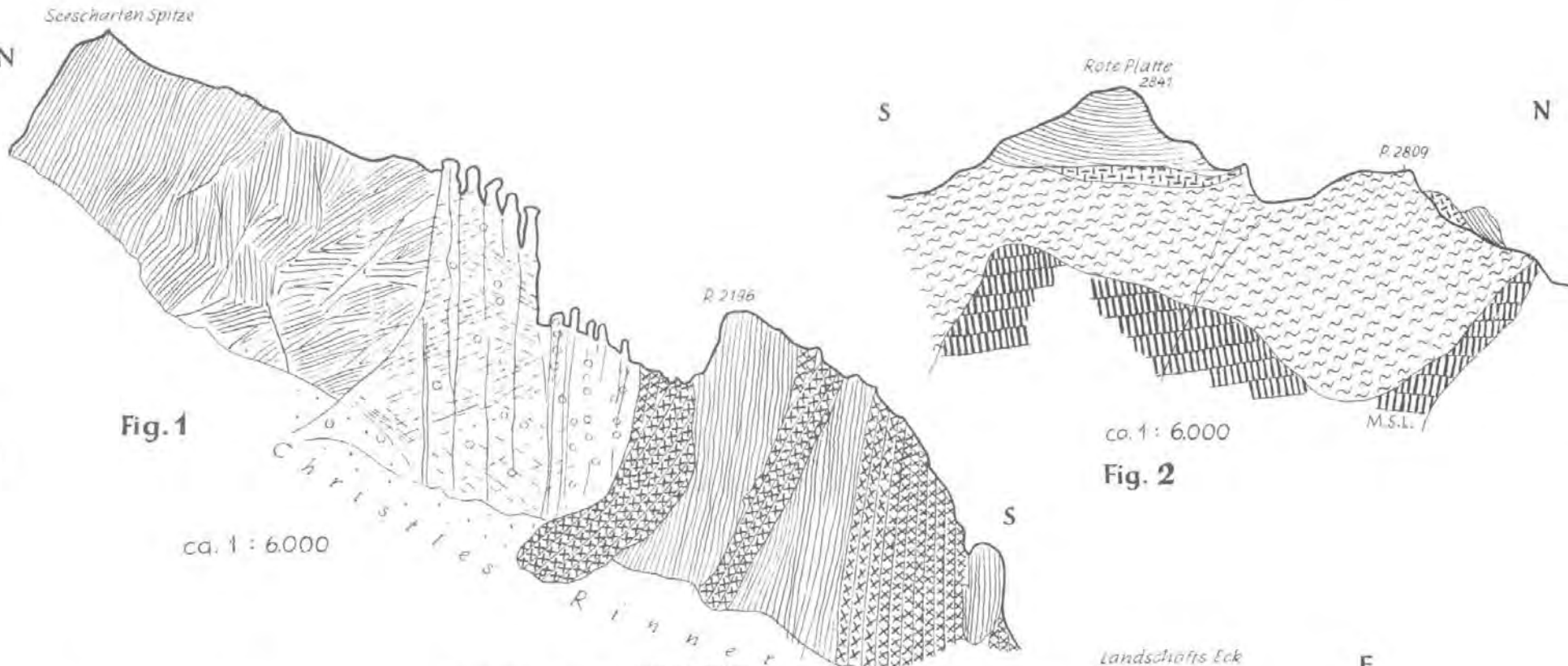


Fig. 1

Fig. 2

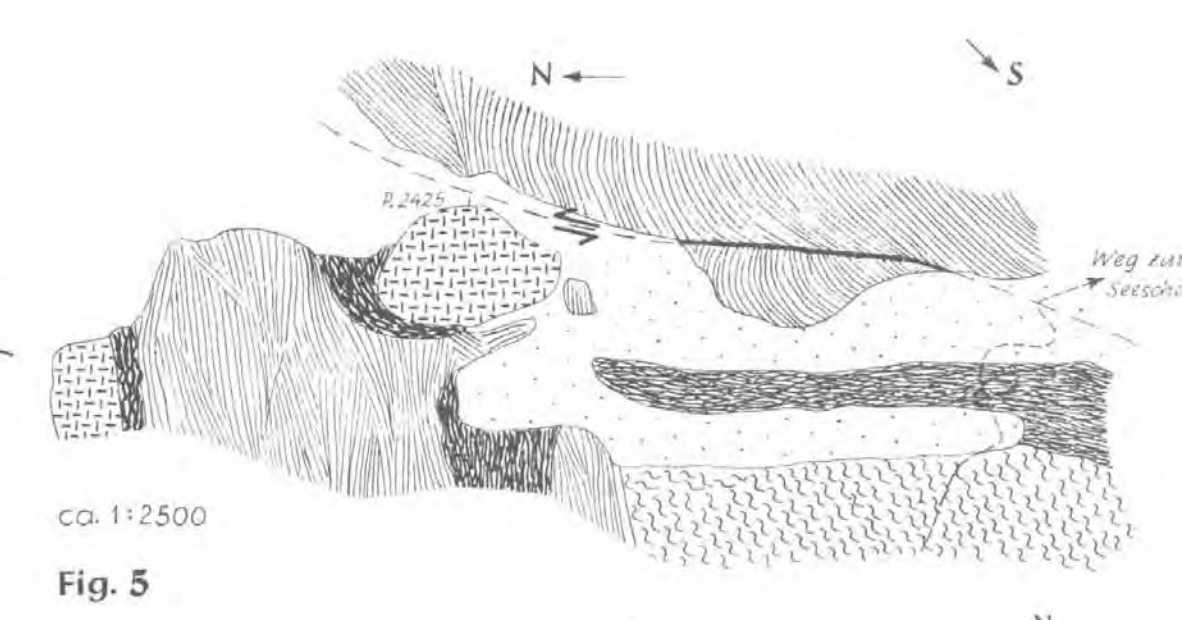


Fig. 5

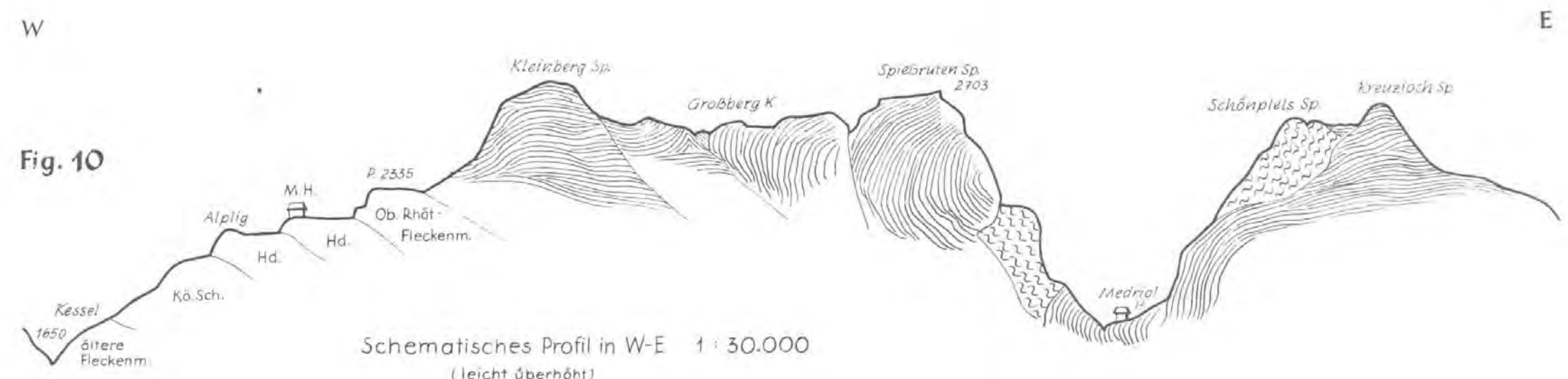


Fig. 10

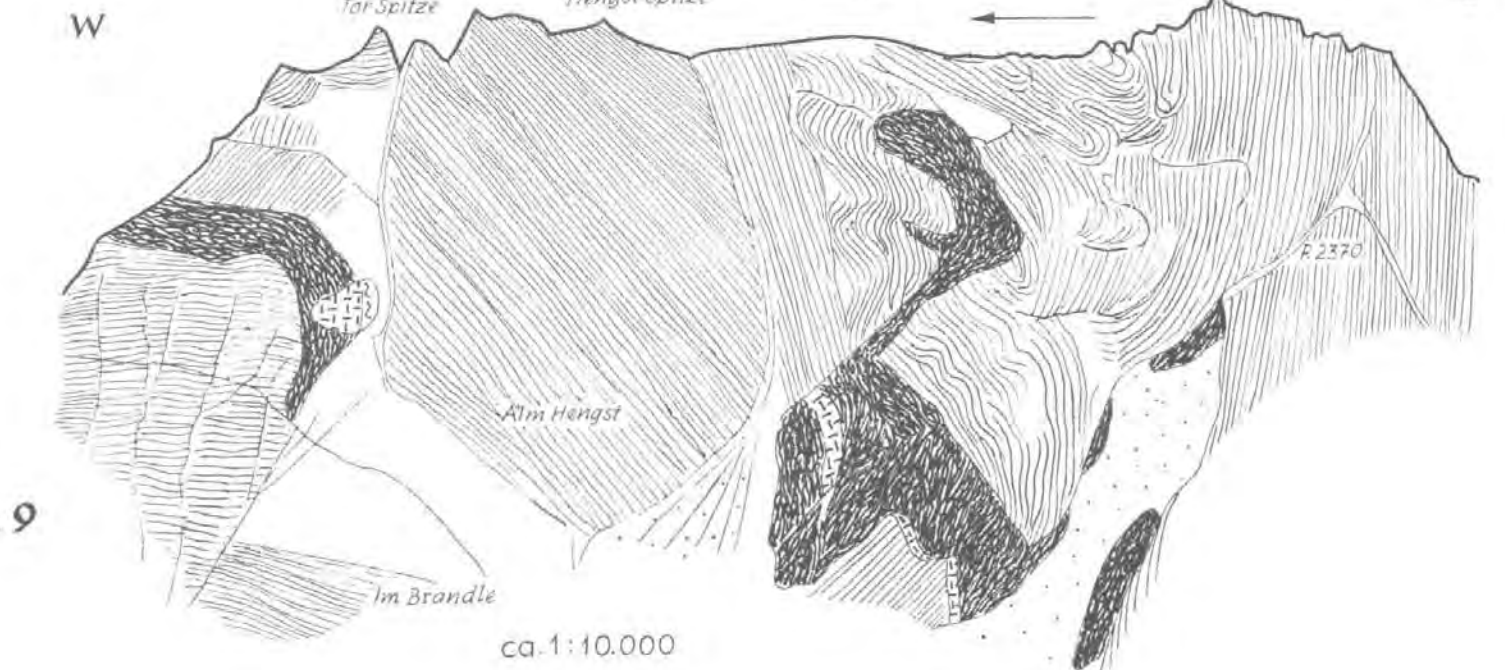


Fig. 9

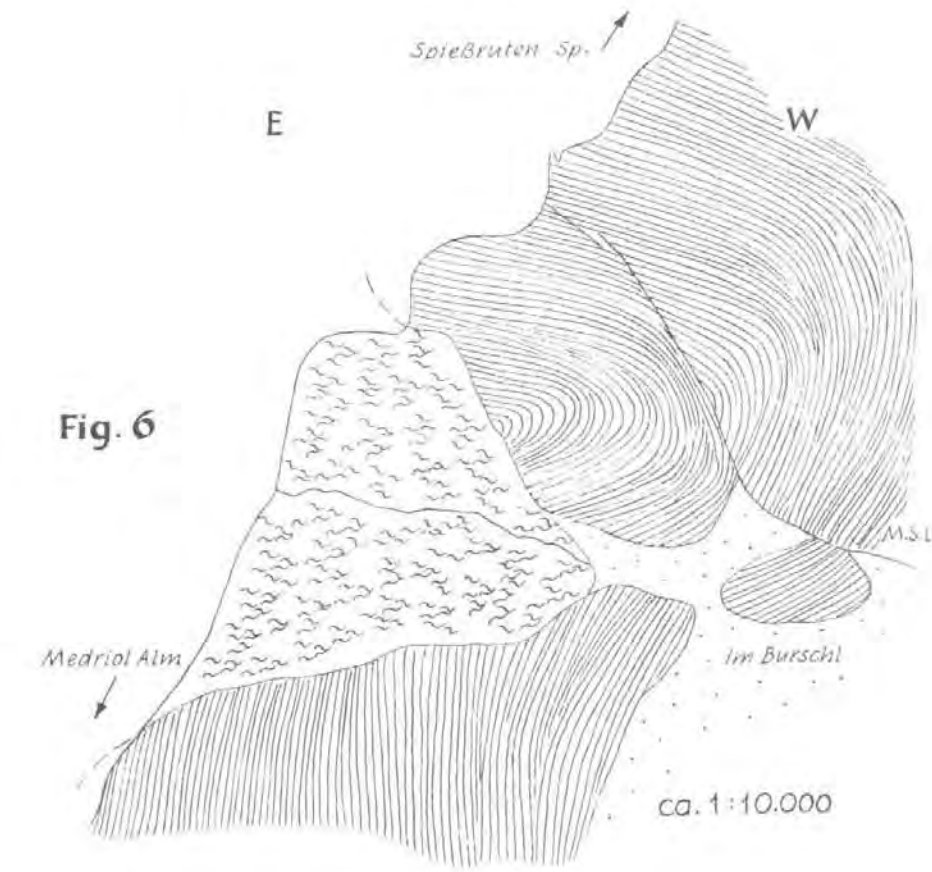


Fig. 6

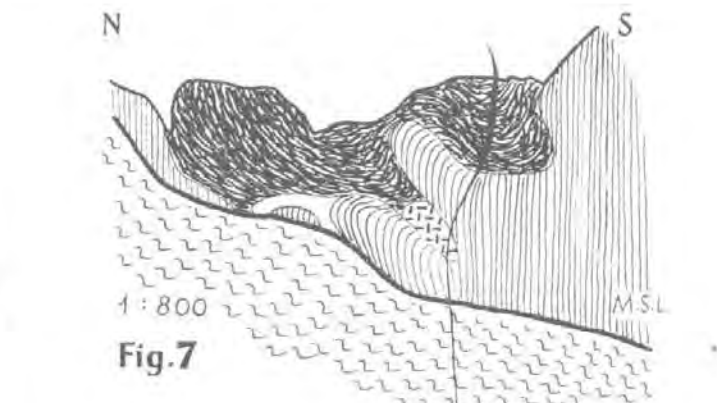


Fig. 7

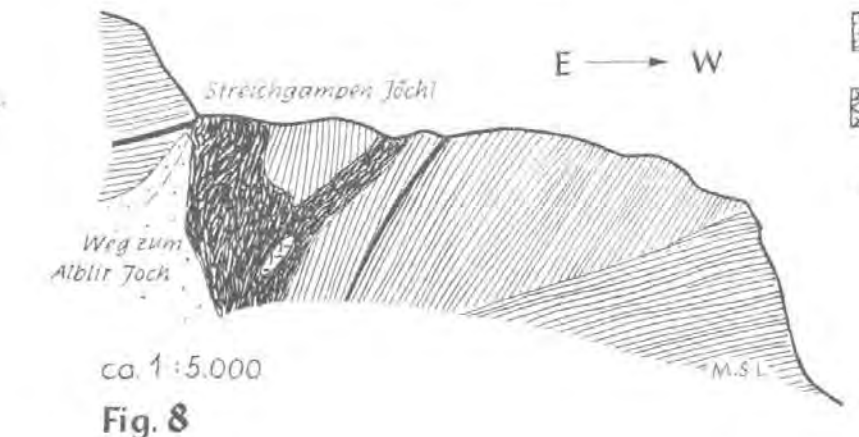


Fig. 8

- Schutt
- Rote und grüne Radiolarite
- Jüngere } Fleckenmergel
- Mittlere } Fleckenmergel
- Ältere } Fleckenmergel
- Bunte Liaskalke
- Oberrätischer Riffkalk
- Kössener Schichten
- Hauptdolomit
- Tektonischer Übergang Hauptdolomit-Basisrauhwacke
- Sand- und Tonlagen in den Raibler Schichten
- Relativbewegungssinn

- Erläuterungen zu den Abbildungen**
- Fig. 1: Profil Christles Rinner: Basis des Hauptdolomites, Raibler Schichten.
- Fig. 2: Hauptdolomitbrocken auf der Roten Platte in inverser Lagerung. Erklärung der einzelnen Signaturen.
- Fig. 3: Ein schematisches Profil durch die Freispitz-Mulde (Sicht von der Memminger Hütte aus).
- Fig. 4: Ein schematisches Profil durch den Grat der See-Köpfe.
- Fig. 5: Basis der Hauptdolomitstrinfalte des Seescharten-Kopfsattels südlich von P. 2435 am Seebi-Bach.
- Fig. 6: Die Spießbruten-Spitzen in Sicht von Norden: durch den Ost-West-Schub werden Fleckenmergel in Hauptdolomit hineingepreßt, der selbst in deutliche West vergente Falten gelegt ist.
- Fig. 7: Der abgeschliffene Hauptdolomit-Muldenboden bei den Streichgampen Pleisen (1:800).
- Fig. 8: Ein Ost-West-Profil des Streichgampen-Jöchls in der Sicht von der Albit-Hütte aus. (Vgl. M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG, 1954, Abb. 19, S. 76.)
- Fig. 9: Ansicht von Süden des Kammes Torspitze — Landschafts-Eck: deutlich macht sich der Ost-West-Schub bemerkbar.
- Fig. 10: Ein schematisches Ost-West-Profil Parseier Tal — Schönplatt-Spitzen.

Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol).

Von HORST KÜBLER und WOLF-EBERHARD MÜLLER *)

Mit Tafeln 13—16

Gewidmet dem Andenken an unseren Freund und Studienkollegen Hannes Scheiber,
der 1961 in den Stubai- und Pflerschtal Bergen verunglückte

Inhalt

	Seite
Resumé	174
Vorwort und Einleitung	174
Geologische Übersicht	175
I. Stratigraphie	177
A. Verrucano	177
B. Unterer Dolomit	182
C. Raibler Horizont	185
D. Oberer Dolomit (Norischer Hauptdolomit)	192
E. Norisch-Rätische Grenzgesteine	194
F. Der metamorphe Kalkkomplex	201
G. Oberjura des Muli-Schrofen	208
H. Stratigraphie und Verbreitung der Steinacher Decke	211
II. Stratigraphie und Tektonik der Schubmassen nördlich vom Gschnitztal	212
A. Schubmasse I Kössener Schichten	212
Adneter Lias der Kesselspitze	213
B. Schubmasse II Quarzphyllit	215
Karbon	216
Blaserdolomit	216
C. Die tektonischen Beziehungen an beiden Schubeinheiten	219
III. Die Verschuppung der Steinacher Quarzphyllit-Decke mit dem Brenner-Mesozoikum	220
IV. Beschreibung des inneren Gebirgsbaues	223
V. Junge geologische Bildungen (Bergerreißungen, Quartär)	238
Literaturverzeichnis	240
Beilagen: 1 geologische Karte 1 : 32.000 ¹⁾	Tafel 13
Profile	Tafel 14
Stratigraphische Profile	Tafel 15
Photos	Tafel 16

¹⁾ Gedruckt mit Unterstützung durch den Österreichischen Alpenverein.

*) Adresse der Verfasser: Dr. HORST KÜBLER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innsbruck (Tirol), Universitätsstraße 4/II. — Dr. W.-E. MÜLLER, Bergen-Enkheim b. Frankfurt/Main, Bergweg 43.

Resumé

Das Brenner-Mesozoikum mit Ausnahme der Kalkkögel-Gruppe wurde in zwei Teilgebieten von den Bearbeitern getrennt untersucht, kartiert und die Ergebnisse werden hier gemeinsam dargelegt.

Als Ergebnis sind nun erstmalig die Stratigraphie und Tektonik dieses zentral-alpinen Bereiches in einer großräumigen Übersicht zusammenhängend dargestellt worden. Im einzelnen ergab sich u. a. durch neue Jura-Funde im Gschnitztal eine altersmäßige Neueinstufung metamorpher Kalk-Mergel-Serien, die bisher insgesamt als Rät angesprochen wurden. Hauptdolomit und Rät im Serles—Kirchdach-Kamm verbindet ein „Grenzniveau“ mit dolomitischen Primärbreccien, Plattenkalkäquivalenten und z. T. sandig-tonigen Einschaltungen.

Nicht nur der Blaserdolomit, sondern auch fossilführende Kössener Schichten (vielfach mit Karbonmylonit an der Basis) und Adneter Lias im Serleskamm sind Schubmassen aus dem Bereich der Steinacher Decke.

Die überschobenen Kössener Schichten reichten weiter nach E als bisher (O. SCHMIDEGG, 1956) angenommen wurde und stehen auch noch NE oberhalb Trins an.

Die Metamorphose bzw. Kristallisation der mesozoischen Gesteine erfolgte uneinheitlich und verschieden stark, je nach dem Ausmaß der örtlichen Durchbewegung.

Eingehend behandelt wird auch die tiefgreifende Verzahnung der Quarzphyllitdecke mit dem Mesozoikum. Eine Übersicht der zahlreichen Verwerfungen ergänzt das vielgestaltige tektonische Gesamtbild.

Vorwort und Einleitung

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit ergab sich aus dem Wunsch, die Ergebnisse unserer Dissertationen und Kartierungen, welche Teilgebieten einer räumlichen und geologischen Einheit — dem Brenner-mesozoikum — galten, inhaltlich vereinigt in einer Gesamtdarstellung zu veröffentlichen.

Durch diese Vereinigung zweier, auch zeitlich unabhängig erbrachter, Einzelleistungen und Überstellung in größeren Rahmen, wird keine — trotz textlicher Reduzierung im stratigraphischen Teil — in ihrem geologischen Aussagewert geschmälert; vielmehr bewirkte dieser Vorgang, nicht zuletzt auch durch die ständigen Aussprachen zum Thema, eine kritische Überprüfung oder Bestätigung der Teilergebnisse „hüben und drüben“, stets aber eine Ergänzung und Bereicherung des Vorhabens, die geologischen Gegebenheiten nördlich und südlich vom Gschnitztal gleichsam im Spiegelbild zu erfassen.

Unseren hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. R. v. KLEBELSBERG und in dessen Nachfolge Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL, danken wir auch an dieser Stelle für ihr großes Interesse und Wohlwollen, sowie für die tätige Förderung, die sie dem Fortgang dieser Arbeiten zuteil werden ließen. Ebenso sind wir den Herren Professoren Dr. B. SANDER, Dr. J. LADURNER und Dr. W. QUENSTEDT † für manchen guten Rat und wertvolle Auskünfte zu Dank verpflichtet. Auch die fachlichen Diskussionen mit unseren Institutskameraden, von denen uns einige auch fallweise im Gelände begleitet haben, waren von großem Nutzen.

Das von uns kartierte und untersuchte Gebiet mit einer Fläche von rund 190 km^2 liegt am Ostrand der Stubai- und Pflerschtal. Die Umgrenzungslinie verläuft vom Stubaital aus am Nordfuß der Serles vorbei nach Matrei—Silltal—Steinach—Gschnitztal—Trins—Leitnerberg—Rohrsee—Allerleigrubenkopf—Sandjoch—Pflerschtal—Weiße

Wand—Lapones Alm—Gschnitzbach—Moserbauer—Habicht Ostflanke—Schaufel-Sp.—Schaf-Sp.—Elfer-Sp.—Kampl i. Stubai—Rutzbach.

Als topographische Kartenunterlage der geologischen Aufnahme dienten die Blätter der Österreichischen Karte 1 : 25.000, Blatt 148/1 Fulpmes, Blatt 148/3 Trins, Blatt 175/1 Tribulaun sowie ein schmaler Streifen vom Ostrand des Kartenblattes Ötztal, Sektion 5146/4 und des Blattes Weißwand, Sektion 5246/2 der alten Österreich-Karte 1 : 25.000. Für die tieferen Partien des Pferscher Talgehänges zwischen dem Weiler Stein und Vallming wurde zum Teil die italienische Karte 1 : 25.000, Fo. 4, Blatt Gossensaß verwendet, da das österreichische Blatt Tribulaun 175/1 nicht überall bis zum Talboden herunterreicht. Die Geländearbeiten wurden von H. KÜBLER im Herbst 1955 begonnen und in den schneefreien Monaten der Jahre 1956 und 1957 weitergeführt; das Gebiet zwischen Gschnitztal und Pferschtal wurde von W.-E. MÜLLER in den Jahren 1957 bis 1959 aufgenommen.

Die aufgesammelten Belegstücke nebst zugehörigen Dünn- und Anschliffen sowie die geologischen Originalkartierungen im Maßstab 1 : 25.000 werden im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck aufbewahrt.

Es stellte sich im Verlauf meiner (KÜBLER) Kartierung heraus, daß große Teile des mir zugewiesenen Gebietes bereits in geologischer Bearbeitung standen. Die im Dezember 1956 von O. SCHMIDEGG in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien veröffentlichte Arbeit beinhaltet naturgemäß manche der von mir unabhängig davon gewonnenen Neuergebnisse.

Die Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien zur Vervielfältigung der topographischen Kartenunterlagen erfolgte durch die freundliche Vermittlung des Direktors der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, dem wir auch für die Aufnahme der vorliegenden Arbeit in dieses Jahrbuch recht herzlich danken.

Die Reduktion des Kartenmaßstabes 1 : 25.000 auf zirka 1 : 32.000 war unvermeidlich und erforderlich durch die Anpassung an das Format der Druckplatten. Durch die freundliche Vermittlung von Herrn Dr. JOACHIM MÜLLER konnte der Kartendruck in der Werksdruckerei eines chemischen Großbetriebes in Frankfurt/Main besorgt werden, woraus sich für uns beträchtliche Kosteneinsparungen ergaben. Für dieses Entgegenkommen sei Herrn Dr. J. MÜLLER und den beteiligten Mitarbeitern herzlich gedankt.

Unser besonderer Dank gilt dem Österreichischen Alpenverein, der einen wesentlichen Kostenanteil des Kartendruckes übernommen hat. Bei der Drucklegung der geologischen Karte konnten wir aus äußeren Gründen nicht anwesend sein, so daß sich in der Farbgebung einzelne Fehler eingeschlichen haben. Dieses Versehen des Druckers konnten wir erst nachträglich bei Überprüfung der gelieferten Karten feststellen. In einem Texthinweis wurde diese richtiggestellt.

Geologische Übersicht

Dem Fernerstehenden, der ohne umfangreiches Literaturstudium einen geologischen Überblick gewinnen möchte, ist die nachstehende Einführung gewidmet.

Den Hauptanteil am Aufbau dieses Gebirgsabschnittes haben Gesteine des Mesozoikums (Dolomite und Kalke der Trias), die dem Stubaiäer Altkristallin sedimentär auflagern. Letzteres besteht im wesentlichen aus Paragesteinen (Biotitplagioklasgneisen und Glimmerschiefern), die u. a. von HAMMER (1929) bereits beschrieben worden sind.

Klastische „Verrucano“-Gesteine stellen die Verbindung her zum Unteren Dolomit (Ladin), der durch geringmächtige Raiblerschichten vom Oberen (Haupt-) Dolomit getrennt wird. Aus dem Grenzbereich gegen den Metamorphen Kalkkomplex wird erstmalig eine wechselhafte Gesteinsfazies beschrieben, die im wesentlichen durch Breccienbildungen und — nördlich vom Gschnitztal — zusammen mit sandig-tonigen Einschaltungen gekennzeichnet ist.

Fossilleere Bändermarmore, Kalkphyllite und Glimmermarmore mit Kieselfazies bilden in ihrer metamorphen Ausbildung die über dem Hauptdolomit liegende Gesteinsgruppe, die in hangenden Anteilen (Kieselschiefer) lithologische Übereinstimmung mit Oberjuragesteinen der Nordalpen und der Zentralalpen aufweist. Im Serleskamm treten dazu noch als Schubmasse weniger metamorphe Kalke und Mergellagen der Kössener Schichten mit gelegentlichem Fossilinhalt; die Cephalopoden führenden roten Liaskalke am Gipfel der Kessel-Sp. bilden seit langem einen besonderen Anziehungspunkt in dem fossilarmen Mesozoikum der Zentralalpen.

Als wichtiges stratigraphisches Neuergebnis darf auch der erstmalige Fund von Rotem Radiolarit auf den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes am Muli-Schrofen i. Gschnitztal gewertet werden. Die Auflagerung von Oberjuragesteinen beweist, daß in mittleren und oberen Horizonten dieses Metamorphen Kalkkomplexes Fleckenmergel (Lias und Dogger) in mehr oder weniger hochmetamorpher Fazies vorliegen.

Daneben erscheinen nördlich und südlich vom Gschnitztal in geringerer Verbreitung paläozoische Quarzphyllite und Karbon der Steinacher Decke. Nördlich vom Gschnitztal liegen, besonders im Bereich des Blaser Berges, noch größere Schollen von Dolomit der, wie die fossilführenden Kössener Schichten und Liaskalke, von Süden her dem mesozoischen Gebirge aufgeschoben wurde.

Die mesozoischen Gesteine sind mit ihrer Unterlage, aber lokal auch gegen ihre Unterlage, recht kräftig bewegt worden. Die weitgehende Konkordanz von Sedimentbankungsflächen und Kristallinschieferungsflächen im Süden des Gebietes unterstreicht die gemeinsame Tektonik der beiden Einheiten und vermittelt südwärts zu den stark eingefalteten Triasresten der Telfer, Moarer und Schneeberger Weißen.

Die Mesozoische Schichttafel ist überdies sowohl im Großbereich wie auch im Kleingefüge sehr stark von der Tektonik erfaßt worden. Wie schon O. MEIER (1925) bemerkte, sind insbesondere die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes (metamorphes „Rhät“) weitgehend — gleich einem zähen Teig — durchgeknetet worden. Dies konnte in dem Ausmaß nur unter enormen Belastungsdrücken geschehen, deren Ursache in einer weitgehend auf die mesozoische Schichttafel aufgeschobenen, ehemals sehr viel mächtigeren Steinacher Decke zu suchen wäre.

Während der Metamorphe Kalkkomplex besonders im Kleingefüge im Rahmen einer allenthalben auftretenden Biegescherfaltung enorm durchbewegt und dementsprechend umkristallisiert wurde, machten sich diese Bewegungen, vor allem aber die scherende Beanspruchung in den mächtigen, starren Tafeln des Unteren und des Oberen Dolomits in erster Linie in großräumigen Abscherungen und Verschuppungen bemerkbar. Diese wurden vorzugsweise in dem relativ hochplastischen, also idealen Gleithorizont des dazwischenliegenden Raibler Tonschieferbandes ausgelöst.

Die erstmals von F. KERNER (1911) in ihrer Art richtig gedeuteten Einschubkeile von Quarzphyllit lassen sich nicht über das ganze Gebiet hinweg schematisierend miteinander in ihrer tektonischen Stellung gleichsetzen.

In gleicher Weise wie der Quarzphyllit in schmalen Zungen in die mesozoischen Schichten dringt, so ragen auch Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes mit langen Spießen in die Steinacher Decke hinein. Diese Karbonatspieße lösen sich, je weiter nach Osten, desto mehr, in isolierte Schollen auf.

Besonders an der Nordseite des Pflersch- und Gschnitztales steigen die tektonischen Linien stark gegen Osten ab. An diesem Abstieg ist Bruchtektonik sehr weitgehend und maßgeblich beteiligt.

In allen Horizonten des mesozoischen Komplexes zeigte sich in Abhängigkeit von den örtlichen tektonischen Ereignissen und vom Ausgangsmaterial ein ständiges Schwanken des Kristallisations- bzw. Metamorphosegrades.

Eine generelle Zunahme der Kristallisation in bestimmten stratigraphischen Horizonten nach einer bevorzugten Richtung war nicht zu beobachten.

In den ladinischen und norischen Dolomiten war ein ständiger Wechsel der Korngröße in vertikaler wie auch in horizontaler Richtung zu verzeichnen. Ganz ähnlich gerichtete Schwankungen finden sich in den Raibler Schichten hinsichtlich der Durchbewegung und der Biotitführung.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß die Metamorphose unter enormer Belastung und starkem tangentialen Druck ausgelöst wurde, u. zw. in räumlicher Übereinstimmung mit der jetzigen und ehemaligen Ausbreitung und dem Wirkungsbereich der Steinacher Decke.

I. Stratigraphie

A. „Verrucano“ (Permoskyt)

Von einer eingehenderen stofflichen Charakterisierung der altkristallinen Unterlage, die schon u. a. W. HAMMER (1929) in wesentlichen Grundzügen gegeben hat, wurde im Rahmen dieser Arbeit Abstand genommen, zumal in Verbindung mit einer von O. SCHMIDEGG (1956) empfohlenen Gefügeuntersuchung unseres kristallinen Unterbaues eine petrographische Neuorientierung zu erwarten ist.

Die zwischen dem Stubai-Alt-kristallin und dem Triasdolomit vermittelnden permotriadischen Basalbildungen sind wegen der orographisch tieferen Lage zumeist schuttbedeckt und nur in beschränktem Umfang, meist in Bachrinnen aufgeschlossen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Arkosen und glimmerreiche Sandsteine mit lagenweiser reicher Geröllführung, alle mehr oder minder hoch metamorph.

Auf weite Erstreckung, beispielsweise an den Westabstürzen der Garklerin oder in der Südflanke der Weißwandspitz im oberen Pflerschtal ist die Grenzzone so weit aufgeschlossen, daß man quarzführenden Dolomit, durchspickt von Glimmerschuppen und -knauern unmittelbar auf dem Alt-kristallin liegend sieht.

Allgemeine Kennzeichen

Die konglomeratische Ausbildung der „Verrucano“-Gesteine dominiert in unseren Aufschlüssen. Das makroskopische Einzelkorn ist überwiegend länglich oval kantengerundet, mit der Längsachse in eine Schichtung bzw. Regelung gebracht. Es gibt in dem vielfach sehr feinkörnigen, quarzitischen Material stellenweise stärker geröllführende Bänke mit einer feinsammitischen Grundmasse. Die stoffliche Sortierung hinsichtlich der Korngrößen ist nicht ausgeprägt.

Die Korngrößen der groben Varietäten erreichen durchschnittlich nur wenige Millimeter, vereinzelte Exemplare werden lokal faustgroß. In diesen Basisgesteinen wurde südlich vom Gschnitztal eine merkliche Vergrößerung der Komponenten, lokal bis zu Faustgröße, festgestellt.

Die Quarzgerölle sind hellgrau bis weißlich, zeigen muscheligen Bruch und sind stumpf- bis glasglänzend, dabei fest miteinander verkittet. Rötliche und violettstichige Quarzkonglomerate, die noch im Verband der benachbarten Kalkkögelbasisgesteine vorkommen^{1) 2)} (W. HAMMER 1928, S. 76; E. HOSP 1953) sowie Buntsandstein konnten wir nirgends beobachten.

Häufig finden sich in den Basisgesteinen sulfidische Eisenkörner eingesprengt, besonders reichlich im Nordwesten unseres Gebietes gegen die Kalkkögel hin, woselbst an der Triasbasis Lagerstätten ausgebildet sind (W. HAMMER 1928; E. HOSP 1953, S. 35). Damit einher geht auch eine Zunahme der Mächtigkeit gegen Nordwesten, besonders zwischen Seibach und Margaretenbach.

Auch südlich des Gschnitztales ist die Pyritführung in diesen Gesteinen weitverbreitet.

Östlich oberhalb Kampl i. Stubai, von P. 1363 nach Norden, sind in dem Waldgelände bei zirka 1400 m SH. noch mehrere Stolleneingänge und bewachsene Schurfhalden zu finden, deren Lage aus der angeführten Literatur nicht bekannt war.

Ein ebenfalls weitverbreiteter Gesteinstyp ist ein feinkörniger, plattiger, mehr oder weniger glimmerführender Quarzit. Er geht durch Zunahme des Glimmergehaltes in Blätterquarzite oder Quarz-Serizitphyllite über.

Selbst in Fällen größerer Gesteinsmächtigkeit ließ sich eine Verfeinerung der klastischen Komponenten nach oben (H. DÜNNER 1934) nicht beobachten. Es liegt vielmehr eine Wechsellagerung vorwiegend gröberer oder feineren Materials vor. Der Untere Dolomit setzt darüber jeweils unvermittelt mit sehr schmaler Übergangszone ein.

Aufschlußbeschreibungen

Margaretenbach (südl. Medratz i. Stubai). Vgl. Abb. 1.

Auffallend ist die Mächtigkeit des „Verrucano“ (15 m) in diesem Aufschluß. Über dem Stubai-er Alt-kristallin (Glimmerschiefer) liegt, zirka 7 m mächtig, heller dichter Arkose-Quarzit, z. T. leicht verschiefert. U. d. M.: Quarz (z. T. undulös) und Feldspat — untergeordnet mit Lamellierung — in einer feinstkörnigen karbonatischen Grundmasse, daneben gebogene Glimmerleistchen und Pyrit.

¹⁾ HAMMER, W.: Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. Verh. Geol. B.-A. 1928, S. 73.

²⁾ HOSP, E.: Beiträge zur Kenntnis der Kalkkögel und deren Basisgesteine. Unge-druckte Dissertation. Universität Innsbruck, 1953.

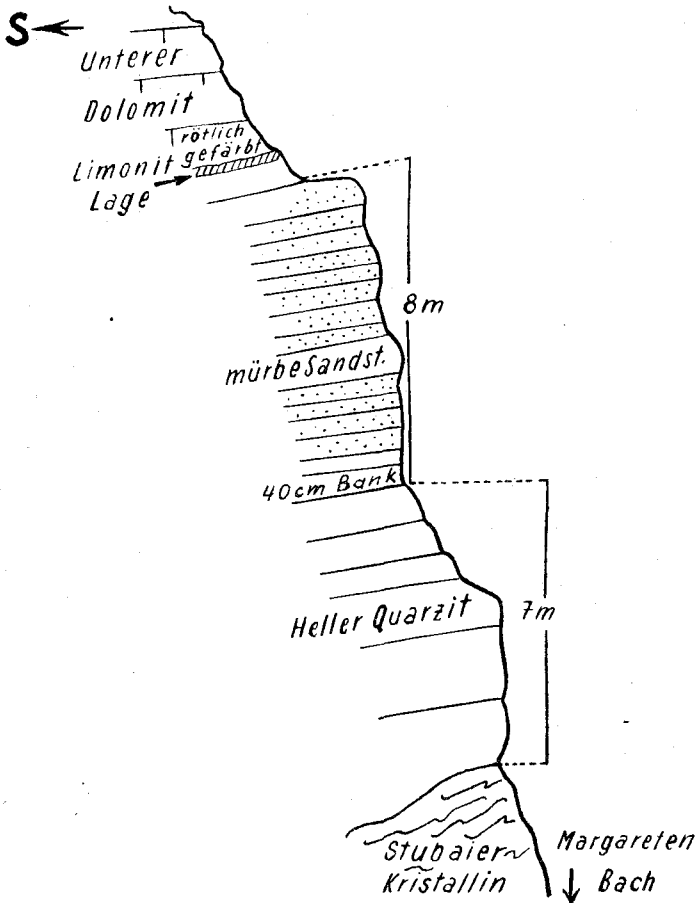


Abb. 1

Die obere Abteilung des „Verrucano“ mit 8 m Mächtigkeit wird gebildet von dunkelgrauen lagenweise quarzitischen, sonst feinkörnigen mürben Sandsteinen. Diese sind dünn-schichtig, auch leicht verschiefert mit reichlich Muskovitschüppchen auf den s-Flächen. Dazwischen liegt eine 40 cm dicke Bank, die stärker verschiefert ist; einzelne Linearen, kleine Faltungen und Verbiegungen deuten auf tektonische Beanspruchung hin. An der Basis der 40 cm-Bank befindet sich eine härtere Lage von dunkelgrauem Dolomit, der neben ausgewitterten kleinen Quarzkörnern noch Hellglimmer enthält. Der Anschliff zeigte darin außer kantengerundeten Quarzkörnern (1–2 mm) noch mehrere rundliche Crinoidenstielreste (bis zu 2 mm \varnothing). U. d. M.: In der Grundmasse aus Karbonat einzelne linsenförmige Quarze, die undulös auslöschten. Daneben bewirken leicht gebogene Hellglimmer ein deutliches „s“, seltener sind Feldspatkörner mit Lamellierung. Auch ein rundes sulfidisches Erzkorn sowie ein abgerollter Crinoidenrest sind im Schliff erfaßt.

Über dem „Verrucano“ kommt ein zirka 6 cm dickes rostbraun verwittertes Band zu Tage, worin neben Limonit in metallisch glänzenden Schnüren und Nestern Sb-hältiger Bleiglanz in dichten Aggregaten angereichert ist. Auch sind teilweise noch 1–2 mm starke gelbliche tonige Bestege erhalten.

Durch diesen neuen Fund bestätigen sich erstmals die früher vermuteten (A. PICHLER, 1859, S. 74; F. KERNER, 1915, S. 254) Bleiglanz-

vorkommen an der Triasbasis der Serles-West- bis Nordwest-Flanke, die im 17. Jahrhundert Gegenstand eines lebhaften Bergbaues waren.

Seibach. In Ergänzung zur Aufschlußbeschreibung von F. KERNER, (1915, S. 251 ff.) zeigte sich, daß der hier dunkelgraue Untere Dolomit über dem pyritreichen „Verrucano“ feingeschichtet ist und lagenweise Quarzkörnchen enthält. Wie in den vorgenannten Aufschlüssen tritt auch hier im untersten Bereich des Dolomits eine dünne rostbraune Verwitterungskruste auf. Darunter folgt eine dünnbankige zirka 2 m dicke Übergangsschicht, die in einer schiefrig-feinsandigen Grundmasse von Karbonat untergeordnet 1—2 mm große Quarzgerölle enthält, neben Hellglimmerschüppchen und abgerollten Magnetitkörnern. Die Hauptmasse des „Verrucano“ bildet hier eine feinkonglomeratische, dichte Arkose mit hohem Pyritgehalt. U. d. M. deutlich erkennbare Metamorphoseeinwirkung. Den Hauptanteil bilden z. T. undulös auslöschende Quarze, die auch Rekristallisation zeigen. Vereinzelt tritt in größeren Leisten undulöser Feldspat auf mit Mikroeinschlüssen von Quarz, daneben Glimmer und Fe.

Pinnistal, bei P. 1248. Bei der in 1220 m SH. gelegenen Holzbrücke am Pinnistalweg mündet der kleine „Kesselbach“ (n. d. A.-V.-Karte), der in zirka 1260 m SH. die schon von F. KERNER (1915) beschriebene Grenzzone des „Verrucano“ erschließt, der hier als verschiefertes Quarzit diskordant dem Kristallin aufsitzt. Über den hellgrauen konglomeratischen Sandsteinen und dünnbankigen quarzitischen Schieferen beginnt der hangende, ausgesprochen schwarzgraue bis blaugraue Triasdolomit mit tonigschiefrigen Schichtbestegen. Wenn schon außer gelegentlichen Crinoideen-Funden keine verlässlichen Alterszeugen vorliegen, so möchten wir diese basalen Karbonatgesteine für ansische Muschelkalk-Äquivalente halten.

Unweit der vorgenannten Holzbrücke befindet sich, zirka 12 m östlich oberhalb des Pinnisbaches — noch im Kristallin — das Mundloch eines alten Stollens.

Am Pinnisjoch, d. h. auf der Gratlinie, zirka 250 m östlich der Innsbrucker Hütte, trifft man über dem Stubai Altkristallin einen hellen, verschieferten Quarzit (1.40 m mächtig), dessen Schichtflächen mit ausgewitterten Pyritwürfeln (bis zu 5 mm lang) besetzt sind. Ein angebrochener Pyritwürfel ließ eine Verwachsung mit Quarz erkennen, auch als Pseudomorphosenbildung von Quarz nach Pyrit.

Etwas glimmerreichere graue Schieferlagen (1.40 m mächtig) vermitteln zum Unteren Dolomit hin.

Elfer-Sp. (W-Seite). Den steilstehenden Gneisen der Unterlage ist hier diskordant grobkörniges Quarzkonglomerat sedimentär aufgelagert in gleicher petrographischer Fazies wie die rund 1000 m tiefer, am Pinnisbach.

U. d. M.: Quarz, z. T. gerundet, auch rekristallisiert, liegt mit Feldspatporphyroblasten in einer mittelkörnigen Grundmasse aus Karbonat. Verbogene Glimmer sind in „s“ angeordnet, die Feldspatleisten verlöschen undulös. Untergeordnet bleibt oxydisches Fe-Erz.

Das von F. KERNER (1918, S. 151) am Nordgrat der „Weiße Wand“ in zirka 1720 m SH. aufgefundene „Verrucano“-Gestein, ein weißer Arkose-Quarzit (zirka 2 m mächtig), ist stark durchbewegt. Stärker umgewandelte Lagen von Schiefergneisen bilden den unscharfen Übergang ins Kristallin.

Östlich von Gschnitz, an der Mündung des Martartales, ist in zirka 1260 m SH. die Verrucanobank etwa 8 m mächtig aufgeschlossen, diskordant über dem Kristallin lagernd.

Es treten geröllführende Bänke auf, die mit vorwiegend feinsammitischen oder geröllfreien Zonen wechsellagern. Mehrere Gesteinsbeispiele aus verschiedenen Höhenlagen innerhalb des Horizontes zeigten u. d. M. im großen und ganzen das gleiche Bild. Es ändert sich jeweils nur der Glimmergehalt und damit auch der Grad der Durchbewegung. Mengenmäßig überwiegt Feldspat bei weitem in teilweise sehr großen Körnern und Leisten mit bis zu 2 mm \varnothing . Entlang der Spaltrisse herrscht z. T. starke serizitische Umwandlung. Die kleinen Feldspate tragen vielfach eine scharfe, feine Zwillinglamellierung. Undulöse Auslöschung ist allgemein zu beobachten. Feldspat und Quarz (bis 1.3 mm \varnothing) sind polygonal verzahnt. Der Quarz verläßt stark, z. T. sogar streifig undulös. In wechselnder Menge findet sich in einzelnen verbogenen Schüppchen, hauptsächlich aber in Form gewellter Lagen und Strähnen reichlich Hellglimmer. Diese umfließen zwickelfüllend die Quarzfeldspatkörner. Vereinzelt in sperriger Lagerung auch unverbogene Hellglimmer. Ebenfalls als Lückenfüllung trifft man vereinzelt Karbonatkörner.

Das Ausgangsmaterial für diese Gesteine bildete eine Arkose mit periodisch angereichertem Glimmergehalt und ebenfalls lagenweiser reicher Geröllführung. Die starke Verzahnung der Quarze und Feldspäte, die streifig undulöse Auslöschung der ersteren und die wellige Verbiegung der Glimmerlagen sind eindeutige Merkmale tektonischer Beanspruchung. Dafür sprechen auch die deformierten, teils zu Linsen ausgewalzten Quarzgerölle. Nach solcher extremer Durchbewegung wird der „Verrucano“ einigen Gesteinstypen des Stubai Kristallins sehr ähnlich.

Im Sandestal, an der Nordostseite der Garklerin, stehen kleine Schrofen aus plattigem, feinkörnigem Quarzit.

U. d. M.: Hauptsächlich stark verzahnte Quarze und Feldspäte, überwiegend zwischen 1 und 0.5 mm groß. Der Quarz löst meistens streifig undulös aus und weist mitunter Böhm'sche Streifung auf, Feldspat ist häufig zwillingslamelliert, Glimmergehalt stark zurücktretend. Die Einregelung ist dementsprechend schwach betont und bietet, obgleich auch hier Verbiegungen der Glimmerschüppchen zu beobachten sind, das Bild primärer Lagerung der Körner, ohne daß im „ss“ Bewegungen deutlich erkennbar sind. Die meisten Glimmer liegen wirt und unverbogen in den Zwickeln des Quarz-Feldspatgefüges. Auch hier war das Ausgangsmaterial wohl eine Arkose. Die tektonische Beanspruchung zeichnet sich, wenngleich schwächer als in der Martarerschluft, auch hier ab.

Der Schliff eines Serizit-Blätterquarzits vom Goldkappl westlich des Pferscher Tribulauns bietet u. d. M. ein ganz anderes Bild: Man sieht einen vollendeten Phyllonit, dessen Quarze linsenförmig ausgewalzt sind. Das Gestein besteht aus abwechselnden unruhigen Lagen von Quarz und Hellglimmer, die ständig in ihrer Stärke variieren und häufig seitlich ausspitzen. In den Quarzonen sind die stark gelängten Körner, denen vereinzelt Feldspäte beigemischt sind, polygonal miteinander verzahnt und löschen fast durchweg streifig undulös aus. Akzessoria: Apatit und Zirkon. Die Glimmerlagen löschen ziemlich einheitlich aus. Das Ausgangsmaterial war hier ein Quarzsand in Korngrößen bis zu 1 mm.

An der Tunnelschleife der Brennerbahn im Pferschtal liegt ein 6—8 m mächtiger Verrucano-Aufschluß. Auffällig ist die starke Deformation durch Spezialfaltung und Ausplättung der Geröll-Lagen zu Linsen. Oben wird der Verrucano plötzlich feiner, gefolgt von dünnplattigen dunklen Dolomiten.

Ein Geröllquarzit zeigte u. d. M. Pflasterquarz mit polygonal verzahnten Körnern (zwischen 0.6 und 1.3 mm \varnothing). Feldspat tritt, abgesehen von einigen größeren Komponenten (bis zu 3.3 \times 2 mm \varnothing), gegenüber Quarz etwas zurück. Hellglimmer umfließt, lagenweise angereichert, in unruhig gewellten Strömen die Quarz- und Feldspatkörner. Seltener beobachtet man zu dieser Regelung schräg gestellte, unverbogene Schüppchen. Quarz und Feldspat zeigen stark undulierende, teils streifige Auslöschung. Beim Feldspat lassen sich an den Verbiegungen der feinen Zwillinglamellen mehrere Deformationsphasen ablesen.

Die großen Feldspatkörner zeigen, besonders entlang der Spaltrisse, Umwandlung in Serizit. Aber auch unregelmäßige serizitische Aufzehrung war zu beobachten, z. T. in Form „gefüllter Feldspäte“. Zwickelfüllend tritt auch hier vereinzelt Karbonat auf.

Das Ausgangsmaterial war eine Arkose, ungefähr gleich jener am Martarbach im Gschnitztal. Dementsprechend müssen sowohl Deformation als auch Umkristallisation zwischen Gschnitztal und Pflerschtal bei aller sonstigen lokalen Verschiedenheit gleich gewesen sein.

Verrucano-Profil aus dem G'haggraben bei Pflersch.

Auch hier überwiegen geröllführende Quarzite.

oben basale, hellgraue dünnplattige Dolomite mit reichlich Quarz und Hellglimmer.

Feinkörnige Hellglimmerquarzite (1.5 m) mit zahlreichen Biotitneubildungen, deutlich quergestellt und z. T. chloritisiert, die lagenweise angereichert sind.

Geröllführende Quarzite (3.5 m) mit Hellglimmer und zahlreichen unten neugebildeten Biotiten.

U. d. M. bestätigt sich das Bild starker Durchbewegung.

H. DÜNNER (1934) hat u. a. Verrucano-Aufschlüsse an mehreren Stellen eingehend untersucht und beschrieben. Er schloß sich dabei der bestehenden Auffassung von der schrittweisen Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden an. Die Feldbeobachtung führte, insbesondere bei der Verfolgung der Auflagerungszone im Pflerschtal, in dieser Frage zu etwas abweichenden Ergebnissen. Diese hochmetamorphen Gesteine bleiben, sofern die tektonische Beanspruchung nicht lokal stärker war, bei gleichem Ausgangsmaterial über das gesamte Gebiet gleich. Die Hauptagenzien dieser Metamorphose waren enorme Belastung und starker tangentialer Druck.

Auch wurden für eine Trennung in einen permischen, vorwiegend konglomeratischen, und einen skythischen, mehr feinsammitischen Horizont (H. DÜNNER 1934) keine stratigraphischen Merkmale gefunden.

Ähnlich wie die karnischen Tonschiefer bedingt auch die Hangengrenze des Altkristallins einen starken Quellenhorizont, s. a. (F. KERNER 1910). Die damit zusammenhängende Unterwaschung des Unteren Dolomits ließ stellenweise eine Erosionsterrasse entstehen.

B. Unterer Dolomit (Anis-Ladin)

Über den klastischen Arkosebildungen des „Verrucano“ setzt endgültig die marine Sedimentation ein mit Karbonatgesteinen, die anfangs auffallend dunkelgrau, dünnplattig und feinkörnig erscheinen und als sogenannter „Basisdolomit“ in mehreren Aufschlüssen beobachtet wurden. Wir halten diese Bildungen für das stratigraphische Äquivalent des Anis¹⁾, zumal an mehreren Stellen nördlich des Gschnitztales in grenznahen Lagen des Unteren Dolomits Crinoideen-Stielglieder herausgewittert sind. So liegt z. B. nördlich hinter der Kirche von Gschnitz in einem Runst bei zirka 1700 m SH. nahe der Kristallingrenze crinoideenreicher Unterer Dolomit, mit ausgewitterten Kalkalgen-Lagen, die auch Herr Prof. Dr. W. QUENSTEDT † als Gyroporellen freundlichster Weise bestätigte. Auch bei den

¹⁾ Die Ausscheidung in der geologischen Karte entfiel, weil die wenigen lithologischen Unterscheidungsmerkmale in horizontaler und vertikaler Verbreitung zu gering sind.

„Kalkwänden“ im innersten Pinnistal sind in angewitterten Fallstücken dunklere, länglich ovale Querschnitte (bis 9 mm groß) zu beobachten, die auf Kalkalgen (*Gyroporella* oder *Diplopora*) hinweisen.

Die vorerwähnten tiefergelegenen Dolomite gehen allmählich in hellere, grobkörnigere und dickbankige Fazies über, die fortan den ladinischen Dolomit bilden ¹⁾. Die Bankung des Gesteins tritt am schönsten hervor in den Wänden unterhalb von St. Magdalena, in den Westabstürzen des Hohen Tor und in den Nordwänden des Gschnitzer Tribulaun, des Goldkappel und der Weißwandspitze.

In den unteren Dolomitlagen sind stellenweise reichlich Quarzgerölle verbreitet, die von mikroskopischen Ausmaßen bis zu Kirschgröße reichen. Daneben treten wiederholt ehemals tonige Bestege auf den Schichtflächen oder gleichartige Einstreuungen in diffuser Verteilung im Gestein auf, die heute in hochmetamorpher Form vorliegen.

Im allgemeinen ist der bis zu den Raibler Schichten hinaufreichende Untere Dolomit mehr massig, ungebankt mit hellen prallen Anwitterungsformen.

Hinsichtlich Färbung und Korngröße bietet das Gestein ein sehr uneinheitliches Bild. In größter Verbreitung steht als Normaltyp ein lichtgraues, bisweilen leicht gelbliches Gestein. Dessen Struktur ist zuckerkörnig bei kubischem Zerklüften.

Daneben stehen mächtige und ausgedehnte Lager relativ grobkörnigen Dolomits in auch horizontal unregelmäßiger Verbreitung. Diese scheinen unscharf aus dem feinerkörnigen Gestein hervorzugehen. Die grobkörnigsten Dolomite stehen unterhalb des St. Magdalena Kirchleins im Gschnitztal an. Auch in höheren Partien des Unteren Dolomits gibt es Unterschiede und stellenweise auch Übergänge eines Gesteinstyps in einen anderen. Von Interesse ist in dieser Hinsicht das Gebiet des Truner Bachs. Am Bach selbst und östlich davon findet man kurz unterhalb des auf 1350 m Höhe querenden Raibler Bandes dunkelgraue Dolomite, die in sich förmlich zerglitten scheinen. Hellweiße, scharf begrenzte Streifen stehen dunkelgrauen kantigen Partien gegenüber. Im Zuge des langsamen Zergleitens konnte der Dolomit umkristallisieren und die millimeterbreit klaffenden Rupturflächen verheilen. Durch Entmischung wurde dabei sein Pigment örtlich angereichert.

An mehreren Stellen fanden sich auch hier wieder teils faustdicke, mitunter meterlange Serizit-Chloritphyllitlagen mit deutlicher Stauchung. Darin stecken gar nicht selten stengelig nach „B“ gestreckte Dolomitbrocken von etwa Fingerstärke. Sie unterstreichen die Intensität der Durchbewegung.

Nahe der Auflagerungsgrenze zum Kristallin treten verbreitet Verunreinigungen auf, wie z. B. an der Triasbasis der Weißwand (3013 m).

Im Dünnschliffbild einer dort entnommenen Probe findet man eine feinkörnige Grundmasse von bisweilen zwillingslamelliertem Karbonat, worin zahlreiche Quarzkörnchen eingelagert sind, die länglich gestreckt in einer Ebene angeordnet sind und schwach undulös auslöschten. Diese Regelung wird noch unterstrichen durch ebenfalls regelten Glimmer, der meist leicht verbogen ist. Daneben zeigen sich zahlreiche unver-

¹⁾ Mittlere und Obere Teile dieses Dolomitstockwerkes entsprechen sicher dem Wettersteindolomit.

bogene Schüppchen, leicht schräg zu s gestellt. An einer Stelle beobachtet man den Übergang von schwach verbogenen Glimmerschüppchen über wellig verbogene Aggregate zu wild verwirbelten Serizitstrahlen, die ihrerseits zerfranste Quarzkörner ummanteln oder sich tiefgreifend mit ihnen verzahnen. In diesem Dünnschliffbefund spiegelt sich die starke Durchbewegung wieder.

An der Garklerin und an der Weißen Wand treten an der Basis der Trias auch schneeweiße Dolomite mit merklich gröberer Struktur auf, ebenso im Gebiet der Tribulaune.

Im Griebbach (östlich Fulpmes i. Stubai) ist der flachliegende Untere Dolomit über dem dunkelgrauen „Basisdolomit“ ab zirka 1400 *m* Höhe gut gebankt und im Anbruch hellrosafarbig.

Im Bockgrabental, auf der Südseite des Kirchdaches, findet man in zirka 1660 *m* Höhe am Wasserriß unweit der Kristallingrenze rötlichen Dolomittfels, am Fuße mit einer zirka 4 *cm* dicken linsenartigen Einlagerung, die auf den ersten Blick blaß violett erscheint. In enger Wechsellagerung mit hellem körnigen Kalk liegen metallisch schwarz glänzende Hämatitanreicherungen, daneben Lagen von dunkelgrünen, schuppigen Glimmern.

Am Steig von Gschnitz zur Innsbrucker Hütte, der hier \pm an der Kristallin-Triasgrenze verläuft, trifft man in zirka 2100 *m* Höhe den dunkelgrauen „Basisdolomit“, dünnbankig, und zirka 3 *m* über der Kristallinobergrenze 10 *cm* mächtige, dünnblättrige, leicht verschieferte Serizit-Chloritphyllite. Auch weiter oben finden sich ebensolche metamorphen Verunreinigungen.

Am Fuße des Goldkappel sowie an der Garklerin tritt an der Basis ein dünnplattiger, teils lichtgrauer Dolomit mit serizitischen Zwischenmitteln auf. Gleiche Ausbildung beobachteten wir im selben stratigraphischen Niveau auf der Ostseite des Sandestales. Die dunkelgrauen Dolomite sind tonig verunreinigt durch nunmehr metamorphe Linsen und Bestege von Serizit-Chloritphyllit.

Zur ladinischen Gesteinsgesellschaft gehört auch ein eigenartiges Grünstein, das besonders im Bereich der Tribulaune in kleinen, schichtparallelen Schmitzen auftritt.

Eine Probe aus der Nordostflanke des Gschnitzer Tribulauns zeigte u. d. M. eine dichte Grundmasse aus Serizitgewebe, darin sehr kleine, deutlich undulöse Quarzkörner. Als Neubildungen treten auf: 1. in erster Generation Epidot, wirt durcheinanderliegend, mit mehrfach gut sichtbarer Stauwirkung im Serizit. Zwillingsbildung kommt vor. 2. nach einer weiteren Deformationsphase, die den Epidot teilweise zerbrach, erfolgte in zweiter Generation Wachstum von xenomorphem Feldspat mit Einschlüssen von Quarz und Serizit aus der Grundmasse. 3. dazu tritt als weitere Neubildung xenomorphes Karbonat, z. T. mit deutlicher Zwillingslamellierung und mit zahlreichen Einschlüssen von Epidot, Serizit, Quarz und Titanit. Dazu tritt etwas Chlorit.

H. DÜNNER (1934) deutete unter Bezugnahme auf den triadischen Vulkanismus einen ähnlichen Fund in den Raibler Schichten als Tuffsediment. Nach meinen Geländebefunden sind diese Vorkommen einerseits sehr klein, andererseits kann für diese ein exakter Beweis der vulkanischen Herkunft nicht erbracht werden. Vielmehr handelt es sich hier m. E. um sehr stark umkristallisierte und durchbewegte, ehemals tonige Schmitzen.

Die zahlreichen typischen Merkmale von Durchbewegung wie die Einlagerungen von Serizit-Chloritphyllit, die häufige Druckschieferung und das zonenweise Zergrusen des Dolomits ohne eine ersichtliche Verstellung,

deuten mehr auf eine Metamorphose hin, deren wesentliches Element gerichteter Druck war, der die Umkristallisation lokal sehr verschieden beeinflusste. Auch die stellenweise Vertretung von dunklem feinkörnigem Dolomit durch helle bis schneeweiße zuckerkörnige Varietäten ließe sich wohl durch Lösungsumsatz im druckbeanspruchten Gestein genetisch deuten.

Bemerkenswert sind die Mächtigkeitsschwankungen im Unteren Dolomit. Am Truner Bach südwestlich Trins weist dieser Dolomit noch eine Mächtigkeit von mindestens 200 *m* auf, bei St. Magdalena gar volle 400 *m* Mächtigkeit. Nach Westen zu rasch ausdünnend, erreicht er an der Mündung des Sandestales nur mehr 200 *m* Mächtigkeit.

Auch im Gebiet nördlich des Gschnitztales wurde eine rasche Mächtigkeitsabnahme des Unteren Dolomits zum Silltal hin festgestellt, so finden sich z. B. an der Weißen Wand (1880 *m*) bei Matrei nurmehr 40 *m* Dolomit zwischen Kristallin und Raibler Schichten.

C. Der Raibler Horizont

Den Hauptanteil des Raibler Horizontes bilden in unserem Untersuchungsgebiet dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer, z. T. rostbraun anwitternd, mit deutlicher Feinstschichtung. Charakterisierend ist ein gewisser Gehalt an feinverteiltem Pyrit. Lagenweise treten — besonders südlich des Gschnitztales — darin auch reichlich Querbiotite auf.

Weitere Schichtgenossen sind hellgraue feinsandig-serizitische Partien, die teils als reine helle, leicht gelbliche Serizitschiefer, teils als feinkörnige bräunliche Sandsteine ausgebildet sind, in seltenen Fällen wurde darin Kreuzschichtung beobachtet. Ein weiteres wichtiges Schichtglied sind die von uns im Gegensatz zu O. MEIER (1925) häufig gefundenen, im Bruch dunkelgrauen, z. T. bräunlich angewitterten Sphaerocodienkalken bzw. -dolomite, welche die dichtgepackten, linsenförmigen Algen mit freiem Auge gut erkennen lassen. Deren Durchschnittsgröße liegt zwischen 5 *mm* und maximal 30 *mm*.

Der u. d. M. sichtbare feinkonzentrische Lagenbau ist bedingt durch kohlige Substanz, die schlierenförmig in einer feinen karbonatischen Grundmasse verteilt ist. Daneben finden sich vereinzelt Quarzkörner, Hellglimmer, seltener lamellierte Feldspatkörner. Feinere Pflanzenstrukturen wie Algenfäden oder Zellmembranen sind nicht erhalten geblieben.

In einigen Aufschlüssen schalten sich zwischen die dunklen Tonschieferlagen Dolomitbänke ein, die aber nicht horizontbeständig sind.

Hinzutreten, vornehmlich südlich vom Gschnitztal, als Zeugen der Metamorphose sandig-tonige Phyllite (mit unterschiedlicher Querbiotitführung) bis Serizit-Quarzite mit Feldspatagen.

Verglichen mit den gleichaltrigen Ablagerungen in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen, ist die karnische Stufe faziell eintöniger und auch geringmächtiger entwickelt. Das Ursprungssediment in weitester Verbreitung war ein Tonschlamm mit wechselnder Beimengung von feinem Sand, stellenweise von karbonatischen Rekurrenzen beeinflusst.

Allgemein sind die Raibler Schichten mehr oder minder stark metamorphosiert, die Biotitneubildungen sind dabei i. W. auf die Gebiete süd-

lich des Gschnitztales beschränkt. An der Umprägung sind fast durchweg Kristallisationsvorgänge und starke Deformation, wohl in ursächlichem Zusammenwirken beteiligt.

In weiten Gebieten wirkte die Deformation auch allein oder fast ohne eine Beteiligung der Kristallisation. Durch die lokal sehr unterschiedliche Metamorphose wurde aus dem verhältnismäßig gleichförmigen sandig-tonigen Ausgangsmaterial eine ganze Reihe, z. T. sehr unterschiedlicher Gesteinstypen geprägt.

In den bedeutenden, z. T. neuentdeckten Aufschlüssen werden folgende Profile beschrieben.

Profil in einem Wasserriß am Nordostfuß des Sonnensteins (2441 m) in zirka 1760 m SH.
Oberer Dolomit (NOR) — in den untersten 10 cm mylonitisiert.

(9) dünn-schichtige dunkelgraue Tonschiefer	zirka 100 cm
(8) wie in (5)	8 cm
(7) harte, dunkelgraue Tonschiefer	3 cm
(6) harte Sphaerocodien-Oolith Kalkbank, dunkelgrau bis schwarz	27 cm
(5) stark mylonitisierte schwarze Tonschiefer (Ruschelzone), blätterig zerfallend	7 cm
(4) dünnbankige dunkelgraue Tonschiefer	600 cm
(3) dünnplattige, grau-gelbliche Tonschiefer	40 cm
(2) gelblich-grau anwitternde Ruschelzone, tonig verkittet	20 cm
(1) dolomitische Übergangsschicht, rötlich gefärbt	50 cm

Mächtigkeit ... 855 cm

Unterer Dolomit (LADIN).

Anmerkungen: Die Unterseite von (6) trägt spiegelglatte, glänzende Ablösungsflächen. Festere Probestücke aus (2) zeigten ein zirka 7 mm breites Band von Schalenblende (ZnS) eingelagert.

Zu (1): Dieser feinkörnige kristallinische Dolomit ist rau absandend und durch feinverteilte Hämatitkörner rötlich gefärbt.

Im Seibach bei 1540 m SH. Mächtigkeit zirka 7 m.

Hier ist den dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern Dolomit eingeschaltet, der hellgrau anwittert, und von schwarzgrauen zentimeterdicken Pigmentstreifen durchschwärmt ist, wodurch eine Art Bänderung entsteht. Manche Partien des Zwischendolomits zeigen lichtrosa bis wolkg violettstichige Farbnuancen, eine Abart, die sich zusammen mit dunkelgrauer Farbstreifung noch in den untersten Hauptdolomit fortsetzt — ähnlich wie auch bei St. Magdalena i. Gschnitz.

Diese hangendsten Dolomitlagen können wegen der genannten Merkmale im Sinne rekurrenter Verzahnung noch dem Karinth zugeordnet werden.

Östlich oberhalb der Pinnis-Alm, talauswärts von der großen Gehängeschutthalde sind die dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefer in hangendsten Anteilen von weißen Serizitschiefern begleitet. Diese dünnblättrigen, ebenschichtigen Lagen fühlen sich talkig-fettig an, auf ihren Schichtflächen zeigen sich winzige nadelige Kristalle, die wohl Neubildungen darstellen (Epidot oder Turmalin).

Der Anschluß liegt jenseits des breiten Schuttfächers bei P. 1625, wo mehrere Meter Dolomit zwischen schwarzen Tonschiefern und einer hangenden Lage gelblicher sandiger Schiefer eingeschaltet sind.

Aufschluß östlich oberhalb der Pinnis-Alm in zirka 1800 m SH. am Südrand der großen Gehängeschutthalde:

- Oberer Dolomit (Nor) an der Basis zirka 25 cm stark verruschelt.
- (2) Feinsandstein, grau bis bräunlich, stark verwittert, in schmierige feingeschieferete Lagen zerblättern. Mächtigkeit: 50 cm. Darin zwei je zirka 7 cm dicke hellgraue quarzitisch-serizitische Bänkechen mit reichlich Pyrit.
- (1) Tonschiefer, dunkelgrau bis schwarz, mit 0.1 mm Feinschichtung. Mächtigkeit: 170 cm. Eingeschaltet eine dünne phyllitische Tonschieferpartie, die weitgehend serizitisiert ist. Daran gebunden ist eine zirka 2 cm dicke Quarzlage.

Gehängeschutt.

Westseitig der Ilm-Sp. taucht aus dem Dolomitschutt ein Felsrumpf auf, wo in zirka 2100 m SH. das Schieferpaket ansteht, zirka 10 m mächtig.

(NOR) Oberer Dolomit.

- (4) mattglänzende graue serizitisch-phyllitische Tonschiefer.
 (3) silbergraue, bräunlich anwitternde plattige Serizitfeinschiefer.
 (2) graue Kalkbank mit Sphaerocodien und Muschelschalen (20 cm).
 (1) dunkelgraue bis schwarze feinschichtige Tonschiefer.

(LADIN) Unterer Dolomit.

Am Südfuß der Ilm-Sp., in zirka 2360 m SH.: Schwarze feinschichtige Tonschiefer, in oberen Lagen dünne Sphaerocodienkalkbank (bis 10 m). Vereinzelt in Schiefnern leicht gelbliche Sekretionsquarzknuern.

Im Bockgrabental ober Gschnitz in zirka 1660 m SH.:

Oberer Dolomit (NOR).

- | | |
|---|--------------|
| (5) feinsandige serizitische Schiefer, dünnblättrig verwitternd | 80 cm |
| (4) schwarzgraue ebenschichtige Tonschiefer, auf den Schichtflächen z. T. fein gefältelt | 100 cm |
| (3) harte, blaugraue Sphaerocodienkalkbank | 30 cm |
| (2) wie in (4), phyllitisch glänzend | 220 cm |
| (1) rostiggrau anwitternde, stärker glimmerführende Schiefer mit hell-silberglänzenden Serizithäten; tektonisch beansprucht | <u>90 cm</u> |

Unterer Dolomit (LADIN).

Mächtigkeit ... 520 cm

Aufschluß Nennesbach (Gschnitztal).

Nordostseitig des Baches, in zirka 1450 m SH. schwarze, feinschichtige Tonschiefer, darüber Bänkechen serizitischer Schiefer, schwarze plastische Mulmschichte gegen den hangenden Dolomit. Zusammen zirka 2 m mächtig. An einer Stelle neben dem Wasserlauf sind die Tonschiefer zu einer schwarzen zähplastischen Masse (10 cm) ausgequetscht.

Aufschluß: Brandachsteig (Gschnitztal) bei zirka 1650 m SH.

(NOR) Oberer Dolomit.

- | | |
|--|---------------|
| (4) dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer | zirka 10 cm |
| (3) blaßgrauer, mehr lichtgelbl. anwitternd. Dolomit | 480 cm |
| (2) hell-silbergraue serizitische Schiefer | 20 cm |
| (1) rostgraue dunkle ebenschichtige Tonschiefer | <u>340 cm</u> |

(LADIN) Unterer Dolomit.

850 cm

In Fortsetzung unserer Umschau gelangen wir auf die Südseite des Gschnitztales und finden die Raibler Schichten im unteren Trunatal in 1400 m SH. etwa 3 m mächtig aufgeschlossen. In der Hauptsache sind es hier glänzende, mürbe tonige Phyllite mit wechselndem Feinsandgehalt, der lagenweise bis zur Ausbildung von tonigen, feinkörnigen Sandsteinen angereichert ist.

U. d. M.: Vorwiegend Quarz mit meist streifig undulöser Auslöschung. Die feinen Körner sind in der Regel polygonal verzahnt und mitunter kataklastisch zerrieben. Feinschuppiger, verbogener Hellglimmer füllt in ziemlich wirrer Lagerung die Zwickel aus.

Eine kleine Linse sandigen Dolomits aus demselben Aufschluß zeigt u. d. M. ein feinkörniges Karbonatgefüge mit einem sedimentären s, gekennzeichnet durch langgestreckte Nester oder Lagen von undulösen, teils verzahnten Quarzkörnern. In einzelnen Lagen auch reichlich Querbiotit.

Etwa 100 m östlich des Weges zur Schmurzalm, bei 1560 m SH., ist das Raibler Band nur 50 cm stark, darin treten z. T. bis 2 mm große Biotitneubildungen auf. Schon 30 m weiter ostwärts sind die Raibler bereits zirka 3 m mächtig, zusammengesetzt aus „normalen“ sandig-tonigen Phylliten wie am Truner Bach. Ein abgeklemmter, stark gequetschter Fetzen davon steckt 2 m darüber zwischen wellig verbogenen Dolomitbänken. Die ehemals dunklen, sandigen Tonschiefer dieser Linse sind umgewandelt in hellgraue bis grünliche Serizit-Quarzphyllonite mit 2 mm großen Querbiotittafeln, die u. d. M. eine starke Deformation von der einfachen Verbiegung bis zum Auffransen der Porphyroblasten zeigen. Die Kristallisation tritt demnach lagenweise und mit deutlicher Beschränkung auf stark deformierte Gesteinspartien auf.

Unweit westlich davon, im Schmurzbach, weisen die karnischen Phyllite u. a. gröbere Spezialfaltung auf, welche u. d. M. einen enggefältelten Phyllonit aus ursprünglich feinsandigem und tonigem Material zeigt. Einzelne Lagen sind dabei fast quarzfrei.

Hieraus ist einerseits ein rascher Sedimentationswechsel, andererseits der Einfluß des Ausgangsmaterials auf die Deformation sehr gut abzulesen: scharfe gleichmäßige Kleinfältelung in quarzarmen bis quarzfreien Zonen; darüber und darunter in stärker sandigen Partien ein ausgeprägter Feinlinsenbau aus langgestreckten Quarzlagen, die von wellig verbogenen Hellglimmersträhnen umflossen werden, wobei dieses primäre Glimmer-s im Zuge der Scherbewegungen im Kleinbereich betont ausgearbeitet wurde.

Profil am Eingang ins Sandestal (6 m mächtig):

- Oben (3) Dünntafelige, dunkle, ebenflächige, sandig-tonige Phyllite mit kleinen Querbiotiten und Quarzdolomitbänke mit Fossilresten (2 m)
 (2) hellgraue, wellige Quarz-Serizitphyllonite mit kleinen Dunkelglimmern (3 m)
 Unten (1) kompakte, ebenflächige Quarz-Serizitphyllonite mit Biotittafeln bis 2 mm Durchmesser (1 m)

Ein Handstück aus dem Liegenden zeigt neben deutlicher linearer Runzelung der Schichtflächen auch eine gröbere B-Achse.

U. d. M.: Ein gutgeregeltes Gefüge von meist streifig undulösem Quarz und welligen Serizitsträhnen, welche die mitunter stark gestreckten Quarzlinsen oft lückenlos umfließen. Wo der Quarz vorherrscht, läßt die Regelung der Glimmer sehr nach. Stellenweise auch in wirrer Lagerung unverbogene Glimmerschüppchen, selbst in den welligen Strähnen. Die Quarze weisen Polygonalverzahnung und mitunter Kataklastik auf. Dieses gutgeregelte Gefüge wird in mehr oder minder sperriger Lagerung durchsetzt von Biotitporphyroblasten; diese sind stark pleochroitisch und z. T. mehrfach geknickt. Dementsprechend löschen sie undulös aus.

Wenig talauf, am Kitzschrofen (P. 2233) bedeckt das Raibler Band wie eine schützende Kappe den markanten Felsturm. Es sind meist ebenflächige, sandige Tonschiefer mit kleinen Querbiotiten. Mitten darin liegt eine ausgesprochen phyllitische Zone mit stark wellig verbogenen Schichtflächen, ähnlich einem Quarzphyllit. Sie ist ungefähr 50 cm mächtig und

weist bis zu 3 *mm* große Dunkelglimmerporphyroblasten auf. U. d. M. zeigt sich eine typische „allure lenticulaire“ im Sinne B. SANDER's (1912). Die überwiegend serizitische Grundmasse ist zu einem welligen Rutschflächen- gewebe ausgearbeitet. Die mengenmäßig stark zurücktretenden Quarze sind durchweg undulös und polygonal verzahnt.

In den „Straden“, nördlich der neuen Tribulaunhütte, steht der karnische Horizont, zirka 6 *m* mächtig, bei 2080 *m* SH. als Schubspan an. (Vgl. Kap. IV.) Zwei zirka 50 *m* voneinander entfernt liegende Aufschlüsse vermitteln ein eindrucksvolles Bild fazieller Unterschiede auf engstem Raum.

(Nord) oben	1 <i>m</i> ebenflächiger toniger Phyllit mit kleinen Biotitneubildungen	
	5 <i>m</i> wellige dunkle tonige Phyllite mit großen linsenförmigen Sekretionsquarzen, ausgeprägten Linearen und kleinen Biotiten sowie	
unten	5 <i>m</i> Mikroklinneubildungen	
(Süden) oben	0,3 <i>m</i> dünnplattiger sandiger Dolomit, blaugrau	
	2,0 <i>m</i> Tonphyllite mit Querbiotiten und Pyrit	
	0,3 <i>m</i> sandiger Dolomit	
	0,2 <i>m</i> stark sandiger heller ton. Phyllit	} mittelgroße Biotit- porphyroblasten in beiden
unten	3-5 <i>m</i> schwachwelliger sandiger ton. Phyllit	

Unterhalb der beiden Tribulaune sind zwei Schichttypen zu unterscheiden, ebenflächiger, sandiger Tonschiefer und ein stärker phyllitischer Schiefer. Die Biotitneubildungen sind in beiden Fällen verhältnismäßig klein. In diesem Bereich stehen also die Gesteine des karnischen Horizontes in ihrer Deformation und Mineralneubildung hinter denen des äußeren Sandestales und am Schmurzalmweg deutlich zurück, d. h. sie sind schwächer metamorph.

Auf der Südseite des Kammes ist das Raibler Band etwas westlich des Normalweges zum Pflerscher Tribulaun bei 2620 *m* aufgeschlossen. Die etwa 4—5 *m* mächtige Schichte setzt sich aus z. T. recht ebenflächigen sandig-tonigen Phylliten zusammen, die eine langgestreckte Linse blaugrauen sandigen Dolomits von etwa 30 *cm* Dicke enthalten.

Die dunklen Phyllite bieten u. d. M. folgendes Bild:

Probe 1, entnommen zirka 50 *cm* über dem ladinischen Dolomit:

Sehr feinkörniges, typisch phyllitisches Gefüge. Feinlinsenbau aus winzigen Hellglimmerschüppchen, die in Gestalt wellig verbogener Strähnen kleine undulöse Quarze umfließen. Daneben tritt kohliges Pigment, zumeist als feinmaschiges Gewebe auf.

Probe 2, entnommen zirka 2 *m* über dem ladinischen Dolomit:

Im Gefügebild keine Unterschiede zum vorgehenden Schlift, nur sind hier teilweise sehr große Dunkelglimmer reichlich eingestreut. Diese sind fast durchwegs eingeregelt, zumindest aber stark verbogen, geknickt, gekrümmt oder gefältelt, mitunter zerfranst oder völlig zerfetzt, also stark tektonisch deformiert.

In der Südwand des Pflerscher Tribulaun treten an mehreren Stellen im normalen sandig-tonigen Phyllit, lagen- oder linsenförmige Einschaltungen auf von phyllonitischen Gesteinen mit auffallend starker Kristallisation.

