

# Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden

Von K. V. Petković, Beograd <sup>1)</sup>)

mit 2 Tafeln (I, II) und 2 Abbildungen

Vortrag, gehalten in der Geologischen Gesellschaft in Wien, am 1. März 1957

## Inhalt

1. Geschichte der Fragestellungen .....	1
2. Tektonische Einheiten .....	3
3. Rhodopemasse .....	4
4. Übergangszonen .....	6
5. Vardar-Zone .....	5
6. Alpin-Dinarische Grenze .....	11
7. Transgressionen und Orogenese .....	11
8. Orogenese und Vulkanismus .....	14
9. Für und wider den Deckenbau .....	16
10. Pelagonisches Massiv .....	17
11. Bilateraler Bau .....	18
12. Großgliederung .....	18

Die Tektonik der Dinariden enthält einige der interessantesten Probleme, für die gerade in Wien immer starkes Interesse bestand. Wenn ich einige derselben in ihrem gegenwärtigen Stande darlege, so ist es das Resultat von über hundert Jahren geologischer Arbeit, an der neben den jugoslawischen Geologen Österreicher und besonders Vertreter der bei uns immer hochgeschätzten Wiener Schule den größten Anteil hatten.

## 1. Geschichte der Fragestellungen

Die ersten Angaben über die Tektonik der Dinariden und anderer Teile der Balkanhalbinsel finden wir bekanntlich in den Arbeiten von A. Boué (1836—1840) und einiges auch bei A. Viquesnel (1842—1843).

J. Cvijic teilte schon 1901 in den „Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften“ die Ergebnisse seiner Forschungen unter dem Titel „Tektonische Vorgänge in der Rhodopemasse“ mit, und 1903 gab er beim XI. Internationalen geologischen Kongreß eine Interpretation des tektonischen Baues der ganzen Balkanhalbinsel unter dem Titel „Die Tektonik der Balkanhalbinsel“ heraus.

Schon 1907 äußerte C. Schmidt die Meinung, daß in den Dinariden große horizontale Bewegungen im Sinne von Überschiebungen erfolgten. Später deuteten viele Forscher den tektonischen Bau der Dinariden auf Grund der modernen alpinen Geologie und der Deckenstrukturen.

<sup>1)</sup> Adresse des Verfassers: Academie Serbe des Sciences, Institut de Geologie, Beograd, Brankova 15.

1905 bis 1932 lieferte Baron von Nopcsa mehrere Beiträge und monographische Schriften, hauptsächlich über Albanien und den südlichen Teil der jugoslawischen Dinariden. Er trennte mehrere Decken vom autochthonen Terrain ab und gab damit neue Anregungen, auch für den jugoslawischen Teil der Dinariden. Bis 1924 publizierte J. Cvijić eine große Zahl weiterer Arbeiten über die Tektonik der Dinariden und hob darin bereits die Rolle der Rhodopemasse als eines alten, konsolidierten Kerns der Balkanhalbinsel hervor. Von 1916 bis 1926 hob J. Bourcart in einigen Arbeiten über das albanische Gebiet und über den südlichen Teil Dalmatiens die Entstehung von Überschiebungen weiten Ausmaßes in der äußeren Zone der Dinariden im Sinne Nopcsas wieder hervor. In derselben Zeit erschienen auch die Arbeiten von O. Ampferer, C. Doelter, O. Erdmannsdorfer, F. Goebel, K. Gripp, W. Hammer, V. Hilber, N. Krebs, K. Leuchs, Loczy sen. und jun., K. Oestreich, K. Osswald, C. Renz, A. Wurm und vielen anderen, die zum Teil bei den betreffenden Problemen besprochen werden.

1923 und 1932 bis 1951 entwickelte L. Kober seine Gesichtspunkte über den strukturellen Bau der Dinariden im Sinne seiner alpinen Auffassungen weiter, behielt aber hauptsächlich dieselben tektonischen Einheiten mit Einführung neuer Termina bei. Fragen des alpin-dinarischen Grenzbereiches behandelten H. P. Cornelius, F. Heritsch, F. Koch, O. Kühn, R. Schwinner und A. Winkler-Hermaden.

M. T. Luković und K. Petković stellten 1934 das tektonische Fenster in der Hochkarst-Decke im nördlichen Teil des Skutarisees (das Gebiet von Crmnica) fest. 1935 bewies K. Petković das Bestehen des Deckenbaues an der Küste bei Dubrovnik und die Schuppenstruktur im autochthonen Gebiet des südlichen adriatischen Küstenlandes.

Eine Gruppe jüngerer holländischer Geologen behandelten in ihren Dissertationen von 1941 bis 1942 den schon bewiesenen Schuppenbau im autochthonen Gebiet der Gegend von Dubrovnik und der nördlich der Neretva liegenden Gebiete.

A. Pilger verband 1939 bis 1941 in mehreren Arbeiten Paläogeographie, Fazies, Magmatismus und tektonische Vorgänge zur Abgrenzung der Decken im mittleren Teile der Dinariden. 1941 sprach W. Quitzow mehr auf Grund der Literatur als auf Grund eigener Forschungen von großen Überschiebungen in den südlichen Dinariden Jugoslawiens und Nordalbanians, indem er hauptsächlich die Voraussetzungen von Nopcsa übernahm.

In den inneren Dinariden führte F. Kossmat schon 1924 den Begriff der Vardar-Zone ein. Schon vorher hatte J. Cvijić eine Übergangszone angenommen, mit besonderer Ausscheidung einer nördlichen Übergangszone, in die er die Šumadija-Gebirge einreichte und in Verbindung mit den Ostalpen brachte. Doch wurde auch die Meinung vertreten, daß die Übergangszone als Teil der Alpen (V. Laskarew, V. Petković) oder auch der Dinariden (K. Petković, Z. Bešić) aufzufassen sei. 1931 behauptete M. T. Luković, daß es keine scharfe Grenze zwischen der Vardar-Zone Kossmats und der oberen dinarischen Zone gebe.

Bezüglich der kristallinen Kerne kam schon früher die Meinung auf, daß die alte Rhodopemasse mit kristallinen Kernen der Ostalpen ver-

bunden sei (Suess u. a.). Doch wurde auch die Meinung vertreten, daß ein Teil der Rhodopemasse im Süden der Balkanhalbinsel in dinarischer Richtung bewegt wurde. Prof. L. Kober hat dagegen 1951 die Meinung geäußert, daß dieselben kristallinen Teile eine in nordöstlicher Richtung bewegte Decke bilden, die er Moraviden nannte und in seine Balkaniden einreihete.

Eine besondere Verwicklung in die Deutung der inneren Dinariden brachten die Peridotit-Serpentin-Intrusionen, nicht nur ihrer tektonischen Lage wegen, sondern auch bezüglich des Zeitpunktes ihrer Konsolidation. Einige halten sie für paläozoisch, andere wiederum für mesozoisch und stellen sie in den Jura oder sogar in die Oberkreide. In letzter Zeit wurde auch tertiäres Alter angenommen. 1918 hat W. Hammer die Meinung geäußert, daß sich im Serpentin der Dinariden zwei Gruppen altersmäßig unterscheiden lassen. Diesbezüglich glaube ich, daß die Arbeiten von G. Hiessleitner (1931—1952) die frühere Annahme eines paläozoischen Alters genügend bekräftigen. Auf die letzte Arbeit von W. Medwenitsch „Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden“ wie auf die Arbeiten von F. Schumacher 1950 und von A. Cissarz 1956 werde ich später zu sprechen kommen. Daß eine ganze Reihe von Arbeiten hauptsächlich regionalgeologischen Inhalts auch wichtige tektonische Angaben brachten, ist selbstverständlich.

In letzter Zeit wurde von einigen jugoslawischen Aufnahmsgeologen die Meinung vertreten, daß die Dinariden hauptsächlich aus überkippten Falten und Schuppen verschiedener Größen bestünden, die an Brüche mit sehr steilen Neigungswinkeln grenzen, daß in den Dinariden also eine disjunktive Tektonik dominiere, während Deckentektonik nicht nachzuweisen sei (Z. Bešić, B. Milovanović, B. Cirić u. a.).

Aus allen diesen Auffassungen kristallisieren sich zwei Grundfragen heraus: 1. Ob der Bau der jugoslawischen Dinariden weiter im Sinne der alpinen Tektonik behandelt werden muß, ob hier Überschiebungen dominieren oder vielmehr Radial-Tektonik mit kleinen horizontalen Bewegungen und Schuppungen. 2. Wie die serpentinierten Peridotite darin aufzufassen sind, sowohl bezüglich der Zeit ihrer Konsolidation, wie bezüglich der Rolle, die sie in der weiteren tektonischen Entwicklung der Dinariden spielten.

Zuerst müssen wir aber wohl die Frage klären, was die Dinariden eigentlich darstellen und wie sie zu begrenzen sind.

## 2. Tektonische Einheiten

Im Gebiete der Republik Jugoslawien sind zwei klar getrennte tektonische Elemente mit spezifischen Eigenschaften zu unterscheiden:

I. Der alte Kristallkern, der in der herzynischen und in der vorangegangenen Orogenese konsolidiert wurde, der sich durch germanotype Tektonik und hohe Kristallinität, die lithologische Beschaffenheit der tektonisch beeinflussten und unbeeinflussten Plutonite unterscheidet.

II. Die jüngeren Kettengebirge, die hauptsächlich in der savischen Phase der alpinen Orogenese mit allen Kennzeichen der Decken- und Schuppenstruktur des alpinen Typus gebildet wurden.

### 3. Rhodopemasse

Die erste tektonische Einheit, zu der neben dem Rhodopegebirge auch der gesunkene Kern der pannonischen Masse gehört, ist unter dem Namen „Die alte Ostinsel“ oder „Rhodopemasse“ bekannt. Sie liegt im mittleren Teil der Balkanhalbinsel und breitet sich gegen Süden aus, mit allmählicher Verengung gegen Norden und endet mit kristallinen Ausbissen auf dem Berge Crni Vrh bei Kragujevac und Inselchen aus kristallinen Gesteinen etwas nördlicher, die aus den tertiären Sedimenten zwischen Crni Vrh und Azanja hervorragen.

Hier sinkt der kristalline Kern unter die Tertiärdecke und erscheint wieder an der Donau bei Ram, in Gestalt einer isolierten Insel. Weiter gegen Norden ist er durch die kristallinen Massen der Berge von Vrsacke Kule dargestellt (siehe Tafel I).

Auf diesem ganzen Raum sind die kristallinen Gesteine des alten Kerns der Rhodopemasse durch Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Phyllite, Amphibolitschiefer und andere vertreten, die überall dieselben genetischen Eigenschaften aufweisen.

Die Zentralteile bestehen aus Gesteinen der höchsten Kristallinität, während die östlichen und die westlichen Zonen des alten Kristallinkerns zusammen mit den alten Intrusionen, allgemein gesehen, von Schiefnern niedriger Kristallinität, meistens von Phylliten, seltener von Tonschiefern gebaut sind.