Eine Reihe von Dünnschliffen ergibt folgenden übereinstimmenden Befund u. d. M.: Zumeist sehr grobschuppiger, häufig auch sehr feiner Hellglimmer umfließt in gewellten Strömen einzelne Quarze oder ganze Quarznester, die aus polygonal verzahnten Körnern bestehen. Die Auslöschung ist durchweg undulös, zuweilen auch streifig. Besonders in quarzreichen Zonen ist eine liegende Kleinfältelung mit bereits abgescherten, ausgewalzten Mittelschenkeln und z. T. auch ausspitzenden Scharnieren deutlich zu erkennen.

Diese gefalteten Zonen werden begrenzt von Lagen eingeregelter Hellglimmers, in denen der Quarz zurücktritt. Zuweilen treten auch unverbogene Hellglimmer auf. Dies macht bei der allgemein starken Deformation des Gesteins die Mitwirkung von Rekristallisationsvorgängen wahrscheinlich. Zahlreiche Biotittafeln aber sind sichere Neubildungen einer ersten Generation. Diese werden bis millimetergroß, aber durchweg deformiert, d. h. sie sind verbogen, vielfach in tektonisch ausgearbeitetes s eingeschichtet und sehr häufig zerfrant oder gar völlig zerfetzt. Die Auslöschung ist dementsprechend mitunter stark undulös. Als Neubildungen einer zweiten Generation sind die zahllosen Mikrokline anzusehen, die in allen Größen das Gestein durchsetzen. Sie erreichen Durchmesser bis zu 1 *cm* und mehr und sind vollkommen durchsetzt von schnurförmig aufgereihten Einschlüssen von Quarz, Hellglimmer und Biotit. Diese Mikrokline sind aber bei ihrer Entstehung nochmals durchbewegt worden. Dabei ist das s_i gegen das s_e gedreht worden, in der Weise, daß stets an einem Kornende das s_e ungestört in das s_i übergeht. In diesem Falle sind es vor allem die Hellglimmerstrahlen, die ununterbrochen in den Kristall hineinbiegen. Hier ist auch die Umgrenzung des Porphyroblasten unscharf und verschwommen. Innerhalb des Kornes biegen die schnurartig aufgereihten Einschlüsse wirbelartig um einen Betrag bis zu 90° herum und stehen auf der anderen Seite genau senkrecht auf s_e . Dementsprechend ist auch auf dieser Seite die Umgrenzung der Feldspäte glatt und scharf. Der Kontakt des Porphyroblasten zu seiner Umgebung ist nicht mehr primär, sondern tektonisch. Wir dürfen somit annehmen, daß die Feldspäte noch während ihrer Entstehung rotiert worden sind.

Profil in der Südflanke der Rotspitze in einer Schlucht bei 1880 *m* SH., zirka 4·5 *m* mächtig:

- Oben (8) wie in (7), aber stärker zerschliffen, mit sehr zahlreichen, bis zu 2 *mm* großen Biotiten
- (7) sandig-toniger Phyllit. Gesteinsfarbe dunkelgrau. Glimmer wenig ausgeschliffen. Zahlreiche große Biotite. Die Linearen streichen N 50° W
- (6) wie (7), relativ stark zerschliffen, mit spärlichen großen Biotiten. Sehr feine Runzelung von s
- (5) wie (6), ohne freisichtig erkennbaren Biotit
- (4) dunkelgraue tonige Phyllite mit groben Linearen und mit zahlreichen großen Biotiten (bis 2 *mm* ∅)
- (3) eisengraue Quarz-Hellglimmerphyllite mit spärlichen kleinen Biotiten. Der Hellglimmer ist stärker ausgeschliffen als in (2)
- (2) wie (3) mit großwelligigen Schichtflächen und zahlreichen, aber kleinen Biotiten
- Unten (1) dunkel-blaugrauer Sanddolomit ohne Neubildungen.

Hervorgehoben sei auch hier wieder die lagenweise Anreicherung bzw. das lagenweise völlige Fehlen der Biotitführung.

Zwischen dem zum Portjoch führenden Weg und Vallming läßt sich auf der immerhin 2·5 *km* langen Strecke in aller Deutlichkeit beobachten, daß die hell-eisengrauen bis dunkelgrauen tonigen Phyllite keineswegs immer biotitführend sind. Die Porphyroblasten sind in gewohnter Weise immer auf einzelne Lagen und Zonen beschränkt, während ausgedehnte Bereiche ohne Mineralneubildung geblieben sind.

Auf tektonische Ausgleichsbewegungen, wie auf jegliche Art umformender Kräfte haben die höher teilbeweglichen, ehemals sandig-tonigen Sedimente der karnischen Stufe sehr empfindlich und unterschiedlich reagiert. („Bewegungshorizont“ n. F. FUCHS, 1939.)

In einigen Aufschlüssen sind es nur breite Ruschelzonen, die auf diese Vorgänge hinweisen, in anderen Fällen, wie z. B. auf der gesamten Gschnitztal S-Seite, erfolgte auf kilometerlange Erstreckung eine totale Ausquetschung dieses „Pufferhorizontes“. Auch das Nebeneinander von völliger Reduzierung und voller Mächtigkeit der tonigen Phyllite auf engstem Raum bezeugen lokale Schwankungen der angreifenden Kräfte und der daraus resultierenden Deformationen. Handstück und Dünn-

schliff verfeinern das Bild in der Richtung, daß auch in ein und demselben Aufschluß die Metamorphose in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial sich verschieden auswirkte. Nochmehr gilt dann für Aufschlüsse, die weiter voneinander entfernt liegen, daß Belastung und Teilbewegung in unterschiedlichem Ausmaß an der Umprägung beteiligt waren. Ferner wird erst in der Dünnschliffbegutachtung deutlich, wie selbst im Millimeterbereich geringe Unterschiede des Ausgangsmaterials die Deformation und damit den entstehenden Gesteinstyp mitbestimmen. Rein pelitische Partien werden z. B. in einem Falle kleingefältelt und die vorwiegend pelitischen Zonen neigen zur Ausbahnung ihres Glimmer-s zu einem Rutschflächengewebe. Andere Beispiele zeigten das umgekehrte Verhältnis: die rein glimmerigen Partien regelten sich zu welligen Strömen, während die sandig verunreinigten eine liegende Fältelung aufwiesen. Rein sandige Lagen zeigten dementsprechend im selben Schliff dann auch wesentlich schwächere Durchbewegung. So wird auch die unerwartete Einschaltung sichtlich stärker metamorpher, ausgesprochen phyllonitischer Zonen in relativ ebenflächigen Schiefen verständlich.

Die häufig auftretenden Linearen streichen zirka 25—50° NO oder 25—50° NW. Sie weisen durch ihre Übereinstimmung mit den von F. FUCHS (1939) und O. SCHMIDEGG (1949) am Nöblachjoch ermittelten Bewegungsplänen auf einen Zusammenhang mit dem Vorschub der Steinacher Decke hin.

Es gibt, über das gesamte Bergmassiv zwischen Gschnitz und Pferscher im einzelnen unregelmäßig verteilt, höchst metamorphe Zonen mit starker Biotitneubildung, in den oben genannten Fällen (Pferscher Tribulaun S und „Straden“) sogar mit Feldspatporphyroblasten. Umgekehrt finden sich, genauso regellos verstreut, schwach metamorphe Raibler Schichten ohne freisichtig wahrnehmbare Neubildungen und mit verhältnismäßig geringer Deformation bis in den äußersten Süden des Aufnahmegebietes. Diese Neubildungen waren stets deformiert bis zum Zerfransen oder zum völligen Zerfetzen der Biotite und zu einer intensiven Durchknetung der im Entstehen begriffenen Feldspäte.

Hervorzuheben ist die lagenweise Anreicherung der Neubildungen innerhalb des Horizontes, wobei die Möglichkeit einer Stoffzufuhr von außen unter der Bedingung belteroporen Wachstums zurücktritt; denn in ein und demselben Aufschluß sind nur um Dezimeter voneinander getrennte Lagen in einem Falle reichlich Biotit-führend, im anderen Falle völlig frei davon. Dabei wiesen aber beide Zonen u. d. M. eine ganz gleiche Mikrostruktur auf.

In paläogeographischer Hinsicht sind verschiedene Ablagerungslücken auch in unserem Gebiet kennzeichnend für den unruhigen Sedimentationscharakter des Karnikums. Im Bereich des Seibaches und am Brandachsteig sowie a. O., wo die regressive Sedimentationsphase durch die Einschaltung eines Zwischendolomites unterbrochen wurde, fehlen die charakteristische Oolithbank und sandige Bildungen.

In morphologischer Hinsicht ist die bekannte, an das Auftreten der Raibler Schichten gebundene Terrassen- oder Gesimsebildung auch im Brenner-Mesozoikum ein auffälliges Merkmal, wie z. B. die Terrasse südlich der Ilm-Sp. und der Wiesenboden von St. Magdalena, beide im Gschnitz-

tal, oder die Wiesenfläche an der Südflanke des Pflerscher Tribulaun in zirka 2380 m Seehöhe.

Allenthalben entspringen kleine Wassergerinne aus dem wegen seines Tongehaltes als Stauhorizont wirkenden Schieferbände. Damit ist eine Belebung der sonst spärlichen Vegetation verbunden, die eine grüne Leitlinie inmitten des kahlen Dolomitgebirges bildet.

D. Oberer Dolomit (Norischer Hauptdolomit)

Der Übergang von Raibler Schichten zum Oberen Dolomit vollzog sich ruhig, Anzeichen für Aufarbeitungen im Gefolge der Norischen Inundation fehlen. Der norische Dolomit ist, ähnlich wie der ladinische, keineswegs einheitlich ausgebildet. Es herrscht vielmehr in horizontaler und vertikaler Richtung ein rascher Wechsel in Farbe und Korngröße des Karbonats sowie in der Quantität toniger Verunreinigungen.

Bei der Betrachtung der einzelnen Gesteinstypen wird im folgenden das Problem der Metamorphose gestreift werden, die durch ihre lokal sehr verschiedene Stärke und Wirksamkeit, ähnlich wie im Wettersteindolomit, bei der Ausprägung der Gesteinstypen bedeutenden Anteil hatte.

Es können mindestens vier bis fünf verschiedene Typen unterschieden werden. Sie differieren, wenn auch nur graduell, so besonders hinsichtlich Pigmentreichtum und Korngröße voneinander, wobei die Färbung von dunkelgrau bis schneeweiß variiert.

Weitestverbreitet als Hauptvertreter ist ein dunkelgrauer Dolomit-typus. Allgemein entbindet der Hammerschlag einen wechselnd starken, stets deutlich riechbaren Gehalt von Schwefelwasserstoffgas, jedoch sind uns bituminöse Einlagerungen, wie z. B. Asphaltschiefer, nicht begegnet. Die Struktur dieses meist kubisch zerklüftenden Gesteins wechselt etwas, ist in der Regel jedoch fein-zuckerkörnig. Bei dem Fehlen von Fossilien können diese Merkmale auch hier als Anhaltspunkte dienen zur Trennung der beiden Dolomitstockwerke, besonders wenn der Leithorizont der Raibler Schichten lokal ausbleibt.

Mancherorts geht der dolomitische Normaltypus seitlich sehr schnell — unter Vermittlung unregelmäßig gebänderter und gefaserner Faziestypen — in hellgrauen oder auch schneeweißen, merklich gröberkörnigen Dolomit über. In den gefaserten Übergängen sind sehr häufig kleine liegende Spitzfalten in Dezimeter-Ausmaßen anzutreffen.

Gegenüber dem Unteren Dolomit verstärken sich hier die Anzeichen tektonischer Prägung. Neben einer verbreiteten Zergrusung des Dolomits sind auch die ehemals tonigen Komponenten im Verbreitungsgebiet hochmetamorph umgewandelt. Man findet diese meist in Form serizitischer Überzüge mit deutlicher Striemung oder als lokal zusammengestauchte Linsen und Lagen von Serizitphylliten mit teilweiser Umwandlung in Chlorit.

Auch das aus dem ladinischen Dolomit beschriebene Grüngestein ist in zahlreichen schichtparallelen Linsen, besonders in der engeren Tribulaun-region — südlich des Gschnitztales — eingeschaltet.

Am Beispiel eines Bänderdolomits erkennt man unter dem Binokular einen Linsenbau rasch ausspitzender, dunkler Lagen in lichtgrauem Material. Die Linsen sind randlich stellenweise gestaucht. Um diese Mikro-Knickfältchen herum liegt jeweils ein kleiner

Hof mit besonders starker Umkristallisation und Abstoßung des Pigments. Horizontal gerichteter Druck hat hier offenbar eine Verschiebung in *s* verursacht, wobei Karbonat teilweise in Lösung ging.

Ein Dolomithandstück von der Nordostseite des Gschnitzer Tribulaun zeigte u. d. M. eine Grundmasse von feinkörnigem Karbonat. Darin sind zahlreiche Hellglimmerschüppchen subparallel zu einem *s* geordnet, auch in Lagen angereichert und durchweg stark verbogen. Gleichfalls in zonarer Anreicherung und mit teils stark undulöser Auslöschung sind Quarze eingestreut. In dem feinkörnigen Dolomitgefüge fallen 1—3 *cm* große linsenförmige Nester auf mit unverhältnismäßig großen, gut begrenzten Körnern. Spärliche, unregelmäßige Hellglimmer sind in diese Nischen eingestreut. Das offensichtlich sedimentär angelegte Glimmer-*s* wurde im Zuge der Teilbewegung im Gestein außerhalb dieser Linsen zu einem Rutschflächengewebe ausgearbeitet, welches die grobkörnigen Nester deutlich umfließt und auch die feinkörnigen Partien des Gesteins in langgestreckte Fasern zerlegt. Hinzutreten als sichere Neubildungen Dunkelglimmer, teils sperrig, teils zerfranst und in „*s*“ eingeschichtet sowie gut begrenzte Pyritwürfel, die bis zu mehreren Millimeter groß werden. Es liegt nahe, für die grobkörnigen Dolomitpartien ebenfalls Neubildung anzunehmen.

Zwei Dünnschliffe des vorhin erwähnten Grüngesteins aus der Nordostflanke des Gschnitzer Tribulaun ließen, ähnlich der Probe aus dem Ladindolomit, ein dichtes, deutlich geregeltes Serizitgewebe mit kleinen undulösen Quarzen erkennen. Als Neubildung der ersten Generation treten wieder zahlreiche Epidotnadeln mit Stauungswirbeln in der Grundmasse auf. Als zweite kristalloblastische Abfolge findet sich xenomorpher Feldspat mit Einschlüssen von Serizit und Quarz aus der Grundmasse. Schließlich tritt ebenfalls xenomorphes Karbonat auf, das Epidot, Quarz, Serizit und Titanit umschließt. Dazu kommt reichlich Dunkelglimmer, der mitunter chloritisiert ist. Daraus läßt sich zwanglos eine Reihe von Deformationen, alternierend mit Kristallisationsphasen, ablesen. Der teilweise zerbrochene Epidot ist demnach am ältesten, der Feldspat, dessen *s*₁ von Quarz und Serizit unverändert zum *s*₂ der Grundmasse liegt, schon posttektonisch gebildet.

Zahlreich sind die Belege dafür, daß die deformierenden Kräfte in unterschiedlicher Stärke sich auswirkten. Der Geländebefund ergibt ähnlich wie beim Wettersteindolomit eine regional ganz unregelmäßige Verteilung gröberer und feinkörnigerer Gesteinspartien¹⁾. Das auffallende Nebeneinander verschieden pigmentierter bis schneeweißer Dolomite auf engstem Raum läßt in diesem Zusammenhang auf eine Umkristallisation unter großer Belastung und örtlich verschieden starkem, tangentialen Druck schließen. Dabei wurde das vielleicht schon primär etwas ungleichmäßig verteilte Pigment teilweise abgestoßen, so daß es zu einer Verstärkung der primären Farbunterschiede kam. Die bei guter Beleuchtung vor allem in den Wänden vom Gschnitzer und Pferscher Tribulaun sichtbare breite weiße Bänderung wäre möglicherweise wenigstens z. T. einer derartigen Umlagerung und Stoffsonderung zuzuschreiben.

Nördlich des Gschnitztales wird der Obere Dolomit im Hauptkamm bis zu 650 *m* mächtig, nimmt aber nach Osten zu ab und erreicht am Salfauner Berg (Silltal) nur mehr 200 *m* Mächtigkeit.

Auch auf der Südseite des Gschnitztales schwankt die Mächtigkeit. Während der am Pferscher Tribulaun fast 600 *m* mächtige Hauptdolomit sowohl im Gschnitz- wie im Pferschtal ostwärts stark ausdünt — am Westhang des Muli-Schrofens ist er nur noch 60 *m* mächtig — bricht er im Obernberger Tal in voller Mächtigkeit abrupt ab.

¹⁾ Eine eingehende petrographische Charakteristik mit Dünnschliffbefund von Dolomiten des Brennermesozoikums gibt J. LADURNER (1953, S. 271) in: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittekonite. Jhrb. Geol. B.-A. Bd. XCVI; Wien, 1953.

Besonders an seiner Basis und in seinen obersten Bereichen kann der Hauptdolomit dünnplattig ausgebildet sein. Recht deutlich tritt das in Erscheinung in der Martarer (Martheier) Roßgrube und an der Steilstufe unterhalb dieses Kars, sowie im Bereich der Schmurzalm südwestlich von Trins, wo mächtige obere Horizonte des Hauptdolomits dünnplattig entwickelt sind. Einige Aufschlüsse im Gschnitz- und Sandestal zeigten auch unmittelbar oberhalb des Raibler Bandes dünnplattige Dolomitentwicklung.

Der Obere Dolomit ist auch im Brennermesozoikum der Haupt-Fels- und Gipfelbildner. In direkter Sonnenbeleuchtung erscheinen die angewitterten Wandstufen, die oft dickbankig und gut gestuft sind, aus einiger Entfernung lichtgelblich bis rötlichgrau.

Die Sterilität dieses Gesteins zeigt sich in der Vegetationsarmut der Dolomitfelsen, deren Kahlheit nur stellenweise durch Latschenbewuchs verdeckt ist. Damit bietet sich den Atmosphärien eine breite Angriffsfläche und eine Mitursache für die reiche Schuttbildung des Hauptdolomits.

E. Norisch-Rätische Grenzgesteine

Im folgenden soll die nördlich des Gschnitztales mit dem Übergang in das kalkige Rät auftretende wechselhafte Gesteinsfazies näher beschrieben werden.

In weiter Verbreitung fanden sich: Polymikte dolomitische Breccien und Dolomitspatbreccien, oft mit primär-sedimentärer Rotfärbung, metamorphe Tonschiefer, wechsellagernd kalkig-dolomitische Plattenfazies sowie gebänderte Dolomite.

Am Südwesthang von Vallschwern, ostnordöstlich unterhalb P. 2216 liegt in zirka 2000 *m* Höhe ein kleiner rötlich anwitternder Schrofen, der von Gesteinen der NOR/RÄT-Grenze gebildet wird. Schichtlage: N60 E, 30° SSE. Dort bietet sich folgendes Profil:

8 Dunkelgraue metamorphe Rätkalke übergehend in	
7 rötlichen Dolomit mit phyllitischen Bestegen	
6 Rote Dolomitbreccie mit weißen Dolomitspatlagen (Typ Loosloch)	17 <i>cm</i>
5 Rötlicher Liniendolomit mit weißen Dolomitspatlagen	30 <i>cm</i>
4 Dolomitbreccie, schwarz-weiß	15 <i>cm</i>
3 Dünnbankiger bis plattiger Dolomit, rötlich bis grau, mit millimeterdicken	
weißen Dolomitspatlagen, auch phyllitische Schichtbestege	125 <i>cm</i>
2 Rote Dolomitbreccie mit weißem Dolomitspat (Typ Loosloch)	15 <i>cm</i>
1 Dünnbankiger Bänderdolomit, hellrötlich mit phyllitischen Häuten und	
Schmitzen	45 <i>cm</i>
	<u> </u>
	Mächtigkeit ... 247 <i>cm</i>

Hauptdolomit (NOR)

Hier wie auch in anderen Profilen bilden also mehrere, z. T. verschiedenfarbige Breccienlagen eine natürliche Folge mit den nichtbrecciösen Dolomitschichten.

Dolomitbreccien mit roten Komponenten herrschen vor im weiter südlich gelegenen Aufschluß von Loosloch, nördlich Trins, südöstlich von P. 2057, in 1950 *m* Höhe. Von dort stammt das nachstehend charakterisierte Gesteinsbeispiel. Wechselnd dicke Lagen a) von primär rotem Dolomitpelit sind in oftmaliger Wiederholung durch b) reinweiße Dolomit-

zwischenmittel getrennt, in denen fallweise mit Dolomithomboederchen ausgekleidete Kleinhöhlen zu erkennen sind.

Die oft nur 1 mm dicken, vertikal scharf begrenzten Pigmentstreifen können innerhalb einer Lage zerbrochen und aus ihrer sonst parallelen Anordnung gelöst, als isolierte „Scherben“ in dem weißen Dolomitmedium „schwimmen“; das ist, um einen rein deskriptiven Begriff zu setzen: „Scherbenbreccie“. Z. T. sieht man weiße Dolomiteinzelkristalle zahnartig mit den umgebenden bzw. vertikal angrenzenden Rotschlamm-schichten innig verbunden. Innerhalb des roten Sediments zeigen sich unter der Binokularlupe feine Pigmentschnüre, die in symmetrische Stauchfältchen gelegt sind, wie man es gewöhnlich bei frühdiagenetischen subaquatischen Sedimentgleitungen beschrieben findet. Z. B. ¹⁾ LIPPERT (1937, S. 363 ff.).

Auch u. d. M. bestätigt sich die rhythmische Wechsellagerung von mechanisch angelagertem roten Dolomitschlamm, dem öfters Hellglimmerleisten eingelagert sind und seltener Quarkörnchen mit 0.05 mm \varnothing . Als rötliches Pigment dient in diffuser Verteilung blutrot durchscheinender Hämatit, der gegen den ungefärbten kristallisierten Dolomit (um 0.3 mm \varnothing) angereichert, eine deutliche Begrenzung ausmacht; auch die Glimmerführung ist in Grenzlagen relativ stärker. Mechanische Beanspruchung liegt nicht vor, undulöse Auslöschung war nicht zu beobachten.

Eine Probe des brecciösen Rotschlamm-dolomits wurde quantitativ chemisch analysiert: Ca CO₃ (59%) + MgCO₃ (37%), Rest (4%) Fe₂ O₃ + SiO₂.

Der Nachweis frühdiagenetischer Sedimentgleitung gelingt besonders gut an einem ähnlich struierten Handstück aus der Grenzzone südlich P. 2232 am Ostende der Wasenwand gelegen.

Hier sind in einem rötlich-violetten Dolomitpelit farbstärkere Feinlagen stauchfaltenartig verbogen, die hangenden Übergänge sind mitunter wolkig unscharf und ähneln an exponierten Umbiegungsstellen in verkleinertem Maßstab der sogenannten „Aufwirbelungszone“ von LIPPERT (1937), Abb. Nr. 8, S. 368.

Die Dolomitkomponenten im Verbands dieser Breccien nehmen bisweilen abgerundete Formen an, so in einem Handstück aus dem Bereich des oberen Nennes-Baches, südwestlich neben dem „SCH“ von Schäferhütte.

An diesem Stück sind in dunkelgrauen Dolomittrümmern wiederum gekröseartige Fließgefüge unter der Lupe erkennbar. Einige zerbrochene Dolomitplatten lassen noch deutlich die lagige Anordnung ihrer nur geringfügig verstellten länglichen Bruchstücke erkennen. Dazwischen liegt wiederum weißer spatiosierter Dolomit, in dem lanzettförmige, oft nur millimeterdünne, auch sperrig gelagerte Grauschichtfragmente „flottieren“.

Die letztgenannten Dolomitbreccien finden sich in einer auffällig rot angewitterten kleinen Felsstufe bei zirka 2270 m SH. neben dem unteren Steigl, das von der Schäferhütte aus den Nennes-Bach querend gegen das Kirhdach hinzieht.

Aufschluß Nor/Rät — zirka 150 m westl. Nennesbach in 2270 m SH.

12	plattige bis dünnbankige ockerbräunlich anwitternde Kalke	zirka	5 m
11	dünnplattige graue Dolomite		6 m
10	wie in 8		0.6 m
9	metamorphe sandig-tonige Zwischenschicht mit phyllitischen Bestegen und cm-großen Quarknollen		
8	dunkelgrauer brecciöser „Grenzbänkchen“-Dolomit in weißem Dolomitspat .		0.1 m
7	dunkelgrauer sandig-körniger Dolomit mit Glimmerschüppchen und lang-linsigen Quarknauern		0.6 m

¹⁾ LIPPERT, H. J.: Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. Senckenbergiana, Bd. 19, Frankfurt/M. 1937, S. 355.

6	schwarzglänzende, phyllitisch-sandige Schicht	0.3—0.5 m
5	schwarzgrauer Dolomit, plattig	0.2 m
4	dünnschichtiger Karbonatsandstein, glimmerführend	1.1 m
3	dunkelgraue Dolomitreccie in weißem Dolomitspat	2.1 m
2	metamorphe sandig-tonige Sedimentlinse, glimmerreich, mit sulfidischen Erzkörnern und rostigen Pyritwürfeln. Lagerweise durch Zunahme des C-Gehaltes schwarzglänzende, graphitisch abfärbende Kohlenstoffphyllite. Darin eine 12 cm dicke Lage dunkelgrauer Dolomitspatbreccie, lokal auch rötlich	1.2 m
1	rote glimmerführende Dolomite, z. T. kieselig und lagenweise brecciös	mehrere Meter mächtig

Liegendes: Normaler Hauptdolomit

Dieser Aufschluß, der schmutziggrau bis rostrot angewittert ist, soll unsere Erfahrung hinsichtlich der an den Handstücken gesammelten Beobachtungen noch ergänzen. Zentimeterdicke, leicht gebänderte Dolomitlagen treten aus dem Verbands gelöst, schief gestellt wenige Zentimeter höher in roten Dolomitpelitgesteinen aufgearbeitet wieder hervor. Dünnmächtige schwarze Dolomitbänkchen gehen in helle dolomitisch-kalkige Lagen über. Anreicherungen von grünlichem Glimmer fallen auf.

Auch die weitere dünnbegraste Umgebung dieses Aufschlusses ist durch das aus den dolomitischen Rotschlammeneinschlüssen gelöste Eisenoxyd rotbraun gefärbt.

Auch beim „Roten Kopf“ (2527 m), am Gipfelgrat von der Wasenwand zur Kesselspitze, finden wir an der Obergrenze des hier kleinstückig bis grusig verwitterten Norischen Dolomits auffällige brecciöse Gesteine, bis zu 3.50 m mächtig.

Wir begegnen hier dunkel- bis schwarzgraue Dolomitplatten (bis zu 40 × 40 cm groß), die schiefgestellt, z. T. mit weißen Dolomitkrusten umgeben, meistens in dunkelrotem Dolomitpelitgestein liegen. In dieser feinen Grundmasse zeigt der Anschliff noch teilweise erhaltene s-Flächen, auch dünne karminrote Pigmentleisten. Reichlich eingemengt sind rostbraune Eisenoxydkörnchen, z. T. werden sie bis 3 mm groß und sind oft von einem ockergelben Saum umgeben. Schon im angewitterten Handstück fallen grüngrau glänzende dünntafelige Phyllitstückchen und -flatschen auf (z. T. kleingefältert), die bis 2 cm groß werden. Selten sind kleine Quarzkörnchen (0.5 mm) auszumachen. Aus diesem Handstück sei noch ein länglich kantengerundetes Dolomitbruchstück (50 × 5 mm) erwähnt, das nach dem Anschleifen deutlich braungraue Millimeterbänderung zeigt. Auch grauschwarze, härtere Karbonatstücke mit älteren, vorbrecciösen Klüfftrissen sind nicht selten, von weißem Dolomitspat begleitet, neben syndiagenetisch mit Rotschlamm zementierten Rupturen.

Ein 3 cm großer Einzelbrocken des schwarzen Dolomits, der wie die anderen Dolomittrümmer stets scharf umgrenzt in Rotschlammzement liegt, zeigt in sich schon feine brecciöse Aufarbeitung. Auch hier dient weißer Dolomitspat, dem zahlreiche isolierte Breccientrümmer eingelagert sind, als Bindemittel und Zwickelfüllung.

Bunte, glimmerführende Breccie u. d. M.:

Die feine Karbonatgrundmasse ist durch Eisenoxydschlamm gefärbt, einzelne Körner (0.1 mm) und blutrot durchscheinende Schüppchen von Hämatit liegen darin. Ferner Hellglimmer in schuppigen Aggregaten und als Zerreibsel. Andeutung von sedimentären „s“ ist gegeben durch z. T. auskeilende Wechsellagerung von feinkörnigen und grobkörnigen Karbonatlagen. Größere Komponenten sind Anhäufungen von großen, deutlich zwillinglamellierten Karbonatexemplaren, die vorkonglomeratische Deformation aufweisen: Durchklüftung und Durchscherung — mit feinkörnigem Karbonat verheilt — die nicht sicher in das umgebende Medium fortsetzt. Hauptsächlich in der Nähe dieser großen Karbonatkörner, selten auch als Einschluß in diesen, liegen polygonale Quarzkörner (0.2—0.04 mm groß).

Diese Gesteine verwittern rötlichgrau mit unregelmäßiger Oberfläche, die reichlich vorhandenen Eisenbeimengungen — häufig sogar metallisch glänzende rotbraune Eisenoxydkrusten — bedingen im Zuge der Verwitterung die so auffällige Rotfärbung auch der weiteren Umgebung, so daß man beim Anblick dieses Bergkopfes („Roter Kopf“) aus der Ferne an das Auftreten von Juragesteinen denkt, die jedoch erst auf der weiter nördlich gelegenen Kesselspitze in ähnlichen Farbtönen angetroffen werden.

Von weiteren, noch zu beschreibenden Grenzbildungen abgesehen, fanden wir dolomitische Breccien auch an der NOR/RÄT-Grenze west-südwestlich unterhalb vom Serlesjöchl an den nordwestseitigen Abhängen der Roten Wand (2524 m).

Dort finden sich dünne rötliche Dolomitlagen mit grünlichem Glimmergehalt. Ein Breccienhandstück zeigt länglich kantenrunde, dunkelgraue bis grauschwarze Dolomitmöckchen, auch länglich spitze bis langinsige Fragmente, die eingebettet liegen in weißem Dolomitspat mit wohlausgebildeten Rhomboedern. Hinzutreten wieder glänzende glimmerreiche Schmitzen, auch ein 3 mm großes Silikatbruchstück ist bemerkenswert.

Es sei hier eine für den in Rede stehenden Horizont allgemein gültige Beobachtung eingeflochten. Da infolge Anwitterungsfärbung auch die karbonatischen Nachbargesteine in uncharakteristischen Grautönen erscheinen, wird man erst bei näherem Hinschauen unter fleißigem Gebrauch des Hammers die feinen Inhomogenitäten in den Gesteinen der Grenzregion entdecken, besonders wenn die Rotfärbung durch beigemengte Eisenoxyde ausbleibt, oder die luckige Anwitterung nicht die innere Textur anzeigt. Suchen wir nun nach der Herkunft der in diesen Breccien enthaltenen Dolomitkomponenten, so finden wir im Bereich des Padasterkogels, südöstlich von P. 2264, einen wertvollen Hinweis.

Hier treffen wir in zirka 2180 m SH. dünnbankige bis plattige schwarzgraue Dolomite mit graphitisch abfärbenden s-Flächen in nicht aufgearbeitetem Zustand. Lediglich einige mit weißem Dolomitspat erfüllte, millimeterdünne Lagen und vereinzelt eingesprengte Pyritwürfel erinnern an die Besonderheit dieser Gesteinsausbildung, die bis zu 2 m mächtig werden kann, wobei noch helle, körnige Dolomitmöckchen — die grünlichen Glimmer führen und knollige Kieselanreicherung — mitgerechnet sind. Wenige Meter tiefer sind am Brandachsteig hellgraue millimeter-rhythmisch gebänderte Dolomite anstehend (N 20—25 W, 15° ENE).

Die wechselnde Aufeinanderfolge der feinen hell- und dunkelgrauen Pigmentstreifen ist durch echten Sedimentwechsel bedingt. Im Anschliff erkennt man darin auch wolkig-unscharfe Unterbrechungen der Bänderlinien — ähnlich den Aufwirbelungen in strömendem Wasser. Weitere petrographische Merkmale weisen eher auf gleitende Umlagerung des frischen Sediments. Da wir auch an Hand anderer Bildungsanzeichen, wie subaquatische Sedimentgleitung und Einschwemmung terrigener Komponenten, für unser Untersuchungsgebiet einen Schelfbereich am Ende des Norikums wahrscheinlich machen können, wird die Entstehung solcher Inhomogenitäten aus dem Bildungsraum erklärlich. In 2190 m SH. stehen neben dem genannten Steig am Rande eines kleinen begrastem Absatzes die brecciösen Dolomite an, knapp 2 m mächtig.

Nur die daumennagelgroßen löcherigen Unebenheiten und eine „um's Kennen“ rötlichgraue Anwitterungsfarbe bezeichnen hier diesen Leithorizont. Bemerkenswert ist, wie auch andern Ortes, eine geringe Verflachung der Geländekante, eine sanfte Stufung, mit der das Einsetzen kalkiger, weicherer Rätgesteine morphologisch zum Ausdruck kommt.

Darüber folgen hier mit zirka 10—12 m Mächtigkeit dunkelgraue, zuweilen gebänderte Plattenkalke.

Im Rabanter Graben, der von Trins im Gschnitztal nach Nordwesten zur Zwiesel Mahder führt, bezeichnet eine auffallend rote Felswand bei P. 1736 wieder die Grenze Nor/Rät mit den uns schon bekannten Dolomitmöckchen.

Nun ist diese norisch-rätische Übergangszone nicht allein durch die vorbeschriebene brecciöse Fazies charakterisiert, vielmehr finden sich an mehreren Stellen mit diesen vergesellschaftet metamorphe Tonschiefer, die als „Wattfazies“ gedeutet, so recht die Veränderung der marinen Sedimentation am Ende des Norikums aufzeigen.

Dafür einige Beispiele:

Am Nordfuß der Wasenwand zieht vom Grat bei P. 2403 eine steile Runse nach Westen, die einer zirka 100 Höhenmeter betragenden Verwerfung von Rät gegen Oberen

Dolomit folgt. In diesem Tobel liegt südseitig bei zirka 2300 *m* Höhe der zirka 10 *m* mächtige dolomitische Breccienhorizont, rötlich anwitternd mit phyllitischen Schmitzen, ähnlich ausgebildet wie weiter nördlich neben dem Gratsteig beim Roten Kopf. Darunter liegen zirka 4 *m* schwarzglänzende Kohlenstoffphyllite, die sich fettig anfühlen und graphitisch abfärben. Über den erstgenannten brecciösen Gesteinen liegen graue plattige, auch gelbstichig anwitternde Kalke, wenige Meter mächtig, die überlagert werden von zirka 3 *m* dünnbankigen helleren dolomitischen Lagen. Darauf folgen wiederum graue Kalke mit verschmierten phyllitischen Einlagerungen, in hangenden Partien auch leicht gebändert. Bei zirka 2340 *m* liegt darin als Fremdkörper ein Dolomitfetzen (50 *cm* hoch, 2 *m* lang), der wohl im Zuge der Verwerfung — wellig verbogene Grenzflächen deuten darauf hin — von dem unmittelbar nördlich angrenzenden Oberen Dolomit als Scherling eingepreßt wurde.

Bei zirka 2370 Höhenmeter stellen sich nun wieder 4 *m* dünnbankige Schichten ein, gefolgt von zirka 7 *m* dunkelgrauen reinen Kalken, die obere Hälfte dünnplattig und leicht wellig verbogen. Wiederum liegt darüber eine zirka 15 *m* mächtige Partie von rötlich anwitternden zentimeterbankigen Dolomitschichten, in hangenden Anteilen finden sich Phyllitschmitzen darin.

Bis zur Jochhöhe folgt sodann lichtgrauer, schwach kalkiger Dolomit, als Hangendabschluß mit einer maximal 10 *cm* dicken Lage von schwarzen phyllitischen Schiefen, deren z. T. krustige Fe-Oxydführung auch die Nachbarschaft noch rötlich anfärbt. Massige bis dickbankige, grünlichgraue bis leicht gelblich anwitternde Glimmerkalkmarmore liegen dann gegen die Wasenwand empor.

Etwas südlich dieses Jöchels, dort wo die von den Pödeile Mähdern heraufziehende Gehängeschutthalde fast den Steig berührt, findet man neben diesem in zirka 2400 *m* noch einmal einen hellrötlich mergelig anwitternden dolomitischen Marmor, 2-60 *m* mächtig, hart und kieselig, mit dünnen eingelagerten phyllitischen Bestegen. Darüber dann massige grünliche Glimmermarmore, in unteren Partien häufig weißliche Quarzknuern darin. Weiter nördlich, rund 1 *km* horizontal entfernt, an der Westflanke der Kessel-Sp. konnte ich eine ähnliche Gesteinsfolge beobachten.

Steigt man von der Kesselmahd südlich an P. 2447 vorbei gegen den Grat hinauf, stößt man in einzelnen Anrissen der begrüneten Hänge in zirka 2300 *m* SH. auf rötliche dünnbankige Grenzdolomitlagen, darüber dunkelgraue Plattenkalke. Darauf folgt ein dünner, rötlich gefärbter dolomitischer Horizont mit weißen Dolomitspatlagen, hangend hellgrauer Dolomit, der von grauen Kalkbänken nach oben abgelöst wird. Daran anschließend zirka 50 *cm* dicke glimmerreiche kalkhaltige Phyllite, grünlichgrau anwitternd, mattglänzend. Diese sind durchaus metamorph, klein gefaltet. Ausgeschmirte Fe-Körner bilden rostige Flecken, auch stecken rundliche, mehrere Zentimeter große Quarzknuern darin.

Dünne Lagen von kalkfreien, feinschichtigen grauen Tonschiefen treten da auf, mit durch einen schwachen Pyritgehalt bedingten rostigen Verwitterungshäuten. Der phyllitische Habitus zeigt sich in feinen runzeligen Häuten auf den mattglänzenden Schichtflächen. Diese Schiefer gleichen in der vorliegenden metamorphen Fazies manchen in unserem Gebiet im Verbands der Raibler Schichten auftretenden Tonschiefen.

Norisch-rätisches Grenzniveau am Käferloch

Nördlich von P. 1962, an den Nordwesthängen des vom Padasterbach durchflossenen Käferlochs, bezeichnet eine schroffe Geländestufe in zirka 2000 *m* SH. das Auftreten der norisch-rätischen Übergangsgesteine.

Hier treffen wir in Anrissen des grasigen Gehänges dünnmächtige Partien von Millimeter-gebänderten rötlichgrauen feinkristallinen Dolomiten, die sehr hart und kieselig imprägniert sind und beim Anschlagen mit dem Hammer lebhaft Funken bilden. Einzelne Schichtflächen sind reichlich mit grünlich glänzenden Hellglimmerschüppchen belegt.

Daneben fehlen auch nicht die uns schon bekannten brecciösen Dolomite mit den in weißen Dolomitspat gebetteten grauen Fragmenten, in zirka 2020 *m* SH. gelegen.

Etwas höher oben sind in einzelnen Anrissen auch dünne Lagen von rötlichgrauen, leicht kalkhaltigen Phylliten sichtbar, mit reichlich Hellglimmerschüppchen.

In zirka 2050 *m* SH. liegen dann graue Rätkalke, doch höher oben stellen sich wieder helle bis rötlich anwitternde dünnbankige Dolomite ein mit den brecciösen Lagen und leichtem Glimmergehalt.

Gegen die Padasterjoch-Hütte zu tauchen aus den sanften grasigen Hängen hin und hin helle kleine Wandeln auf, die auch noch dem z. T. rötlich anwitternden brecciösen Grenzdolomit angehören.

Auch beim A.-V.-Steig zur Kirchdach-Sp. in zirka 2520 *m* sind brecciöse Grenzdolomite zu finden, und auch an der Steilkante des von der Kirchdach-Sp. nach Südosten ziehenden stumpfen Felsgiebels — das eigentliche Kirchdach — bezeichnen diese Gesteine die Obergrenze des Norischen Dolomits.

Ebenso traf ich bei einer Begehung der vom Südfuß der Hammer-Sp. bei P. 2428 ins Pinnistal ziehenden Rinne an deren Nordostseite in 2300 *m* SH. auf den ziegelrot gefärbten, schwach kalkigen Dolomitbänkenhorizont, der lagenweise grünlichen Glimmerbelag aufweist. Auf der Gegenseite (SW) liegen die leicht rötlichen, brecciösen Dolomitbänken bedeutend höher, in 2340 *m*, an der Basis dunkelgrauer Dolomit mit weißen z. T. verkrümmten Dolomitspatschnüren. Die hangenden plattigen Kalke führen wieder grünliche Glimmerlagen. Da wir auf der Südwestseite ein Schichtfallen von N 50 W, 27° NE, auf der Gegenseite aber 20—30° ESE-Einfallen registrierten, unser rötlicher Brecciendolomit an der Nordostseite aber 40 Höhenmeter tiefer liegt, wird man unter Berücksichtigung einer ins Auge springenden Zerklüftung entlang dieser mit Phyllitschutt erfüllten Rinne eine Verwerfung kartieren können. Die im südwestlich benachbarten Tobel durchziehende größere Verwerfung wird in Zusammenhang mit anderen Lagerungsstörungen später behandelt. Schon am Brandachsteig konnten wir in 2180 *m* SH. unter der Breccienbank an der Obergrenze des Dolomits Feinbänderung beobachten.

Ähnliche Gesteinsausbildung traf ich in der Matreier Grube in einer Rinne östlich P 1950. In grenznahen Lagen bei zirka 1910 *m* SH. stellt sich ein dunkelgrauer feingebänderter Dolomit ein, darin mehrere um 2 *mm* dicke schichtige Lagen von weißen Dolomitrhomboedern, z. T. sind kleine Drusen im Anschliff zu sehen. Daraus geht durch Zunahme der weißen Dolomitspatlagen eine zirka 1·10 *m* mächtige, brecciös aufgelockerte Dolomitbank hervor, die unseren „Grenzbänkenhorizont“ darstellt. Hangend setzen dann lichtgraue reine kristallinische Kalke ein, durch dunklere Pigmentlagen schwach gebändert. Auch hier herrscht konkordante Schichtlagerung: N 40 E, 25° SE.

Diese oben beschriebenen Inhomogenitätsbildungen lassen sich auch nach Süden noch weit ins Tribulaunmassiv verfolgen.

Innerhalb einer breiten Übergangzone treten hier diese Breccien bald stärker, bald schwächer ausgeprägt auf. Im einen Fall ist ein geringmächtiger Horizont von größerer flächenhafter Ausdehnung vorhanden, im andern Falle im gleichen Niveau nur schwache Ansätze dazu. Oft sind die Bildung von Dolomitspatdrusen und leicht unruhiger Feinschichten im völlig normal entwickelten Gestein das einzige Merkmal einer beginnenden Auflockerung. Ein einheitliches Schwächerwerden dieser Inhomogenitäten in irgendeiner Richtung ist nicht festzustellen. Auf weite Erstreckung fehlen sie schon auf der Südseite des Gschnitztales in den Nordabstürzen des Wildseck (Filzeck der Karte), während sie weiter südlich stark und ausgeprägt an manchen Stellen entwickelt sind.

Vom Kessel der Schmurzalm bis zu der Martarer Wildgrube und auf der Nordseite des Hohen Tors liegt der Grenzhorizont als geschlossene Schichtplatte vor. Hier gibt sich besonders am Hohen Tor der Grenzbereich durch eine breite Verebnung zu erkennen. In der innersten Oberberger Wildgrube scheint er an der Südostflanke des Kreuzjöchl (2651 *m*) auf und verliert sich nach Süden endgültig. Im Tribulaunmassiv engeren Sinnes konnte ich ihn nicht finden.

Die reichste Entwicklung dieses norisch-rätischen Grenzhorizonts im Gebiet südlich des Gschnitztales liegt an der bereits erwähnten Stelle am Westgrat des Muttenkopf. Hier sind in einer breiten Zone zwischen 2570 *m* und 2610 *m* mehrere Brecciensichten von jeweils höchstens 50 *cm* durch

mächtige Bänke ungestörten, lichtgrauen Dolomits getrennt. Seitlich gehen diese sehr typisch entwickelten Breccienbänke in hellgebänderten Dolomit über. Darin treten Lagen scheinbar normalen Gesteins auf. Im Anschluß zeigen sie gleichfalls Bänderung, die sich mitunter zu kleinen Dolomitspatdrusen verbreitert.

Es soll hiermit die Bestandsaufnahme der norisch-rätischen Grenzgesteine abgeschlossen werden, ohne Anspruch auf vollständige besonders petrographische Beschreibung zu erheben, welche den Rahmen unserer vorwiegend stratigraphischen Untersuchungen überschreiten würde.

Die vorgeführten Beispiele wurden im Sinne der Beschränkung auf typische Merkmale aus einer Vielzahl von Aufschlüssen ausgewählt, doch sind die genannten Inhomogenitätsbildungen in kilometerweiter Erstreckung an Hand der Geologischen Karte leicht im Gelände zu studieren ¹⁾.

Folgend sollen die Bildungsbedingungen erörtert werden, beginnend mit der Aufzählung von Merkmalen, die für eine nichttektonische Entstehung unserer Breccien typisch sind.

1. Die augenfällige Gebundenheit an einen bestimmten stratigraphischen Horizont über ein ausgedehntes Areal — in unserem Gebiet: norisch-rätische Grenzschichten.

2. Polymikte Zusammensetzung aus Komponenten, die in unmittelbarer Nachbarschaft nicht anstehen:

- a) schwarzgrauer Dolomit — z. T. schon in sich feinbrecciös,
- b) rötlicher Dolomitpelit von z. T. polymikter Zusammensetzung, auch mit syndiagenetischen Sedimentgleitfältchen. In teilweiser gegenseitiger Durchdringung mit b) und als Zwickelfüllung:
- c) Weißer Dolomitspat in Rhomboederchenform, die nach ²⁾ B. SANDER (1941, S. 84) bei frühdiagenetischen Dolomitierungen so häufig vorgefunden wird;
b) und c) können für sich allein und nach quantitativem Vorherrschen als Grundmasse für a) auftreten.

Die unter 1 und 2 genannten Merkmale werden sinngemäß in einer Studie von ³⁾ H. P. CORNELIUS (1927) für nicht-tektonische Breccienbildung angegeben.

Häufig sind in unseren Breccienanschliffen Merkmale geopetalen Gefüges — welche nach SANDER (1936, S. 55 und S. 31) „den Richtungssinn der Erdanziehung zur Zeit ihrer Entstehung abbilden“ — festzustellen.

Der genetische Ablauf dieser Inhomogenitätsbildungen ist an dem bisher präparierten Material noch nicht in allen Phasen petrographisch überprüft und soll später in größerem Zusammenhang belegt werden.

Die Herkunft der schwarzgrauen Dolomitkomponenten, die als Fragmente in den Breccien allverbreitet sind, konnte ich durch den Nachweis nicht aufgearbeiteter Lagen

¹⁾ Die Dolomitspatbreccien des Schwarz-Weiß-Typus habe ich später (1960 und 1961) auch in manchen Hauptdolomithorizonten der Ortler-Gruppe, der Engadiner Dolomiten und der Lienzer Dolomiten gefunden. In einer speziellen Breccienstudie, die nahezu abgeschlossen ist, werde ich auch darüber berichten.

²⁾ SANDER, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. Ber. d. Reichsst. f. Bdfschg. Wien 1941.

³⁾ CORNELIUS, H. P.: Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min. usw. 1927, Abt. B, No. 4, S. 120.

in einigen Aufschlüssen sichern. Der darin enthaltene Pyrit läßt eine Bildung dieser dunklen Dolomite unter reduzierenden Bedingungen möglich erscheinen, eine Forderung, die u. a. durch ¹⁾ TWENHOFEL (1932, S. 347) verbürgt ist.

Vielleicht sind diese Befunde mit den nach ²⁾ K. LEUCHS (1928) in großen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen in ähnlicher stratigraphischer Position gelegenen „Konglomeraten und Brandungsbreccien“ verwandt, welche die „Annahme einer orogenetischen Phase zwischen norischer und rhätischer Trias“ stützen. Diese soll nach (K. LEUCHS zitiert:) H. STILLE schwachen Andeutungen der altkimmerischen Phase entsprechen.

Auch erwähnt R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 234) „Breccien im Hangenden des Tribulaun-Dolomits“.

Aus der mit dem Brenner-Mesozoikum in vielen Zügen übereinstimmenden Ortlergruppe beschreibt ³⁾ U. KAPPELER (1938, S. 35 ff.) neben gebändertem Hauptdolomit auch polygene Primärbreccien, die er „als Strand oder strandnahe“ Bildung erklärt, dgl. eine „Erschütterungsbreccie“ benannte Abart, die fast ausschließlich in den obernorischen Dolomiten zu finden ist.

⁴⁾ SPITZ-DYHRENFURTH (1914, S. 63 ff.) beschreiben aus den Engadiner Dolomiten ein „norisch-rhätisches Grenzniveau“, welches durch eine Mischfauna auch paläontologisch als echte Übergangsbildung charakterisiert ist. Nach den lithologischen Merkmalen (schwarzer, etwas toniger Hauptdolomit wechsellagernd mit dünnplattigen dunklen Kalkschiefern, vielfach starker Eisenreichtum, gelegentlich Tonschiefer einschaltung, Knollen und Bänder, auch krustenförmige Gebilde von Hornstein werden genannt) wäre ein Vergleich mit einigen unserer Aufschlüsse wohl angebracht. „Ziemlich verbreitet sind schwarze kalkig-dolomitische Primärbreccien“, die auf Strandnähe hinweisen (S. 101).

Das „norisch-rhätische Grenzniveau“ in den Engadiner Dolomiten wird nach SPITZ-DYHRENFURTH, S. 103, von SCHLAGINTWEIT mit dem Plattenkalk Nordtirols verglichen.

Nach R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 68 ff.) kommen im Plattenkalk der Nordtiroler Kalkalpen, der in Vorläufern rätische Fauna enthält, neben grauen bis dunkelgrauen plattigen Kalken in einigen Gebieten auch „helle bis weiße plattige dolomitische Kalke“ und ab und zu „ähnliche, ganz aus älterem Plattenkalkmaterial bestehende konglomeratisch-brecciöse Aufarbeitungslagen“ vor.

Auch ⁵⁾ F. FRECH (1908, S. 334) stellt den Plattenkalk stratigraphisch in das Rät.

Der brecciöse Grenzdolomit-Horizont markiert die Hangendgrenze des Hauptdolomits. Die besonders im Westen und Süden des Arbeitsgebietes KÜBLER teilweise darüber folgenden dunklen plattigen Kalke halten wir für stratigraphisches Äquivalent des Nordalpinen Plattenkalkes.

F. Der metamorphe Kalkkomplex

Der über dem norischen Hauptdolomit bzw. dessen hangenden Übergangsbildungen liegende Gesteinskomplex besteht aus einer wechselhaften Serie von ursprünglich kalkig-tonigen Sedimenten, deren jetziger lithologischer Charakter durch die nachträgliche Metamorphose geprägt wurde.

Eine zu enge Gliederung der metamorphen Serien i. S. einer Einteilung oder Horizontierung nach lithologischen Merkmalen läßt sich nicht durch-

¹⁾ TWENHOFEL, W. H.: Treatise on Sedimentation. 2. Aufl. Baltimore 1932.

²⁾ LEUCHS, K.: Polygene Konglomerate im nordalpinen Rhät und die altkimmerische Phase. Geol. Rdsch. Bd. 19, 1928, S. 72.

³⁾ KAPPELER, U.: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Mitt. aus d. Geol. Inst. d. Eidgen. techn. Hochschule und der Universität Zürich, 1938; Serie C, No. 11.

⁴⁾ SPITZ, A. u. DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz; Neue Folge, XLIV. Lief. Bern, 1914 (1915).

⁵⁾ FRECH, F.: Lethaea geognostica. Handbuch der Erdgeschichte. II. Teil — Mesozoikum, 1. Bd. Trias. Stuttgart 1903—1908.

führen, weil — wie später noch gezeigt werden wird — zwar über das ganze Gebiet hin wohl die gleichen Gesteinstypen vorhanden sind, aber doch von Profil zu Profil in wechselnder Reihenfolge und in unterschiedlicher Mächtigkeit.

Auch die von F. FRECH (1905, S. 19) nach dem Kesselspitz-Profil aufgestellte und von F. KERNER (1911, S. 388) übernommene Rätgliederung gilt nur im Groben, zumal auch nach den neuen Aufnahmen die massigen grauen Kalke (Schichtgruppe 4) zusammen mit dem hangenden Lias (Schichtgruppe 5) tektonisch aufgelagert sind. (Siehe Kap. II a.) Die von F. KERNER (1911) nördlich des Gschnitztales erwähnten Hornsteinschiefer werden im folgenden unter Kieselschiefer beschrieben.

Dieser bis über 350 m mächtige Kalkkomplex ist eine Zone lebhafter Schuppungstektonik insofern, als es vor allem am Ostrand der mesozoischen Schichttafel zu einer intensiven Horizontalverzahnung mit der Steinacher Quarzphyllitdecke gekommen ist.

Die Kleintektonik der Kalke zeigt, daß offenbar der ganze mächtige Schichtkomplex lamellar durchbewegt worden ist (z. B. Zerschierung von kleinen Biegefallen). Diese intensive lamellare Durchbewegung unter Belastungsdruck erzeugte eine sehr starke typenmäßige Differenzierung dieser Gesteinsserien sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Die Vorzeichnung dieser metamorphen Umprägung liegt wohl in den bereits primär sedimentären Stoffunterschieden (Wechsel im Kalkgehalt, im Tongehalt und in der Korngröße). Die einzelnen Gesteinstypen gehen im Gelände meist ohne scharfe Grenze auseinander hervor.

Eines der weitestverbreiteten Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes, welches vor allem in dessen unteren und oberen Anteilen vorherrscht, sind graue, fein- bis mittelkörnige Kalke.

Meist sind es licht- bis dunkelgraue, plattige bis bankige, selten massige Gesteine, die zuweilen schwach gebändert sind, und in vielen Aufschlüssen ausgesprochen dünn-schieferig sind. Dort neigt das Material dann zu Zerfall in millimeterdünne Blätter. Häufig sind dem Gestein kleine Pyritkristalle eingestreut, was frühere Bearbeiter zur Kennzeichnung ihrer stratigraphischen Gruppierung verwendet haben. Die ebenflächigen dunklen Kalkschiefer ähneln mitunter fast Kalkphylliten, wie sie in der Tauern-Schieferhülle auftreten.

Am häufigsten trafen wir Kalkschiefer und -phyllite an den Ein- und Aufschubflächen der Quarzphyllite.

Vielfach gehen die Kalkschiefer aus den im metamorphen Kalkkomplex weitverbreiteten normalen grauen Kalken hervor, die dann in Fällen stärkerer tektonischer Beanspruchung fast immer Fältelung mit allen Graden der Zerschierung aufweisen. Hin und hin trifft man in diesen Lagen kalzitisch-quarzige Sekretionsknauern sowie glänzende tonige Bestege auf den Schieferungsflächen. Eine primäre Feinschichtung wird durch die Umwandlung zu Kalkphylliten völlig verwischt, dieselben zeigen dann schwarzglänzende Häute auf s und zerfallen vielfach stengelig.

Besonders zu beiden Seiten des unteren Truna-Tales ist dieser Gesteinstyp sehr verbreitet, ferner am Hohen Tor, an der Schwarzen Wand und im Raume der Kirhdach-Spitze bis zum Padasterjoch w. S. Als Gesteins-kennzeichen seien genannt Sekretionsknauern aus Quarz und Kalzit, welche bis zu 50 cm groß werden können. Eine wilde, meist stark zerscherte Klein-

fältelung wird im Anschliffbild besonders deutlich, im Handstückbereich mit Übergängen zu unruhigem Linsen- und Flasergefüge. Feine Schlieren und gefältelte Fasern tonigen Materials mit kohligem Pigment durchziehen auch die Sekretionsquarz und -kalzitknauern.

U. d. M.: (Kalkphyllit): Kleine undulöse und verzahnte Quarze und Kalzite, zu langgestreckten Linsen geordnet, von feinschuppigen Hellglimmerstrahlen umflossen. Darin ist reichlich kohliges Pigment eingelagert. In die Risse des kataklastischen Quarzes drang vielfach Kalzit ein. Gegen die Sekretionsknauern hin wird das Gefüge oft merklich gröber. Hier sind die Quarze noch stärker kataklastisch, die zerbrochenen Körner wurden mit Kalzit verheilt, der seinerseits bereits wieder Zwillingslamellierung und damit erneute Beanspruchung erkennen läßt. Vereinzelt tauchen an der Grenze der beiden Bereiche auch Feldspäte auf, deren Zwillingslamellen deutlich verbogen sind.

In den größeren Sekretionsknauern stecken bis über 3 mm große neugebildete Kalzite und Quarze, gut umgrenzt mit meist schwach verbogenen Zwillingslamellen. Sie grenzen mitunter auch ohne die früher erwähnte Übergangzone an das phyllitische Gefüge und drängen dieses dann unter Bildung deutlicher Stauungswirbel beiseite.

Sie haben also intergranular wachsend, das ältere Gefüge aufgezehrt bzw. wie eben gesagt, verdrängt. Die Quarze in diesen Rekristallisationszonen sind ebenfalls sehr groß (um 1,5 mm), sind aber durch die neuerliche Deformation sehr viel stärker beansprucht als die Kalzite. Sie löschen fast durchwegs streifig undulös aus, vielfach sind sie kataklastisch völlig zerrieben. Auch hier dringt in die Lücken wieder Kalzit hinein bis in die feinsten Haarrisse. Zuweilen sieht man auch völlig auseinandergerissene Körner, deren Bruchstücke isoliert im Kalzit schwimmen.

Das Nebeneinander von Kalkphylliten und Plattenkalken erklärt sich so, daß offenbar in einer bestimmten Gesteinszone Feinschichtung zur Schaffung immer neuer Rutschflächen benutzt wurde, während gleichzeitig benachbarte Bereiche verschont blieben.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von hellgrauem Dolomit in untersten Partien des metamorphen Kalkkomplexes, was wohl als Rekurrenzerscheinung angesehen werden darf. Vom Hauptdolomit unterscheidet er sich durch die hellere Anwitterungsfarbe und das Fehlen von H_2S -Geruch. Wenig östlich der Padasterjoch-Hütte z. B. am Steig nach Trins ist dieser Dolomit in einem Profil erschlossen.

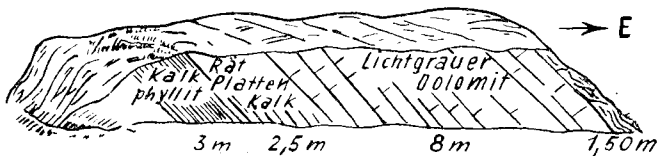


Abb. 2

In einer breiten, mittleren Zone des metamorphen Kalkkomplexes herrschen Gesteine vor, bei denen die Umkristallisation gegenüber der Deformation eine wesentlich größere Rolle gespielt hat. Diese gleichfalls sehr typenreiche Bänderkalk-Glimmerkalkgruppe der Einteilung nach F. FRECH (1893, 1905) und F. KERNER (1911) setzt sich zusammen aus relativ reinen Bändermarmoren und stark glimmer-, vielfach chloritführenden Marmoren.

Die Bändermarmore sind meist graugestreifte, hellgrau bis gelblich-weiß anwitternde, z. T. blaßbrötlich gefärbte Marmore, deren augenfällige Bänderung durch im wesentlichen rhythmisch aufeinanderfolgende Pigmentstreifen unterschiedlicher Stärke (mm- bis cm-Bereich) gegeben ist.

Die weiße Bänderung der relativ grobkörnigen, dunkelgrauen, glimmerfreien Marmore geht auf eine primäre Schichtenanlage zurück, die im Zuge der metamorphen Umprägung verstärkt wurde, wie z. B. durch Zerschierung von Biegefallen unter gleichzeitigem Lösungsumsatz im bereits primär inhomogenen Gesteinskörper. Diesem Prinzip widmete E. CLAR (1924) eine eingehende Studie.

Ein Gesteinsbeispiel von der Kessel-Spitze, in dem ein breiter Streifen Bändermarmor beiderseits in Kalkphyllit übergeht, belegt recht deutlich den raschen Wechsel der primären Einschwemmung tonigen Materials.

Bändermarmor von der Hammerscharte zeigt im Dünnschliff feinlagige Anreicherung dunkleren Pigments in s, darin öfters Hellglimmerschüppchen, vereinzelt auch zwillingslamellierte Feldspatkörner (um 0.17 mm) und oxydisches Eisen (um 0.15 mm). Die Hauptmasse besteht aus Kalzit mit nicht sehr zahlreichen Grobkörnern (bis 0.2 mm), die oft zwillingslamelliert sind.

Ein Bändermarmor (20 × 17 cm groß) von der Kessel-Sp. zeigt — von der Anwitterung fein herauspräpariert, die primäre Feinbänderung verbogen und zerschert, scharf gegeneinander abstoßend. Freisichtig erkennbar sind eine Reihe von feinen Scherflächen, die flach zur Schichtung verlaufend die ganze Platte durchziehen. Zwischen den — von einer geringen Streuung abgesehen — stets annähernd parallel liegenden Scherflächen sind die feingebänderten Lagen flachwellig verbogen worden. Diese bruchlose Verformung würde sich durch molekulare Teilbewegung erklären lassen bzw. nach O. SCHMIDEGG (1956, S. 289) durch „Transporte mit lamellarer Gleitung“. Die spitze gegenseitige Verzahnung der pigmentreicheren mit den hellen Lagen vollzieht sich gleichgerichtet zu den größeren Scherflächenpaaren.

Bei den Glimmermarmoren lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden:

a) mit einer regelmässigen Einstreuung von Hellglimmer und Chlorit;
 b) mit wechselnden Lagen von schneeweißen oder gelblichen reinem Kalzit und feinen bis meterbreiten reichlich glimmerführenden Bändern. Primärer Wechsel des Sediments ist auch hier gegeben. Diese alternierenden Lagen spitzen häufig aus und schwellen stellenweise wieder stark an, so daß auch für diese „Lagenglimmermarmore“ eine kräftige Durchbewegung sehr deutlich wird. In vielen Fällen trafen wir auch in diesem Gesteinstypus den lückenlosen Übergang von der einfachen Biegefalte im „Durchspickten Glimmermarmor“ über die liegende Biegescherfalte bis zum fertigen, oben erwähnten Lagenbau.

U. d. M. hauptsächlich gut begrenzte Kalzite (bis zu 0.45 mm Ø). Diese sind fast durchwegs zwillingslamelliert, wobei die Lamellen häufig verbogen sind. Lagenweise finden sich undulöser, z. T. kataklastisch zerriebener Quarz. Hellglimmer, z. T. chloritisiert, tritt in Gestalt einzelner Schüppchen und Schlieren lagenweise angereichert auf. Diese Flatschen sind stets wellig verbogen, gelegentlich sind sie auch schraubig verdreht und somit deutlich dreiachsig deformiert.

Auch ein Bänderglimmermarmor (= Lagenglimmermarmor) von der Schwarzen Wand zeigt u. d. M. in der Hauptmasse Karbonat bis zu 0.3 mm Korngröße. Zwillingslamellierung ist bei größeren Körnern häufig zu beobachten. Daneben tritt viel Quarz in lagenweiser Anreicherung auf, vielfach ist er kataklastisch zerrieben. In dünnen, gefalteten Lagen tritt Glimmer auf, teilweise chloritisiert. Er schließt sich häufig netzförmig zusammen und ummantelt die Quarz- und Kalzitkörner. Daneben treten auch Lagen auf mit vorherrschend Hellglimmer und Chlorit.

Vom Westhang des Schmurzjochs stammt ein „durchspickter Glimmermarmor“, der u. d. M. ein Gefüge aus stark gestreckten, bis zu 1.5 mm großen Kalziten aufweist, die durchwegs zwillingslamelliert sind. Dazu tritt reichlich gut umgrenzter Feldspat derselben Korngrößen, der auch stets zwillingslamelliert ist und teilweise undulös auslöscht. Glimmer und Chlorit finden sich reichlich, vorwiegend regellos in kleinen Schüppchen eingestreut, teils auch in Lagen und Flatschen angereichert, welche meistens deutlich gebogen sind. Überdies gelang es noch, Sillimanit als Streßmineral zu finden.

Besonderes Interesse verdienen die im Verband des Metamorphen Kalkkomplexes beheimateten Kieselschiefer, die hellgrünlich-grau angewittert im Anbruch auch bräunlich erscheinen und die plattig absondernde Bänke bilden. Häufig sind sie begleitet von dünnen Lagen oder linsigen Knauern weißlichgrauen Quarzes. In Fällen stärkerer Durchbewegung sind diese Gesteine gefältelt und verbogen, auch phyllitisch glänzend. Im Gelände fallen sie durch die typische Brotkrustenverwitterung auf.

Man trifft die Kieselschiefer in weiter Verbreitung von der Wasenwand bis zur Hammer-Sp., sowie in der Gipfelkappe der Kirchedach-Sp., ferner am Steig von der Padasterjoch-Hütte nach Trins und auch im Platzer Wald, nördlich von Trins am Fahrweg zum Blaser in zirka 1560 *m* Höhe.

Südlich des Gschnitztales sind Kieselschiefer u. a. am Osthang des Schmurzjoches und am Kreuzjöchl (2651 *m*), ferner im Bereich der Schwarzen Wand, des Obernberger Tribulaun anzutreffen; auch am Muli-Schrofen, östlich des unteren Truna-Tales bilden sie zum Teil mächtige Zwischenlagen.

Kieselschiefer gehen in der Regel aus den Glimmermarmoren unter Vermittlung grüner, glimmerreicher, stark kieseliger Gesteine, zuweilen aber auch einfach bei Zunahme des Kieselgehaltes aus dunklen Kalkphylliten allmählich hervor. Diese Tatsache veranschaulicht so recht das nachstehende Profil, welches am Steig von der Padasterjoch-Hütte zur Hammerscharte in zirka 2490 *m* Höhe aufgenommen wurde.

NE Glimmermarmor

80 *cm* Kieselschiefer, grünlich bis bräunlich, gefältelt, weiße knollige Quarzknauern darin

60 *cm* Glimmermarmor, dünn-schichtig, leicht verschiefert

10 *cm* Kieselschiefer, grünlich, gefältelt, mit weißen Quarzlagen und -knauern

50 *cm* Glimmermarmor

5 *cm* Kieselschiefer, kalkhältig

Glimmermarmor.

Die in diesem Aufschluß gegebene Wechsellagerung (vgl. F. KERNER, 1911, S. 399; O. MEYER, 1925, S. 87) setzt sich mit unterschiedlichen Abständen fort bis zur Hammerscharte, wo plattige grünliche bis bräunliche Kieselschiefer wieder anstehen.

Nur wenige Kilometer östlich des Brennermesozoikums, in den Tarn-taler Bergen, sind jurassische Kieselkalke und -schiefer aufgeschlossen. Bei einer dort unternommenen Vergleichsbegehung im Abschnitt Klamm-See bis Klamm-Sp. konnten wir die verblüffende Übereinstimmung insbesondere mit der Kieselfazies unseres Gebietes studieren. Ein weiteres Zeugnis für die gesteinliche Identität der Kieselfazies „hüben und drüben“ fanden wir in den jurassischen Kieselkalken (J¹) der E. HARTMANN'schen Gliederung), die westlich der Lizumer A.-V.-Hütte in zirka 2160 *m* Höhe anstehen. Sie enthalten lagenweise dieselben Mangananreicherungen wie wir diese in unserem Gebiet an der Ostseite der Kirchedach-Sp. und im Gipfelbereich westlich der Schwarzen Wand in Lagen von schwarzen Mn.-Kieselschiefern feststellten.

¹) HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarn-taler Berge am Westende d. Hohen Tauern (Tuxer Voralpen); 2 Teile. Jhrb. Geol. R.-A., 1913, Bd. 63, S. 20 f.

Wir ließen diese bläulich-stahlgrau anwitternden schwärzlichen Gesteinsproben chemisch-analytisch auf Fe- und Mn-Gehalt untersuchen, wobei in den Vergleichsstücken beide Elemente positiv nachgewiesen wurden.

Die Kieselfazies des Brennermesozoikums zeigt auch starke Anklänge an nordalpine Juraserien, was die Herren Professoren Dr. R. KLEBELSBERG und Dr. W. QUENSTEDT † sowie Herr Dr. V. JAKOBSHAGEN durch Begutachtung vorgelegter Handstücke freundlich bestätigten.

Nachstehend werden noch einige seltenere Gesteinstypen erwähnt, die eine geringe, nur lokale Verbreitung erlangen.

Nordwestlich unterhalb des Rötenspitzzipfels (2481 *m*) ist ein chlorit-reicher, stark gefalteter Schiefer aufgeschlossen.

U. d. M. beobachtet man ein Gefüge von gut begrenzten Feldspatkörnern (bis etwa 1 *mm* \varnothing) und xenomorphem Karbonat, das die Zwickel füllt. Quarz tritt stark zurück, die Feldspäte sind stets verzwilligt und löschen teilweise undulös aus. Diese Körner sind in ein engmaschiges Chloritgewebe eingebettet. Als Ausgangsmaterial dürfte hier ein glimmerreicher Arkosesandstein in Frage kommen.

Ferner beobachtet man hier schneeweiße bis gelbliche Marmore mit dünnen Chlorit-Serizitlagen. Zuweilen tritt eine durch feinverteilten Hämatit bedingte, schwache Rotfärbung des Gesteins ein. Intensiv damit wechsellagernd, finden sich hellgelbliche, von großen Glimmerschuppen durchspickte Marmore. Eingeschaltet in diese hier bunte Gesteinsriese treten einzelne Lagen grünlicher, glimmerreicher, stark verkieselter Marmore auf. Dazu kommen in langgestreckten Linsen und Lagen tiefgrüne gefaltete Kieselschiefer, bis zu 50 *cm* mächtig. Hierbei verstärkt sich wieder der Eindruck, daß primär sedimentäre stoffliche Unterschiede im Rahmen von Deformation und Lösungsumsatz verschärft wurden, was zu jenem engen Nebeneinander so unterschiedlicher Gesteinstypen führte.

In großen Teilen des Gebietes, besonders aber am Kreuzjöchl finden sich diese Gesteinstypen:

1. Phyllitischer Glimmermarmor I.

U. d. M. beobachtet man Karbonat und Quarz, die lagenweise abwechselnd vorherrschen. Die Körner ordnen sich zu langgestreckten Linsen und Nestern, die von dicken, grobschuppigen, wellig verbogenen, z. T. chloritisierten Hellglimmerstrahlen umflossen werden. Die Quarze löschen durchwegs undulös aus. Sie sind polygonal verzahnt. Pyrit findet sich in kleinen Würfeln eingestreut.

2. Dolomitischer Quarz-Feldspat-Glimmermarmor.

U. d. M. hauptsächlich gut umgrenzte Karbonatkörner, die bei Durchmessern bis zu 0.8 *mm* auf ein Verhältnis von 1:2 gestreckt und parallel geregelt sind. Daneben tritt reichlich Feldspat (bis 0.8 *mm* \varnothing) auf, sehr häufig ist er kataklastisch. Zuweilen schwimmen die Bruchstücke an sich gut umgrenzter Feldspäte in einer Grundmasse von Karbonat. Sowohl Feldspat wie auch Karbonat sind fast stets zwillingslamelliert. Daneben ist viel Quarz in lagenweiser Anreicherung vorhanden. Hellglimmer findet sich in Gestalt einzelner Schüppchen oder in Form von Flatschen und Strahlen mit deutlicher Fältelung.

3. Phyllitischer Glimmermarmor II.

Das Gestein ist stark kieselig und enthält viele Sekretionsquarze.

U. d. M. sieht man vorwiegend polygonal verzahnten Quarz mit streifig undulöser Auslöschung. Vielfach ist er auch kataklastisch zerrieben. Das Karbonat, durchwegs xenomorph, tritt etwas zurück. Quarz und Karbonat sind in Hellglimmer-Chloritgewebe eingebettet, welches lagenweise völlig vorherrscht.

In diesem lagenweisen Wechsel liegt wohl ein primär sedimentär angelegtes, tektonisch verstärkt ausgearbeitetes s vor.

Knapp 200 *m* ostwärts, begegnet man am Ostgrat des Kreuzjöchl ähnliche Gesteinsausbildung nur in abgeänderter Reihenfolge. Neben den vom Hohen Tor (2654 *m*) und vom Schmurzjoch her bekannten Gesteinen treten hier zwischen 2520 *m* und 2560 *m* Höhe folgende Typen auf:

1. Sandiger Dolomit.

U. d. M. erscheinen gut begrenzte Karbonatkörner bis zu 0.8 *mm* \varnothing . Quarz ist lagenweise angereichert.

2. Gefältelter Quarz-Glimmerdolomitmarmor.

U. d. M.: In der Hauptmasse aus verzwilligtem Karbonat zusammengesetzt. Lagenweise treten reichlich undulöser Quarz und Hellglimmer auf. Letzterer bildet wirre Strähnen, Flatschen und Schlieren, welche die Quarz- und Karbonatkörner umfließen.

3. Phyllitischer Glimmermarmor.

U. d. M.: Karbonat, kataklastischer Quarz mit streifig undulöser Auslöschung und polygonaler Verzahnung sowie etwas Feldspat sind zu langgestreckten Linsen und Lagen angeordnet, die mit Serizit-Chloritlagen abwechseln.

4. Quarz-Serizitphyllit.

U. d. M. hauptsächlich feinkörniger, streifig undulöser Quarz (0.2 *mm*), daneben in Körnern und Nestern Karbonat bis 0.3 *mm* \varnothing . Quarz und Karbonat sind eingebettet in dicke, wellige Hellglimmersträhnen.

Überblicken wir abschließend die ganze Vielfalt der Gesteine des metamorphen Kalkkomplexes, so zeigt sich, daß vom äußersten Norden, von der Lämpermahd-Sp. im Serleskamm, bis in den äußersten Süden — an den Hängen des Pflerschtales — bei gleichartigem Ausgangsgestein und bei Einwirkung gleich starker Deformation jeweils dieselben Gesteinstypen entstanden sind. In ähnlicher Deutlichkeit wie am Beispiel des karischen Tonschieferbandes zeigt der Metamorphe Kalkkomplex ein starkes lokales Schwanken des Metamorphosegrades.

Mitten im Verbreitungsgebiet hochmetamorpher Gesteine treten, über das ganze Massiv verteilt, bisweilen sehr große Komplexe auffallend schwach metamorpher Gesteine auf. Sie unterscheiden sich auch durch ihre charakteristische, schrattige Verwitterung. Nur vereinzelt läßt sich auch innerhalb dieser schwachmetamorphen Zonen Phyllitisierung, Verschieferung oder auch Marmorisierung beobachten. So liegt es nahe, die erstmals von A. HEIM (1878) ausgesprochenen Sätze über die ungleichförmige Durchbewegung eines Gesteinskörpers auch für diese Erscheinungsformen heranzuziehen und die unveränderten Gesteinspartien als von der Deformation verschonte Zonen aufzufassen. Die einmal angelegten Wege der Deformation wurden bei späteren Beanspruchungsphasen immer wieder benutzt. Dieses Prinzip erklärt das enge Nebeneinander stärker und schwächer deformierter bzw. metamorpher Gesteine. Eine grobe Gliederung dieses mächtigen Gesteinskomplexes in drei große Zonen, wie sie von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) angegeben wurden, ist nur als erste stratigraphische Übersicht brauchbar. Eine stratigraphische Feingliederung aber angesichts der oben geschilderten erheblichen Unterschiede von Profil zu Profil ist nicht möglich. Leithorizonte, wie die grünen Kieselschiefer, die schwarzen Mangankieselschiefer oder charakteristische Marmorbänke sind wohl vor-

handen, sind aber nicht horizontbeständig. Vgl. die Sammelprofile des Metam. Kalkkomplexes auf Tafel 15.

Die Altersbestimmung dieser maximal 350 *m* mächtigen Schichtserien, die wegen ihrer starken Metamorphose einen paläontologischen Altersbeleg versagen, stützte sich einerseits auf die Unterlagerung durch Hauptdolomit (Nor), zum anderen aber auf die — früher angenommene primäre — Überlagerung durch fossilbelegte Kössener Schichten und Adnether Lias. Die von F. FRECH und F. KERNER angegebene normale Überlagerung ist unzutreffend, denn nach der neuen Einteilung gehören nunmehr die Schichtgruppen (4) Kössener Sch. und (5) Lias des Frech-Kerner'schen Schemas zu einer Überschiebungseinheit. (Kap. II A dieser Arbeit); O. SCHMIDEGG (1956).

Um so größere stratigraphische Bedeutung hat daher der erstmals von W. E. MÜLLER aufgefundene Oberjura-Hornstein am Mulischrofen bei Trins im Gschnitztal, der in seiner weittragenden altersmäßigen Stellung näher ausgeführt wird.

G. Oberjura vom Muli-Schrofen ¹⁾

Südwestlich von Trins kann man aus der Schlucht des Truner Bachs gegen die Höhe des Muli-Schrofens hin das ganze mesozoische Profil vom Anis-Ladin an aufwärts einschließlich der Serien des Metamorphen Kalkkomplexes verfolgen. Dabei gilt als Hinweis, daß auch dieses Profil des „metarmorphen Rät“ von allen vorher genannten in der Mächtigkeit und in der Aufeinanderfolge der einzelnen Gesteinstypen abweicht.

Im Hangenden dieser metamorphen Serie tritt uns eine geringmächtige Stufe kalkig-mergelig-kieseliger Gesteine entgegen, deren Metamorphose gegenüber dem liegenden metamorphen Kalkkomplex auffallend schwach ist. Es ergab sich folgendes Profil, das knapp 20 *m* Mächtigkeit erreicht: (vgl. W. E. MÜLLER, 1960).

Oben: 5. graue, brecciöse Kalke oder Kalkschiefer und Kalkphyllite (5 *m*)

4. rot-weiß gefleckte Flaserkalke (2 *m*)

3. roter Radiolarit oder lokal grüner Kieselschiefer, stellenweise auch dunkelviolette Varietäten (durch Fe und Mn gefärbt) (5 *m*)

2. rot-weiß gefleckte Flaserkalke (2 *m*).

Unten: 1. graue, brecciöse Kalke und Kalkschiefer (5 *m*).

(Die Mächtigkeitsangaben stellen Durchschnittswerte dar, weil das Gesteinsvorkommen nach Westen auskeilt.)

Die zuunterst liegenden grauen Kalke (Nr. 1 im Profil) sind feinkörnig bis dicht, meist etwas brecciös. Am Kontakt gegen den unterlagernden Kalkphyllit werden sie stellenweise schiefrig. Die darüber folgenden rot-weiß gefleckten Flaserkalke, zeigen im Anschliff eine Linsen- und Flaserstruktur von hellen und roten Partien. Die einzelnen, langgestreckten Linsen sind von einem roten, tonigen Rutschflächengewebe durchzogen. Die verschiedene Färbung des Gesteins dürfte hier wohl auf primäre Sedimentunterschiede zurückgehen.

¹⁾ (Siehe Fig. 6 auf Tafel 14.)

Das Gestein muß ähnlich den von F. HERITSCH (1924) beschriebenen Seewerkalken durch Ausbildung immer neuer Rutschflächen unter großem Belastungsdruck bei gleichzeitiger starker seitlicher Pressung in immer dünnblättrigere Linsen aufgelöst worden sein. Dadurch ist es fortschreitend stärker teilbeweglich geworden und schließlich völlig in sich zerglitten. U. d. M. sieht man ein außergewöhnlich feines Karbonatgefüge mit sehr kleinen, undulös auslöschenden Quarzen. Vereinzelt finden sich undeutliche Radiolarienreste. Diese Kalke gehen nach oben ziemlich unvermittelt in den roten Hornstein über. Dieser wurde, entsprechend der abweichenden stofflichen Zusammensetzung des Gesteins, in ganz anderer Art deformiert. Zunächst wurde das Material sehr stark zerbrochen, stellenweise bis zu einer völligen Zergrusung. Im Anschliff sieht man eckige Gesteinsbrocken vielfach in glasartig durchsichtiger, quarziger Füllmasse schwimmen. Diese Kieselsäure dürfte wohl bei erheblichem Belastungsdruck im mylonitischen Hornstein in Lösung gegangen sein. In diesem Zustand muß das Gestein eine sehr hohe Plastizität erreicht haben, denn die zahlreiche Quarzgänge sind meist deutlich gestaucht und gefältelt. Die Gangfüllung ist z. T. schwach rot gefärbt. An einer Stelle enthält der rote Hornstein auch geringmächtige Zwischenlagen grünen, gefältelten Kiesel-schiefers, der im Aussehen stark an jenen innerhalb des Metamorphen Kalkkomplexes erinnert. Im Hangenden des roten Hornsteins folgen wieder rot-weiß gefleckte Flaserkalke¹⁾, die nach oben in graue Kalke übergehen. In dieser oberen, knapp 8 m mächtigen Zone vollzieht sich auf engem Raum ein verhältnismäßig rascher vertikaler Wechsel. Ähnlich wie in den liegenden grauen Kalken des Radiolarits (Nr. 1 im Profil) scheint hier die Deformation, begünstigt durch kleine primäre Inhomogenitäten, sich verschieden ausgewirkt zu haben.

So liegen unmittelbar über den rot-weißen Flaserkalken (Nr. 4 im Profil) zunächst wieder stark brecciöse, massige bis bankige Typen. Wenig darüber löst sich das Gestein an einer Stelle in dünne, wellig verbogene Platten auf und geht schließlich in eine Linse schwarzglänzenden Kalkphyllits über, der z. T. stengelig zerfällt. Nach oben entwickelt sich daraus ebenso allmählich wieder dichter, grauer Kalk. Im Anschliff zeigt sich dieser gleichfalls von einem weitmaschigen, tonigen Rutschflächennetz in zahlreiche, teils recht dünne, langgestreckte Flasern zerlegt.

In seinen unversehrten Partien ist der rote Hornstein erfüllt von Radiolarienschälchen. Diese ursprünglich kugeligen Gebilde sind in einem Achsenverhältnis von 1:2 bis 1:3 gestreckt und darüber hinaus weitgehend eingeregelt. Somit wird auch für die äußerlich unversehrten Gesteinspartien doch eine erhebliche Dehnung und Ausplättung erkennbar.

Von den Radiolarien ließ sich u. d. M. mit einiger Sicherheit nur *Litho-campe elegans* Hinde bestimmen. Die Abmessungen und das Aussehen des Exemplars stimmen jedenfalls in Form und Größe mit den von L. HEITZER (1930)²⁾ beschriebenen Formen gut überein. Das turmschneckenartige Gehäuse ist 0.15 mm breit und 0.33 mm hoch. Die erwähnten de-

¹⁾ Darin fand sich der vordere Teil eines nur leicht deformierten Belemniten-Rostrums mit noch erhaltener Alveole.

²⁾ HEITZER, J.: Die Radiolarienfauna der mittelljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. Jhrb. Geol. B.-A. LXXX. Band, Wien 1930; S. 381.

formierten Radiolarien sind 0.15—0.2 mm breit und 0.2—0.6 mm lang. An den besser erhaltenen Schalen ist eine feine Gitter- oder Maschenstruktur und eine Vielzahl deutlich radialer Stacheln bzw. deren Stümpfe zu erkennen.

Der rote Hornstein des Muli-Schrofen läßt sich gut vergleichen mit den Radiolariten des nordalpinen Malms. Zu dieser Ansicht gelangte auch Herr Dr. V. JAKOBSHAGEN nach einer gemeinsamen Begehung des Muli-Schrofens im Herbst 1961. In einem Vergleichshandstück aus den roten Malmradiolariten des Stanser Kogel in den Lechtaler Alpen sieht man unter dem Mikroskop die gleichen Schälchen wie oben beschrieben, doch wesentlich besser erhalten. Sie sind meist kreisrund, höchstens schwach abgeplattet. Daneben finden sich vereinzelt auch Helm- und Mützenformen, die im Vergleichsgestein vom Muli-Schrofen mit den vorhandenen Schliften noch nicht entdeckt werden konnten. Die Gitterkugel-Formen sind auch im Radiolarit vom Stanser Kogel vorherrschend, in Aussehen und Größe sind sie den Schälchen im Vorkommen Muli-Schrofen völlig gleich, abgesehen von deren starker Deformation.

Roter Radiolarit ist, wo er im alpinen Raum auch vorkommt, auf den Malm beschränkt, somit wäre es ganz unwahrscheinlich, das neue Vorkommen am Muli-Schrofen von dieser Erfahrungsregel auszuschließen. Zwischen dem roten Radiolarit des Muli-Schrofens und seinen schwach metamorphen Begleitgesteinen einerseits und den hochmetamorphen Serien im Liegenden andererseits besteht ein bedeutender Unterschied in der Umkristallisation (siehe oben). Wie bereits (W. E. MÜLLER, 1960) angedeutet, gelang es auf der Westseite des Vorkommens mittels eines Schurfgrabens den unmittelbaren Kontakt der liegenden grauen Kalke (Nr. 1 im Profil) an die unterlagernden Kalkphyllite nochmals aufzuschließen und den ganz allmählichen Übergang des einen in das andere festzustellen. Das Übergehen der hangenden grauen Kalke des Radiolarits in ganz gleichen schwarzglänzenden, stengelig zerfallenden Kalkphyllit mag hierfür als weitere Bestätigung gelten.

Die grauen, dichten Kalke setzen sich, z. T. schuttverhüllt, nach Westen über das Truna-Tal hinweg bis in den Bereich des Antemonekopfes (P. 1563 der Karte) fort. Sie stehen dort weithin aufgeschlossen ganz eindeutig im engen, sedimentären Zusammenhang mit typischem Kalkphyllit des Metamorphen Kalkkomplexes. Im Grazanawald, 250 m ostwärts dieses Vorkommens, wurde noch eine, im Quarzphyllit eingeschaltete Scholle rot-weiß gefleckten Flaserkalkes festgestellt.

Setzt man den Roten Radiolarit des Muli-Schrofens dem der Nördlichen Kalkalpen gleich, so ist es naheliegend, auch seine unmittelbaren Begleitgesteine (Nr. 1, 2, 4 und 5 im Profil) dem Oberjura zuzuordnen. Es wäre sehr unwahrscheinlich, daß in dieser nur zirka 20 m mächtigen Serie das ganze Juraprofil vertreten sein sollte, während die hier schon mindestens zehnmal so mächtigen, außerordentlich mannigfaltigen Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes allein dem Rät entsprechen sollen. Aus der autochthonen Auflagerung des Roten Radiolarits und seiner schwach umgeprägten Begleitgesteine auf den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes am Muli-Schrofen ergeben sich aber auch für die letzteren wichtige altersmäßige Folgerungen.

Schon A. SPITZ (1918), O. MEYER (1925), R. v. KLEBELSBERG (1935) hatten eine Revision der Stratigraphie dieser mächtigen Gesteinsabfolge im Brennermesozoikum gefordert. U. a. hatte R. v. KLEBELSBERG auf die Übereinstimmung der grünen Kiesel-schiefer mit denen des Tarntaler Jura hingewiesen.

Diese im Brennermesozoikum bis über 350 m mächtig werdende Serie kann nicht allein das Rät vertreten. Allenfalls kommen für die Rätstufe nur die unmittelbar über dem Hauptdolomit und dessen Übergangsbildungen folgenden Horizonte in Betracht.

Somit resultiert aus der festgestellten Auflagerung von Oberjura-gesteinen am Muli-Schrofen die zwingende Folgerung, daß sich die Sedi-mentation im Brennermesozoikum zumindest bis in den Oberjura fort-gesetzt hat, und daß mittlere und obere Horizonte des Metamorphen Kalk-komplexes Lias und Dogger, etwa in ehemaliger Fleckenmergelfazies, ver-treten.

Das Muli-Schrofen-Profil wird zum entscheidenden Aus-gangspunkt für eine Neuorientierung in den bisherigen An-schauungen über die Altersfrage der postnorischen Glieder des Brennermesozoikums und erlangt damit überregionale Bedeutung im Verbands der zentralalpiner Mesozoika.

H. Stratigraphie und Verbreitung der Steinacher Decke

Die Steinacher Decke setzt sich aus Quarzphyllit an der Basis und, diesem auflagernd, aus Karbongesteinen zusammen. Das Verhältnis Quarzphyllit—Karbon erfuhr erst in jüngster Zeit mit den Arbeiten O. SCHMIDEGG's (1953) eine entscheidende Klärung durch den vielfach erbrachten Beweis einer gemeinsamen Tektonik von Quarzphyllit und oberkarbonischen Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern und Eisen-dolomiten. Im allgemeinen ist das Verbreitungsgebiet der Steinacher Decke sehr schlecht aufgeschlossen, erst in den Stollenaufschlüssen des Nöblacher Bergbaues wurden an der Grenze des Phyllits gegen die unver-änderten Karbongesteine erstmals Zonen klastischer Gesteine mit wech-selnd starker Durchbewegung angetroffen.

Auch im Kartierungsgebiet treten in derselben Stellung, unmittelbar über dem Phyllit, solche metamorphen Sedimente auf, die sowohl in den Quarzphyllit als auch in das unveränderte Karbon unscharf übergehen.

Hauptgestein ist auch hier der Quarzphyllit, seltener trifft man schwarz-glänzende Kohlenstoffphyllite, z. B. an den tieferen Hängen des Obernbergtales, in der Gegend südwestlich des Lichtsees. Als unmittelbare Ein-lagerungen treten im Phyllit blätterige Quarzite, Chloritschiefer und der durch F. KERNER (1911) erwähnte quarzföhrnde Hornblendediabas auf, der den Gipfel des Rötenspitz im Schmurzjochkamm aufbaut. Auch inner-halb des W. E. Müller'schen Aufnahmegebietes treten, stets im Hangenden des Quarzphyllits, zahlreiche Ankeritklippen und, darüber, die bunte Gesteinsgesellschaft des Karbon auf. In diesen feinsammitischen bis grobsammitischen Ablagerungen herrscht östlich der unteren Truna-Alm eine lebhaftige Wechselschichtung von geröllreichen Lagen, Grobsand-stein und feinsandig-tonigen Zonen. Eine vollständige Sortierung der klastischen Komponenten nach Korngrößen scheint aber nirgends vorzu-liegen. Neben den von F. KERNER (1911) bereits erwähnten Blätter-

quarziten in der Truner Ochsengrube treten knapp südlich des Filzeck Gipfels bei 2130 m Höhe feinlagige, meist grüne Bänderquarzite in Gestalt von Linsen und kleinen Schmitzen im Phyllit auf. Die Bänderung wird hier bewirkt durch helle, teils aber auch — durch Manganhydroxyd — dunkelbraun gefärbte Quarzlagen, die mit feinen, chloritischen Schichtchen abwechseln.

Westlich des Truna-Jochs, im Bereich der Rötenspitz, und bei der unteren Truna-Alm zu beiden Seiten des Tales ist eine Reihe kleiner Ankeritklippen (Eisendolomit) dem Quarzphyllit aufgelagert. Die größte baut westlich der Alm deutlich gebankt die Höhe P. 1814 auf. Die auffallend gelblich bis rostbraun anwitternden Felsen scheinen in sehr verschiedenen Graden dolomitisiert zu sein, denn gelegentlich reagiert das Gestein positiv auf den Salzsäuretest.

In der Grenzzone gegen den echten Quarzphyllit sind die Karbongesteine allenthalben stark durchbewegt, insbesondere solche, die reich an feinsammitischem und pelitischem Material sind. Sie sehen äußerlich dem Quarzphyllit mitunter so ähnlich, daß man beide schwer gegeneinander abgrenzen kann. Entsprechend dem verschiedenen Ausgangsmaterial und der örtlich verschiedenen tektonischen Beanspruchung treten alle möglichen Stärkegrade von Umprägung auf. Dabei können die konglomeratischen Sandsteine sehr häufig den Habitus von hochmetamorphen Geröllquarziten annehmen. Allgemein herrscht auch nach oben ein unscharfer Übergang in die nichtmetamorphen Karbonsedimente.

Deformierte Karbongesteine findet man auch östlich des Vallzambaches unmittelbar über dem Quarzphyllit und in reicher Verbreitung am Bergrücken unmittelbar oberhalb des Muli-Schrofens. Sandige Kohlenstoffphyllite führen verwalzte Quarzrollstücke, deren Glimmergehalt alle Grade der Ausschmierung bis zu glänzenden Serizithäuten zeigt. Geröllquarzite mit wechselndem Gehalt an pelitischem Material herrschen aber vor. Die Quarzgerölle und die ehemals sandigen Partien sind in diesem Gestein zu langgestreckten Knauern und Linsen ausgewalzt, die von Hellglimmersträhnen umflossen werden.

Ebenso findet man metamorphes Karbon in der Ostflanke des Filzeck, am Nordende der großen Konglomerat- und Sandsteinzone westlich der Truner-Almen. Ein Grobsandstein von der unteren Truna-Alm erwies sich als stark deformiert: ein sedimentäres s, markiert durch in feinsandiges bis pelitisches Material eingebettete Grobsand- und Geröllagen, wurde stark ausgearbeitet. Die Gerölle sind stark ausgewalzt und erscheinen als wasserhelle oder weiße, unregelmäßige Knauern und Linsen. Strähnen von Hellglimmer und Chlorit umfließen diese deformierten Quarzgerölle.

II. Stratigraphie und Tektonik der Schubmassen nördlich vom Gschnitztal

A. Schubmasse I

Kössener Schichten.

Über den Gesteinen des metamorphen Kalkkomplexes treten besonders im Kamme zwischen Kessel-Sp. und Rote Wand fossilführende Kössener Schichten auf. Schon F. KERNER hat eine Unterscheidung getroffen, denn diese Gesteine werden als im „Hangenden des Rät“ bezeichnet.

Hauptsächlich sind es lichtgraue bis dunkelgraue mergelige Kalke, die dunkle Varietät zuweilen mit weißen Kalzitklüften durchsetzt. In der Gipfelregion von „Ober der Mauer“ (2520 *m*) sind ockergelbe Mergelkalke (bis 0,5 *m* dick) als Begleiter zu finden, dazwischen ist eine fingerdicke Lage von violettrottem mergeligen Kalk eingeschaltet, der durch eingemengte helle Kalkbrocken ein brecciöses Aussehen bekommt. Schwarze Tonschiefer — nur einige Zentimeter dick — bilden hier den Übergang zu den plattigen Lagen dunkelgrauer Lumachelle, die leicht gelblichbräunlich angewittert ist. Schon F. KERNER (1918, S. 153) rühmt den Reichtum dieser Stelle an ausgewitterten Zweischalerresten; genannt wurden Gervillien, Aviculiden und Pectiniden. Leider ist durch tektonische Deformation eine leichte Verschieferung des fossilführenden Gesteins erfolgt, so daß eine paläontologische Überarbeitung nicht lohnenswert erscheint.

In oberen Teilen der Kessel-Sp., besonders auf dem Südostgrat in zirka 2600 *m* Höhe erscheinen als geringmächtige Einlagerung in den grauen Kössener Kalken lichtgrünliche und violettrote Schiefertone.

Unterschiede zur metamorphen Serie der tieferen Einheit.

Schon von früheren Bearbeitern wurde der gegenüber den tiefergelegenen Gesteinen geringe Grad der Metamorphose in den Kössener Schichten erwähnt.

Bei einer beliebigen Profillegung in dem genannten Kamm gelangt man aus dem Bereich der kristallinen Serie der Bändermarmore, Glimmerkalke und Kalkphyllite in das höhergelegene Stockwerk der mergeligkalkigen Kössener Schichten, die doch eine gleiche oder ähnliche Fazies als Ausgangsmaterial vermuten lassen.

Im Zuge der Kartierung (1955—1957) hat sich ergeben, daß kein sedimentärer Übergang zwischen den metamorphen und nichtmetamorphen Serien vorhanden ist, sondern daß Reibungsbreccien und Reste von schwarzem Karbonmylonit diese Grenze als tektonische Schubfläche ausweisen. In ziemlicher Mächtigkeit (6 *m*) ist eine Lage von schwarzem Karbonmylonit westlich unter dem Gipfel P. 2567 (Beilspitz bei KERNER) — zwischen Lämpermahd-Sp. (2595 *m*) und „Ober der Mauer“ gelegen — in zirka 2410 *m* Höhe aufgeschlossen und begleitet die Schubfläche weiter nach Süden.

Auch bei der Einsattelung südwestlich „Ober der Mauer“ findet man zu beiden Seiten des Kammes Lagen von schwarzem Karbonmylonit über Glimmermarmor; rötliche Reibungsbreccien (bis zu 80 *cm* mächtig) verbinden ins Hangende zu den überschobenen Kössener Kalken. Auch F. KERNER (1918, S. 153) hält den Karbonrest westlich vom Kampspitz (d. i. Ober der Mauer) für ein „untrügliches Zeichen einer großen Überschiebung“.

Von hier ab steigt die Schubfläche gleichmäßig zur Kesselspitze hinan, wo mit 2700 *m* die am höchsten gelegene Position erreicht wird. Im Gipfelbereich folgen darüber die durch F. FRECH (1886) erstmals identifizierten roten Liasschichten, die nun ebenfalls der überschobenen Einheit angehören.

Auch der schmale Streifen dunkler Kalke am Kamm zwischen Kessel-Sp. und Roter Kopf (2527 *m*), in zirka 2500 *m* Höhe gelegen, gehört zu den

überschobenen Kössener Schichten; schon F. KERNER vermutete für diese Scholle tektonische Auflagerung (1911, S. 393).

Anlässlich einer gemeinsamen Begehung fand Herr Dozent Dr. MUTSCHLECHNER dort in dunkelgrauen Kalken Korallenreste der Gattung *Thecosmilia*, die in dem Fossilinventar unseres Gebietes bisher noch nicht bekannt waren.

Vermutlich geht der grusige Zerfall des Hauptdolomits am Kamm bis P. 2403 auf tektonische Beanspruchung zurück, denn schon im Gipfelbereich der Wasenwand fand ich über metamorphen Serien am Steig wieder hellgraue, leicht mergelige Kalke. Die Auflagerungsfläche ist zumeist von Schutt verhüllt, lokal finden sich jedoch rötliche Reibungsbreccien. A. PICHLER (1859, S. 228) gibt einen Hinweis über Fossilfunde in diesem Bereich (vgl. zitiert von F. KERNER, 1911, S. 396). Auch der lithologische Vergleich bestätigt die Zugehörigkeit dieses Kalkareals zu den überschobenen Kössener Schichten.

In der sanften Einsattelung zwischen den beiden Gipfelpunkten der Hammer Spitze, P. 2640 und P. 2634, fand ich wieder hellgrau angewitterte Kalke, die im Anbruch als dunkelgraue mergelige Kalke (der Kössener Schichten) erscheinen¹⁾. Ein dünner Graspolster verdeckt hier die Grenze gegen die metamorphen Glimmerkalke, doch findet man rauhwackenartige Stücke von Reibungsbreccien, die allocthone Auflagerung anzeigen. Auch der wenig nordöstlich davon etwas tiefer eingeschuppte schwarze Karbonmylonit steht sicher in Zusammenhang mit dieser kleinen Scholle.

Nördlich von Trins, in dem flachen Waldgehänge oberhalb der Tenneschrofen, stößt man besonders bei der großen Lichtung westlich von P. 1598 auf hellgraue nicht kristalline Kalke, die z. T. karrig verwittern. Es fanden sich darin Korallenreste, die noch einige äußere Merkmale von *Thecosmilien* erkennen ließen. Eine genaue Bestimmung scheidet, da die innere Struktur der Exemplare durch Ausfüllung mit Kalzit unkenntlich geworden ist. An mehreren Stellen werden diese Kalke blaßrötlich und bieten dann eine lithologische Ähnlichkeit mit Liaskalken der Nordalpen²⁾. Ganz am Ende des neuen Forstweges bei 1590 m Höhe zeigt der angeschnittene Hang eine bunte Gesteinsgesellschaft: geringmächtige, flachgelagerte mergelige Kalke, deren Farbe von ockergelb bis blaßrötlich reicht. Auch grünlichgraue Schiefertone mit Kalkgehalt sind darunter erschlossen, liegend ein sehr harter, im Anbruch dunkelgrauer Kalk mit einzelnen Crinoidenresten. Anwitterungsflächen zeigen Schalendetritus, leider unbestimmbar.

In einem Aufschluß bei „P. 1598“ fand O. SCHMIDEGG (1956, S. 278) „in hellen Kalken rote Einschaltungen, die sehr roten Adnether Kalken gleichen“, und die im Dünnschliff nach Begutachtung von Dr. S. PREY „Spuren von Trintioniden³⁾ (*Calpionella*)“ zeigen sollen.

In neueren Publikationen wurden diese aber bisher vorwiegend für Tithon und Untere Kreide benannt.

Das genannte Areal der hellen Kalke läßt sich bergauf bis an den Steig verfolgen, der bei P. 1611 vom Blaser-Weg nach Osten abzweigt.

¹⁾ F. KERNER (1911, S. 401) fand hier Fossilien.

²⁾ Freundliche Bestätigung durch Herrn Prof. Dr. W. QUENSTEDT †.

³⁾ Müßte heißen: Tintinniden.

Höher oben nach Nordosten stößt daran — die Grenze (Kontakt e. S.) ist durch einen Quellenhorizont versumpft — die große Scholle von überschobenem Blaserdolomit, die sich bis zum Grat des Hablerbergs fortsetzt.

An der Unterkante gegen die Steilabstürze der Tennenschrofen hin fand ich bei zirka 1560—1580 *m* Höhe die hellen Kalke auf lange Horizontalerstreckung hin von schwarzem Karbonmylonit unterlagert. Damit ist auch für dieses Vorkommen die Zugehörigkeit zu den überschobenen Kössener Schichten erwiesen, deren ehemalige Verbreitung nach Osten somit bedeutend erweitert nachgewiesen ist.

Im Gegensatz dazu stellt O. SCHMIDEGG (1956, S. 278 u. 274) die im Verlande der hellen Kalke eingeschalteten „Roten Kalke im Platzer Wald“ (? Lias) noch zur autochthonen Einheit des „Sockels“ und parallelisiert diese mit den unter der Steinacher Decke konservierten Liaskalken im Süden des äußeren Gschnitztales.

B. Schubmasse II

Quarzphyllit.

Die größten erhaltenen Restareale nördlich des Gschnitztales liegen im Bereich des Padaster Kogels und bilden mit dem mächtigen Phyllitkeil von der Hammer-Sp. bis zur Kirchdach-Sp. eine Einheit.

Abweichend von O. SCHMIDEGG (1956) betrachte ich den Quarzphyllit am Gipfel der Kirchdach-Sp. als den keilförmigen Rest eines Einschubes, der nach meinen Beobachtungen die Gipfelkappe nicht durchziehend unterlagert.

Auch der Quarzphyllitfetzen südlich unterhalb vom Fopp Mandl (2412 *m*) scheint nur seitlich eingeklemmt, da die anderen Flanken dieses Höhenzuges frei von Quarzphyllit sind.

Im Niveau tiefer liegend stehen zwei isolierte Quarzphyllitvorkommen am Steig von der Padasterjoch-Hütte zur Wasenwand. Klippenartige Kalkreste, die vom Quarzphyllit abgehoben und „eingewickelt“ wurden, liegen direkt nordöstlich neben dem Padaster Joch (2257 *m*) sowie weiter östlich bei P. 2104, ferner am Südfuß der Hammerspitze neben dem Hauptsteig zur Kirchdach Spitze.

Zwischen Blaser und Hablerberg liegen die Platz Mahder, wo man westlich von der Einsattelung P. 1911 auf eine meterhohe Stufe von Quarzphyllit trifft.

Im allgemeinen ist der Quarzphyllit in dieser Gegend nur geringmächtig, jedoch von tektonischem Interesse wegen seiner Stellung nahe der Schubfläche des seitlich angrenzenden Blaserdolomits.

An der Ostflanke des Hablerberges kartierte F. KERNER (1911) einen schmalen Quarzphyllitstreifen, etwas tiefer am Hang erscheint noch eine zweite Quarzphyllitzone.

In einem möglichen Zusammenhang damit könnte ein kleiner Rest von Quarzphyllit auf der Nordseite des äußeren Gschnitztales stehen, der in dem schmalen Wassergerinne südlich unterhalb P. 1478 aufgeschlossen ist. Gleich darüber liegt eine quadratmetergroße Scholle von hellgrauem, stark gepreßtem Blaserdolomit, rötlicher Quarzmylonit bestätigt die tektonische Einschuppung in den Verband der metamorphen Kalke.

Dieses „Einfließen“ des hochteilbeweglichen Quarzphyllits geht bis in eine Größenordnung unter einem Meter. Es liegt nahe, daß dabei die Gesteine, die heute als Metamorpher Kalkkomplex vorliegen, intensiv durchbewegt wurden.

Das von O. SCHMIDEGG (1956, S. 282) erwähnte Quarzphyllitvorkommen „am Ostende der Dolomitscholle nördlich Trins (1500 m)“ ist m. E. eine kieselschleimige Ausbildung der metamorphen Glimmerkalke, die hier nahe der Schubfläche lokal stärker durchbewegt wurden. Diese grünlichgrau anwitternden kieselführenden Kalkphyllite zeigen auch in anderen Aufschlüssen starke Anklänge an die Tracht der Steinacher Quarzphyllite und lassen sich im Gelände oftmals erst durch ihre Verbindung mit den metamorphen Glimmerkalken stratigraphisch einordnen.

Karbonmylonitfalte westlich der Padasterjoch Hütte.

Am Ostabhang des Gipfels P. 2640 — auf älteren Karten als Schneider-Sp. bezeichnet — zwischen Hammer-Sp. (2634 m) und Hammerscharte trifft man in einer Runse innerhalb der metamorphen Kalkserien bei zirka 2490 m Höhe ein fremdartiges Gesteinsvorkommen. Es handelt sich um ein dunkel rostbraun anwitterndes, im Bruch dunkelgraues, auch grünliches, grauackonähnliches Mylonitgestein. Schon freisichtig erkennbar sind reichlich eingemengte weiße Quarzklastika von 1 bis 16 mm Querschnittsgröße.

Daneben finden sich in der sehr feinen Grundmasse, die Merkmale starker Durchbewegung trägt, Hellglimmerschüppchen und schwarzglänzender ausgeschmierter Graphitbelag, sowie hellgelblicher Pyrit als Begleiter.

Die Dünnschliffuntersuchung bestätigt die schon makroskopisch kenntliche starke Gesteinsdeformation:

Die Grundmasse besteht aus viel feinkörnigem Karbonat und Serizit und ist von graphitischen Schlieren durchzogen. Innerhalb der Grundmasse liegen abgerundete, oft sehr stark undulös auslöschende Quarze (um 0.01 mm), die Einschlüsse von feinkörnigem Karbonat aufweisen. Auch einige holoblastische Karbonate (max. 0.5 mm) — deutlich zwillingslamelliert — heben sich hervor, die vielleicht durch Sammelkristallisation im Zuge der Metamorphose entstanden sein können. Größere Hellglimmerindividuen sind selten, häufiger sind sulfidische und oxydische Erzkörner (bei 0.17 mm \varnothing , max. 0.3 mm).

Dieser Tektonit stimmt wesentlich überein mit den von F. KERNER (1918, S. 129) erwähnten „schwarzen Quetschgestein“ aus dem Bereich östlich des Kalbenjochs (Peil-Sp.), sowie mit den von mir an anderen Orten neu aufgefundenen dunklen Karbonmyloniten. Damit bestätigt sich auch eine diesbezügliche Vermutung von A. SPITZ (1918, S. 190).

Die Lagerungsform erscheint als ein überwiegend senkrechter spitzfaltenartiger Keil, der nach oben hin bei zirka 2540 Höhenmeter mit einer Einlagerung von Eisendolomit abschließt. Dieser ist nur zirka 2 m hoch und 60 cm breit aufgeschlossen, fällt jedoch auf. Er ist vergleichbar mit gleichnamigen Gesteinen aus dem Verbands der Steinacher Quarzphyllitdecke (Steinacher Joch). Dieser vorerwähnte Eisendolomit, der bislang nördlich vom Gschnitztal meines Wissens nicht gefunden wurde, ist hier zusammen mit den schwarzen Karbonmyloniten flexurartig von oben in den metamorphen Kalkkomplex eingespießt.

Blaserdolomit.

Die erstmalig durch F. KERNER (1918) ausführlich beschriebene und kartierte tektonische Fremdlagerung großer Dolomitareale unseres Unter-

suchungsgebietes, die sogenannte Blaserdecke (F. KERNER, 1925; B. SANDER, 1923, S. 20), können wir in Einzelheiten noch ergänzen.

Die tektonische Auflagerung dieses Dolomits über metamorphen Rätgesteinen hat schon F. KERNER überzeugend sichergestellt durch die mancherorts an der Überschiebungsfläche gefundenen Reste von Nöblacher Karbon.

Ein weiterer Fetzen von schwarzem Karbonmylonit als Zeuge der Überschiebung steckt im Platzer Wald bei 1680 *m* SH. neben dem Steig, der von P. 1611 in nordöstlicher Richtung der Überschiebungsgrenze entlang folgt. An mehreren Stellen entspringen hier kleine Quellen, durch die starke Zerrüttung ist der Dolomit hier nur noch als grusiger Mylonit erhalten.

In dem flachen Waldgehänge auf der Südseite des Hablerbergs längs des Blaserweges von P. 1787 nach P. 1911 steht wieder Dolomit an. Dieser ist durch einen dichten Vegetationsschleier verdeckt und tritt nicht überall zu Tage.

Auch in dem Waldgebiet nördlich Trins, ober dem neuen Fahrweg zum Blaser, fanden sich weitere isolierte Reste dieses Dolomits in zirka 1520—1560 *m* Höhe gelegen.

Auf dem gegen Ostsudosten streichenden Rücken des Kesselspitzkammes liegen noch zwei kleinere Dolomitareale bei 2300 und 2500 *m* Höhe. Das obere Vorkommen zeigt deutlich seine tektonische Auflagerung auf Kössener Schichten durch rote Reibungsbreccien, z. T. 40 *cm* dick, und durch ausgeprägte große Drucksuturen, die eine kräftige Verknüpfung demonstrieren. Die Überschiebungsfläche steigt jedoch bis zur Kessel-Sp. an, wo in 2720 *m* SH. der fossilführende Lias noch in geringer Ausdehnung von einer Dolomitscholle und Kössener Kalk konservierend überdeckt wird. Vgl. auch A. SPITZ (1918) und F. KERNER (1925).

O. SCHMIDEGG (1956) ordnet diesen Dolomitrest einer höheren Teildecke zu und gelangt damit zu einer, m. E. unnötigen, tektonischen Komplizierung (Näheres im Kapitel II c).

Am Ostsudosthang des Fopp. Mandl, bei P. 2209, 0,7 *km* östlich der Padasterjochhütte, liegt über metamorphen Glimmerkalken wieder ein Rest von Blaserdolomit. Ohne nähere Lagebeziehung, wenn schon orographisch höher, findet man als Begleiter dunkelgraue plattige, leicht mergelige Kalke und vereinzelt Tonschiefer, somit Schichtglieder der Kössener Schichten¹⁾.

Die Hauptmasse des Blaserdolomits liegt zwischen Kalbenjoch—Peil-Sp. und Blasergipfel, an dessen Nordseite der aufgeschobene Dolomit dem autochthonen norischen Hauptdolomit direkt aufliegt. Das überfahrene und ausgewalzte Rät ist noch in einer schmalen Zunge wenig nördlich unter dem Gipfel auf einer Verebnung zu finden.

Im Bereich der Kalbenjoch- und Sanddürren-Mahder ist der Blaserdolomit meist grusig zerfallen.

An der Unterseite der Schubfläche liegen im Bereich der Zwiesel-Mahder in vergleichsweise größerer Mächtigkeit konglomeratische Sandsteine und pflanzenführende Anthrazitschiefer des Nöblacher Karbons, die durch

¹⁾ Auch unweit östlich der Schäferhütte im Padastergebiet liegt ober dem Steig eine kleine, stark zerrüttete Scholle von mylonitischem Dolomit neben Quarzphyllit.

F. FRECH (1893, S. 19) entdeckt und besonders von F. KERNER (1918, S. 135 f.) untersucht wurden. Unweit südwestlich davon findet man noch einmal Karbonschichten in der Rinne unter P. 2122 aufgeschlossen (s. a. F. KERNER, 1918, S. 128), wiederum an der Basis einer Dolomitscholle, die in schmaler Ausdehnung bis zum P. 1867 sich vorerstreckt, während nach Nordwesten deren Verbindung zur Peil-Sp. gegeben ist.

Ein Jägersteig verläuft nächst der Überschiebungsfläche von P. 2122 aus am Fuße der Peilspitzwände entlang in das Vallschwern hinein. Da zeigen sich in den Aufschlüssen unter der Dolomitdecke stark zerknäulte und ausgewalzte Schichtreste von kalkigem Rät, die oft mit rötlichem Dolomitmylonit zu einer groben Breccie verschweißt wurden. Auch den schon bekannten Karbonmylonit trifft man hier an der Überschiebungsfläche über dem grünlichen Glimmermarmor, zuweilen deuten nur noch graphitisch färbende Schieferfetzen auf den tektonischen Begleiter hin.

Die Dolomitüberschiebung hat in diesem kleinen Abschnitt besonders deutliche Spuren hinterlassen. Ähnlich wie nördlich des Blasergipfels sind auch hier die kalkigen Rätgesteine streckenweise tektonisch vollkommen zerstört oder aber auf meterdicke Partien reduziert worden.

Erst weiter talein im Vallschwern wird das Rät wieder mächtiger und biegt dann in einer großen Stauchfalte angeschopt oberhalb P. 1847 wieder um. Im Kern dieser faltenartigen Schichtumbiegung, die besonders deutlich wird bei der Betrachtung vom Gegenhang aus, steckt eine beträchtliche Linse von schwarzem Karbonmylonit (vielleicht beim Anschub hineingespießt).

Unter den teilweise stark deformierten Rätschichten dieses Abschnittes liegt Hauptdolomit (HD) in annähernd flacher Lagerung, welcher gegen die höher oben überlagernde Dolomitdecke (BD) durch Mylonit und Kalkphyllit deutlich geschieden ist.

F. KERNER (1918) erklärte diesen tiefergelegenen Dolomitzug durch spätere Absenkung von der Dolomitmasse BD an der Südseite der Peil-Sp., was ich aber nicht bestätigen kann. Die Reste von mitgeschürftem Karbon und die tektonisch ausgewalzten Rätlagen der Schubfläche befinden sich ja an der Oberkante des Liegenddolomits (HD).

Eine neue Deutungsmöglichkeit bietet O. SCHMIDEGG (1956, S. 285), der eine tektonische Selbständigkeit dieses Dolomitzuges voraussetzt im Sinne einer „Teilschuppe der Blaserdecke“. Da die oberflächlichen Anrisse nicht tief genug in den Berghang hineinreichen, bleibt diese Ansicht ungenügend belegt.

Faltenschema:

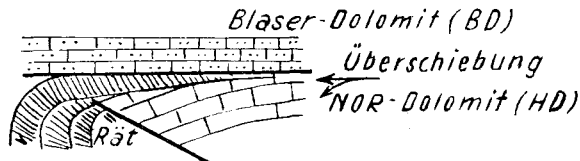


Abb. 3

Bemerkenswert ist der gute Erhaltungszustand dieses z. T. noch gebankten Dolomites (HD), eher wäre Mylonitfazies zu erwarten, wenn man im Sinne SCHMIDEGG's die starre Scholle hineingepreßt denkt. Meine Ansicht ist, daß es hier wohl im Zuge der großen Dolomitüberschiebung

zu Stauchungen der Unterlage kam mit einer Aufwölbung der Liegend-schichten. Dabei könnte der Hauptdolomit in das hangende Rät ab-scherend die Faltenbiegung bei P. 1847 bewirkt haben.

C. Die tektonischen Beziehungen an beiden Schubeinheiten

Die Geländebefunde zeigen an der Überschiebungsfäche des Blaserdolomits mitgeschürfte Reste von Steinacher Karbon, zufolge starker Durchbewegung z. T. nur noch als schwarzer Mylonit erhalten. Auch der Quarzphyllit der Platz-Mahder liegt nahe an der Schubfläche.

Damit wäre ein deutlicher Hinweis auf die Herkunft des Blaserdolomits gegeben, der sich u. E. beim Vorschub des Quarzphyllits zwischen Pferschtal und Gschnitztal losgelöst und an seiner „hochgradig teilbeweglichen“ (O. SCHMIDEGG, 1956, S. 292) Unterlage im Zuge der Nordbewegungen noch Karbon mitgeschleppt hat. Dieser Deutungsversuch fügt sich zwanglos in die feldgeologischen und gefügekundlichen Befunde. Vgl. im Kap. IV. Damit entfielen auch der Rückgriff auf die Deckenlehre (O. SCHMIDEGG, S. 292), wonach die „Blaserdecke“ ein Rest der aus Süden stammenden Kalkalpen sein könnte; wie dies O. MEIER (1925, S. 145) schon für die „Steinacher Quarzphyllitdecke“ postuliert hat. Nicht nur der Blaserdolomit, sondern auch die überschobenen Kössener Schichten bergen vielerorts an der Schubfläche Lagen von schwarzem Karbonmylonit, der auch für diese Schubmasse als „tektonisches Schmiermittel“ gedient hat. Nun sollen aber nach dem Schema von O. SCHMIDEGG (S. 273) die überschobenen Kössener Schichten das primär Hangende des 300—400 m mächtigen Blaserdolomits darstellen. Eine primäre Unterlagerung von Kössener Schichten durch Blaserdolomit konnte ich jedoch im Gelände nicht beobachten; auch an der Nordwestseite des Gebirgszuges zwischen Rote Wand und Kesselspitze reicht der Dolomit der „Blaserdecke“ nicht unter die Kössener Schichten hindurch. Daneben gibt es mehrere isolierte Schollen von Kössener Kalk, die keinerlei Verbindung zu Blaserdolomit haben; darunter auch die von mir neuentdeckten Areale auf der Wasenwand und ober dem Tennenschrofen¹⁾.

Das auf S. 273 von O. SCHMIDEGG konstruierte Faltenschema würde m. E. eher für eine An- bzw. Einpressung von Dolomit in Kössener Kalke sprechen²⁾. Die Unterlagerung der Kössener Schichten durch Karbonmylonit könnte so erklärt werden, daß auch diese (Kössener Kalke) durch einen internen Vorstoß bei der Steinacher Deckenüberschiebung mit der Karbonunterlage südlich vom Gschnitztal in tektonische Berührung kamen.

Diese Ansicht soll nicht die Möglichkeit ausschließen, daß durch eine geringe zeitliche Interferenz beim Deckenvorschub, die in ihrer ursprünglichen Position vielleicht noch direkt miteinander verbundenen Gesteine in ihrer jetzigen Lage nur auseinandergerückt erscheinen. Diese bewegungsmechanisch schwer zu überschauenden Zusammenhänge bieten denn auch keinen Stoff zu einem etwaigen „Für und Wider“ in unseren mit O. SCHMIDEGG (1956) grundsätzlich übereinstimmenden neuen tektonischen Ergebnissen.

¹⁾ Gerade dieses Vorkommen mit Lagen von Karbonmylonit an der Unterseite steht dem Schema einer primären Verbindung mit Blaserdolomit m. E. direkt entgegen.

²⁾ Bereits F. KERNER (1918, S. 156) entschied sich für eine Anpressung von Hauptdolomit an Kössener Kalk am Ostgrat der Lämpermahd-Sp.

III. Die Verzahnung (Verschuppung) der Steinacher Quarzphyllit-Decke mit dem Brenner-Mesozoikum ¹⁾

Der Quarzphyllit der Steinacher Decke hat bei seinem Vordringen gegen das Brenner-Mesozoikum zu den mannigfaltigsten Verschuppungen mit den Karbonatserien geführt. (Vgl. auch F. FRECH, 1905; F. KERNER, 1911; H. DÜNNER, 1934.)

Im Schmurzjochkamm, südlich des Gschnitztales, treten drei Schub-lappen von Quarzphyllit auf. Der tiefste hat sich dicht über der Nor/Rät-Grenze in dünnplattige graue Kalke und Kalkschiefer bis Kalkphyllite hineingeschoben. Er läßt sich geschlossen am Westhang des Rötenspitz in einer Mächtigkeit von 30 bis 40 *m* aus der Martarer Wildgrube bis zum Nordende des Schmurzjochkammes verfolgen. Südlich P. 2312 (Schmurzjoch) wird er an einer Flexur um rund 80 *m* gehoben, wobei der Quarzphyllit auf etwa 100 *m* Mächtigkeit anschwillt. Diese Flexur macht sich auch in der tieferliegenden Nor/Rät-Grenze und weiter abwärts bis tief in den ladinischen Dolomit hinein bemerkbar. Die Hebung des Quarzphyllits wird aber nicht nur durch die steilgestellte Flexur bedingt, sondern auch durch den Umstand, daß die Kalkbänke im Liegenden des Quarzphyllitkeiles gegen Süden ausdünnen. Der Quarzphyllitlappen läßt sich, durch Schuttbedeckung unterbrochen, durch den Schmurzer Kessel und als zirka 40 *m* mächtiges Band um die West- und Nordflanke des Wildseck (Filzeck der Karte) verfolgen bis ins untere Trunatal. Hier gehört wahrscheinlich die große Quarzphyllitscholle oberhalb P. 1563 dazu. Dasselbe Quarzphyllitband zieht (unter Schutt) aus der Martarer Wildgrube auf das Muttenjoch (2400 *m*) und bildet am Muttenkopf (2637 *m*) noch eine südostfallende Deckkappe. Vom Muttenjoch läßt sich dieses Quarzphyllitband durch die Hänge südlich des Hochkreuzgipfels in die äußere Oberberger Wildgrube verfolgen. Nördlich der Schildköpfe (P. 1967) gehören ihm die durch Schutt getrennten Vorkommen von Quarzphyllit bei P. 2083 und knapp nordwestlich P. 2018 an. Die kleine Deckscholle bei P. 2182 westlich der Schildköpfe bildet offensichtlich einen im Süden erosiv abgetrennten Rest dieses Quarzphyllitkeiles. Der zweite (mittlere) Quarzphyllitkeil zieht aus der Beilgrube (P. 2324), deren Grund er weitgehend bedeckt, als wesentlich mächtigeres (als Keil 1) Band am Westhang der Rötenspitze durch, zirka 140—160 *m* über dem ersten Quarzphyllitkeil. Auch dieser Keil hat die gleichen Begleitgesteine wie Keil 1. Dieser Quarzphyllit baut westlich der Oberen Truna-Alm am Schmurzjoch weithin eine Kuppenlandschaft auf.

Der höchste (dritte) Keil läßt sich geschlossen aus dem Bereich der unaufgespaltenen Steinacher Decke, aus dem Raum des Kastnerbergs (2209 *m*) bis zur Rötenspitze (2481 *m*) hinauf verfolgen und baut zirka 100 *m* über dem zweiten (mittleren) Keil den gesamten Gipfelbereich der Rötenspitze auf.

Die zwischen mittlerem (zweiten) und oberem (dritten) Quarzphyllitkeil liegenden Kalke bzw. Kalkmarmore keilen am Ostsporn der Rötenspitze aus, bei P. 2299 werden diese Kalke noch in mehreren isolierten Schollen sichtbar.

¹⁾ Siehe auch Kap. II B.

Im Kamme Rötenspitze—Schmurzjoch sind diese Einspießungen von Quarzphyllitlamellen in die metamorphen Kalke am schönsten und großartigsten entwickelt. H. DÜNNER (1934) hat versucht, diese hier vorhandenen drei Quarzphyllitkeile zum Grundschema für alle anderen derartigen Vorkommen zu machen. Aber schon am Wildseck (Filzeck) und ebenso im Kamm Kreuzjöchl—Hohes Tor, wie auch im Bereich Schwarze Wand—Obernberger Tribulaun—Portjoch zeigt sich, daß eine derartige Schematisierung nicht durchführbar ist.

Am Wildseck wird fast der ganze Gipfelbereich von Quarzphyllit aufgebaut, welcher knapp nördlich des P. 2135 noch eine kleine Scholle metamorphen Kalkes einschließt. Östlich unter P. 2128 treten im Quarzphyllit noch mehrere Schollen von Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes auf. Der gesamte Quarzphyllit des Wildseck taucht tiefer am Hang gegen das Trunatal unter Karbongesteine ein. Diese bilden aber bereits das Hangende der geschlossenen, noch nicht aufgespaltenen Quarzphyllitdecke. Von Osten gesehen müßte demnach der Quarzphyllit am Wildseck Gipfel nach dem Schema Schmurzjoch—Rötenspitze dem obersten, dritten Keil angehören, von Westen gesehen aber dem zweiten, also dem mittleren. (Siehe Fig. 3 auf Tafel 14.)

Am Kreuzjöchl zieht hoch über der Nor/Rät-Grenze — bezogen auf die Ostseite sind es etwa 150 *m* — zu beiden Seiten der Gratschneide ein Quarzphyllitband dahin. Bei P. 2625 südlich des Kreuzjöchls setzt der Schubkeil ein, der auf eine kurze Strecke die Kammhöhe selbst bildet.

Am Kreuzjöchl ist er nur noch auf der Westseite zu sehen. Viel tiefer als dieses Quarzphyllitband stecken in der Nordost- bzw. in der Südostflanke (siehe Karte) zwei kleine isolierte Quarzphyllitschollen in den Rätgesteinen, etwa 50—60 *m* über dem Hauptdolomit. Ihrer Lage nach könnte man sie mit dem (unteren) Keil 1 des Schmurzjochs, das obere Band mit dem dortigen mittleren Schubklappen identifizieren. Nördlich des Kreuzjöchls zieht sich diese obere Lage ganz auf die Ostseite des Hochtorkammes hinüber, biegt dann an einer Flexur steil um zirka 60 *m* herunter und läßt sich, allmählich absteigend, z. T. schuttverhüllt, bis unter den Gipfel des Hohen Tor verfolgen.

Das vorbeschriebene Quarzphyllitband ist einheitlich, nur in verschiedenen Niveaus liegend.

Östlich des P. 2636 setzt nun unmittelbar über dem Hauptdolomit ein geschlossenes Quarzphyllitband ein, das sich entgegen den Angaben H. DÜNNER's, der hier keine Verschuppung mehr vermutete, um die Nord- und Westflanke des Hohen Tor ununterbrochen herumzieht.

Dabei ist zweierlei festzustellen: Erstens steigt dieser Keil von der Nordseite des Berges kontinuierlich von 2400 *m* auf 2580 *m* bei P. 2610 südlich des Gipfels an und befindet sich dort, je nachdem, ob man sich auf die Ostflanke des Kamms bezieht, zirka 160 *m*, oder bezogen auf die Westflanke, 100 *m* über dem Hauptdolomit. Wir sehen somit, wie fragwürdig eine Schematisierung dieser Einschübe im Sinne H. DÜNNER's auch hier ist; denn diese letzten Ausläufer des weiträumigen Verschuppungsphänomens lassen sich nicht in Beziehung setzen zu den Verhältnissen am Schmurzjoch. Die obere der beiden Schubmassen nimmt sehr verschiedene Niveaus innerhalb der Metamorphen Kalke ein, so daß sie ohne zusammenhängende Betrachtung sehr wohl das eine Mal identisch mit Keil 1 wäre,

das andere Mal aus gleichem Grunde der mittleren Schubmasse am Schmurzjoch entsprechen könnte.

Die primäre Westgrenze der Einschübe lag an den Osthängen des Sandestales. Das Quarzphyllitband ist hier meist weniger als 10 *m* mächtig. Westlich des Hochtorgipfels sieht man einmal innerhalb des Quarzphyllits aufgeblätterte und mitgerissene Schollen kristallinen Kalks aus der metamorphen Serie. Wenige Meter daneben kehrt sich das Verhältnis zwischen den beiden Einheiten sogar auf kurze Erstreckung um. Einzelne Phyllitfetzen stecken im entsprechenden Niveau in den Kalk- und Marmorbänken.

Ebenso ist auch die von H. DÜNNER (1934) angegebene starre Systematik der Schubschollen aus der Steinacher Decke südlich des Obernberger Tales nicht anwendbar.

Den westlichsten Quarzphyllitläufer beobachtet man an der Schwarzen Wand (P. 2917). Hier sieht man um den Gipfelbau eine bis zu 10 *m* mächtige Quarzphyllitlage herumziehen, die die metamorphen Kalkserien deutlich nach Westen emporgedrängt hat — das gleiche tektonische Bild wie an der Kirhdach-Sp. bei Gschnitz. — Auf der Westflanke der Schwarzen Wand sieht man den Quarzphyllit, ähnlich wie am Hohen Tor, in den umgebenden Kalkbänken aufsplintern und auskeilen.

Auch am Obernberger Tribulaun ist das Aufspalten einer Quarzphylliteinschiebung zu beobachten. Unmittelbar unter dem Gipfel zieht von Osten her ein kleines Phyllitband bis auf die Westseite hinüber. Eine weitere, tiefergelegene Schubmasse steht als geringmächtige Linse bei 2680 *m* in der Ostflanke zu beiden Seiten des Weges an. Man kann aber auch diese beiden Schollen nicht schematisierend mit den Keilen 1 und 2 des weit entfernten Schmurzjochs vergleichen. Diese beiden Schollen hier liegen nämlich hoch über der Grenze des Hauptdolomits (etwa 300 *m*).

Der Gipfel des Kleinen Tribulaun besteht entgegen den Ausführungen H. DÜNNER's nicht aus Quarzphyllit, sondern aus einem dunklen Kalkphyllit des Metamorphen Kalkkomplexes. Hingegen fand sich an der Ost- und Nordseite des Kleinen Tribulaun (2491 *m*) ein bis zu 30 *m* mächtiges Quarzphyllitband, das sich auf Grund seiner Lage dicht über der Nor/Rät-Grenze am ehesten mit dem tiefsten Einschubkeil an den Osthängen des Martartals gleichsetzen ließe. Dies bezeugt am deutlichsten den Widerspruch in der Deutung von H. DÜNNER, der die hochgelegenen Vorkommen am Obernberger Tribulaun mit den Keilen 1 und 2 am Schmurzjochkamm vergleicht.

Gegen Süden hin springt der Rand der Verkeilung des metamorphen Kalkkomplexes mit der Steinacher Decke dann weit nach Osten zurück. Am nördlichen Roßlaufspitz (2880 *m*) treffen wir auf der Südseite des Gipfels kurz unterhalb des höchsten Punktes noch eine kleine Phyllitmasse als letzten Ausläufer.

Im Pfeiferspitzkamm tritt der Quarzphyllit zwischen P. 2602 und P. 2579 als flache, vielfach im Kalk aufsplitternde Schubmasse auf. In den Osthängen dieses Bergkammes stellt dieses Vorkommen das westliche Ende der Schubschollen dar. Mehrere Schollen von Quarzphyllit verbinden zu dem großen Quarzphyllitkeil, der in der Südflanke des Kleinen Roßlaufspitz, im Bereich des Pferscher Höhenwegs bis in die untere Wildgrubenalp vordringt. Dieser Keil hängt unmittelbar mit der geschlossenen

Quarzphyllitdecke am Portjochl zusammen. Ausläufer dieses Keiles liegen östlich der Rospitze bei 2400 *m* als kleine Fetzen und Linsen in den allenthalben gegen Westen emporgedrückten Gesteinsbänken des Kalkkomplexes. Auch die geringmächtige Lage bei 2500 *m* Höhe in der Südflanke von Bergpunkt P. 2579 gehört dazu.

Ostwärts der Trunatal—Portjoch-Linie (s. unten) wird die Steinacher Decke zum beherrschenden Element. Hier beschränken sich die Einspießungen von metamorphem Kalk im Quarzphyllit auf zahlreiche, im letzteren schwimmende isolierte Schollen, wie z. B. im Bereich des Grubenkopfes (2337) und des Koatnerbergs (2197).

Weiters liegen solche isolierte Kalkschollen im Grazanawald bei Trins, in den Westhängen des Truna-Tales¹⁾, südwestlich des Truna-Jochs, in den Gräben nördlich der Obernberger Kirche, besonders aber in der weiteren Umgebung der Steiner Alm südostwärts des Obernberger Sees. Diese losgerissenen und verschleppten Gesteinsmassen erreichen zuweilen beträchtliche Ausmaße, so besonders an der Gipfelpartie des Grubenkopfes und der großen Felswand nördlich der Steiner Alm. Auch die hohe Wandstufe von Portissen scheint nicht mehr mit der geschlossenen Kalkplatte zusammenzuhängen. Dafür spricht ein kleiner Quarzphyllitfleck, der am Nordende unterhalb der Kalkbänke im Schutt zu beobachten ist.

Diese isolierten Kalkschollen im unaufgespaltenen Steinacher Quarzphyllit entsprechen faziell vollkommen den Gesteinstypen, wie sie im geschlossenen Verbreitungsbereich des Kalkkomplexes auftreten. Eine stärkere Verknüpfung des Gesteins innerhalb der Schollen (H. DÜNNER, 1934) existiert nicht.

Der Metamorphe Kalkkomplex zieht aber auch als geschlossenes Schichtpaket im Hangenden der norischen Dolomite unter die Steinacher Quarzphyllitdecke hinein, wobei die mesozoischen Gesteine gegen Osten hin ausdünnen.

Am Nordhang des Pflerschtals ist die Aufschiebungsgrenze der Steinacher Decke gegen die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes besonders gut aufgeschlossen; sie steigt stark auf und ab, eine Durchmischungszone fehlt. Das Auf- und Absteigen der Schubbahn beruht sicher auf der verschieden tief greifenden Abschürfung der Sedimentunterlage durch die eindringende Steinacher Decke. Nur an einer Stelle, südlich des Grubenkopfes, hat sich eine schmale Phyllitzone, die gegen Westen ausspitzt, über 200 *m* tief in die obersten Meter des Kalkkomplexes hineingeschoben.

IV. Beschreibung des inneren Gebirgsbaues

Es wird sich im folgenden zeigen, daß auch das Tribulaunmesozoikum engeren Sinnes ebensowenig eine „ruhige Lagerung“ im Sinne O. MEIER'S (1925) aufweist, wie der nördlich angrenzende Serles—Kirchdachkamm. Vielmehr ist der ganze Gebirgsstock auch über die Quarzphyllitverschuppungen hinaus von einer recht kräftigen Tektonik ergriffen worden.

¹⁾ Siehe auch O. SCHMIDEGG (1956, S. 292).

Aus einer in Übersicht gebrachten Verteilung der in den Triashorizonten gemessenen Flächendaten ist eine großräumige Synklinalstruktur als vorherrschendes tektonisches Element ersichtlich, die erstmalig von F. FRECH (1893, S. 9) erkannt wurde. Eine um Nordwesten streichende Muldenachse (E bis SE geneigt) zeichnet sich ab. Besonders tritt sie in Erscheinung im vorderen Pinnistal und im äußeren Gschnitztal (Depression von Trins). Im nördlichen Teil dieses Talabschnittes zeigt sich im Bereich des Tennenschrofen ein Abtauchen nach SW, südseitig dieses Talbereiches ein NW-Einfallen östlich von Trins, westlich dieses Ortes ein S-Einfallen.

Die Depression von Trins wird durch das gegensinnige Abtauchen mächtiger Gesteinsverbände auch in der Geländebetrachtung sichtbar markiert.

Es sei hier der Hinweis erlaubt auf die im Niveau höher liegende flache Einmündung der Kalkkögelgruppe, der nordwestlichen Fortsetzung unseres Gebietes. F. FRECH (1905, S. 29) und E. HOSP¹⁾ (1953, S. 3; S. 28).

Berücksichtigt man ferner die heutigen Höhenlagen der Triasuntergrenze, so ist einerseits im Gschnitztal vom Pinnisjoch (2400 *m* Höhe) bis zum Brandachsteig in 1420 *m* Höhe ein rascher Abstieg nach Osten gegen das Silltal hin zu verzeichnen — worauf R. v. KLEBELSBERG (1941, S. 288), schon hingewiesen hat — und was dem Abstieg der Geologischen Ebenen zum Brenner hin (R. KLEBELSBERG, 1935 und 1920) entspricht.

Andererseits zeigt sich im Nordosten nahe der „Maria Waldrast“ bei zirka 1760 *m* Höhe über Nordgrat „Weiße Wand“ (bei 1720 *m* Höhe) bis zum Salfauner Berg (bei zirka 1300 *m* Höhe) oberhalb Steinach ein Gefälle nach Ost-südosten an. In auffallendem Zusammenhange damit steht die bedeutende Mächtigkeitsabnahme der Triasdolomite nach Ost-südost, d. h. zum Silltal hin.

Bemerkenswert erscheint ferner die deutliche Diskordanz zwischen dem Stubai-Alt-kristallin und der Triasauf lagerung, wie sie besonders hervortritt im Gschnitztal vom Pinnisjoch bis zum Nennes-Bach, sowie an der Elfer-Sp. (s. a. O. MEIER, 1925, S. 82, 83).

Innere Durchbewegung.

Schon im stratigraphischen Teil wurde, insbesondere bei der Betrachtung der Gesteine des Metamomorphen Kalkkomplexes, darauf hingewiesen, wie stark diese Gesteine tektonisch geprägt sind. Vom Dünnschliffbereich bis zum Handstück war als bestimmendes Merkmal für die deformativ-prägende der Gesteine ein Zusammenwirken in allen Stadien und Varianten von Fältelung, Faltung und Abscherung festzustellen. Dieses Prinzip scheint sich nun in der Großtektonik fortgewirkt zu haben in der Form, daß gegenüber der Faltung und Fältelung waagrechte Scherung, Verschuppung stark vorherrschen mit z. T. beachtlichen Beträgen der Bewegungsweite.

Da Schichtflächen mehr oder weniger auch Inhomogenitätsflächen darstellen, sind sie auch zu internen Gleitbewegungen benutzt worden. Dabei haben manche Schichtglieder auf Grund ihrer größeren Plastizität direkt als ideale Gleithorizonte gewirkt. Hier sind besonders die ehe-

¹⁾ HOSP, E.: Beiträge zur Kenntnis der Kalkkögel und deren Basisgesteine. Ungedr. Diss. Universität Innsbruck, 1953.

maligen Mergelkalke aus dem Hangenden des Hauptdolomits, die dunklen Kalkphyllite und das karnische Tonschieferband zu nennen. Aber auch die rasch an- und abschwellige Mächtigkeit der Marmorlagen im Metamorphen Kalkkomplex ist mit einer Folgeerscheinung der gewaltigen Durchknetung ganzer Gesteinsstockwerke. Schauplätze dieser Prägung befinden sich an den Westhängen des Schmurzjoches, des Hochtorkammes, des Roßlaufspitz und in einigen Wänden des Serles—Kirchdachkammes, wie z. B. zwischen Serlesjöchl und Lämpermahd-Sp.

Bewegungsflächen.

Zwischen den Triadischen Sedimentmassen und dem Kristallinen Unterbau haben tektonische Bewegungen stattgefunden. (Vgl. auch F. FRECH, F. KERNER, O. MEIER, H. DÜNNER [1934]). Wir wollen dafür einige überzeugende Beispiele anführen. Die Trias der Weißwandspitze, ganz im Westen des Gebietes, wird von einer ausgesprochenen Bewegungsfläche gegen das unterlagernde Kristallin begrenzt. Kristallinschieferungsflächen und Bankung des Sediments liegen annähernd parallel. Verrucanogesteine fehlen, sie sind wohl der Abscherung zum Opfer gefallen. Am Westende der isolierten Dolomitkappe liegt eine mehrfache, tiefgreifende Horizontalverkeilung der beiden Einheiten Kristallin und Trias vor, die F. FRECH (1905), ebenso wie die weniger deutlich ausgeprägte Verzahnung der Triasgrenze am Goldkappl eingehend beschrieben hat.

Zu einer ähnlichen Verschuppung kommt es nochmals oberhalb von Annichen im Pferschtal. Hier hat sich ein etwa 50 *m* langer und 20 *m* mächtiger Keil von Trias-Dolomit zirka 40 *m* unterhalb der Kristallin-Obergrenze in dieses hineingeschoben.

Auch unweit östlich vom Pinnisjoch (2369 *m*) ist der Triasdolomit längs flachliegender Bewegungsflächen lokal in die Kristallinunterlage keilartig eingeschuppt worden. Einen kurzen Hinweis darüber gibt H. DÜNNER (1934, S. 92).

Der zweite Horizont, an dem sich derartige Abscherungsbewegungen unmittelbar nachweisen lassen, ist das Raibler Band. Auf weite Strecken hin ist dieses völlig ausgequetscht, so z. B. in dem Geländeabschnitt zwischen Zais-Sp. Nordabfall und dem Hohen Tor. Ebenfalls östlich und westlich des G'haggrabens und im gesamten Bereich zwischen Kitzschrofen und Gsträunjöchl im Sandestal sowie letztlich auch lokal im Serles—Kirchdachkamm.

Dafür stehen neue Beispiele bereit, die wir im Zuge der Kartierungsarbeiten antrafen. In der Nordflanke des Grates zwischen dem Pferscher Tribulaun und dem Goldkappl treten Raibler Schichten (schwarze sandig-tonige Phyllite) treppenartig übereinandergestaffelt auf. Zum Teil sind diese Linsen über die normale Mächtigkeit hinaus tektonisch angeschoppt. Die einzelnen, annähernd horizontalen Lagen (Staffeln) liegen mit 5 bis 30 *m* Abstand übereinander, wobei sie sich bis zu 50 *m* übergreifen können und an einer Stelle auch nach Art einer „horsetailstructure“ zungenförmig aufspalten. (Vgl. Fig. 1 auf Tafel 14.) Das Band der Raibler Schichten bildete einen Gleithorizont, an dem das ganze Schichtpaket flachbahnig zerschert und staffelförmig übereinandergeschoben worden ist.

Ähnlich haben sich die tektonischen Kräfte ausgewirkt im karnischen Horizont rund um das Hohe Tor, von der Nordflanke der Zaisspitze bis

zum Kitzschrofen auf der Ostseite des Sandestales. Hier ist, besonders westlich der Saxentalschuttrinne, eine riesige Zertrümmerungszone entstanden, innerhalb der ladinischer und norischer Dolomit völlig zergrust sind. Das Tonschieferband der Raibler Schichten ist, soweit überhaupt noch vorhanden, gleichermaßen mylonitisiert. Meistens ist es jedoch vollständig ausgequetscht. Auch hier hat der horizontale Schub an dieser Inhomogenitätsfläche Gleitbewegungen ausgelöst, die bis zu einer völligen Auswalsung führten. Unterer und Oberer Dolomit stoßen nun an einer wellenförmigen Grenzlinie, vergleichbar einer riesigen Drucksutur aneinander.

Ein Beispiel für tektonische Verschleppung bietet der Raibler-Horizont am Schmurzbach SW von Trins. Wenige Meter über dem eigentlichen Schieferband findet sich im Hauptdolomit noch eine abgequetschte Tonphyllitlinse. Es ist bezeichnend für die Abhängigkeit der Mineralisation von der tektonischen Beanspruchung des Gesteins, daß gerade die stark verknieteten Stellen des Raibler Bandes hier starke Biotitführung aufweisen.

Im G'haggraben, südlich der Schneetalscharte tritt eine tektonische Verdoppelung der Raibler Schichten auf, die hier durch 200—300 *m* Dolomit tektonisch getrennt übereinander auftreten.

Unmittelbar östlich der Stelle, wo der Weg vom Pflerschtal herauf den „Höhenweg“ (der A.-V.-Karte) trifft, findet man am oberen Ende der abgeglittenen Dolomitscholle — „Dürrer Igel“ — einen Fetzen Raibler Schichten im Dolomit eingeklemmt. Es handelt sich um sandige Tonphyllite mit lagenweiser reicher Biotitführung. Weiter ostwärts, setzt unmittelbar westlich der Stelle, wo der Höhenweg sich nordwärts in den G'haggraben wendet, ein geschlossenes, bis zu 4 *m* mächtiges Tonschieferband ein, das bis zu den aus dem Tribulaunkar kommenden Bächen reicht.

Man könnte aus dem Gesteinshabitus heraus diese sandig-tonigen Phyllite durchaus für das autochthone Raibler Niveau ansehen, würden nicht an derselben Südflanke des Pflerscher Tribulaun 200—300 *m* höher nochmals Raibler Schichten — von 2520 *m* Höhe nordwärts des Gogelberges — bis auf 2240 *m* absteigend in den G'haggraben ziehen. Diese sind hier auf den letzten 200 Horizontalmetern westlich und auch auf weite Strecken ostwärts des Baches völlig verquetscht. Die Grenze Kristallin/Trias verläuft, stark gestört und von Querstörungen durchsetzt, steil westwärts ansteigend. Auch das obere Tonphyllitband steigt nach Westen stark an, während dieses untere Raibler Band auf seiner ganzen Ost—West-Erstreckung völlig horizontal verläuft. Eine fast vollkommen ungestörte Triasplatte über der unteren Tonschieferlage würde nicht nur einer horizontalen Lagerung der unteren Tonschiefer widersprechen, sondern auch nicht in die Gesamttektonik der Triasplatte als Ganzes hineinpassen. Man wird daher dieses zweimalige Auftreten eines Tonphyllitbandes an der Südseite des Pflerscher und des Gschnitzer Tribulaun auf tektonische Verschleppung durch Scherbewegungen im Karnischen Horizont zurückführen müssen.

Eine weitere bedeutende Abscherungsfläche tritt in den Westabstürzen des Großen Roßlauf und der Rotspitze auf. Der Pflerscher Höhenweg folgt an der Ostseite des G'haggrabens oberhalb steiler Hauptdolomit-

schrofen einem schmalen Grasband über typischen Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes. Dieses steigt dabei von 2200 *m* im G'haggraben südwärts auf 2320 *m* Höhe an. Bei den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes handelt es sich hier um dünnplattige, dunkle, kalkige und mergelige Typen mit stellenweise reicher Querschnittführung. An einigen Punkten ist auch ein phyllitischer Habitus vertreten. In 2250 *m* Höhe schalten sich dickbankige graue, feinkristalline Kalke ein. Betrachtet man dieses Grasband von Westen aus, so fallen bei günstiger Beleuchtung mehrere Details auf:

a) Der Hauptdolomit unterhalb des Grasbandes fällt konkordant mit den ihm aufliegenden dunklen, mergeligen Gesteinen flach nach Nordosten ein. Diese bilden das normale Hangende des Hauptdolomits, das unterste Rät.

b) Über dem Grasband folgt nochmals ein mächtiger Keil von Hauptdolomit, der am Nordende des grasigen Bandes rund 200 *m*, am Südende, unmittelbar westlich der Rotspitze, noch zirka 60 *m* mächtig ist. Dieser „Hangende Hauptdolomit“ fällt mit der ihm normal auflagernden metamorphen Kalkserie süd- bis südostwärts ein und stößt an dem etwa 20 *m* mächtigen schiefrigen Band (Grasband) zum Teil mit scharfer Diskordanz ab. Erst gegen die Steilabbrüche ins Pferschtal hin, an der Geländekante G'haggraben—Pferschtalhang, schmiegt er sich konkordant seinem tektonisch Liegenden an.

c) In den überschobenen metamorphen Kalken ist eine große (Zehnermeter-Bereich) liegende Spitzfalte zu beobachten, die aus den weiter oben erwähnten dickbankigen grauen Kalken gebildet wird. Ihr Liegendschenkel ist abgesichert und ausgequetscht. Das flammartig verzogene Scharnier zeigt nach Norden.

Die gesamte Schubbahn hat mindestens die Länge, über die sich das dunkle Kalkschieferband (Grasband) verfolgen läßt (zirka 800 *m*). (Siehe Fig. 2 auf Tafel 14.) Aber es liegt hier wohl nicht eine einfache Überschiebung oder auch Unterschiebung allein vor, sondern die Spitzfalte läßt darauf schließen, daß auch großräumige Verfaltungsvorgänge, zumindest in den plastischeren „Rät“-Gesteinen, mit beteiligt waren. Ein tektonisches Übereinandergreifen dieses Ausmaßes kann nicht ohne weiteres auf kurze Entfernung aufhören oder abklingen. Nach Süden streicht diese Scherfläche südwestlich der Rotspitze in die Luft aus. Im Norden könnte man in den „Straden“ auf der Ostseite des Sandestales eine Fortsetzung dieser großen Horizontalverschiebung erblicken.

Unterhalb des Hohen Tor hat am Kitzschrofen das Raibler Band eine Höhe von 2233 *m* erreicht. Dem allgemeinen Ansteigen der Schichtgrenzen im Sandestal entsprechend, würde man dieses Band nördlich des Gsträunjöchls bei zirka 2300 *m* Höhe erwarten. In dem ganzen Schrofen- und Schutthalden östlich der neuen Tribulaunhütte ist entgegen den Angaben H. DÜNNER's (1934, S. 104) im entsprechenden Niveau aber kein Tonphyllithorizont zu finden.

Unweit nördlich der Serpentina des Tribulaunweges findet sich hingegen bei 2090 *m* Höhe, also knapp 100 *m* über der Kristallingrenze, eine Linse des dunklen Tonphyllits. Ihre Mächtigkeit beträgt 4—5 *m*, ihre Nord—Süd-Erstreckung etwa 300 *m*. Man könnte nun angesichts

der geringen Mächtigkeit des ladinischen Dolomits an die Möglichkeit einer Mächtigkeitsanomalie, eines „Loches“ in dieser Stufe denken. Gegen eine derartige geringe Mächtigkeit infolge einer Sedimentationsverzögerung spricht aber das allgemeine Nord- bis Nordostfallen des Dolomits, denn das Einfallen müßte diesfalls gegen Süden gerichtet sein. Auch hier liegt wohl ein tektonischer Schubspan vor, was auch durch die enorme Zergrusung, vor allem des liegenden Dolomits, unterstrichen wird. Für das lokale Fehlen der karnischen Stufe in normaler Höhe über dem Öztaler Kristallin muß daher tektonische Verschüfung als Ursache angenommen werden.

Am Muttenkopf, der den südlichen Abschluß des Martar (Martheiertales) bildet, tritt uns das Zusammenspiel von Faltung und scherender Bewegung in einem weiteren großartigen Beispiel entgegen. In der Nordwestflanke ist die von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) eingehend beschriebene Doppelfalte aufgeschlossen. Auf halber Höhe der Wand zieht eine horizontale Schubbahn, die das nach Norden weisende obere Scharnier durchschneidet. Man kann nun von der Martarer (Martheierer) Wildgrube aus unschwer das breite Schuttband, welches dieser Scherfläche folgt, betreten. Hier findet man dunkle kristalline Kalke, mergelige Kalkschiefer und Kalkphyllite, die ihrer Lage nach dem untersten Metamorphen Kalkkomplex, also dem Rät angehören. Hier haben wir nun keine einfache Hauptdolomitfalte (nach FRECH-KERNER) vor uns, sondern eine komplizierte Verfaltung von Rätkalken und norischen Dolomiten.

Die Abscherungsbewegungen äußern sich noch deutlich in der Zerreißung des gemeinsamen Mittelschenkels der beiden Faltenscharniere. Die zirka 400 m lange Liegendfalte zeigt nach Süden. Die eigentliche Umbiegung ist scharf wie eine ins Riesenhafte vergrößerte Spitzfalte aus den Bänder- oder Glimmermarmoren. Die Form der Verbiegung erklärt sich als Funktion von Scherbewegungen. Die eigentliche Hauptschubfläche am Schuttband in der Wand zeigt an einer Stelle eine großwellige Stauchung. Diese wellige Verbiegung der tektonischen Grenze äußert sich in den überhängenden Dolomitbänken der Hangendpartie in Form von Wülsten mit mehreren Metern Spannweite. Sie streichen ungefähr N—S bis N 30 Ost. Dies deutet auf eine Abscherung in Richtung W—NW. Aus einiger Entfernung, so aus dem Raum Martarer (Martheierer) Hochalm läßt sich dies in Übersicht gut beobachten: das angeschnittene obere Faltenscharnier erscheint deutlich vom anderen getrennt und nach Norden gerückt (siehe Fig. 5 auf Tafel 14).

Den großen Faltungen und Abscherungen entsprechen tektonische Vorgänge kleineren Ausmaßes, die sich im ganzen mesozoischen Sedimentkomplex vom Meter- über Handstücksbereich bis in Dünnschliffdimensionen ausgewirkt haben.

Wir beobachten nicht nur in den ehemals mergeligen Typen, den Kalkphylliten, sondern auch in weit weniger mobilen und formbaren dickplattigen bis bankigen kristallinen Kalken bis zu mehreren Meter große Zonen intensiver Faltung, die sich zuweilen zu wilder Kleinfältelung steigert. Solche Faltungszonen des Meterbereichs trifft man am Schmurzjochkamm nördlich der Rötenspitze, am Plateau östlich des Obernberger Tribulaun und am italienischen Militärweg zwischen Portjoch und den alten Unterständen auf der Südseite des heutigen Grenzkammes.

Zwei weitere Faltungszonen, eine in der unteren Wildgrubenalp, zwischen Kleinem Roßlauf und Rotspitze gelegen, die andere im Ausgang des Schneeigen Kars, südöstlich des Obernberger Tribulaun, zeigen besonders wirkungsvoll das Zusammenspiel von Verfaltung und horizontaler Abscherung. Im erstgenannten Fall befindet sich eine große, liegende Falte inmitten scheinbar ungestört liegender Kalkbänke.

Ähnlich, doch etwas komplizierter, liegen die Verhältnisse auf der Südseite des Obernberger Tribulauns unterhalb P. 2550. Dort beobachtet man in etwa 2300 *m* Höhe eine zwischen Scherflächen liegende, nach Westen gerichtete Spitzfalte von Zehnermeter-Ausmaß. Deren Faltenstirn ist ebenfalls wieder flammenartig verzogen. Sie wird unterlagert von einem linsenförmigen Schubspan aus dickbankigen, kristallinen Kalken, der seinerseits wieder durch einen von Scherflächen begrenzten Keil des gleichen Materials unterschoben worden ist.

Ein eindrucksvolles Beispiel für die mit Überschiebungen einhergehenden Schichtenverbiegungen nördlich vom Gschnitztal bieten einige große Flexuren wie z. B. die am Grat zwischen Fopp-Mandl (2412 *m*) und Wasenwand (2563 *m*) aufgeschlossene Stauchfalte. (Frühere Angaben von F. KERNER [1911, S. 349], F. FRECH [1905, S. 30] und F. FUCHS [1939, S. 245].) Damit in Zusammenhang steht wohl die Steilstellung von Hauptdolomit und untersten Rätschichten auf der den Podelle Mahdern zugekehrten Seite der Flexur. Dort steht in zirka 2270 *m* Höhe, von Gehängeschutt umgeben, Hauptdolomit an, der mit N 50—65° E im Streichen übereinstimmt mit der Richtung der steilgestellten Kalke auf der Südwestseite der Flexur.

Nach F. FUCHS (1939, S. 253) wurde diese Z-förmige Flexur durch den Anschlag des Blaserdolomits verursacht, von dem ganz in der Nachbarschaft bei P. 2209 (östl. unter Fopp-Mandl) ein isolierter Rest erhalten ist.

Das schmale Areal überschobener Kössener Schichten im Gipfelbereich der benachbarten Wasenwand könnte wohl in ursächlichem Zusammenhang mit dieser Flexur stehen, wie auch die liegende Falte am Südostgrat der Kessel-Sp. (s. a. A. SPITZ, 1918, S. 191).

Ähnliche Flexuren in hundert Meter Ausmaßen finden sich auch südlich des Obernberger Tribulauns im Pfeiffer-Sp.-Kamm und in der Südflanke des Kreuzjöchls, d. h. in der innersten Obernberger Wildgrube.

Brüche und steilstehende Bewegungsflächen.

Die gesamte mesozoische Schichttafel ist von zahlreichen Brüchen förmlich zerhackt worden und auf der Südseite des Gschnitztales dort, wo sie ostwärts endgültig unter den Quarzphyllit taucht, von z. T. gewaltigen Verwerfungen abgeschnitten. Diese Bruchtektonik erweist sich als jünger gegenüber all dem oben beschriebenen tektonischen Geschehen innerhalb dieses Raumes.

Beginnt man die Betrachtung der Brüche im Gebiet südlich des Gschnitztales, so begegnet man gleich in der Nordflanke des Goldkapplgrates mehreren steil stehenden Störungen, von denen nur eine flacher gegen Osten sich neigt. Eine andere schneidet die markante Gipfelpyramide des Goldkappl gegen Osten ab. Zwei weitere befinden sich am Sandesjoch und unmittelbar westlich davon; sie sind an der geringfügigen Absenkung des Raibler Bandes erkennbar.

F. FRECH (1905) führte die gespaltene Gestalt des Pflerscher Tribulaun auf durchziehende Verwerfungen zurück, deren Verstellungsbetrag gering ist, weil der Raibler Horizont gänzlich ungestört durchstreicht.

An der Ostseite des Sandestals sind nur nördlich des Kreuzjochgipfels zwei kleine Verwürfe wahrzunehmen, die dort einen Keil etwa 20—30 *m* aus der Umgebung herausheben. In dem an der Gratschneide durchziehenden Quarzphyllit schwächt sich die nördliche der beiden zu der bereits oben erwähnten Flexur ab, die andere zieht durch eine Schlucht in die innerste Martarer (Martheirer) Roßgrube. Beide stehen sehr wahrscheinlich in Verbindung mit einer größeren, steil südfallenden Verwerfung, die tief unten die Grenze Altkristallin/Trias um 40—50 *m* talaus ansteigen läßt.

Nördlich der Valliser Alm wird der Kitzschrofen gegen das Hohe Tor durch eine gewaltige Schlucht abgeschnitten, durch die eine Blattverschiebung mit meterbreiter rötlicher Mylonitzone durchzieht. An der Westseite des Sandestals läuft durch die isolierte Dolomitkappe der Garklerin eine Störung ohne Mylonitzone wie ein scharfer Schnitt, dessen Fläche N 35° W streicht und 55° nach NO einfällt. Einer größeren Störung folgt in der Nordflanke der Zaißspitz eine tiefe Schlucht, die östlich der Gschnitzer Kirche einen breiten Schuttstrom zu Tal schickt. Hier stößt auf der Ostseite das Raibler Band (noch 8 *m* mächtig) in 1800 *m* Höhe ab, zirka 60 *m* darüber zieht auf der Westseite ein nur noch wenige Zentimeter dickes Band plastischen Raibler Mylonits in die Schlucht herein.

Ein zweiter Verwerfer zieht gegen den Gipfel der Zaißspitze empor. An dieser Störung folgt eine Absenkung des Westflügels um 10 *m*.

Am Nordende des Schmurzjochs wird die hohe Wand des Bergler Schrofens von mehreren Störungen durchzogen. Vermutlich scharen sie südwärts in die noch zu erwähnende Bruchzone im Truna-Tal ein. Unweit östlich St. Magdalena stößt der karnische Horizont bei 1640 *m* Höhe an einem Bruch scharf ab, der das Gestein völlig zergrust hat. Auf der Ostseite der breiten Schlucht, die diesem Bruche folgt, zieht das Raibler Band in 1560 *m* Höhe wieder weiter.

Westlich des Schmurzbaches liegt eine weitere bedeutende, steil nach Westen fallende Störung in einer breiten Runse, die zum Rand des Schmurzer Kessels hochzieht. Der Tonphyllithorizont der Raibler Schichten steht bei 1530 *m* an und verläßt sie auf der Ostseite bei 1570 *m*. Diese beiderseitigen Brüche führen im Bereich des Bergler Schrofens zu einer grabenbruchartigen Einsenkung.