In den Zentralteilen, die den ältesten Kristallinkern darstellen, kommen Intrusionen in Form von Stöcken und Lakkolithen vor. Außerdem treten Peridotite und Gabbros auf, die durch spätere Tektoorogenese überarbeitet sind. Sie haben verschiedenes Alter, sind aber immer paläozoisch und präpaläozoisch (insofern es sich nicht um Monzonit-Granit handelt). Die Richtung der Erstreckung dieses ältesten Teiles ist fast Nord—Süd.

Es würde uns zu weit führen, wollten wir auf die Beziehungen der magmatischen Bewegungen zur Zeit ihrer Entstehung und ihrer Verbindung mit einzelnen kaledonischen und herzynischen orogenen Phasen eingehen (K. Petković — 1954, M. Dimitrijević — 1957).

Die Schieferungs- und Cleavage-Flächen fallen in zwei Richtungen, gegen Osten und gegen Westen. Enge Zonen dieser Gesteine findet man selbst in den gepreßten Synklinalen oder in schuppigen Überkippungen, wo sehr selten auch mesozoische Kalke in Form von Klippen auftreten (Braljina). Nach dieser regelmäßigen Anordnung der Massen, nach dem lithologischen Bestand und nach der generellen Anordnung des Fallens in zwei Richtungen, ist die Rhodopemasse ein großes Antiklinorium. Ihre Achse hebt sich gegen Süden (Osogovo, Belasica) und sinkt allmählich gegen Norden wellenartig vom Juhor bis zum Vršac-Gebirge.

Es ist natürlich, daß dieses Antiklinorium nach der Konsolidation während der Zeit der herzynischen Orogenese besonders in den jüngeren Phasen der alpinen Orogenese, durch disjunktive Tektonik in kleinere und größere Blöcke zerstückelt wurde. Diese stellen heute Horste und Gräben dar, die durch exogene Faktoren überarbeitet sind. So zeigt heute der ganze Raum des alten Antiklinoriums germanotype Tektonik.

Der primäre geosynklinale Raum, in dem später das Antiklinorium der Rhodope gebildet wurde, lag in der Mitte der Balkanhalbinsel und



wurde nach seiner Konsolidierung, d. h. nach der Bildung des Kristallinkernes der Rhodope, mit der tiefen Wurzel in zwei Teile zerrissen.

An seiner westlichen Seite entstand schon in der herzynischen Orogenese eine Dislokation erster Ordnung, längs deren ultrabasische Magmatite, wie auch saure Vertreter eindrangen. Ich habe das schon 1954 für das Gebiet von Jastrebac mitgeteilt; nach M. Dimitrijevič 1957, ist auch das am westlichen Rand der Rhodopen liegende Granitmassiv von Bujanovac synorogen den herzynischen Injektionen von Jastrebac und anderen im Rhodoperumpf, in dem auch nachträgliche Injektionen stattfanden. Dieser Raum stellt einen sehr labilen Teil am Rand des alten Antiklinoriums dar.

Für die tektonische Gliederung hat diese alte Kristallinmasse als Kern der Balkanhalbinsel eine besondere Bedeutung.

Sie liegt darin, daß alles, was östlich von diesem alten Kristallinkern liegt, zum Karpato-Balkan mit Bewegungen der Massen und Überkippungen der Falten gegen Nordosten gehört, während alles, was westlich liegt, zu den Dinariden mit Bewegung der Massen in südwestlicher und südlicher Richtung und mit Überkippung der Falten gegen Südwesten gehört.

Eine ähnliche Rolle hat die pannonische Masse im nördlichen Teil unseres Territoriums, nördlich von jener ausgeprägten tektonischen Linie erster Ordnung, die von Westen, von den nördlichen Gehängen der Zagrebačka Gora, über die nördlichen Gehänge des Papuk, der Fruška Gora fast bis zum Vrsac-Gebirge im Osten läuft. Sie stellt eine Depression dar, deren Grund aus denselben kristallinen Vertretern wie der Grund der Rhodopemasse aufgebaut ist.

Als typische Zwischengebirge im Sinne von L. Kober haben die Kristallinkerne auf die Entwicklung der Stämme bzw. der Ketten des alpinen Orogens und ihre Abbiegung, mit Spaltung in die Alpen, die Karpaten und den Balkan auf einer Seite, und in die Dinariden auf der anderen Seite gewirkt. Diese Anordnung entspricht durchaus den Deutungen von Fourmarier, Bondarčuk und Kober.

Die gesunkene pannonische Kristallinmasse wurde tektonisch vor und während der herzynischen Orogenese konsolidiert. Später wurde sie durch disjunktive Tektonik in Blöcke zerrissen, mit inneren Verhältnissen, wie sie in den Parkettstrukturen der alten Massen zu finden sind.

Ich bedaure sehr, daß ich mit der letzten Auffassung von Prof. L. Kober, in seinen „Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens“, nicht einverstanden sein kann. Er faßt darin die Kristallingesteine in Serbien als Moraviden auf, d. h. sie gehören zu den Balkaniden, und seien keine Zwischengebirge, im Gegensatz zu der früheren Auffassung von Prof. Kober 1923 und 1932.

Auf Grund meiner Geländebeobachtungen muß ich feststellen, daß alle Auffassungen von einer Einreihung der Rhodopemasse in die Balkaniden, Moraviden oder Dinariden, oder die Leugnung ihres Bestehens und ihrer Rolle im Sinne der Transformation in die Narbenzone unbewiesen sind.

Ich will damit nicht sagen, daß die Rhodopemasse während der alpinen Orogenese und vorher etwa inaktiv war (V. Petković, 1930). B. Singal 1956 betont die Möglichkeit von Überschiebungen in der Rhodopemasse selbst und von Bewegungen in zwei verschiedenen Richtungen während

der präherzynischen Orogenesen, auf Grund von mikroskopischen Untersuchungen der Lineations- und Schieferungsrichtungen in den kristallinen Serien.

Bereits J. Cvijić, V. Petković und K. Petković haben in mehreren Publikationen betont, daß Überschiebungen bestehen u. zw. an Randteilen des alten Kristallinantiklinoriums sowohl in dinarischer wie in karpato-balkanischer Richtung.

Im südlichen Teil, von Osogovo bis Dojran, finden wir neue einprägsame Beispiele für Überschiebungen des westlichen Randes der kristallinen Gesteine in westlicher Richtung.

Vorherzynische Injektionen in diesen Kristallinmassen, welche alte Granite und Gabbros mit Peridotiten gefördert haben, sind mehr oder weniger in der Zeit der herzynischen Orogenese metamorphosiert worden, diese Gesteine wurden in die Orthoserien der Gneise, Amphibolite und Amphibolitschiefer umgewandelt.

Lassen wir die jüngeren Lokaldurchbrüche im Mesozoikum beiseite. In der Zeit der Zerstückelung dieser Kristallinkerne im Laufe der alpinen Orogenese wurden Monzonit-Granite injiziert und es kommt sogar zur Förderung von andesit-dazitischen Massen.

Die magmatischen Bewegungen während der alpinen Orogenese erfolgten mehrmals, synchronisch mit einzelnen orogenen Phasen und ergaben saure oder basische, sogar ultrabasische, Vertreter.

#### 4. Übergangszonen

Wenn wir die Anordnung der großen tektonischen Einheiten im Territorium Jugoslawiens betrachten, einerseits mit der ausgeprägten germanotypen Tektonik der zentralen Achse, und andererseits mit den Randgebirgsketten, die eine ausgeprägte alpinotype Tektonik haben, dann ist es leicht, in der allgemeinen tektonischen Anordnung auch jenen Teilen die richtige Stellung zu geben, über welche, wie schon erwähnt, Zweifel bestehen, ob sie zu den Alpiden, Dinariden, oder der von J. Cvijić, F. Kossmat u. a. eingeführten Übergangszonen gehören.

Es handelt sich in erster Linie um die nördliche Übergangszone, die wir nach der neuen Anordnung als innere Zone der Dinariden mit der Zone der dinarischen Horste Slawoniens abgesondert haben.

Eine ganze Reihe von Gebirgen westlich von dem alten Kristallinkern der Rhodopemasse bzw. südlich von der pannonischen Senke weichen in ihrer inneren Struktur von dem allgemeinen tektonischen Bau der Dinariden ab.

In diesen Gebirgen findet man Faltung sowohl in dinarischer als auch in alpiner Richtung. Auch die älteren Serpentin-Peridotitmassen wurden in zwei Richtungen bewegt, in der Šumadija und in Westserbien in nördlicher, nordöstlicher und südwestlicher, mehr gegen Süden am Bergfuß der Golija in südwestlicher und in der Raška in östlicher Richtung, wo sie in den meisten Fällen auf Senon aufgeschoben sind.

Die neuesten Angaben von V. Simić (1956) über Schmelzkontakte der Peridotite mit den umgebenden mesozoischen Gesteinen (Trias-Jura), sind nicht bewiesen, sondern können auf falscher Deutung beruhen. Diese Gesteine können auch paläozoisches Alter haben, da sie in einer streichenden

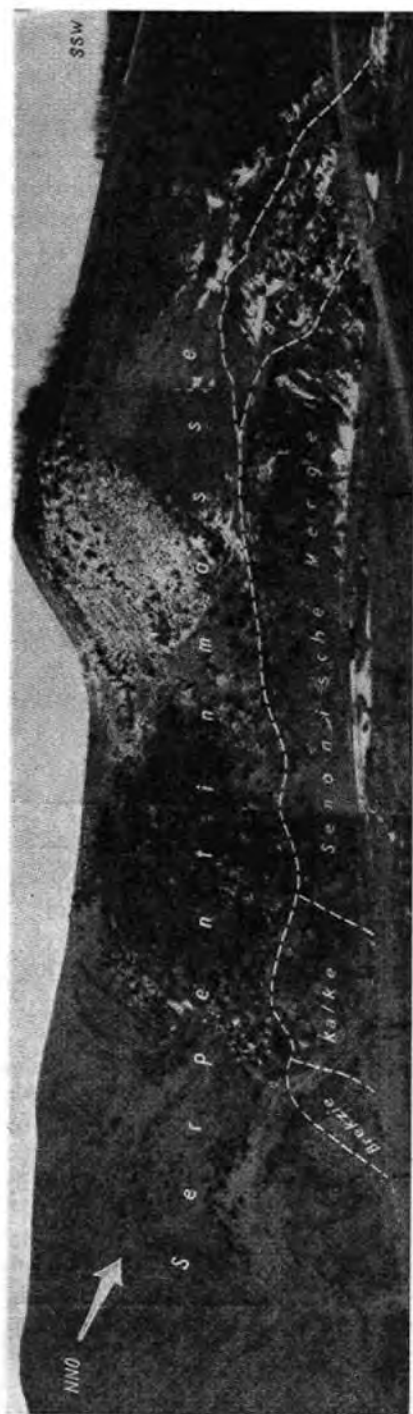


Abb. 1

Länge von 40 km in südwestlicher Richtung überschoben sind. Das ist der Grund, warum diese Gebirge in den letzten vier Jahrzehnten von vielen hervorragenden Forschern bald zu den Alpiden, bald zu den Dinariden gerechnet werden. Heute sind diese Gebirge zerstückelte und erodierte Teilreste einer früher breiten Gebirgskette, welche sich von Südosten gegen Südwesten am Rand des alten Kristallinkernes der Rhodopemasse und der pannonischen Senke erstreckte. Teile davon stellen heute richtige tektonische Horste dar, die durch exogene Faktoren modelliert sind.