Auch das untere Trunatal und das Gelände westlich davon sind von zahlreichen Störungen durchzogen, worauf schon die allenthalben ins Auge fallende starke Gesteinszerrüttung hinweist. Westlich von P. 1563 zieht ein Verwurf in einen kleinen Wassergraben, an dessen Ostseite metamorphe Kalke zwischen 1520 *m* und 1640 *m* Höhe an Hauptdolomit grenzen. Auch gegen Süden wird der Antemonekopf (P. 1563 der Karte) von einer Störung abgeschnitten. Hier grenzen in einer Runse Oberer Dolomit im Norden und, talaufwärts (im Süden), dunkle Kalkphyllite, Kalkschiefer, graue plattige Marmore — als typische Vertreter des Metamorphen Kalkkomplexes — aneinander, es ergibt sich ein Verwerfungsbetrag von zirka 100 *m*.

Die Lagerungsverhältnisse im Truner Bach selbst und östlich davon lassen darauf schließen, daß auch hier eine oder mehrere Störungen durchziehen. Zu beiden Seiten des Grabens talauswärts ist der norische Dolomit stark zerrüttet und stellenweise völlig zergrust. Zudem steigen die Schichtgrenzen ganz „unprogrammgemäß“ auf der Ostseite zunächst steil um zirka 40 m wieder an, um dann erneut abzusinken. Das deutet auf eine Einknickung im Bereich des Truner Grabens. Unweit talauswärts des Vallzam (Vallzahn)-Baches grenzen die hangenden Kalkserien des Hauptdolomits an einer steilen Störungsfläche mit mindestens 90 m Sprunghöhe an den östlich anschließenden Quarzphyllit an.

Anschließend betrachten wir das Verhältnis der Sedimentplatte zu ihrer kristallinen Unterlage im Bereich des Pflerschtals. Während allgemein nördlich des Grenzkammes eine kräftige Diskordanz an der Triasbasis anzutreffen war, liegt hier, abgesehen von den großen Störungszonen, vor allem der des G'haggrabens, oft eine weitgehende Konkordanz der Sedimentbankungsflächen und der kristallinen Schieferung vor. Meines (W. E. MÜLLER) Erachtens liegen hierin Anzeichen dafür, daß zunehmend nach Süden die Trias immer stärker mit ihrer Unterlage bewegt und in sie eingeschuppt oder eingefaltet wurde. Ein Phänomen, das in den Schneeberger und Moarer Weißen seinen Höhepunkt erreicht mit einer vollständigen Einklemmung in die Schiefergneise bzw. an der Grenze Altkristallin—Schneeberger Zug. Am auffälligsten zeigt sich das innerhalb des Gebietes an der Weißwandspitz im oberen Pflerschtal, wo die Auflagerungszone bei etwa 2850 m SH. liegt. Am Westende des Goldkappl streichen die Dolomite hingegen bei 2600 m SH. in die Luft aus. Dazwischen aber ragt der Hohe Zahn bis zu 2931 m auf. Trotzdem benötigt man hier zur Erklärung die von F. FRECH (1905) angegebenen Dislokationen nicht, denn die eingemessenen Flächendaten weisen in diesem Raum eine Antiklinale mit ungefähr Nord—Süd verlaufender Achse, die unter dem Gipfel des Hohen Zahn durchzieht. Auf ihrer Westflanke liegt annähernd konkordant die isolierte Dolomitzkappe der Weißen Wand mit WNW-Einfallen. Auf der Nordseite des Hohen Zahn ist im Altkristallin noch ein Stück des Faltenkerns aufgeschlossen. (Siehe Fig. 4 auf Tafel 14.) Ostwärts schließen sich gegen den Gogelberg hin mehrere kleine Verwerfungen an. Eine zieht vom Fuß der Wand durch eine breite Runse entlang dem Normalweg zum Pflerscher Tribulaun gegen den Grat. Obwohl die Sprunghöhe nur 10 m beträgt, begleitet sie doch, besonders in der Schlucht, die von der Halde bis zu der Verebnung in 2520 m SH. emporzieht, eine meterbreite Zone mit starker Zertrümmerung.

Knapp 100 m östlich davon ist an der südlichen Fortsetzung der Sandesjochstörung der karnische Horizont um etwa 30—40 m abgesunken.

Die Triasuntergrenze steigt östlich des Gogelbergs rasch, doch gleichförmig ab bis zu den markanten Dolomitschrofen „Dürrer Igel“ der A.-V.-Karte, wo wir eine breite Zone lebhafter Bruchtektonik erreichen. Durch eine tiefe Schlucht unmittelbar westlich des Schrofens verläuft eine große Verwerfung, die sich ins Tribulaunkar fortsetzt und von dort durch einen weithin sichtbaren Einschnitt auf den Ostsporn des Gschnitzer Tribulaun zieht. Wahrscheinlich läuft sie aber durch die breite Schlucht auf der Nordostseite des Berges in die Halde unter der Schneetalscharte weiter. Das Raibler Band zieht auf der Westseite dieses Verwurfes bei 2480 m Höhe

in der Südflanke des Pferscher Tribulaun durch. Östlich davon, auf den grasigen Böden des äußeren Tribulaunkars, entdeckt man gerade über den Steilabbrüchen in rund 2380 *m* SH. einen ausgedehnten Flecken Raibler Phyllite. Darüber folgt noch ein kleiner Erosionsrest von Hauptdolomit. Somit ist die ungefähre Sprunghöhe hier mit 100 *m* zu bestimmen.

Der „Dürre Igel“ selbst und das westlich angrenzende Dolomitschrofen-
gelände reichen tief in die kristalline Unterlage hinein. Man könnte den „Dürren Igel“ für eine jüngere Gleitscholle halten, die an einer etwa hangparallelen Gleitfläche um zirka 60 *m* abgesackt ist. Unter einer Anzahl von Verwerfungen tritt besonders hervor eine Verschiebung, die nach oben einen stumpf zulaufenden Keil ladinischen Dolomits begrenzt, der sich von Süden her weithin als hellgraue Wand von den dunklen Glimmerschiefern abhebt, in die er sich etwa 50 *m* horizontal hineingeschoben hat.

Eine weitere Störungsfläche versetzt am Südsporn des Gschnitzer Tribulaun, auf der Ostseite des großen Schuttkars das Raibler Band, welches hier in 2320 *m* SH. durchzieht, um 10 *m* tiefer. Sie ist als steil gegen Westen fallender breiter Riß weithin sichtbar.

Einem gewaltigen Bruch folgt die von steilen Wänden begrenzte Schlucht in der Mitte des G'haggrabens, wo der karnische Tonschieferhorizont ostseitig bei 1800 *m* abstößt. Von Westen her läuft die ihn vertretende ladinisch-norische Schichtfuge etwa bei 2240 *m* SH. herein. Somit können wir, bezogen auf die ungestörten, nordwestlichen Teile des Pferscher und des Gschnitzer Tribulaun, nicht aber auf die stark gestörten und abgesenkten des Bereiches zwischen „Dürrem Igel“ und dem G'haggraben, für diese Störung eine Sprunghöhe von rund 350 *m* annehmen. Den meisten dieser Brüche, besonders der westlich des abgeglittenen Dolomitschrofens und der letztgenannte, fehlt fast völlig eine Mylonitzone. An glatter Fläche grenzen jeweils die verschiedenen Gesteinsbänke aneinander.

Am Westabsturz des nördlichen Roßlauf ist ein Ost—West-streichendes Störungsbündel fächerartig angeordnet, an dem ein Keil von Rätkalk 60 *m* tief in den Hauptdolomit abgesunken ist.

Die Kristallingrenze steigt ganz allmählich ab, von Höhe 1640 *m* auf der Ostseite des G'haggrabens bis auf 1380 *m* am Kehrentunnel der Brennerbahn in Außerpfersch. Da die Grenze Kristallin/Trias hier fast durchwegs eben talaus läuft, vollzieht sich der Abstieg um 260 *m* nur an drei steil ostfallenden Störungsflächen. Der ersten folgt ein Bach unweit der letzten Häuser taleinwärts des Weilers Annichen. Wir beobachten da eine Absenkung um knapp 100 *m* nach Osten. Die nächste gleichsinnige Verwerfung fällt in die große Bachrunse, welche aus dem Kar unter der Rotspitze kommt. Hoch oben an der Nor/Rät-Grenze erscheint diese Störung als vertikaler Bruch mit einer Sprunghöhe von ungefähr 50 *m*. Am Schnittpunkt mit der Triasbasis geht sie in eine etwa 30° Ost fallende Abschiebungsbahn über mit dem gleichen Verstellungsbetrag (50 *m*). Somit wird hier auch die Tendenz der Schiefergneise deutlich, die mehr oder minder steilstehenden Brüche der mesozoischen Sedimentplatte abzupuffern und in flachliegende Scherflächen umzuwandeln.

Bei der Pferscher Kehre der Brennerbahn grenzen unweit östlich des oberen Tunnelportals Altkristallin und ladinischer Dolomit an einer 80 *m* hohen, steil (60°) nach Westen einfallenden Störungsfläche aneinander. Diese Störung fällt also entgegengesetzt zu jenen ein, die das Absteigen

der Triasbasis nach Osten im Pferschtal bedingen. Dementsprechend ist die Triasbasis an dieser Störung auch um 80 *m* ostwärts gehoben worden. Höher am Talhang zieht noch ein weiterer Bruch durch die Südflanke des Kleinen Roßlaufspitz. Der früher erwähnte große Quarzphyllit-Einschubkeil ist um 40 *m* ostwärts abgesenkt. Diese Störung fällt schon von weitem dadurch ins Auge, daß die dunkelgrünen Phyllite an die hellen Marmorbänke des Kalkkomplexes stoßen. Vermutlich setzt auch dieser Verwerfer bis zur Triasbasis durch, da diese in dem betreffenden Gebiet auffallend rasch ostwärts absteigt.

Im hintersten Martar (Martheirer)-tal wird der Muttenkopf nach Westen von einer Störung abgeschnitten. Hier stoßen die norischen Dolomite dieses Berges und die ostwärts abtauchenden Kalk- und Marmorbänke des Kreuzjöchls aneinander ab. Der Absenkungsbetrag des Westflügels, der von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) mit mindestens 200 *m* angegeben wurde, ist sicher viel zu hoch gegriffen: Die Nor/Rät-Grenze liegt auf der Nordost- bzw. Südostflanke des Kreuzjöchs bei Höhe 2460 und 2440 *m*. Am Westende des Muttenkopfes erscheint der Nor/Rät-Grenzbreccienhorizont in 2570 *m* Höhe. Darüber hinaus muß man aber damit rechnen, daß der Hauptdolomit des Muttenkopfes im Zuge der früher erwähnten Verfaltung ganz erheblich angeschoppt ist. Somit läßt sich die genaue Sprunghöhe nicht mehr ermitteln, dürfte aber weit unter 100 *m* liegen. Auch die Lagerungsverhältnisse am Ausgang des Martarales — das Raibler Band steht bei St. Magdalena in Höhe 1660 *m*, am Nordostsporn der Zaisspitz bei 1690 *m* an — widersprechen der Annahme einer bedeutenden Nord—Süd verlaufenden Störung in diesem Bereich.

Im Gebiet des unteren Trunatales nimmt die Intensität der Brüche nach Süden zu ab. Die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes biegen südlich der oberen Truna Alm in der steilen, von F. KERNER (1911) bereits erwähnten Flexur, mit Neigungen bis zu 70° nach Osten herunter und tauchen im übrigen ungestört unter den Quarzphyllit der Steinacher Decke. Südwestlich des Truna Joches stößt der Hauptdolomit bei dem weithin sichtbaren Almkreuz am Ostende der äußeren Obernberger Wildgrube aus dem Schutt hervor und bildet dort eine hohe Wandstufe, den Ostabsturz der Schildköpfe (P. 1960). Aus deren Schutthalde taucht 100 *m* ostwärts der Quarzphyllit auf, welcher unterhalb 1500 *m* Höhe von Schutt bedeckt, noch weit unter den Boden des Obernberger Tales reicht.

Westlich des Obernberger Sees türmen sich die Mesozoischen Sedimente in schroffem Anstieg weit über 2400 *m* Höhe auf. Gegen die Brenner-senke hin (nach Osten) streichen sie, relativ flach einfallend, in die Luft aus. Der dem Mesozoikum östlich des Sees aufliegende Quarzphyllit reicht hier sicher schon beträchtlich unter den Talboden. Dies belegt die Annahme gewaltiger Querverwerfer, die südlich des Truna-Jochs beginnen und östlich des Obernberger Tribulaun ihr Maximum erreichen. Hier läßt die isolierte Wandstufe westlich der Secalm auf ein staffelförmiges Abbrechen der mesozoischen Tafel schließen, in dem Sinne, daß diese Scholle von zwei Nord—Süd verlaufenden Querstörungen flankiert wird.

Nach Süden hin schwächt sich diese Bruchzone erneut ab. Auf der Pferschtalseite des Portjöchs ist in dem entsprechenden Bereich nur noch eine steile Flexur sichtbar, an der alle Schichtglieder samt dem auf-

geschobenen Quarzphyllitkeil nordostfallend auf zirka 400 *m* Horizontal-distanz um Hunderte von Metern herunterbiegen.

Eine derartige Abschwächung von Rupturen im Untergrunde liegt auch nahe bei der von F. FRECH (1905) erwähnten Flexur in der Schneetal-scharte und zwei weiteren Flexuren auf der Ostseite des Schneeigen Kars bzw. in der Südostflanke des Kreuzjöchls.

An den Osthängen des Kleinen Tribulaun treten in Höhe der Nor/Rät-Grenze noch zwei Ost—West streichende, nach oben zusammenscharende Störungen auf. Zwischen diesen ist, ähnlich wie in den Westabstürzen des Nördlichen Roßlaufspitz, eine kleine Scholle dunkler Rätkalke um 40 *m* ins Hauptdolomitmiveau abgesackt.

Das sich hier bietende Bild muß aber noch ergänzt werden, denn nach dem bisher entwickelten Konzept ergäben sich Absenkungsbeträge der mesozoischen Schichtplatte samt auflagerndem Quarzphyllit um mindestens 1000 *m* auf einem engbegrenzten Raum.

Sowohl im Norden wie auch im Süden, im Gschnitztal wie auch im Pferschtal, wo die Zertalung den Gebirgsbau bis auf ein Niveau von 1200 *m* und tiefer anschneidet — also gut 200 *m* tiefer als im Obernbergtal —, sehen wir ostwärts der Trunatal—Portjochlinie das Mesozoikum weiterziehen, während es hier als geschlossene Schichtplatte abrupt endet.

Im Bereich der Obernberger Kastenalm überragen die Dolomite der Wildgrube den direkt ostwärts anschließenden Quarzphyllit bereits um Hunderte von Metern. Im Bereich des Kleinen Tribulaun streichen sie bereits rund 1000 *m* über diesem Quarzphyllit in die Luft aus. Ein Bruch mit derartiger Sprunghöhe, selbst wenn es eine Staffel gleichsinniger Brüche wäre, die seitwärts so rasch abklingen, ist unwahrscheinlich.

Das Pferschtal nimmt, verglichen mit den übrigen dieser Gegend, eine Sonderstellung ein. Als erstes Tal südlich der Wasserscheide schneidet es durchschnittlich 200—250 *m* tiefer ein als das erste nördlich derselben, das von dieser auch noch weiter entfernt ist, nämlich das Obernberger Tal. Dementsprechend ist das Gehänge bis tief in die kristalline Unterlage eingeschnitten, steil, schuttarm und sehr gut aufgeschlossen. Hier zeigt die Obergrenze des Metamorphen Kalkkomplexes gegen den aufgeschobenen Quarzphyllit gleichsam an einem Musterprofil, daß die Steinacher Decke sich nicht nur auf das Überschieben der mesozoischen Platte oder allenfalls das zungenförmige Eindringen in dieselbe beschränkt hat. Diese Obergrenze des Mesozoikums richtet sich keineswegs nach den tiefergelegenen gleichen stratigraphischen Grenzen. Sie steigt auf und ab um Beträge von hundert und mehr Metern, ohne, und das ist entscheidend, daß etwa Streichen und Fallen der Kalkmarmore sich danach richten würden. Diese fallen im großen und ganzen flach nach NO. Die Mächtigkeit des Metamorphen Kalkkomplexes schwankt hier also erheblich und liefert uns den klaren Beweis dafür, daß der Quarzphyllit gleich einem Riesenhobel hier seine Unterlage beim Vordringen ausgeschürft und das Material in Schollen von z. T. enormer Größe nordwärts verfrachtet hat.

Auf diese Weise sind die ganzen isoliert im Quarzphyllit schwimmenden Kalkschollen im weiteren Bereich des Obernberger Sees und des Frader-tales zu erklären. So erscheint nun dieses doch nur lokal begrenzte abrupte Abbrechen der mesozoischen Schichtplatte vor allem zwischen Portjoch und Truner Sattel in einem neuen Licht dadurch, daß im Hinblick auf

die an den Nordhängen des Pflerschtales aufgezeigten Vorgänge auch hier der tektonischen Ausschürfung — und damit Hand in Hand gehenden schollenweisen Verschleppung der mesozoischen Schichtplatte — neben der zweifellos vorhandenen Bruchtektonik eine bedeutende, wenn nicht sogar die entscheidende Rolle zugesprochen werden muß.

Damit ist auch der Schlüssel zur Erklärung einiger anderer Probleme in die Hand gegeben: die räumlich und hinsichtlich ihrer Masse für den engen Bereich nördlich des Gschnitztales enormen Schubmassen des Blaserdolomits sowie der fossilführenden Kössener Kalke des Serles—Kirchdachkammes, und der Adneter Lias auf der Kessel-Sp. müssen gar nicht mehr aus irgendwelchen noch spekulativen und sonst auch kaum konkret fixierbaren Bereichen bezogen werden. Diese Schubeinheiten wurden aus dem Bereich östlich der Trunatal—Portjochlinie von der vordringenden Steinacher Decke abgelöst (abgehoben) und dorthin transportiert.

Das Ausdünnen der mesozoischen Schichtplatte ist zweifellos, wie auch schon frühere Autoren betont haben, zu wesentlichen Teilen sedimentär bedingt. H. DÜNNER (1934) spricht daneben auch der tektonischen Auswulzung durch den Quarzphyllit der aufgeschobenen Steinacher Decke eine bedeutende Rolle zu. Dies erscheint weniger zutreffend, denn sonst gäbe es bei Steinach wohl keine Thecosmilienkalke und ammonitenführende Adneter Liasschichten. Auch die höher metamorphen Glieder der mesozoischen Schichtplatte hier im Osten schließen sich eng an die im ganzen übrigen Gebiet nördlich wie südlich des Gschnitztales an. Nördlich des Obernbergtales und südlich von Trins im Bereich des Glawernaunbaches treffen wir wieder diese isoliert im Quarzphyllit schwimmenden Schollen des Metamorphen Kalkkomplexes.

So darf statt der tektonischen Auswulzung der Schichtplatte östlich der Trunatal—Portjochlinie gleichfalls der tektonischen Abschürfung die entscheidende Rolle beim Ausdünnen der mesozoischen Schichtplatte nach Osten, neben primär sedimentären Mächtigkeitsunterschieden, zuerkannt werden.

In einer Reihe von Störungen nördlich des Gschnitztales nimmt der tiefgreifende Pinnistal-Bruch eine Sonderstellung ein, denn mit Ausnahme der Dolomitklippe Elfer-Sp. bildet diese tektonische Hauptlinie in kilometerlanger Erstreckung die heutige Westbegrenzung des Brenner-Mesozoikums.

Schon die Enge dieses tiefen Tales sowie die auffälligen, von Kirchdach-Sp. und Ilm-Sp. fast senkrecht abstürzenden Dolomitwände, die so lebhaft gegen die begrünzten weichen Kristallinhänge auf der westlichen Talseite kontrastieren, deuten auf tektonisch vorgezeichnete Entstehung dieses Tales, das im Vergleich zum benachbarten Stubaital wie eine schmale Kluffuge im Gebirgsstock wirkt. Die Tatsachen: Unweit südlich von der Pinnis-Alm tritt der flach Nordost-geneigte Untere Dolomit direkt aus der schmalen Talsohle hervor, während westseitig steil nach Nordnordost einfallendes Stubai-Altmetakristallin ansteht. Ein von hier nach Nordwesten verlängertes Profil trifft erst zirka 750 m höher am Südfuß der Elfer-Sp. die flach NNE einfallende untere Triasgrenze. Vgl. Profil g, Tafel 14. Betrachtet man das Pinniser Joch von Süden aus oder im Profil (HAMMER, 1929: Erl. zu Bl. Ötztal oder ein Profil nach unserer Karte, Abb. 4), bestätigt sich das Bild der gestörten Lagebeziehung. Der Habichtgipfel (3280 m)

liegt nur zirka 1900 *m* horizontal entfernt von der rund 900 *m* tiefer an der Pinnisjoch-Ostseite in zirka 2400 *m* aufgeschlossenen Triasbasis. Denn das Fortstreichen der triadischen Gesteine nach Westsüdwest über den Habicht hinaus bliebe lagerungsmäßig schwer verständlich ohne Einbeziehung der durch eine „breite Zerquetschungszone am Pinniser Joch“ (HAMMER, 1929, S. 55) hervortretenden Nord—Süd-Verwerfung. Folgende Autoren haben bereits die Verwerfung im Pinnistal in ihren Arbeiten anerkannt: F. FRECH (1893, S. 10 f., und 1905, S. 31) erweiterte die Bruchlinie noch über das Gschnitztal hinaus nach Süden. F. FUCHS (1939, S. 252), der die auslösende Ursache in Verbindung mit der Aufschiebung der Steinacher Decke deutete.

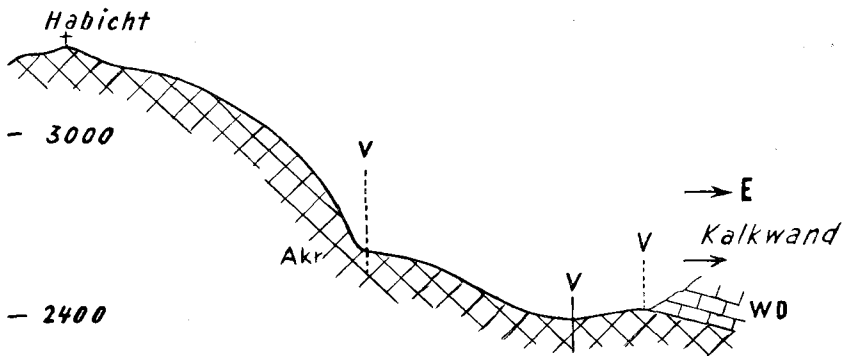


Abb. 4

Im Bockgrabental, das mit seinem Schuttkegel hinter dem Hotel Gschnitzerhof (1240 *m*) mündet, liegt nordöstlich Dolomit tiefer als südwestlich der Gneis. Der Verwerfungsbetrag der scharf gegeneinander verschobenen Gesteine liegt bei zirka 120 *m*.

Der ein Stück taleinwärts folgende Nennes-Bach folgt wiederum einer steilstehenden Störung, die von F. FRECH (1905, S. 34) erstmals, später von F. KERNER (1910, S. 392) erwähnt wurde. An dieser Stelle fand keine größere Absenkung statt, vielmehr wurde der Untere Dolomit zwischen Gneis und Raibler Schichten durch eine steile, gegen Norden gerichtete, Verschuppung eingeklemmt, die auf der östlichen Bachseite bei zirka 1560 *m* Höhe aufgeschlossen ist. Der helle Augengneis ist an dieser Kontaktfläche zu einem max. 1 *m* dicken Mylonit zerrieben und verwittert zu einer zähplastischen Masse.

Viel deutlicher ausgeprägt ist eine Verwerfung auf dem von der Kirhdach-Sp. nach Nordosten ziehenden Gratstück, wo bei 2500 *m* Höhe gegen Pinnis eine steile Runse abfällt. Steil aufgerichtet schießen die an der Verwerfungsfläche geschleppten Kalkschichten nach Ostnordosten ein, deren Anschluß gegen die Kirhdach-Sp. ist erst in zirka 2520 *m* gegeben¹⁾. Auf der Ostseite der Rinne liegt die Grenze Nor/Rät bei 2360 *m*, dagegen besteht die (westliche) Gegenseite aus norischem Hauptdolomit. Darum ist der von früheren Bearbeitern angegebene Verwerfungsbetrag von 100 *m*

¹⁾ Am Joch ist direkt neben dem Steig eine Quarzphyllitscholle steil in die Störung hineingequetscht.

noch zu niedrig angesetzt. F. KERNER (1911, S. 403), auch F. FUCHS (1939, S. 252—253). Diese beträchtliche Verwerfung schneidet in ihrem Nord-nordwest-Verlauf tief in den gegen Pinnis abfallenden Dolomitsockel und folgt in gerader Fortsetzung der Rinne bei P. 2063 bis P. 1770 (Pinnisseite). Nördlich anschließend beim P. 2428 zieht eine Verwerfung mit 40 m Abschiebung durch. Höher oben, gegen das Kirchdach zu, wird der Grat bei P. 2618 von einer weiteren Störung (Sprunghöhe zirka 40 m) geschnitten.

An der Nordseite der Wasenwand, neben dem Jochpunkt 2403, zieht eine Runse ins Pinnistal längs einer Störung, an der Hauptdolomit und Nor/Rät-Grenzgesteine um mindestens 100 Höhenmeter gegeneinander versetzt worden sind. Ein Seitenast dieser Störung zieht vom Joch aus an den Steilhängen der Wasenwand entlang und bedingt dort die scharfe Zerteilung in große Schollen und Blöcke.

Gleich westlich „Ober der Mauer“ wird das schmale Jöchl von einer steilen Verwerfungsfläche geschnitten, die vermutlich gegen die Kamplhöhle umbiegt. Um zirka 120 Höhenmeter liegt die Nor/Rät-Grenze auf der Nordseite tiefer, dgl. die überschobenen Kössener Schichten. WNW streicht eine Störung durch das Serlesjöchl, mit der wohl auch die Zerrüttung des Hauptdolomits an der Quelle 2168 zusammenhängt.

Westlich vom Serlesgipfel läuft eine Störung zwischen diesem und dem Gipfel P. 2595 hindurch. Die von Norden sichtbare charakteristische Pyramidengestalt mit den drei Zacken geht auf tektonische Zerschneidung zurück. Nach Ansicht O. AMPFERERS (1941, S. 110)¹⁾ käme hierfür auch Bergerreißung in Betracht.

An der Ostflanke des Blaser, gleich westlich P. 1748, führt der Dolomit eine ausgeprägte Mylonitzone, die nach oben in den steilen Kontakt von Hauptdolomit und Rätkalken umbiegt.

Westlich vom Blaser zieht durch den P. 2060 eine Störung in das Lange Tal — westlich liegen Rätkalke tiefer als Hauptdolomit auf der Gegenseite —, die wohl mit der bald höher folgenden Blaserdolomit-Überschiebung zusammenhängt. Auch die westlich neben dem Blasergipfel gegen die Wurzel des Langen Tales hinabziehenden Rinnen gehen einestils auf die durch die Überschiebung ausgelöste Zerklüftung zurück, anderseits sind wiederum Rätkalke und Hauptdolomit in einem Beispiel um mindestens 60 Höhenmeter gegeneinander verschoben (s. Geolog. Karte); bei 2000 m Höhe neben dem Steig greift von Westen ein Keil aus Rätkalk in den Hauptdolomit hinein.

Westlich vom Peilspitz-Gipfel gegen Vallschwern taucht unter der überschobenen Dolomitmasse am Gehänge eine Rätkalkstufe auf, die an einer flexurartigen Verwerfung gegen diesen Dolomit stößt. Die Störungsline geht dann nach Süden in die tiefe Schuttrinne über, in der bei 2000 m Höhe ein Dolomitaufschluß in gleicher Höhe mit dem östlich benachbarten Rät liegt.

Auch das Aneinandergrenzen von Hauptdolomit und Quarzphyllit westlich der „Hohen Burg“ (2198 m) wird wohl durch eine Verwerfung zu erklären sein. Im benachbarten Tälchen „Käferloch“ wird man ebenfalls auf eine durchziehende Verwerfung schließen müssen, um eine Fort-

¹⁾ AMPFERER, O.: Bergerreißungen im Inntalraume. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-Ntw. Kl., Abt. I, 150. Bd., 3.—6. H., 1941, S. 97.

setzung der Rätgesteine über die Hohe Burg nach Südosten erklären zu können. So besteht die Hohe Burg (2198 *m*) ganz aus Hauptdolomit, während unweit nordwestlich bei P. 1962 die flachgelagerte Nor/Rät-Grenze liegt.

V. Junge geologische Bildungen (Bergzerreißen, Quartär)

Neben der Bruchtektonik treten im ganzen Arbeitsgebiet zahlreiche jüngere Störungen auf, die an der Prägung des Landschaftsbildes mitbeteiligt sind, in Abhängigkeit von der jeweils betroffenen Gesteinsart in vielgestaltigen Formen.

Die mesozoische Schichttafel weist an vielen Stellen tiefe Zerreißenklüfte auf, die besonders im Gebiet südlich des Gschnitztales in Erscheinung treten. So z. B. am Südsporn des Gschnitzer Tribulaun, der in 2700 *m* Höhe mit einer senkrechten Wandstufe fast 100 *m* tief abstürzt. Darunter breitet sich ein Blockmeer mit bis zu hausgroßen Felstrümmern aus, die von einer niedergebrochenen Wandkulisse stammen, einige andere beginnen derzeit allmählich abzureißen. Eine talnächste Partie ist bereits durch einen meterbreiten Spalt vom Bergmassiv getrennt.

Auch am Pflerscher Tribulaun zeichnen sich solche Vorgänge bereits deutlich ab. An der Garklerin weisen, ähnlich wie an der Elfer-Sp. im Pinnistal, die bizarren, schief gegeneinander geneigten Felstürme an ihrem Südende auf Bergzerreißen hin. Diese ist hier wie dort bedingt durch die Exponiertheit des relativ schmalen Dolomitklotzes auf den ringsum steil abfallenden Hängen der kristallinen Unterlage, wodurch günstige Bedingungen gegeben sind für die destruktive Einwirkung der Schwerkraft.

Vergleichbare Phänomene haben wir schon am „Dürren Igel“ im Pflerschtal beobachten können.

Vielfach sind diese Bergzerreißen aber mit allmählichem Talwärtsgleiten und z. T. beachtlichen Transportweiten verbunden. Im Bereich des Quarzphyllits geht dies ohne sichtbare Rupturen in der Weise vor sich, daß die Kämme und Grate in der Längserstreckung verdoppelt werden, am Leitnerberg und am Allerleigrubenkopf, östlich des Obernberger Sees, durch die Zwischenschaltung langgestreckter schmaler Mulden, wie „verdreifacht“ erscheinen.

Vornehmlich die breitkuppigen Gipfel sind in ähnlicher Weise durch meist seichte Muldenzüge gegliedert. Auch in den Hangbereichen herrscht ein unruhiger Wechsel von Buckeln, Wannern, Verebnungen und Gegenhängen. So sind die zwischen dem Kastnerberg und dem Leitnerberg gelegenen vielen kleinen Tümpel, aber auch der Rohr- und Lichtsee, entgegen der Kartierung F. FRECHS nicht auf Moränenstau, sondern auf Bergzerreißen bzw. Hanggleitungen zurückzuführen. Besonders am Lichtsee ist die Vegetation so spärlich, daß man den anstehenden Phyllit an dem betreffenden Gegenhang allenthalben beobachten kann.

Auch die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes neigen schon auf Grund ihrer heterogenen stofflichen Zusammensetzung und der wenig stabilen Zwischenlagen, wie z. B. der Kalkphyllite, zu derartigen Gleitbewegungen — en bloc —, wobei sie infolge ihres vergleichsweise stark spröden Festigkeitsverhaltens leichter zertrümmert werden. Zum Teil sind sie bereits durch den eingedrungenen Quarzphyllit in ihrem Schicht-

verband weitgehend zerbrochen worden, so z. B. im Padasterjoch-Gebiet, so daß sie danach für Gleitungsvorgänge geradezu prädestiniert sind. Mit dieser umfassenden „Aufbereitung“ erklärt sich auch die außerordentlich intensive Verstürzung in den Osthängen des Pfeiferspitzkammes, die von weitem einer riesigen Schutthalde gleichsehen. Ähnliches finden wir in kleineren Ausmaßen am Gipfelbau des Obernberger Tribulaun und auf der dem Martar(Martheier)-tal zugekehrten Seite des Hohen Tor.

Größeres Ausmaß erreichen diese Erscheinungen aber in dem ausgedehnten Gleitschollengebiet zwischen der Inneren Obernberger Wildgrube und dem Gsträunjoch. Gewaltige Gesteinsmassen aus dem Hangenden des Hauptdolomits gerieten auf den hier stark osttauchenden Schichtflächen, mehr aber noch auf den glazial übersteilten Hängen des Hinterrennskars ins Gleiten und wurden dabei weitgehend in Blockwerk zerlegt.

Unweit des Gsträunjöchl führt der Weg durch eine blockerfüllte Mulde, an deren Ostseite eine riesige, bereits stark zerrüttete, talwärts etwas gekippte Scholle steht. Deren Westseite läßt sich mit den schon Zehner von Metern entfernten Abbruchrändern am anderen Ende der Mulde verbinden.

Am Gsträunjöchl selbst zieht am Osthang eine langgestreckte Zerreißungswanne in Nord—Südrichtung, flankiert von kleinen, schief stehenden Dolomittürmchen.

Die Durchschnittsneigung der Hänge im Gleitschollengebiet des Hinterrennskars liegt bei etwa 25°. Die Unterlage bildet hier Hauptdolomit mit ostabtauchenden Schichtflächen. Am Hohen Tor und auf der Ostseite des Pfeiferspitzkammes beträgt der Böschungswinkel durchschnittlich etwa 44 bzw. 38°. Hier wird die Hanggleitung durch Unterlagerung mit Quarz- oder Kalkphyllit noch gefördert.

Auch nördlich vom Gschnitztal sahen wir tieferreichende Felskerben jüngster Entstehung. Die der Kessel-Sp. nordöstlich vorgelagerte Gipfelkuppe (P. 2660 m) entsendet nach Ostüdosten einen Felsporn gegen Vallschwern. Auf der Flachstrecke neben P. 2394, die beiderseits durch schroffe Steilabstürze begrenzt wird, trifft man mehrmals Nordwest streichende klaffende Spalten, welche die flachliegenden metamorphen Kalke senkrecht durchschneiden, und die bis zu 50 cm breit sind. Diese „Zersprünge“ deuten wir i. S. von Bergzerreißen.

In diesen Formenkreis gehört auch die morphologische Ruinenreihe am Ostrand des Fopp-Mandl-Rückens: Zwischen P. 2209 und P. 1908 führt der Steig zur Padasterjoch-Hütte an gebankten Felsklötzen vorbei, die in unterschiedlichen Abständen von Nordost streichenden Zerreißen getroffen werden, welche sich teils nur noch als begrünte Geländeeinschnitte neben den isolierten Felsmassen zu erkennen geben.

Der an der Westseite des Langen Tales (NW vom Blaser) aufragende Felsrücken ist in 2000 m Höhe durch breite Gräben gekennzeichnet, die mit NNE-Streichen parallel zu der Richtung der benachbarten Eintalungen verlaufen. Auch hier ist es durch das Aufreißen der Rätkalke zu einer Zerlegung i. S. von Bergzerreißen gekommen.

In der regionalen Quartäruntersuchung von W. HEISSEL (1932) wurden bereits die Moränenareale unseres Gebietes kartiert, frühere Bearbeiter — besonders F. FRECH und F. KERNER — gaben ebenfalls wertvolle glazialgeologische Hinweise. Neuere Untersuchungen durch H. PASCHINGER¹⁾.

¹⁾ PASCHINGER, H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/1, S. 35—57).

PASCHINGER, H., 1953: Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernbergtal (Tirol) (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/2, S. 312—316).

1. Bergsturzböcke.

Bergsturzmaterial findet sich, soweit nicht durch Gehängeschutt verdeckt, am Fuße der steilen ausgesetzten Felswände oder im „Auswurf“ der tiefen Spalten und Steirinnen. So liegen gewaltige Dolomitböcke im Pinnistal, u. a. nördlich außerhalb der Pinnis-Alm. Von einer großen Ausbruchsnische an der dem Pinnistal zugekehrten Gipfflanke der Elfer-Sp., welche durch zahlreiche Klüfte in Türme und Pfeiler zerlegt ist, stammt die stattliche Ansammlung der Bergsturzböcke, die von zirka 2100 m bis zum Fuße der Dolomittfelsen hinaufreicht.

2. Schuttkegel.

Im Vorfeld von Gräben und Rinnen wurden fast durchweg Schuttkegel gebildet, die im Falle enger Nachbarschaft oftmals zusammengewachsen sind. Besonders deutlich sowohl hinsichtlich der Größe als auch wegen der ausgeprägt symmetrischen Form, wirken die vom Nennes- und Trunabach im Gschnitztal aufgebauten Schuttkegel.

Auch die im Nordwesten gelegenen Gewässer Seibach, Margaretenbach und Griebach entsenden flache Schuttkegel in das Stubaital. In verkehrsgünstiger Lage wird stellenweise das Material der Schuttkegel in kleinen Brüchen als Schotter für Straßen- und Wegebau gewonnen, wie z. B. neben der Straße im Gschnitztal zwischen Rafaisershof und P. 1230, sowie im Stubaital an der Straße von Medratz nach Kampl und auch im Pflerschtal.

3. Gehängeschutt.

Daneben treten im Landschaftsbild die weiten Gehängeschutthalden hervor, deren Hauptlieferanten gemäß ihrer Verbreitung und Mächtigkeit der Untere und Obere Dolomit sind. In dem losen Schutt versuchen sich hier und da spärliche Latschenbestände anzusiedeln in ständigem Kampf gegen die Schuttfelder.

Wo der Dolomitschutt jedoch mit den Bruchstücken der über dem Hauptdolomit folgenden kalkig-mergeligen Gesteine gemischt ist oder wo diese allein auftreten, hat sich eine dichte Grasnarbe gebildet. Dort liegen auch die günstigsten Hochmäher und Weideplätze.

Bemerkenswert ist die vergleichsweise geringere Schuttentwicklung — häufig nur Blockbildung — auf den Kristallinhängen, zumal diese überwiegend begrünt sind.

Literaturverzeichnis

(Ergänzungen zur Literatur in den Fußnoten)

- CLAR, E.: Zum Kapitel des Lösungsumsatzes in Kalken. N. Jb. Min. Geol., Beil. Bd. 60, 1928.
- CLAR, E.: Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geol. Archiv, 4. Jg., 1. Heft, 1924.
- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Dissertation — Universität Zürich, 1934, 134 S.
- FRECH, F.: Über ein neues Lias-Vorkommen in den Stubaier Alpen. Jhrb. Geol. R.-A. 1886, S. 355—360.
- FRECH, F.: Die Tribulaungruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau. Richthofen-Festschrift, Berlin 1893, S. 77—114.
- FRECH, F.: Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Innsbruck, 1903, S. 1—31.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wiss. Erg.-Hefte d. D. u. Ö. Alpenvereins II. Bd., Innsbruck 1905, 98 S.
- FUCHS, F.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). I. Jahrb. Geol. B.-A. 1939, S. 233—284.
- HAMMER, W.: Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. Vhlg. Geol. B.-A. 1928, S. 73—85.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt Ötztal (5146); Wien 1929, 58 S.
- HEISSEL, W.: Quartärgeologie des Silltales. Jhrb. Geol. B.-A. 1932, S. 429—468.
- HERITSCH, F.: Die Grundlagen der Alpenen Tektonik. Berlin, Borntraeger 1923.

- KERNER, F.: Aufnahmsbericht aus dem mittleren Gschnitztale. Vhlg. Geol. R.-A. 1909, S. 257—264.
- KERNER, F.: Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztale. Vhlg. Geol. R.-A. 1910, S. 389—395.
- KERNER, F.: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. Jhrb. Geol. R.-A. 1911, S. 385—452.
- KERNER, F.: Reisebericht aus Neder im Stubaitale. Vhlg. Geol. R.-A. 1915, S. 249 bis 260.
- KERNER, F.: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. Jhrb. Geol. R.-A. 1918, S. 123—160.
- KERNER, F.: Die geologischen Verhältnisse der Blei- und Zinkerzlagerstätte bei Obernberg am Brenner. Vhlg. Geol. R.-A. 1919, S. 270—277.
- KERNER, F.: Die Grenze zwischen Kristallin und Trias am Nordhange des Tribulaun. Vhlg. Geol. R.-A. 1920, S. 117—121.
- KERNER, F.: Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz (Stubai). Vhlg. Geol. B.-A. 1925, S. 106—108.
- KLEBELSBERG, R. v.: Der Brenner, geologisch betrachtet. Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Bd. 51; 1920, S. 1—24.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin 1935.
- KLEBELSBERG, R. v.: Der Westrand des „Tauernfensters“. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 93, 1941; S. 282—290.
- LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomit-tektonite. Jhrb. Geol. B.-A. 1953, S. 253—300.
- MEIER, O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XVIII, 1925, S. 68—152.
- MÜLLER, W.-E.: Zu: Mutschlechner, „Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal“ (Tirol). Vhlg. Geol. B.-A. 1960, S. 271—274.
- MUTSCHLECHNER, G.: „Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal“ (Tirol). Veröff. d. Museum Ferdinandeum, Innsbruck, 1957, S. 89—97.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. II. Aus dem Inn- und Wipphale. Ztschr. d. Museum Ferdinandeum zu Innsbruck, Folge 3, Heft 8. 1859, S. 137—232.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. Jhrb. Geol. R.-A. 1868, I. Heft, S. 45—52.
- SANDER, B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermarks Min. u. Petr. Mitt., Bd. 30, 1911, H. 3 u. 4.
- SANDER, B.: Jahresbericht für 1922 (Aufnahmsbericht Blatt Matriei). Vhlg. Geol. R.-A. 1923, S. 20.
- SANDER, B.: Carta Geologica delle Tre Venezie. Bl. Meran. 1924.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geolog. Karte Meran—Brixen. Schlern-Schriften, Innsbruck, 1929.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). Mineralog. u. petrogr. Mitt. 48; Leipzig 1936, S. 27—139; 141—209.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brenner-Gebiet). Veröff. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck (Klebelberg-Festschrift) 1949, S. 1—19.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). R. v. Klebelberg-Festschrift der Geol. Ges. Wien, Bd. 48 der Mitt. 1955; Wien 1956, S. 271—295.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum am Brenner. Centr. Bl. f. Min. usw. Abt. B. 1925.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jhrb. Geol. R.-A., Bd. LXVIII, 1918, S. 171—204.

Erläuterungen zu Tafel 16

Die photographischen Abbildungen 1—4 zeigen normale Anschnitte bzw. -schliffe von Gesteinsbeispielen, die an der Grenze Hauptdolomit—Rät in 1950 *m* SH. bei Loosloch, SE von P. 2057, nordwestlich Trins i. Gschnitztal entnommen wurden. Es sind brecciöse Dolomitpelitgesteine mit primärer Rot- bis Braunfärbung. Die Füllung der Zwischenschichten, Zwickel und Rupturen besteht aus weißem Dolomitspat, vereinzelt sind noch Restlumina erkennbar (Abb. 3 u. 1).

Abb. 1: Typus „Scherbenbreccie“. Innerhalb einer Zwischenschicht Biegung und Zerbrechung starrer Lagen, z. T. mit Verkippung der Fragmente im Dolomitzement.

Abb. 2: Biegung und Zerbrechung bereits starrer, erhärteter Lagen (hellrötlich) in teilbeweglichem Pelit (dunkelrotbraun), der auch die vertikale Reißkluft ausfüllt. In Zwickeln und Zwischenräumen Dolomitspat.

Abb. 3: Einzelne Bruchstücke sind in den noch teilbeweglichen Pelit nach unten etwas eingesunken (Bildmitte), andere wurden geopetal der Sedimentoberfläche angelagert. Daneben treten im Pelit bereits ältere Inhomogenitätsbildungen (Feinbreccie und Sedimentkräuselung) auf. Mit Dolomitspat verheilte Risse sind z. T. unscharf mit dem umgebenden Rot-Pelit verzahnt.

Abb. 4: Im unteren Bildteil überwiegend erhaltenes Lagengefüge, darüber stärker zerbrochene Pelitschichten mit verstellten Fragmenten.



1

2



3

4



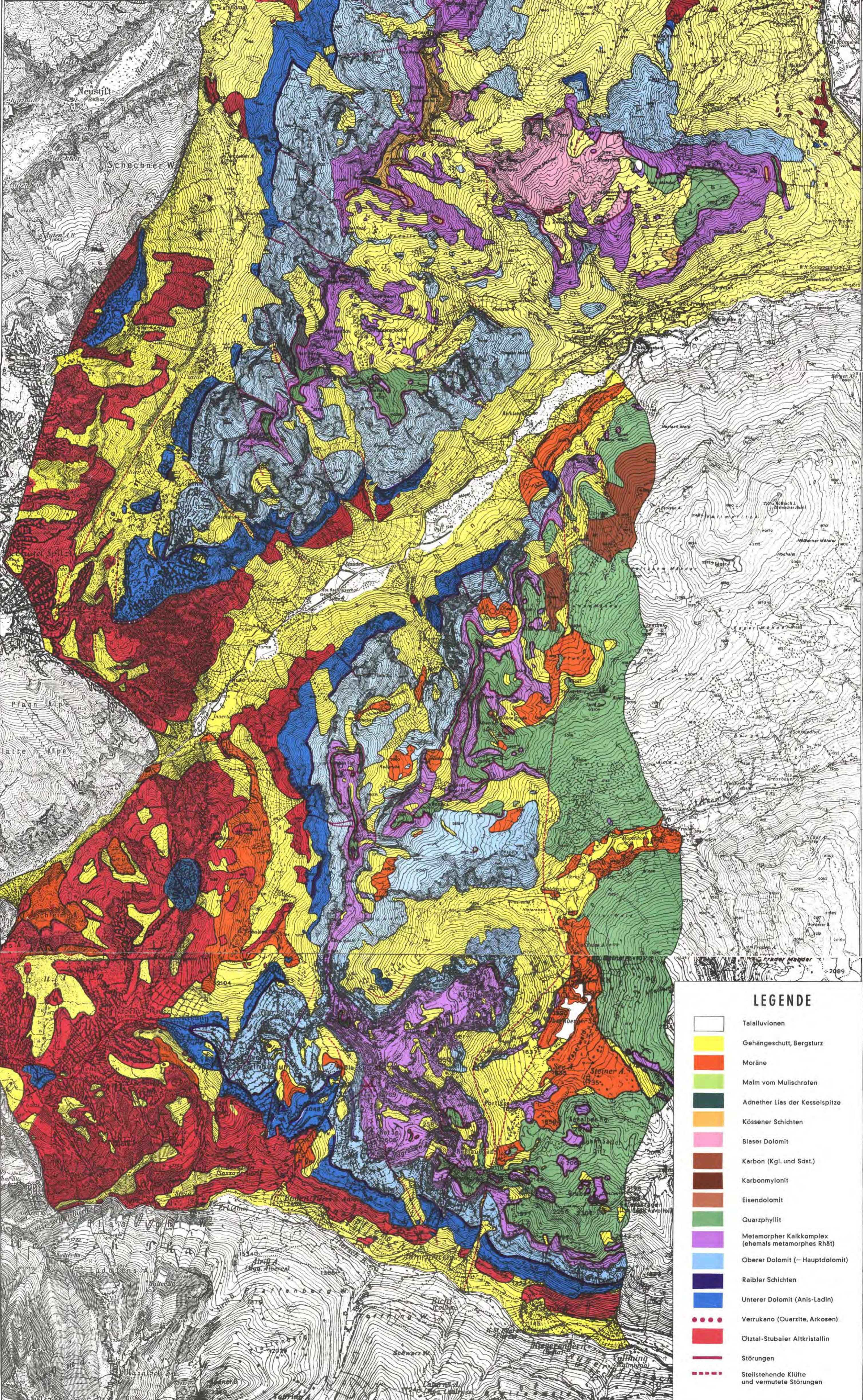
Geologische Karte des Brennermesozoikums

zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol)

Aufgenommen von
H. Kübler und W. E. Müller
in den Jahren 1955–1959

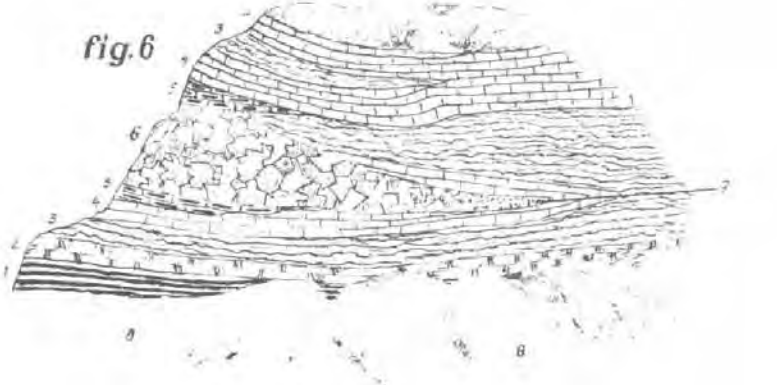
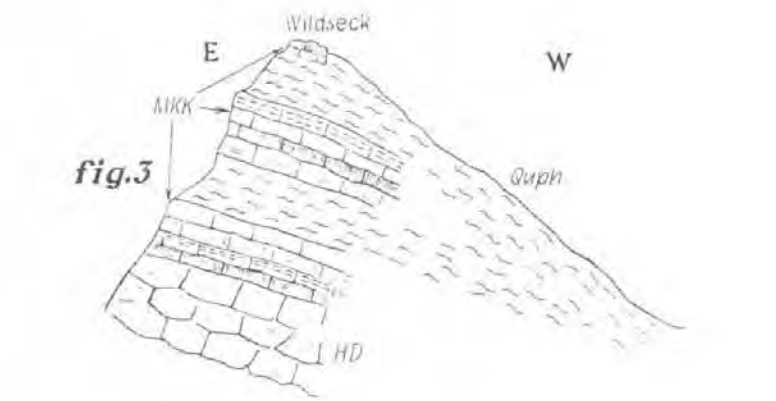
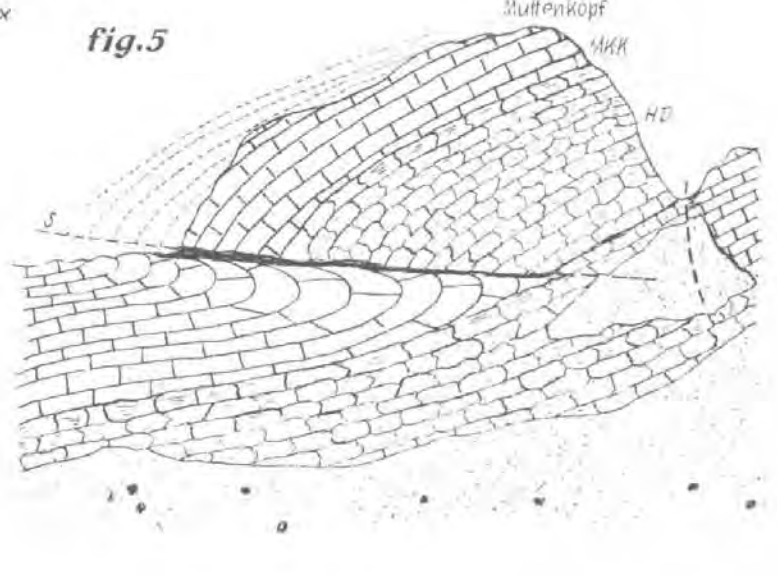
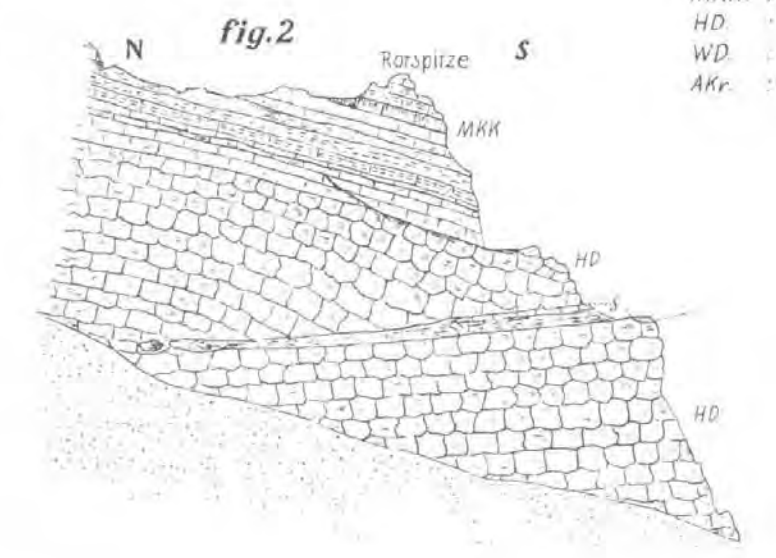
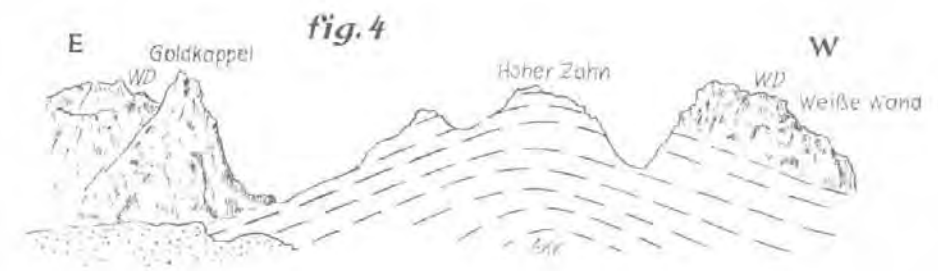
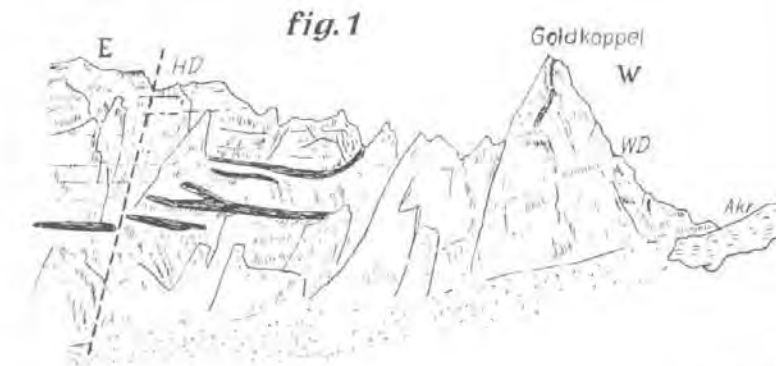
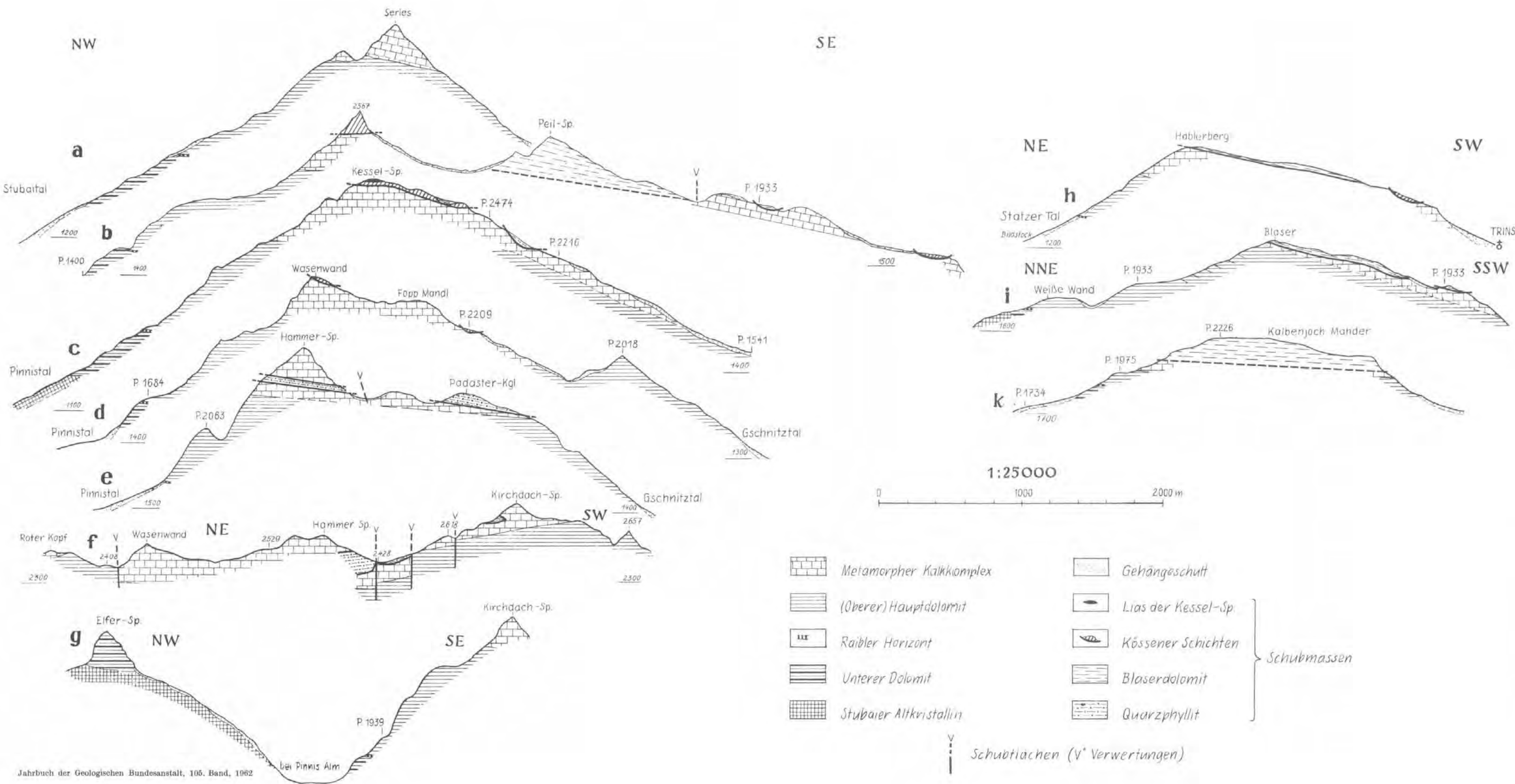


Maßstab 1 : 31 750
1 km 5 km

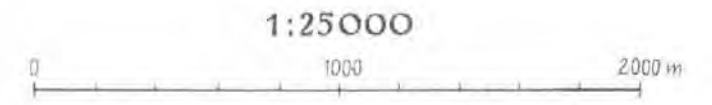


LEGENDE

- Talalluvionen
- Gehängeschutt, Bergsturz
- Moräne
- Malm vom Mulischrofen
- Adnether Lias der Kesselspitze
- Kössener Schichten
- Blaser Dolomit
- Karbon (Kgl. und Sdst.)
- Karbonmylonit
- Eisendolomit
- Quarzphyllit
- Metamorpher Kalkkomplex (ehemals metamorphes Rhät)
- Oberer Dolomit (= Hauptdolomit)
- Raibler Schichten
- Unterer Dolomit (Anis-Ladin)
- Verrukano (Quarzite, Arkosen)
- Ötztal-Stubai-er Altkristallin
- Störungen
- Steilstehende Klüfte und vermutete Störungen



Quaph : Quarzphyllit
 MKK : Metamorpher Kalkkomplex
 HD : Hauptdolomit
 WD : Wehrsteindolomit
 AKr : Alt Kristallin

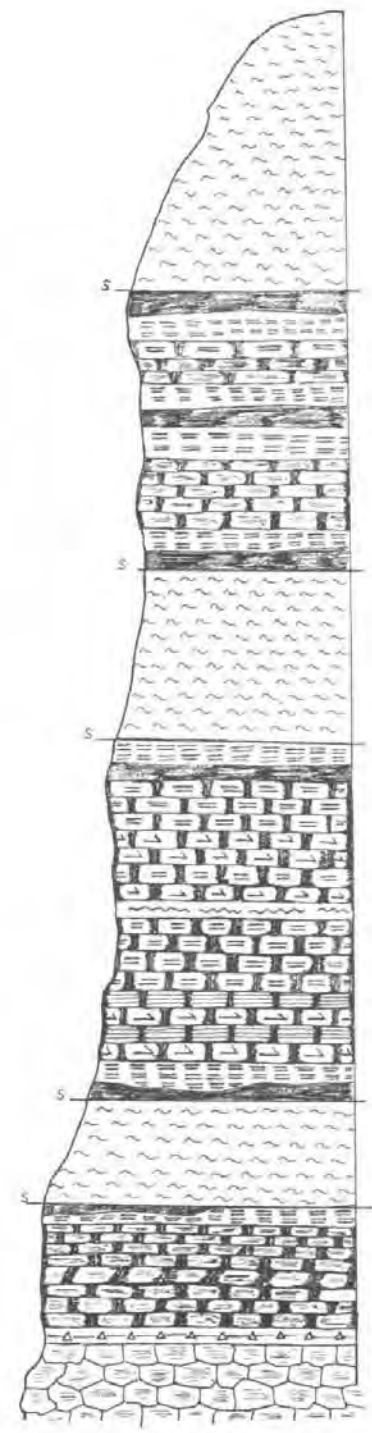


Profile und geologische Skizzen aus dem Brenner-Mesozoikum
 Erläuterungen zu den Skizzen: (Figuren 1—6)

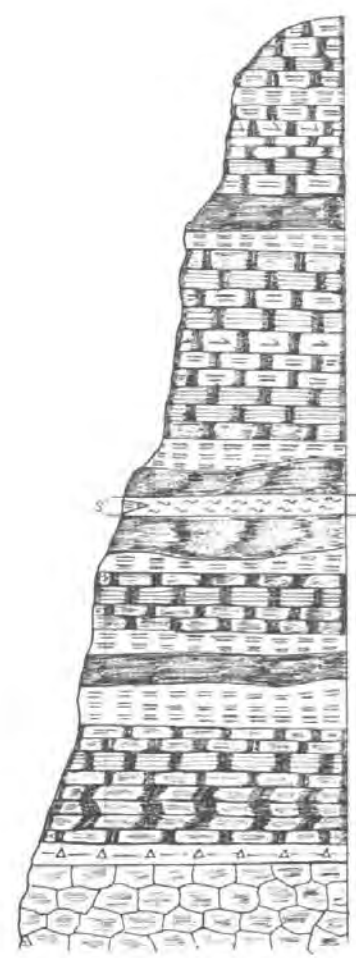
Fig. 1: Verschuppung des Raiblerbandes am Goldkappel-Nordabsturz.
 Fig. 2: Überschiebung von Hauptdolomit über Hauptdolomit mit Einklemmung des basalen Rhätbandes Ghaggraben/Pferschtal.
 Fig. 3: Die Quarzphyllitverteilung am Wildseck (schematisches Ost-West-Profil).
 Fig. 4: Die Antiklinale am Hohen Zahn (im Ötztal-Stubaier Altkristallin).
 Fig. 5: Verfaltung von Hauptdolomit und Gesteinen des metamorphen Kalkkomplexes am Mutterkopf im hintersten Martartartal. HD = Hauptdolomit; MKK = hier die basalen, größtenteils dolomitischen Partien des metamorphen Kalkkomplexes. Zum Teil sind diese plattig entwickelt, nach oben schalten sich mehr und mehr helle Marmore, Kalkschiefer und dunkle kristalline Kalke ein. S = Schubbahn, an der die Doppelfalte etwas zersichert ist. Hier treten dünntafelige, dunkle kristalline Kalke, Kalkschiefer und Kalkphyllite, teils auch plattige, graue Bändermarmore auf. (= Schf.)
 Fig. 6: Das Westende der Oberjura-Serie am Mulischrofen.
 1 Bändermarmor.
 2 Dunkle, plattige kristalline Kalke.
 3 Kalkphyllite.
 4 Wellige, dichte, dünnplattige, ausgesprochen nichtmetamorphe Kalke. Zum Teil auch massig und breccios entwickelt.
 5 Rot-weiß gefaserte Kalke, ebenfalls dicht.
 6 Roter Radiolarit.
 7 Die welligen, grauen Kalke gehen an einer Stelle nochmals in Kalkphyllit über, der sich auch in nichts vom liegenden Kalkphyllit unterscheidet, der zum metamorphen Kalkkomplex gehört.
 8 Kieseliges Kalk.
 8 Schutt.
 Dieses Profil auf der Westseite des Mulischrofen (Meereshöhe 1630 m) zeigt das Aussehen des Radiolarits in kalkigen Gesteinen. Ferner sieht man den allmählichen Übergang der nichtmetamorphen Oberjuragesteine (Wellige, graue Kalke im Liegenden und Hangenden des Radiolarits) in hochmetamorphe Kalkphyllite, die ihrerseits wieder in plattige kristalline Kalke und schließlich in Bändermarmore übergehen.
 Das Profil ist bei weitem nicht so gut aufgeschlossen, wie hier der Anschaulichkeit halber angegeben. An einer Stelle mußte ein Schurfgraben angelegt werden, um die Verhältnisse sicher zu klären. Trotzdem gelang der einwandfreie Nachweis sedimentärer Auflagerung der nichtmetamorphen Gesteine des Oberjura auf den Serien des metamorphen Kalkkomplexes. (Siehe Kap. I G).

LEGENDE

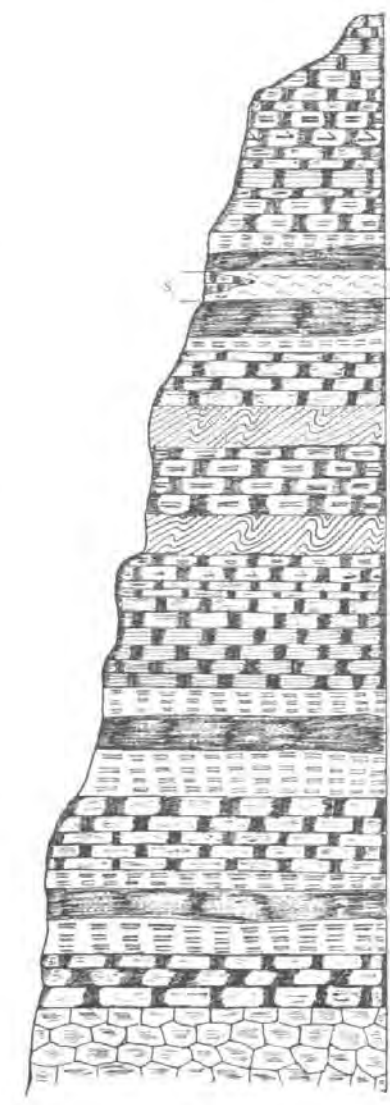
Schmürzjoch
WEST



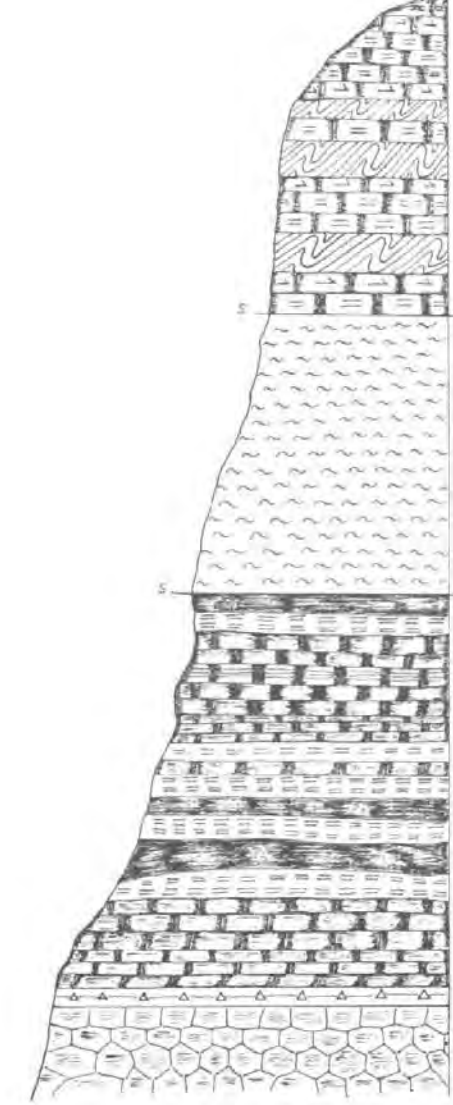
Hohes Tor
WEST



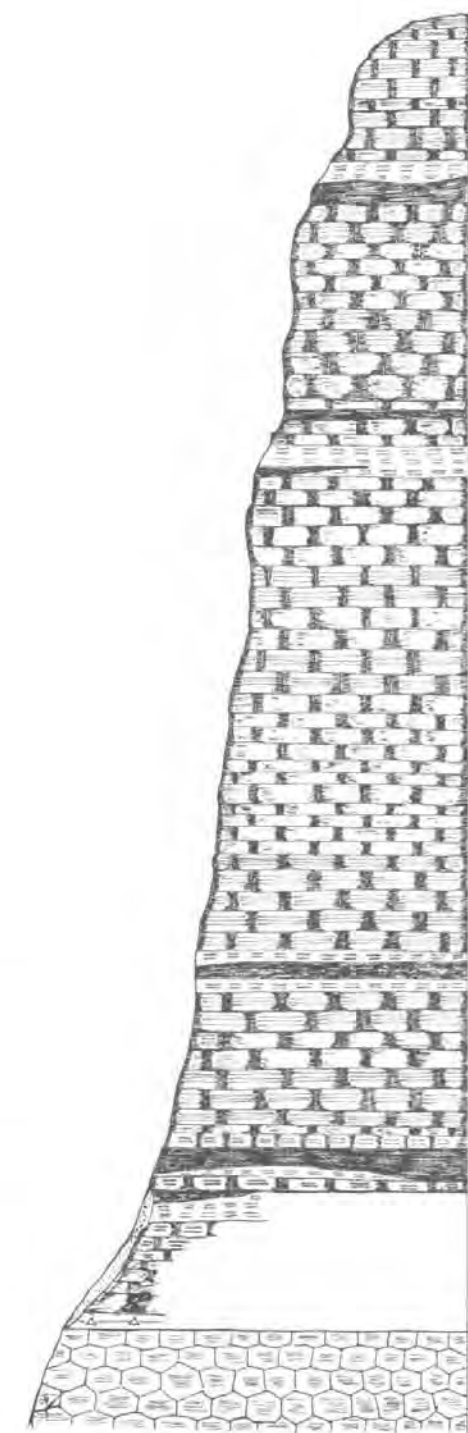
Schwarze Wand
WEST









Kirchdach
SÜDOST



Serles
SÜDWEST



-  Rhätodolomit
-  Kalkschiefer
-  Kalkphyllit
-  Plattige bis dünnbankige graue Kalke
-  Dickbankige bis massige graue Kalke
-  Bänderglimmermarmore (Lägerglimmermarmore)
-  Durchspicfte Glimmermarmore
-  Glimmerarme bis-freie Bändermarmore
-  Mangankieselschiefer
-  Kieselschiefer
-  Quaraphyllit
-  Hauptdolomit
-  Rhätisch/Narische Grenzbreccie

Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiachersee—Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach).

Von OSKAR HOMANN *)

Mit Tafel 17 und 18

Einleitung

Mit der vorliegenden Kartierung wurde im Jahre 1958 begonnen, um die Lücken zwischen Feldkirchen und Wörthersee für die Publikation der 1962 ausgedruckten geologischen Karte von Klagenfurt im Maßstabe 1 : 50.000 zu füllen. Daraus ergab sich eine Erweiterung des Arbeitsbereiches, so daß nun ein morphologisch abgerundeter Raum zur Beschreibung vorgelegt werden kann.¹⁾

Geologisch-historischer Überblick

Wenn man von groben Übersichtsbeschreibungen und Kartendarstellungen (R. SCHWINNER 1927, 1935, H. VETTERS 1937, P. BECK 1959, F. KAHLER 1953, H. STOWASSER 1956) in großregionalen Arbeiten absieht, ist die geologische Geschichte mit sechs Detailuntersuchungen, die an zwei technisch auswertbaren Gesteinstypen des Aufnahmegebietes durchgeführt wurden, erschöpft. Es sind dies die Marmore einerseits, die durch P. EGENTER (1909) und A. KIESLINGER (1956) beschrieben wurden, und andererseits der Villacher Granit, der in der Frage seiner Genese ein anziehendes Untersuchungsobjekt bot. Während W. PETRASCHECK (1927) den Villacher Granit als Orthogneis auffaßte, vertrat R. SCHWINNER (1927) bereits zur gleichen Zeit eine modernere Genese und stand damit der sicherlich heute allgemein gültigen Auffassung der Genese, wie sie von F. ANGEL, E. CLAR und H. MEIXNER (1953) angenommen wird, viel näher. Auch für den Granitgneis des Markofls gab A. KIESLINGER (1956) eine ausgezeichnete Gesteinstechnische Beschreibung, der, trotz des heutigen Standes an bedeutenden Aufschlußarbeiten durch die Firma Lovry-Irsa, Pfügelhof/Malta, kaum mehr hinzuzufügen wäre.

*) Adresse des Verfassers: Graz, Wastlergasse 11.

¹⁾ Es wird damit eine bereits im Jahre 1938 durch E. WORSCH begonnene Arbeit, eine geologische Detailkartierung der Ossiacher Tauern, nach über 20 Jahren Unterbrechung zum vorläufigen Abschluß gebracht.

Über die Kartendarstellungen und Ausscheidungen der einzelnen Gesteinstypen herrscht seit W. PETRASCHECK (1927) keine gute Übereinstimmung. PETRASCHECK scheidet bereits östlich Ossiach—Sternberg Phyllite aus. Diese Darstellung wird von R. SCHWINNER (1935) und auch von H. STOWASSER (1956) übernommen. Da SCHWINNERS Karte noch weiter gegen Osten bis zirka Krumpendorf reichte, setzt bei ihm das Altkristallin der „Radentheiner Serie“ südlich der Strecke Sternberg—Moosburg wieder ein. Danach werden jedoch die granatreichen Glimmerschiefer des hohen Gallin und des Pollenitzberges zum Phyllit gestellt und die Phyllonite und granatlosen Glimmerschiefer der sogenannten „Radentheiner Serie“ zugeordnet. Etwas deutlicher werden die Verhältnisse, wie sie in KAHLERS Karte (1953) dargestellt werden. KAHLER nimmt in Anlehnung an KIESLINGERS Diaphthoritzone der Korralpe (1928) auch eine solche für den Wörthersee-Nordrand an. Die beiden gleichen Karten von BECK (1959, 1960) sehen für das ganze Kartierungsgebiet keine weitere Gesteinsunterscheidung, als eine Parallelisierung des Kristallins mit dem Gleinalpenkristallin, vor. Eine schmale Zone am Südwestrand des Ossiachersees wird entsprechend PETRASCHECKS Schiefergneis als Liesergneis vom Granatglimmerschiefer (Gleinalmtypus) abgetrennt. Da alle Karten geologische Darstellungen großen Maßstabes sind, ist auch eine verfeinerte Gliederung des Kristallingebietes nicht zu erwarten. Eine Kartenskizze von H. WEINERT (1944) fällt bei Feldkirchen teilweise in den Bearbeitungsraum. Sie ist zumindest für das zutreffende Gebiet sehr unzulänglich in seiner Darstellung und z. T. auch in der Gesteinsausscheidung abweichend von meiner Vorstellung des geologischen Rahmens.

Die nicht übereinstimmenden Kartendarstellungen von W. PETRASCHECK (1927), R. SCHWINNER (1935) und H. STOWASSER (1956) einerseits und F. KAHLER (1953) und P. BECK (1959, 1960) andererseits bezüglich der Phyllit-Kristallin-Grenze zeigen bereits deutlich das Problem der Kartierung. F. KAHLER hat selbst 1931 bei seiner Kartierung südlich des Wörthersees die Frage aufgeworfen ob es da echte Phyllite gibt. Es ist dies eine Frage, die noch heute auch für den vorliegenden Raum aktuell geblieben ist und mich während meiner ganzen Arbeit beschäftigte. In diesem Zusammenhang erlaube ich mir, an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. F. KAHLER für die vielen Diskussionen und Anleitungen, die zum guten Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, herzlichst zu danken.

Allgemeiner geologischer Überblick

Um einen geologischen Überblick geben zu können, kann die Morphologie des Gebietes nicht unberücksichtigt bleiben. Die geologisch jüngsten Ablagerungen bestimmen neben der Erosion die Morphologie und erschweren die Auflösung des auf große Flächen überdeckten Kristallins. Bis zu 50% des Kartenareals ist mit eiszeitlichen Moränen überdeckt. Sie sind vorwiegend in größerer Mächtigkeit an O—W bis WNW—OSO streichende alte Täler gebunden, die vermutlich durch ältere tektonische Linien (Störungszonen, Zerrüttungszonen) angelegt wurden. Nur an einzelnen Stellen werden Härtlinge durch die Erosion freigelegt, und so kommt es, daß eine unabgedeckte Karte des Raumes einem „Fleckerlteppich“

gleich. Die Gesteine des Kristallins sind allgemein relativ hochmetamorphe, mehr oder weniger sehr quarzreiche Sedimente. Auf Tone oder Mergel rückführbare Sedimente sind selten. Gesteine magmatischer Herkunft sind mir insofern unbekannt geblieben, da ich die Amphibolite und verwandte Grüngesteine ebenfalls als Sedimentabkömmlinge betrachte. Die Verwandtschaft mit eventuellen Diabasen ist nicht immer exakt nachweisbar, jedoch können einzelne Grünschieferhorizonte mit Diabastuffen in Zusammenhang gebracht werden.

Einem Magmengestein am nächsten steht wohl der „Villacher Granit“, ein Mobilisat granitischer Zusammensetzung. Mit dem „Villacher Granit“ oder besser Granitgneis hängen im westlichen Kartierungsabschnitt nur Kontaktstreifen von Gneisen bzw. Übergangsglieder zu Glimmerschiefer zusammen.

Vorherrschendes Gestein im gesamten Kartierungsgebiet sind Glimmerschiefer in relativ geringer Variationsbreite, die in einzelne geringmächtige Lagen von Grüngesteinen, je nach Metamorphosegrad Amphibolite, prasinische Gesteine und Grünschiefer oder Karbonatgesteine (vorwiegend Kalkmarmore, selten Dolomite oder feinkristalline, massige Kalke), führen. Die Glimmerschiefer erinnern in ihrer Ausbildung vielfach an einzelne Gesteinstypen des Glein-Stubalmkristallins, besonders an die Gesteine der Rappolt- oder Gradenerserie, nach F. HERITSCH (1923).

Allgemeines O—W Streichen und lediglich im Westen ein Abbiegen gegen NW (Einbiegen in das Kristallin der Millstätterserie) ist für den regionaltektonischen Bau charakteristisch. Entsprechend den Darstellungen von MOHR (1926) heißt dies, daß das alte tauriskische (variscische) Streichen (NW—SO) faktisch nur noch im Westen großtektonisch erhalten geblieben ist. Das übrige Kristallin ist zumindest teilweise von der alpinen Tektonik überwältigt worden. Dieser Darlegung entspricht auch der tektonische Innenbau des Gebirges, der deutlich den postkristallinen Umbau im Zuge der vermutlich alpinen Tektonik abzeichnet.