Die vor kurzem ausgeführten Tiefbohrungen im banatischen Teil der pannonischen Senke haben uns genügend Aufschlüsse geboten, daß unter den tertiären und quartären Sedimenten, auf dem alten Kristallinpaläorelief auch Mesozoikum liegt, das von denselben Intrusionen und Effusionen wie in der Šumadija begleitet ist. Diese Bohrungen haben gezeigt, daß eine direkte Verbindung zwischen diesen Sedimenten der Šumadija mit jenen der Fruška-Gora besteht. Sie zeigen auch, daß sich die Kristallingesteine des alten Kernes der Rhodopemasse, die östlich von diesen mesozoischen Aufbrüchen liegen, auch im Norden fortsetzen und mit der Kristallinmasse der Vršac-Gebirge verbunden sind.

Auf diese Weise kam man zur Erkenntnis, daß alle diese Gebirge als ein innerer dinarischer Rand der alten Kristallinkerne aufzufassen und dem dinarischen Stamm anzuschließen sind, da sie westlich bzw. südlich, von diesen alten Zwischengebirgen, welche sie umgeben, liegen.

Überkipfung von Falten gegen Norden und Nordosten, Bewegungen mit kleineren Überschiebungen und Schuppungen in derselben Richtung kann man in diesen Gebirgen logisch durch die Rückfaltung erklären. Diese Rückfaltung ist eine natürliche Folge der kräftigen Schübe in den inneren Randteilen der Dinariden, die von den alten Kristallinkernen, u. zw. in tieferen Teilen in Form von Gegenschieben der allgemeinen Vorgänge in diesem Teil des geosynklinalen Raumes kamen. In den tieferen Teilen der kristallinischen Keile ist der Widerstand zum höchsten Ausdruck gekommen.

Eine solche Deutung ist umso annehmbarer, wenn wir die Feststellung von V. Petković (1930) berücksichtigen, daß auch die Rhodopemasse selbst an diesen Bewegungen in zwei entgegengesetzten Richtungen teilgenommen hat. Die Richtungen der Falten in diesem Randteil gehen in Form eines Fächers, dessen Erstreckung Süd—Nord ist, vom Rudnik-Gebirge gegen Norden zu, auseinander, entfernen sich voneinander nach Norden zu, und biegen sich, indem sie aus der Richtung Süd—Nord in die Richtung Südost—Nordwest übergehen.

Die Falten, die unmittelbar am alten Kristallinkern liegen, biegen sich erst weit im Norden im Raum des Banats unter der jüngeren Decke und verbinden sich direkt mit den Falten der Fruška-Gora, die eine Erstreckung fast Ost—West haben (siehe Tafel I).

Diese Falten sind der ganzen Erstreckung nach von grünen Gesteinen (Peridotiten) und jüngeren Durchbrüchen von Ganggesteinen (Kersantiten, Daziten, Trahytphonoliten und Tuffen, Iro-Zone von Prof. L. Kober) begleitet. Sie wurden durch jüngere radiale Störungen zerstückelt, die unter bedeutender Arbeit exogener Faktoren zu den heutigen Formen im Relief, zu einsamen Horsten und mit tertiären und quartären Sedimenten ausgefüllten Depressionen geführt haben.

So stellt das Savetal in dieser inneren dinarischen Zone im ganzen einen tektonischen Graben dar, der zwischen den Srem-slavonisch-kroatischen Horsten im Norden und den bosnisch-westserbischen Horsten der inneren dinarischen Zone im Süden liegt.

Die besten Beweise dieser Deutung bieten direkte Beispiele aus dem Terrain, wie sie z. B. die neue tektonische Karte und das Querprofil durch die Dinariden, die Rhodopemasse und die Karpaten bieten. Aus ihnen geht deutlich neben Beweisen für die Bewegung der Massen im inneren Teil der Dinariden in entgegengesetzter Richtung (durch die Rückfaltung) die Richtigkeit des bilateralen Orogens nach Prof. Kober hervor, eine Anordnung, die in anderen Teilen der Mediterrangeosynklinale selten so typisch zu finden ist.

Mit dieser Auffassung des Baues der Rhodopemasse und ihrer Randeile ist die Grenze zwischen der Rhodopemasse und der gesunkenen kristallinen pannonischen Masse bestimmt. Dagegen muß im Süden, nach dieser Auffassung der Rolle der Rhodopemasse und nach Feststellungen im Gelände, die Grenze der Dinariden auf Kosten der Rhodopemasse mehr gegen Osten verschoben werden.

Der größere Teil des kristallinen Horstes der Belasica mit der Erstreckung West—Ost, besonders der westliche Teil, gehört nach seinen lithologischen und strukturellen Eigenschaften zu den Dinariden, und gegen Norden geht die Grenze durch das Gebirge Plačkavica und weiter über das Kristallinmassiv von Osogovo.

## 5. Vardar-Zone

Damit wird die Frage des Begriffes der Vardar-Zone im Sinne von F. Kossmat und der Entstehung der Narben-Linie im Sinne der letzten Darlegung von L. Kober (1951) aufgeworfen.

Nach den letzten Untersuchungen finden wir an der Linie Plačkavica—Belasica—Osogovo Andesite (Šopur), Kersantite (Eneševo), Basalte (Ilandža), Diorite (Bogoslovac), Trachit-Kajanite (Sopot) und andere mehr. Auch Gault-Cenoman (Vrakonien) des dinarischen Typus (Šumadija) wurde auf der östlichen Seite des Gebirges Serta bei Šopur und Močarnik gefunden.

Die neuesten Radioaktivitätsuntersuchungen zeigten, daß die Stip-Eruptiva und die Eruptiva von Plauš (B. Sikošek) mit der laramischen orogenen Phase zu verbinden sind. Hiermit wird die frühere Auffassung von V. Simić bestätigt. Andesite, Kajanite und Basalte sollen mit jüngeren Phasen (der pyrenäischen und savischen) verbunden sein.

Mit Rücksicht auf die angeführten Tatsachen muß der Begriff der Vardar-Zone auf einen engeren Raum, nur innerhalb der Grenzen des Vardartales, beschränkt werden; sie ist nicht so breit aufzufassen, wie das F. Kossmat und viele andere nach ihm getan haben.

L. Kober hat das in seiner letzten Arbeit „Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens“ bereits durch Einführung der Iro-Zone getan; aber er hat diese als Narbe aufgefaßt. Durch die Verschiebung der Dinaridengrenzen gegen Osten ändert sich auch die Stellung dieser Narbenlinie. Die Vardar-Zone im engeren Sinne bleibt in diesem inneren Randraum

der Dinariden auch weiter sehr merkwürdig. Sie stellt eine labile Zone dar, die sehr eng und lang ist und im Norden bis Katlanovo und im Süden bis an die Bucht von Saloniki reicht. Ihre Labilität ist schon vom Paläozoikum an spürbar und bleibt es bis heute.

Die Intensität magmatischer Vorgänge in der Vardar-Zone im engeren Sinne steigt im Mesozoikum. Sie zeichnet sich daher durch das Fehlen eines jungen Magmatismus von neutralem Typus und durch basischen mesozoischen Magmatismus des intrusiven Typus aus (Diabase und Melaphyre).

Im ganzen betrachtet, stellt sie einen tektonischen Graben im Sinne von Grabau dar, in welchem Einsenkungen mit und ohne Zerreißen erfolgten. Dazu kommen noch tiefe Dislokationslinien mit Injektionen magmatischer Massen und der Bildung von Faltenstrukturen, die von initialem Magmatismus begleitet sind.

Außer dieser so eng aufgefaßten tektonischen, labilen Depression, die eine Wurzel-Zone nach dem Mesozoikum und im Laufe der pyrenäischen und savischen Phase, vielleicht auch später, sein sollte, befinden sich in unmittelbaren Randteilen zwischen der Vardar-Zone und der heutigen Grenzlinie gegen das Kristallinantiklinorium Vulkanite des basischen und neutralen Typus, wie auch etwas ältere Intrusionen von Dioriten und Graniten.

Daher bin ich der Meinung, daß die so in die engsten Grenzen reduzierte Vardar-Zone mehr oder weniger als eine lokale Spaltung aufzufassen ist, mit Zunahme der Labilität vom Skoplje-Becken gegen Süden, im Sinne einer Vergrößerung der Spaltungstiefe (was eine Injektion der simatischen Dunite ermöglicht hat). Diese Zone ist nicht vom Skoplje-Becken weiter gegen Norden und Nordwesten fortzusetzen, wie es F. Kossmat und andere getan hatten.

Andererseits soll diese Zone nicht so aufgefaßt werden, wie es J. Cvijić und andere Forscher getan haben, im Sinne einer Grenze zwischen den Rhodopiden und den Pelagoniden, sondern die Grenze muß weiter östlich liegen, wegen der Anwesenheit des basischen Magmatismus und der tieferen Spaltung gegen Süden, und wegen der engzonaren Erstreckung der mesozoischen Sedimente. Wir sehen vielmehr, daß Teile der Dinariden bis zur Linie Osogovo—Plačkovica—Belasica, also viel weiter nach Osten, reichen.

Auch das Alter der magmatischen Bewegungen darin erlaubt keinen Vergleich mit Effusionen und Intrusionen, die an der unmittelbaren Grenze, wie wir sie heute sehen, zu treffen sind.

Dies ist der Grund, warum wir den neuen Ausdruck „Innere dinarische Zone“ eingeführt haben, mit ihrer Verlängerung gegen Norden über die Randgebirge der Šumadija und die Horstgebirge von Srem und Slawonien. Auf diese Weise haben wir die Möglichkeit ihrer weiteren Zergliederung gegeben, mit mehr oder weniger lokalen Eigenschaften, welche auch die Vardar-Zone selbst im kleinen aufweist.

Der Fund von marinem Priabon in einer Höhe von 1800 m im Gebiete Kriva Palanka—Deve Bajir ist ein Beweis für stärkere epirogene Bewegungen in diesem Teil. Dadurch wird die Senkung der Antiklinoriumachse gegen Norden und ihre Hebung gegen Süden bewiesen.

## 6. Alpino-Dinarische Grenze

Denselben Schwierigkeiten wie für die Grenzziehung zwischen Dinariden und kristalliner Rhodopemasse in Mazedonien, begegnen wir auch in der Narben-Zone von L. Kober im nordwestlichen Teil Jugoslawiens zwischen den Alpen und den Dinariden.

Es ist nicht zu bestreiten, daß die pannonische Masse als Zwischengebirge keilartig gegen Westen schwindet und daß aus diesem Grunde eine Narbe bestehen muß. Aber wo ist die Stelle dieser Narbe und wie ist sie aufzufassen?