Petrographische Verhältnisse

Im östlichen Kartierungsabschnitt wurden den quarzreichen Sedimenten von Norden gegen Süden abnehmende Metamorphose, sowie in gleicher Richtung zunehmende Diaphthorese verschiedener Kristallisationsbedingungen geboten. Es besteht in dieser Richtung ein gradueller Übergang im Gesteinsverband. Schließlich ist dieser bemerkenswerte Übergang auch durch die Lagerungsverhältnisse selbst bedingt. Es besteht ein flacher O—W streichender Faltenbau, der seine Sattelkulmination ungefähr im Bereiche des hohen Gallin hat und dessen südlicher Teil im Wörtherseebereich steil aufgestellt ist. Letzteres wohl bedingt durch das anzunehmende O—W-Störungsbündel, welches zur Absenkung und Bildung des Wörtherseeales geführt hat. Im westlichen Abschnitt treten dagegen oberflächlich durch das westliche Achsengefälle lediglich Hangendteile auf. Sie zeigen zum Liegenden, z. B. Gesteine des Gallin, kaum einen Metamorphoseunterschied. Demnach muß auch eine Metamorphoseabnahme von Westen gegen Osten angenommen werden. Eine Diaphthorese, entsprechend einer von Norden gegen Süden zunehmenden, existiert in der O—W-Richtung nicht.

Die Gesteine können in drei Faziesbereiche eingegliedert werden. Im tiefsten Anteil beginnend unterscheide ich nach F. ANGEL (1940) 1. eine Granat-Amphibolitfazies, 2. eine Epidotamphibolitfazies mit prasinitischen Amphiboliten und 3. eine Grünsteinfazies mit Grünschiefer. Alle drei auf Grüngesteine sich stützende Faziesbereiche haben entsprechende, in größeren Arealen aufscheinende Glimmerschiefer bzw. Quarzite, die mit den faziell gleichen Grüngesteinen zu je einer Serie, demnach insgesamt drei Serien, zusammengefaßt werden. Während in der Granatamphibolitfazies Granatglimmerschiefer und an einer Stelle sogar Staurolith auftritt (Serie I), sind die Granaten in den Glimmerschiefern der Epidotamphibolitfazies meistens randlich chloritisiert und die glimmerigen Gemengteile (Biotit, Muskovit, z. T. auch schon Chlorit) sind kleinblättrig (Serie II). In der Grünsteinfazies ist der Biotit nur mehr selten bzw. makroskopisch überhaupt nicht mehr zu erkennen und an seine Stelle tritt stets Chlorit und der Muskovit wird durch Serizit bzw. feinschuppigen Muskovit vertreten (Serie III).

Auch in sedimentogener Hinsicht läßt sich ein kleiner Unterschied vom Liegenden ins Hangende feststellen; und zwar sind die Hangendteile quarzreicher, d. h. wir finden hier mehr quarzitische Anteile als im Liegenden. Im Hangendsten selbst, also im Wörtherseebereich, sind metamorphosierte Kalke (Marmorbänder) charakteristisch.

Eine gewisse Sonderstellung nehmen der Granitgneis im Bereiche nordöstlich Villach und um Tigring nördlich der Straße Moosburg—Wölfnitz auftretende turmalinreiche Quarz-Feldspatgänge und Aplitgneise ein. Vermutlich gehören beide einer Kristallisationsphase einer gleichaltrigen Metamorphose mit verschiedenen Kristallisationsbedingungen an. Im selben Zuge möchte ich auch die vielen Quarzschwielen, -linsen, -lagen und oft bis 2 m mächtige Lagergänge innerhalb der Glimmerschiefer nennen. Sie werden in Grüngesteinsbereichen oft durch Plagioklas bereichert. Ich sehe in diesen für Quarzphyllit typischen Quarzaggagaten lateralsekretorische Ausscheidungen, die para- bis postkristallin im Gesteinsverband eingewalzt, eingelinst und mitgefaltet wurden. Auch diskordante saure Gänge treten in den Glimmerschiefern besonders in der Nähe der Pegmatite von Tigring auf.

Die petrographische Bearbeitung des Gebietes erfolgte auf Grund von 113 Dünnschliffuntersuchungen. Der größere Teil der Dünnschliffe ist unter den Nummern Ho 1—87 im Kärntner Landesmuseum aufbewahrt, während der Rest vom westlichen Kartierungsteil Eigentum der geol. B. A., mit den Nummern 60—438 bis 60—456 versehen, ist. An beiden Stellen liegen zu den Dünnschliffen die Originalbeschreibungen auf. An eine Publikation der Dünnschliffbeschreibungen mußte wegen Platzmangels im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden.

I. Glimmerschiefer

1. Granatglimmerschiefer (Serie I)

Sie nehmen den größten Raum des Kartenareals ein. Typusmineral ist der Granat. Nicht immer sind die Granaten makroskopisch erkenntlich, erreichen aber andererseits in manchen Gebieten eine Korngröße bis

15 mm. Grobe Granatkörner sind meist weniger dicht im Gestein angereichert, als es feinkörnige sind. Häufig sind die Granatkörner kantengerundet, lassen aber unter dem Mikroskop immer noch eine idiomorphe Kristallbegrenzung erkennen. Eine erwähnenswerte kristallographische Erscheinung wäre von einem Gestein vom Westhang des hohen Gallin nördlich Töpriach anzuführen, wo um einen hexagonalen Schnitt eines Granat von 0.9 mm Durchmesser ein abgerundeter Rand von zirka 1 mm Breite ansetzt. Diese Erscheinung ist wohl auf eine Änderung der Kristallisationsbedingung zurückzuführen, die vielleicht nur örtlich auf engstem Raum beschränkt ist.

Eine weitere eigenartige Erscheinung wäre von einem Granat zu erwähnen, der an zwei gegenüberliegenden Seiten (Flächen) eines hexagonalen Schnittes im Dünnschliff, die senkrecht zum -s- stehen, Korrosionserscheinung zeigt, während die übrigen vier Seiten (Flächen), von Muskovit umgeben, ungefähr parallel im -s- liegend, unverletzt blieben (siehe Abb. 1, Schl. Ho 43, Krnt. L. M.). Abrollung von Granatidioblasten im -s- durch Verstellung des s_i zum s_e bis zu 90° ist sehr häufig.

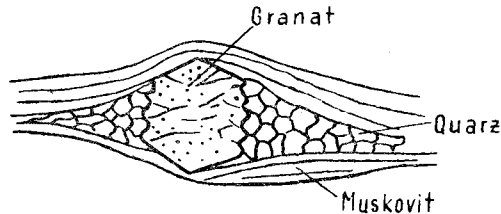


Abb. 1

Diaphthorese in Form von Chloritsäumen um Granat ist relativ selten und nur am Südrand der Granatglimmerschiefer, erst unter dem Mikroskop erkenntlich (siehe Abb. 2, Schl. Ho 15, Krnt. L. M., W-Hang Stallhofener Berg). Schmale Chloritsäume dürfen weniger mit Diaphthorese in Verbindung gebracht werden, sondern hängen vielmehr mit dem Abklingen der Metamorphose gegen Süden zusammen. Die Chloritlepidoblasten setzen nämlich mit ihren Blättchensenkrechten meist am Granatidioblasten an.

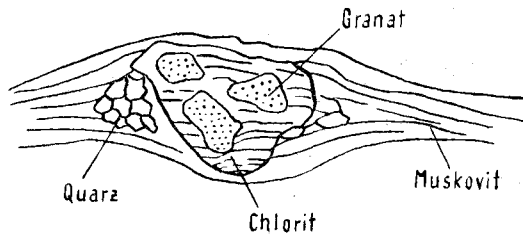


Abb. 2

Die Glimmerminerale sind stets parallel im Gestein eingeregelt und zeichnen Kleinfältelung als prätektonische Kristallisation mit ab. Sie sind in allen Gesteinen durch Muskovit und Biotit vertreten, wobei

der Muskovit häufig überwiegt. Für die regionale Metamorphose und Tektonik ist bezeichnend, daß z. B. die Blättchengröße des Muskovits mit der Diaphthorese, d. h. Durchbewegung, abnimmt. Muskovitfasern in steiler isoklinaler Verfaltung sind oft nur mehr reliktsch, neben einem neuen -s-Flächensystem als Scherung des alten -s-, erkennbar (siehe Abb. 3, Schl. Ho 25, westlich Töpriach). Während im Bereich nördlich des hohen Gallin die durchschnittliche Blättchengröße 0.6 mm ausmacht, sinkt sie südlich des Gallin auf 0.2 mm ab. Im westlichen Bereich um St. Michael—Wernberg—Heiligengstad liegt der Blättchendurchmesser vom Muskovit bei 1.2 mm. Es hängt diese Erscheinung wohl mit der Tektonik zusammen, die vielfach eine Diaphthorese nach sich zieht und eine Phyllonitisierung der Gesteine hervorruft.

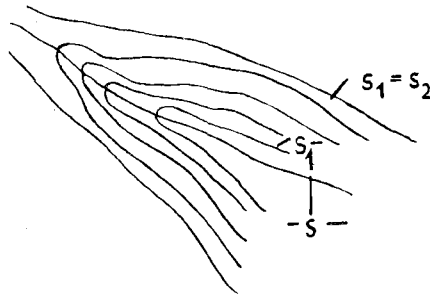


Abb. 3

Der Biotit ist von dieser Korngrößen-sortierung weniger betroffen und zeigt nicht immer eine deutliche Einregelung. Querbiotite (senkrecht -s-) sind oft noch Zeugen eines älteren -s- (siehe Abb. 4). Als drittes Glimmermineral tritt gelegentlich auch Chlorit auf. In Form von Klinochlor-Pennin und teilweise auch als Mg.-Prochlorit. Allgemein kann gesagt werden, daß das Vorhandensein von Chlorit und seine Häufigkeit, ebenso wie die Korngrößen-sortierung des Muskovits, mit der Durchbewegung zusammenhängt. Während im Westabschnitt kein Chlorit anwesend ist (z. B. Granatglimmerschiefer bei St. Michael), wird der Chlorit gegen Osten immer häufiger und nimmt ebenso von nördlich des hohen Gallin gegen Süden zu.

Wie immer bei einer Verallgemeinerung, so gibt es auch hier eine Ausnahme. Mitten im Granatglimmerschiefer treten am Rabenkogel südlich Tauern Gesteine auf, die keinen Granat führen und anstatt Biotit nur Chlorit besitzen. Die durchschnittliche Blättchengröße von Muskovit beträgt hier 0.15 mm. Dazu paßt mineralfaziell auch eine Grünsteinlage. Als kalkspatführender Chlorit-Biotit-Amphibolit wäre das Gestein für die Serie I untypisch. Anscheinend bedingen N—S-Störungen solche für die Granatglimmerschieferserie untypischen Kristallisationsverhältnisse.

Plagioklase sind meistens nie oder in sehr geringem Prozentsatz anwesend. Lediglich zwei Dünnschliffe zeigten eine stärkere Albitführung. Das eine Gestein vom NW-Hang des Stallhofener Berges westlich der Moosburger Teiche führt bei zirka 30% zu gleichen Teilen mit Quarz im grano-

blastischen Korngefüge klare, wenig gefüllte Albite. Also scheinbar bereits im Sediment angereicherte Feldspate. Das zweite Gestein vom Nordufer des Mitterteiches führt jedoch Porphyroblasten von Feldspaten, deren kristallographische Begrenzung trotz der leichten Kantenabrundung noch erkennbar ist. Es handelt sich hier um einen Albit mit höchstens 5% An.-Gehalt. Die sehr deutlichen (010) Spaltrisse brechen durch die postkristalline Deformation leicht auf und weisen eine Abbiegung von 10° auf. Ich könnte mir für die Bildung dieser Albite einen Zusammenhang mit der nahen Aplit-Pegmatitkristallisation um Tigring vorstellen.

Ein phyllonitischer Gneisglimmerschiefer vom Weg nordwestlich Ragain dürfte wohl seinen 45%igen Plagioklasgehalt der nahen Granitisation verdanken. Dazu kommen noch 20% Chlorit und 45% Muskovit von maximal 0.3 mm Blättchendurchmesser und anscheinend kein Quarz. Also kein Glimmerschiefer, aber durch die Phyllonitisierung wurde das Gestein Glimmerschiefer ähnlich.

Der Quarz des Schieferbestandes ist in verzahnt-granoblastischer Pflasterstruktur meistens lagig oder gefasert. Sein perzentueller Anteil steigt bis 70% an und kann bis 20% sinken. Reine quarzitische Lagen sind relativ selten. Zu erwähnen wäre hier nur ein schwarzer Bänder-Quarzit (Kohlenstoff?) von der Nordseite des Kammes nördlich St. Nikolai gegen Prägrad. Ein Granatglimmerschiefer, den ich vom Wege Ostriach gegen Tauern auf 580 m untersuchte, zeigt eine ziemlich reiche Kohlenstoffführung bis zirka 10%. Die übrigen Gesteinsgemengteile von Quarz mit 50%, Granat mit 10% bis 4 mm Korngrößen und Glimmer mit 30%, vorwiegend Muskovit, stellen einen typischen Granatglimmerschiefer dar.

Der Quarz ist nicht immer Bestandteil der Schieferstruktur, sondern auch häufig in Linsen, feinen und groben Lagen und auch in mitgefalteten Gängen granoblastisch auskristallisiert. Solche Kristallisationsprodukte sind oft durch Verwitterung herauspräpariert. Diese Quarzanreicherungen sind im Zuge der postkristallinen Tektonik oft geröllartig abgerollt und ausgelist und führten oft dazu, daß solche Gesteine als Konglomerate bezeichnet wurden (z. B. Rannachkonglomerat). Auch hier treten solche Gesteine auf und sind lediglich lateralsekretorische, von der postkristallinen Tektonik abgequetschte und umgeformte Kristallisationsprodukte.

An einer einzigen Stelle des gesamten Kartierungsgebietes fand ich auch Staurolith, der vielleicht mineralfaziell typisch für die gesamte Granatglimmerschieferserie wäre. Nördlich des Häuschens westlich des Ratzenegger Teiches zieht SW—NO streichend ein Grünsteinzug durch, der im Liegenden an einen granatführenden Staurolithgneis grenzt. Das Gestein ist reich an Kohlenstoff und führt an der Grenze zum Staurolith und an den Kornfugen zwischen Plagioklas häufig Chlorit. Die Staurolithporphyroblasten sind in sich stark zerbrochen. Die Brüche werden durch Muskovit, Limonit und Plagioklas verheilt. Die Feldspatkristallisation ist sicherlich eine sekundäre Bildung, was durch gepanzerte Relikte bezeugt werden kann. Es treten nämlich innerhalb der Plagioklasporphyroblasten mit Mikrolithenfülle schwarze Faltenbilder aus Kohlenstoff auf. Leider ist dieser Staurolithfundpunkt der einzige des Raumes. Es lassen sich hier die Staurolithe mit bis 20 mm Länge leicht makroskopisch erkennen.

2. Glimmerschiefer im allgemeinen (ohne Granat/Serie II)

Der für Granatglimmerschiefer charakteristische Granat ist hier nie vorhanden. Zumindest ist er nie makroskopisch einwandfrei feststellbar. Unter dem Mikroskop sind manchmal Granatreste erkennbar, die aber stets randlich oder an den Spaltrissen Chloritisierung zeigen. Makroskopisch kann man mitunter Chloritknoten nach Granat erkennen.

Die Glimmer erfahren hier eine stärkere Verkleinerung der Blättchendurchmesser (nie über 0,3 mm). Der Muskovit wird zu einem großen Prozentsatz bereits vom Serizit abgelöst. Der Biotit wird immer häufiger durch Chlorit vertreten, d. h. Chloritvormacht gegenüber Biotit ist charakteristisch. Der Quarzgehalt der Schieferstruktur ist hier relativ höher als bei den Granatglimmerschiefern. Reine Quarzite mit Chlorit oder Serizit sind sehr häufig.

Eine örtlich oft starke Phyllonitisierung der Glimmerschiefer läßt eine Angleichung an die folgend zu besprechenden phyllonitischen Glimmerschiefer erkennen. Sie ist hier nur an schmale Zonen gebunden, wie sie auch bei den Granatglimmerschiefern bemerkt werden konnte.

Plagioklasführung ist sehr gering. Zu erwähnen sind drei Punkte, wo bei nahezu 20% Plagioklas aufscheint, und zwar 1. in der Wiese nördlich Sekull, 2. in der westlichen Fortsetzung von diesen, nordwestlich der Ortschaft Windischberg und 3. SSW des Ratzenegger Teiches auf 560 m, wo auch Epidot auftritt. Es erinnern diese Typen sehr an die plagioklasreichen Gesteine der Rappoltserie auf der Stubalpe.

3. Phyllonitische Glimmerschiefer (Serie III)

Eine Abtrennung dieser Gesteinsserie erwies sich nach einiger Zeit Geländeaufnahme als notwendig. Es handelt sich hier um eine Zone, die weitgehendst starker tektonischer Beanspruchung, scheinbar mit wenig Gesteinsüberdeckung, also oberflächennahe, unterworfen wurde. Es besteht eine Angleichung an normale Phyllite. Es ist deshalb auch erklärlich, weshalb der größte Teil des Kartierungsgebietes ehemals als Phyllitgebiet galt. Dazu kommt das häufige Auftreten von Quarziten, denen Typenminerale meistens fehlen.

Granat gibt es hier nie, auch nicht einmal als mikroskopische Reste oder Chloritpseudomorphosen. Der Biotit ist makroskopisch kaum sichtbar, seine eventuelle Anwesenheit geht zumindest unter die makroskopisch erkennbare Korngröße. Nur unter dem Mikroskop lassen sich noch einzelne Lepidoblasten feststellen. Feinblättriger Chlorit ist häufig. Der Muskovit wird vollständig vom Serizit ersetzt. Daß man hier ehemals stärker metamorphe Gesteine vor sich hat, läßt sich an Hand einiger Dünnschliffe relativ leicht erkennen. Im Gelände selbst machen sich zahlreiche Mylonitzonen mit dunklen, fast schwarzen, schmierigen, rupturenreichen, phyllitähnlichen Schiefen bemerkbar, soweit nicht Quarzite vorliegen. Steile Isoklinalfalten zeichnen im Dünnschliff ungefähr das ab, was regional der Gesteinskomplex durchmachte. Häufig werden diese Falten senkrecht zerschert. Es entsteht ein jüngerer Scherungs -s- (s_2) senkrecht zum -s₁-. Das alte -s- ist mit Biotit- und Serizitfasern, oft auch in flachwelliger Faltung, an-

gedeutet (siehe Abb. 4, Schl. Ho 1, Krnt. L. M., nordwestlich Ortsausgang von Pörschach).

An diese Gesteinsserie sind die mächtigen Marmorbänder um Pörschach gebunden. Auch die Marmore, die ich zum sedimentären Verband der Schiefer zähle, zeigen das Abklingen der Metamorphose von Norden gegen Süden. Von der Diaphthorese selbst werden sie weniger betroffen, machen jedoch dieselben tektonischen Beanspruchungen mit, auf die sie allerdings anders reagieren. Die Phyllonitisierung der Glimmerschiefer ist an den Nordrand des Wörthersees gebunden und ist besonders stark an den Grenzen zum Marmor (größerer Reibungshorizont). Sie streicht zirka O 20 N gegen Osten aus.

Ein schwarzer Quarzit, der von einer Bruchwand beim Hause Moosburger Straße 100 auf der Straße Pörschach—Moosburg stammt, zeigt, daß z. B. nicht alle schwarzen Gesteine mit Kohlenstoff in Verbindung gebracht werden müssen. Herrn Prof. Dr. H. MEIXNER verdanke ich diesbezüglich die Anfertigung und Bestimmung eines Gesteinsanschliffes, der zeigt, daß überwiegend Markasit für die Schwarzfärbung verantwortlich ist.

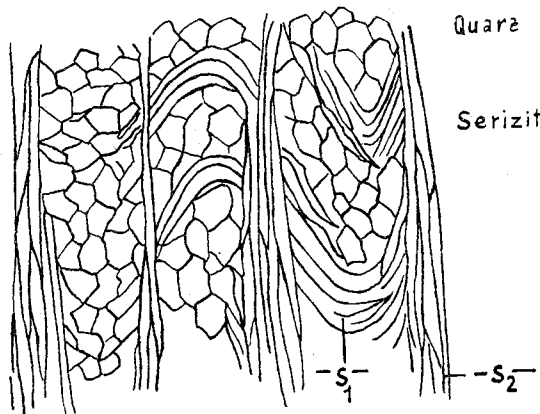


Abb. 4

II. Amphibolgesteine

Wie bereits erwähnt, äußert sich der graduelle Metamorphoseübergang vom Liegenden ins Hangende bzw. von Norden gegen Süden und gleichsinnig von Westen gegen Osten in den Amphiboliten besonders deutlich. Unverletzte Granatamphibolite sind relativ selten und nur an die westlichsten oder liegendsten Anteile gebunden. Epidotamphibolite, meistens ohne Granat, treten häufiger auf. Im Übergang zu den hangendsten Grünschiefern mit feinnematoblastischen Hornblenden nehmen die Chlorit-amphibolite und Chlorit-Biotitamphibolite, mit mehr oder weniger Kalkspat, den Raum an der Grenze Granatglimmerschiefer-Glimmerschiefer ohne Granat und bis in die Zone der phyllonitischen Glimmerschiefer ein.

1. Granatamphibolite (Granatamphibolitfazies II/I—II/Serie I)

Sie sind an die Gebiete westlich Trabernig—Ragain gebunden. Es konnten hier vier schmale Bänder auskartiert und die Gesteine im Dünn-schliff untersucht werden. Es gehören hieher zunächst der Granat-Biotit-amphibolit bei der Wegkreuzung WNW Ragain im Verbannde mit Marmor. Die Hornblenden sind als grobe Nematoblasten in einem poikiloblastischen Korngefüge mit 80% Hauptgemengteil. Sie haben stets starken Pleochroismus für n_a = gelblich, fast farblos, n_b = moosgrün und n_c = dunkel(oliv)-grün. Neben Biotit, der bereits teilweise in Chlorit umgewandelt ist, treten leicht gerundete Porphyroblasten von Granat auf, die an zahlreichen Rissen Biotit und Chlorit führen.

Westlich Trabernig am Weg, der von Oberwernberg direkt gegen Norden führt, liegt ein albitisierter Granatamphibolit als schmales Band konkordant im Granatglimmerschiefer. Auch hier macht sich bereits eine leichte Chloritisierung von Hornblende und Granat bemerkbar. Die Einregelung der Mineralkomponenten ist deutlich. Besonders hervorzuheben sind die Albitporphyroblasten (unter 10% An.), die im -s- eingelinst und teilweise reich an Einschlüssen, vorwiegend Hornblende, oder klar und einschlußreich sind. Neben polysynthetischen Zwillingen nach Albit- und Periklingesetz gibt es auch Karlsbaderzwillinge.

Westlich Kassel auf 770 m, genau nördlich Unterwernberg zeigt der Granatamphibolit mit 55% Hornblende ebenfalls Chloriteinschlüsse in den idiomorphen Porphyroblasten der Granaten.

Das vierte, hieher gehörige Amphibolitband liegt südlich Gratschach am Weg nördlich Kote 585 aufgeschlossen und entspricht einem Kalksilikatschiefer. Der einzige des Kartierungsgebietes. Die Hornblende ist mit Diopsid poikiloblastisch verwachsen, dazu kommen einzelne grobe Kalkspatkörner, Zoisit und grobgranoblastische bis porphyroblastische Granaten mit Hornblende- und Quarzeinschlüssen. Also ein Grüngestein der tieferen Mesozone. Also selbst innerhalb der granatführenden Amphibolitserie macht sich auf kurze Distanz eine Zunahme der Metamorphose gegen Westen bemerkbar.

2. Epidotamphibolite und prasinitische Amphibolite (Epidot-Amphibolitfazies I/IV/Serie I und II)

Sie sind als mehr oder weniger schmale Lagen, nach geringer Längs-erstreckung bald auskeilend, im -s- der Granatglimmerschiefer eingeschichtet und reichen bis in die Glimmerschiefer ohne Granat der Serie II. Die Verbreitung geht vom Pollenitzberg südlich Feldkirchen im Norden bis zum Techelsberg im Süden und von Oberwinklern im Westen bis Wölfnitz im Osten. Die Hornblenden zeigen vorwiegend einen blaugrünen Pleochroismus und geringe Auslöschungsschiefe für $n_c : z = 14—17^\circ$. Es wird diese Hornblende gelegentlich als barroisitische Hornblende bezeichnet. Sie ist für Prasinite typisch. Mitunter zeigen sich auch für Prasinite typische Mineralkombinationen und Korngefügestrukturen.

Anzuführen wären hier die Amphibolitzüge zwischen Stallhofener Berg und Pernach südöstlich des hohen Gallin und die Vorkommen nördlich und südlich des Mitterteiches bei Moosburg. Die Hornblenden sind hier

durchwegs bei 30—80% am Gesteinsaufbau beteiligt. Nicht selten sind die Hornblendenematoblasten aufgefasert, wie z. B. im Epidotamphibolit des Pollenitzberges. Es lassen sich da zwei Hornblendegenerationen mit verschiedenen Pleochroismen erkennen, und zwar kann man eine stark zerbrochene, ehemals grobnematoblastische olivgrüne Hornblende als Altbestand von einer gut eingeregeltten feinnematoblastischen blaugrünen Hornblende unterscheiden. Die dunkelolivgrünen Hornblenden zeigen auch eine größere Auslöschungsschiefe von $n_c : z = 17-20^\circ$. Granat ist z. B. nur noch in Form von kleinen Bruchstücken im Biotitamphibolit vom hohen Gallin. Dieser Biotitamphibolit könnte auch noch zu den Granatamphiboliten gestellt werden.

Epidotführung ist im allgemeinen ziemlich reichlich, besonders im Epidotamphibolit des Pollenitzberges. Biotitreiche Amphibolite, ebenfalls aus dem Amphibolitzug des Pollenitz oder aus dem aufgelassenen Steinbruch nördlich der Kote 538 nordwestlich Moosburg, führen meistens weniger Epidot und zeigen im Hangenden oft eine stärkere Chloritführung. Sie bilden den Übergang zu den Chloritamphiboliten.

In diesem Zusammenhang möchte ich darauf hinweisen, daß die einzelnen Amphibolitbänder nicht nur den graduellen Metamorphoseübergang vom Liegenden ins Hangende zeigen, sondern daß auch innerhalb der einzelnen Amphibolitvorkommen einzelne Variationsbreiten nach dem Grade der Metamorphose sich bemerkbar machen. Es ist dies wohl eine Feststellung, wie sie z. B. auch u. a. von H. HERITSCHE (1956) für die Gesteine des Gailtaler Kristallins beschrieben wurden. Es ist daher kein Zufall, daß Chlorite sowohl im granatführenden Amphibolit des Gallin als auch in allen übrigen Amphiboliten oft zahlreich vertreten sind. Im allgemeinen ist aber die Zunahme von Chlorit gegen das Hangende hin stärker. Eine teilweise Floititisierung konnte ich nur im Biotitamphibolit des Gallin feststellen, während die Umwandlung von Biotit in Chlorit als häufigere Kristallumsetzung anzuführen ist.

Eine für echte Prasinite charakteristische Albitneubildung in ophitischer Gefügestruktur ist relativ selten und kann nur von den bereits erwähnten Punkten angeführt werden. Häufig stellt sich eine starke Kalzitkristallisation ein, die bereits der Grünsteinfazies angehört.

Die Serie der Epidotamphibolite und prasinitischen Amphibolite läßt sich östlich über Moosburg hinaus in nicht sehr deutlicher Trennung von der Grünsteinfazies bis Wölfnitz verfolgen. Südlich Moosburg auf Kote 546 setzen bereits chloritreiche Amphibolite, mitunter prasinitische Amphibolite ein, die sich über den Ratzenegger Berg und Seltenheimer Berg in anfangs mächtiger Schichtfolge nach Wölfnitz und St. Andrä fortsetzen. Nur noch vereinzelt läßt sich Epidotamphibolit aus dem mächtigen Amphibolitzug herauslösen, und zwar südlich der Diluvialfurche südsüdwestlich des Ratzenegger Teiches, zwischen Schl. Ratzenegg und Ratzenegger Berg auf 560 m (vermutlich Floititisierung eines epidotführenden Biotitamphibolits) und weiters in einem Steinbruch in Fortsetzung des vorigen Gesteins gegen Südwesten als Epidotamphibolit.

Auch im Grünsteinzug, der von Schl. Ratzenegg gegen SW zieht, scheint neben chloritreichen Amphiboliten auch Biotitamphibolit ohne nennenswerte Chloritführung auf.

Östlich der Talfurche Tuderschitz—Ameisbichl lassen sich im Liegenden, also in den nördlichen Teilen, noch deutlich epidotreiche Amphibolite von den hangenden Chloritamphiboliten unterscheiden.

Daß es zu starker Verfaltung der einzelnen Amphibolittypen gekommen ist, zeigen z. B. die Aufschlüsse im Steinbruch unmittelbar südlich Wölfnitz. Die Kalkspatführung kann oft ziemlich reich werden. Aus dem Steinbruch Wölfnitz ist mir ein Gestein untergekommen, das aus 95% blaugrüner Hornblende besteht. Der Rest von 5% besteht aus Kalkspat, der mit der Hornblende ein poikiloblastisches Gefüge bildet. Neben epidotführenden Amphiboliten treten in diesem Steinbruch vorwiegend Chloritamphibolite in steiler Verfaltung mit Granatglimmerschiefer auf.

Am Nordhang des Pollenitz, in der Anlaufbahn der Feldkirchener Schisprungschanze, ist ein Chlorit-Hornblendeschiefer aufgeschlossen, der in seiner petrographisch-tektonischen Stellung den Metamorphoseübergang ins Hangende der nördlichen Gesteinspartien darstellt. Die Hornblende mit schwachem Pleochroismus von n_a = farblos, n_b = grau, n_c = grünlichgrau und einer Auslöschungsschiefe von $n_c : z = 16^\circ$ würde einem Tremolit entsprechen. Sie ist mit langen (bis 0.43 mm), schmalen (bis 0.12 mm) Nematoblasten, die gut im -s- eingeregelt sind, mit zirka 65% am Gesteinsaufbau beteiligt. Die Enden der Nematoblasten sind meistens aufgefasert und mit Klinochlor, Epidot und Titanit (Leukoxen) verzahnt. Als Einschlüsse treten oft hochlichtbrechende Minerale auf, die teilweise als Epidot und Titanit identifiziert werden konnten. Chlorit als Klinochlor und etwas braunpleochroitischen, feinlepidoblastischen Biotit enthält das Gestein bei 15%.

Dieser Chlorit-Tremolitschiefer gehört einer Schieferserie an, die das Hangende zum Epidotamphibolit des Pollenitzberges mit Granatglimmerschiefer darstellt. Diese Schieferserie dürfte vielleicht bereits den Glimmerschiefern ohne Granat (Serie II) entsprechen, da kein Granat daraus bekannt wurde. Jedoch fehlen hier größere Aufschlüsse, um eine eindeutige Abtrennung vom südlicheren Granatglimmerschiefer (NW Bösenlacken) zu ermöglichen. Es wurde daher nur der Tremolitschiefer in der Karte getrennt ausgeschieden und auf eine kartenmäßige Trennung der beiden Schieferserien verzichtet.

3. Chloritamphibolite und Grünschiefer (Grünsteinfazies I/III/Serie II und III)

Die Chloritamphibolite und Grünschiefer gehören zum großen Teil der Phyllonitisierungszone an und führen demnach oft reichlich Chlorit. Der Übergang aus der Epidotamphibolitfazies ist makroskopisch oft nicht festzustellen, so daß die eigentliche Trennung zwischen Epidotamphibolitfazies und Grünsteinfazies erst unter dem Mikroskop möglich wurde. Dazu kommt hier eine starke Verquickung der beiden Fazies durch Verfaltung, wie z. B. im Grünsteinzug Ratzenegger Berg—Seltenheimer Berg.

Überhaupt muß festgestellt werden, daß das Auftreten von Hornblendegesteinen im Osten viel zahlreicher ist als im Westen. So fehlen Gesteine der Grünsteinfazies westlich Töschling zur Gänze. Es scheinen hier die Hornblendegesteine durch die Kalke abgelöst zu sein. Die chloritreichen Amphibolite, oft reich an Leukoxen, sind oft sehr stark mit Kar-

bonatlagen verknüpft. Die Gesteine sind häufig sehr reich an stark gefüllten Plagioklasen.

Besonders herauszugreifen wären hier einige Vorkommen aus dem südlichsten Kartierungsbereich, wo ich den Eindruck habe, daß Diabase oder zumindest tuffitische Gesteine das Ausgangsmaterial waren. Ein solches Gestein besteht z. B. aus einer Mineralkombination von 40% Plagioklas (Quarz?), 30% Epidot und 30% Chlorit. Hornblendenadeln sind nur sporadisch vorhanden. Der Epidot ist kataklastisch zerbrochen, zeigt aber an einem groben Korn Zonarwachstum. Dieser Idioblast von $0.07 \times 0.12 \text{ mm}$ hat einen rundlichen Pistazitkern mit $n_a : z = 28^\circ$ mit starkem hellgrünlichgelben Pleochroismus, von dem man einen Rand mit der Auslöschungsschiefe $n_a : z = 20^\circ$ unterscheiden kann. Das Gestein liegt nördlich Pörtshach am Promenadenweg östlich des Marmorbruches nordwestlich Winklern auf 570 m. Ein ähnliches Gestein, wo ein Teil des Epidots von Karbonat und Serizit ersetzt ist, liegt am Südhang des Hügels nördlich der Pension „Marienheim“ nordwestlich Pörtshach westlich der Straße nach Moosburg. In gleicher geologischer Position liegt der Grünstein im Steinbruch nördlich Sallach bei Pörtshach, wo reichlich Hornblende und Karbonat vorhanden sind. Nicht unerwähnt möchte ich die grünliche Schieferzwischenlage aus dem Marmorsteinbruch östlich Pavor (westlicher Speisersteinbruch) lassen, wo neben 50% Quarz, 25% Glimmer (Serizit und Biotit) und Karbonat über 10% Epidot auftritt (vgl. A. KIESLINGER 1956, S. 245).

Im Raum östlich Moosburg an den Südhängen des Ratzenegger und Seltenheimer Berges machen sich Chloritamphibolite breit, die ebenfalls oft im Hangenden Typen zeigen, die makroskopisch sehr an Metadiabase und Fleckengrünschiefer erinnern. Sie lassen aber eine eindeutige Zuordnung zu Diabasen oder deren Abkömmlingen selbst auf Grund des mikroskopischen Befundes nicht zu. Feinnematoblastische Hornblende kann oft bis 80% anwesend sein. Lediglich Quarzarmut in den Grünsteinzügen deutet auf nichtsedimentäre Abstammung hin. Dies ist aber kein eindeutiger Beweis.

Zusammenfassend sei abschließend zum Kapitel der Amphibolite bemerkt, daß alle Grüngesteine deutlich im -s- der Glimmerschiefer eingeregelt sind und mitverfaltet wurden. Sie erwecken im Liegenden den Eindruck von metamorphosierten Ton-Mergelbänken. Im Hangendsten jedoch scheinen grobteils Einstreuungen von tuffitischem Material an der Bildung der Grüngesteine beteiligt gewesen zu sein.

III. Marmore

Es lassen sich sehr schwer die einzelnen Marmorvorkommen von Dezimeter bis Hundertmeter mächtigen Lagen ordnen und nach Kristallinität oder sonstigen Eigenschaften oder gar stratigraphisch unterscheiden. Es soll hier gleich voraus betont werden, daß selbst innerhalb eines Aufschlusses Unterschiede in der Körnung bestehen und daß Unterscheidungsmerkmale wie Kohlenstoffführung, Bänderung, verschiedene Intensität oder Richtung der Verfaltung, Bruchgestalt od. dgl. mehr zur Abtrennung der einen von den anderen Bändern nicht herangezogen werden

können. Ich konnte feststellen, daß alle Marmore, ob mehr oder weniger mächtig, derselben Metamorphose und Tektonik unterworfen wurden, wie die sie umgebenden Glimmerschiefer. Lediglich mächtigere Marmorvorkommen, wie die bei Landskron, Sternberg oder Töschling-Pörtschach, beinhalten oft dichtere, weniger grobkörnige Partien, die meistens hell- bis dunkelgrau sind. Häufig stellen sich hier auch Zwischenlagen von grauem dolomitischen Kalk ein (z. B. Töschling und Sternberg). Der grobkörnige Marmortyp ist stets schneeweiß und nur lagenweise mit grauer Bänderung. Die grobgebankten Partien zeigen oft Rosafärbung (z. B. Töschling, Pörtschach und Stbr. Leiten östlich Ort Tauern). Über die einzelnen in Steinbrüchen aufgeschlossenen Marmorvorkommen gibt A. KIESLINGER ausgezeichnete Beschreibungen in „Die nutzbaren Gesteine Kärntens“ (1956).

Das Pörtschach-Töschlinger Vorkommen wurde schon 1909 durch P. EGENTER einer geologisch-petrographischen Beschreibung unterzogen, desgleichen das Vorkommen von Annenheim (Landskron). Über die technische Verwendbarkeit und petrographische Beschaffenheit siehe A. KIESLINGER (1956). Es wäre zu EGENTERS Arbeit zu ergänzen, daß erstens der Sillimanit in den zum Annenheimer Marmor angrenzenden Granatglimmerschiefern sicherlich eine Fehlbeobachtung, entsprechend dem Bucholzit (Sillimanit) von Moosburg (A. BRUNLECHNER, 1884), den H. MEIXNER (1957) nach den Beschreibungen R. CANAVALS (1930) für Tremolit hält, war und daß zweitens der Töschlinger Marmor nicht von einem Graphitphyllit (!), sondern von einem phyllonitischen Glimmerschiefer begrenzt wird. Die Grenze zum Glimmerschiefer ist eine tektonische; der mächtige Marmorblock wurde zusammen mit dem Glimmerschiefer verfaltet, und infolge verschiedener Härteanisotropie herrschte an der Grenze besonders starke Bewegung (Phyllonitisierung).

F. KAHLER (1931) hat eine sehr brauchbare Gruppentrennung für die Marmore südlich des Wörthersees vorgenommen, die auch für die Marmorvorkommen der Ossiacher Tauern gut anwendbar ist. Von KAHLERS Kalkgruppen, 1. Marmore des wohl erhaltenen Kristallins, 2. Marmore mit Internfaltung, 3. Triasmarmore, 4. Marmore unsicheren Alters (wahrscheinlich Triasmarmore), sind nördlich des Wörtherseeales nur die beiden ersten Typen vertreten. KAHLER selbst stellte unter 1. den Typ Pörtschacher Marmor, dem ich die Vorkommen um Sternberg, Annenheim, erster Steinbruch westlich Ortschaft Tauern und vielleicht einige andere mächtigere Marmorbänder in den nicht genügend aufgeschlossenen Nordhängen der Ossiacher Tauern anschließen möchte. Bei den zwei Typen handelt es sich um Vorkommen, die sich durch ihre verschiedene Mächtigkeit und verschiedene tektonische bzw. stratigraphische Lage unterscheiden.

Es wird niemand daran zweifeln, daß die Dezimeter bis wenige Meter mächtigen Marmorbänder stratigraphisch zu den Glimmerschiefern gehören. Sie sind alle gleichmäßig gekörnt, d. h. es gibt innerhalb eines Vorkommens kaum Kristallinitätsunterschiede. Die Marmorlagen sind oft reich an Quarzgemenge neben Muskovit und werden häufig von reinen Quarziten begrenzt (z. B. westlich unmittelbar unter der Ruine Eichelberg).

Die mächtigen Marmorvorkommen werden jedoch stets aus dem stratigraphischen Verband durch tektonisch vorgezeichnete Grenzen herausgelöst. Ich sehe darin keinen Grund, die Marmore einer anderen geologischen Formation als der sie begrenzenden Glimmerschiefer bzw. Phyllonite zuzuordnen. Für den stratigraphischen Übergang werden vielfach Kalksilikatschiefer oder ähnliche Übergangsgesteine gefordert und das Fehlen solcher war z. B. u. a. ein Argument, den Gumpeneckmarmor als geologisch jüngeres aus den Wölzer Granatglimmerschiefern herauszulösen (FRITSCH 1953).

Die Pörtschacher Marmore gehen im Osten in eine grünschieferreiche Zone über. Eine anscheinend allgemeine Tatsache, daß der Kalk im Osten von Grünschiefern bzw. Amphiboliten abgelöst wird. Ein mineralreicher Marmor, bei dem der Übergang aus dem Marmor selbst im Dünnschliff kaum mehr erkannt werden kann, wird zirka 500 m östlich des Bahnhofes Pörtschach von der Bahntrasse angerissen. Der grobkörnige Kalzit kann hier bis auf 15% herabsinken und das Gestein hat einen Grünsteinhabitus mit vermutbarer Diaphthorese. Zwei Dünnschliffe dieser Zone zeigen eine eigenartige Mineralkombination, die durch einen braunen Turmalin [Prof. ANGEL¹⁾ vermutet Uvit] zustande kommt.

Die beiden Dünnschliffe haben den geschätzten Mineralbestand von a) 30% Plagioklas, 30% Kalzit, 10% Quarz, 10% Biotit (Chlorit), 10% Hornblende, 5% Turmalin, 5% Epidot und b) 70% Turmalin, 15% Kalzit, 10% Quarz, 5% Pyrit.

Der Plagioklas zeigt starke polysynthetische Verzwilligung und einen An.-Gehalt von zirka 30%. Kleine und auch größere Plagioklasaggregate mit amöboiden, glasklaren Albitkristallen, die teilweise auch getrübt sind und nur selten eine schwache Mikrolithenfülle haben, verdrängen die größeren gerundeten, stärker gefüllten Oligoklase. Der Kalzit tritt gangförmig bzw. lagenweise in größeren polysynthetisch verzwilligten Idioblasten auf. Nicht gut eingeregelt Einzelpleidoblasten und Lepidoblastenpakete von Biotit zeigen einen Pleochroismus von n_a = gelblich und $n_b = n_z$ = rötlichbraun bis kastanienbraun. Chlorit ist meistens parallel verwachsen mit Biotit und als schwach pleochroitischer Klinochlor durch Chloritisierung von Biotit vertreten. Die Hornblende zeigt schwach blaugrünen Pleochroismus und häufig Floititisierung. Auslöschungsschiefe $n_z : c = 17^\circ$. Epidot tritt in leicht kantengrundeten, kurzstengeligen Idioblasten auf. Eine Besonderheit in den Dünnschliffen ist nun der Turmalin; kurzstengelig mit kräftigem Pleochroismus von e = hellgelblichbraun, o = rotbraun bis dunkelbraun. Grünliche Flecken sind e = hellgrün, o = grün. Quarzeinschlüsse werden fast rechtwinkelig begrenzt und sind streifig undulös auslöschend. Ausgeprägte, intensive Zerbrechung, vornehmlich in der Längserstreckung, täuscht eine Spaltung längs dieser Richtung vor. Als brauner Turmalin käme der Dravit oder Uvit in Betracht. Da der Turmalin Gemengteil eines kalkreichen Gesteins ist, wird er wohl mit Berechtigung dem Uvit zugeordnet werden können. Reichliche Beimengung von Pyrit, der auch in den übrigen Marmoren oft ziemlich angereichert ist, ist bereits makroskopisch erkennbar. Die Mineralgemengteile täuschen durch ihre Grobkörnigkeit ein richtungslos ver-

¹⁾ Prof. ANGEL hat in liebenswürdiger Weise meine Dünnschliffbeschreibungen überprüft, wofür ich ihm hier meinen besten Dank ausdrücke.

zahntes Gefüge vor. Lediglich die Lagen von Kalzit zeigen Paralleltexur an. Die Korngrößen der Granoblasten (Plagioklas, Quarz, Kalzit) liegen bei maximal 0.6 mm, während die Turmaline als kurzsäulige Porphyroblasten Korngrößen bis zu 3 mm aufweisen.

Im allgemeinen kann für die Marmore eine Mächtigkeitzunahme gegen das Hangende festgestellt werden. Es ist aber möglich, daß die Mächtigkeiten sowohl um Annenheim—Landskron, wo eine synklinale Einfaltung des Marmors in NE—SW erfolgte als auch um Pörtschach—Töschling und Sternberg durch die Tektonik bedingt sind. Sehr starke Faltenwürfe (Internfaltung KAHLERS) lassen eine Zusammenballung von ehemals geringmächtigeren Lagen erkennen. Eine ähnliche Tektonik herrschte auch in den Kalkzügen der Nordhänge der Ossiacher Tauern. Einen bedeutenden Aufschluß stellt diesbezüglich der Steinbruch westlich Leiten, südöstlich Kote 996, östlich Tauern dar. Starke Verfaltung mit N 60 W/20 W fallenden Achsen entspricht den üblichen tektonischen Verhältnissen in mächtigeren Marmorbändern. Der weiße Marmor, gelegentlich mit brauner oder schwarzgrauer Bänderung, ist durch Biotit-Chlorit-Muskovitschieferlagen grob gebankt.

Eine gewisse Sonderstellung unter den im Kartenteil aufscheinenden Marmoren nehmen die grauen, ziemlich dichten, selten grobkristallinen Marmore von Wielen—Tigring—Ziegelsdorf ein. Sie sind vor allem dadurch charakterisiert, daß sie nicht immer von normalen Granatglimmerschiefern begrenzt werden, sondern von aplitischen Gneisen und Turmalinpegmatiten eingeschlossen bzw. injiziert werden. Die Marmorlagen sind also vielfach von sauren Gängen durchsetzt. Beim Anschlagen stinken sie und lassen reichlich Schwefelwasserstoffbeimengung vermuten, womit sie sich in ihrer Stellung mit den Marmoren der Almhausserie (F. HERITSCH 1923) gut vergleichen bzw. parallelisieren lassen. In einem ähnlichen Verhältnis steht auch der Marmor von Annenheim, aus dem ebenfalls ein Pegmatitgang (R. EGENTER 1909, H. MEIXNER 1948) bekannt wurde.

IV. Granitische Gesteine

Neben der Entwicklung des Villacher Granits, die bis gegen Unternberg reicht und in den südlichen Gehängen des Komberg (früher Umberg) in Steinbrüchen und in glattgeschliffenen flachen Rundhöckern eines ehemaligen Diluvialplateaus auf zirka 650 m gut aufgeschlossen ist, sind im Ostabschnitt im Raume Tigring—Ziegelsdorf—Wielen ebenfalls Gesteine einer granitisch-pegmatitischen Kristallisationsphase hier einzureihen. Dazu möchte ich noch die oft zahlreichen Quarzlagergänge und -linsen der Glimmerschiefer mit para- bis postkristalliner Einregelung stellen.

1. „Villacher Granit“

Über die Geschichte des Steinbruches Markogel bei Seebach, daher auch „Seebacher Granit“ oder „Markogelgranit“ berichtet A. KIESLINGER (1956), ebenso über die technische Verwendbarkeit und Petrographie des Gesteines. Die erste kartenmäßige Darstellung des Granits in seiner Aus-

dehnung gegen Osten bringt W. PETRASCHECK (1927). Übergangstypen vom Granitgneis zum Glimmerschiefer in der Form von Schiefergneisen, wie sie auch in neuerer Darstellung von P. BECK (1959, 1960) unter Liesergneise in die geologische Literatur wieder übernommen wurde, werden auf meiner Karte nicht ausgeschieden, da in keinem Gestein dieser Zone der Plagioklasanteil so hoch ist, daß mir eine Abtrennung vom Glimmerschiefer als Schiefergneis gerechtfertigt erscheint.

In letzter Zeit wurde besonders in einem Steinbruche südlich Komberg auf 700 *m* der Granitgneis gut aufgeschlossen, wo derzeit der größte Abbau des Villacher Granits von der Firma Lovry-Irsa, Pflüghof/Maltatal, betrieben wird.

Der Granitgneis fällt hier mit 16° flach gegen Nordwesten ein, zerfällt durch zwei fast aufeinander senkrecht stehende, senkrecht einfallende Klüfte in ziemlich grobblöckige Quader. Die Abbauhöhe liegt bei zirka 40 *m*, zirka 20 *m* oberhalb des sumpfigen Diluvialplateaus bei 650 *m*. Dieser helle Flasergneis wird im -s- häufig durch einzelne Quarzlagergänge von zirka 3 *cm* Mächtigkeit durchbrochen und im Hangenden von einem normalen Granatglimmerschiefer mit flachen Westfallen und SW-fallenden B-Achsen scharf abgeschnitten. Durch die Faltung mit SW-Achsen, die nur eine Teilfalte der groben O—W Auffaltung ist, erscheint derselbe Granit in einem topographisch höheren Niveau nochmals nördlicher auf 830 *m*. Die S-Flächen haben hier gegenüber dem flachen NW-Falten des tiefer liegenden Steinbruches flaches SSW-Fallen. Die Klüftung bleibt gleich. Im Vergleich zur Gesteinsbeschreibung vom Markogelgranit (ANGEL-CLAR-MEIXNER 1953), welcher ich nichts hinzuzufügen habe, wäre für das Gestein hier nur eine Abnahme des K-Na-Feldspat (Mirkoklin) zugunsten des Albits und eine Myrmekitbildung zu erwähnen. In den vom Markogel entferntesten Granitgneisen, wie z. B. nahe am Marmorkontakt östl. Jungfernsprung auf 760 *m*, fehlen K-Na-Feldspate vollkommen. Es ergibt sich hier eine Mineralzusammensetzung von 40% Quarz, 40% Plagioklas, 15% Muskovit und Biotit zu gleichen Teilen und 5% Granat. Der rotbraun pleochroitische Biotit zeigt stets feinere Lepidoblasten als der Muskovit und führt Mikrolitheneinschlüsse, vermutlich Zirkon, die einen pleochroitischen Hof bilden. Sehr konstant ist der Glimmergehalt (Muskovit, Biotit meist nur sporadisch) in allen Granitgneisen. Die Korngrößen variieren kaum und liegen für die Gemengteile Muskovit (Blättenchdurchmesser) und Feldspat bei max. 2.5 *mm*. Die durchschnittlichen Korngrößen liegen bei 0.4—0.8 *mm*.

Im Steinbruch östl. Gratschach südl. der Kote 678 wird das Liegende des Granitgneises durch quarzlagenreiche Granatglimmerschiefer abgeschlossen. Der Granitgneis läßt hier durch flache NW-fallende s-Flächen im Liegenden, steilere (zirka 30°) westfallende s-Flächen im Hangenden und einer Mächtigkeit von zirka 20 *m* ein Absinken gegen W und Auskeilen gegen N erkennen.

Das südöstlichste Granitgneisvorkommen ist im Steinbruch des Wasserbauamtes Villach unmittelbar nordwestl. der Ortschaft Unterwernberg am Waldrand aufgeschlossen. Es zeigt sich hier deutlich das Auskeilen gegen Osten und das In-den-Berg-hineinverschwinden durch eine NNW-fallende, flache Großfaltenachse (vgl. Tektonikkarte D₁₇). Diese Falten-

achse wird im Scheitel entlang der Achsenrichtung durch eine auffallende Mylonitzone mit einer 66/66 einfallenden Harnischfläche zerbrochen. Die Zerreibungszone von 20 *cm* ist mit feinstkörnigem schmierigen, grauen Material als Zwischenmittel von Granitgneis-Bruchstücken bis zirka 20 *cm* ausgefüllt. Verdacht auf Tonmineralbildung hat mich bewogen, eine DTA-Pulver-Aufnahme durchführen zu lassen, die ich Herrn Dr. H. HÖLLER, Mineralog. Inst. d. Univ. Graz verdanke. Es konnten dabei keine den Tonmineralien entsprechenden Linien wahrgenommen werden. Es hat also an dieser Mylonitzone nur reine Zerbrechung und Zerreibung ohne Mineralumsetzung geherrscht. Parallel dieser Mylonitzone ziehen noch mehrere Kluftrisse durch.

Die oben besprochenen Granitgneisaufschlüsse können durch ihre Lagerungen mit den bereits gutbekannten Seebacheraufbruch durch Verfaltung in N—S und O—W in Verbindung gebracht werden. Ich bin der Ansicht, daß alle Granitgneisaufbrüche, soweit sie in meinen Kartierungsbereich fallen, einem bis zirka 60 *m* mächtigen Lappen entsprechen, der im Steinbruch des Markogel mit dem Einfallen von 276/74 untertaucht. Westl. des Gegendtalbruches scheinen nochmals Granitgneise auf, die von B. PLÖCHINGER (1953) beschrieben wurden. Entgegen der Beschreibung von ANGEL-CLAR-MEIXNER (1953) muß angeführt werden, daß die sogenannten Hüllgesteine im Markogelbereich wohl aufgeschlossen sind, und zwar befinden sich östl. des Granitblockes durch einen kleinen NS-streichenden Graben, der anscheinend die Grenze selbst darstellt, getrennt, helle quarzreiche Granatglimmerschiefer, die mit 270/66 Einfallen als Liegendes zu werten sind.

2. Turmalinreiche Aplitgneise und Pegmatite

Nördl. der Straße Wölfnitz—Moosburg und östl. Moosburg—Feldkirchen treten zum Villacher Granit verwandte Gesteine auf. Es wurde hier lediglich auf eine Kartendarstellung für die Karte Klagenfurt 1:50.000 Wert gelegt, weshalb ich auf eine genaue petrographische Beschreibung (Dünnschliffuntersuchung) verzichten muß. Es sind helle, glimmerarme Gneise, die sehr reich an Turmalinen (Schörl) sind. Die Körnigkeit ist stark wechselnd, jedoch überwiegen grobkörnige pegmatitische Gneise. Häufig können noch grobe, schwarzgrau glänzende Mikrokline makroskopisch erkannt werden. Quarzlagen scheinen sehr häufig im vorwiegend flach W-fallenden -s- eingeregelt, auf.

Im Bereich Tigring—Wielen und Ziegelsdorf wird der Turmalin-Pegmatit durch O—W-streichende hell- bis dunkelgraue Kalk- bzw. Marmorzüge durchsetzt. Es sind vielfach mineralreiche Kalke, die oft braunschwarz gefärbt sind und reichlich Epidot neben Quarz führen (z. B. nördl. Kote 565 südöstl. Wielen) und in kalksilikatschieferähnliche Gesteine übergehen. Mitunter treten auch Granatglimmerschieferzwischenlagen auf, wie z. B. westl. Kote 535 bei Ziegelsdorf.

Den südlichsten Ausläufer dieses Turmalin-Pegmatites fand ich in einem Turmalin-Quarzgang von $\frac{1}{2}$ *m* Mächtigkeit 150 *m* südöstl. des W. H. zwischen Moosburg und Schloß Ratzenegg in einem herausgewitterten

Härtling in der Viehweide. Der Quarzgang liegt diskordant mit 250/34 Einfallen in einem Quarzit der Granatglimmerschieferserie von 200/14 Einfallen. Die Turmaline als schwarze Schörl sind stark zerbrochen und bis 5 cm lang bei Basisdurchmesser von 1 cm. Wie weit die Turmalinanreicherungen z. B. die des Uvit östl. Bahnhof Pörschach oder die Turmaline des Glimmerschiefer des Hohen Gallin hier angehängt werden dürfen, kann nicht ausgesagt werden. Es ist allerdings zu vermuten, daß doch einzelne Mineralbildungen dieser Art mit dem Turmalin-Pegmatit in Zusammenhang stehen. Die Turmaline im Granatglimmerschiefer des NW-Kammes am hohen Gallin auf 900 m haben eine Längserstreckung von max. 0.9 mm und liegen in einem normalen etwas quarzreicheren Granatglimmerschiefer. Sie zeigen einen kräftigen Plechroismus von $e =$ hellgelblich und $o =$ dunkelolivgrün mit blaugrünen Flecken und sind bis 50% im Gesteinsdünnschliff angereichert.

Ungefähr 500 m westl. Kuchling im N-Hang gegen die Straße Moosburg—Wölfnitz befindet sich ein diskordanter Pegmatitgang, mit dem Quarzschwielen, -linsen und -gänge im -s- des Granatglimmerschiefers in Verbindung stehen. In Form einer Flexur durchbricht ein Quarz-Feldspatgang mit steilem W-Fallen das 190/36 einfallende -s- des Granatglimmerschiefers. Die Feldspate des Ganges sind an der Grenze zum Schiefer angereichert, während der Kern des Ganges quarzreicher ist. Ebenso gehen von diesem Gang einzelne im -s- des Glimmerschiefers eingeschichtete Quarzkonkretionen aus. (Vgl. Abb. 5.) Ferner ist zu beobachten, daß es an der Grenze zwischen Quarzlinse und Glimmerschiefer zu größeren Granatanreicherungen kommt. Es wird anscheinend der Granat durch den Quarz verdrängt bzw. abgedrängt.

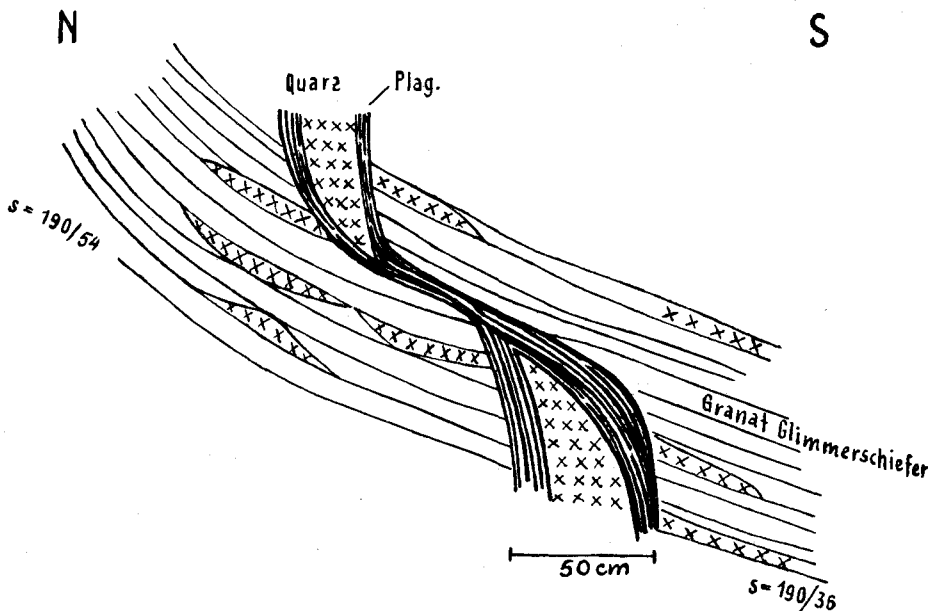


Abb. 5

3. Saure Gänge

Mit dem zuletzt angeführten Pegmatoidgang wird bereits der Übergang zu den Quarzanreicherungen in verschiedenen bereits aufgezählten Formen der Glimmerschiefer eingeleitet. Lang verfolgbare mächtigere Lagergänge treten nicht auf, sondern höchstens im Dezimeterbereich eingelagerte Quarzboudinagen. Am häufigsten sind Quarzlagen von wenigen Zentimetern, die im Aufschlußbereich auskeilen und vor allem flachlinsig, weniger häufig dickbauchig (geröllähnlich) auftreten. Ganz selten sind mit Feldspat vermengte Quarzgänge, wie z. B. der bereits angeführte Gang bei Kuchling, dem ich nur noch einzelne feine Lagen im Zusammenhang mit dem Amphibolit des Stallhofenerberges anzuschließen hätte.

Genetische Bemerkungen zum „Villacher Granit“ und seinen östlichen Ausläufern

Die Genese des Villacher Granites i. e. S. wurde bereits im geologischen historischen Überblick angedeutet. Es ist mit den heutigen Erkenntnissen der Granitwerdung wohl kaum mehr die Auffassung W. PETRASHECKS (1927) den Villacher Granit als Orthogneis zu betrachten, vertretbar. Ebenso mußte die genetische Deutung R. SCHWINNERS (1927) einer den wahren Verhältnissen näherkommenden Auffassung (ANGEL-CLAR-MEIXNER 1953) weichen. Es steht auch mit der Granitisationstheorie das häufige Auftreten von pegmatitischen Lagen innerhalb des Granitkörpers in Einklang. In Fortsetzung gegen Osten steht mit der Granitisation, allerdings in einem höheren Niveau, die Pegmatitbildung um Tigring—Ziegelsdorf in Verbindung. Es ist dies lediglich eine Kristallisationsphase noch geringerer Temperatur als sie für den Villacher Granit (max. 660°) angenommen wird. Mit diesen Turmalin-Pegmatiten hängen, wie bereits erwähnt, in tektonisch höheren Lagen die vielen Quarzlagen, die auf rein lateralsekretorischem Wege zur Auskristallisation gekommen sind, zusammen. Mit diesem Temperaturanstieg gegen den Villacher Granit hin, steht auch der Metamorphosegrad in den Glimmerschiefern in Einklang. Es ist dies bestimmt keine Zufälligkeit, sondern es sind dies sicher auf ein enges Ineinandergreifen von Metamorphose und Granitisation rückführbare Verhältnisse. Durch die noch näher auszuführende Tektonik des Raumes — Aufwölbung des hohen Gallin und N—S-Bruches — kommt es auch zum oberflächlichen Auftreten der Turmalin-Pegmatite um Tigring.

Die drei angeführten Gesteinsgruppen („Villacher Granit“, Pegmatite und Quarzgänge) sind einzeitige Kristallisationsprodukte unter lediglich verschiedenen p. T.-Bedingungen in verschiedenen Niveaus.

Erz- und Mineralvorkommen

O. FRIEDRICH (1953) gibt drei Bleizinklagerstätten und eine Eisenerz-lagerstätte aus diesem Raume an. Die Vererzung ist an Marmore gebunden. Aus dem Pb. Zn.-Vorkommen von Moosburg und Umberg bei Wernberg sind neben Pb. Zn.-Mineralien auch zahlreiche andere Minerale (H. MEIXNER 1957) beschrieben worden. Über das Pb. Zn.-Vorkommen Landskron

konnte ich keine weiteren Literaturhinweise finden. Bekannt wurden vom Jungfernsprung (Landskron) durch MEIXNERS Beschreibungen (1948, 1949, 1953) vor allem die seltenen Minerale Zinnstein, Uvit und Indigolith. Das Erzvorkommen am Umberg, in der neuen Karte Komberg, wird von R. CANAVAL (1893) eingehendst beschrieben. Neben Magnetkies, der von H. MEIXNER (1953) von hier nicht erwähnt wird, beschreibt CANAVAL silberhaltigen Bleiglanz, Zinkblende, Verwitterungsprodukte von Siderit aus den Halden und Antimonitnadeln. Letzte konnten von H. MEIXNER (1950) als Bournonit und Jamesonit richtiggestellt werden. CANAVAL weist hier auf die Verwandtschaft mit dem Vorkommen von Moosburg hin, welches bereits A. BRUNLECHNER (1884) bekannt war und von R. CANAVAL (1930) genauer beschrieben wurde und auch als Arsenvorkommen (CZERMACK-SCHADLER 1933) in die geologische Literatur eingegangen ist. Das Eisenvorkommen Moosburg ist eng mit den Pb. Zn. gekoppelt. Die zwei Mundlöcher der Lagerstätten liegen nicht weit auseinander südl. des Damniteiches westl. der sogenannten Kamudererkeusche. Es wurden hier noch Kupferkies, Magnetit, Magnetkies und auch Aragonit bekannt. Arsenkies wurde auch von P. EGENER (1909) aus dem Töschlinger Marmor beschrieben, dem ich noch Kupferkies und Pyrit-Kristallisation beifügen möchte, welche ich in einem N 50 O-streichenden Gang südl. Sekull an der Straße Sekull—Töschling bemerken konnte.

Eine paragenetische Sonderheit für die Ostalpen und gleichzeitig Seltenheit gilt der bereits 1936 gefundene Flußspat aus dem Villacher Granit (MATZ 1953), der hier in bräunlich-violetten Querschnitten an die Pegmatitzone gebunden ist. Es werden von H. MEIXNER (1951, 1953, 1957) noch ferner Arsenkies, Apatit, Turmalin, Beryll und Mikroklin von hier angeführt.

Diluvium

Das Kartierungsgebiet ist, wie aus der Karte ersichtlich, reich an eiszeitlichen Ablagerungen und Relikten (Gletscherschliffe, Terrassen usw.). Das Ganze, wenn man die derzeitige Vegetation wegdenkt, ist eine Moränenlandschaft ersten Grades. Derartige Verhältnisse erschweren natürlich eine Untersuchung des vielfach verdeckten Kristallins, die Hauptaufgabe neben der Kartierung selbst war. Es seien hier nur einzelne Bemerkungen gestattet, da ich eine Auflösung der Glazialgeologie selbst, die eine große Übersicht über das gesamte Kärntner Erosions- und eiszeitliche Gletschernetz verlangt, berufeneren Geologen überlassen möchte. Terrassen haben sich weit häufiger an den Südhängen der einzelnen Kämmen erhalten als an den nördlich gelegenen, was wohl mit der Strömungsrichtung der Gletscher bzw. Erosion aus NW zusammenhängen dürfte. Unmittelbar östl. der Ortschaft Tauern tritt in den Hügeln 966 und 980 deutlich eine Stirnmoräne auf, die vermutlich den jüngsten Rückzugsstadium (oder Vorstoßstadium?) zuzuordnen wäre. Mit diesem dürfte wohl die diluviale Schotterbringung für das engere Kartierungsgebiet zu Ende gewesen sein.

Wie stark der Transport durch die eiszeitlichen Gletscher war, wurde mir z. B. durch einen $\frac{1}{2}$ m mächtigen Granitblock klar, der in der Grundmoräne im Tal südl. St. Bartlmä lag. Als Herkunft nehme ich den Villacher

Granit vom Komberg an. Der Geröllbestand selbst zeigt auffallenderweise ziemlich viele kalkige Anteile. Südöstl. Sallach konnte ich sogar eine feste Verbindung der Diluvialschotter in Form eines Konglomerats feststellen. Moorbildungen und einzelne hochgelegene Seen und Teiche sind noch neben den bekannten und benannten Seen Zeugen von früheren und späteren diluvialen Gletscherrückläufen. Die Ausschleifungen und Ablagerungen der O—W gerichteten Moränenflüsse sind vielfach an anschließend zu besprechende tektonische Störungslinien gebunden.

Tektonik

Allgemeiner Überblick

Mit der Erläuterung der tektonischen Verhältnisse kann ein wesentlicher Beitrag zur Klärung der Petrogenese in bezug auf die Metamorphose und Diaphthorese geliefert werden. Die Lagerung der Glimmerschiefer bzw. Quarzite, Grünsteine und Kalke bzw. Marmore kann im Bereiche des Wörthersee-Nordufers allgemein mit O—W-Streichen und S-Fallen angegeben werden. Das S-Fallen wird gegen das Seeufer immer steiler und wird sogar in einzelnen Schichtgliedern, wie z. B. im Grünstein-Marmorzug östl. Pörschach, gegen S überkippt, wodurch es zu N-fallenden s-Flächen kommt.

Die Schieferungsflächen legen sich gegen N flacher. Flaches S-Fallen stellt sich zunächst ein, das jedoch durch O—W-Faltung von N-fallenden s-Flächen im Bereiche des hohen Gallin abgelöst wird (siehe Profil C). Nördl. des hohen Gallin zeigt sich in dem stark mit Moränen bedeckten Hügelland, das sich als Ausläufer des Nordkammes der Ossiacher Tauern zwischen Glantal und Ossiacherseeetal (Feldkirchen) ausbreitet, flachwellige Verfaltung an Granatglimmerschiefern, die am Pollenitzberg durch steileres N-Fallen (bis 60°) gegen Ossiacherseebruch hin abgeschlossen wird.

Der Abschnitt zwischen Wörthersee und Feldkirchen ist großtektonisch als eine in Spezialfalten (N—S und O—W) zerlegte Antiklinale aufzufassen, dessen Scheitel, der sich gegen O öffnet, ungefähr mit dem Hohen Gallin zusammenfällt und dessen flach westl. Achsengefälle zum Herausheben des Ostteiles führt. Diese allgemeinen tektonischen Erkenntnisse werden durch 18 in Tafel 18 dargestellte synoptische Sammeldiagramme des Kartierungsbereiches bestätigt.

Zusammenfassung der gefügekundlichen Daten (siehe Tektonikkarte)

Zur gefügekundlichen Untersuchung des gesamten Kartenbereiches wurden Messungen von 1219 s-Flächen (dargestellt als Flächen bzw. durch ihre Schnittpunktmaxima), 76 B-Achsen, 35 Linearen (sowohl parallel a als auch parallel b, dargestellt durch ihre Durchstoßpunkte im Schmidt'schen Netz) und 8 Mylonitzonen bzw. Harnischflächen (dargestellt durch Flächen) herangezogen. Aus diesen Messungen wurden 65 Einzeldiagramme für einzelne Detailbereiche angefertigt, die zu 18 synoptischen Sammeldiagrammen, die in einer kartenmäßigen Darstellung (Tafel 18) beigegeben

sind, zusammengefaßt wurden. Für diese Zusammenfassung waren übereinstimmende Homogenität oder Inhomogenitätsbereiche eines Teilgebietes (z. B. D_6 , D_{13} , D_{16} Kammgebiet der Ossiacher Tauern mit Hohem Gallin) maßgebend. Die Homogenitätsbereiche sind mehr oder weniger in O—W verlaufend. In der tektonischen Karte wird weiters eine Darstellung der im Gebiete auftretenden Klufflächen (Kluffpoldiagramm, D_{19}) beige geschlossen.

Besprechung der einzelnen synoptischen Sammeldiagramme

D_1 : Die Turmalinaplitgneise zeigen mit den konkordant eingelagerten Marmoren eine Aufwölbung (Antiklinale) mit N-fallenden -s- im N und S-fallenden -s- im Süden. Es stellt sich hier das allgemeine Achsengefälle gegen W heraus, das dazu geführt hat, daß die Pegmatite, die als Fortsetzung der Gesteine des Raumes westl. Villach (B. PLÖCHINGER 1953) gelten können, wieder an die Oberfläche treten. Die Streuung der β -Maxima ist sehr gering, was wohl auf eine straffe Einregelung schließen läßt.

D_2 : Das reichliche Auftreten von W-fallenden B-Achsen, das mit dem W-fallenden β -Maximum in leichter Streuung gegen N und S zusammenfällt, zeigt deutlich den W-fallenden Faltenbau der Amphibolit-Quarzitserie des Ratzenegger-Seltenheimer Berg. Die Streuung von β -Punkten um S hängt mit dem Auftreten von vorwiegend S-fallenden s-Flächen zusammen.

D_3 : Steiles Nord- und Südfallen zwischen Pörtschach und Krumpendorf in den Quarziten, Phylloniten und Grünschiefern entspricht ebenfalls dem O—W-Faltenbau, der durch in O—W und N—S liegenden Mylonitonen bzw. Harnischflächen gestört ist. Flach W-fallende Lineare auf der steilen O—W Mylonitzone beweist das W-Gefälle des Achsenbaues.

D_4 : Das OSO-fallende β -Maximum im Bereiche des Bannwaldes hat seine Ursache in einer N—S Einengung mit dem Auftreten von teilweise N-fallenden s-Flächen. Die steil N-fallende Mylonitzone des Raumes geht parallel mit der Wörtherseealstörung, an der es zur Phyllonitisierung der Glimmerschiefer kam.

D_5 : Entspricht im wesentlichen dem Biotit-Glimmerschiefer westl. der Linie Stallhofen—Windischberg und südl. Stallhofen—Arndorf. Es ist die Zusammenfassung von 5 Teildiagrammen. D_5 wird noch durch flach gegen S fallende und untergeordnet durch W- und O-fallende β -Maxima beherrscht. Die s-Flächen zeigen aber bereits leicht N-fallende Tendenz der O—W Hauptfaltungsrichtung.

D_6 : Bezieht sich auf den Hohen Gallin mit seinem O—W streichenden Kammverlauf und seinen Hängen im Süden, N, O und W. Es wird hier die relativ flache Lagerung mit intensiver Spezialfaltung ausgedrückt, wodurch β -Maxima in S, SO, O, NO und W erzeugt werden. Die sechs Einzeldiagramme aus diesem Raume lassen eine um O—W und N—S streuende Verfaltung erkennen. Es wurden hier Inhomogenitätsbereiche eines Teilgebietes (Hoher Gallin) in einem Diagramm vereinigt.

D_7 : Ist eine Zusammenfassung von 4 Einzeldiagrammen aus dem Hügelland zwischen Hohen Gallin und Pollenitz. O—W-Achsen mit O-fallender Tendenz sind besonders deutlich ausgeprägt und vorherrschend.

(Die Klüfte streichen vorwiegend in N—S.) Die SW-fallende Mylonitzone stimmt ungefähr mit den Mylonitzonen des Südabschnittes überein.

D₈: Die Darstellung des Pollenitz zeigt steiles N-Fallen und noch eine Andeutung der O—W-Achsen. Ein NNW-fallendes β -Maximum ist nicht sehr deutlich ausgeprägt und zeigt eine Andeutung des weiter westlich gegen NW umschwenkenden Tauernkammes. Die beiden hier zusammengefaßten Einzeldiagramme zeigen weitgehende Übereinstimmung (Homogenität).

D₉: Die westliche Fortsetzung des Hohen Gallin (D₆) im Taubenbühel zeigt einen homogenen Bau der Granatglimmerschiefer. Ein deutliches Westfallen der Achsen mit Streuung um W gegen Süden und Norden kommt zustande durch die enge Scharung im Westen, der gegen Osten auffächernden s-Flächen der Großantiklinale.

D₁₀: Dieses Diagramm entspricht einer Darstellung des Grünstein-Marmorzuges östlich Pörtschach. Das Hauptmaximum findet mit seinem steilen NO-Fallen keine Parallele im gesamten Kartierungsbereich. Wir haben hier eine Überkipfung, der sonst steil gegen Süden fallenden Kalkmarmore und Grünschiefer-Phyllonite (D₁₁).

D₁₁: Eine synoptische Darstellung aus 8 Einzeldiagrammen. Die Gefügedaten sind dem Kalk-Marmorzug Pörtschach—Pavor mit seinen angrenzenden phyllonitischen Glimmerschiefern entnommen. Vorwiegend sind hier N—S Klüfte als ac-Fugen ausgebildet. Die eingezeichneten Mylonitzonen als bevorzugte Richtungen aller Mylonitzonen sind parallel den untergeordneten bc-Fugen und zeigen Übereinstimmung mit dem Kluftharnisch aus D₁₀. Es sind diese Bewegungshorizonte wahrscheinlich mit den jüngsten tektonischen Vorgängen in Zusammenhang zu bringen. Die Linearen im SO-Sektor sind als Rutschlinearen den Linearen am Kluftharnisch in D₁₀ gleichzusetzen.

D₁₂: Mit WNW-fallendem β -Maximum macht sich hier das Umschwenken des Gebirges gegen NW, besonders in einzelnen Marmorzügen in den Nordhängen der Ossiacher Tauern, bemerkbar. Es ist dies ein Gebirgsbau, der auch in D₁₃ auftritt.

D₁₃: NW-fallendes β -Maximum mit parallelen B-Achsen ist Hauptmerkmal, jedoch stellen sich B-Achsen-Streuungen in flacher Lagerung um SW und NO ein. Es dürfte dies auf einen Einfluß des O—W gerichteten Gebirgsbaues der südlichen Teile zurückzuführen sein.

D₁₄: Ein O-fallendes Hauptmaximum mit einer entsprechenden B-Achse ist bestimmend für die Quarzite und Phyllonite zwischen Velden und Köstenberg. Es fällt hier ferner ein S-fallendes Untermaximum mit ebenfalls einer B-Achse zusammen, das als B senkrecht B' zu werten ist.

D₁₅: Ebenso deutlich wie in D₁₄ wird das Ostachsengefälle durch das β -Maximum in den Marmoren um Sternberg.

D₁₆: B-Achsen in NNO, sowie im SW Quadranten haben ebenso entsprechende β -Maxima. Sie stellen Spezialfalten auf die gegen NW umbiegende Hauptfaltung dar.

D₁₇: Im wesentlichen entspricht das NNW fallende β -Maximum der flachen Faltungskuppe im Granitgneissteinbruch Unterwernberg. Die eingezeichnete Mylonitzone zieht parallel mit der Scheitelachse der Faltung. Es ergibt sich aus dieser N—S-Faltung auch das steile Abtauchen

des flachgewellten Granitlappens um Wernberg—Koberg gegen W im Steinbruch Markogel bei Seebach. Die Achsenrichtung dürfte als Senkrechte zum allgemeinen O—W einer B senkrecht B' Verfallung entsprechen.

D₁₈: Die synklinale Einfaltung des Marmorzuges Annenheim—Landskron wird durch flach einfallende ONO—WSW streichende β -Maxima ausgedrückt. Es scheint hier die Fortsetzung der Marmore von Puch—Weißenstein (B. PLÖCHINGER 1953) zu liegen, die ebenfalls östl. des Bruches Puch—Winklern flache ONO-fallende Faltenachsen aufweisen.

Klüftung und Störungszonen

Zwei, vor allem morphologisch stark hervortretende Richtungen sind besonders hervorzuheben. Es sind dies die bereits von F. KAHLER (1953/68) erwähnten Störungszonen mit N 30 O bis N—S-Streichen und senkrecht darauf die Wörtherseetallinie mit seinen parallelen Störungszonen wie die Pörschacherlinie (F. KAHLER 1950, 1951 und 1953). Es kommen diese Zerteilungen durch die Klüfte im Kluftdiagramm (D₁₉) deutlich zum Ausdruck.

N—S-Klüfte bzw. die um N—S-schwankenden Klüfte zeigen deutlich Kluftpolmaxima in O und W des Diagramms. Die O—W Linie erscheint im Kluftdiagramm weniger deutlich, was wohl darauf zurückzuführen ist, daß es sich dabei um vornehmlich Störungs- und Zerrüttungszonen handelt, die weniger gut durch einmeßbare Klufflächen aufscheinen als durch richtige Talbildungen.

N—S-Verwürfe

Neben zahlreich auftretenden Klufflächen dieser Art, entsprechend den ac-Klüften in den Marmoren, tritt die N—S Linie morphologisch weniger deutlich in Erscheinung. In mehreren Unterbrechungen streicht eine N—S Linie genau am Forstsee durch und ist bis Feldkirchen zu verfolgen. Schon J. STINI (1925) hat auf die starke Konzentration von N—S Klüften am Forstsee hingewiesen und wenn man die gegen N verfolgt, gelangt man über die Einsattelung zwischen Hohen Gallin und Taubenbühel in den zirka N 20 O streichenden Quellverlauf der Glan. Zwischen Glanhofen und St. Nikolai scheint diese Störungslinie in moränenbedeckten Hügeln durchzuziehen und tritt wieder am Pollenitzberg zwischen den Koten 766 und 760 deutlich in Erscheinung. Etwas weiter östl. treten die Linien Windischberg—Stallhofen, Winklern—Moosburg bzw. östl. Moosburg die Glazialfurche zwischen Schloß Ratzenegg und dem Ratzeneggerberg mit dem Ratzeneggerteich und vor allem die Eintalung zwischen Ratzeneggerberg und Seltenheimerberg auf der Strecke Ameisbichl—Tuderschitz und in Verlängerung gegen Süden über Prosintschach nach Sallach bei Pörschach auf. Im westl. Kartierungsabschnitt ist diese Kluft bzw. Störungsrichtung weniger häufig, zumindest in der Morphologie kaum ausgeprägt. Erst die Gegendtalstörung, allerdings mit einem kleinen Umschwenken gegen NW, kann hier eingereiht werden. An diesen Störungszonen (N—S) dürfte es anscheinend zu größeren Schichtverstellungen gekommen sein, worauf vielleicht auch das Wiedererscheinen von granat-

führenden Glimmerschiefern am Kreuzberg (F. KAHLER 1949), und die Lage der Turmalinaplitgneise zurückzuführen ist.

Immerhin dürften dadurch die N—S Störungen zeitlich nach der Metamorphose bzw. Diaphthorese und Phyllonitisation einzureihen sein. Für die Mechanik selbst in bezug zu den einzelnen Gesteinsblöcken, müssen auch die O—W Störungen berücksichtigt werden.

O—W-Störungen

Die markanteste O—W-Störung des Raumes wurde bereits von F. KAHLER (1950, 1951) hervorgehoben und für die Strecke Hastiz—Windischberg—Winklarn—Tuderschitz—Tultschnigg angegeben. Gegen W zieht sie über Hadanig entlang der breiten Moränterrasse von Köstenberg, wo sie bis zirka Oberwinklarn als Trennlinie zwischen Granatglimmerschiefer (Serie I) und weniger metamorphen Glimmerschiefern (Serie II) in Erscheinung tritt. Dann reißt sie ohne bemerkenswerte Aufschlüsse spitzwinkelig durch die Granatglimmerschiefer nördl. Heiligengstad durch und lenkt in die Ossiachersee-Störung ein. Die Ossiacherseelinie selbst ist ebenfalls eine in O—W angelegte Störung bzw. durch Aufgabelung von O—W-Störungen zustandegekommene Linie. Bei Ostriach beginnt dann eine zweite zur Pörschacherlinie parallel durchziehende Störung, die ich nach dem Ort Tauern, Tauernstörung nenne. Sie ist z. B. markiert durch völlig verschiedene Lagen der Marmorzüge westl. und südwestl. des Ortes Tauern an den Hängen gegen den Ossiachersee. Aufschlußlosigkeit in dem Moräental Tauern bis zum Glantal, wo die Tauernstörung durch die bereits erwähnte jüngere Glanstörung abgeschnitten wird, charakterisiert diese Linie. Im unteren Klammbach, wo die Moränen z. T. vom Bach ausgeräumt sind, konnte ich den der Tauernstörung entsprechenden Bewegungshorizont mit 155/56 Einfallen messen. Also weist die Tauernstörung zumindest im Ostteil ebenso wie die Pörschacherlinie ein steiles Südfallen auf. Beide Linien wurden bereits von F. KAHLER erkannt und in seiner tektonischen Karte (1953) teilweise dargestellt.

Sehr deutlich wird dann noch an einer O—W-Störung Prägrad—Höfling—Bösenlacken der Pollenitz von den Ausläufern des Tauernkammes um Glanhofen abgeschnitten. Diese Linie biegt ebenfalls in die Ossiacherseetalung ein und wurde bereits von H. WEINERT (1944) erkannt. P. BECK (1959) zeichnet in seiner Karte der Gurktaler Alpen, die bis südl. des Wörthersee hinausreicht, in dem Besprechungsraum ebenfalls zwei tektonische Linien, die laut mündlicher Mitteilung den beiden Störungslinien F. KAHLERS (1953) entsprechen sollen. Daß die Bildung der Senke Arndorf—Bärndorf—Stallhofen, die ebenfalls Diluvialschotter führt, eine tektonische Linie verursacht, ist anzunehmen.

Petrogenetische Bemerkungen und Deutungen an Hand der abgebildeten Metamorphose und Diaphthorese

Gegenüberstellung Seriengliederung—Mineralfazies und Altersfragen

Die mehr oder weniger quarzreichen Schiefergesteine als metamorphe Sedimente lassen sich infolge ihrer verschiedenen Metamorphose in drei Serien gliedern. Der tiefsten Serie entsprechen die granatführenden

Glimmerschiefer, die teilweise Staurolith führen bzw. mehr Staurolith vermuten lassen als ich auffinden konnte. Das Fehlen des Granats in den Hangendanteilen führte zur Abtrennung der Serie II und als Serie III wurden ziemlich quarzitisches dunkle Schiefer, wo reichlich Chlorit auftritt, der Muskovit von Serizit vertreten wird und der Biotit höchstens noch mikroskopisch erkannt werden kann, abgetrennt. Der Serie III gehören im wesentlichen phyllonitische Gesteine, die noch das Abklingen einer Metamorphose gegen das Hangende erkennen lassen, an.

Gemäß dieser Serien-Gliederung an Hand der Glimmerschiefer steht die Einteilung der Grüngesteine in einer Faziesgliederung (nach F. ANGEL 1940) gegenüber. Es hat sich dabei gezeigt, daß der eigentlichen mesozonalen Fazies lediglich noch Grüngesteine im westlichen Kartierungsbereich entsprechen und eventuell granatführende Amphibolite am Hohen Gallin. Die Fazies I/IV nimmt einen viel größeren Raum ein und reicht sogar auch in die Serie II der granatlosen Glimmerschiefer. Die Grünstiefenfazies I/III ist sowohl in Serie II als auch in Serie III zu finden. Lediglich im Hangenden dürften noch Grüngesteine einer Grünschieferfazies I/II zuzuordnen sein, die allerdings zumindest teilweise infolge einer Diaphthorese im Zuge der Phyllonitisierung zustande kam. Es fallen demnach die Grenzen der Seriengliederung nicht exakt mit den Faziesgrenzen der Grüngesteine zusammen.

Für diese Grenzverschiebung finde ich zwei Erklärungen: 1. Der Granat als Typusmineral der Granatglimmerschiefer ist in der Fazies II/I und I/IV gleich stabil und hat erst inmitten der Fazies I/IV seine Stabilitätsgrenze oder 2. eine alte zweitstufige Metamorphose wurde von einer jüngeren Metamorphose höheren Niveaus überwältigt, die sich in den Grüngesteinen intensiver abzeichnet und besser abstuft als in den Glimmerschiefern (teilweise Diaphthorese).

Bei beiden Erklärungen darf die starke Diaphthorese mit Phyllonitisierung besonders am Wörthersee Nordufer nicht übersehen werden, die mehr oder weniger zur Abtrennung der Serie III geführt hat. Daß bei der Bildung der einzelnen Mineralfazien und Serien eine bestimmte Niveauabhängigkeit maßgebend war, ist daraus ersichtlich, daß aus dem Bereiche des Villachergranits die tiefste Mineralfazies stammt und Gesteine mit größter Stabilität der Serie I hier angrenzen. Es besteht hier eine Tiefenlinie, der der Granit seine Entstehung verdankt und mit der die tiefste Mineralfazies zusammenfällt. Durch das westliche Achsengefälle gelangen wir im Osten in tiefere Niveaus. Durch ein östl. Temperaturgefälle und wahrscheinlich durch Absinken von Blöcken im Osten an N—S Verwürfen gelangen wir im Osten aber in höhere Mineralfaziesstufen. In diesem Sinne ist auch die Zusammenhängigkeit von Villachergranit mit den Pegmatiten um Tigring erklärbar. Bei beiden Kristallisationsakten handelt es sich um Mobilisate verschiedener Tiefen. Sie sind jünger als die mesozonale Metamorphose, denn wir finden im „Villachergranit“ Anteile des mesozonalen Glimmerschiefers als Paläosomreste.

Mit dem Alter des Villachergranits und seiner aufgezählten Zusammenhänge steht auch die Umprägung der Grüngesteine in höheren Faziesbereichen (Prasinitfazies) im Einklang.

Die Diaphthorese selbst dürfte mit einer postgranitischen Bruchtektonik zusammenhängen, die an vorwiegend E—W und untergeordnet

vielleicht auch N—S Störungen das Gebiet in Schollen zerlegt hat und durch die die einzelnen Talfurchen angelegt wurden.

Die Altersfrage selbst steht in engster Verbindung mit der Granitisation und seiner Abfolge in den höheren Stockwerken. H. MOHR hat bereits den NW-gerichteten Faltenbau dem Variszikum zugeordnet, der von einem alpidischen E—W Bau abzutrennen wäre. Sehr deutlich ordnet sich der Villacher Granit mit seinen Pegmatoiden Gängen einem E—W Bau ein, mit dem er altersgleich zu sein scheint (syntektonisches Mobilisat).

Die Abfolge Metamorphose, Kristallisation und Tektonik in gegenseitiger Abhängigkeit beginnt mit einer mesozonalen Metamorphose entsprechend den Verhältnissen im Gleinalm—Stubalmgebiet (F. ANGEL 1923, F. HERITSCH 1923). Einem E—W gerichteten Faltenbau folgt die Granit-Pegmatoidbildung mit neuen Kristallisationsbedingungen, denen das Temperaturgefälle gegen Osten anzuschließen ist (Übergang in Prasinitfazies). Es sind dies dem Kern der Hohen Tauern ähnliche Kristallisationsbedingungen. Erst alpidische Bruchtektonik mit E—W und untergeordnet N—S Brüchen und -Störungen bewirken die Diaphthorese mit dem Ergebnis von phyllonitischen Glimmerschiefern, besonders im Bereiche des Wörthersee Nordrandes.

Zusammenfassung

Im vorliegenden Kartierungsbereich zwischen Ossiachersee und Wörthersee (Ossiacher Tauern) hat es sich im Gegensatz älterer Darstellungen gezeigt, daß lediglich mehr oder weniger metamorphe kristalline Schiefer vorliegen und keineswegs Phyllite (ev. pal. Schiefer). Es konnte eine Metamorphoseabnahme vom Liegenden ins Hangende, d. h. von Norden gegen Süden, sowie ein Temperaturgefälle im Streichen von Westen gegen Osten festgestellt werden. Es war so möglich, die Glimmerschiefergruppe auf Grund verschieden starker Metamorphose in drei Serien zu gliedern. Dieser Gliederung steht eine Einteilung der konkordant in den Glimmerschiefern liegenden Grungesteine in drei Faziesbereiche (nach F. ANGEL 1940) gegenüber. Die Grenzen der Serien und Faziesbereiche fallen nicht exakt zusammen.

Der Antiklinalbau mit seiner Kulmination im hohen Gallin und das allgemeine flache Westachsengefälle der Antiklinale führt zum Herausheben des Ostteiles, dem ein Temperaturgefälle gegen Osten, und vielleicht teilweises Absenken des Gebirges gegen Osten oder Radialbewegungen an N—S Störungen gegenüberstehen, wodurch die tiefe Lage des eigentlich höher zu vermuteten Aplitgneisniveaus seine Erklärung findet.

Die Marmore zeigen ebenso mehr oder weniger deutlich den Metamorphoseübergang. Sie sind besonders an mächtigeren Vorkommen stark verfaltet und tektonisch von der Schieferserie losgelöst, zu der sie stratigraphisch zuzuordnen sind.

Vom Wörthersee Nordrand ausgehend erfolgt eine gegen Norden ausklingende Diaphthorese, die zur Angleichung der kristallinen Schiefer an Phyllite in Form von Phylloniten führte. Sie steht vorwiegend mit der E—W Störung und teilweise auch mit den N—S Störungen in Zusammen-

hang. Die Landschaftsformung bekommt durch das Diluvium sein besonderes Gepräge, auf das die vielen Seen, Teiche, Moore, Terrassen und letzten Endes die großflächigen Moränenbedeckungen zurückzuführen sind.

Literaturnachweis

ANGEL F.: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Gleinalpe. — Jb. GBA. Bd. 73, Wien 1923, 63—98.

ANGEL F.: Mittelkärntner Diabase. — Carinthia II Jg. 123/124 (43/44), Klagenfurt 1934, 14—16.

ANGEL F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Jb. Univ. Graz 1940, 251—304.

ANGEL F.-CLAR E.-MEIXNER H.: Der Granit vom Markogel bei Villach. — Carinthia II Jg. 143 (63), 1. Heft Klagenfurt 1953, 160—162.

BECK-MANAGETTA P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. GBA. Bd. 102, Wien 1959, 313—352.

BECK-MANAGETTA P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — XXI. Int. Geol. Congr. Part XIII, Kopenhagen 1960, 418—430.

BRUNLECHNER A.: Die Minerale des Herzogthumes Kärnten. — (F. v. Kleinmayr) Klagenfurt 1884, 1—130.

BRUNLECHNER A.: Neue Mineralfunde in Kärnten. — Jb. nat. hist. Landesmus. 22. Heft Jg. 39/40, Klagenfurt 1893, 186—194.

CANAVAL R.: Das Erzvorkommen am Umberg bei Wernberg in Kärnten. — Jb. nat. hist. Landesmus. 22. Heft Jg. 39/40, Klagenfurt 1893, 174—185.

CANAVAL R.: Bemerkungen über einige kleinere Eisensteinvorkommen der Ostalpen. — Mont. Rundschau 22, 1930, 21—27 u. 53—63.

CZERMACK F.-HERITSCH F.: Geologie des Stubalpengebirges. — Verlag Ulrich Moser, Graz 1923.

CZERMACK F.-SCHADLER J.: Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. — T. M. P. M. 44, Wien 1933, 1—67.

EGENTER P.: Die Marmorlagerstätten Kärntens. — Zschr. prakt. Geol. Jg. 17, Berlin 1909, 419—437.

FRIEDRICH O. M.: Erzlagerstättenkarte der Ostalpen (mit Erläuterungen), 1: 500.000. — Rädex Rundschau H. 7/8, 1953, 371—407.

HABERLANDT K.-KÖHLER A.: Luminiszenzuntersuchungen an Feldspäten und anderen Mineralien mit Seltenen Erden. — Chemie der Erde 13, 1940, 363—386.

HERITSCH H.: Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westl. Mauthen — ein Beispiel zu Angels Floitit-Umsetzung. — Angel-Festschrift der nat. hist. Ver. für Stmk. u. Kärnten — Graz, Klagenfurt 1956, 74—82.

KAHLER F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. nat. wiss. Ver. Stmk. Bd. 68, Graz 1931, 83—144.

KAHLER F.: Aufnahmebericht über Blatt Klagenfurt—Villach. — Verh. GBA. Wien 1949, 62—63.

KAHLER F.: Aufnahmebericht über Blatt Klagenfurt—Villach. — Verh. GBA. Wien 1950/51, 81—82.

KAHLER F.: Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II 16. Sh., Klagenfurt 1953, 78 Seiten.

KAHLER F. und Mitarbeiter: Geologische Karte 1: 50.000 Blatt Klagenfurt. — Verl. GBA. Wien 1962.

KAHLER F.-WOLSEGGGER H.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. — Carinthia II, Jg. 123/124 (43/44), Klagenfurt 1934, 1—13.

KIESLINGER A.: Geologie und Petrographie der Koralpe I, die Diaphthoritzone. — Sitzber. 135, Ak. Wiss. Wien 1926, 1—42.

KIESLINGER A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. — Carinthia II, 17. Sh., Klagenfurt 1956, 348 Seiten.

MATZ K.: Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. — Karinthin, F. 21, 1953, 199—217.

MEIXNER H.: Neue Mineralfunde aus der Ostmark X. — Mitt. nat. wiss. Ver. Stmk., Bd. 75, Graz 1939, 109—112.

MEIXNER H.: Neue mineralogische Seltenheiten aus der Ostmark. — T. M. P. M. 51, Wien 1940, 434—439.

MEIXNER H.: Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte II. — Karinthin F. 1, 1948, 2—4.

MEIXNER H.: Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte II. — Karinthin F. 6, 1949, 108—120.

MEIXNER H.: Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte IV. — Karinthin F. 11, 1950, 255—257.

MEIXNER H.: Zur erzmikroskopischen Unterscheidung der Tantalit-Tapiolit Phasen, unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal an der Drau, Kärnten-Bemerkungen zur Mineralisation des „Villacher Granits“. — N. Jb. Min. Mh. 9, Stuttgart 1951, 204—218.

MEIXNER H.: Die Minerale Kärntens I. Teil. — Carinthia II, 21. Sh. Klagenfurt 1957, 145 Seiten.

METZ K.: Über Wesen und Verwendung von Serienbegriffen in den alten Gesteinen der Alpen. — Verh. GBA. Wien 1955, 246—253.

MOHR H.: Über „tauriskische“ Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. — Verh. GBA. Wien 1926, 100—105.

PETERS K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. — Jb. GRA. Jg. VI, Wien 1855, 508—580.

PETRASCHECK W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — Verh. GBA. Wien 1927, 151—164.

PLÖCHINGER B.: Über die geol. Aufnahme des Draukristallins westlich von Villach. — Verh. GBA. Wien 1950/51, 101—104.

PLÖCHINGER B.: Erläuterung zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. — Kober-Festschrift 1953 zum Antlitz der Erde, Univ. Wien 1953, 193—206.

SCHWINNER R.: Der Bau des Gebirges östlich der Lieser (Kärnten). — Sitzber. 136, Ak. Wiss. Wien 1927, 333—382.

SCHWINNER R.: Das Karbongebiet der Stangalpe. — Compt. rendu du 12. Cong. strat. Carb. Heerlen 1935, 1938, 1172—1257.

STINI J.: Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmsgeologie. — Jb. GBA. Bd. 75, Wien 1925, 97—127.

STOWASSER H.: Zur Schichtfolge Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Meso-zoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. GBA. Bd. 99, Wien 1956, 75—200.

VETTERS H.: Geologische Karte der Republik Österreich. 1: 500.000, 2 Blätter. — Verl. GBA. Wien 1933.

WEINERT H.: Geologische Landesaufnahme bei Feldkirchen in Kärnten. — Carinthia II, Jg. 134 (54), Klagenfurt 1944, 5—13.

WORSCH E.: Arbeitsbericht 1938 über das Aufnahmsgebiet Ossiacher-Tauern und südliches Vorland. — Reichsstelle f. Bodenforschung (Verh.) Wien 1939, 103—108.

GEOLOGISCHE KARTE DER „OSSIACHER TAUERN“

201 | 202

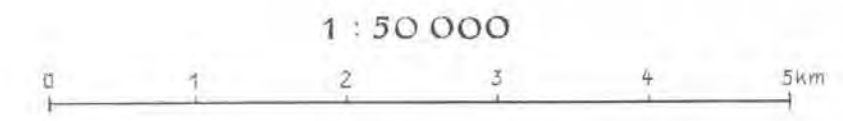
VON *O. Homann* 1958 - 1960

LEGENDE :

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Muskovit-Mikroklingneis („Villacher Granit“) | | SERIE III |
| | Turmalinreiche Aplitgneis u. Pegmatite | | phyllonitische, chloritreiche Glimmerschiefer (a.T. sehr quarzreich) |
| | Marmore (fein- bis grobkristallin) | | Grünschiefer (Diabasstufe E ₃ , Epidotchloritschiefer) |
| | SERIE I | | DILUVIUM |
| | Granatglimmerschiefer | | glaziale Schotter u. Sande (vorwiegend Moränen, nur tw. fluvial umgelagert) |
| | Granat-Staurolithgneis (Ratzenegg) | | Glazialkonglomerat (Sailach E) |
| | Granatamphibolit | | Moränenwall v. Tauern |
| | Epidotamphibolit u. Prasinit im Liegenden tw. mit Granat | | Moores |
| | SERIE II | | Seriengrenzen |
| | Glimmerschiefer ohne Granat | | |
| | Epidotamphibolit, Prasinit u. Chlorit-amphibolit | | |
| | Tremolitschiefer (Pollenitzg. N) | | |

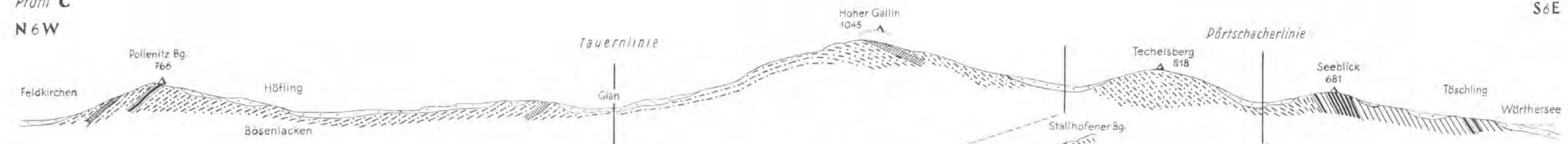
STREICHEN u. FALLEN

-
- unter 30°
-
- 30° - 60°
-
- über 60°
-
- B-Achsen unter 20°

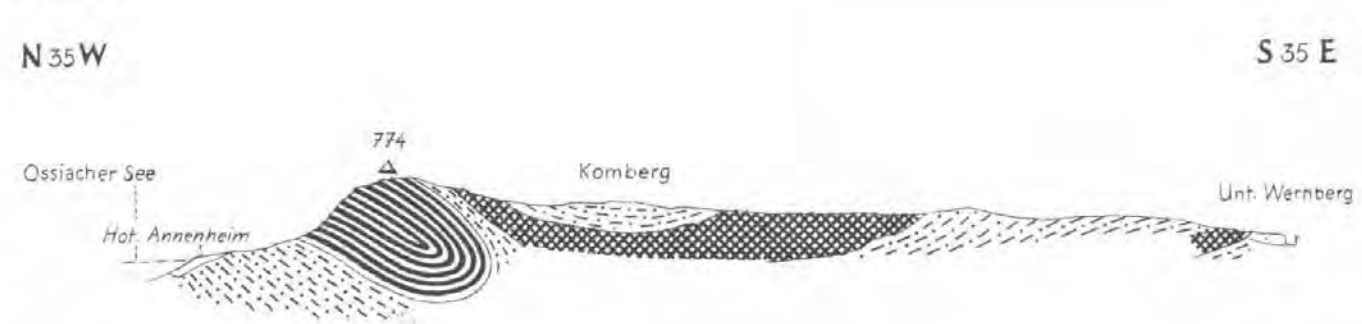


Kartenblatt
Villach 201 | Klagenfurt 202

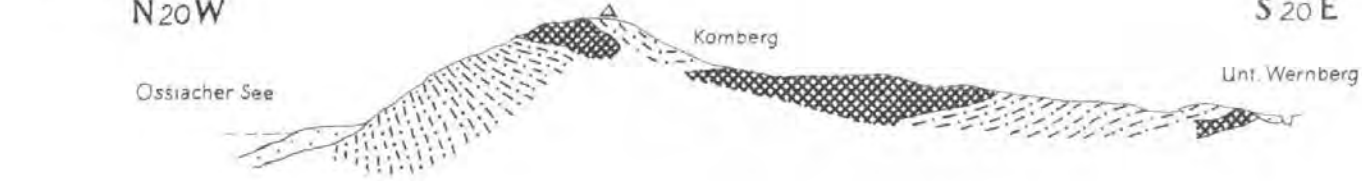
Profil C
N 6° W



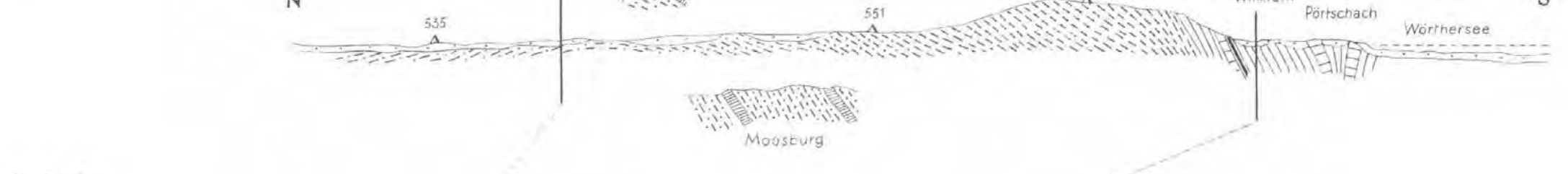
Profil a



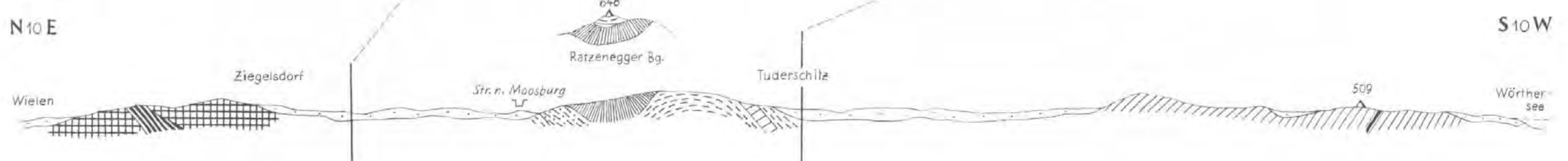
Profil b



Profil d










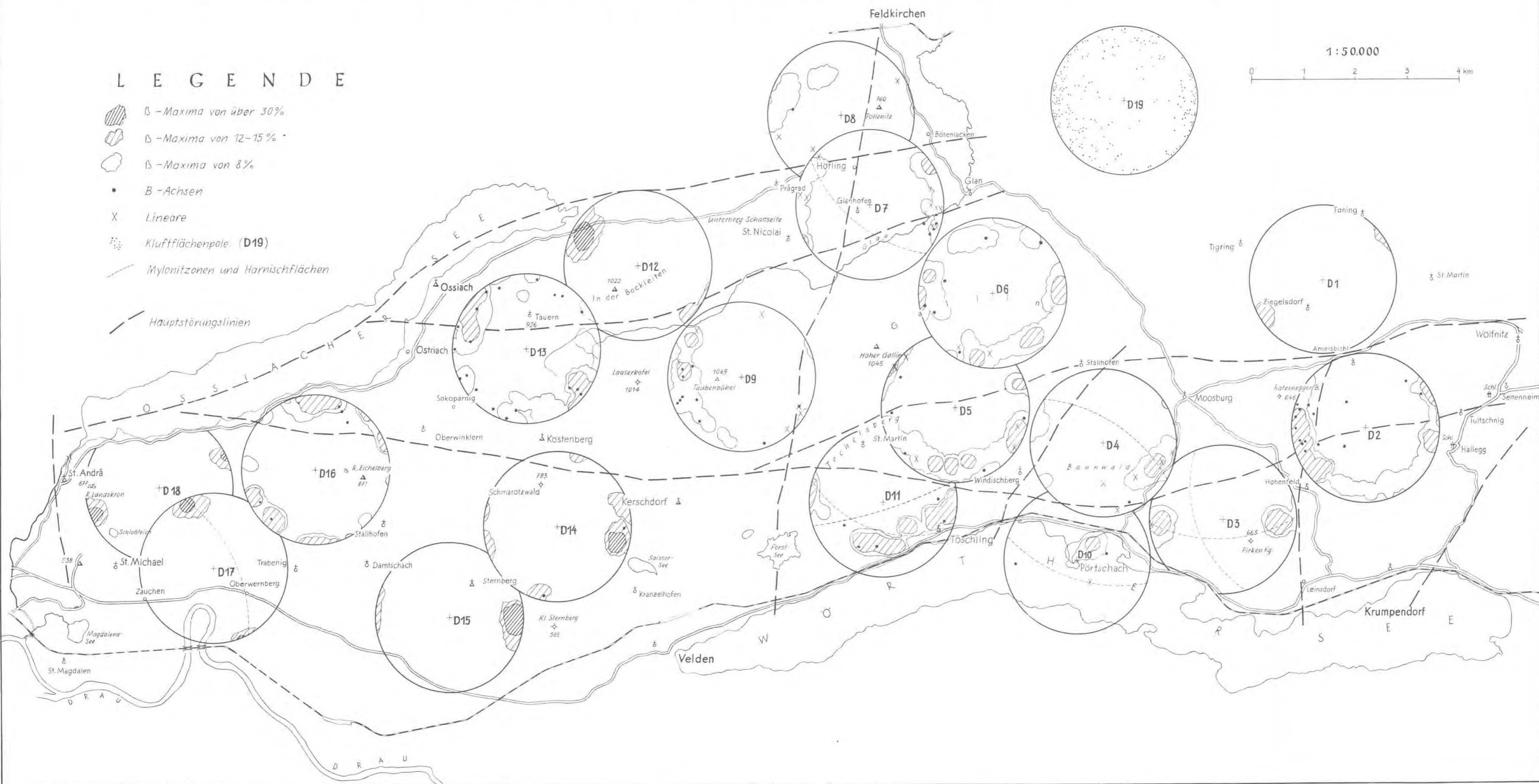
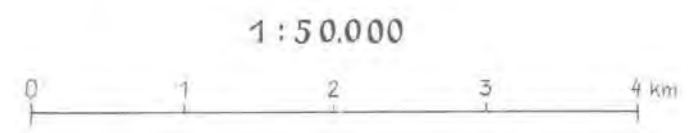
Profil e



TEKTONISCHE ÜBERSICHT DER „OSSIACHER TAUERN“ VON O. Homann

LEGENDE

-  β - Maxima von über 30%
-  β - Maxima von 12-15%
-  β - Maxima von 8%
-  B - Achsen
-  Lineare
-  Klufflächenpole (D19)
-  Mylonitzonen und Harnischflächen



Sonnblicklamelle und Mölltallinie

Von CHRISTOF EXNER

Mit Tafel 19

Zu den merkwürdigsten tektonischen Erscheinungen gehört das Ausdünnen des mächtigen Sonnblick-Granitgneiskernes in der Mallnitzschlucht und sein Fortstreichen als dünne Gneislamelle im unteren Mölltal. Diese Sonnblicklamelle erinnert an die glühende Blechschlange in einem Stahl-Walzwerk oder noch einfacher an den ausgezogenen Teig unter dem Nudelwalker. Tatsächlich sind Rotation und Plättung im Granitgneis der Sonnblicklamelle recht gut erkennbar.

Der starre Block des oberostalpinen Altkristallins, der an der Mölltallinie an das Tauernfenster herantritt, hat längs dieser Linie die Tauerngesteine steilgestellt und unterschoben, so daß sie nun gegen S aufgebogen sind und aberrant nach N einfallen.

Als Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt hatte ich Gelegenheit, in dieser interessanten Zone zwischen Obervellach und Pusarnitz einige Beobachtungen anzustellen, die ich hier kurz mitteilen möchte. Es handelt sich um den Bergfuß der Reißbeckgruppe mit der Trasse der Tauern-Eisenbahn und den hübschen Ritterburgen, von denen man ins auffallend geradlinige Mölltal mit seinen zahlreichen Ortschaften und der guten neuen Mölltal-Autostraße hinabblickt. Die Begehungen wurden für die in Vorbereitung befindliche geologische Übersichtskarte des politischen Bezirkes Spittal an der Drau der Kärntner Landesplanung im Sommer 1954 und auch später durchgeführt.

Erforschungsgeschichte

Über die Aufschlüsse beim Bau der Tauern-Eisenbahn berichtet F. BERWERTH (1907—1908). Er beschreibt den Sonnblickgneis als dünnes Band von Obervellach bis Kolbnitz und deutet ihn als lagergangartige Intrusion.

Im Zuge der von F. BECKE, V. UHLIG und Mitarbeitern im Rahmen der Wiener Akademie der Wissenschaften unternommenen geologischen und petrographischen Untersuchung der östlichen Tauern zerschneidet eine N—S verlaufende Demarkationslinie bei Kolbnitz unser Gebiet. Den Raum östlich Kolbnitz hatte sich F. BECKE selbst zur Bearbeitung vorbehalten, kam aber anscheinend nicht mehr dazu, den hier in Frage stehen-

den Abschnitt zu untersuchen. Das Gebiet westlich Kolbnitz war M. STARK zugesprochen, der nun tatsächlich von Kolbnitz bis weit in die Sonnblickgruppe hinein ganz vorzügliche Beobachtungen anstellte und auch die großen Zusammenhänge schon weitgehend erkannte.

Die beiden Berichte von STARK (1911 und 1912) beschreiben die Deformation des Sonnblickgneises, von dem er meinte, daß er bei Kolbnitz unter der Moräne (östlich Zandlach) verschwinde. Er fand längs des Nordrandes des Sonnblick-Granitgneises die durchstreichende amphibolitische Lage. Er entdeckte die Rote Wand-Gneisdecke, verfolgte sie vom Steilkopf über die Rote Wand, Kleindorf bei Flattach bis Groppenstein an der Mallnitzschlucht. Nun geht es nicht ganz klar aus dem Text STARKS hervor, ob STARK auch den deutlichen Aufschluß von Rote Wand-Gneis bei Kolbnitz schon kannte. Ich möchte es aber beinahe vermuten. Er scheute offenbar in diesem Falle vor einer sicheren Behauptung zurück. Jedenfalls erkannte er ganz richtig den großen Zusammenhang, denn er berichtet, daß die Rote Wand-Decke südöstlich der Mallnitzschlucht von den Alluvionen der Möll verhüllt wird und an der „kritischen Stelle“, nämlich der moränenbedeckten Furche zwischen Danielberg und Südfuß der Reißeckgruppe zusammen mit der übrigen südlichen Sonnblick-Schieferhülle und mit der Matreier Zone als eine auf 100 m Mächtigkeit reduzierte Serie durchstreichen dürfte, von der „bei Preisdorf, nordöstlich des Danielberges, noch einige Reste aufgeschlossen“ sind. Er hat diese „Reste“ nicht näher beschrieben. Ferner erkannte STARK bereits das Altkristallin des Danielberges und bei Söbriach. Für ihn war es klar, daß im Tauernfenster bei der Orogenese enorme Durchbewegung und Auswalzung der Gesteine stattfanden und daß die Sonnblicklamelle kein intrusiver Lagergang, sondern eine ausgewalzte tektonische Lamelle ist.

L. KOBER (1922) faßte den Sonnblickgneis des unteren Mölltales als „Wurzel“ einer mächtigen, über dem Hochalm—Ankogelmassiv konstruierten Gneis-Tauchdecke auf, welche er „Sonnblickdecke“ nannte. Er bediente sich der Methode des ARGANDSchen Cylindrismus, ohne jedoch die Achse des zylinderförmigen Sonnblick-Körpers den in der Natur tatsächlich beobachtbaren Faltenachsen anzupassen. Er konstruierte eine um E—W Achsen rotierte Deckengeometrie; tatsächlich aber streicht die Sonnblickwalze NW—SE.

Neue Beobachtungen hatte L. KOBER im unteren Mölltal nicht hinzuzufügen. Seine „Sonnblickdecke“ endet, den Angaben STARKS entsprechend, bei Kolbnitz. Die eher unklaren, aber zukunftssträchtigen Formulierungen STARKS einer eventuellen Fortsetzung der Rote Wand-Decke bei Kolbnitz schnitt KOBER mit dem Vermerk ab, daß die betreffende Einheit (Moderdecke KOBERS) westlich der Mallnitzschlucht bei Söbriach ende. KOBER hat in seinen Büchern (KOBER, 1923, 1938, 1955) und in anderen Schriften diese Behauptungen unverändert weiter vertreten und selbst noch 1955 die Konstruktion der „Sonnblickdecke“ um E—W-Achse mit den schematischen Darstellungen vom Jahre 1922 wiedergegeben.

Demgegenüber hatte schon A. WINKLER-HERMADEN (1923 und 1926) gezeigt, daß KOBER eine Fehlkonstruktion unternommen hat, weil Sonnblickeinheit und Mallnitzer Mulde NW—SE streichen und die Vergenz des Sonnblick-Kernes gegen NE gerichtet ist.

R. STAUB (1924) machte einige, nach seinen eigenen Worten „allerdings nur sehr kursorische Beobachtungen“ bei Kolbnitz und studierte mit einiger Sorgfalt die Darstellung M. STARKS. Er kam zur sehr richtigen Schlußfolgerung, daß der Sonnblickgneis SE Kolbnitz noch weiterziehe und die Modereckdecke auch bei Kolbnitz vorhanden sei. Unrichtig ist jedoch STAUBS Vermutung, der Sonnblickgneis verbinde sich gegen E mit dem Hochalpmassiv und die Modereckdecke baue den „Hügel von Kolbnitz“ auf, womit er offenbar den Danielberg meinte, der jedoch aus dem Altkristallin der oberostalpinen Decke besteht.

W. HAMMER (1927) teilte wertvolle Beobachtungen bei Obervellach mit.

Im Zuge der Aufnahmen der Geologischen Bundesanstalt für das Blatt Mölltal (1 : 75.000) fand H. BECK (1935 und 1938) den Granitgneiszug bei Mühldorf, gleich oberhalb der Ortschaft, in der Mündungsschlucht des Mühldorfer Grabens. Nun gab er von diesem schönen neuen Aufnahmefund eine Deutung, die wir nicht übernehmen wollen.

H. BECK meinte, dieses Vorkommen mit dem Hochalpkern der Reißeckgruppe verbinden zu sollen und wollte überhaupt die Sonnblickeinheit in mehrere, schräg zum Mölltal austretende Ausstülpungen des Zentralgneises auflösen. Er schreibt, seine Beobachtungen hätten „die auffallende Wiederholung von verschieferten und stark ausgewalzten Porphyrgranitstreifen ergeben, welche untereinander parallel spitzwinkelig vom Mölltal weg gegen NW in den granitischen Gebirgskern streichen und mit den Schichten der Schieferhülle verfaltet diese anscheinend in einzelne schräge Streifen zerlegen“.

W. J. SCHMIDT (1950) schrieb, die unterostalpine Serie (Matreier Zone) wäre in der gesamten SE-Ecke des Tauernfensters zwischen Außerfragant und Maltatal nicht nachgewiesen.

Der Verfasser dieser Zeilen führte — angeregt durch die Arbeiten B. SANDERS und E. WENKS — erstmals in den östlichen Hohen Tauern eine planmäßige Inventur der Faltenachsen durch und fand, daß „die erschlossene Stirnfront des Sonnblickkernes zwischen Hocharn und Böseck unmittelbar in der Richtung des axialen Streichens in den Gneisstil des Sonnblickkernes im Mölltal übergeht“ (EXNER, 1949 a). Das von H. BECK aufgefundene Granitgneisvorkommen im Mühldorfer Graben erhielt den vorläufigen Namen „Mühldorfer Lamelle“ und wurde in Abb. 4, EXNER, 1949 b, in streichende Fortsetzung der Sonnblicklamelle gezeichnet. Dann konnte die unterostalpine Zone um die SE-Ecke des Tauernfensters herumverfolgt werden (EXNER, 1954) und es ergab sich, daß Mühldorfer Lamelle und Sonnblicklamelle dasselbe sind und östlich Mühldorf auskeilen. Endlich fanden wir im Rieken-Bachbett südlich des Eisenbahnviaduktes bei Kolbnitz die Fortsetzung der Rote Wand—Modereck-Decke und Splitter der Matreier Zone (EXNER 1955). Das regionale Ergebnis skizzierte der Verfasser in der geologischen Übersichtskarte der Zentralalpen bei Gastein (Tafel II in EXNER 1957). Die geologische Karte der Sonnblickgruppe mit Erläuterungen ist in Vorbereitung und wird noch weiteres Detail zum Bewegungsbild des Sonnblickkernes liefern.

G. FUCHS (1961) berichtet über Begehungen in der westlichen Reißeckgruppe (Dösner- und Kapponigtal).

Beobachtungen

Den besten Einblick in das Gestein der Sonnblicklamelle gewährt der Steinbruch, 40 m NW über der Kirche Stallhofen, also in nächster Nähe der Mölltal-Bundesstraße, 2 km SE Obervellach.

Es handelt sich um intensiv postkristallin deformierten Augengranitgneis. Die bis 8 cm langen, teils eckigen, teils zerscherten oder gerollten Kalinatronfeldspate sind an phyllonitischen Scherzonen zu pappendeckeldünnen Plättchen ausgewalzt. Der Augengranitgneis ist ein Rotations-tektonit. Im Anschnitt senkrecht zur Faltenachse, die mit der Lineation ident ist, sieht man Inselstrukturen. Kleinkörnige Quarz-Feldspat-Zeilen und Biotit-Muskowitflasern sind ringförmig um die Kalinatronfeldspate angeordnet. Die phyllonitischen Scherflächen liegen tautozonar um die Faltenachse.

Hauptgemengteile sind Kalinatronfeldspat, Albit, Quarz, Biotit und Muskowit.

Kalinatronfeldspat zeigt unter dem Mikroskop eckig zerbrochene oder eiförmig abgerundete Großindividuen von Mikroklin-Aderperthit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas. Die gequetschten Randpartien der großen Kalinatronfeldspate erweisen sich stellenweise als Fleckenperthit und Schachbrettalbit. Die beiden zuletzt genannten Ausbildungsformen finden sich besonders in den kleinen Körnern des Grundgewebes.

Plagioklas (Albit) ist mit den Typen Plag III und II vertreten. Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit als Fülle. Die polysynthetischen Zwillinglamellen sind häufig verbogen. Kornzerfall.

Quarz ist stark postkristallin deformiert. Lamellenartige, in s gelangte und gequälte Körner gruppieren sich häufig zu Überindividuen.

Biotit (hellgelb bis braun) und Muskowit sind teils gequält, teils präkristallin zu Polygonalzügen gruppiert.

Ferner: Titanit, Klinozoisit, Orthit (mit Klinozoisitrand), Chlorit (sekundär aus Biotit), Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist bezüglich der Feldspate und eines großen Anteiles der Quarze und Glimmer intensiv postkristallin deformiert. Ein Teil der Quarze und Glimmer zeigt Rekrystallisation nach der Durchbewegung. Die Durchbewegung erfolgte demnach unter höheren Temperaturbedingungen als solchen, die bei der Bildung spätalpidischer Zerrüttungstreifen wirksam sind. Man wird die Deformation der Sonnblicklamelle zeitlich zwischen alpidische Hauptorogenese und spätalpidische Zerrüttungstreifen usw. einreihen dürfen.

Der Steinbruch scheint sich noch in schwach verrutschtem Gehänge zu befinden, denn die Orientierung der Faltenachsen ist im Steinbruch aberrant (WNW). Das Gehänge zwischen Obervellach und Stallhofen ist unter dem mächtigen Kalkglimmerschieferzug, dem die Eisenbahntrasse folgt und auf dem die Ruine Oberfalkenstein steht, verrutscht (Hanggleitung). Neben dem Waldweg von Obervellach nach Falkenstein befindet sich ein verbrochener Stollen im Schwarzphyllit. Dann ist der Sonnblickgneis in dem bei Leutschach mündenden Graben, westlich von Schloß Niederfalkenstein gut aufgeschlossen.

Im Falkensteiner (Pfaffenberger) Graben grenzt nördlich an den Sonnblickgneis kleinkörniger Biotitgneis an. Das ist die charakteristische Fortsetzung der Neubaugneiszone des Sonnblickkernes, eines Restes des „alten Daches“ des Sonnblickgranites, bestehend aus Amphibolit, Paragneis und Migmatit; mit großer Konstanz im Norden der Stirne des Sonnblickkernes und dann auch in streichender Fortsetzung längs des Nordrandes

der Sonnblicklamelle in reduzierter Mächtigkeit als nur wenige Meter dickes Band verfolgsbar. Im Falkensteiner Graben folgt über diesem feinkörnigen Biotitgneis Glimmerschiefer, Quarzit, Schwarzphyllit mit Graphitphyllit und Graphitquarzit. Daran grenzt der mächtige Kalkglimmerschieferzug, auf dem die Ruine Oberfalkenstein steht und nördlich folgen mindestens 80 *m* mächtige Schwarzphyllite mit Breccien, die sowohl im Kaponig-, als auch im Zwenberger Graben in analoger Position auftreten.

Das Profil in der Mündungsschlucht des Zwenbergers Grabens ist in Abb. 1 a dargestellt. Der schöne Rotationswalzen zeigende Sonnblick-Augengranitgneis fällt mit 65° nach NNE. Sein Rand ist durch 8 *m* mächtigen Gneisphyllonit gekennzeichnet. Die Neubaugneislage ist 20 *m* mächtig als Albitpidotamphibolit entwickelt. Die Lokalität befindet sich am linken Bachufer gegenüber Stampf. Es handelt sich um ein dunkelgrünes, ebenflächig parallelschiefriges Gestein mit deutlicher Lineation und zahlreichen, 1 *mm* großen Albitknoten und mit gelbgrünen Epidotflecken.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun), Epidot-Klinozoisit und Albit (Plag II und I, xenomorph, Mikrolithe von Klinozoisit, inverser Zonenbau; Längung der Körner in s).

Ferner: Chlorit, Quarz, Titanit, Biotit, Magnetit, Pyrit, Eisenglanz und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Nördlich dieser Neubaugneiszone folgt Schwarzphyllit (30 *m*) und der mächtige Kalkglimmerschieferzug, der das Eisenbahnviadukt trägt. In Schwarzphylliten darüber beobachtet man den schon vorhin genannten Breccienhorizont mit graublauen Dolomitlinsen in quarzitischem Bindemittel; darüber Schwarzphyllit mit Granat- und Albitporphyroblasten und Kalkglimmerschiefer.

Nun ist der Sonnblick-Augengranitgneis 300 *m* mächtig bei der Eisenbahnstation Penk (dort auch ein kleiner Steinbruch), im steilen Waldgebiet ober der Ortschaft Penk und bei der Ruine Mölltheuer aufgeschlossen. Über der Eisenbahnlinie grenzt nördlich an den Sonnblickgneis die Neubaugneiszone, darüber Schwarzphyllit und der Kalkglimmerschieferzug des Weilers Zwenberg mit Steinbrüchen.

Westlich Penk unterbricht 1.7 *km* langes Bergsturzgebiet die Aufschlüsse.

Besteigen wir mit großer Erwartung den „kritischen Punkt“ (M. STARK), nämlich den Sattel zwischen Danielberg und Aufschwung der Reißbeckgruppe, wo die Morphologie schon vermuten läßt, daß hier die reduzierten Zonen des Tauernfensterrandes in der Tiefe durchgehen, so enttäuscht uns eine mächtige Moränenhülle mit fruchtbaren Äckern, deren Lese- steine keine Auskunft über den Untergrund geben.

Der Danielberg selbst, jener mitten im Tal stehende, steile Waldberg mit dem weithin sichtbaren Wallfahrtskirchlein St. Daniel besteht aus Biotitparagneis der oberostalpinen Decke (Altkristallin). Die Faltenachsen streichen im Altkristallin hier um E—W, also diskordant zu den Gesteinen des angrenzenden Tauernfensters. Quarzreiche Biotitparagneise an den guten Aufschlüssen der Steiflanke des Danielberges über der Möll weisen darauf hin, daß es sich um ähnliche Gesteine handeln dürfte wie die beim Millstätter See von uns petrographierten (EXNER

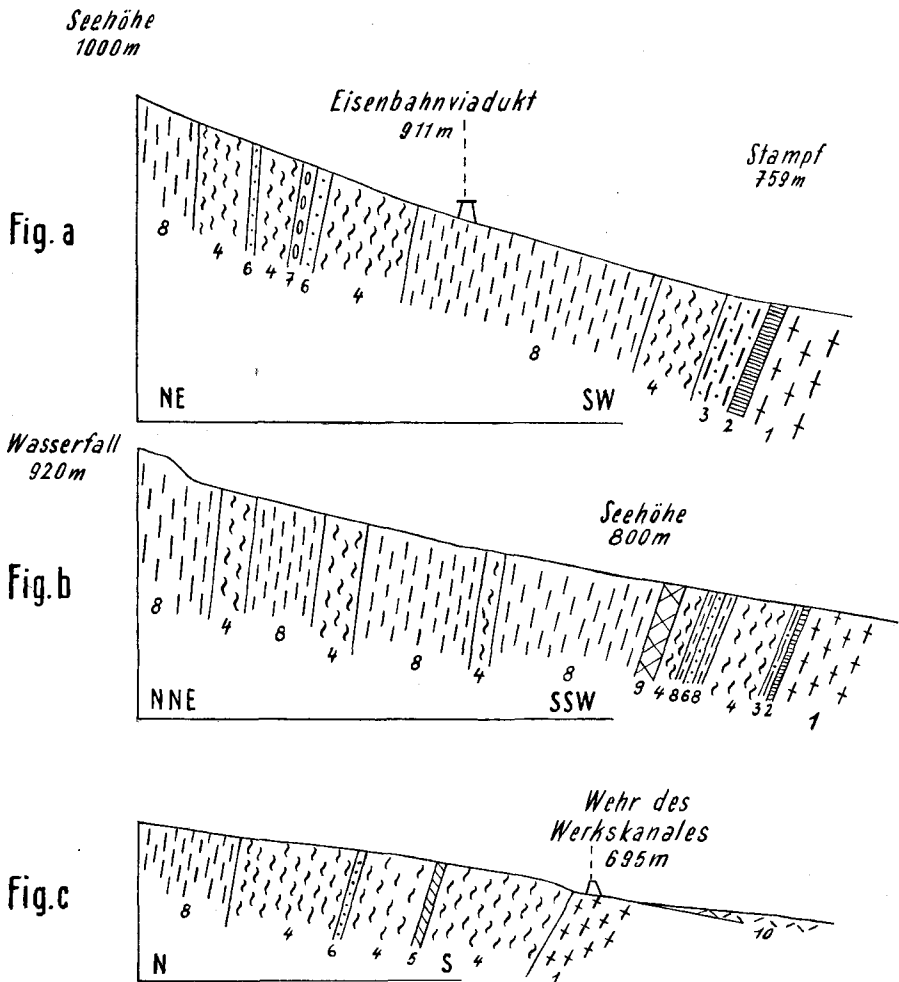


Abb. 1. Profile in der Schieferserie nördlich der Sonnblickklamelle. (a) Im Zwenberger Graben, (b) im Rieken Graben, (c) im Mühlendorfer Graben. Signaturen: 1 = Sonnblick-Augengranitgneis, 2 = Gneisphyllonit, 3 = Albitepidotamphibolit (Neubaugneiszone), 4 = Schwarzphyllit, 5 = Gangquarz, 6 = Quarzit, 7 = Dolomitbreccie (Dolomitlinsen in quarzitischem Bindemittel), 8 = Kalkglimmerschiefer, 9 = Grünschiefer, 10 = Junge Alluvionen und Moräne. Petrographische Details und Mächtigkeitsangaben siehe im Text!

1954, p. 23—31). Jedoch sind die Gesteine des Danielberges noch nicht näher untersucht. Auch die Turmalinpegmatite der Millstätter Serie treten hier wiederum auf, z. B. 200 m SSE vom Gipfel Danielberg ein 2 m mächtiger, konkordanter Turmalinpegmatit im Paragneis. Entstanden ist der Danielberg wohl als Umlaufberg durch Flußverlegung. Die Möll folgte eine Zeitlang der natürlichen tektonischen Schwächelinie Penk—Preißdorf—Zandlach, bevor sie in die heutige Klause von Napplach—Pesentheimer—Klausen—Unterkolbnitz einbog. Die Kultstätte des Daniel-

berges zeigt glazial gehobelte Rundbuckel. Erratische Granitgneisblöcke am Labigen Köpfl lassen eine Dicke des Möllgletschers von über 1280 m erkennen (EXNER 1957, p. 40). Eine Endmoräne des Möllgletschers befindet sich unter der Klause bei der Fuchsfarm.

NW und N Preißdorf finden sich wiederum Aufschlüsse im steilen Hang der Reißbeckgruppe. An der Eisenbahnlinie NNW Preißdorf ist Kalkglimmerschiefer als schmale Partie südlich des Sonnblickgneises aufgeschlossen. Der Sonnblickgneis selbst kann vorzüglich im verlassenen Steinbruch NE Preißdorf beobachtet werden. So wie bei Gratschach und Penk ist er als Augengranitgneis mit Rotationsstrukturen und phyllonitischen Scherzonen entwickelt.

Die interessantesten Aufschlüsse bietet das Steilufer des Riekenbaches zwischen Oberkolbnitz und dem Eisenbahnviadukt (Abb. 2).

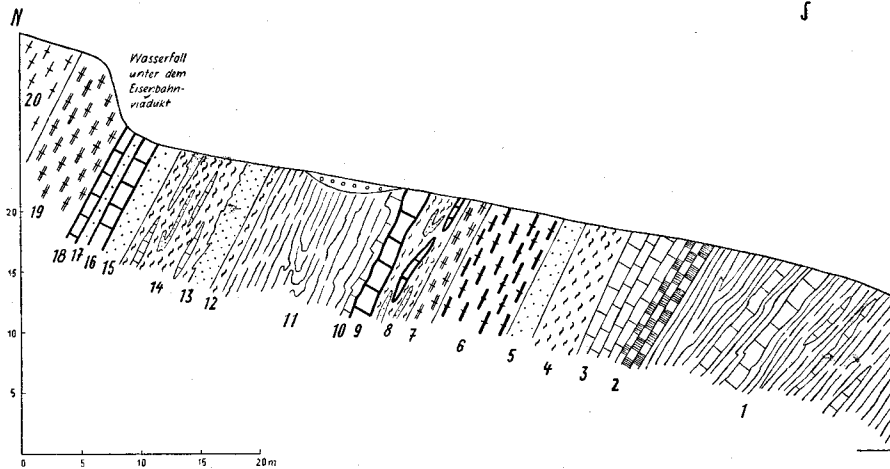


Abb. 2. Profil in der Schieferserie südlich der Sonnblicklamelle. Riekenbach unter dem Eisenbahnviadukt, bei Kolbnitz. Erläuterung im Text!

Wenn man von Oberkolbnitz dem Bachbett entlang ansteigt, findet man oberhalb der 700 m-Isohypse die ersten anstehenden Felsen unter dem Bachschuttkegel auftauchen. Es handelt sich um 25 m mächtigen Serizitchloritphyllit (Signatur 1 der Abb. 2); er ist postkristallin deformiert und wittert rostig an. In ihm stecken Einlagerungen von Graphitphyllit, grauem Glimmerkalk (4 m) und von Bändchen weißen Kalkmarmors. Dann folgen 2 m graue Kalkschiefer (Signatur 2) mit graphitphyllitischen Zwischenlagen, 5 m grau-weiß gebänderter Kalkmarmor (3), 3-5 m Schwarzphyllit (4) und 2 m Serizitquarzit (5). Dann steht man erstaunt vor typischem Rote Wand-Modereckgneis (6).

Der Gesteinsausbildung und der Lage nach darf man wohl mit einiger Wahrscheinlichkeit die Glieder (1) und (2) zur Matreier Zone rechnen. Die Schichtglieder (3), (4) und (5) passen zur Tauernschieferhülle im allgemeinen. Sie dürften ein tektonisch reduzierter Rest der Glocknerserie sein. Die für die Glocknerserie typischen Grünschiefer fehlen bereits.

Der 6 m mächtige Rote Wand-Modereckgneis (Signatur 6 auf Abb. 2) ist feinkörniger, ebenflächig-parallelschiefriger Muskowitgneis mit 5 mm großen Kalifeldspat-Augen.

Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Quarz und Muskowit. Albit konnte nicht nachgewiesen werden.

Der Kalifeldspat zeigt die für den Rote Wand-Modereckgneis charakteristische Ausbildung, welche ich als Knaf I bezeichnet habe (EXNER, 1949 b). Er weist mit den normalen Vergrößerungen des Polarisationsmikroskopes keinen Perthit auf, jedoch harte Mikroklingitterung, eckige Umrisse und Zwillinge nach Karlsbader Gesetz. Echte Einschlüsse fehlen. Längs mechanischer Sprünge, die im Zuge der postkristallinen Deformation auftraten, sind Körner des Grundgewebes zwischen die Kalifeldspat-Trümmer eingetrifft. Die Risse im Kalifeldspat wurden dann teilweise wieder verheilt, wie das auch S. PREY (1937) beschrieb. Häufig zeigt das Innere der Körner keine Mikroklingitterung, während die Außenteile hart gegittert sind.

Quarz beschränkt sich auf kleine Körner des Grundgewebes.

Muskowit ist schwach pleochroitisch (farblos bis apfelgrün). Er ist postkristallin deformiert.

Ferner: Opake Substanz, Apatit, Zirkon und sekundäres Karbonat.

Der Rote Wand-Modereckgneis fällt mit 65° nach NE ein. Er geht nördlich in 2 m phyllonitischen Gneis mit Serizitschiefer (7) über. Dann folgen „Trias“ und übriges „Mesozoikum“ wild durcheinandergemischt. Wir beobachten zunächst ein 3 m dickes tektonisches Mischgestein (8), bestehend aus Kalkschiefer, der mit Lagen von Schwarzphyllit, Quarzit und Dolomit innigst verknüpft ist. Dann finden wir 2 m mächtigen, zuckerkörnig weißen, jedoch braun anwitternden Dolomitmarmor (9); darüber 1 m weißen Kalkmarmor (10).

Nach einer 8 m langen aufschlußlosen Strecke folgen 2,5 m Quarzphyllit (11), 1 m Schwarzphyllit (12), 2 m Tafelquarzit (13), 5 m Schwarzphyllit (14) mit dünnen Lagen von Kalkschiefer und Quarzit. Dann noch einmal eine „Trias“: 2 m Quarzit (15), 1,2 m gelber Dolomitmarmor (16), 1 m Quarzit (17), 1,2 m gelber Dolomitschiefer (18) und daran angrenzend phyllonitischer Gneis der Sonnblicklamelle (19). Über ihn stürzt der Wasserfall der Wildbachverbauung unter dem Eisenbahnviadukt und er geht schon nach einigen Metern in den gewöhnlichen Augengranitgneis der Sonnblicklamelle über. Dieser ist in der Schlucht etwa 300 m mächtig, fällt 60° NE und seine Kalinatronfeldspate erreichen 8,5 mm Länge.

Die Verhältnisse nördlich der Sonnblicklamelle in der Riekenschlucht sind im Profil b der Abb. 1 dargestellt. Zunächst treffen wir wieder die Neubaugneislage an. Sie besteht aus 5 m mächtigem Albitepidotamphibolit, der stellenweise phyllonitisch zu Chloritschiefer verschmiert ist. 2 m Serizitschiefer trennen die Neubaugneislage vom Augengranitgneis der Sonnblicklamelle. Die Lokalität befindet sich etwa 275 m bachaufwärts des Eisenbahnviaduktes.

Der biotit- und chloritführende Albitepidotamphibolit erweist sich hier als feinkörniges dunkelgrünes flächig parallelschiefriges Gestein mit gelbgrünem Epidot, schwarzen Biotitblättchen und silberglänzendem Chlorit.

Hauptgemengteile sind Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit, Klinozoisit und Epidot (farblos bis gelb) und Plagioklas (Oligoalbit, Plag I, Rundlinge, inverser Zonenbau).

Ferner: Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Die nun folgende Schieferhüllenserie ist im Bachbett vorzüglich abgeschlossen. Es handelt sich um Verschuppungen von Schwarzphyllit, Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer. Die Serie fällt 65—77° NE und zeigt eine recht kräftige Metamorphose (Porphyroblasten von Biotit, Granat und Albit mit polysynthetischen Zwillingslamellen).

Nach 30 *m* Schwarzphyllit folgt eine 2 *m* dicke Kalkglimmerschieferbank. Bemerkenswert ist die Ausbildung des Albits.

Der Kalkglimmerschiefer erweist sich als mittelkörniges, flächig parallel-schiefriges Gestein mit Muskowitflasern auf *s* und mit grauer Farbe im frischen Anbruch.

Hauptgemengteile sind Rhomboedrisches Karbonat, graphitische Substanz, Quarz (in Kalkspat eingeschlossener Quarz ist nicht undulös auslöschend; der Quarz außerhalb des Kalkspates ist undulös), Muskowit (parakristallin deformiert) und Albit (Plag III, II und I) sind nebeneinander vorhanden; Einschlüsse der übrigen Gemengteile; die Albitkörner sind in *s* gelängt).

Ferner: Apatit.

Darüber folgen Quarzit (2 *m*), Kalkglimmerschiefer (1 *m*), granatführender Schwarzphyllit (10 *m*) und Hornblendebiotitchloritprasinit (12 *m*).

Das Auftreten von Biotit in den Grünschiefern ist für den südlichen und zentralen Abschnitt der Hohen Tauern charakteristisch und fehlt zumeist in dem schwächer metamorphen nördlichen Teil des Tauernfensters.

Dieser Hornblendebiotitchloritprasinit ist ein flächig parallelschiefriges Gestein. Makroskopisch sind Albit, Chlorit, Biotit und Hornblende erkennbar.

Hauptgemengteile sind Albit (Plag I, Rundlinge, Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Epidot (farblos bis gelblich), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit und Biotit (Porphyroblasten mit Einschlüssen von Titanit, Epidot und opaker Substanz).

Ferner: Magnetit, Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

Nördlich schließt 50 *m* mächtiger Kalkglimmerschiefer an. Dann folgen 10 *m* Schwarzphyllit, wobei Albitkristalle mit polysynthetischen Zwillingslamellen bemerkenswert sind. Es handelt sich um flächig parallel-schiefriges, etwas kalkführendes, graues Gestein mit Serizit auf den *s*-Flächen und mit 2 *mm* großen, dunklen Albitknoten.

Hauptgemengteile: Muskowit, graphitische Substanz, Quarz (aggressive Quarzgewächse in Plagioklas), rhomboedrisches Karbonat, Plagioklas in zwei Ausbildungen: Plag III (mit echter Fülle, gelängt in *s*), Plag I (verlegtes internes Reliktgefüge aus graphitischer Substanz und Quarz; Plag I bildet Rundlinge und Randsäume um Plag III; die Körner sind in *s* gelängt).

Ferner: Turmalin, Zirkon, Eisenglanz, Titanit und Klinozoisit.

Mit diesen nur schwach kalkführenden Schwarzphylliten treten hellere, kalkreichere Lagen auf, die sich durch zarte, 1 *cm* lange, hellgraue Säulchen der Zoisitgruppe und durch 3 *mm* große Biotitporphyroblasten auszeichnen. Herr stud. phil. W. FRANK machte mich freundlicherweise auf ähnliche Vorkommen solcher zarten Säulchen der Zoisit- bis Klinozoisitgruppe in kalkhaltigen Phylliten seines Arbeitsgebietes in der nördlichen Glocknergruppe aufmerksam. Richtigzustellen ist in diesem Zusammenhange auch ein Bestimmungsfehler, der mir in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Gastein auf Seite 91, Zeile 9 und 12 von oben, unterlaufen ist.

Die Säulchen und Garben des betreffenden Kalkglimmerschiefers des Türchlwand-N-Kammes sind nicht Disthen, sondern Klinozoisit.

Nun folgen Kalkglimmerschiefer (30 m), Schwarzphyllit (15 m) und ein über 200 m mächtiger Kalkglimmerschieferzug, über den der Bach einen Wasserfall bildet.

Hauptgemengteile dieses Kalkglimmerschiefers: Rhomboedrisches Karbonat und Muskowit. Ferner: Quarz (in Kalkspat eingeschlossener Quarz ist im Gegensatz zu dem außerhalb des Kalkspates nicht undulös), graphitische Substanz und Epidot.

Am Westhang des Riekengrabens befindet sich in Serpentin ein Stollen auf Talk (knapp südlich des letzten Buchstabens „d“ des Wortes „Preißdorfer Wald“ der österr. Karte 1 : 25.000). Es folgen gegen N Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Albitporphyroblastenschiefer und Quarzite (südlich P. 1068).

In granat- und albitführendem Serizitchloritphyllit dieser Serie längs der Werkstraße der Kraftwerke, die aus dem Riekenal vom Stollenmundloch des Zwenberger Stollens zum Schrägaufzug bei den Hattelberger Wiesen führt (Riekenal-E-Flanke) sieht man wiederum B-Tektonite mit Externrotation und Scherungs-s.

Hauptgemengteile: Granat, Albit, Muskowit, Chlorit, Quarz, graphitische Substanz und Erz.

Der idiomorphe Granat zeichnet sich durch wirbelförmige Einschlußzüge aus graphitischer Substanz aus; randlich ist der Granat in Chlorit umgewandelt.

Albit (Plag I und II) zeigt unverlegte und verlegte Einschlußzüge aus graphitischer Substanz und Muskowit.

Der Muskowit ist parakristallin deformiert: Gequälte Partien in den Außenteilen der Falten; hingegen rekristallisierte Polygonalzüge und Quermuskowite in den Innenteilen der Falten.

Quarz ist xenomorph und schwach undulös.

Nebengemengteile sind Epidot, Zirkon und Apatit.

Der Augengranitgneis der Sonnblicklamelle baut den Hang unter der Eisenbahntrasse zwischen dem Rieken-Viadukt und Zandlach auf. Ein kleines anstehendes Vorkommen findet sich unter der Eisenbahnstation Kolbnitz.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Professor E. CLAR kartierte auf seine Veranlassung hin Herr stud. phil. H. SORDIAN unter anderem im Detail einen Abschnitt des Bergfußgebietes beim Aichholzhof, 1075 m SE Eisenbahnstation Kolbnitz. H. SORDIAN fand zwischen Eisenbahnstation Kolbnitz und Möslacher an und unter der Eisenbahntrasse einige anstehende Vorkommen des Granitgneis der Sonnblicklamelle. Außerdem fand er südlich der Sonnblicklamelle noch Reste der südlichen Schieferhüllenserie, und zwar in den Hängen unter dem Aichholzhof, dunklen Phyllit, Kalkglimmerschiefer, Serpentin. Die ausführlichen Unterlagen in der Form einer geologischen Kartierung 1 : 2.000 mit Profilen und Bericht von H. SORDIAN 1958 („Geologischer Aufnahmebericht zur Kartierung 1 : 2.000 des Wasserschloß—Kraftabstieg—Kavernenbereiches Malta“) liegen bei den Österreichischen Draukraftwerken in Klagenfurt auf. Ferner befinden sich Unterlagen dazu in einem unveröffentlichten Bericht von Prof. E. CLAR 1961 über die „geologischen Vorarbeiten für die Projektierung des Speicherwerkes Inneres Maltatal—Kolbnitz“ der Österreichischen Draukraftwerke A. G.

Dann finden wir den Augengranitgneis der Sonnblicklamelle als Härtlingsrücken im Wald zwischen Möslacher und Mündungsschlucht des Mühldorfer Grabens.

Dort ist beim Wehr der Schafwollfabrik Mühldorf, in zirka 695 *m* Seehöhe, der Augengranitgneis der Sonnblicklamelle mit 4 *cm* großen Kalinatronfeldspaten, 62° NE fallend, 15 *m* mächtig aufgeschlossen. Südlich liegt Moräne auf dem Granitgneis, dessen Mächtigkeit nach der Gesamtsituation hier noch etwa 50—30 *m* betragen dürfte. Abb. 1 c zeigt das im Mühldorfer Graben nach N anschließende Profil mit 140 *m* mächtigem Schwarzphyllit mit einer 2 *m* dicken Gangquarzlage und Quarzit; nördlich anschließend Kalkglimmerschiefer.

Im Verbands des Sonnblick-Augengranitgneis beim Wehr der Schafwollfabrik findet sich Albitgneis, der wahrscheinlich durch Phyllonitisierung aus dem Augengranitgneis hervorging. Es handelt sich um feinlagigen Muskowitgneis mit Feldspatwalzen, die im Querbruch als Inselstrukturen, im Längsbruch als 1 *cm* lange, sehr flache Linsen erscheinen.

Hauptgemengteile: Albit (Plag II und I; Rundlinge und eckig begrenzte Körner; inverser Zonenbau kommt vor), Quarz (xenomorph, undulös) und Muskowit (parakristallin deformiert).

Ferner: Kalifeldspat (Knaf I, sehr kleine Körnchen, xenomorph, perthitfrei, harte Mikroklingitterung), Biotit (hellgelb bis hellbraun), Titanit, Orthit (mit Klinozoisit), Klinozoisit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Das letzte anstehende Vorkommen des Augengranitgneises der Sonnblicklamelle fand ich unter der Moräne in einem Trockengraben, 630 *m* SE des Wehres der Schafwollfabrik, in 720 *m* Seehöhe. Der Augengranitgneis ist 2 *m* mächtig aufgeschlossen, zeigt 4 *cm* lange Kalinatronfeldspate und fällt 75° NE. Man sieht die unmittelbare Grenze zum südlich anschließenden Quarzphyllit der Matreier Zone. Bei Rappersdorf und nördlich Mühldorf stehen altkristalline Paragneise der oberostalpinen Decke an. Die Matreier Zone nimmt gegen E rasch an Mächtigkeit zu (siehe Karte und Profil Fig. 5, Tafel III in EXNER 1954). Der erwähnte Trockengraben mit dem letzten Aufschluß der Sonnblicklamelle mündet bei dem Bahnwärterhaus, welches sich 250 *m* SE Eisenbahnviadukt „Mühldorfer Graben“ befindet. Dieses letzte anstehende Vorkommen der Sonnblicklamelle hat, wie unsere Kartenskizze auf Tafel 19 zeigt, eine vom Streichen abweichende, nach S verrückte Lage. Vielleicht ist es verrutscht? Vielleicht wurde das letzte Schwänzchen der Lamelle abgelöst und in die Matreier Zone eingedreht?

Wahrscheinlich junge Störungen an der Mölltallinie

Wir wissen derzeit eigentlich nur, daß Möll und Drau von Obervellach nach Möllbrücke, Spittal an der Drau und bis Villach einer schnurgeraden, verhältnismäßig breiten, 62 *km* langen Talstrecke folgen, die offenbar tektonisch angelegt ist, was sich vor allem aus der ungleichartigen Beschaffenheit der beiden Talflanken ergibt. Im Abschnitt der Möll folgt der Südrand des Tauernfensters dieser geraden Talfurche, während weite Teile des Drauabschnittes die Grenze zwischen Altkristallin im Norden gegen den Drauzug (Paläozoikum und Trias) im Süden markieren.

Bisher fehlen geophysikalische Daten über die Beschaffenheit des Felsuntergrundes unter den Talalluvionen. Man wird im Untergrund Mylonit-zonen, ähnlich den mehrere Meterzehner mächtigen Zerrüttungsstreifen der Linie von Zwischenbergen oder des Tonalepasses, und vielleicht auch eingeklemmte Tertiärreste, ähnlich denen der Tauern-Nordrandstörung, vermuten dürfen.

Am auffälligsten an der Mölltallinie ist aber ihre streichende Fortsetzung schräg hinein ins Tauernfenster, und zwar hier weniger in Form junger Zerrüttungsstreifen, sondern vielmehr als stetig deformierte Walzstruktur des Tiefbaues im Alpenkörper, nämlich als die weithin streichende Walze des Sonnblick-Kernes. Darauf hat Prof. E. CLAR im Februar 1955 im Anschluß an meine Vorlage der Beobachtungen im Sonnblick- und unteren Möllgebiet in den Samstagreferaten der Geologischen Bundesanstalt in Form einer mündlichen Diskussionsbemerkung hingewiesen. Er brachte den sehr anregenden Gedanken, daß stetige Deformation in der Tiefe (Tauernfenster-Inneres) und Steilstellung, Rückbiegung sowie rupturale Deformation in der Höhe (Mölltalstörung) als Ausdruck einer einzigen bedeutenden Störungszone in der Erdkruste, die sich räumlich in unteres und oberes Stockwerk, zeitlich in verschiedene Phasen (Hauptorogenese, Spätphase usw.) gliedern läßt, aufgefaßt werden kann.

Interessante Beiträge zur Kenntnis des Verlaufes junger Störungs-zonen in den östlichen und südlichen Ostalpen gaben in letzter Zeit F. KAHLER 1953 (Beziehungen der Mölltallinie zum Klagenfurter Becken), H. KÜPPER 1960 (Mölltallinie als Glied mehrerer NW gerichteter Störungs-linien in den östlichen Zentral- und Kalkalpen) und N. ANDERLE in einem an der Geologischen Bundesanstalt gehaltenen, bisher nicht publizierten Vortrag im November 1958 (Mölltallinie im Verbands der alpin-dinarischen Grenzzone und des Drauzuges).

J. CADISCH (1961) machte in einem Vortrage vor der Wiener Geologischen Gesellschaft darauf aufmerksam, daß nachträglich überschobene und zusammengestauchte tertiäre Ausräumungsfelder (breite und lang hinstreichende tertiäre Längstalfurchen) ein Bild liefern könnten wie wir es heute an solchen weithinstreichenden, jungen Dislokationslinien in den Alpen beobachten. Schon H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS (1930) hatten ähnliches für die insubrische Linie angenommen (Veltlin), obwohl dort so wie im Mölltal keine tertiären Sedimentreste bisher bekannt sind. Ist vielleicht das benachbarte Klagenfurter Becken mit der jungen Auffahrt der Karawanken aufs Tertiär ein Hinweis darauf, zumindest das Denkprinzip als solches auch für die Mölltallinie anzuerkennen?

Zusammenfassung

Sonnblickgneis, Rote Wand-Modereckdecke und Glocknereinheit keilen im unteren Mölltal gegen SE aus, nachdem sie weithin als dünn ausge-walzte, tektonisch reduzierte Lamellen zu verfolgen waren. Es ist das Bild einer tiefgreifenden, NW streichenden Struktur im Alpenkörper und einer tiefgreifenden Narben- oder Wundenzzone, die sich nach SE an Stelle der mächtigen, paläogeographisch weit nach S zurückreichenden, heute

in der Sonnblick- und Glocknergruppe aufgestapelten Gesteinsserien einstellt. Man kann diese Merkmale der Natur nicht mit einer am Schreib-tisch konstruierten Geometrie mit um nicht vorhandene E—W Achsen rotierten zylindrischen Deckenkörpern abtun so wie dies in den Synthesen der klassischen Deckenlehre der zwanziger Jahre dieses Jahrhunderts versucht wurde.

Als spätalpidische Weiterformung dieser NW-Struktur ist die Mölltallinie aufzufassen, an der sich junge Einengung, Steilstellung und Süd-überkipfung des Tauernkörpers im Abschnitt des unteren Mölltales zwischen Obervellach und Mühldorf vollzogen haben.

Die Sonnblicklamelle ist als dünner Fortsatz des Sonnblick-Kernes einheitlich mit kleinen Unterbrechungen durch Rutschgebiete und Moränenbeckung bis östlich Mühldorf, wo sie in der Fuge zwischen Reißbeckschieferhülle und Matreier Zone endgültig auskeilt, aufgeschlossen. Sie ist also von der Mallnitzschlucht bis zur eben genannten Auskeilstelle 16 km lang, maximal 300 m dick und verläuft ziemlich schnurgerade parallel der morphologischen Mölltallinie von NW nach SE. An ihrem Nordrand sind Amphibolite als Fortsetzung der Neubaugneiszone des Sonnblickgebietes bis ins Profil der Riekenschlucht nachweisbar. Prächtige Walztektonik und Ausplättung der großen Kalinatronfeldspate zu pappendeckeldünnen Plättchen sieht man im Granitgneis der Sonnblicklamelle, welcher Rekristallisation bezüglich eines Teiles der Glimmer und bezüglich des Quarzes zeigt. Eine kräftigere Metamorphose, weniger zerstört durch postkristalline Durchbewegung, zeigen die weiter gegen das Innere der Reißbeckgruppe gelagerten Schieferserien mit Porphyroblasten von Biotit, Granat und Albit mit polysynthetischen Zwillingen. Auch in diesen Serien gibt es typische Rotationstektonite.

Die Rote Wand-Modereckdecke kann mit ihren charakteristischen feinkörnigen Augengneisen mit perthitfreiem Kalifeldspat und mitsamt der begleitenden „Trias“ eindeutig im Profil des Riekenbaches, das ist 10-8 km SE der in der Sonnblickgruppe bei Schloß Groppenstein in der Mallnitzschlucht endenden Aufschlüsse, wiedererkannt werden. Also auch diese Lamelle streicht regelmäßig der Möll-Linie entlang und keilt zwischen Kolbnitz und Mühldorf aus.

Die Glocknerserie scheint bereits zwischen Obervellach und Kolbnitz zu Ende zu gehen.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit konnten wir die Matreier Zone im Profil des Riekengrabens bei Oberkolbnitz auffinden. Es handelt sich um postkristallin deformierte Quarzphyllite mit Einlagerungen von Graphitphyllit, Glimmerkalk und dünnen Kalkmarmorbänkchen. Da sie östlich Mühldorf im Taborgraben wieder mächtig einsetzt, kann man wohl annehmen, daß die Matreier Zone als dünnes Band im unteren Mölltal durchstreicht und die Vorkommen in der Sonnblick—Sadniggruppe mit jenen an der SE-Ecke des Tauernfensters verbindet.

Das oberostalpine Altkristallin des Danielberges besteht aus Paragneisen mit Turmalinpegmatit, wahrscheinlich äquivalent der Millstätter Serie. Seine Faltenachsen und s-Flächen stoßen diskordant gegen die Gesteine des Tauernfensters. Es handelt sich um eine Diskordanz der Achsen und s-Flächen wie wir sie ähnlich am Tauernfensterrand unter der Schobergruppe aufgefunden haben.

Literatur

- BECK, H.: 1935, Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal (5250). — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1935, p. 25.
- BECK, H.: 1938, Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal (5250). — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1938, p. 41—42.
- BERWERTH, F.: 1907 und 1908, Berichte über die geologisch-petrographischen Aufschlüsse an der Südrampe der Tauernbahn. — Akademischer Anzeiger Wien, m. n. Kl. Jg. 1907, p. 142—147 und 280—289. Jg. 1908, p. 294—298.
- CADISCH, J.: 1961, Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1961.
- CORNELIUS, H. P. und M. FURLANI-CORNELIUS: 1930, Die insubriche Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl. 102.
- EXNER, CH.: 1949 a, Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. — Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 93.
- EXNER, CH.: 1949 b, Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tschermarks Min. u. Petr. Mitt. III. Folge, 1, p. 217.
- EXNER, CH.: 1954, Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. — Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 97.
- EXNER, CH.: 1955, Aufnahmen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und im südlichen Randgebiet (Blätter 154, 155, 180, 181). — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1955, p. 20.
- EXNER, CH.: 1957, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastern 1: 50.000. — Geol. Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, G.: 1961, Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Oberveellach (181). — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1961.
- HAMMER, W.: 1927, Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). — Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien, 77.
- KAHLER, F.: 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderheft 16.
- KOBER, L.: 1922, Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl. 98, p. 201—242.
- KOBER, L.: 1923, Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin, p. 103.
- KOBER, L.: 1938, Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien, p. 15.
- KOBER, L.: 1955, Bau und Entstehung der Alpen, 2. Auflage. — Wien, p. 280—281 mit Abb. 78 und 79.
- KÜPPER, H.: 1960, Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien 53.
- PREY, S.: 1937, Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien 29.
- SCHMIDT, W. J.: 1950, Die Matreier Zone in Österreich. I. Teil. — Sitz. Ber. Öst. Akad. Wiss., m. n. Kl. I, 159, p. 326.
- STARK, M.: 1911, Bericht über die geologische Aufnahme im Hochoalm—Sonnblickgebiet in den Jahren 1909 bis 1910. — Akad. Anz. Wien, m. n. Kl., Jg. 1911, p. 309 bis 311.
- STARK, M.: 1912, Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl. I, 121, p. 211.
- STAUB, R.: 1924, Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz 52, p. 56.
- WINKLER-HERMADEN, A.: 1923, Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. — Verh. Geol. Bu. Anst. Wien, Jg. 1923, p. 103.
- WINKLER-HERMADEN, A.: 1926, Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. — Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 76.

SÜDRAND DES TAUERNFENSTERS IM UNTEREN MÖLLTAL *Beobachtungen Ch.Exner (1954-1959)*



Jb. Geol. BA.	Bd. 105	S. 287—330	Wien, Dezember 1962
---------------	---------	------------	---------------------

Korallen aus dem Silur von Ozbak-Kuh (NE-Iran)

Von HELMUT FLÜGEL Graz ¹⁾

(Mit 4 Textabbildungen und 4 Tafel, 20—23)

Einleitung

Durch A. RUTTNER, Geologische Bundesanstalt Wien, wurden im Zusammenhang mit einer Kartierung des Raumes um Ozbak-Kuh in NE-Iran 1960 unter anderem zahlreiche Korallen aufgesammelt. Für die Möglichkeit, dieses Material bearbeiten zu können, sei ihm auch an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Auf Grund der Determination der Korallenfauna konnten bereits in einem Vorbericht die wichtigsten stratigraphischen Ergebnisse bekanntgemacht werden (H. FLÜGEL & A. RUTTNER 1962). Im folgenden wird nun die Beschreibung der silurischen Korallenfauna vorgelegt.

Über die Devon- und Karbon-Korallen dieses Raumes wird nach Abschluß der Bearbeitung von weiteren, dem gleichen Zeitabschnitt entstammenden Faunen anderer iranischer bzw. sowjetisch-aserbeidschanischer Lokalitäten, eine Arbeit erscheinen.

Über die Lage und Geologie des Bereiches der Bergbau-Siedlung Ozbak-Kuh unterrichten die Arbeiten von O. M. FRIEDRICH 1960, A. RUTTNER 1961 und H. FLÜGEL & A. RUTTNER 1962. Es genügt daher hier der Hinweis, daß die genannte Siedlung am Ostrand der Großen Kavir etwa 100 km nördlich von Tabas gelegen ist (Abb. 1).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. FLÜGEL, Universität Graz, Geol.-Paläontologisches Institut, Österreich.