Auf Grund der neuesten Untersuchungen des Kollegen B. Sikošek, gerade über diese Frage, glaube ich heute, daß die Narben-Zone nicht eine Narbe in typischer Form, ohne Anwesenheit von Zwischenteilen ist, sondern eine Zone tiefer Zerstückelung in mehr radialen Richtungen und mit magmatischen Injektionen längs der größeren Dislokationen in Ost—West Erstreckung, von denen mehrere und fast alle parallel miteinander vorhanden sind.

J. Cvijić hat diesen Charakter der Narbe bereits 1924 bemerkt, als er schrieb: „Die Grenze zwischen Alpen und Dinariden stellt eine tiefe dislozierte Zone auf der Länge von 240 km vor, die sich erstreckt vom See Idra in Italien bis zum Pohorje im Süden von Maribor und im östlichen Teil auf der Länge von 193 km und zeichnet sich durch die Intrusionen von Tonaliten aus“.

Diese Auffassung haben auch F. Heritsch und O. Kühn in der „Geologie von Österreich“ vertreten und geklärt.

## 7. Transgressionen und Orogenesen

Bei der Interpretation der so abgegrenzten Dinariden muß man, meiner Meinung nach, einige neuere Ergebnisse berücksichtigen, u. zw.:

1. Die Anwesenheit von silurischen Sedimenten in größerer Verbreitung als bis jetzt bekannt war. Sie zeugt vom Bestehen einer starken Silurtransgression mit den bezeichnenden Fazies-Eigenschaften und Elementen des alpinen und böhmischen Typus der Silurentwicklung.

2. In weiter Erstreckung nachgewiesenes Devon, das bis jetzt nur beim lithologischen Vergleich mit entfernten Gebieten nicht nur der Dinariden, sondern auch mit an der anderen Seite des Kristallinkerns der Rhodope liegenden Gebieten Ostjugoslawiens (Karpato-Balkan) erwähnt wurde.

Devon war schon früher in den Dinariden bekannt, vor allem in der nordöstlichen Verlängerung der Südalpen. E. Kittl (1904) hat es in Bosnien bei Prača unweit von Sarajevo, auf Grund des Fundes von winzigen Goniatiten und Korallen, die sich jetzt im Naturhistorischen Museum in Wien befinden, angedeutet. Diese Angabe wurde durch die nachträglichen Bestimmungen der Goniatiten, Orthoceraten und Korallen gesichert (V. Kostić, 1956). S. Radovanović sprach in der serbischen geologischen Gesellschaft 1897 über das Auftreten von Devon in Ivovik in Westserbien. Spätere Forscher haben diese Sedimente in Ivovik als karbonisch aufgefaßt. Jedoch ist das Devon in den letzten Jahren an mehreren Stellen in Westserbien in der Südšumadija und in Mazedonien entdeckt und nachgewiesen worden.

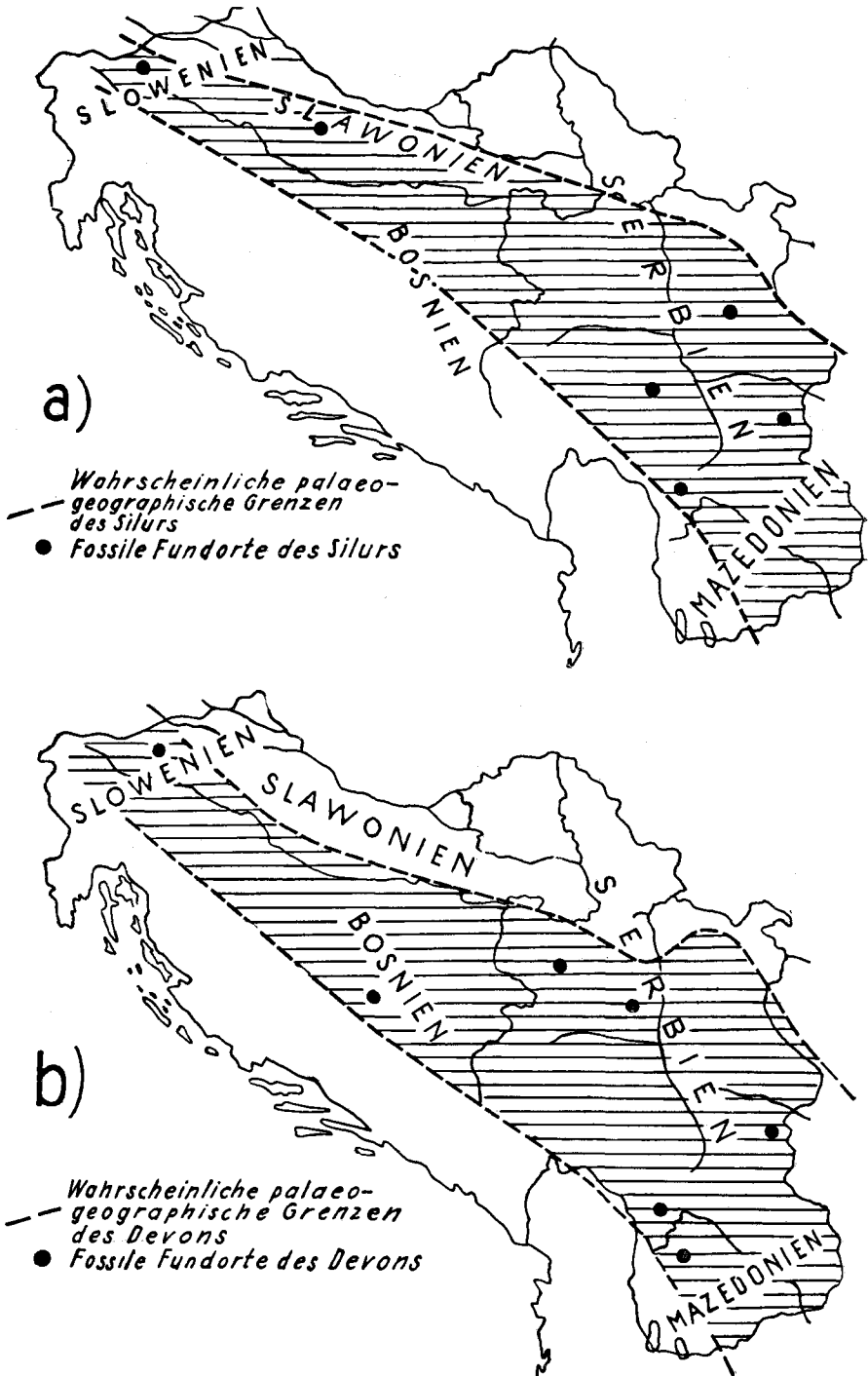


Abb. 2. Paläogeographische Skizzen der Verbreitung der silurischen (a) und der devonischen (b) Sedimente in Jugoslawien.



Um zu einem vollständigeren Bild von der Größe der devonischen Transgression zu kommen, müssen wir auch die neuen Fundorte der devonischen Sedimente an der östlichen Seite der kristallinen Rhodopemasse und im Gebiete Ostserbiens in dem Teil des Karpato-Balkanbogens (Ruj Planina, Stara Planina, Deli Jovan, Majdanpek) erwähnen.

Entgegen den früheren Auffassungen, die ich selber auch vertreten hatte, kommen wir daher zu dem Schluß, daß eine mächtige devonische Transgression erfolgte, mit den charakteristischen Fazies-Eigenschaften der westeuropäischen Entwicklung, aber mit verschiedenen lokalen Abweichungen, welche sie bald dem Bosporus, bald dem mitteleuropäischen und alpinen Typus nähern.

In Verbindung mit den schon angeführten Tatsachen, besonders aber auf Grund der Funde von umgelagerten devonischen Grauwacken am unmittelbaren westlichen Rand der alten kristallinischen Masse, in bedeutender Höhe im Gledić-Gebirge, ändert sich auch die Auffassung über die Existenz der Rhodopemasse vom Präkambrium bis zum Karbon.

3. Der Fund von mitteltriasischen Sedimenten vom Hanbulog-Typus, besonders im westlichen Teil des pelagonischen Massivs, mit Ammoniten an mehreren Stellen; auch bei Debar findet man Mittel- und Obertrias (Z. Ivanovski — I. Nestorovski).

4. Der Fund des bathyalen Oberjura in der Šumadija (M. Gočanin, M. Andjelković) und 1957 auch im Ibartal bei Leposavić (D. Stojanović, M. Andjelković).

5. Die Anwesenheit von unterer Kreide in Urgon-Fazies im östlichen Teil des pelagonischen Massivs (K. Kollmann, N. Ismailov); 1956 wurde diese Fazies auch im Tikveš gefunden (V. Temkova).

6. Der Fund von Vraconien der Šumadija-Fazies der Dinariden östlich vom Gebirge Seta.

7. Der Fund von Oberkreide mit *Polyconites* im Radikatal bei Debar (S. Hadzi-Mitrova).

8. Der Fund von Cenoman des dinarischen Typus mit Orbitolinen und Rudisten bei Kumanicevo in Tikves (V. Temkova—S. Hadzi-Mitrova, 1956).

9. Der Fund von Turon des dinarischen Typus mit *Chondrodonta joannae* Choffat in Mazedonien bei Rujen in der Nähe von Veles (B. Cvetković, V. Temkova, 1956).

10. Die paläontologischen Beweise der kontinuierlichen Sedimentation vom Turon bis zum Senon in Westserbien, in Sedimenten des adriatischen Typus mit faunistischen Elementen der Coniacien-Unterstufe, die jetzt zum ersten Male nachgewiesen wurde.

11. Der Fund von Oberkreide bei Prilep (Dorf Pakle) im Becken von Kičevo (Z. Ivanovski), der von besonderer Bedeutung für die Deutung der tektonischen Verhältnisse ist.

12. Der Fund von Hippuriten in den Marmoren von Nidze 1956 (M. Teofilović), die sich gegen Norden mit der Marmorzone von Pletvar, die nach F. Kossmat paläozoisches Alter haben soll, verbindet. Diese Zone verbindet sich gegen Süden mit der Zone von Attika, wo in der letzten Zeit auch Hippuriten in den entsprechenden Zonen gefunden wurden (Be-

stimmung von Prof. O. Kühn). Das ist außerordentlich wichtig, weil es einerseits die Zweifel am Vorkommen von Hippuriten in diesen Marmoren widerlegt und andererseits zeigt, daß hier überhaupt keine Metamorphiden, sondern oberkretazische transgredierende Sedimente vertreten sind.

13. Der Fund von Süßwasserneogen in den Tuffeinschaltungen an der Basis und in den jüngeren Andesit-Dazit-Ergüssen in Pelagonien in 1344 m Höhe. Dieser berechtigt zu dem Schluß auf eine überaus junge und starke Epirogenese, was zur Erklärung der Lage und des strukturellen Baues im Rahmen der Dinariden von Wichtigkeit ist.