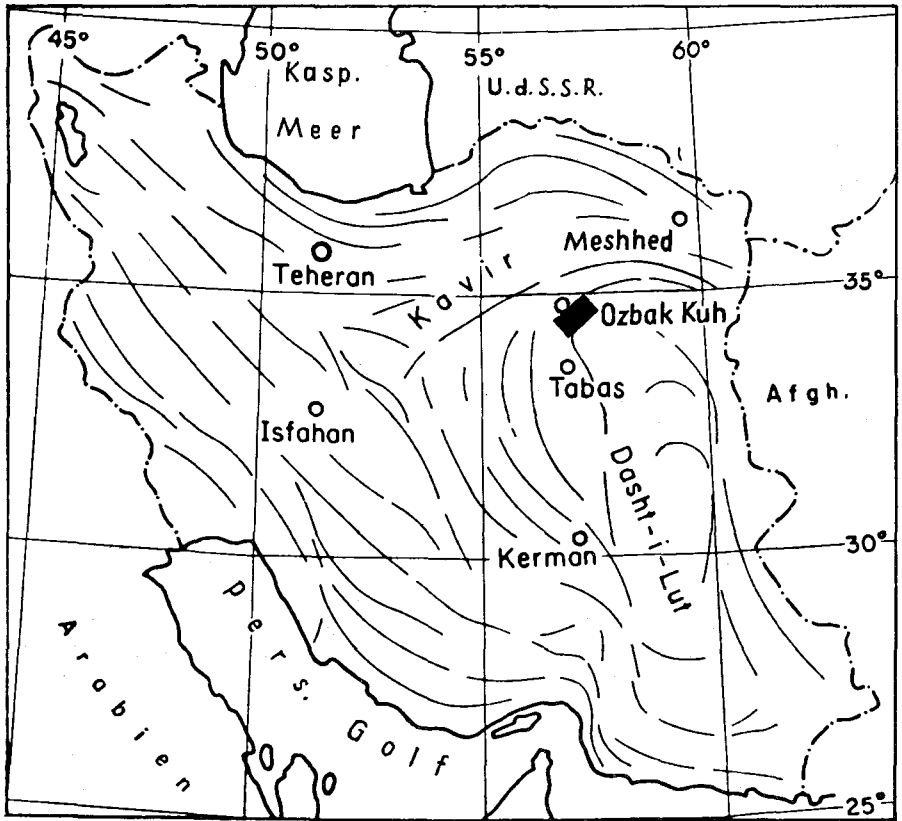


Abb. 1: Karte des Iran mit Lage des Fundraumes des Silurs von Ozbak-Kuh.

Beschreibung der Fauna ¹⁾Ord.: **Rugosa** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850Fam.: **Streptelasmataidae** NICHOLSON 1889Genus: *Dinophyllum* LINDSTRÖM 1882*Dinophyllum*? sp.

Abb. 4 a

Stoff: Ein Korallitenbruchstück von Gushkamar-NE, Ghor-e-Sangkul, Nr. 60/57/4.

Beschreibung: Das vorliegende Bruchstück besitzt eine Länge von 32 mm. Es handelt sich um einen geraden, runden, zylindrischen Koralliten, dessen Epithek eine schwach ausgebildete Querrunzelung aufweist. Der im LS angeschnittene Kelch zeigt eine Tiefe von 21 mm. Wie der Schliff vermuten läßt, dürfte der Kelch steile Flanken und einen mehr oder minder ebenen Boden besitzen. Nur axial ist dieser leicht aufgewölbt. Der Kelch ist erfüllt von braunem dichtem Kalk, der zahlreiche Ostracodenschälchen bzw. Echinodermata-Reste umschließt.

Der \varnothing des QS beträgt 32×33 mm. Die 51 S. 1. O. sind bilateral symmetrisch zur Fossula-Ebene angeordnet. Wie der periphere LS erkennen läßt, handelt es sich bei dieser um eine echte Fossula (A. v. SCHOUPPE & P. STACUL 1959: 26). In ihr liegt ein Septum, das kürzer als die übrigen S. 1. O., jedoch länger als die S. 2. O. ist, deren Länge im allgemeinen zwischen $\frac{1}{3}$ und $\frac{1}{2}$ der Länge der S. 1. O. liegt. Die Natur des in der Fossula liegenden Septums ist nicht völlig klar, da die frühen Wachstumsstadien nicht untersucht werden konnten. Jedoch zeigen die beiden, das Fossula-Septum flankierenden S. 2. O., bei auffallender Kürze, eine Anlehnung an die nächstfolgenden S. 1. O. Dies spricht dafür, daß es sich bei dem Fossula-Septum um das H. S. handeln könnte.

Das links vom H. S. (?) gelegene S. 1. O. ist auffallend über das Zentrum des Koralliten hinaus verlängert und axial leicht verdickt. An diesen axialen Septenabschnitt legen sich die Enden zahlreicher anderer S. 1. O. an und bilden mit ihm ein netzförmiges Gewebe.

An der Peripherie sind die Septen beider Ordnungen so stark verdickt, daß sie zusammenstoßen und es innerhalb der Epithek zur Bildung einer 3—4 mm breiten „Wand“ kommt.

In diesem Randteil ist auch die Feinstruktur der Septen gut erkennbar. Sie zeigt hier schräg von einer hellen Mittellinie axialwärts ausstrahlende Fasern.

¹⁾ Die im folgenden verwendeten Abkürzungen sind:

QS	Querschiff
LS	Längsschliff
\varnothing	Durchmesser
S. 1. O.	Septen 1. Ordnung
S. 2. O.	Septen 2. Ordnung
H. S.	Hauptseptum
D: tarium	Dissepimentarium
D: ment	Dissepiment
T: arium	Tabularium

Der untersuchte Stoff wird unter den angeführten Nummern in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien aufbewahrt.

Der LS zeigt unregelmäßige, blasige und unvollkommene Tabulae. Sie sind axial leicht aufgebeult und bilden hier zusammen mit den axialen Septenenden ein unregelmäßiges Maschengewebe. Die Feinstruktur der Septen zeigt auch im LS von einem helleren Mittelstreifen schräg gegen oben ausstrahlende Fasern.

Bemerkungen: Die Charakteristika vorliegender Form sind: Das spongöse, axiale Netzwerk aus aufgebeulten Tabulae und axialen Septenenden, die bilaterale Anordnung der S. 1. O. und der Besitz einer deutlichen fossularen Bodeneindellung um das H. S. (?). Diese Merkmale sprechen für eine Zuordnung zu dem von M. LINDSTRÖM 1882 aufgestellten Genus *Dinophyllum*. Jedoch weicht der Bau des Koralliten in einigen anderen Merkmalen deutlich vom Generotypus ab. Es sind dies vor allem die bedeutend längeren S. 2. O. und das Fehlen einer wirbelartigen Eindrehung der S. 1. O. Diese Merkmale würden für das Genus *Kiaerophyllum* WDKD. 1927 sprechen. So zeigt z. B. das von W. SCHEFFEN 1933 auf Taf. 3, Fig. 2 gebrachte LS-Bild von *K. kiaeri insaeptatum* weitgehendste Ähnlichkeit mit dem vorliegenden LS. Andererseits sind deutliche Unterschiede durch die axiale Struktur und durch die Existenz einer Fossula gegeben (vgl. bezüglich des taxonomischen Wertes der Fossula A. v. SCHOUPPE & P. STACUL 1959: 44). Von *Streptelasma* HALL, mit dem ebenfalls einige Ähnlichkeit vorhanden ist, wird die Form durch Septenanordnung und Fossula unterschieden.

Es scheint daher eine Zuweisung zu *Dinophyllum* LINDSTRÖM noch am wahrscheinlichsten, wenn sie auch nicht streng beweisbar ist. Von einer näheren Bestimmung wird auf Grund des unvollkommenen Erhaltungszustandes dieser (wahrscheinlich neuen) Art abgesehen.

Verbreitung: Nach D. HILL 1956: F 268 tritt das Genus im unteren und mittleren Silur von Eurasien auf.

Fam.: **Archnophyllidae** DYBOWSKI 1873

Genus: *Entelophyllum* WEDEKIND 1927

Entelophyllum? *obrutschevi* (SOSHKINA 1955)

1955 *Evenkiella obrutschevi* SOSHKINA, S. 127, Taf. 9, Fig. 1, Taf. 13, Fig. 2 a, b.

Typus ist das von E. D. SOSHKINA 1955 auf Taf. 13, Fig. 2 a, b abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Steinige Tunguska, Sibirien, UdSSR.

Stratum typicum: Silur, G^k3 (Wenlockium).

Stoff: Ein von Chariti-NE, Ghor-e-Tirandas stammender Stock mit der Nr.: P 60/228/1.

Beschreibung: Der vorliegende massige Stock hat Ausmaße von $150 \times 100 \times 50$ mm. Seine Oberfläche zeigt die polygonale Umgrenzung der einzelnen Koralliten in Form einer leichten Erhebung der Mauer um die flachen Kelcheindellungen.

Im QS besitzen die Koralliten im Reifestadium einen \varnothing von etwa 12×15 mm und eine Septenzahl von 24×2 . Die Septen können bilateral angeordnet sein. Das D: tarium hat eine Breite von 2.5 mm, das T: arium einen \varnothing von zirka 6×8 mm. Die S. 1. O. reichen von der Peripherie bis

nahe an das Korallitenzentrum, während die um die Hälfte kürzeren S. 2. O. das D : tarium kaum überragen. Eine innere Mauer ist nicht vorhanden.

Wie der LS zeigt, besteht das D : tarium aus meist drei bis vier Reihen steilstehender Blasen, während das T : arium in seinem axialen Abschnitt leicht aufgebojene Tabulae besitzt. Diese sind unvollkommen und blasig entwickelt.

Bemerkungen: 1927: 22 wurde von R. WEDEKIND ohne Auswahl eines Typus das Genus *Entelophyllum* aufgestellt. Er ordnete diesem auch die Art „*Madreporites articulatus* WAHLENBERG 1921“ zu. Diese Art wurde im gleichen Jahr von W. D. LANG & ST. SMITH 1927 : 461 zum Typus der Gattung *Xylodes* gewählt und von ST. SMITH & R. TREMBERTH 1929 : 362 eingehend beschrieben. Auf die wahrscheinliche Synonymie beider Gattungen machte erstmals E. D. SOSHKINA 1937 und später F. PRANTL 1940 aufmerksam. Durch die von LANG, SMITH & THOMAS 1940 : 56 erfolgte Wahl von „*Madreporites articulatus*“ zum Generotypus von *Entelophyllum* wurde *Xylodes* endlich objektives jüngeres Synonym von *Entelophyllum* (vgl. dazu A. SCHOUPPÉ 1951).

1952 : 137 vereinigte V. A. SUI TOVA das von E. D. SOSHKINA 1937 aufgestellte Genus *Tenuiphyllum* mit *Entelophyllum*. Damit wurde der Meinung Ausdruck verliehen, daß auch cerioide Formen zu *Entelophyllum* gerechnet werden können. 1955 : 137 stellte E. D. SOSHKINA das Genus *Evenkiella* auf. Sie rechnete dazu auch *Entelophyllum articulatus* (WAHLENBERG) und synonymisierte mit diesem neuen Genus *Xylodes* LANG & SMITH 1927, aber auch *Entelophyllum* sensu SUI TOVA 1952 bzw. sensu LANG, SMITH & THOMAS 1940, nicht jedoch sensu WEDEKIND 1927. Im Gegensatz zu *Entelophyllum* soll *Evenkiella* Marginalsprossung und cerioides Wachstum aufweisen. Bei einer Zuordnung von *Entelophyllum articulatus* (WAHLENBERG) zu *Evenkiella* wird diese Gattung jedoch subjektives jüngeres Synonym von *Entelophyllum* und wäre daher mit diesem zu vereinigen. Es fragt sich daher, ob *Entelophyllum articulatus* (WAHLENBERG) wirklich zu *Evenkiella* zu stellen ist. Bereits ST. SMITH & R. TREMBERTH 1929 : 364 konnten zeigen, daß auch bei dieser Art gelegentlich Marginalsprossung auftritt. Damit scheint dieses Kriterium für die Aufstellung einer neuen Art nicht stichhältig zu sein. Der zweite Unterschied der beiden Genera soll in ihrem verschiedenartigen Wachstum liegen. Wie jedoch bereits ST. SMITH & R. TREMBERTH 1929 zeigen konnten, kommen auch bei *Entelophyllum* cerioide Formen vor. Abgesehen davon sind innerhalb der Rugosa bereits mehrere Genera bekannt, deren Arten sowohl solitär, als auch cerioid wachsen (z. B. *Lonsdaleia*). Daher hat bereits D. HILL 1959 : 158 wohl mit Recht vermutet, daß *Evenkiella* ein Synonym von *Entelophyllum* darstellt. Eine endgültige Entscheidung könnte jedoch nur ein Vergleich der beiden Typen bringen. Daher wird die mir aus NE-IRAN vorliegende Form hier nur mit Vorbehalt *Entelophyllum* angeschlossen, wobei ein Vergleich mit der von E. D. SOSHKINA 1955 aus Sibirien beschriebenen Art *Evenkiella obrutschevi* am nächsten liegt.

Verbreitung: Bisher wurde diese Art nur aus dem Wenlockium der Steinigen Tunguska, Sibirien bekannt.

Fam.: **Spongophyllidae** DYBOWSKI 1873
 Genus: *Spongophyllum* MILNE-EDWARDS & HAIME 1850
Spongophyllum sugiyamai YABE & EGUCHI 1945

Taf. 22, Fig. 6, 7

1945 *Spongophyllum sugiyamai* YABE & EGUCHI, S. 432, Abb. 1—4.

Typus: Von den Autoren der Art wurde kein Typus ausgewählt, jedoch scheint ihnen, nach dem Text zu urteilen, nur ein Exemplar vorgelegen zu haben, welches demnach Holotypus wäre.

Locus typicus: Ertaokou, Mansyu, Japan.

Stratum typicum: Mittel-Silur.

Stoff: Untersucht wurde ein $70 \times 50 \times 10$ mm messender Stock von Chariti-NE, NW Ghor-e-Tirandas Nr. P 60/228/4.

Beschreibung: Die von einer 0.3—0.5 mm dicken Mauer umgebenen Koralliten des massigen Stockes besitzen einen \varnothing von 3.5×3.0 bis 6.5×6.0 mm. Die Zahl der Septen, von denen nur eine Ordnung erkennbar ist, beträgt 14. Sie erreichen die Mauer bzw. das Zentrum nur ausnahmsweise. Häufig enden sie peripher an einer großen Wandblase (G. ENGEL & A. v. SCHOUPEÉ 1958: 69). Dort wo sie jedoch die Mauer erreichen, verdicken sie sich zu einem kurzen, dreieckigen Keil. Derartige Septalsockel treten aber auch dort auf, wo die dünnen, fadenartigen Septen an einer Wandblase enden und zwar in der dem Septum entsprechenden Position an der Epithek. Es zeigt dies, daß die Septenbildung ein Vorgang ist, der durch die Wandblasenbildung unterbrochen wurde. Die Epithek selbst besteht aus einem dunklen Mittelstreifen, der von seitlichen hellen Lagen begrenzt wird.

Durch eine Verdickung der inneren Blasenwandung des D: tariums wird im QS der Eindruck einer „Inneren Mauer“ die das T: arium begrenzt, erweckt. Im LS zeigt sich, daß nur eine einzige Blasenreihe von etwa 0.5 bis 1.0 mm Breite gegeben ist. Das T: arium besteht aus mehr oder minder geraden und horizontalen Tabulae, wobei auf 3 mm 11 Tabulae kommen können.

Bemerkungen: Wie folgende Übersicht zeigt, entspricht die iranische Form weitgehend in ihren Abmessungen der von YABE & EGUCHI 1945 aus dem Mittel-Silur von Japan beschriebenen Art. Leider ist jedoch die Abbildung in der genannten Arbeit sehr schlecht, sodaß manche Einzelheiten kaum verglichen werden können.

	\varnothing	Septenzahl
<i>Spongophyllum inficetum</i> (POČTA)	6—11	28—34
<i>Spongophyllum rectiseptatum</i> DYBOWSKI	4—6	40—50
<i>Spongophyllum shearsbyi</i> CHAP.	5	zirka 18
<i>Spongophyllum spongophylloides</i> (FOER.)	10—16	18—20 \times 2
<i>Spongophyllum sugiyamai</i> YABE & EGUCHI	6.5	14—16
Iranische Form	3.5—6.5	14

Verbreitung: Bisher wurde die genannte Art nur aus dem Mittel-Silur von Japan bekannt.

Fam.: Tryplasmataidae ETHERIDGE 1907

Genus: *Tryplasma* LONSDALE 1845*Tryplasma lonsdalei* ETHERIDGE 1890

- 1890 *Tryplasma lonsdalei* ETHERIDGE, S. 15, Taf. 1, Fig. 1—6.
 1907 *Tryplasma lonsdalei* var. *scalariforme* ETHERIDGE, S. 77.
 1907 *Tryplasma lonsdalei* var. *minor* ETHERIDGE, S. 77.
 ? 1937 *Tryplasma dendroidea* HILL, S. 151.
 1940 *Tryplasma lonsdalei*; HILL, S. 406, Taf. 12, Fig. 13, 14.
 1961 *Tryplasma lonsdalei*; STRUSZ, S. 343, Taf. 42, Fig. 12, 13, Abb. 1.

Typus: D. HILL 1940: 406 wählte das von ETHERIDGE 1890, Taf. 1, Fig. 2—5 abgebildete Exemplar zum Lectotypus.

Locus typicus: Hattons Corner, Yass R., N. S. Wales.

Stratum typicum: Silur.

Stoff: Aus dem Raume NE-Gushkamar vom Ghor-e-zorch-e-tscheschme liegen mehrere Exemplare vor. Sie tragen die Nr. P 60/22/1, P 60/22/2 und P 60/22/12.

Beschreibung: Die zylindrischen, meist geraden Koralliten zeigen einen \varnothing zwischen 4 und 10 mm (häufigster \varnothing um 7 mm).

Die Wand ist 0.3—0.4 mm dick. Sie besteht aus zwei Schichten: Einer dunklen, äußeren, nur 0.02 mm dicken Lage und einer hellen Innenschichte. Während die Außenhaut keine Feinstruktur erkennen läßt, besteht die helle Schichte aus feinen, parallel der Wandung angeordneten Lamellen. Interessant ist, daß diese Schicht sich bisweilen vor einer Tabula etwas verdickt, danach jedoch stark zurückspringt, wodurch der Eindruck eines Sockels entsteht, auf dem der Boden aufruht. In anderen Fällen jedoch sind die dünnen Tabulae durch leichte, periphere, keilförmige Verstärkungen, der inneren Wandschichte förmlich angeklebt. Vereinzelt kann beobachtet werden, daß diese Tabulae eine der inneren Wandschichte entsprechende lamelläre Auflage tragen, die unmerklich in die Wandlamellen übergeht.

In dieser Wand bzw. zwischen den hellen Lamellen stecken die Septaldornen. Im QS bestehen sie aus deutlich bogenförmig angeordneten Lamellen um einen dunklen, undeutlich erkennbaren Mittelstreifen. Dort, wo diese Struktur infolge Umkristallisation nicht mehr erkennbar ist, bilden die Septaldornen helle Leisten in der lamellären Wandschichte, aus der sie zum Teil herausragen können. Die Lamellen verbinden diese Dornen, wobei kürzere Dornen zweiter Ordnung völlig von ihnen eingeschlossen werden. Peripher reichen die Dornen bis zur dunklen Außenschichte, der sie aufsitzen. Wie der LS zeigt, stehen diese kurzen, oft keilförmigen Dornen leicht schräg.

Morphogenetisch kann aus diesem Bild abgeleitet werden, daß als Epithek nur die dunkle Außenschichte bezeichnet werden kann, während die helle, lamelläre Innenschichte eine spätere Auflage, gebildet aus dem Pallium, darstellt. Dabei sind die Septaldornen örtliche, dieser Lamellenbildung etwas vorauseilende, tütenförmige Einstülpungen dieses Palliums. Erst nach Abschluß dieser Wandverstärkung bzw. in einem Endstadium derselben, kommt es im basalen Ausscheidungsrythmus zur Bildung der Tabulae und ihrer fallweise vorhandenen lamellären Auflage (Abb. 2).

Diese Tabulae sind meist dünn, vollkommen, mehr oder minder horizontal oder leicht uhrglasförmig nach unten durchgebogen, wobei auf 5 mm durchschnittlich drei Böden kommen.

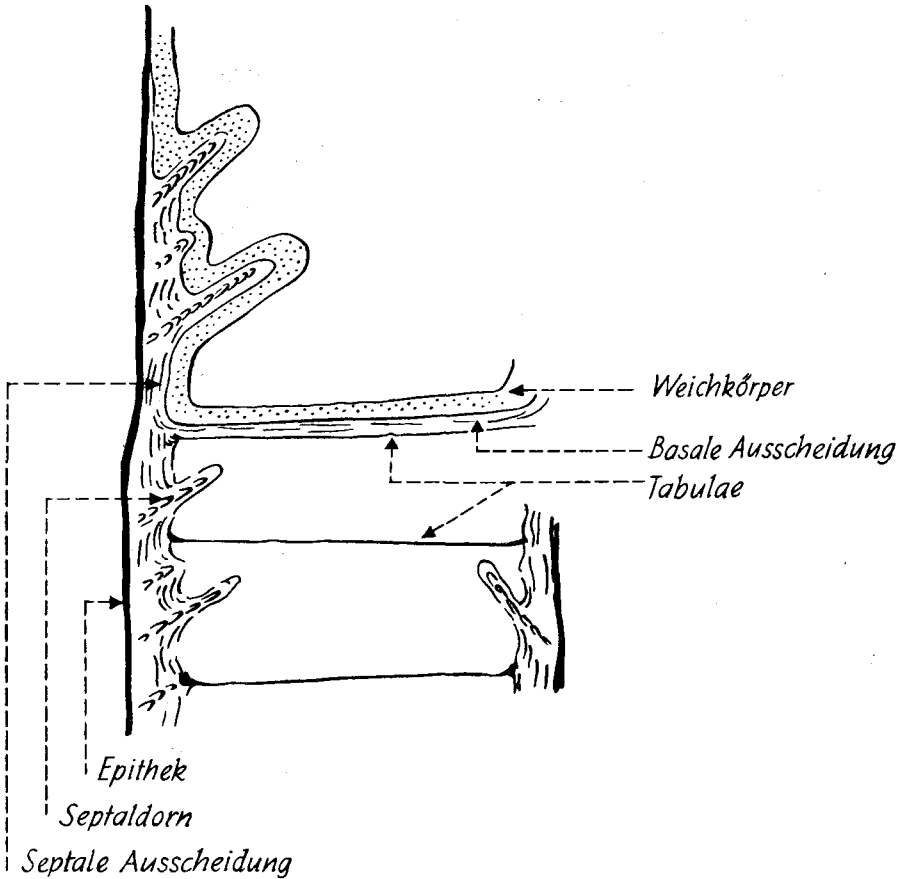


Abb. 2: Entwicklung der Skelettelemente bei *Tryplasma*.

An der Außenseite zeigen die Koralliten bisweilen deutliche Längsfurchen. Nicht selten sind auch knotenförmige Auswüchse festzustellen. Dort wo die Epithek noch erhalten ist, ist die genannte Streifung nicht mehr erkennbar, wohl jedoch eine feine Querrunzelung. Ihr Abstand beträgt um 0.1 mm . Die Zahl der an der Oberfläche sichtbaren Leisten ist bei einem Koralliten \varnothing von 10 mm etwa 80. Bei einer genügend starken Abwitterung auch der hellen Innenschicht sind in den Längsfurchen zwischen den genannten Streifen runde, etwa 0.2 mm große Poren erkennbar. Sie entsprechen den Septaldornen. Hierbei kommen auf 1 mm etwa drei bis vier derartige Vertiefungen, wobei ihr Abstand von Zentrum zu Zentrum zirka 0.3 mm beträgt.

Die Koralliten wachsen oft büschelförmig und liegen eng benachbart. Die Sprossung kann derart erfolgen, daß aus einem Mutterkoralliten oft gleichzeitig drei Tochterkoralliten hervorgehen. Dabei kann entweder der Mutterkorallit völlig in dem Tochterkoralliten aufgehen oder aber er setzt

sich mit gleichem \emptyset fort, wobei die neuen Individuen im rechten Winkel zu ihm zu wachsen beginnen.

Bemerkungen: Es herrscht völlige Übereinstimmung mit den in der Literatur bisher beschriebenen Formen von *Tryplasma lonsdalei*.

Verbreitung: Die Art tritt im höheren Silur von Australien auf.

Fam.: **Cystiphyllidae** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Genus: *Cystiphyllum* LONSDALE 1839

1839 stellte W. LONSDALE mit den beiden Arten *Cystiphyllum siluriense* und *Cystiphyllum cylindricum* das Genus *Cystiphyllum* auf. Von diesen beiden ist nach W. D. LANG & ST. SMITH 1927: 455 *Cystiphyllum siluriense* Generotypus.

Die Gattung wird durch eine weitestgehende Unterdrückung der Tabulae zugunsten einer starken Ausbildung des D: tariusms, sowie dem Ersatz von Septen durch kurze, auf den D: menten sitzende Septaldornen charakterisiert. Diese können, besonders wo sie randlich auftreten, von basalen Ausscheidungen (A. v. SCHOUPPÉ & P. STACUL 1961) eingehüllt werden. Nach den Untersuchungen von D. HILL 1936: 211 stellen diese Dornen Holacanth dar.

Die Lage der Dornen auf den D: menten zeigt, daß sie wie diese zum Teil von der Fußscheibe, zum Teil vom Pallium ausgeschieden worden sein müssen. Zeitlich interferiert ihre Entstehung mit der Entwicklung der Blasen des D: tariusms. Wie D. HILL 1936: 211 nachwies, treten gut ausgebildete holacanthine Septaldornen nur dort auf, wo eine stärkere lamelläre basale Ausscheidung vorhanden ist, d. h. also, wo eine zeitweise kontinuierliche Hebung des skelettabscheidenden Weichkörpers die diskontinuierliche D: ment-Bildung unterbrach. Wir kommen so zur Vorstellung, daß es nach einer ruckartigen örtlichen Hebung eines Basisabschnittes des Weichkörpers an dieser Stelle zuerst zur Bildung einer neuen Blase des D: tariusms kam. Falls sich nun hier der Weichkörper in der Folge kontinuierlich hob, wurde diese Blase durch lamelläre Abscheidungen verstärkt. Dabei kann an einem Punkt diese Hebung — immer noch kontinuierlich — etwas rascher erfolgt sein, wodurch es hier zur Bildung eines holacanthen Dornes auf dem D: ment kam, welcher mit der wachsenden Verdickung dieses D: ments teilweise eingehüllt und vom lamellären Gewebe eingebettet wurde. Diese Entwicklung endet mit dem neuerlichen Abreißen des Weichkörpers an dieser Stelle und der Ausbildung einer neuen Blase, die sich über den Holacanth wölben kann, womit derselbe Vorgang von vorne wieder einsetzt (Abb. 3).

Diese Dornen sind bei *Cystiphyllum* sehr kurz, oft fehlen sie überhaupt.

Von dieser Art unterscheidet sich die von R. WEDEKIND 1927 aufgestellte Gattung *Hedströmophyllum* nur durch die größere Länge der Septaldornen. Diese stellen nach den Untersuchungen von F. PRANTL 1941: 7 ebenfalls holacanthine Dornen dar, die jedoch im Gegensatz zu denen von *Cystiphyllum* oft mehrere Wandblasenreihen zu „durchbrechen“ scheinen. Es ist dies jedoch nicht als ein aktives Durchstoßen älterer D: mente zu verstehen, sondern, entsprechend den Vorstellungen die G. ENGEL & A. v.

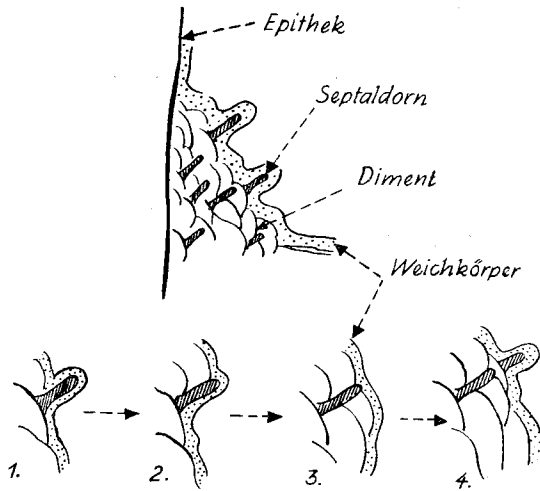


Abb. 3: Entwicklung der Skelettelemente bei *Cystiphyllum*.

SCHOUPPÉ 1958 : 73 bei *Neospongophyllum* entwickelt haben, als Dornenbildung, die von einem ein- oder mehrmaligen Nachziehen des die Wandblasen ausscheidenden Weichkörperteiles unterbrochen war. Morphogenetisch ist jedoch die Bildung der holacanthinen Dornen bei *Cystiphyllum* und die bei *Hedströmophyllum* völlig gleich. Demnach ist auch eine Trennung in zwei Gattungen nicht möglich. Bereits H. C. WANG 1950 : 226 hat *Hedströmophyllum* nur als Subgenus von *Cystiphyllum* aufgefaßt.

Auf der anderen Seite synonymisierte D. HILL 1940 : 397 die von R. WEDEKIND 1927 aufgestellte Gattung *Holmophyllum* mit *Hedströmophyllum*. Dieses Genus besitzt ebenfalls lange Septaldornen, die, wie bei *Hedströmophyllum*, oft mehrere D : mentreihen „durchbrechen“. Es zeigt jedoch im Gegensatz zu *Cystiphyllum* und *Hedströmophyllum* auch noch ein mehr oder minder deutlich ausgebildetes T : arium neben dem D : tarium. Wenngleich mir der Besitz einer derartigen Bodenzone kaum als ausreichend für eine Trennung beider Gattungen im Sinne von R. WEDEKIND schiene, so spricht doch noch ein anderes Kriterium gegen eine völlige Zusammenlegung. Im Gegensatz zu *Hedströmophyllum* mit seinen holacanthinen Dornen, sind nach H. C. WANG 1950 : 227 bei *Holmophyllum* die Dornen rhabdacanthin. Andererseits hat aber D. HILL 1936 : 214 darauf hingewiesen, daß ein Nebeneinander beider Typen ohne weiteres möglich ist, womit erwiesen scheint, daß eine generische Trennung, die sich nur auf dieses Merkmal und die unterschiedliche Ausbildung der Bodenzone stützen kann, nicht gerechtfertigt ist. Es scheint mir daher am günstigsten, wenn man auf Grund unseres derzeitigen Kenntnisstandes *Cystiphyllum* und *Hedströmophyllum* synonymisiert und *Holmophyllum* als Subgenus *Cystiphyllum* zuordnet. Wir kämen dann zu folgender Gliederung:

Cystiphyllum (*Cystiphyllum*) (damit synonym: *Hedströmophyllum* R. WEDEKIND 1927): T : arium fehlt, D : tarium gut entwickelt. Septaldornen holacanthin, bisweilen mehrere Blasenreihen „durchbrechend“.

Cystiphyllum (Holmophyllum): T: arium vorhanden, ebenso ein D: arium. Septaldornen rhabdacanthin (immer oder partim?) und oft mehr als eine Blasenreihe „durchbrechend“.

Subgenus: *Cystiphyllum (Cystiphyllum)* LONSDALE 1845

Cystiphyllum (Cystiphyllum) siluriense siluriense LONSDALE 1839

1839 *Cystiphyllum siluriense* LONSDALE, S. 691, Taf. 16, Fig. 1, 1 a (non Fig. 2).

1927 *Cystiphyllum siluriense*; LANG & SMITH, S. 476.

1936 *Cystiphyllum siluriense*; HILL, S. 212.

Typus: Lectotypus ist nach W. D. LANG & St. SMITH 1927: 476 das von LONSDALE 1839 auf Taf. 16 bis, Fig. 1, 1 a abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Wenlock, England.

Stratum typicum: Wenlock Limestone, Wenlockium, Silur.

Stoff: Es liegt von Gushkamar-NE, Ghor-e-zorch-e-tscheschme ein Korallit mit der Nr. P 60/22/13 vor.

Beschreibung: Der kreiselförmige Korallit besitzt eine Höhe von 27 mm bei einem Kelch \varnothing von 45 \times 51 mm. Seine Außenseite zeigt eine feine Epitheelstreifung, wobei etwa 110 bis 120 Streifen gezählt werden konnten (eine genauere Zählung war, infolge des anhaftenden Gesteines, nicht möglich). Die Kelchtiefe beträgt 18 mm. Deutlich ist der Aufbau aus Blasen, die auch den axialen Abschnitt einnehmen, zu erkennen. Bisweilen ist zwischen und auf den Blasen eine feine Längsrippung zu sehen.

Bemerkungen: Das Stück stimmt auch in den Abmessungen so gut mit der aus England und von der Insel Gotland beschriebenen Art überein, daß eine Zuordnung gerechtfertigt erscheint.

Wahrscheinlich ist jedoch die derzeitige Artfassung zu eng. Wie bereits D. HILL 1936: 212 annahm, dürften zumindest noch *Cystiphyllum (Cystiphyllum) cylindricum* LONSDALE, wahrscheinlich aber auch die verschiedenen Unterarten von *Cystiphyllum (Cystiphyllum) siluriense* mit der typischen Art zu vereinigen sein.

Verbreitung: *Cystiphyllum (Cystiphyllum) siluriense siluriense* LONSDALE wurde aus dem Silur von England, dem baltischen Raum und von ? Korea gemeldet. Falls jedoch die oben angeführte Synonymisierung mit einigen anderen Formen gerechtfertigt wäre, würde die bekannte Verbreitung der Art bedeutend größer sein.

Cystiphyllum (Cystiphyllum) cf. siluriense siluriense LONSDALE 1839

Stoff: Es liegt ein Korallit von Gushkamar-NE, Ghor-e-zorch-e-tscheschme vor. Er trägt die Nr. P 60/22/12. Zusammen mit ihm kommen zahlreiche Exemplare von *Tryplasma lonsdalei* ETHERIDGE vor.

Beschreibung: Der große, kreiselförmige Korallit besaß vor Anfertigung eines QS eine Höhe von 50 mm. Sein Kelch \varnothing betrug etwa 100 mm, die Kelchtiefe über 20 mm.

Der QS zeigt vor allem im zentralen Abschnitt des Koralliten eine Fülle von stark zerbrochenen Blasenschnitten. Diese Zerberchung ist auch im LS feststellbar. Soweit noch erkennbar, sind die peripheren Wandblasen

schräg gestellt, bis 4 mm lang und teilweise durch basale Anlagerung verdickt. Septaldornen waren nicht zu beobachten.

An der Außenseite des Koralliten zeigt sich eine deutliche Streifung. Im QS drückt sich diese in einer Wellung der Epithek aus, ohne daß ihr Septen entsprechen würden. Auch LONSDALE 1839, Taf. 16 bis Fig. 1 bildete eine entsprechende Streifung ab, die auch in der Neubeschreibung des Typus durch W. D. LANG & ST. SMITH 1927 erwähnt wurde.

Bemerkungen: Das Fehlen von Septaldornen und von Tabulae weist die vorliegende Form dem Subgenus *Cystiphyllum* (*Cystiphyllum*) zu. Hier ist jedoch eine Zuordnung zu einer der bereits bekannten Arten schwierig, da Formen mit einem derart großen Kelch \varnothing bisher unbekannt waren. Am nächsten kommt ihr noch *Cystiphyllum* (*Cystiphyllum*) *siluriense siluriense* LONSDALE mit einem \varnothing bis zu 70 mm nach W. D. LANG & ST. SMITH 1927: 476.

Subgenus: *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) WEDEKIND 1927

Cystiphyllum (*Holmophyllum*) *holmi* WEDEKIND 1927

Abb. 4 b, c

1927 *Holmophyllum Holmi* WEDEKIND, S. 31, Taf. 4, Fig. 6—8, Taf. 29, Fig. 16.

Holotypus ist das von R. WEDEKIND 1927, Taf. 4, Fig. 7, 8 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Lau backar, Insel Gotland.

Stratum typicum: *Pilophyllum*-Stufe, Ludlovium, Silur.

Stoff: Mehrere, bis gegen 55 mm lange und um 15 mm dicke Koralliten von Gushkamar-NE, Ghor-e-zorch-e-tscheschme, Nr. P 60/22/9.

Beschreibung: Die seitlich miteinander verwachsenen Koralliten weisen einen \varnothing zwischen 11 und 18 mm auf. Bei 11 mm besitzen sie axial ein zirka 4 mm breites T : arium, das, wie der LS zeigt, aus mehr oder minder horizontalen Tabulae besteht. Dabei kommen etwa 10—12 Böden auf 5 mm. Das D : arium setzt sich aus etwa fünf Reihen langgestreckter, schräg liegender Blasen von einer Länge bis 2 mm zusammen. Auf ihnen sitzen schräg nach oben gerichtete Septaldornen. Sie können bis 1 mm lang werden und „durchbrechen“ mehrere Blasenreihen. Im QS zeigen sich zirka 50 Septaldornen-Radien, wobei im Gegensatz zu den anderen mir vorliegenden Formen von *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) eine Unterscheidung von Septaldornen erster und zweiter Ordnung nicht getroffen werden kann.

Eine Feinstruktur ist nicht erkennbar, jedoch läßt der QS bei kurzen Dornen eine Umhüllung der Dornen durch emporgezogene D : mentteile erkennen. In diesem Fall erscheint ihre äußere Begrenzung als eine dunkle Linie. Die Erklärung hierfür liegt darin, daß es sich um die Dornen einer tieferen Blasenreihe handelt, bei denen die emporgezogenen, sie umhüllenden Blasen postseptale Bildungen darstellen. Dies bedeutet, daß die Auscheidung der Wandblasen und der Septaldornen, bezogen auf die Bildung des D : ariums, ein alternierender Vorgang ist, wobei wir prae- und postseptale Blasen unterscheiden können. Wie der LS zeigt, können vereinzelt solche Dornen auch auf den Tabulae aufsitzen.

An der Basis weisen die Koralliten wurzelartige Auswüchse auf.

Bemerkungen: Die vorliegende Form stimmt in ihren Abmessungen weitgehendst mit der von R. WEDEKIND 1927 beschriebenen Art überein. Sie unterscheidet sich von allen übrigen bisher bekannten Arten dieser Gattung in erster Linie durch den \varnothing . Die etwas geringere Ausbildung des Septalapparates der iranischen Form gegenüber der von R. WEDEKIND beschriebenen dürfte nicht für eine spezifische Trennung ausreichen.

Verbreitung: Die Art wurde bisher nur von der Insel Gotland bekannt.

Cystiphyllum (Holmophyllum) sp. A

Taf. 20, Fig. 1, 6

Stoff: Ein Exemplar von Gushkamar-NE, Ghor-e-zorch-e-tscheschme Nr. P 60/22/11.

Beschreibung: Der kegelförmige, leicht gekrümmte Korallit besitzt an seinem oberen Ende einen \varnothing von 22 mm. Seine Länge beträgt an der Konkavseite 74 mm, an der Konvexeite 50 mm. Der 3 mm tiefe Kelch zeigt an seinen Rändern eine feine Septalstreifung. Der \varnothing des QS beträgt 20 mm, wobei der blasenfreie Zentralraum einen \varnothing von 7 mm hat. Die großen, plumpen Septaldornen „durchbrechen“ oft mehr als eine Blasenreihe, wobei etwa 50 Septalradien gezählt werden können. Meist lassen sich hierbei Septalradien erster Ordnung von kürzeren zweiter Ordnung unterscheiden. Während in ersteren die Septaldornen bis an den inneren Rand des D : tariusms gehen, finden sich die Dornen zweiter Ordnung nur in den randlichen Blasenreihen. Im LS zeigt sich ein sehr ausgeprägtes T : arium aus flachen Böden, wobei auf 5 mm vier bis fünf Tabulae kommen. Die schräg aufwärts gerichteten Dornen der einzelnen Septalkegel „durchbrechen“ auch hier die Blasen und erreichen eine Länge bis zu 2 mm.

Bemerkungen: Der große \varnothing erinnert etwas an *Cystiphyllum (Holmophyllum) mediensis* (NIK.), von der jedoch die Form und die Ausbildung der Blasen, die bei der vorliegenden Art relativ klein, halbkugelig und in schrägen Reihen angeordnet sind, abweicht. In dieser Hinsicht ist eine Ähnlichkeit mit *Cystiphyllum (Holmophyllum) pōdolicum* (BULVANKER) gegeben, von der jedoch im \varnothing und in der Zahl der Septalreihen deutliche Unterschiede feststellbar sind.

Vorläufig wird daher die vorliegende Form keiner Art zugerechnet. Die Aufstellung einer neuen Art ist auf Grund des einzigen, wenn auch deutlich von allen bisher bekannten Formen unterscheidbaren Individuums, nicht gerechtfertigt, da vermutlich auch bei dieser Gruppe, entsprechend den bei den „Cystimorpha“ gemachten Beobachtungen, mit einer großen, umweltsbedingten Variationsbreite zu rechnen ist (vgl. R. BIRENHEIDE 1962).

Cystiphyllum (Holmophyllum) sp. B

Taf. 20, Fig. 2, 3

Stoff: Ein Korallit von Gushkamar-S, P. 1570, Ghor-e-mechutschchi Nr. P 60/70/2.

Beschreibung: Über die Gestalt des Koralliten kann, da dieser im Gestein eingeschlossen ist, nichts ausgesagt werden. Der \varnothing des QS beträgt

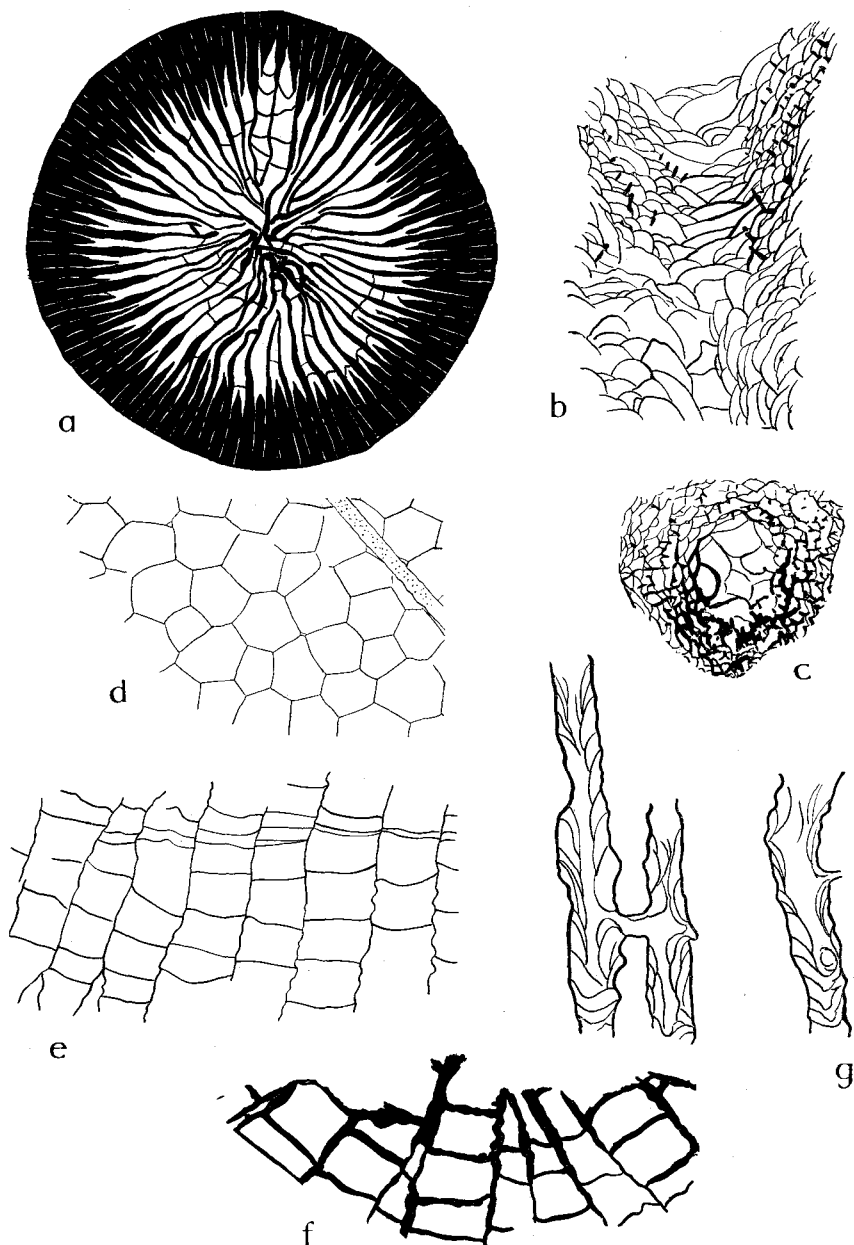


Abb. 4:

	Seite
a: <i>Dimophyllum</i> ? sp. (1.9×; P 60/57/4)	289
b, c: <i>Cystiphyllum</i> (<i>Holmophyllum</i>) <i>holmi</i> WEDEKIND (3×; P 60/22/9)	298
d, e: <i>Palaeofavosites schmidtii borealis</i> SOKOLOV (3×; P 60/201/1)	306
f: <i>Palaeofavosites alveolaris karinuensis</i> SOKOLOV (3×; P 60/06/3)	303
g: <i>Syringopora schmidtii</i> TSCHERNYCHEV ? (2.7×; P 60/22/3)	315

etwa 28 mm, wobei der Umriß sehr unregelmäßig dreieckig gestaltet ist. Diese Wachstumsform scheint darin begründet zu sein, daß eng an den zur Beschreibung kommenden Koralliten andere anschließen, sodaß der Eindruck eines massigen Stockwachstums hervorgerufen wird. Es kann jedoch darüber zufolge des Vorhandenseins eines Bruchstückes nichts Sicheres ausgesagt werden.

Der \varnothing der blasenfreien Zentralzone beträgt 9 mm. Deutlich lassen sich über 100 Dornenradien (wahrscheinlich sind es über 120) zählen. Sie sind in erster Linie in der Nähe der Peripherie entwickelt und reichen nicht, wie bei *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) sp. A, bis an die innere Grenze des D:ariums. Stärkere und längere Dornen wechseln mit etwas kürzeren, sodaß man auch hier von S. 1. O. und S. 2. O. sprechen könnte. Die bis 2 mm lang werdenden Dornen sind, wie der LS zeigt, schräg aufwärts gerichtet und „durchbrechen“ oft mehrere Blasenreihen, wobei sie sich zu Septalkegeln zusammenschließen. Auch auf den leicht blasig aufgelösten Tabulae der Zentralzone sind Dornen beobachtbar. Es entfallen etwa acht bis neun Tabulae auf 5 mm. Sie sind meist unvollkommen und horizontal bis schräg geneigt. Die Wandblasen zeigen sich als langegezogene schräge Schnitte, die bis 3 mm Länge erreichen.

Bemerkungen: Die Form entspricht weitgehend den als *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) *holmi* beschriebenen Individuen, ist jedoch größer als diese. Ihr \varnothing bringt die Form in die Nähe von *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*) *multiseptatum* HILL, zu dem aber sonst, wie ein Vergleich der Abbildungen zeigt, starke Unterschiede gegeben sind.

Subgenus: ? *Cystiphyllum* (?) *paucicystosum* n. sp.

Taf. 20, Fig. 4, 5

Derivatio nominis: pauci — wenig, cysta — die Blase.

Typus: Schliffserie A—F des Individuums Nr. P. 60/93 a/3.

Locus typicus: Tscheschmeshir-NE, E. P. 1490, NE-Iran.

Stratum typicum: Wenlockium (?), Silur.

Stoff: Außer dem Typus liegen noch zwei weitere Exemplare vor. Sie stammen von Gushkamar-NE, Ghor-e-Zorch-e-tscheschme und tragen die Nr. P 60/22 a/3 und P 60/22/14.

Diagnose: Kegelförmige, kleine Art des Genus *Cystiphyllum*, die sich durch eine weitgehende Unterdrückung der D:amentbildungen im Zentralteil und das Fehlen von Tabulae auszeichnet und von den anderen Arten dieses Genus unterscheidet.

Beschreibung: Die Koralliten sind kegelförmig und leicht gekrümmt. Die Höhe der drei vorliegenden Individuen beträgt 20—22 mm, der größte \varnothing des etwas elliptischen Querschnittes 18—21 mm. Von einem Exemplar (Nr. P 60/93 a/3) wurde eine Serie von sechs QS angefertigt, von einem anderen ein LS (Nr. P 60/22/14).

Der LS zeigt, daß der tiefere Korallitenabschnitt (die Spitze fehlt), mit basalen Ausscheidungen erfüllt ist. Auch die bis 2.5 mm dicke Kelchwand besteht aus diesen hellen Abscheidungen. In ihr eingebettet liegen schräg aufwärts gerichtet holacanth Septaldornen. Sie werden von den

lamellären Fasern der Wand umflossen und miteinander verbunden. In den höheren Korallitenteilen beginnt sich diese Epithekverdickung von der Wand abzuheben. Dadurch kommt es zur Bildung von D:menten und zur Ausbildung von zwei bis drei Lagen holacanthen, kurzer Dornen. Die Blasen bestehen ebenso wie die Wand im tieferen Korallitenabschnitt aus zum Teil dicken Lagen lamellärer, blasenparalleler Fasern, in die die Holacanthen eingebettet sind.

Auch im zentralen tieferen Korallitenteil ist ein leichter Ansatz zur Abhebung der basalen Abscheidungen und zur Bildung von Blasen festzustellen, ohne daß diese jedoch deutlich ausgebildet wären und es zur Entstehung von axialen D:menten oder Tabulae, wie es im allgemeinen bei *Cystiphyllum* zu erwarten ist, kommen würde.

Dieses Baubild zeigt auch die QS-Serie:

Schliff A: $\varnothing 4.6 \times 5.0 \text{ mm}$: Eingebettet in einer strukturlosen Masse basaler Abscheidungen finden sich in einer etwa 1 mm breiten Randzone holacanthen Septaldornen, die von lamellären Fasern umflossen werden. Vereinzelt zeigen sich auch innerhalb der strukturlosen Axialzone runde Schnitte schräg gelagerter Dornen. An einer Stelle kann peripher die beginnende Blasenbildung beobachtet werden.

Schliff B: $\varnothing 6.7 \times 8.0 \text{ mm}$: Die axiale strukturlose Zone ist noch immer vorhanden, jedoch sind randlich zwischen den Septaldornen schon an mehreren Stellen D:mente angeschnitten. Die Breite der Zone der holacanthen Dornen beträgt um 1.6 mm. Dabei lassen sich undeutlich kürzere und längere Dornen unterscheiden. Ihre nur schwer erfaßbare Zahl beträgt zirka 32.

Schliff C: $\varnothing 8.6 \times 10 \text{ mm}$: Das Blasengewebe zwischen den Dornen hat sich vergrößert. Die nur einige Millimeter langen Dornen der Peripherie enden noch innerhalb der Blasenzone. Vereinzelt kann jedoch beobachtet werden, daß, in gleicher Position auf einer Blase sitzend, weiter im Inneren des Koralliten ein neuer kurzer Dorn auftaucht. Morphogenetisch betrachtet handelt es sich bei diesem selbstverständlich um eine jüngere Abscheidung des sich nach innen und oben verlagernden Weichkörpers, da ein QS innerhalb des D:tariums von außen nach innen immer jüngere Skelettelemente zeigt. Die Zahl der holacanthen Dornen beträgt in diesem Schliff 32, die Breite der von ihnen eingenommenen Randzone 2.0—2.5 mm.

Schliff D: $\varnothing 9.6 \times 13.5 \text{ mm}$: Die 3.0—3.5 mm breite Randzone zeigt nun fast durchwegs zwischen den holacanthen Dornen Blasenbildungen, wobei die Ablösung der peripheren Dornen durch eine zweite, innere Dornenreihe bereits zur Regel wird. Gleichzeitig beginnt die strukturlose axiale Masse zu verschwinden. Damit zeigt sich an, daß der Schnitt bereits den tieferen Kelchteil angetroffen haben muß. Die Zahl der Dornen beträgt 34.

Schliff E: $\varnothing 12 \times 16 \text{ mm}$: Die Breite der Randzone nimmt nun nicht mehr zu, sondern bleibt zwischen 3 und 3.5 mm. Die axiale Abscheidung ist völlig verschwunden. Teilweise ist nur mehr eine innere Dornenreihe, auf den Blasen sitzend, gegeben, teilweise treten sie jedoch auch noch peripher auf, wobei ihre Zahl 36 beträgt.

Schliff F: Es ist nur ein Bruchstück vorhanden, welches zeigt, daß die periphere Zone schmaler geworden ist (Breite zirka 2.5 mm), im übrigen jedoch der in Schliff E erreichte Bautypus nicht mehr verändert wird.

Das vermutlich ebenfalls dieser neuen Art zuzurechnende Ganzstück Nr. P 60/22 a/3 ist weitgehend abgewittert. Seine Oberfläche zeigt einen Wechsel tiefer und seichter Furchen, wobei die in diesen Furchen liegenden Septaldornen als grubchenartige Vertiefungen, ähnlich wie sie von *Tryplasma lonsdalei* ETHERIDGE beschrieben wurden (vgl. S. 294), in Erscheinung treten. Die Zahl der Dornenreihen beträgt 45×2 , liegt also über der der beiden anderen Exemplare. Da der Innenbau nicht bekannt ist, kann diese Form nur mit Vorbehalt hierhergestellt werden.

Bemerkungen: Die neue Art läßt ihre morphogenetische Entwicklung gut erkennen. Die langsame kontinuierliche Hebung des axialen Anteiles der Fußscheibe führte hier im tieferen Korallitenteil zur Bildung strukturloser, basaler Abscheidungen, die die etwas früher gebildeten holacanthen Dornen umhüllen. Da das Wachstum des Koralliten beendet war, ehe es zu einer diskontinuierlichen Loslösung auch der basalen Abschnitte des Weichkörpers kam, fehlen im axialen Teil D: mente und Tabulae. Es finden sich daher nur im peripheren Teil einige Blasen, da hier, zumindest in den jüngeren Wachstumsabschnitten, eine derartige Loslösung des Palliums vor sich gegangen sein muß.

Die Berechtigung für eine Zuweisung zu *Cystiphyllum* scheint vor allem durch die Struktur der Septaldornen und die Art der Ausbildung der randlichen Blasen gegeben. Ein klarer Entscheid, zu welcher der beiden Subgenera die neue Art zu rechnen ist, kann, infolge des Fehlens axialer Elemente, nicht gegeben werden. Der Besitz holacanthen Dornen würde für *Cystiphyllum* (*Cystiphyllum*) sprechen. Da Exemplare von verschiedenen Fundorten vorliegen und sehr auffallende Unterschiede zu anderen Arten des Genus gegeben sind, wird vom Recht der Aufstellung einer neuen Art Gebrauch gemacht.

Ord. n.: **Tabulata** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Fam.: **Favositidae** DANA 1846

Subfam.: **Palaeofavositinae** SOKOLOV 1950

Genus: *Palaeofavosites* TWENHOFEL 1914

Palaeofavosites alveolaris karinuensis SOKOLOV 1951

Abb. 4 f

1951 *Palaeofavosites alveolaris* (GOLDF.) var. *karinuensis* SOKOLOV, S. 23, Taf. 5, Fig. 1, 2. Holotypus ist das von B. S. SOKOLOV 1951 b: Taf. 5, Fig. 1, 2 abgebildete Exemplar. Locus typicus: Karinu, Estl. SSR.

Stratum typicum: G₁, Llandoverium, Silur.

Stoff: Es liegen drei Stöcke von Gushkamar-NE, Ghor-e-sangkul Nr. P 60/57/7 und von Ozbak-Kuh-N, Nr. P 60/06/1, P 60/06/3, vor.

Beschreibung: Die polygonalen, geraden Zellröhren weisen untereinander eine meistens schlechte Verbindung auf, sodaß die einzelnen Röhren unschwer voneinander zu trennen sind. Ihr \varnothing beträgt etwa 2.0—4.0 mm, wobei jedoch Zellröhren mit einem \varnothing um 3.5 mm überwiegen. Die im QS meist fünf- bis sechsseitigen Koralliten lassen besonders an ihren Kanten, aber auch an den Wänden deutliche furchenartige Einschnürungen erkennen. Die großen, in den Kanten gelegenen Poren drücken sich im LS in

Tab 1.: Die morphologischen Merkmale der Arten des Genus *Palaeofavosites* TWENHOFEL 1914 3)

	Ø	Mauerdicke	Tabulae		Poren Ø	Septal- dornen	Ordov.	Silur		
			Abst in mm	Zahl auf 10 mm				Llan.	Wen.	Ludl.
<i>P. simplex</i> TSCHERN.	1.5—2.0		0.5—0.8	18	0.15	—	×			
<i>P. borealis</i> TSCHERN.	2.5—3.0 u. 1.2—1.8		0.8—1.4	11	0.3	—	×			
<i>P. argutus</i> IVANOV	2.0—2.5		1.0—1.5	13—14	0.3	—	×			
<i>P. argutus fragilis</i> SOKOL.	1.5—2.5		1.0—2.0	12	0.3	—	×			
<i>P. gothlandicaformis</i> RUKHIN	3.0	0.05	0.9—1.2	8	0.35	—	×			
<i>P. capax</i> (BILLINGS)	4.5—5.0		1.2—1.5		0.3	—	×			
<i>P. ivanovi</i> SOKOLOV	2.5—3.5		1.5	7—8	0.3	—	×			
<i>P. raritabulatus</i> SOKOLOV	0.7—2.5		1.7—3.0	5	0.25		×			
<i>P. (?) tiskassensis</i> SOKOLOV	1.2—1.7		0.25—0.6	27	0.2	—	×			
<i>P. estonus</i> SOKOLOV	5.0—7.0		1.6—3.0	3—4	0.8—1.0	+	×			
<i>P. corrugatus</i> SOKOLOV	1.4—2.3	0.03—0.05	1—2	4—5	0.15	+		×		
<i>P. rugosus</i> SOKOLOV	1.6—2.6	0.05—0.17	0.4—1	10+	0.25	+		×		
<i>P. rugosus subtilis</i> SOKOL.	1.9—2.6	0.08	1.4—2.2	4—5	0.3	+		×		
<i>P. rugosus firmus</i> SOKOLOV	2.0—3.0	0.05—0.08	0.9—1.8	9	0.3	+		×		
<i>P. mullochensis</i> (ETH. & NICH.)	1.2—2.5	0.02—0.03	1.5—3.0	—6	0.3	+		×		
<i>P. porkuniensis</i> SOKOLOV	3.0—6.0	0.06—0.1	2—6		0.25—0.35	+		×		
<i>P. legibilis</i> SOKOLOV	1.0—3.0	0.03	4.0	—4	0.17—0.2	+		×		
<i>P. (?) gramineus</i> SOKOLOV	0.5—0.7			1—2 auf 2—3 mm	0.12	—		×		
<i>P. globosus</i> SOKOLOV	1.5—2.0	0.03	0.7—0.9	16	0.1	+		×		
<i>P. alveolaris</i> (GOLDF.)	2.5—3.0	0.08	0.8—1.5	10	0.22	+/-		×	×	
<i>P. alveolaris karinuensis</i> S.	2.5—3.5	0.06	1.4—1.9	6	0.22—0.25	—		×		
<i>P. balticus</i> (RUKHIN)	1.0—1.7	0.03—0.05	0.3—1.0	23	0.1—0.12	+/-		×		
<i>P. balticus porosus</i> SOKOL.	1.1—1.7	0.05	1—2	7—9	0.4	—		×		
<i>P. balticus septosus</i> SOKOL.	1.0—1.6	0.08—0.1	0.3—0.7	23	0.15	+			×	
<i>P. schmidti</i> SOKOLOV	1.6—2.2	0.03	0.8—1.7	10	0.2	—		×		
<i>P. schmidti borealis</i> SOKOL.	1.6—2.5	0.02	1—2	9—11	0.3	—		×		
<i>P. forbesiformis</i> SOKOLOV	0.5—2.4	0.02	0.5—1.6	8—11	0.1	—		×		
<i>P. forbesif. limbergensis</i> SOK.	0.8—1.7	0.02	0.7—1.5	—16	0.1	—		×		
<i>P. forbesiformis porosa</i> SOK.	0.5—2.5	0.05	0.7—1.2		0.25—1.3				×	
<i>P. paulus</i> SOKOLOV	0.7—1.5	0.04	0.4—0.8	14+	0.08	+/-		×	×	

<i>P. paulus tamsaluensis</i> SOK.	0.7—1.3	0.05	0.4—0.8	16		—		×	
<i>P. paulus dagoensis</i> SOKOLOV	0.5—1.3	0.06	1.0—1.7	—14	0.15	—		×	
<i>P. paulus raikülaensis</i> SOK.	0.5—1.3	0.02	0.6—1.25	14+	0.22	—		×	
<i>P. rudis</i> SOKOLOV	0.7—1.3		0.25—0.3	32	0.2	—		×	
<i>P. hirtus</i> SOKOLOV	0.7—2.3	0.08—1.0	0.3—1.0	18+	0.2—0.25	—		×	
<i>P. hystrix</i> SOKOLOV	1.2—1.4	0.03	0.25—0.6	27	0.15—0.17	+		×	
<i>P. hystrix primus</i> SOKOLOV	1.2—1.5	0.06—0.18	0.5—1.2	22+	0.15	+		×	
<i>P. hystrix raikülaensis</i> SOK.	1.0—1.4	0.025—0.17	0.4—0.8	30	0.2	+		×	
<i>P. mirus</i> SOKOLOV	0.9—1.2	0.15—0.17	0.7—1.7	20	0.25	+		×	
<i>P. mirus straminea</i> SOKOLOV	0.8—1.3	0.03—0.05	0.3—1.3	27		+		×	
<i>P. felix</i> SOKOLOV	0.5—1.0		0.4—0.7	28	0.17—0.2			×	×
<i>P. mysticus</i> SOKOLOV	1.25—2.0		0.3—0.6	27	0.1—0.12			×	
<i>P. pinnatus</i> SOKOLOV	1.0—1.4	0.1	0.5—1.2	18	0.22			×	
<i>P. optatus</i> SOKOLOV	1.55—1.8	0.08—0.11	0.3—1.2	18	0.17—0.22	+/-		×	
<i>P. vezatus</i> SOKOLOV	0.4—0.75	0.06—0.08	0.5—1.5					×	
<i>P. poulsenii</i> TEICHERT	1.0—2.0		0.3—1.0		0.15—0.2	+/-		×	×
<i>P. arcticus</i> POULSEN	0.5—1.0		0.5—1.0			+		×	
<i>P. groenlandicus</i> POULSEN	2		0.5	40	0.15—0.2	+		×	
<i>P. suurikuensis</i> KLAA.	1.0—1.7	0.08—0.12	0.5—2.0	10	0.15—0.17	+		×	
<i>P. tersus</i> KLAA.	0.8—2.3	0.05	0.25—1.0	19—20	0.2	+		×	
<i>P. pauculus</i> KLAA.	1.9—2.7	0.06—0.08	0.5—1.0	16	0.15—0.17	+		×	
<i>P. collatatus</i> KLAA.	0.9—2.2	0.06—0.08	0.4—1.0	16—20	0.2	+		×	
<i>P. parilis</i> KLAA.	1.2—2.7	0.1	0.3—0.8	20	0.3	+		×	
<i>P. finitimus</i> KLAA.	0.8—1.1	0.04—0.1	0.3—1.3	12—14	0.2—0.25	+		×	
<i>P. luhai</i> SOKOLOV	1.2—1.6	0.1—0.15	0.3—0.8	20—43	0.2—0.25				×
<i>P. jaaniensis</i> SOKOLOV	1.5—2.2	0.15—0.2	0.3—0.8	28	0.25—0.3	+		×	
<i>P. saaremicus</i> SOKOLOV	2.0—2.3	0.15—0.2	0.3—0.5	24	0.25—0.3			×	
<i>P. tenuis</i> SOKOLOV	0.5—1.0	0.1	0.3—0.6	18—20	0.15—0.18			×	
<i>P. moribundus</i> SOKOLOV	0.6—1.4	0.05—0.3	0.2—0.6	32	0.15—0.2			×	×
<i>P. nodosus</i> POULSEN	0.5—2.5		0.3—1.7		0.17	+			
<i>P. balticus macroporus</i> DUB.	1.5—2.0	0.1	0.4—1.0	12—14	0.3—0.4	—			×
<i>P. hanhsiensis</i> YÜ	0.8—1.2	0.05—0.08		30—32	0.2—0.27	+			?
<i>P. mirabilis</i> TSCHER.	0.45—0.65	0.02—0.06	0.15—0.4		0.3	+			?

3) Einige weitere Arten von *Palaeofavosites* (*P. abstrusus abstrusus* KLAA., *P. abstrusus haapsaluensis* KLAA. und *P. vetustus* KLAA.) beschrieb E. KLAAMANN 1961 aus dem oberen Ordoviciem der ESSR. Die diesbezügliche Literatur konnte ich jedoch nicht mehr berücksichtigen.

einem welligen Verlauf der dünnen Wände aus. Der Abstand der ebenfalls dünnen Tabulae beträgt 2·5—0·7 mm, wobei etwa fünf bis sieben Tabulae auf 10 mm kommen. Sie sind gerade und mehr oder minder horizontal. Septaldornen wurden nicht beobachtet.

Bemerkungen: Der große \varnothing der Zellröhren, die geringe Zahl der Tabulae auf 10 mm und das Fehlen von Septaldornen ordnen vorliegende Stücke der von B. S. SOKOLOV 1951 aufgestellten Unterart zu (vgl. Tab. 1).

Verbreitung: Bisher war diese Form nur aus dem baltischen Llando-verium bekannt.

Palaeofavosites schmidti borealis SOKOLOV 1951

Abb. 4 d, e

1951 *Palaeofavosites schmidti* var. *borealis* SOKOLOV, S. 27, Taf. 7, Fig. 1—5.

Holotypus ist der von B. S. SOKOLOV 1951 b: Taf. 7, Fig. 4, 5 abgebildete Stock.

Locus typicus: Vuichma, Estl. SSR.

Stratum typicum: G₂, Llando-verium, Silur.

Stoff: Es liegen drei Stücke vor. Der größte (100×80×40 mm) stammt aus dem Raume NE-Gushkamar von Ghor-e-sangkul (Nr. P 60/57/6), der mittlere (90×40×18 mm) aus dem Gebiet SW-Ozbak-Kuh (Nr. P 60/201/1) und der kleinste (60×30×12 mm) von der Ostseite des Gatsch-Kuh nördlich Ozbak-Kuh (Nr. P 60/321/1).

Beschreibung: Die meist sechsseitigen Zellröhren zeigen \varnothing zwischen 1·8 und 3·3 mm. Die im LS zickzackförmig gewellten Mauerschnitte erreichen eine Dicke von 0·05 mm. Die Poren sind groß und liegen in den Mauerkannten. Der Abstand der horizontalen Tabulae beträgt 0·3—2·0 mm, wobei auf 10 mm sieben bis zehn Böden kommen. Septaldornen scheinen zu fehlen.

Bemerkungen: Die Abmessungen und das Fehlen von Septaldornen ordnen die iranischen Formen der von B. S. SOKOLOV 1951 beschriebenen Unterart zu.

Verbreitung: Bisher war *Palaeofavosites schmidti borealis* SOKOLOV nur aus dem baltischen Llando-verium bekannt.

Palaeofavosites paulus paulus SOKOLOV 1951

Taf. 21, Fig. 1

1933 *Favorites aspera*; TRIPP, S. 96 (partim), Taf. 8, Fig. 1 a, b, 2 (non Taf. 8, Fig. 4 a, b = *P. balticus* RUKHIN nach B. S. SOKOLOV 1951 a:24).

1951 *Palaeofavosites paulus* SOKOLOV, S. 30, Taf. 9, Fig. 4—7.

1955 *Palaeofavosites paulus*; SOKOLOV, S. 30, Taf. 51, Fig. 1 a, b, 2 a, b.

non 1850 *Favosites aspera* d'ORBIGNY, S. 49 (= *Palaeofavosites alveolaris* (GOLDF. [1826])).
Typus: Holotypus ist das von B. S. SOKOLOV 1951 b: Taf. 9, Fig. 4, 5 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Kilgimjae, Estl. SSR.

Stratum typicum: G₁, Llando-verium, Silur.

Stoff: Es wurde ein kleines, 40×20×15 mm großes Stockbruchstück Nr. P 60/225/1 von der SE-Seite des Gatsch-Kuh untersucht.

Beschreibung: Die polygonalen, meist fünf- bis siebenseitigen Koralliten besitzen einen \varnothing , der vorwiegend zwischen 1.6 und 2.0 mm liegt. Daneben finden sich jedoch auch kleinere Koralliten mit einem um 1 mm liegenden \varnothing .

Die geraden Mauern sind 0.05—0.15 mm dick. Sie zeigen eine streckenweise deutlich erkennbare dunkle Mittellinie. Charakteristisch sind die aufwärts gebogenen, zum Teil bis zu 4 mm lang werdenden Septaldornen. Sie können abschnittsweise in den Koralliten in großer Zahl auftreten (es konnten bis über 20 Dornen in einem QS eines Koralliten gezählt werden), an anderen Stellen jedoch völlig fehlen. Auch im LS treten sie deutlich hervor.

Auf 10 mm kommen 14 Tabulae. Sie sind dünn, mehr oder minder horizontal, eben und vollkommen. Ihr Abstand beträgt 0.3—1.0 mm. Die bis 0.1 mm groß werdenden Poren sind rund und liegen in bzw. an den Mauerkanten. Damit ist die Zuordnung vorliegender Form zu *Palaeofavosites* TWENHOFEL gerechtfertigt.

Bemerkungen: Die Anordnung der Tabulae, die Existenz von abschnittsweise auftretenden Septaldornen und der Wechsel zwischen größeren und kleineren Koralliten ordnet die vorliegende Form *Palaeofavosites paulus paulus* SOKOLOV zu. Zu dieser Art wurde von B. S. SOKOLOV 1951 b auch ein von K. TRIPP 1933 aus den Högklint-Mergeln der Insel Gotland als *Favosites aspera* d'ORBIGNY beschriebener Stock gerechnet.

Verbreitung: Bisher war die Art aus dem Llandoveryum und Wenlockium der Insel Gotland, der Estl. SSR und der sibirischen Tafel bekannt.

Palaeofavosites forbesiformis forbesiformis SOKOLOV 1951

Taf. 21, Fig. 2

1951 *Palaeofavosites forbesiformis* SOKOLOV, S. 28, Taf. 8, Fig. 1, 2.

Holotypus ist das von B. S. SOKOLOV 1951 b: Taf. 8, Fig. 1, 2 abgebildete Stück.

Locus typicus: Kilgimiä, Estl. SSR.

Stratum typicum: G₁, Llandoveryum, Silur.

Stoff: Es liegt ein 50 × 70 × 60 mm großer Stock vom Gatsch-Kuh bei Ozbak-Kuh mit der Nr. P 60/321/3 vor.

Beschreibung: Der QS zeigt sehr ungleiche sieben- bis achteckige Zellröhren mit einem \varnothing von 2.0—2.5 mm, die von kleinen, vier- bis sechseckigen Röhren mit einem \varnothing von 0.9—1.1 bzw. 1.5—2.0 mm umgeben werden. Septaldornen fehlen. Die Mauerdicke liegt unter 0.1 mm. Die Röhren werden durch in den Korallitenkanten gelegene Poren miteinander verbunden.

Die geraden, dünnen und horizontalen Tabulae zeigen Abstände zwischen 1.1 und 1.4 mm, wobei auf 10 mm neun bis zehn Tabulae kommen. Auch bei dieser Form sind im LS die Wandschnitte abschnittsweise zickzackförmig gewellt.

Bemerkungen: Der Stock stimmt in der charakteristischen Ausbildung von großen und kleinen Zellröhren und der Anordnung der Tabulae mit der typischen Art von *Palaeofavosites forbesiformis* SOKOLOV überein.

Verbreitung: Die Art wurde bisher nur aus dem Llandoveryum des baltischen Raumes bekannt.

Palaeofavosites forbesiformis porosus SOKOLOV 1952?

Taf. 21, Fig. 3

zum Vergleich:

1952 *Palaeofavosites forbesiformis* var. *porosa* SOKOLOV, S. 15, Taf. 4, Fig. 4—5.

Holotypus ist das von B. S. SOKOLOV 1952: Taf. 4, Fig. 4, 5 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Saaremaa, Estl. SSR.

Stratum typicum: J₁, Wenlockium, Silur.

Stoff: Es liegt ein pilzförmiger Stock (70×42×23 mm) vom Ghor-e-sangkul, NE-Gushkamar mit der Nr. P 60/57/2 vor.

Beschreibung: Die polygonalen, an den Ecken leicht abgerundeten Zellröhren haben einen \varnothing von 0.5 bis 2.7 mm; selten steigt er bis 3.0 mm an. Die Mauern sind mit 0.05—0.1 mm relativ dünn. Sie werden in den Mauerkannten von Poren mit einem \varnothing bis zu 0.3 mm durchbrochen.

Der LS zeigt ein stark zerbrochenes Skelett. Der Abstand der Tabulae liegt zwischen 0.9 und 1.6 mm. Septaldornen waren nicht zu beobachten.

Bemerkungen: Die vorliegende Form stimmt, bis auf die mitunter zu beobachtenden größeren Zellröhren (maximaler \varnothing 3.0 mm), weitgehend mit der von B. S. SOKOLOV 1952 beschriebenen Unterart überein. Dieser Umstand und der unvollkommene Zustand des LS erlauben keine sichere Zuordnung.

Palaeofavosites? sp.

Stoff: Untersucht wurde ein 12×12×10 mm großes Stockbruchstück vom Gatsch-Kuh bei Ozbak-Kuh mit der Nr. P 60/321/2.

Beschreibung: Die starke Umkristallisation des Materiales verhindert eine genaue Bestimmung. Die im LS zickzackförmig gewellten Mauern lassen es auf Grund der Erfahrungen bei den untersuchten Formen des Genus *Palaeofavosites* wahrscheinlich erscheinen, daß auch der vorliegende Stock dieser Gattung angehört. Der Tabulaeabstand beträgt 0.5—0.9 mm, d. h. die Zahl der Tabulae auf 10 mm liegt bei etwa 18. Der \varnothing der polygonalen Zellröhren, denen Dornen zu fehlen scheinen, liegt um 1.5 mm.

Bemerkungen: Die Tabulaeanordnung läßt in Verbindung mit dem \varnothing keinen Vergleich mit anderen aus dem Raume von Ozbak-Kuh bekanntgewordenen Arten von *Palaeofavosites* zu.

Genus: *Mesofavosites* SOKOLOV 1950*Mesofavosites obliquus major* SOKOLOV 1952

Taf. 21, Fig. 4, 5

1952 *Mesofavosites obliquus* SOKOLOV var. *major* SOKOLOV, S. 22, Taf. 7, Fig. 1, 2.

Holotypus ist das von B. S. SOKOLOV 1952: Taf. 7, Fig. 1, 2 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Saaremaa, Estl. SSR.

Stratum typicum: J₁, Wenlockium, Silur.

Stoff: Es wurde ein 60×55×20 mm großer Stock von Chariti, P. 1550 mit der Nr. P 60/232/2 untersucht.

Beschreibung: Die polygonalen, meist fünf- bis sechsseitigen Zellröhren werden von einer bis 0.1 mm dicken Mauer begrenzt. Sie zeigt

eine deutliche dunkle Mittellinie, die beiderseits von hellen Lagen eingefasst wird. Diese tragen peripher dunkle, jedoch immer wieder unterbrochene, hautartige Lagen, denen kurze Dornen aufsitzen.

Die runden Poren sind teils an den Mauerkanten, teils inmitten der Mauer gelegen. Sie besitzen einen \varnothing von 0.15 mm.

Der \varnothing der Zellröhren schwankt zwischen 1.1 und 1.5 mm.

Im LS zeigt sich, daß die Poren zwei- bis dreireihig angeordnet sind, wobei eine Reihe an der randlichen Mauer gelegen ist. Die Tabulae sind horizontal und in Abständen von 0.3—0.5 mm angeordnet. Diese enge Lage bedingt, daß auf 10 mm 25 Böden gezählt werden konnten. Auf den Tabulae sitzen kurze, etwa 0.5 mm lange und sehr selten auftretende Dornen. Die Tabulae sind bedeutend dünner als die Mauern.

Im LS werden auf 10 mm 7.5—8.5 Zellröhren angeschnitten.

Bemerkungen: Die Anordnung der Poren in der Mitte der Mauern und an den Mauerkanten weist die vorliegende Form der Gattung *Mesofavosites* SOKOLOV zu. Wie Tab. 2 zeigt, entspricht sie am besten der von B. S. SOKOLOV 1952 beschriebenen Unterart *Mesofavosites obliquus major*. Es sei darauf verwiesen, daß auch hier die große Anzahl von Tabulae auf 10 mm, wie sie nach der gegebenen Aufstellung für die Arten des Wenlockiums im Gegensatz zu denen des Llandoveriums charakteristisch ist, festgestellt werden konnte.

Verbreitung: Die Unterart wurde bisher nur aus dem baltischen Wenlockium beschrieben.

Mesofavosites n. sp. A

Taf. 21, Fig. 6, 7

Stoff: Es liegen mehrere Stockbruchstücke von Chariti-NE, NW Ghor-e-Tirandas Nr. P 60/228/2, 3 vor.

Beschreibung: Die bis 60 × 60 × 40 mm großen Stöcke bauen sich aus polygonalen, vier- bis sechseitigen Zellröhren auf. Sie divergieren von einem Punkt radial nach außen und werden an der Oberfläche durch extrem dicke Mauern, die eine Breite von 0.2—0.45 mm erreichen können, voneinander getrennt. In den früheren, inneren Wachstumsabschnitten sind die Mauern jedoch dünner, d. h. ihre Dicke nimmt gegen die Peripherie hin zu. Feinstrukturen sind nicht erkennbar.

Der \varnothing des Zellröhrenlumens schwankt zwischen 0.5 und 1.6 mm. Deutlich sind im QS auch die bis über 0.1 mm groß werdenden Poren zu erkennen. Sie liegen teilweise direkt in den Winkeln der aneinanderstoßenden Mauern, teilweise inmitten der Mauern. Septaldornen fehlen, jedoch zeigt die dicke Mauer bisweilen plumpe, dreieckige Vorsprünge, die als Dornen gedeutet werden könnten.

Im LS fällt die extrem hohe Zahl der dünnen Böden, deren Abstand nur 0.1—0.2 mm beträgt, auf. So können auf 1 mm zirka vier bis fünf Tabulae gezählt werden, was bedeutet, daß auf 10 mm zirka 45 Tabulae liegen (!). Sie sind horizontal bis leicht tischförmig aufgebogen und vollkommen.

Bemerkungen: Die Anordnung der Poren ordnet die vorliegenden Stöcke dem Genus *Mesofavosites* SOKOLOV zu. Ihre Wanddicke und die

extrem zahlreichen, enggestellten Tabulae erlauben andererseits keinen Vergleich mit einer der bisher beschriebenen Arten dieser Gattung. Es ist daher wahrscheinlich, daß eine neue Art vorliegt. Die wenigen, von einem einzigen Fundpunkt vorliegenden Stücke lassen mir jedoch eine Namengebung verfrüht erscheinen.