## 8. Orogenese und Vulkanismus

Nach den neuesten geologischen und geochemischen Untersuchungen der Ophiolithe in den jugoslawischen Dinariden (K. Petković — Z. Maksimović, 1956) wurden drei Ophiolith-Zonen abgesondert, eine innere, eine zentrale und eine äußere Zone, die sich sowohl mineralogisch-chemisch, wie zeitlich und regional unterscheiden.

a) Die innere Zone, von Prof. L. Kober als Iro-Zone bezeichnet, ist hauptsächlich basisch-harzburgeritisch, mit minimalen Übergängen in den Lherzololith-Typus, aber mit Anwesenheit von Duniten in der ganzen Zone. An die Dunite dieser Zone sind Chromitlagerstätten gebunden und in ihr wurde auch die Anwesenheit von Osmium-Iridium-Platin festgestellt. Sie ist hinsichtlich der Konsolidation die älteste, aber später tektonisch stark zerstückelt, wobei longitudinale Richtungen der tektonischen Deformation überwiegen.

b) Die mittlere Zone mit etwas verringerter Basizität, zu der gewissermaßen die serpentinierten Peridotit-Massive von Zlatibor und Bosnien gehören, zeichnet sich durch die Anwesenheit ultrabasischer Gesteine des Lherzololith-Typus aus; hier sind ganz selten Dunite vorhanden, statt dieser sind in Bosnien Pyroxenite charakteristisch, was auf eine jüngere Phase der Ausscheidung der Chromite deutet, wie G. Hiessleitner feststellte.

Diese Zone, obwohl paläozoisch-variskisch konsolidiert, ist relativ jünger als die vorige, doch ist sie auch an die herzynische Orogenese gebunden.

Besonders wichtig ist, wie G. Hiessleitner hervorgehoben hat, daß diese mittlere Ophiolith-Zone quantitativ mehr Peridotit-Massen enthält als die innere, da sie zeitlich länger gewirkt hat, während die innere, obgleich tiefer, mit größerer Basizität relativ schnell konsolidiert wurde, sozusagen schon in der ersten Phase der herzynischen Orogenese.

Die äußere Zone setzt sich von Albanien aus fort und ist verbunden mit der äußeren Zone der Ophiolithe Griechenlands. Sie ist in Jugoslawien wenig vertreten, nur im Rahmen der Cukali-Decke bzw. der Budva-Decke von Prof. L. Kober, aber in der Merdita-Decke in Albanien gut entwickelt. Sie ist die jüngste und nach den Untersuchungen einiger französischer Geologen (1955—1957) wahrscheinlich von jurassischem Alter.

In den Zonen der alten Ophiolithe, der inneren und der mittleren, kommen auch jüngere Ophiolithe vor, die an den initialen Magmatismus submarinen Charakters gebunden sind; sie erscheinen vom Anfang der unteren bis zur mittleren Trias (Diabase und Melaphyre der Diabas-Hornstein-For-

mation), dann im Oberjura, und in der inneren Zone sogar in der Unterkreide (Diabase und Melaphyre).

In der weiteren Erdgeschichte spielten die alten Intrusiva der herzynischen Orogenese überwiegend eine lokale Rolle, in der Verteilung der Meere in den einzelnen mesozoischen Zeitabschnitten, da sie im Paläorelief hervorragen; in den späteren tektonischen Prozessen bekommen sie eine bedeutende lokale Rolle als relativ resistente Zwischenteile mit gut konsolidierten Wurzeln. Sie bewirkten gelegentlich bedeutende Abweichungen der tektonischen Richtungen. In den Randteilen der Peridotitmassive kommt es infolgedessen zu Überschiebungen über die jüngeren mesozoischen Sedimentserien.

Daraus können wir den Schluß ziehen, daß die Überschiebungen der teilweise am Rande serpentinierten Peridotite über die senonischen und anderen mesozoischen Sedimente gegen Norden oder Nordosten bzw. gegen Südwesten, wie auch die vorher erwähnten tektonischen Kontakte auf eine Länge von 40 km und das Bestehen der lokalen tektonischen Fenster nicht als Bewegungserscheinungen der Peridotitmassen in Form von Decken von großem Ausmaß mit Abreißen von der Wurzel aufzufassen sind, sondern als Überkipfung an ihren Rändern, weil sie im Sinne der Deutung der Schraubstocktheorie stark gepreßt sind. Diese Deutung würde mit dem Verhalten und Anwachsen der alten Konsolidationen im Laufe der wiederholten Orogenesen als Umrandung der bereits konsolidierten Massen im Sinne von Fourmarier und Bondarčuk übereinstimmen.

Außerdem folgt noch eine regelmäßige Änderung der Basizität der alten, heute serpentinierten Peridotitintrusiva und der Zeit ihrer Konsolidation. Diese Intrusionen sind in den Zonen, die den Rhodopen, bzw. dem alten Kristallkern näher sind, älter, und je weiter wir uns von ihnen entfernen, desto jünger. Das deutet auf die tektonische Konsolidierung immer breiterer Räume um die Rhodopemasse und auf die im Laufe der Zeit vergrößerte Bedeutung ihrer Rolle für die Randzonen der tektonischen Konsolidationen, die durch immer jüngere Orogenesen erfaßt werden.

Mit anderen Worten, der Raum des alten Antiklinoriums als Zwischengebirge hat sich während der jüngeren Orogenphasen im Raume der Dinariden immer mehr vergrößert, verbreitet, ist gewachsen, und damit ist die Rolle der alten Konsolidationen als Zwischengebirge auf die nachträglich tektonisch konsolidierten Zonen, auf den ganzen konsolidierten Kristallkern der Rhodopen übergegangen.

Deshalb sind die jüngsten orogenen Bewegungen am wirksamsten in Form von horizontalen Bewegungen in den äußeren Teilen der Dinariden ausgeprägt, wie das J. Cvijić, 1924 und A. Pilger, 1939—1941 schon früher angedeutet haben.

Natürlich bestehen außer dieser allgemeinen Regel lokale Erscheinungen, die das ganze Bild komplizieren, die es z. B. mit älterem oder verspätetem Magmatismus verbinden können, wie das im Durchbruch des Gabbromassivs von Jablanica der Fall ist.

Bei der Untersuchung der an den Randteilen serpentinierten Peridotitmassen bezüglich ihres Alters ist auch auf ihre Kontakte mit den jüngeren Formationen, in denen sie sich heute befinden, zu achten. Sonst kann man zu dem Fehlschluß kommen, daß diese herzynischen Peridotit-Durchbrüche jurassisches, senones oder sogar tertiäres Alter hätten, ihrer heutigen

Stelle wegen, obwohl sie rein tektonischen Charakter hat (Z. Bešić, M. Luković, V. Simić u. a.).

Die erwähnten Unterschiede in der Basizität und der Zeit der Konsolidation widersprechen auch den letzten Auffassungen von Prof. L. Kober. Kober hat seine ophiolithische Iro-Zone in zwei Stämme getrennt, die sich nach seiner Interpretation in einem Bogen um die Zagrebačka-Gora verbinden. Aber in Wirklichkeit enden diese Zonen hier nicht, sondern verlängern sich weiter in nordwestlicher Richtung und gegen Westen mit Auskeilen und Senkung in der Nähe der Achse des dinarischen Teiles der alpino-dinarischen tektonischen Struktur.

Die Verlängerung der inneren und mittleren Zone der Dinariden mit den alten ophiolithischen Vertretern und ihre Senkung in der nordwestlichen Richtung der Alpino-Dinarischen erlaubt das Abschließen dieser Zone bei der Zagrebačka-Gora nicht, sondern deutet auf ihre weitere Erstreckung in nordwestlicher Richtung, nur daß sie dabei tiefer tauchen, wobei sie sich gleichzeitig einander nähern.

Dies kann man als einen der Angelpunkte bei der Grenzziehung zwischen Alpen und Dinariden betrachten.

Unbestreitbar ist, daß sich die Ophiolith-Zonen gegen die tieferen Teile der Achse des dinarischen Stammes von Zagreb gegen Westen weitererstrecken. Sie können daher nicht den Alpen angeschlossen werden, wie das auch die Skizze des Orogens Jugoslawiens von Prof. L. Kober klar zeigt (1951).

## 9. Für und wider den Deckenbau

Diesen Feststellungen über die inneren und mittleren Teile der Dinariden muß auch das Problem des pelagonischen Massivs angeschlossen werden, das gerade in letzter Zeit heiß umstritten wurde.

Um zu einer klaren Lösung eben dieses Problems zu gelangen, müssen wir zunächst zu der Frage Stellung nehmen, ob in den Dinariden überhaupt Deckenbau besteht oder ob man diese Decken auf Schuppen oder gar auf die radiale Tektonik reduzieren muß; dann können wir erst beurteilen, welche Rolle die Pelagoniden im dinarischen Stamme spielen.

Zahlreiche lokale Untersuchungen von Aufnahmsgeologen haben einige Autoren verleitet, die älteren tektonischen Beobachtungen zu bestreiten und auf die ganz alten Deutungen einer Tektonik von disjunktivem Typus zurückzukommen, mit dem Zugeständnis, daß an widersinnigen Brüchen Schuppungen auftreten.

Z. Bešić hat diese Auffassung über die Tektonik der Dinariden auch in der Ausgabe des XIX. Internationalen geologischen Kongresses in Algier 1952 dargestellt und später in der Arbeit „Über die Geologie von Montenegro“.

Aber alles, im Leben wie in der Wissenschaft, wird im Laufe der Zeit von neuen Beweisen und durch neue, immer feinere und exaktere Untersuchungen im Terrain, wo in der letzten Zeit technische Methoden eine sehr wichtige Rolle spielen, richtiggestellt.

Mehrfache Tiefbohrungen in den Gebieten der Budva-Decke und der Hochkarst-Decke bis zu einer Tiefe von 4000 m haben gezeigt, daß alles, was die Tektoniker der alpinen Anschauung großzügig betrachtet haben,

im allgemeinen richtig ist und daß die in engen lokalen Vorstellungen befangenen Aufnahmsgeologen Unrecht hatten.

So hat z. B. eine Bohrung im tektonischen Fenster von Crmnic (dem nördlichen Teil des tektonischen Fensters von Skadar) nach Schichten mit Ammoniten der skythischen Stufe darunter Schichten mit jurassischen und oberkretazischen Faunen durchbohrt, wo die Aufnahmsgeologen ältere permische und karbonische Sedimente erwarteten. Diese Bohrung ist von der ausgeprägten Decken-Stirn mit Miloniten bei Bar etwa 6 km entfernt, und die Deckenstirn läßt sich hier auf einer Strecke von einigen zehn bis hundert Kilometern und darüber hinaus verfolgen.

Das ist m. E. ein genügender Beweis, daß hier Decken und nicht Schuppen vertreten sind, umso mehr, als westlich vom tektonischen Crmnic-Fenster dieselben tektonischen Verhältnisse noch auf größere Entfernung zu verfolgen sind.

Wir könnten daraus den allgemeinen Schluß ziehen, daß die Annahme eines Deckenbaues in den Dinariden richtig war, soweit es sich um die küstenländische dinarische Zone handelt.

Anders ist die Frage der Überschiebungsweite einzelner Decken und Pakete und die Frage des Auftretens von Schuppen in den Decken ihrer synchronen Entstehung. Die großen tektonischen Einheiten aber sind dadurch nicht berührt, da der Decken-Bau nicht mehr fraglich ist.

Hauptsache ist, daß genügende Beweise für die Auffassung des Deckenbaues bestehen, wie sie von zahlreichen hervorragenden Tektonikern aufgestellt wurden, die diesen Teil der Balkanhalbinsel untersuchten.

## 10. Pelagonisches Massiv

Das Problem des Pelagonischen Massivs ist davon wenig berührt geblieben, obwohl sich mit diesem Massiv viele Forscher wie J. Cvijić, F. Nopsca, L. Kober, F. Kossmat, V. Petković, K. Petković, M. Luković und viele andere befaßt haben.

In der letzten Zeit haben sich auch W. Medwenitsch und vor ihm D. Jaranow um eine möglichst reale Lösung bemüht. Die mitgeteilten stratigraphischen Fortschritte (die Anwesenheit von Silur, der Fund von Hippuriten in Marmoren, die als paläozoische Metamorphiden im tektonischen Bau der Pelagoniden betrachtet wurden) zeigen, daß dieses Gebiet stratigraphisch noch nicht genügend untersucht ist und daß deshalb die tektonischen Schlüsse vielfach noch in der Luft hängen.

Eines ist sicher, daß das pelagonische Massiv zu den Dinariden gehört und daß sich die Achse der „Dinarischen Scharung“ von J. Cvijić und des späteren Peć-Kanals von Prof. L. Kober in der Richtung gegen Süden hebt. Dieser Kern aus älteren Gesteinen wurde infolge der Hebung einer intensiven Erosion ausgesetzt, die tiefere Teile aufgedeckt hat. Es entspricht in diesem Fall, m. A. einer Art Tauern-Fenster unserer Helleniden, das für sich ein Erosionsfenster des Dinaridenkerns bleibt.

Spätere tektonische Bewegungen haben dieses abgesonderte Antiklinorium im südlichen Teil unserer Dinariden im Laufe der pyrenäischen, savischen und attischen Phasen durch tiefe Durchbrüche umrandet, mit einer Einsenkung, in die tertiäre Gewässer eindringen und wo vulkanische Tätigkeit längs der erwähnten Brüche bis vor kurzem wirkte. Beweise für

diese Tätigkeit sind die Solphatara bei Koselj und eine ganze Reihe von Mofetten auf einer tektonischen Linie, die parallel mit dem östlichen Ufer des Ochrida-Sees verläuft.

Infolge der Senkung der Antiklinoriumsachse zum Peć-Kanal erscheint dieser alte Kern mit Granit- und Granodioritintrusionen gegen Norden von mesozoischen und paläozoischen Sedimenten umgeben. Vom Peć-Kanal gegen Norden ist er mit paläozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten bedeckt, und ihr Fehlen auf der Oberfläche in diesem Raum stört die richtige tektonische Interpretation nicht.

### 11. Bilateraler Bau

Bezüglich der Großtektonik Jugoslawiens (deren Deutung allerdings sicherlich noch Änderungen unterworfen sein wird) ziehe ich den Schluß, daß die Querprofile der Struktur Jugoslawiens Bewegungen in zwei Richtungen: gegen Südwesten in den Dinariden, gegen Nordosten im Karpatobalkan, mit gewissen, schon erklärten Abweichungen zeigen (siehe geologische Querprofile, Tafel II). Es muß aber betont werden, daß die Bewegungen nicht von einem solchen Ausmaß sind wie in den Westalpen. Dagegen kommt der bilaterale Bau schön zum Ausdruck, wenn man die Rhodopemasse als Zwischengebirge im Sinne von L. Kober auffaßt.

Ohne Rücksicht auf die Zahl der Zonen in so großen, getrennten tektonischen Einheiten, stellt die tektonische Struktur Jugoslawiens, nach unseren bisherigen Kenntnissen, das beste Beispiel jenes bilateralen Orogens von Prof. L. Kober dar, als Produkt einer Gesetzmäßigkeit, die in geosynklinalen Räumen, den Folgen starker Orogenesen, herrscht.

Durch eine Auffassung der Rhodopemasse als Decke der Moraviden fiele diese Voraussetzung weg. Das ist der Grund, warum ich bei dem Standpunkt von Prof. L. Kober von 1932 und früher bleibe, daß die Rhodopemasse zusammen mit der gesunkenen pannonischen Masse wirklich die Rolle eines typischen Zwischengebirges gespielt hat, wie er das damals darstellte.

### 12. Großgliederung

In den Dinariden unterscheide ich, wie man aus den vorliegenden Karten und Profilen sieht, einige Zonen von selbständigen tektonischen Einheiten, deren Grenzen und bis zu einem gewissen Grade auch ihre Rolle, geändert werden können, während die großen Leitlinien unberührt bleiben.

Vorläufig ist in den Dinariden, neben der Rhodopemasse, die innere Zone der Dinariden im engeren und weiteren Sinne zu unterscheiden, in welcher die Vardar-Zone in beschränkten Grenzen als etwas Besonderes auszuscheiden ist. Im nördlichen Teil, in der inneren Zone der Dinariden, sind die Horstgebirge Slawoniens mit der Fruška-Gora einerseits und dem nordbosnischen und serbošumadinischen Gebirge andererseits zu unterscheiden, und dazwischen der tektonische Graben des Savetals als besondere Einheit, und ebenso die innere Zone der Ophiolith-Gesteine. Das alles gehört zu den inneren Dinariden. Ihre Grenze, sowohl jene im Osten gegen die Rhodopemasse als auch im Norden gegen die gesunkene pannonische Kristallinmasse, muß aus den früher angeführten Gründen erheblich weiter gegen Osten und Norden verschoben werden, wie das auf der tektonischen Skizze Jugoslawiens ersichtlich ist.

Weiters ist die innere paläozoische Zone, an welche sich im Süden das pelagonische Massiv anschließt, abzutrennen.

Weiter gegen Südwesten kommen wir zur Zentralzone der Ophiolithgesteine und dahinter zur Zone der paläozoischen Schiefer und mesozoischen Kalke. Hinter dieser Zone kommt die Hochkarst-Zone als die große tektonische Einheit, die im Süden über der Budva-Decke bis Dubrovnik im Norden und weiter unmittelbar über dem autochthonen Terrain liegt.

Endlich kommt das autochthone Terrain, in welchem wir die Falten treffen, die gegen die adriatische Depression gelegt sind, mit Schubbewegungen in derselben Richtung.

Die „Dinarische-Scharung“ von J. Cvijić oder der Peć-Kanal von L. Kober an dem entlang sich differenzielle Torsionsbewegungen mit der Aufhebung des Sar-pindischen bzw. des zu den Helleniden gehörenden pelagonischen Teiles, im Verhältnis zu dem Teil der Dinariden im engeren Sinne abspielen, stört die Regelmäßigkeit und die Möglichkeit der Verbindung. Diese Störung erreicht einen solchen Grad, daß es schwer zu sagen ist, ob das pelagonische Massiv an die innere paläozoische Zone (zentrale bosnische Schiefergebirge), oder an die Zone der Schiefer und der mesozoischen Kalke in den Teilen der Hochkarstdecke zu binden ist. Die in Gang befindlichen Detailaufnahmen in diesen Gebieten, die stratigraphisch noch nicht genügend gegliedert sind, werden uns zweifellos die Möglichkeit einer positiveren Lösung bringen.

Das Bestehen des basischen Magmatismus im Rahmen des Kanals von Peć sowie der größten Tiefe der Adria, gerade dort, wo diese große Querdislokation verläuft, wie in der Bucht von Medua, bringen eine große Disharmonie in den sonst einfacheren strukturellen Bau der jugoslawischen Dinariden im engeren Sinne.

Vorläufig bin ich der Meinung, daß das pelagonische Massiv mit der starken Torsionsbiegung des westlichen Randes in nordöstlicher Richtung in Verbindung mit dem zentralen mittleren Teil der bosnischen Gebirge und mit dem westlichen Rande der bosnischen paläozoischen Zone zu bringen ist, gerade durch die neueste Feststellung der devonischen Elemente von Prača im Norden und von Kičevo in den Pelagoniden im Süden.

Zum Schluß halte ich es für nötig, zu erwähnen, daß noch viele Fragen ungelöst oder nicht genügend bewiesen bleiben, da, wie wir gesehen haben, manche Gebiete stratigraphisch noch nicht genügend gegliedert oder genauer kartiert sind. Eine dieser Fragen ist die nach den Wurzeln der Decken.

Für den südlichen Teil der Dinariden im Rahmen der Pelagoniden sollte das nach zahlreichen bisherigen Auffassungen, sowie nach den letzten Publikationen von W. Medwenitsch, die Vardar-Zone sein.

Ich habe in dieser Richtung meine Meinung schon ausgedrückt, daß nämlich die Pelagoniden nicht ein tektonisches, sondern ein Erosionsfenster des tieferen Teiles des Dinaridenkerns darstellen, und daraus ergibt sich die Frage der Wurzelstellung.

Was die Decken in den äußeren Dinariden betrifft, sind sie nicht mehr zu bestreiten. Wenn wir die größte unter ihnen — die Hochkarstdecke — als Beispiel nehmen, halte ich die Deutung von A. Pilger für die wahrscheinlichste, wenn wir die Paläogeographie, die Fazies der Sedimentzonen berücksichtigen. Dann verschwinden eigentlich die Wurzeln und

wir kommen zum Schluß, daß sich die Schollen übereinander reihen, mit Verschiebung von Nordosten gegen Südwesten in Form von Eisschollen; dabei kommt es in ihnen zur Faltung, synchronen Schuppung und zu nachträglichen Brüchen.

Ich weiß wohl, daß die Tektonik der Dinariden ein sehr fesselndes Problem darstellt, für das gerade in Wien stets großes Interesse herrschte; daher könnten Sie mit Recht weitere konkrete Beispiele erwarten. Aber wir haben deren so viele, daß es unmöglich ist, hier nur die allerwichtigsten vorzuführen. Am besten sind sie natürlich im Gelände selbst zu studieren. Das dinarische Gebiet sollte nicht nur die Geologen der benachbarten Länder, sondern jene der ganzen Welt anziehen; denn hier findet man tektonische Anschauungsbeispiele, wie sie wohl selten sonst so einprägsam die Fortschritte des menschlichen Geistes in der Deutung der Natur demonstrieren.

### Literatur

Ampferer O. & Hammer W.: 1. Erster Bericht über eine 1917 im Auftrage und auf Kosten der K. Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. I, 126. Wien 1917.

Ampferer O. & Hammer W.: 2. Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der K. Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. — Ebendort, I, 127. Wien 1928.

Ampferer O. & Hammer W.: Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien. I. Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. — Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 98. Wien 1921. — II. Die Diabashornsteinschichten. — Ebendort, 98. Wien 1921.

Ampferer O.: Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien von O. Ampferer u. W. Hammer, III. Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 101. Wien 1928.