Tab. 2: Die morphologischen Merkmale der Arten des Genus
Mesofavosites SOKOLOV 1950

	Ø	Wanddicke	Tabulae		Septal- dornen	
			Abstand	auf 10 mm		
<i>M. obliquus obliquus</i> SOKOLOV	1.4—1.9	0.1	0.15—0.4	31 (16) ⁴	+	Wenlockium
<i>M. obliquus major</i> SOKOLOV	1.5—2.5	0.05—0.25	0.2—0.5	22	—/+	
<i>M. obliquus secundus</i> KLAA.	1.5—2.1	0.12—0.2	0.3—1.0	22	—/+	
<i>M. imbellis</i> KLAA.	0.8—1.5	0.08—0.12	0.3—0.8	20	+	
<i>M. bonus</i> SOKOLOV	1.5—2.2	0.2	0.15—0.3	35	+	
<i>M. alveolitoides</i> SOKOLOV	1.5—2.0		0.3—0.6	23	+	
<i>M. densus densus</i> SOKOLOV	2.0—2.5	0.1—0.3	0.2—0.4	25	+	
<i>M. densus similis</i> SOKOLOV	2.0—2.5	0.1—0.3	0.5—1.0	16	+	
<i>M. dualis dualis</i> SOKOLOV	3.0—4.0	0.22—0.42	0.6—0.8	11—12	—/+	
<i>M. dualis mutabilis</i> SOKOLOV	1.5—4.5	0.08—0.15	0.8—1.4	10—11	—	
<i>M. nikitini</i> SOKOLOV	1.8—2.8	0.1—0.15	0.7—1.6	9—10	—/+	Llandoveryium
<i>M. fleximurinus fleximurinus</i> SOKOLOV	1.4—2.8	0.1—0.3	1.0—1.6	8—9	—/+	
<i>M. fleximurinus similis</i> SOK.	1.5—3.5	0.2—0.22	0.6—1.1	10—11	—/+	
<i>M. fleximurinus multitabulata</i> SOKOLOV	1.5—3.0	0.08—0.14	0.4—0.8	14	—/+	
<i>M. inferior</i> SOKOLOV	1.8—3.5	0.13—0.15	1.3—1.8	11—12	—/+	
<i>M. favositoides</i> SOKOLOV	3.0—3.7	0.06—0.1	0.5—1.0	9—13	—/+	
<i>M. multiporus</i> SOKOLOV	2.0—3.0	0.15	0.8—1.4	11	—	

Subfam.: Favositinae DANA 1846

Genus: *Favosites* LAMARCK 1816

Favosites hisingeri hisingeri MILNE-EDWARDS & HAIME 1851

Taf. 21, Fig. 8

1851 *Favosites hisingeri* MILNE-EDWARDS & HAIME, S. 240, Taf. 17, Fig. 2 a, b, 2.

1951 *Favosites hisingeri*; SOKOLOV, S. 94, Taf. 37, Fig. 4, 5 (cum syn.).

? 1954 *Favosites hisingeri*; SCHOUPPÉ, S. 165, Taf. 2, Fig. 4, 5 (1954 a).

? 1954 *Favosites hisingeri*; SCHOUPPÉ, S. 7, Taf. 1, Fig. 2, 3.

? 1956 *Favosites hisingeri hisingeri*; FLÜGEL, S. 40, Taf. 4, Fig. 8.

1956 *Favosites hisingeri*; MA, S. 57, Taf. 31, Fig. 2, Taf. 32, Fig. 1, 2, Taf. 40, Fig. 1,
non 1938 *Favosites hisingeri*; TSCHERNYCHEV, S. 112, Taf. 1, Fig. a, b, Taf. 2, Fig. 4 a, b
(= *Favosites jungites* SOKOLOV 1949).

non 1951 *Favosites hisingeri*; TSCHERNYCHEV, S. 29, Taf. 26, Fig. 1, 2 (= *Favosites
jungites* SOKOLOV 1949).

⁴) Zahl der Böden bei der aus dem Llandoveryium stammenden und dieser Art zugeschriebenen Form.

Typus: Lectotypus ist nach O. JONES 1936:17 das von MILNE-EDWARDS & HAIME 185/1855: Taf. 61, Fig. 1 abgebildete Exemplar. Durch diese Wahl wird die 1954 a: 165 von A. v. SCHOUPEÉ vorgenommene ungültig.

Locus typicus: England, Benthall Edge.

Stratum typicum: Wenlockium, Silur.

Stoff: Es liegt ein brotlaibförmiger Stock ($140 \times 90 \times 40$ mm) von Gush-kamar-NE, SW Ghor-e-zorch-e-tscheschme Nr. P. 60/22/5 vor.

Beschreibung: Die polygonalen, meist sechsseitigen Zellröhren haben einen \varnothing von $0.7-1.7$ mm, wobei er jedoch meist um 1.5 mm liegt. Die etwa 0.05 mm dicken Mauern tragen kurze Septaldornen. Sie sind, wie der LS zeigt, leicht aufwärtsgebogen.

Die dünnen Tabulae sind gerade, horizontal bzw. leicht nach unten durchgebogen. Ihr Abstand beträgt $0.2-0.9$ mm, d. h. auf 10 mm kommen etwa 18 Böden. Die Poren sind rund, 0.25 mm im \varnothing und zweireihig in den Mauerflächen angeordnet, wobei sie jedoch nicht, wie bei *Palaeobzw. Mesofavosites*, an der Mauerkante liegen.

Bemerkungen: Maße und Ausbildung ordnen vorliegende Form der typischen Unterart von *Favosites hisingeri* MILNE-EDWARDS & HAIME zu.

Verbreitung: Die Art ist im nordamerikanischen und eurasischen Silur weit verbreitet.

Favosites favosus (GOLDFUSS 1826)

1826 *Calamnopora favosa* GOLDFUSS, S. 77, Taf. 27, Fig. 2.

1860 *Calamnopora favosa*; F. ROEMER, S. 18, Taf. 2, Fig. 8.

1881 *Favosites favosus*; QUENSTEDT, S. 6, Taf. 143, Fig. 1.

1937 *Favosites favosus*; TEICHERT, S. 130, Taf. 7, Fig. 1.

1941 *Favosites favosus*; POULSEN, S. 16.

? 1941 *Favosites* cf. *favosus*; POULSEN, S. 15, Taf. 3, Fig. 6, 7.

1952 *Favosites favosus*; SOKOLOV, S. 31, Taf. 10, Fig. 3-5.

1955 *Favosites favosus*; SOKOLOV, S. 31, Taf. 52, Fig. 1, 2 a, b.

Typus: Nach B. S. SOKOLOV 1952: 31 hat C. TEICHERT 1937: Taf. 7, Fig. 1 den Holotypus abgebildet. Da mir diese Arbeit jedoch nicht zur Verfügung steht, kann über den darin vermutlich angegebenen Locus typicus und das Stratum typicum nichts gesagt werden.

Stoff: Untersucht wurde ein $130 \times 40 \times 15$ mm großer Stock mit der Nr. P. 60/M 159/2 von Kam-e-Ghorban-SE.

Beschreibung: Das Auffallende an diesem Stock sind die großen Zellröhren mit einem \varnothing von 2.7×3.1 bis 5.0×5.2 mm, wobei er meist zwischen 4 und 5 mm liegt. Die Wände der polygonalen, vorwiegend sechsseitigen Röhren sind $0.15-0.5$ mm dick. Poren und Septaldornen waren nicht beobachtbar.

Der LS zeigt dünne, vollkommene und mehr oder minder horizontale Tabulae, deren Abstand zwischen 0.6 und 0.9 mm liegt, sodaß auf 5 mm sechs bis sieben Böden kommen.

Bemerkungen: Die Größe der Zellröhren und die enge Stellung der Tabulae läßt mich vorliegende Form zu *Favosites favosus* (GOLDFUSS) zählen. Das scheinbare Fehlen der Poren dürfte mit dem Erhaltungszustand bzw. den Schlifflagen zusammenhängen.

Verbreitung: *Favosites favosus* (GOLDFUSS) war bisher aus dem Llandoveryium und Wenlockium des baltischen Raumes, des Ural, von Grönland und von Nordamerika bekannt.

Genus: *Staphylopora* Le MAÎTRE 1956

Staphylopora? sp.

Taf. 22, Fig. 1, 2

Stoff: Es liegt ein $75 \times 65 \times 20$ mm großer Stock von Chariti, P. 1550, Nr. P. 60/232/1, vor.

Beschreibung: Die polygonalen, meist sechsseitigen Zellröhren erreichen einen \varnothing von 0.9 bis 2.0 mm. Die verhältnismäßig dünnen Mauern zeigen eine dunkle Mittellinie. An dieser ist der Zusammenhalt der benachbarten Koralliten bisweilen bis zu ihrer völligen Trennung gelockert. In dieser Mauer, bisweilen aber auch an den Eckpunkten der Zellröhrenwandung, treten im QS kreisrunde Schnitte auf, die einen \varnothing von 0.15 bis 0.20 mm besitzen. Sie werden von dem äußersten dünnen und meist etwas dunkleren Teil der Mauer gebildet. Sie sind nicht mit den in den Zellröhrenecken gelegenen großen Poren zu verwechseln. Auch der LS zeigt derartige runde Bildungen innerhalb der Mauern, sodaß der Schluß naheliegt, daß es sich dabei um kugelige Auftreibungen in der Mauer handelt, die durch normale Mauerabschnitte verbunden werden. Im LS ergibt sich daraus das Bild einer Kette, wobei die „Mauerblasen“ meistens dort liegen, wo etwas höher durch intermurale Knospung eine neue Zellröhre zur Entwicklung kommt. In ihrem Inneren lassen diese Blasen keine Strukturen erkennen.

Im QS entsprechen sie völlig den bekannten Bildern des Genus *Parafavosites* ORLOV. Bei diesem stellen diese ringartigen Schnitte jedoch nicht Querschliffe kugeligter Blasen dar, sondern die Schnitte von feinen, in die Wand eingelassenen Röhren (vgl. R. S. BASSLER 1944, O. H. SCHINDEWOLF 1958).

Septaldornen fehlen oder sind nur sehr klein und spärlich entwickelt. Im LS kommen zehn bis zwölf Tabulae auf 10 mm, wobei ihr Abstand 0.4—1.6 mm beträgt (meist 0.9—1.1 mm). Die abschnittsweise zickzack verlaufenden Wände haben eine Dicke von 0.12 mm.

Auf 10 mm kommen im LS acht Zellröhren.

Bemerkungen: Auf die Unterschiede gegenüber dem Genus *Parafavosites* ORLOV wurde bereits hingewiesen. Es gibt jedoch eine dieser Gattung von R. S. BASSLER 1944: 46 zugeordnete Form, die völlig entsprechende Mauerblasen aufweist: *Parafavosites separata*. Ob diese Art wirklich zu *Parafavosites* zu stellen ist, erscheint, seitdem D. Le MAÎTRE 1956 aus dem nordafrikanischen, australischen und indonesischen Mittel-Devon eine Gattung bekanntmachen konnte, für die derartige Blasen charakteristisch sind, zweifelhaft. Es handelt sich hierbei um *Staphylopora*. Da bisher dieses Genus nur aus zeitlich jüngeren Schichten bekannt ist und gegenüber dem Generotypus *Staphylopora chaetiformis* (Le MAÎTRE) eine Reihe von Unterschieden bestehen, wird von einer sicheren Zuordnung der iranischen Form noch Abstand genommen. Es hängt dies nicht zuletzt auch davon ab, ob *Parafavosites separata* BASSLER wirklich zu *Parafavo-*

sites oder nicht doch zu *Staphylopora* gehört, da im ersteren Fall auch eine Zurechnung der Form von Ozbak-Kuh zu *Parafavosites* möglich wäre.

Verbreitung: Während *Staphylopora* nur aus dem Mittel-Devon bekannt ist, fand sich *Parafavosites* im Silur von Kanada und Eurasien.

Fam.: **Theciidae** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Genus: *Thecia* MILNE-EDWARDS & HAIME 1849

Thecia swinderniana (GOLDFUSS 1826)

Taf. 22, Fig. 3

- 1826 *Agaricia Swinderniana* GOLDFUSS, S. 109, Taf. 38, Fig. 3 a, b.
 1839 *Porites expatata* LONSDALE, S. 687, Taf. 15, Fig. 3, 3 a.
 1851 *Thecia swinderniana*; MILNE-EDWARDS & HAIME, S. 307, Taf. 2, Fig. 4, 4 a, 4 b.
 1854 *Thecia swinderniana*; MILNE-EDWARDS & HAIME, S. 278, Taf. 65, Fig. 7, 7 a.
 1860 *Thecia swinderniana*; F. ROEMER, S. 26.
 1879 *Thecia swinderniana*; NICHOLSON, S. 236, Taf. 11, Fig. 2 a—d.
 1885 *Thecia swinderniana*; F. ROEMER, S. 452, Taf. 9, Fig. 8 a, b.
 1894 *Thecia swinderniana*; WEISSERMEL, S. 668, Taf. 53, Fig. 5, 6.
 1902 *Thecia swinderniana*; POČTA, S. 278, Taf. 110, Fig. 4.
 1955 *Thecia swinderniana*; SOKOLOV, Abb. 17 a, b, Taf. 16, Fig. 1—4.
 1958 *Thecia swinderniana*; LAFUSTE, S. 409, Abb. 1, Taf. 10, Fig. 1—6.
 1962 *Thecia swinderniana*; KLAAMANN, S. 27, Abb. 1 a, b, Taf. 27, Fig. 1—8.

Typus: Typus ist das von A. GOLDFUSS 1826: Taf. 38, Fig. 3 a, b abgebildete Exemplar. Da es sich hierbei um ein Silurgeschiebe aus Groningen handelt, sind Locus typicus und Stratum typicum nicht anzugeben.

Stoff: Der $80 \times 60 \times 25$ mm große Stock stammt aus Gushkamar-ENE, E des Passes P. 1520 und trägt die Nr. P. 60/58 a/1.

Beschreibung: Der Stock besitzt an seiner Oberfläche unregelmäßige, große knoten- und beulenförmige Auswüchse, die bis über 10 mm hoch werden können und einen \varnothing von maximal 22 mm besitzen.

Die unregelmäßig gekrümmten Zellröhren werden in den älteren Wachstumsabschnitten von dünnen, etwa 0.05 mm starken Mauern getrennt. Sie nehmen rasch an Dicke zu und erreichen bis 0.4 mm. Gleichsinnig damit nimmt das Lumen der Röhren von 0.6 bis 0.7 mm auf 0.4 mm ab. In die Zellröhren ragen kräftige Dornen, deren Zahl zwischen sechs und zwölf liegt, wobei die Dornen benachbarter Röhren in ihrer Stellung meistens alternieren. In den kräftigeren, höheren Lagen ist die von J. G. LAFUSTE 1958 beschriebene Feinstruktur der Dornen und der dicken Zellröhrenwandung gut erkennbar.

Die Tabulae sind etwas wellig bis leicht gegen unten durchgebogen, wobei ihr Abstand meist zwischen 0.1 und 0.3 mm liegt, sodaß auf 3 mm Länge rund zwölf Böden kommen.

Bemerkungen: Die durch ihren Bau auffallende Form läßt auf Grund ihrer Abmessungen nur eine Zuordnung zu der von A. GOLDFUSS 1826 aufgestellten Art zu. Die im Bau ähnliche Form *Thecia podolica* SOKOLOV unterscheidet sich vor allem durch die größeren Zellröhren.

Verbreitung: Die Art wurde bisher aus dem Wenlockium bzw. Ludlovium des englisch-baltischen Raumes, von Böhmen und von Nordamerika beschrieben.

Fam.: **Thamnoporidae** SOKOLOV 1850
 Subfam.: **Striatoporinae** SOKOLOV 1950
 Genus: *Striatopora* HALL 1851
Striatopora peetzi DUBATOLOV 1956

- 1901 *Striatopora angulosa*; PEETZ, S. 192, Taf. 2, Fig. 3.
 1913 *Striatopora* sp.; SWARTZ, S. 216, Taf. 25, Fig. 3.
 1956 *Striatopora peetzi* DUBATOLOV, S. 97, Taf. 4, Fig. 1 a, b, 2 a, b.
 1958 *Striatopora peetzi*; TSCHUDINOVA, S. 55, Taf. 7, Fig. 4, 5.
 1959 *Striatopora peetzi*; DUBATOLOV, S. 124, Taf. 42, Fig. 5, 6.
 non 1896 *Striatopora angulosa* GÜRICH.

Holotypus ist nach V. DUBATOLOV 1956 das von ihm auf Taf. 4, Fig. 1 a, b abgebildete und von H. PEETZ 1901: 192 als *Striatopora angulosa* beschriebene Exemplar.

Locus typicus: Batschat-Fluß unterhalb Guriewsk, NE-Salair, UdSSR.

Stratum typicum: Gedinnium, Devon.

Stoff: Zahlreiche Ästchen von Ghor-e-zorch-e-tscheschme (Nr. P. 60/22/10 und P. 60/22 a/1) und vom E-Gipfel des Tigh-e-tscheschme-sefid (Nr. P. 60/115/1).

Beschreibung: Die Äste besitzen einen gleichbleibenden \varnothing von 3 mm. Der \varnothing der Zellröhren beträgt etwa 0.6 mm, ihre Mauerdicke 0.2 mm, ihr Poren \varnothing 0.1 mm. Septaldornen sind keine zu beobachten. Die polygonalen Zellröhren sind im axialen Abschnitt gerade, im peripheren schräg zur Oberfläche geneigt. Die Wand zeigt eine deutliche dunkle Trennungslinie.

Die Tabulae sind, soweit überhaupt erkennbar, dünn, leicht gegen unten durchgebogen und scheinen in weiten Abständen voneinander zu liegen.

Bemerkungen: Die vorliegende Form stimmt in ihren Abmessungen und in ihrer Gestalt vollkommen mit der aus dem Gedinnium des Salairgebietes beschriebenen Art *Striatopora peetzi* DUBATOLOV überein. Eine auffallende Ähnlichkeit ist auch zu den von W. WEISSERMEL 1939: 69 als *Thamnopora* cf. *cristata* beschriebenen Ästchen gegeben. Möglicherweise gehören diese aus dem Devon um das Marmarameer bekannt gewordenen Individuen ebenfalls zu der von V. DUBATOLOV aufgestellten Art.

Verbreitung: Bisher wurde diese Art aus dem nordöstlichen Salair, aus dem Kusnetz-Becken und von Nordamerika bekannt.

Fam.: **Coenitidae** SARDESON 1896
 Subfam.: **Coenitinae** SOKOLOV 1950
 Genus: *Coenites* EICHWALD 1829
Coenites? cf. *declivis* WEISSERMEL 1939

Zum Vergleich:

- 1939 *Coenites* (?) *declivis* WEISSERMEL, S. 70, Taf. 6, Fig. 4—6.

Stoff: Einige Ästchen in einem bräunlich anwitternden, organodetrithischen Kalk zusammen mit *Striatopora peetzi* DUBATOLOV vom E-Gipfel des Tigh-e-tscheschme-sefid südlich von Gushkamar mit der Nr. P. 60/115/1.

Beschreibung: Die feinen, geraden Ästchen zeigen einen \varnothing von 1.2 bis 1.6, seltener bis 2.0 mm. Axial finden sich gerade Zellröhren. Sie biegen randlich schräg nach außen um, wobei ihre Wandung stark an Dicke zunimmt. Sie öffnen sich nach außen in runden Mündungen, die durch ein dichtes Skelett voneinander getrennt werden. Der Röhren \varnothing liegt um 0.2 mm. Horizontale, weit voneinander entfernte Tabulae gliedern die Zellröhren. Die selten anzutreffenden Poren sind rund. Septalbildungen sind nicht beobachtbar.

Bemerkungen: Die vorliegenden Ästchen stimmen weitgehend mit der von W. WEISSERMEL 1939 beschriebenen Art überein, sind jedoch etwas kleiner als diese (\varnothing 2.0—2.5 mm). Leider fehlen über die mögliche Variationsbreite bei astförmig wachsenden Tabulata Untersuchungen. Es ist daher unklar, ob dieser Unterschied taxionomische Bedeutung besitzt. Daher wird die vorliegende Form mit der von W. WEISSERMEL 1939 beschriebenen nur verglichen.

Die Zuordnung zu *Coenites* ist für diese Art, was bereits von W. WEISSERMEL 1939: 70 festgestellt wurde, fraglich. Wie die Untersuchung des Generotypus durch E. C. STUMM 1960 zeigte, besitzt *Coenites juniperinus* EICHWALD eine langgezogene, halbmondförmige Mündung mit je einem oben und unten einander gegenüberliegenden Septalbalken. Diese fehlen jedoch *Coenites? declivis*, das sich damit enger an *Cladopora* HALL anschließt, jedoch im Gegensatz zu diesem Genus Tabulae besitzt.

Fam.: Syringoporidae FROMENTEL 1861

Genus: *Syringopora* GOLDFUSS 1826

***Syringopora schmidti* TSCHERNYCHEV 1937?**

Abb. 4 g

Zum Vergleich:

1937 *Syringopora schmidti* TSCHERNYCHEV, S. 93, 120, Taf. 9, Fig. 2 a, b.

1938 *Syringopora schmidti*; TSCHERNYCHEV, S. 123, Taf. 6, Fig. 4 a, b.

1959 *Syringopora schmidti*; DUBATOLOV, S. 188, Taf. 60, Fig. 1 a, b.

1962 *Syringopora schmidti*; KLAAMANN, S. 52, Abb. 16 a, b.

Typus ist das von TSCHERNYCHEV 1937: Taf. 9, Fig. 2 a, b abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Novaya Zemlya, UdSSR.

Stratum typicum: Höheres Silur.

Stoff: Es liegen mehrere Stöcke von Gushkamar-NE, Ghor-e-zorch-etscheschme Nr. P. 60/22/3, Gushkamar-S, N Ghor-e-mechutschi Nr. P. 60/70 und Ghaleh-S, SW Khasime Nr. P. 60/45/2 vor.

Beschreibung: Die zylindrischen Zellröhren haben einen \varnothing von 1.3 bis 1.5 mm. Ihr gegenseitiger Abstand schwankt zwischen 0.2 und 1.2 mm. Die Böden sind in Gestalt langer Blasen ausgebildet, wodurch eine 0.3 mm dicke axiale Röhre gebildet wird. Die Wanddicke beträgt 0.15 mm. Das Verhältnis von \varnothing zu Zellumen schwankt zwischen 1.5 : 0.5 und 1.25 : 0.4. Septalbildungen scheinen zu fehlen. Der \varnothing der die Zellröhren verbindenden, untereinander parallelen Querröhren beträgt 0.4—0.6 mm.

Bemerkungen: Das Fehlen von Septen, sowie der geringe \varnothing der Querröhren, der bei der von TSCHERNYCHEV 1937 beschriebenen Art 1 mm

beträgt, erlaubt keine sichere Zuordnung zu dieser, wengleich die übrigen Maße weitgehend übereinstimmen. Leider muß auch bei dieser Gruppe der Tabulata festgestellt werden, daß eine Überfülle von Arten vorhanden ist, von denen jedoch $\frac{2}{3}$ nur ein einziges Mal und oft nur an Hand eines einzigen Stockes beschrieben wurden, sodaß mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen ist, daß zahlreiche Arten einer Revision nicht standhalten würden.

Fam.: **Halysitinae** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Subfam.: Halysitinae MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Während B. S. SOKOLOV 1955: 252 ebenso wie D. HILL 1956: F. 469 die Fam. Halysitinae MILNE-EDWARDS & HAIME nicht weiter aufgliederten, unterschied T. HAMADA 1957 die Subfam. Cateniporinae nov. subfam., Schedohalysitinae nov. subfam. und Halysitinae MILNE-EDWARDS & HAIME 1850, wobei ersteren Mesokoralliten fehlen, bei Schedohalysitinae abschnittsweise, bei Halysitinae überall vorhanden sind.

Genus: *Halysites* FISCHER v. WALDHEIM 1813

Halysites catenularius (LINNAEUS 1767)

Taf. 22, Fig. 4

1767 *Tubipora catenularia* LINNAEUS, S. 1270.

1954 *Halysites catenularius*; THOMAS & SMITH, S. 766, Taf. 20, Fig. 1 a—c.

Typus: Nach H. D. THOMAS & S. SMITH 1954: 767 ist der von ihnen abgebildete und beschriebene Stock Neotypus der Art.

Locus typicus: Insel Gotland.

Stratum typicum: Silur.

Inwieweit die zahlreichen *Halysites catenularius* zugerechneten Formen tatsächlich dieser Art angehören, kann an Hand der Literatur kaum entschieden werden. Es wird daher auf die Aufstellung einer Synonymaliste verzichtet.

Stoff: Es wurden zwei Stöcke aus dem Raume von Gushkamar-NE, Ghor-e-sangkul Nr. P. 60/57/1 und 8 untersucht.

Beschreibung: Die Makrokoralliten besitzen eine elliptische Form mit 1.125×1.75 mm langen Achsen des Lumens. Unter Einschluß der Wand ist ihr kürzester \varnothing 1.52 mm. Auf 10 mm kommen fünf Makrokoralliten, wobei der Abstand von Zentrum zu Zentrum zwischen 2.0 und 2.5 mm gelegen ist.

Die Wanddicke beträgt 0.2—0.225 mm. Das Lumen der zwischen zwei Makrokoralliten liegenden Mikrokoralliten mißt maximal 0.3×0.65 , minimal 0.3×0.4 mm. Ihre Form ist rechteckig. Die in den Verzweigungsstellen auftretenden Mesokoralliten besitzen ein Lumen von 1.1×0.5 mm.

Die Lacune sind meist unter 4 mm breit. Die Zahl der Makrokoralliten beträgt von Verzweigung zu Verzweigung maximal acht.

Die äußere Epithel der Mauer ist 0.02 mm breit und als dünne, dunkle Außenbegrenzung erkennbar.

Im LS zeigen sich in den Makrokoralliten dünne horizontale Tabulae, wobei auf 1 mm drei bzw. auf 5 mm zehn bis dreizehn kommen. In den Mikrokoralliten beträgt die Bodenzahl drei bis vier auf 1 mm.

Bemerkungen: Es herrscht völlige Übereinstimmung mit dem Typus der Art, wobei jedoch die Zurechnung zahlreicher nicht hierher gehörender Formen, wie E. J. BUEHLER 1955: 29 feststellen konnte, die Art etwas diskriminiert. Die Neubearbeitung des Typus durch W. D. LANG & ST. SMITH 1958 schuf jedoch eine brauchbare Vergleichsbasis.

Verbreitung: Die Art wird weltweit aus dem Silur angeführt, jedoch dürften zahlreiche bisher dazu gerechnete Formen anderen Arten angehören.

Halysites labyrinthicus (GOLDFUSS 1826)

Taf. 22, Fig. 5

1826 *Catenipora labyrinthica* GOLDFUSS, S. 75, Taf. 25, Fig. 5 a, b.

1915 *Halysites labyrinthica*; YABE, Taf. 7, Fig. 2, 3, Taf. 8, Fig. 2.

1937 *Halysites labyrinthica*; TEICHERT, S. 139, Taf. 9, Fig. 1—3.

1955 *Halysites labyrinthica*; BUEHLER, S. 29, Taf. 3, Fig. 1—5.

1959 *Halysites labyrinthica*; HAMADA, Taf. 13, Fig. 1, Taf. 15, Fig. 4, 5.

Typus: Nach E. J. BUEHLER 1955: 29 ist das von A. GOLDFUSS 1826 und K. TEICHERT 1937 beschriebene und abgebildete Exemplar Holotypus der Art.

Locus typicus: Drummond Island, Michigan.

Stratum typicum: Mittleres Silur.

Stoff: Untersucht wurde ein Stock von Gushkamar-NW, Ghor-e-sangkul Nr. P. 60/57/3.

Beschreibung: Der \varnothing des Lumens der Makrokoralliten beträgt 2.3×1.9 mm, wobei auf 10 mm vier Koralliten kommen. Der Abstand von Zentrum zu Zentrum beträgt 3 mm, die Zahl der Koralliten in einer Masche fünf. Der \varnothing der Mikrokoralliten liegt zwischen 0.2×0.4 und 0.3×0.8 mm. Die Wanddicke beträgt 0.25 mm.

Die Lacune sind unter 4 mm breit. Septen fehlen hier ebenso wie bei *Halysites catenularius* (LINNAEUS).

Bemerkungen: Die geringe Zahl der Koralliten auf 10 mm, d. h. die größere Entfernung von Makrokorallitenzentrum zu -zentrum, sowie die geringere Zahl der Makrokoralliten in einer Masche machen eine Trennung der vorliegenden Form von *Halysites catenularius* (LINNAEUS) wahrscheinlich. Die Abmessungen sprechen für eine Zuordnung zu *Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS).

Verbreitung: Die Art ist aus dem Silur von Böhmen, der Insel Gotland und Nordamerika bekannt. Für Asien scheint sie neu zu sein (vgl. T. HAMADA 1958: 108).

Ordn.: Heliolitida WENTZEL 1895

Überfam.: Heliolitacea LINDSTRÖM 1873

Fam.: Heliolitidae LINDSTRÖM 1873

Genus: *Heliolites* DANA 1848

Subgenus: *Heliolites* (*Heliolites*) DANA 1848

Heliolites (*Heliolites*) *daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE 1879

Taf. 23, Fig. 1

1879 *Heliolites Daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE, S. 224, Taf. 14, Fig. 3, 3 a.

1940 *Heliolites daintreei*; HILL & JONES, S. 201, Taf. 8, Fig. 5 (cum. syn.).

1961 *Heliolites daintreei*; STRUSZ, S. 349, Taf. 43, Fig. 1, 2, 5, 6 (cum. syn.).

Lectotypus ist nach D. HILL & O. JONES 1940 : 200 das von A. NICHOLSON & ETHERIDGE 1879 : Taf. 14, Fig. 3, 3 a abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Broken River, North Queensland.

Stratum typicum: Devon.

Stoff: Es liegen zwei Stöcke mit Nr. P. 60/22/7 und 8 von Gushkamar-NE, SW Ghor-e-zorch-e-tscheschme vor.

Beschreibung: Die Stöcke besitzen scheibenförmige bis flach kegelförmige Gestalt. Deutlich sind ihre Anwachsstellen erkennbar, wobei Stock Nr. P. 60/22/7 zwei Individuen von *Tryplasma* sp. aufwächst. Auffallend stark ausgebildet sind die konzentrischen Wachstumswülste. Der $110 \times 75 \times 50$ mm messende größere Stock Nr. P. 60/22/7 besitzt an seiner Oberseite eine mehr oder minder runde, zirka 50 mm im \varnothing messende und kaum 10 mm tiefe Eindellung. Sie dürfte mit einem verstärkten Wachstum der äußeren, begünstigteren Teile des Stockes in Zusammenhang stehen.

Die Tabularien zeigen einen \varnothing von 1.7 bis 2.0 mm. Sie sind mehr oder minder rund mit bisweilen leicht einspringenden Mauern. Septaldornen sind nur selten beobachtbar. Der Abstand der Tabularien beträgt 0.5—1.7 mm, wobei auf 1 cm² zwölf bis vierzehn Tabularien zu liegen kommen. Die Zahl der Tubulireihen zwischen den Tabularien beträgt eins bis vier. Die Tubuli sind polygonal. Sie haben einen \varnothing von 0.3 bis 0.5 mm. Die Zahl der dünnen, manchmal leicht gewellten, horizontalen Tabulae liegt in den Tabularien auf 5 mm zwischen fünf und sieben, in den Tubuli um elf.

Bemerkungen: Die großen Tabularien schränken die Zuordnung der vorliegenden Form ein, wobei eine weitgehende Übereinstimmung mit den von L. D. STRUSZ 1961 : 349 aus dem Mittel-Silur von New South Wales beschriebenen Formen der Gruppe I der Art *Heliolites (Heliolites) daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE von D. HILL & O. JONES 1940 festzustellen ist.

Verbreitung: D. HILL & O. JONES 1940 : 203 gaben an, daß Vertreter ihrer Gruppe I von *Heliolites (Heliolites) daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE in Australien vom Silur bis in das Mittel-Devon vorkommen. Die Art soll ferner auch im Silur der Insel Gotland auftreten.

Heliolites (Heliolites) decipiens decipiens (McCoy 1850)

Taf. 23, Fig. 2

1850 *Fistulipora decipiens*; MCCOY, S. 285.

1899 *Heliolites decipiens*; LINDSTRÖM, S. 48, Taf. 2, Fig. 3—22 (cum syn.).

1949 *Heliolites decipiens*; SOKOLOV, S. 95, Taf. 10, Fig. 1—2.

1951 *Heliolites decipiens*; TSCHERNYCHEV, S. 93, Taf. 23, Fig. 6, 7.

1961 *Heliolites decipiens*; KLAAMANN, S. 96, Abb. 7, Taf. 13, Fig. 3.

Typus: Nach G. LINDSTRÖM 1899 ist das von McCoy 1851: Taf. I C, Fig. 1 abgebildete Exemplar Typus der Art (= G. LINDSTRÖM 1899: Taf. 2, Fig. 21, 22).

Locus typicus: Aymestry, England.

Stratum typicum: Silur.

Stoff: Die beiden vorliegenden Stöcke Nr. P. 60/22/4 und P. 60/58/1 stammen aus Gushkamar, Ghor-e-zorch-e-tscheschme bzw. Padeha.

Beschreibung: Das Korallum besitzt eine knollen- bis kegelförmige Gestalt, wobei der größere Stock $80 \times 80 \times 40$ mm groß wird.

Der \varnothing der Tabularien schwankt zwischen 0.9 und 1.1 mm. Ihre Zahl auf 1 cm^2 liegt zwischen 32 und 42. Septaldornen sind keine beobachtbar. Der \varnothing der Tubuli beträgt 0.2—0.5 mm, wobei zwei bis drei Tubuliröhren zwischen den Tabularien eingeschaltet sind. Sie sind meist polygonal, seltener rechteckig.

Die Zahl der Tabulae auf 5 mm beträgt in den Tabularien acht bis zwölf, in den Tubuli 14—18.

Bemerkungen: Die große Zahl der relativ kleinen Tabularien auf 1 cm^2 unterscheidet vorliegende Form deutlich von den übrigen untersuchten Heliolitida dieses Fundraumes. Wie ein Vergleich mit der Abbildung des Typus von G. LINDSTRÖM 1899 zeigt, stimmt die Form völlig mit der von McCoy aufgestellten Art *Heliolites (Heliolites) decipiens decipiens* überein.

Verbreitung: Die genannte Art soll im Silur weltweit auftreten. Es muß jedoch bemerkt werden, daß, solange keine Revision der Gruppe vorliegt, diese Angabe mit Vorbehalt aufgefaßt werden muß, da, nach der Literatur zu urteilen, der Artbegriff hier sehr weit gespannt erscheint. Dies erklärt auch, weshalb auf eine Vollständigkeit der Synonymaliste kein Wert gelegt wurde.

Heliolites (Heliolites) porosus? maior WEISSERMEL 1939?

Taf. 23, Fig. 3

Zum Vergleich:

1939 *Heliolites barrandei* PEN. var. *maior* WEISSERMEL, S. 91, Taf. 10, Fig. 4, 5.

Typus: Lectotypus ist der von W. WEISSERMEL 1939 mit LS und QS abgebildete Stock (Taf. 10, Fig. 4, 5).

Locus typicus: Antirovitha, Kliff 8, Türkei.

Stratum typicum: Silur.

Stoff: Es liegt von Gushkamar-NE, SW Ghor-e-zorch-e-tscheschme ein Stock mit Nr. P. 60/22/15 vor.

Beschreibung: Der $90 \times 75 \times 30$ mm große, brotlaibförmige Stock zeigt an seiner Oberseite eine runde, im \varnothing 12 mm große und 8 mm tiefe Eindellung, ähnlich der, die der Typus von *Heliolites (Heliolites) porosus porosus* GOLDFUSS aufweist.

Die 1.6—2.0 mm großen Tabularien sind in Abständen von zirka 1.5 mm angeordnet. Auf 1 cm^2 kommen dabei elf bis zwölf Tabularien. Die Zahl der zwischen ihnen gelegenen Tubulireihen beträgt zwei bis drei, seltener bis vier. Die polygonalen Tubuli besitzen einen \varnothing von 0.3 bis 0.5 mm. Ihre Wandung ist etwas dünner als die der Tabularien. Letztere sind rund oder leicht eingewinkelt, wobei in den Winkeln Septaldornen auftreten können. Im LS finden sich in den Tabularien auf 5 mm acht bis neun, in den Tubuli etwa 15 Tabulae.

Bemerkungen: Nach der Abbildung zu schließen, scheint bei dem von W. WEISSERMEL 1939 wiedergegebenen Typus die Zahl der Tabulae auf 5 mm etwas größer zu sein als bei der iranischen Form. Ansonsten herrscht jedoch weitgehende Übereinstimmung.

W. WEISSERMEL 1939 führte die genannte Form als Subspezies von *Heliolites barrandei* PEN. an. Dieses stellt jedoch nach den Untersuchungen von H. FLÜGEL 1956 eine Unterart von *Heliolites (Heliolites) porosus* GOLDFUSS dar. Ob auch die von W. WEISSERMEL 1939 aufgestellte Unterart zur *porosus*-Gruppe gestellt werden muß, was mir wahrscheinlich erscheint, kann ohne Untersuchung des Originalmaterialies nicht entschieden werden.

Heliolites (Heliolites) porosus turcicus WEISSERMEL 1939 ?

Taf. 23, Fig. 5

Zum Vergleich:

1939 *Heliolites barrandei* var. *turcica* WEISSERMEL, S. 88, Taf. 9, Fig. 4, Taf. 10, Fig. 1—3.

1956 *Heliolites (Heliolites) porosus turcicus*; H. FLÜGEL, S. 83, Taf. 2, Fig. 3, 4 (cum syn.).

Typus: Nach H. FLÜGEL 1956: 83 ist das von W. WEISSERMEL 1939: Taf. 10, Fig. 3 abgebildete Exemplar Lectotypus der Unterart.

Locus typicus: Straße Kartal-Yakadjik, Türkei.

Stratum typicum: Gedinnium, Devon.

Stoff: Es liegt ein Stock von Tscheschmeshir-NE, P. 1490 Nr. P. 60/93 a/1 vor.

Beschreibung: Der knollige, $80 \times 50 \times 50$ mm messende Stock baut sich aus Tabularien mit einem \varnothing von 1.0 bis 1.1 mm, die relativ eng stehen, auf. Zwischen ihnen liegen meist zwei bis drei, seltener eine oder vier Reihen polygonaler Tubuli mit einem \varnothing von 0.2 bis 0.3 mm. Der Abstand von Tabulariumzentrum zu -zentrum beträgt meist um 1.5 mm. Auf 1 cm^2 kommen rund 29 Tabularien.

Im LS zeigen sich in den Tabularien auf 5 mm 11—15, in den Tubuli 15—16 ebene, dünne Tabulae.

Die runden Tabularien werden von einer Mauer umgeben, die etwas stärker als die Wandung der Tubuli ist. Von dieser ragen meistens lange Dornen in das Innere. Sie sind schräg aufwärts gerichtet, wodurch im QS oft nur im Inneren der Tabularien Punkte als Schnitte der Dornen zu erkennen sind. Im LS kommen auf 5 mm etwa 19 Tubulireihen. Der Abstand der dünnen Böden beträgt in den Tabularien etwa 0.4, in den Tubuli 0.2 bis 0.4 mm.

Bemerkungen: Die vorliegende Form kommt in der hohen Zahl relativ kleiner Tabularien pro cm^2 der von W. WEISSERMEL 1939 aus dem Gedinnium der Türkei beschriebenen Art sehr nahe. Wenn von einer sicheren Zuordnung Abstand genommen wurde, dann geschah dies in erster Linie wegen der etwas höheren Tabulaezahl in den Tabularien bei der vorliegenden Form.

Heliolites (Heliolites) porosus multiporus CERRI 1931

Taf. 23, Fig. 6

1931 *Heliolites porosus* var. *multipora* CERRI, S. 59 partim, Taf. 6, Fig. 8—10, Textfig. 2.

1956 *Heliolites (Heliolites) porosus multiporus*; H. FLÜGEL, S. 81, Taf. 1, Fig. 6 (cum syn.).

Typus: Lectotypus ist nach H. FLÜGEL 1956: 82 das von L. CERRI 1931: Taf. 6, Fig. 8, 9 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Cas. Lodin, Karnische Alpen, Italien.

Stratum typicum: Unbekannt, eventuell höheres Silur.

Stoff: Es liegt von Ghaleh-SE, SW Khasime ein Exemplar mit der Nr. P. 60/45/1 vor.

Beschreibung: Der flache, scheibenförmige Stock besitzt eine Größe von $140 \times 100 \times 40$ mm. Die runden, bisweilen leicht eingewinkelten Tabularien haben einen \varnothing von 1.2 bis 1.5 mm. Ihr Abstand schwankt zwischen 0.4 und über 1.5 mm, wobei sich zwischen sie meistens eine bis vier, selten mehr Tubulireihen einschalten. Die Septaldornen sind bisweilen sehr lang und können vereinzelt bis in den axialen Raum reichen.

Die Tabularienmauer entspricht in ihrer Stärke meistens der der Tubulierung. Die polygonalen Tubuli besitzen einen \varnothing von 0.3 bis 0.4 mm. Auf 1 cm² kommen 18—20 Tabularien.

Im LS zählt man auf 5 mm in den Tabularien acht bis neun, in den Tubuli etwa 15 Tabulae. Auf 10 mm werden im LS drei Tabularien und 25 Tubuli geschnitten.

Bemerkungen: Die iranische Form fällt deutlich in den Schwankungsbereich der von L. CERRI 1931 beschriebenen Unterart.

Verbreitung: Bisher wurde *Heliolites (Heliolites) porosus multiporus* aus dem Silur und Devon der Ostalpen und von Marokko beschrieben.

Heliolites (Heliolites) cf. relictus STUMM 1954

Taf. 23, Fig. 4

Zum Vergleich:

1954 *Heliolites relictus* STUMM, S. 224, Taf. 1, Fig. 1, 2.

Stoff: Es wurden zwei Stöcke von Chariti, P. 1550, Nr. P. 60/232/3 und von Gushkamar-NE, SW Ghor-e-zorch-e-tscheschme Nr. P. 60/22/6 untersucht.

Beschreibung: Die Stöcke erreichen eine Größe bis zu $95 \times 80 \times 45$ mm. Die Tabularien sind rund und besitzen einen \varnothing von 1.1 bis 1.5 mm, wobei auf 1 cm² bis zu 27 Tabularien kommen. Die 0.2—0.5 mm großen, polygonalen Tubuli sind in einer bis drei Reihen zwischen den Tabularien angeordnet. Septaldornen scheinen zu fehlen, wengleich bei Stück Nr. P. 60/22/6 in schräg im Schriff angetroffenen Tabularien dornenartige Gebilde beobachtbar sind.

Im LS beträgt die Zahl der flachen, dünnen Tabulae auf 5 mm in den Tabularien sieben bis neun, in den Tubuli 19—23.

Bemerkungen: Eine sichere Zuordnung läßt sich schwer durchführen. Auffallend ist die geringe Zahl der Tabulae auf 5 mm in den Tabularien und die große in den Tubuli. Dies unterscheidet beispielsweise *Heliolites (Heliolites) porosus barrandei* PEN. von der vorliegenden Form. In dieser Hinsicht kommt sie der von E. STUMM 1954 aus dem amerikanischen Mittel-Devon beschriebenen Art *Heliolites (Heliolites) relictus* nahe, ohne daß jedoch an eine eindeutige Zuordnung gedacht werden kann. Von dem aus dem anatolischen Mittel-Devon von E. & H. FLÜGEL 1961 beschriebenen Stock *Heliolites (Heliolites) cf. relictus* unterscheidet sich der iranische durch die größere Zahl der Tabularien pro cm², d. h. durch die engere Stellung der Tabularien bei annähernd gleichem \varnothing derselben.

Heliolites (Heliolites) sp.

Stoff: Von Ozbak-Kuh-N liegen zwei Stöcke mit Nr. P. 60/06/2 und P. 60/322/1 vor.

Beschreibung: Es handelt sich um kleine Bruchstücke, die nur eine Zuweisung zu *Heliolites (Heliolites)* ohne artliche Bestimmung erlauben.

Tab. 3: Die morphologischen Merkmale der aus dem Raume Ozbak-Kuh beschriebenen Arten von *Heliolites (Heliolites)*

	Tabularien		Tubuli		Tabulae auf 5 mm		
	Ø in mm	1 cm ²	Ø in mm	Zwi- schen- reihen	Tabularien	Tubuli	Septen
<i>H. (H.) daintreei</i> NICH. & ETHERIDGE	1.7—2.0	12—14	0.3—0.5	1—4	5—7	11	—/+
<i>H. (H.) decipiens de- cipiens</i> (McCoy)	0.9—1.1	32—42	0.2—0.5	2—3	8—12	14—18	—
<i>H. (H.) porosus ?</i> maior WEISS. ?	1.6—2.0	11—12	0.3—0.5	2—4	8—9	15	+
<i>H. (H.) porosus turcicus</i> WEISS. ?	1.0—1.1	29	0.2—0.3	1—4	11—15	15, 16	+
<i>H. (H.) porosus multiporus</i> CERRI	1.2—1.5	18—20	0.3—0.4	1—4	8—9	15	+
<i>H. (H.) cf. relictus</i> STUMM	1.1—1.5	27	0.2—0.5	1—3	7—9	19—23	?

Überfam.: **Proporacea** SOKOLOV 1950Fam.: **Proporidae** SOKOLOV 1950Genus: *Propora* MILNE-EDWARDS & HAIME 1849*Propora conferta* MILNE-EDWARDS & HAIME 18511851 *Propora conferta* MILNE-EDWARDS & HAIME, S. 225.1899 *Plasmopora australis* ETHERIDGE, S. 33, Taf. A, Fig. 11, Taf. B, Fig. 5, 6.1899 *Propora conferta*; LINDSTRÖM, S. 93, Taf. 8, Fig. 32—39, Taf. 9, Fig. 1—23, 31, 32, 35 (cum. syn.).1920 *Plasmopora australis*; CHAPMAN, S. 185, Taf. 28, Fig. 28.1927 *Plasmopora shearsbyi* DUN, S. 262, Taf. 21, Fig. 5, 6.1940 *Propora conferta*; JONES & HILL, S. 209, Taf. 11, Fig. 3—5.1949 *Propora conferta*; SOKOLOV, S. 97, Taf. 10, Fig. 6, 7.1950 *Propora conferta*; SOKOLOV, S. 228, Taf. 6, Fig. 4, 5.1961 *Propora conferta*; KLAAMANN, S. 98, Taf. 8, Fig. 4.1961 *Propora conferta*; STRUSZ, S. 350, Taf. 43, Fig. 7.

Typus: Nach G. LINDSTRÖM 1899 : Taf. 8, Fig. 32—34 das von ihm abgebildete, aus der Sammlung von M. E. VERNEUIL stammende Exemplar.

Locus typicus: Borkholm, Estl., SSR.

Stratum typicum: F₂, Silur.

Stoff: Untersucht wurde ein 40×35×15 mm großes Stock-Bruchstück von Gushkamar-NE, Ghor-e-sangkul mit Nr. P. 60/57/5 und ein anderes aus dem Raum SE Kam-Ghorban mit Nr. P. 60/M 159/1.

Beschreibung: Der \varnothing der Tabularien beträgt bei Stock Nr. P. 60/57/5 0.9—1.1 mm, bei dem anderen 1.2—1.5 mm. Sie werden von dünnen Wänden umgeben, die im QS als leicht abgewinkelte, unregelmäßige Kreise erscheinen. Septaldornen sind weder im QS noch im LS feststellbar. Die Tabularien liegen sehr eng, sodaß auf 1 cm² über 50 (bzw. bei Stock Nr. P. 60/M 159/1 über 40) kommen. Sie berühren sich jedoch nur selten.

Die Struktur des zwischen den Tabularien liegenden Gewebes zeigt sich im LS, dort wo Tabularien weit voneinander entfernt sind, als unregelmäßig blasig, wo sie eng stehen werden sie von einer einzigen Blasenreihe getrennt. In den Tabularien beträgt die Zahl der Tabulae auf 5 mm zehn bis dreizehn, während im Zwischengewebe auf 5 mm elf bis dreizehn Blasen geschnitten werden. Dabei sind die dünnen Tabulae der Tabularien im Gegensatz zu den Blasen des Zwischengewebes leicht abwärts gebogen.

Sehr vereinzelt treten auf dem blasigen Zwischengewebe kurze dornenartige Vorsprünge auf.

Bemerkungen: Die vorliegende Form entspricht in ihren Abmessungen völlig den von G. LINDSTRÖM 1899: 93 beschriebenen Stöcken. Die leichten Unterschiede zwischen den beiden iranischen Individuen erlauben kaum ihre artliche Trennung, da nach G. LINDSTRÖM 1899 die Schwankungsbreite der Art groß zu sein scheint.

Verbreitung: Nach O. JONES & D. HILL 1940: 209 tritt die Art vom höheren Ordovicium bis in Wenlockium auf. Sie ist aus Nordamerika, England, Norwegen, dem baltischen Raum, von China, New South Wales und Eastern Victoria bekannt.

Bedeutung der Fauna

Die verhältnismäßig artenreiche Rugosen- und Tabulatenfauna des Silurs von Ozbak-Kuh umfaßt folgende Arten:

Dinophyllum? sp.

Entelophyllum? *obrutschevi* (SOSHIKINA 1955)

Spongophyllum sugiyamai YABE & EGUCHI 1945

Tryplasma lonsdalei ETHERIDGE 1890

Cystiphyllum (C.) *siluriense siluriense* LONSDALE 1839

Cystiphyllum (C.) cf. *siluriense siluriense* LONSDALE 1839

Cystiphyllum (H.) *holmi* WEDEKIND 1927

Cystiphyllum (H.) sp. A

Cystiphyllum (H.) sp. B

Cystiphyllum (?) *paucicystosum* n. sp.

Thecia swinderniana (GOLDFUSS 1826)

Palaeofavosites alveolaris karinuensis SOKOLOV 1951

Palaeofavosites schmidti borealis SOKOLOV 1951

Palaeofavosites paulus paulus SOKOLOV 1951

Palaeofavosites forbesiformis forbesiformis SOKOLOV 1951

Palaeofavosites forbesiformis porosus SOKOLOV 1952?

Palaeofavosites? sp.

Mesofavosites obliquus major SOKOLOV 1952

Mesofavosites sp. A

Favosites hisingeri hisingeri MILNE-EDWARDS & HAIME 1851

- Favosites favosus* (GOLDFUSS 1826)
Staphylopora? sp.
Striatopora peetzi DUBATOLOV 1956
Coenites? cf. *declivis* WEISSERMEL 1939
Syringopora schmidti TSCHERNYCHEV 1937?
Halysites catenularius (LINNAEUS 1767)
Halysites labyrinthicus (GOLDFUSS 1826)
Heliolites (*H.*) *daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE 1879
Heliolites (*H.*) *decipiens decipiens* (McCOY 1850)
Heliolites (*H.*) *porosus*? *maior* WEISSERMEL 1939?
Heliolites (*H.*) *porosus turcicus* WEISSERMEL 1939?
Heliolites (*H.*) *porosus multiporus* CERRI 1931
Heliolites (*H.*) cf. *relictus* STUMM 1954
Heliolites (*H.*) sp.
Propora conjerta MILNE-EDWARDS & HAIME 1851

Vermutlich würde eine systematische Aufsammlung in dem mehrere Zehner-km langen Silurstreifen südlich von Ozbak-Kuh diese Liste noch stark vermehren.

Für die zeitliche Einstufung der Fauna sind einige Genera bzw. Spezies von größerer Bedeutung. Bei den Tabulata sind hier vor allem die beiden Arten *Thecia swinderniana* (GOLDFUSS) und *Halysites catenularius* (LINNAEUS) zu nennen. Erstere tritt in England, nach der Literatur zu urteilen, erstmals in der Herefordshire-Fauna auf. D. HILL 1959: 154 vermutete in dieser höheres Llandoveryum. Auf der Insel Gotland dürfte diese Art nach den Angaben von H. HEDE 1960 erst in der Högkint-Gruppe, also im tieferen Wenlockium auftreten. Im baltischen Raum erscheint sie sogar erst im Ludlovium (Horizont von Paadla, B. S. SOKOLOV 1955 a: Taf. 16, Fig. 1—4), im Barrandium führt sie P. POČTA 1902: 279 aus dem „e 2“ der Dlouha Hora an. In Nordamerika liegt das erste Auftreten dieser Gattung im Wenlockium.

Halysites catenularius (LINNAEUS), welches zwar bereits aus dem höheren Ordoviciem gemeldet wird, übersteigt nach unseren heutigen Vorstellungen nicht die Silur/Devongrenze. Damit ist eine sichere zeitliche Obergrenze der Fauna gegeben.

Eine wichtige Gattung wäre *Coenites*, da dieses Genus erst mit dem Wenlockium erscheint, jedoch ist, wie gezeigt wurde, die Zuordnung der iranischen Form zu dieser Gattung etwas fraglich. Auch von den Rugosa sprechen einige Genera für ein mittelsilurisches Alter. Es sind dies: *Entelophyllum*, *Spongophyllum* und *Cystiphyllum* (*Holmophyllum*), die bisher aus Ablagerungen des Llandoveryums unbekannt zu sein scheinen, während *Cystiphyllum* (*Cystiphyllum*) ebenso wie *Tryplasma* bereits im höheren Llandoveryum bekannt ist.

Auffallend ist das Auftreten der Gattung *Striatopora* in einer sonst fast rein silurischen Fauna. Dasselbe gilt für das Genus *Staphylopora*, wenngleich die Zuordnung hier nicht völlig sicher ist (vgl. S. 312). Beides sind Gattungen, die bisher aus derart tiefen Horizonten unbekannt waren.

Während so zahlreiche Genera für ein mittelsilurisches Alter der Fauna sprechen, finden sich andererseits jedoch auch Formen, die eher auf eine Einstufung in das höhere Llandoveryum deuten würden, wie z. B. *Dinophyllum*,

eine Gattung, die im frühen Wenlockium auszusterben scheint, und die zahlreichen, artlich mit Formen aus dem baltischen Llandoveryum vergleichbaren Formen von *Palaeofavosites*.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Fauna von Ozbak-Kuh in die Nähe der Grenze Llandoveryum/Wenlockium gestellt werden muß, ohne daß jedoch vorläufig ohne Kenntnis der anderen Tiergruppen dieses Raumes eine genauere Einstufung gegeben werden könnte.

In diesen Zeitraum fällt weltweit die Hochblüte der Silurkorallen (vgl. D. HILL 1959). Es ist dabei die Feststellung von Interesse, daß die Fauna von Ozbak-Kuh starke Beziehungen zur englisch-gotländisch-baltischen Faunenprovinz dieser Zeit zeigt. Dies drückt sich nicht nur in den zahlreichen gemeinsamen Genera — fast 80% der in Ozbak-Kuh vorkommenden Gattungen finden sich auch im baltisch-gotländischen Raum —, sondern auch in einer Reihe von gemeinsamen Arten aus (z. B. *Cystiphyllum* (C.) *siluriense siluriense* LONSDALE, *Cystiphyllum* (H.) *holmi* WEDEKIND, *Thecia swindermiana* (GOLDFUSS), die Arten von *Palaeofavosites*, *Mesofavosites* und *Favosites*, *Halysites catenularius* (LINNAEUS), *Heliolites* (H.) *decipiens decipiens* (MCCOY) und *Propora conferta* (MILNE-EDWARDS & HAIME).

Daneben treten aber auch einige Formen auf, die eine Verbindung über Sibirien gegen den japanischen Raum hin andeuten, wie *Entelophyllum?* *obrutschevi* SOSHKINA, *Palaeofavosites paulus paulus* SOKOLOV, *Favosites favosus* (GOLDFUSS) und *Spongophyllum sugiyamai* YABE & EGUCHI. Auffallend ist auch das Auftreten von *Tryplasma lonsdalei* ETHERIDGE, *Heliolites daintreei* NICHOLSON & ETHERIDGE und *Propora conferta* MILNE-EDWARDS & HAIME, die auch im australischen Silur vorkommen. Leider sind die silurischen Korallenfaunen des Himalayaraumes kaum bekannt. Die wenigen Angaben (H. HAYDEN 1904: 26, W. H. HUDLESTON 1902: 10) lassen jedoch vermuten, daß die Verbindung gegen Osten auch dieses Gebiet berührt haben dürfte.⁵⁾

Summary

The coral-fauna of Ozbak-Kuh/NE-Iranian (faunal-list p. 323) ranges the Crinoid-Limestone of this region to the Silurian, boundary Llandoveryan/Wenlockian. The specimens and genera occurring there, appear also in the English-Baltic faunal province on the one hand, in Sibiria, Japan and Australia on the other hand.

Literatur

- BASSLER, R. S.: *Parafavosites* and similar tabulate corals. — J. Paleont., 18, 42—49, 29 Abb., 1944.
 BIRENHEIDE, R.: Entwicklungs- und umweltbedingte Veränderungen bei den Korallen aus dem Eifeler Devon. — Natur & Museum, 92, 87—94, 1962.
 BUEHLER, E. J.: The morphology and taxonomy of the Halysitidae. — Bull. Peabody Museum Nat. Hist., 8, 79 S., 3 Abb., 12 Taf., 1955.

⁵⁾ Nach Abschluß der Korrektur vorliegender Arbeit wurden mir noch die beiden Arbeiten von E. KLAAMANN: Estonian Earliest Favositids (Eesti NSV. Teaduste Akad. Toim, 10, S. 120—129, 3 Taf., 1961) und On the Tabulata Fauna in Juuru und Tarisalu Stages (Eesti NSV. Teaduste Akad. Toim, 8, S. 256—270, 4 Taf., 1959) bekannt, in denen eine Reihe neuer Arten und Unterarten der Gattungen *Palaeofavosites* und *Mesofavosites* beschrieben wurden, die in den beiden Tabellen vorliegender Untersuchung nicht mehr berücksichtigt werden konnten.

- BULVANKER, E. S.: Koralli rugosa silura Podoli. — Trudy VSEGEI, 46 S., 6 Taf., 1952.
- CERRI, L.: Gli *Heliolites* nel nucleo centrale Carnico. — Riv. Ital. Paleont. 37, 52—64, Taf. 6, 1931.
- CHAPMAN, F.: Palaeozoic fossils of Eastern Victoria. — Rec. geol. Surv. Victoria, 4, 175—194, Taf. 16—32, 1920.
- DUBATOLOV, V. N.: Tabulati i geliolitidi severo-vostoschnogo prisalairja. — Eschednik vsesojusnogo paleont. obschestva, 15, 83—122, Taf. 1—5, 1956. (non vid.)
- DUBATOLOV, V. N.: Tabulati, geliolitidi i chetetidi silura i devona Kuznetskogo basseina. — Trudy VNIGRI, 139, 472 S., 88 Taf., 1959.
- DUN, W. S.: Descriptions of Heliolitidae from the Upper Silurian of Yass, N. S. W. — Austr. Mus. Rec., 15, 1927.
- DYBOWSKI, W.: Monographie der Zoantharia sclerodermata rugosa aus der Silurformation Estlands, Nord-Livlands und der Insel Gotland, nebst einer Synopsis aller palaeozoischen Gattungen dieser Abteilung und einer Synonymik der dazugehörigen, bereits bekannten Arten. — Archiv. Naturk. Liv-, Ehst- & Kurlands (1), 5, 257—531, Taf. 1—5, 1873.
- EDWARDS, H. M. & HAIME, J.: Monographie des Polypiers fossiles des Terrains palaeozoiques. — Arch. Mus. Hist. Nat. Paris, 5, 502 S., 20 Taf., 1851.
- EDWARDS, H. M. & HAIME, J.: A Monograph of the British fossil corals. Part V. Corals from the Silurian formation. — Monogr. Palaeont. Soc. London, 245—299, Taf. 57—72, 1855.
- ENGEL, G. & SCHOUPPE, A. v.: Morphogenetisch-taxionomische Studie zu der devonischen Korallengruppe *Stringophyllum*, *Neospongophyllum* und *Grypophyllum*. — Paläont. Z., 32, 67—114, 16 Abb., Taf. 8, 9, 1958.
- ETHERIDGE, R.: On the occurrence of the genus *Tryplasma* LONSDALE (*Pholidophyllum* LINDSTRÖM) and another coral apparently referable to *Diphyphyllum* LONSDALE, in the Upper Silurian and Devonian rocks, respectively, of N. S. W. — Rec. geol. Surv. N. S. W., 2, 15—21, Taf. 1, 1890.
- ETHERIDGE, R.: Descriptions of new or little-known Victorian Palaeozoic and Mesozoic fossils, no. 1. — Prog. Rept. geol. Surv. Victoria, 11, 30—36, 1899.
- ETHERIDGE, R.: A Monograph of the Silurian and Devonian corals of New South Wales. Part II. The Genus *Tryplasma*. — Mem. geol. Surv. N. S. W., Palaeont., 13, 102 S., 28 Taf., 1907.
- FLÜGEL, E. & H.: Stromatoporen und Korallen aus dem Mittel-Devon von Feke (Anti-Taurus). — Senckenbergiana Lethaea, 42, 377—409, Taf. 1—4, 1961.
- FLÜGEL, H.: Neue Korallenfaunen aus dem Unterludlow von Graz. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 86, 32—57, Taf. 3, 4, 1956 (1956 a).
- FLÜGEL, H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. — Mitt. Mus. Bergb., Geol. & Techn. Graz, 17, 55—102, Taf. 1—4, 1956 (1956 b).
- FLÜGEL, H. & RUTTNER, A.: Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen an Korallenfaunen aus dem Paläozoikum von Ozbak-Kuh (NE-Iran). — Verh. geol. Bundesanst. Wien, 146—150, 1962.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis und Mineralogie einiger ostpersischer Blei- und Zinklagerstätten. — N. Jb. Mineral., Abh., 94, 430—468, 4 Beil., Taf. 53—63, 1960.
- GOLDFUSS, G. A.: Petrefacta Germaniae. — 252 S., 71 Taf., Düsseldorf 1826.
- HAMADA, T.: On the septal projection of the Halysitidae. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 10, 383—391, Taf. 6, 1957 (1957 a).
- HAMADA, T.: On the Classification of the Halysitidae I, II. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 10, 393—430, 1957 (1957 b).
- HAMADA, T.: Japanese Halysitidae. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 11, 91—114, Taf. 6—11, 1958.
- HAMADA, T.: Corallum growth of the Halysitidae. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 11, 273—289, Taf. 12—15, 1959.
- HAYDEN, H. H.: The geology of Spiti, with parts of Bashahr and Rupshu. — Mem. Geol. Surv. India, 36, 129 S., 18 Taf., 1904.
- HEDE, J. E.: The Silurian of Gotland. — Guide to Exc. Nos A. 22 and C 17 Intern. Geol. Congr. 21. Session, 44—87, 1960.
- HILL, D.: The British Silurian Rugose corals with acanthine septa. — Phil. Trans. Royal Soc. London (B), 226, 189—217, Taf. 29, 30, 1936.
- HILL, D.: The Silurian Rugosa of the Yass-Bowning district, N. S. W. — Proc. Linnæan Soc. N. S. W., 65, 388—420, Taf. 11—13, 1940.

HILL, D.: Coral faunas from the Silurian of New South Wales and the Devonian of Western Australia. — Bureau Mineral Res., Geol. & Geophys. Bull. 23, 51 S., 4 Taf., 1954.

HILL, D.: Rugosa. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F. Coelenterata, F. 233—F. 324, 1956.

HILL, D.: Distribution and sequence of Silurian coral Faunas. — J. Proc. Royal Soc. N. S. W., 92, 151—173, 1959.

HUDLESTON, W. H.: Fossils from the Hindu-Khoosh, Part II. Palaeontology. — Geol. Mag., 9, 7—16, Taf. 2, 3, 1902.

JONES, O. A.: The controlling effect of environment upon the Corallum in *Favosites*; with a revision of some massive species on this Basis. — Ann. Mag. Nat. Hist., 17 (10) 1—24, Taf. 1—3, 1936.

JONES, O. A. & HILL, D.: The Heliolitidae of Australia, with a discussion of the Morphology and systematic Position of the Family. — Proc. Royal Soc. Queensland, 51, 183—215, Taf. 6—11, 1940.

KLAAMANN, E.: The Wenlockian Tabulata and Heliolitida of Estonia. — Trudy inst. Geol. Akad. Nauk ESSR, 6, 69—112, 13 Taf., 1961 (Russ. m. engl. Zusammenf.).

KLAAMANN, E.: Upper Silurian Tabulata of Estonia. — Trudy inst. Geol. Akad. Nauk ESSR, 9, 25—74, 16 Taf., 1962 (Russ. m. engl. Zusammenf.).

LAFUSTE, J. G.: Note on the Structure and Microstructure of *Thecia swinderniana* (GOLDF.). — Geol. Mag., 95, 409—414, Taf. 10, 1958.

LANG, W. D. & SMITH, ST.: A critical revision of the Rugose corals described by W. LONSDALE in MURCHISON „Silurian System“. — Q. J. Geol. Soc., 83, 448—491, Taf. 34 bis 37, 1927.

LANG, W. D., SMITH, ST. & THOMAS, H. D.: Index of palaeozoic coral genera. — 231 S., London 1940.

LE MAITRE, D.: Le genre *Staphylopora* n. g. Caracteres et gisements de *Staphylopora chaetiformis* LE MAITRE. — C. R. Acad. Sci., 243, 1654—1656, 1956.

LE MAITRE, D.: Le genre *Thecia* dans le Devonien africain. — C. R. Soc. geol. France, 85, 1957.

LINDSTRÖM, G.: Silurische Korallen aus Nord-Russland und Sibirien. — Bihang Till K. Svensk vet. Akad. Handl., 6 (18), 1—23, 1 Taf., 1882.

LINDSTRÖM, G.: Beschreibung einiger obersilurischer Korallen aus der Insel Gotland. — Bihang Till K. Svensk vet. Akad. Handl., 21 (4) 50 S., 8 Taf., 1896.

LINDSTRÖM, G.: Remarks on the Heliolitidae. — Kongl. Svensk, Vet. Akad. Handl., 32, 140 S., 12 Taf., 1899.

LONSDALE, W.: Corals. — In: MURCHISON, R. I., The Silurian System., 675—694, Taf. 15, 15 bis, 16, 16 bis, 1839.

MCCOY, F.: On some new genera and species of Silurian Radiata in the Collection of the University of Cambridge. — Ann. Mag. Nat. Hist., (2), 6, 270—290, 1850.

MA, TING YING: A reinvestigation of climate and the relative positions of continents during the Silurian. — Res. past Climate & Continental drift, 10, 92 S., 56 Taf., 1956.

MINATO, M.: Ontogenetic study of some Silurian corals of Gotland. — Acta Univ. Stockh., 8, 37—100, 31 Abb., 22 Taf., 1961.

NICHOLSON, A. & ETHERIDGE, R.: Descriptions of Palaeozoic corals from North Queensland. — Ann. Mag. Nat. Hist., (5), 4, 216—226, 265—285, 1879.

NIKOLAIEVA, T. V.: In: Novi vidi drevnich rastenii i bespozvonoschnich SSSR. — VSEGEI, 232—234, Taf. 48, 49, 1960.

d'ORBIGNY, A.: Prodrome de Paleontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnes. — 394 S., Paris 1850.

PERTZ, H. V.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna aus den devonischen Schichten am Rande des Steinkohlenbeckens von Kusnetz. — Trav. Sect. Geol. Cabinet de sa Majestet, 4, 393 S., 6 Taf., 1901.

POČTA, P.: Anthozoaires et Alcyonaires in BARRANDE, J., Systeme Silurien du centre de la Boheme, 8, 347 S., Taf. 20—118, 1902.

POULSEN, CHR.: The Silurian faunas of North Greenland. II. The Fauna of the Ofley island formation. Part I. Coelenterata. — Medd. Grønland, 72, 1—28, 6 Taf., 1941.

FRANTL, F.: Some Silurian Rugose Corals from Bohemia. — Acad. Tscheques Sci., Bull. Intern., 40, 102—111, Taf. 1, 1940.

FRANTL, F.: Eine Revision der *Cystiphyllum*-Arten aus dem böhmischen Silur. — Mitt. Tschech. Akad. Wiss., 1—16, Taf. 1, 1941.

PRANTL, F.: The Genera *Endophyllum* EDWARDS & HAIME and *Spongophyllum* EDWARDS & HAIME in the Silurian and Devonian of Bohemia. — Sborn. geol. Surv. ČSR., 18, 221—240, Taf. 25, 26, 1951.

QUENSTEDT, F. A.: Petrefactenkunde Deutschlands. VI. Die Röhren- und Sternkorallen. — 1094 S., 184 Taf., Leipzig 1881.

ROEMER, F.: Die silurische Fauna des westlichen Tennessee. — 98 S., 5 Taf., Breslau 1860.

RUTTNER, A.: Bericht über geologische Aufnahmen in Nordost-Persien 1959/1960. — Verh. geol. Bundesanst., A. 97—A. 100, Wien 1961.

SCHIEFFEN, W.: Die Zoantharia Rugosa des Silurs auf Ringerike im Oslogebiet. — Norsk. Vid. — Akad. Oslo, 1, (5), 64 S., 11 Taf., 1932.

SCHINDEWOLF, O. H., Würmer und Korallen als Synöken. Zur Kenntnis der Systeme *Aspidosiphon*/*Heteropsammia* und *Hicetes*/*Pleurodictyum*. — Abh. Akad. Wiss. & Literatur, 263—328, 14 Taf., Mainz 1958.

SCHOUPPE, A.: Kritische Betrachtungen zu den Rugosen-Genera des Formenkreises *Tryplasma* LONSD. — *Polyorophe* LINDSTR. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. I, 159, 75—85, Wien 1950.

SCHOUPPE, A.: Kritische Betrachtungen und Revision des Genusbegriffes *Entelophyllum* WDKD. nebst einigen Bemerkungen zu WEDEKINDS „*Kyphophyllidae*“ und „*Kodonophyllidae*“. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., I, 160, 243—256, Taf. 1, 2, Wien 1951.

SCHOUPPE, A.: Korallen und Stromatoporen aus dem ef der Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. & Paläont., Abh., 99, 379—450, Taf. 25—27, 1954 (1954 a).

SCHOUPPE, A.: Revision der Tabulaten aus dem Palaeozoikum von Graz. Die Favositiden. — Mitt. Mus. Bergb., Geol. & Techn., 12, 40 S., 2 Taf., Graz 1954 (1954 b).

SCHOUPPE, A. v. & STACUL, P.: Die Fossula der Pterocorallia, ihre morphogenetische und taxonomische Bedeutung. — N. Jb. Geol. & Paläont., Abh., 108, 21—46, Taf. 4, 1959.

SCHOUPPE, A. v. & STACUL, P.: Das Stereoplasma der Pterocorallia, seine Genese und Struktur. — N. Jb. Geol. & Paläont., Abh., 114, 24—57, Taf. 1, 1962.

SMITH, ST.: Some Valentinian Corals from Shropshire and Montgomeryshire, with a Note on a new Stromatoporoid. — Q. J. Geol. Soc., 86, 291—330, Taf. 26—29, 1930.

SMITH, ST. & TREMBERTH, T.: On the Silurian corals *Madreporites articulatus* WAHLENBERG, and *Madrepora truncata* LINNAEUS. — Ann. Mag. Nat.-Hist. 3, (10), 361—376, Taf. 7, 8, 1929.

SOKOLOV, B. S.: Tabulata i Heliolitida silura SSSR. Atlas rukowodjaschich form iskopaemich faun SSSR, II. Silur. — Moskau 1949 (non vid.).

SOKOLOV, B. S.: Silurisskie koralli zapada Sibirskoi platformi. — Vopresi paleont., 1, 1950 (non vid.).

SOKOLOV, B. S.: Tabulati paleozoja evropeiskoi schasti SSSR. Schast I. Ordovik zapodnogo urala i pribaltiki. — Trudy VNIGRI, N. S., 48, 132 S., 18 Taf., 1951 (1951 a).

SOKOLOV, B. S.: Tabulati paleozoja evropeiskoi schasti SSSR. Schast II. Silur pribaltiki (Favositidi Llandoverskogo jarusa). — Trudy VNIGRI, N. S., 52, 124 S., 37 Taf., 1951 (1951 b).

SOKOLOV, B. S.: Tabulati paleozoja evropeiskoi schasti SSSR, Schast III. — Silur pribaltiki (Favositidi Wenlockskego i Ludlovskogo jarusov). — Trudy VNIGRI, N. S., 58, 85 S., 22 Taf., 1952.

SOKOLOV, B. S.: Tabuljati paleozoja evropeiskoi schasti SSSR. — Trudy VNIGRI, N. S., 85, 528 S., 90 Taf., 1955 (1955 a).

SOKOLOV, B. S.: Podklass Tabulata. — In: Polevoi Atlas ordovikskoi i Siluriiskoi fauni Sibirskoi platformi. — VSEGEI, 25—35, Taf. 9, 22, 32—34, 50—52, 1955 (1955 b).

SOSHKINA, E. D.: Corals of the Upper Silurian and Lower Devonian of the eastern and western slopes of the Urals. — Akad. Sci. SSSR, Inst., Sci. Min., Trac. Inst. Paleont., 6, 153 S., 21 Taf., 1937.

SOSHKINA, E. D.: Otrjad Tetracoralla. — In: IVANOVA, E. A., E. D. SOSHKINA, G. G. ASTROVA i V. A. IVANOVA: Fauna ordovika i gotlandija nischnego tschenija R. podkamennoi Tunguski ee ekologija i stratigrafischeskoe znaschenia. — Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR, 56, 121—128, Taf. 7—13, 1955.

STRUSZ, D. L.: Lower Palaeozoic corals from New South Wales. — Palaeontology, 4, 334—361, Taf. 42—45, 1961.

STUMM, E. C.: A Devonian species of *Heliolites* from Nevada. — Contr. Mus. Paleont., Michigan, 11, 223—228, Taf. 1, 1954.

- STUMM, E. C.: The Type species of the Paleozoic tabulate Coral genera *Cladopora* and *Coenites*. — Contr. Mus. Paleont. Michigan, 15, 133—138, Taf. 1, 1960.
- SUITOVA, V. A.: Koralli semeistva Kyphophyllidae iz verchnego Silura Urala. — Akad. Nauk SSSR, Trudy Paleont. Inst., 40, 127—158, Taf. 1—6, 1952.
- SWARTZ, C. K.: Systematic Paleontology of the Lower Devonian deposits of Maryland. — Coelenterata. — Maryland Geol. Surv., 195—227, 1913.
- TEICHERT, C.: Ordovician and Silurian Faunas from Arctic Canada. — Rep. 5 Thule Exp. 1921—1924, 1, 1937.
- THOMAS, H. D. & ST. SMITH: The Coral Genus *Halysites* FISCHER VON WALDHEIM. — Ann. Mag. Nat. Hist. (12), 7, 765—774, Taf. 20—22, 1954.
- TRIPP, K.: Die Favositen Gotlands. — Palaeontographica, 79 A., 75—142, Taf. 7—16, 1933.
- TSCHERNYCHEV, B. B.: Paleontologija sovetsskoi Arktiki, 1. — Trudy Vsesojuznii Arkt. Inst., 91, 67—134, 12 Taf., 1937.
- TSCHERNYCHEV, B. B.: Paleontologija sovetsskoi Arktiki. — Trudy Vsesojuznii Arkt. Inst., 101, 109—145, 7 Taf., 1938.
- TSCHERNYCHEV, B. B.: Silurijskie i devonskie Tabulata i Heliolitida okrain Kuznetskogo uglenosnogo basseina. — Gosgeolizdat 1951. (non vid.)
- TSCHUDINOVA, I. I.: Devonskie Tamnoporidi juschnoi sibiri. — Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR, 73, 146 S., 34 Taf., 1959.
- WANG, H. C.: A Revision of the Zoantharia Rugosa in the Light of their minute skeletal structures. — Phil. Trans. Royal Soc. London, (B), 234, 175—246, Taf. 4—9, 1950.
- WEDEKIND, R.: Die Zoantharia Rugosa von Gotland (Bes. Nordgotland). — Sver. Geol. Unders., Avh. (C), 19, 95 S., 30 Taf., 1927.
- WEISSERMEL, W.: Die Korallen der Silurgeschiebe Ostpreußens und östlichen Westpreußens. — Z. deutsch. geol. Ges., 46, 580—674, Taf. 47—53, 1894.
- WEISSERMEL, W.: Obersilurische und devonische Korallen, Stromatoporiden und Trepstome von der Prinzeninsel Antirovitha und aus Bithynien. — Abh. Preuß. geol. Landesanst., N. F., 190, 132 S., 15 Taf., 1939.
- YABE, H. & EGUCHI, M.: *Spongophyllum* from the Middle Gotlandian Limestone of Erhtaokou near Kiturin, Mansyu. — Proc. Imperial Akad. Japan, 21, 431—434, 1951.
- YÜ, CHANG-MING: Some silurian corals from the Chiuchüan basin, Western Kansu. — Acta Paleont. Sinica, 4, 610—620, 2 Taf., 1956.

Nachtrag:

- DUBATOLOV, V. N.: Tabulati i geliolitidi silurijskich i devonskich otloschenii Rudnogo Altaja. — Akad. Nauk SSSR, sibirskoe otlelenie inst. geol. i. geof., 109 S., 29 Taf., 1962.

Tafel 20

	Seite
Fig. 1: <i>Cystiphyllum (Holmophyllum)</i> sp. A (3×; P 60/22/11)	299
Fig. 2: <i>Cystiphyllum (Holmophyllum)</i> sp. B (3×; P 60/70/2)	299
Fig. 3: <i>Cystiphyllum (Holmophyllum)</i> sp. B (3×; P 60/70/2)	299
Fig. 4: <i>Cystiphyllum (?) paucicystosum</i> n. sp. (3×; P 60/93 a/3)	301
Fig. 5: <i>Cystiphyllum (?) paucicystosum</i> n. sp. (3×; P 60/22/14)	301
Fig. 6: <i>Cystiphyllum (Holmophyllum)</i> sp. A (2·3×; P 60/22/11)	299

Tafel 21

Fig. 1: <i>Palaeofavosites paulus paulus</i> SOKOLOV (3×; P 60/225/1)	306
Fig. 2: <i>Palaeofavosites forbesiformis forbesiformis</i> SOKOLOV (3×; P 60/321/3)	307
Fig. 3: <i>Palaeofavosites forbesiformis porosa</i> SOKOLOV ? (P 60/57/2)	308
Fig. 4: <i>Mesofavosites obliquus major</i> SOKOLOV (3×; P 60/232/2)	308
Fig. 5: <i>Mesofavosites obliquus major</i> SOKOLOV (3×; P 60/232/2)	308
Fig. 6: <i>Mesofavosites</i> n. sp. A (3×; P 60/228/3)	309
Fig. 7: <i>Mesofavosites</i> n. sp. A (3×; P 60/228/2)	309
Fig. 8: <i>Favosites hisingeri hisingeri</i> M. EDWARDS & HAIME (3×; P 60/22/5)	310

Tafel 22

Fig. 1: <i>Staphylopora ?</i> sp. (3×; P 60/232/1)	312
Fig. 2: <i>Staphylopora ?</i> sp. (4·7×; P 60/232/1)	312
Fig. 3: <i>Thecia swindermiana</i> (GOLDF.) (3×; P 60/58 a/1)	313
Fig. 4: <i>Halysites catenularius</i> (LINN.) (2·75×; P 60/57/1)	316
Fig. 5: <i>Halysites labyrinthicus</i> (GOLDF.) (3×; P 60/57/3)	317
Fig. 6: <i>Spongophyllum sugiyamai</i> YABE & EGUCHI (4·7×; P 60/228/4)	292
Fig. 7: <i>Spongophyllum sugiyamai</i> YABE & EGUCHI (4·7×; P 60/228/4)	292

Tafel 23

Fig. 1: <i>Heliolites (Heliolites) daintreei</i> NICH. & ETH. (3×; P 60/22/7)	317
Fig. 2: <i>Heliolites (Heliolites) decipiens decipiens</i> (McCOY) (3×; P 60/22/4)	318
Fig. 3: <i>Heliolites (Heliolites) porosus ? maior</i> WEISSERMEL (3×; P 60/22/15)	319
Fig. 4: <i>Heliolites (Heliolites) cf. relictus</i> STUMM (3×; P 60/232/3)	321
Fig. 5: <i>Heliolites (Heliolites) porosus turcicus</i> WEISSERMEL (3×; P 60/93 a/1)	320
Fig. 6: <i>Heliolites (Heliolites) porosus multiporus</i> CERRI (3×; P 60/45/1)	320