Bešić Z.: La structure géo-tectonique du Montenegro du Nord (Note préliminaire). Bull. Mus. Hist. Nat. Pays Serbe, (A) 1. Beograd 1948.

Bešić Z.: Nouvelles observations et conceptions sur la géotectonique des Dinarides. — Bull. Mus. Hist. Nat. Pays Serbe, (A) 4. Beograd 1951.

Bešić Z.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie der Dinariden. — Bull. Mus. Hist. Nat. Pays Serbe, (A) 5. Beograd 1952.

Bittner A., Mojsisovics E., Tietze E.: Grundlinien der Geologie von Bosnien und der Hercegovina. — Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1880.

Boué A.: Mineralogisch-geognostische Details über einige meiner Reiserouten in der europäischen Türkei. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1870.

Bourcart J.: Nouvelles observ. sur la structure des Dinarides Adriatiques. — C. R. XIV. Congr. Int. Géol. Madrid 1926.

Bukowski G.: Erläuterungen zur Geologischen Detailkarte von Süddalmatien (1:25.000), Blatt Budva (Zone 36. XX, SW), Geol. Reichsanstalt, Wien 1904.

Bukowski G.: Bemerkungen über den eoänen Flysch in dem südlichsten Teile Dalmatiens. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1906.

Bukowski G.: Notiz über die eruptiven Bildungen der Triasperiode in Süddalmatien. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1906.

Bukowski G.: Geologische Mitteilungen aus den Gebieten Pastrovicchio und Spizza in Süddalmatien. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1894.

Bukowski G.: Neue Ergebnisse der geologischen Durchforschung von Süddalmatien. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1899.

Cissarz A.: Zur Petrographie und Genesis südwestmakedonischer Eisensilikat-lagerstätten. — Bull. Serv. geol. et geoph. R. P. Serbe, 11. Beograd 1954.



Cissarz A.: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. — Mém. Serv. geol. et. geoph. R. P. de Serbe, 6. Beograd 1956.

Cissarz A.: Die Stellung der Lagerstätten Jugoslawiens im geologischen Raum. — Geol. Vesnik, 9. Beograd 1951.

Cvijić J.: Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopemasse. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. I, 110. Wien 1901.

Cvijić J.: Die dinarische Scharung. — Ebendort. Wien 1901.

Cvijić J.: Die Tektonik der Balkanhalbinsel. — L. C. R. XI Congr. Int. geol. Wien 1903.

Cvijić J.: Grundlinien der Geologie und der Geographie von Mazedonien und Albanien. — Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 161. Gotha 1908.

Cvijić J.: Geomorfologija, I. — Beograd 1924.

Cvijić J.: La Péninsule Balcanique. — A. Colin, Paris 1918.

Doelter G.: Die Mineralschätze der Balkanländer und Kleinasien. — Enke, Stuttgart 1916.

Donath M.: Die Chromerzlagerstätten des Ljubotengebietes nordwestlich von Uesküb in Mazedonien. — Internat. Bergwirtschaft usw. H. 2. Berlin 1931.

Erdmannsdorfer O. H.: Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. — Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 32. Berlin 1920.

Erdmannsdorfer O. H.: Untersuchungen an mazedonischen Gesteinen, I. u. II. — Neues Jahrb. Min. usw., Beil. B. Stuttgart 1921, 1923.

Erdmannsdorfer O. H., Lebling Cl., Leuchs K., Oswald K., Wurm A.: Südostmazedonien und Kleinasien. Berlin 1925.

Frech F.: Über den Gebirgsbau des Taurus in seiner Bedeutung für die Beziehungen der europäischen und asiatischen Gebirge. — Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss. 3. Berlin 1912.

Gilbert W.: The geology, petrology and structure of the Brzece area, Kopaonik mts., Jugoslavia: with a contribution to the problem of alpine tectonics. — Ann. geol. Pén. Balk., 11. Beograd 1933.

Goebel F.: Eine geologische Kartierung im mazedonisch-albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochridasees. — Ber. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., 71. Leipzig 1919.

Gorjanović-Kramberger K.: Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges. — Abh. Preuß. Akad. Wiss., Anhang. Phys. Kl. Berlin 1907.

Gripp K.: Beiträge zur Geologie von Mazedonien. — Hamburg. Univ. Abh. a. d. Geb. d. Ausl.-Kde. Bd. 7, Reihe C, Natw. Bd. 3, Hamburg 1922.

Grund A.: Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres, Geograph. Jahresbericht aus Österreich VI.

Hammer W.: Beiträge zur Geologie und Lagerstättenkunde der Meridita in Albanien. — Mitt. Geol. Ges. 11. Wien 1918.

Hammer W.: Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. — Denkschr. Akad. Wiss., 98. Wien 1921.

Hammer W.: Die Diabashornsteinschichten. — Ibid. 98. Wien 1921.

Hauer F. und Stache G.: Bericht aus dem südlichen Teile von Dalmatien. — Jahrb. geol. Reichsanst., 12. Wien 1861—62.

Hiessleitner G.: Geologie mazedonischer Chromerzlagerstätten. — Berg- und hüttenmänn. Jahrb. 79. Leoben 1931.

Hiessleitner G.: Geologie und Bergbau der Chromerzlagerstätten des Balkans. — Festschr. Leobner Bergmannstag. Leoben 1937.

Hiessleitner G.: Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien, I. u. II. Teil. — Jahrb. geol. Bundesanst. Sd.-Bd. 1. Wien 1951/52.

Hilbert V.: Geologische Reise in Nordgriechenland und Mazedonien. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 103. Wien 1894.

Karamata S.: Petrologische Studie der magmatischen und kontaktmetamorphen Gesteine der Boranja (Westserbien). Bull. Mus. d'Hist. nat. Pays Serbe, (A) 6. Beograd 1955.

- Katzer F.: Geologie Bosniens und der Herzegovina. — Sarajevo 1925.
- Kittl E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. — Jahrb. geol. Reichsanst. 53. Wien 1904.
- Kober L.: Die Bewegungsrichtung der alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. — *Peterm. geograph. Mitt.* Gotha 1914 u. *Verh. d. 85 Vers. deut. natur. u. Ärzte* 1913.
- Kober L.: Alpen und Dinariden. — *Geol. Rundschau*, 5. Stuttgart 1914.
- Kober L.: Die Großgliederung der Dinariden. — *Centralbl. f. Min. usw.* Stuttgart 1929.
- Kober L.: Grundgesetze des Bauplanes des alpinen Europa. — *Forsch. u. Fortschr.* 6. Berlin 1930.
- Kober L.: Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. — *Serb. Akad. Wiss. Sd.-Bd. CLXXXIX*, *Geol. inst.* Nr. 30, Beograd 1952.
- Koch F.: Geotektonische Beobachtungen im alpine-dinarischen Grenzgebiet. — *Recueil des travaux offert à M. J. Cvijić par ses amis et collaborateurs à l'occasion des ses trentecin ans de travail scientifique.* Belgrade 1924.
- Koch F.: Zur Tektonik und Hydrographie des Karstes. — Zagreb 1925.
- Krebs N.: Der mazedonische Kriegsschauplatz. — *Geogr. Zeitschr.* 22. Leipzig 1916.
- Kossmat F.: Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria. — *Jahrb. geol. Reichsanst.* 49. Wien 1899.
- Kossmat F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. — *Mitt. Geol. Ges.* Wien 1913.
- Kossmat F.: Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. — *Ber. Sächs. Ak. Wiss., math.-phys. Kl.* 70. Leipzig 1918.
- Kossmat F.: Bemerkungen zur Entwicklung des Dinaridenproblems. — *Geol. Rundschau*, 15. Stuttgart 1921.
- Kossmat F.: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. — *Die Kriegsschauplätze H. 12*, *Bornträger*, Berlin 1924.
- Kühn O.: Stratigraphie und Palaeontologie der Rudisten. IV. Rudisten aus Griechenland. — *Neues Jahrb. Min. usw.* Bd. 89. Stuttgart 1945.
- Kühn O.: Das Alter der Prominaschichten und der innereozänen Gebirgsbildung. — *Jahrb. geol. Bundesanst.* Wien 1948.
- Kühn O.: Rudiste nouveau de la Bosnie Orientale. — *Geoloski anali Balkanskog Poloustrva*, 19. Beograd 1951.
- Kühn O.: Nouveau gisement d'Eocène Supérieur en Macédoine. — *Bull. Mus. Hist. nat. Pays Serbe*, (A) 4. Beograd 1951.
- Kühn O., Heritsch F.: Die Südalpen, Geologie von Österreich, 2. Aufl. Wien 1951.
- Laskarev V.: Phénomene de charriage dans la Serbie centrale (les montagnes de Bukulja), S. 1. *Ann. géol. de la Pén. balk.* Tom IX Fasc. 1. Beograd 1927.
- Laskarev V.: Observations sur la tectonique des montagnes de Bukulja, de Crni Vrh et de Fruška-Gora. — *Ann. géol. de la Pen. Balk.* Tom. X. Fasc. 1. Beograd 1930.
- Ledebur K. H.: Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Lim und Ibar. — *N. Jahrb. Min., Beil. Bd.* 85 B. Stuttgart 1941.
- Leuchs K.: Aus Mazedonien. — *Mitt. Geogr. Ges.* 11. München 1916.
- Limanowski M.: Le grands charriages dans le Dinarides des environs d'Adelsberg. — *Bull. Acad. Ser. Cracovie* 1912.
- Loczy L. jun.: Geologische Studien im westlichen Serbien. Budapest 1924.
- Loczy L. sen.: Geologische Studien im westlichen Serbien. Die Ergebnisse der von der Orientcommission d. ung. Akad. d. Wiss. organ. *Balkanforsch.* 2. Geologie. Berlin und Leipzig 1924.
- Loczy L. sen.: Die Geologie von Westserbien und des Pannonischen Mittelgebirges. C. R. XIV. Congr. Int. Geol. 1926. Madrid 1927.
- Luković M.: Histoire géologique et tectonique du bassin de Skoplje. — *Bull. Soc. sci. de Skoplje*, T. X. Sect. sc. nat. 10. Skoplje 1931.
- Luković M. und Petković K.: A contribution to the Geology of Crmnic (South Montenegro). — *Ann. géol. de la Pén. balk.* T. XII, Fasc. 1, Beograd 1934.

Luković M.: The geology of the Eastern Portion of the Crna Gora (Kara-Dagh) Mountain. — Bull. Ser. geol. du Royaume de Yougoslavie, 7. Beograd 1938.

Luković M.: A contribution to the geological history of the tertiary lakes in the Balkan Peninsula. — Chief phases of their formation. — Verh. Internat. Vereinigung f. theoret. u. angew. Limnologie, 7. Stuttgart 1935.

Luković M.: The geology of the thermal and mineral springs of Jugoslavia. — XV. Congrès intern. d'Hydrogéologie, de Climatologie et de Géologie médicales. Belgrad 1936.

Marić L.: Massiv gabra kod Jablanice, Geol. Vesnik, II, 1927.

Milovanović B.: Les problèmes géologiques et tectoniques du massif de Zlatibor, Ann. géol. de la Pén. Balc. T. XII. Beograd 1934.

Milovanović B.: Sur la structure et la tectonique du défilé d'Ovčar-Kablar (Serbie occidentale). — BU 11. Serv. géol. R. Yougoslavie, 7. Beograd 1938.

Montagne D. G.: Geologie und Paläontologie der Umgebung von Sestanovác, Dalmatien. — Proefschrift Rijks-Universiteit. Utrecht 1941.

Medwenitsch W.: Altes und neues über makedonische Erzlagerstätten (Vortragsbericht). — Mitt. Min. Ges. Nr. 116. Wien 1956.

Medwenitsch W.: Die tektonische Stellung der Pelagoniden im Raume der Dinariden (Vortragsbericht). — Berg- u. hüttenmänn. Monatsh. 101. Wien 1956.

Medwenitsch W.: Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. — Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. I, 165. Wien 1956.

Mikincić V.: Carte géologique de la R. F. P de Yougoslavie. Beograd 1953.

Nowack E.: Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres. — Die Naturwiss. 7. Berlin 1919.

Nowack E.: Neuere Dinaridensynthesen. — Geol. Archiv 4. München 1927.

Nopcsa F. Baron: Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilayets Skutari in Nordalbanien. — Jahrb. Geol. Reichsanst., 61. Wien 1911.

Nopcsa F. Baron.: Geologische Grundzüge der Dinariden. — Geol. Rundschau, 12. Stuttgart 1921.

Nopcsa F. Baron: Zur Geschichte der Adria (eine tektonische Studie). — Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. 84. Berlin 1932.

Nopcsa F. Baron: Zur Tektonik der Dinariden. — Centralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1928.

Oestreich K.: Beiträge zur Geomorphologie Mazedoniens. Abh. geogr. Ges., 4. Wien 1902.

Oestreich K.: Mazedonien. — Zeitschr. Ges. Erdkunde. Berlin 1916.

Oppenheim P.: Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel. — Zeitschr. geol. Ges. 58. Berlin 1906.

Osswald K.: Das östliche Moglenagebirge und das Diabasegebiet von Djevgjeli. — Die Kriegsschauplätze 1914—1918. Berlin 1925.

Petković V.: Tektonska skica beogradske okoline. — Glasnik Srpskog geogr. Društva. Beograd 1912.

Petković V.: Prilog za geologiju Stare Raške. — Glas Srp. kr. Akademije, 125. Beograd 1927.

Petković V.: Pregled geoloske gradje i geoloske istori je razvitka Jugoslavije. — Beograd 1931.

Petković K.: Carte géologique de Yougoslavie, Ech. 1:1,000,000. Beograd 1931.

Petković K.: Contribution à la connaissance de la structure tectonique du terrain autochtone des environs de Dubrovnik et sa position par rapport aux nappes de charriage. — Ann. géol. Pén. Balk. 12. Beograd 1934.

Petković K.: Profil de „Krs“ sous Gradac pred de Sjenica et son importance pour la détermination de l'âge des couches de silex et des grés dans la province de Stara Raška. — Bull. Akad. Sc. Math. et Nat. B. Sc. Nat. Nr. 2. Beograd 1935.

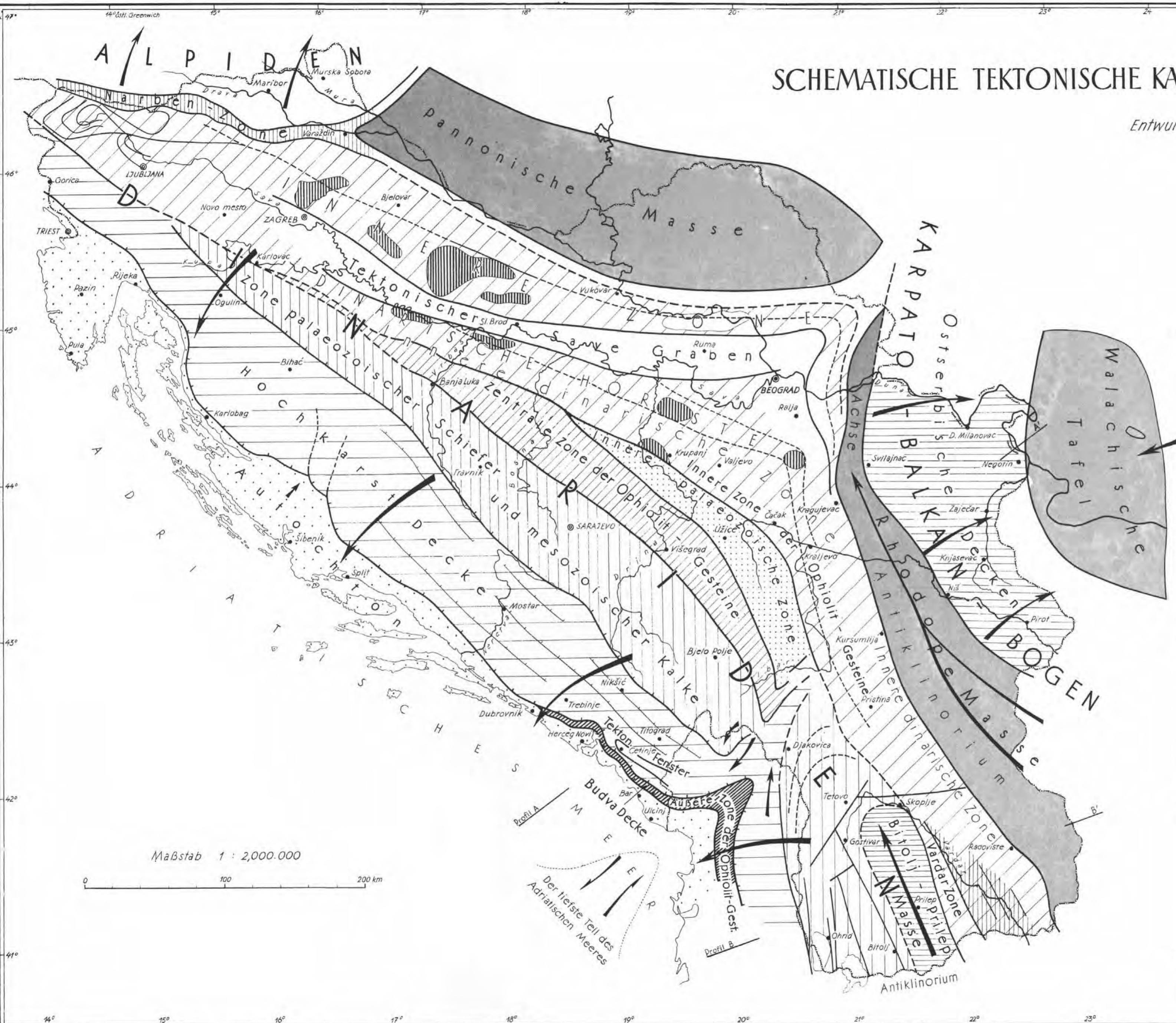
Petković K.: Magmatske stene Jastrebačkog planinskog massiva, doba njihove konsolidaci je i veza magmatskig pokreta sa orogenim fazama i potfazama. — Geol. Congress FNR Jugoslavia, Predavanje in Porocila. Bled 1954.

- Petković K.: On the Age of eruptive Rocks in the inner Dinaric zone including the intrusions of ophiolite rocks. — Bull. sci. Jugoslavia 2. Beograd 1955.
- Petraschek W. E.: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogene in den Balkaniden und Südkarpathen. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. 14. Berlin 1942.
- Pilger A.: Der innerdinarische Trog im Profil von Sarajevo. — Deutsch. geol. Ges. 91. Berlin 1939.
- Pilger A.: Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. — Zentralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1940.
- Pilger A.: Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen der Una und dem Zlatiborgebirge. — Neues Jahrb. f. Min. etc., B. Beil.-Bd. 85. Stuttgart 1941.
- Pilger A.: Zur Entstehung der jugoslawischen Decken. — Abh. Preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Nr. 3. Berlin 1941.
- Pilger A.: Die Stellung der dinarischen Schiefer-Hornstein-Formationen. — Centralbl. f. Min. usw. B. Stuttgart 1939.
- Quitow H. W.: Der Deckenbau der Dinariden in der Küstenzone von Süddalmatien und Montenegro. — Jahrb. Reichsstelle f. Bodenforschung, Berlin 1941.
- Schmidt G.: Bau und Bild der Schweizeralpen. — Basel 1907.
- Schumacher F., Stier K. und Pfalz R.: Magmatisch-tektonische Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Erzlagerstätten der Balkanhalbinsel unter besonderer Berücksichtigung der Vardar-Zone. Bull. du Mus. d'Histoire Nat. du Pays Serbe, Ser. A, Livre 1. Beograd 1950.
- Schumacher F.: Die Lagerstätte der Trepča und ihre Umgebung. — Verl. „Kultura“, Beograd 1950.
- Schumacher F. und Stier K.: Kritischer Beitrag zur Kenntnis der Lagerstätten Jugoslawiens. — Geol. Vesnik. Beograd 1953.
- Schwinner R.: Dinariden und Alpen. — Geol. Rundschau 6. Leipzig 1915.
- Simić V.: Magmatismus und Metallogene der unteren granitischen Gesteine. — Geološki Vesnik, 10. Geološki zavod N. R. Srbije. Beograd 1953.
- Simić V.: Beitrag zur Tektonik von Westserbien. — Die Gebirgsgegend um Podrinje. — Bull. Serv. géol. de Jugoslavie, 8. Beograd 1940.
- Simić V.: Géologie des Studenica Gebietes. — Bull. Serv. géol. geoph. de la R. P. de Serbe, 12. Beograd 1956.
- Schubert J.: Geol. Aufbau des dalmatinischen Küstengebietes. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1908.
- Soest Van J.: Géologie und Paläontologie des Zentralen Biokova (Dalmatien). — Proefschrift Universiteit. Utrecht 1942.
- Staub R.: Südalpen und Dinariden. — Eclogae geol. Helv. 19. Basel 1926.
- Staub R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — Eclogae geol. Helv. 42. Basel 1949.
- Suess E.: Antlitz der Erde. Wien-Leipzig 1885—1909.
- Termier P.: Rapports tectoniques de l'Appenin, des Alpes et des Dinarides. — Bull. soc. Géol. France. Paris 1907.
- Termier P.: Les problemes de la Géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. — Rev. gén. Sc., 30. Paris 1911.
- Viquessel A.: Sur la Macedoine et l'Albanie. — Bull. soc. géol. France. Paris 1842 bis 1843.
- De Witt Puyt J. F. C.: Geologische und paläontologische Beschreibung von Ljubuski—Hercegovina. — Proefschrift Universiteit. Utrecht 1941.
- Wurm A.: Geologische Beobachtungen in Ostmazedonien. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart 1922.
- Zapletal K.: Grundzüge der Tektonik der Dinariden im Norden der albanischen Scharung. — Zvlastní z casopisu Mor. Musea Zemskeho 22. Brno 1925.
- Zujović J. M.: Geologija Srbije, 2. Beograd 1900.



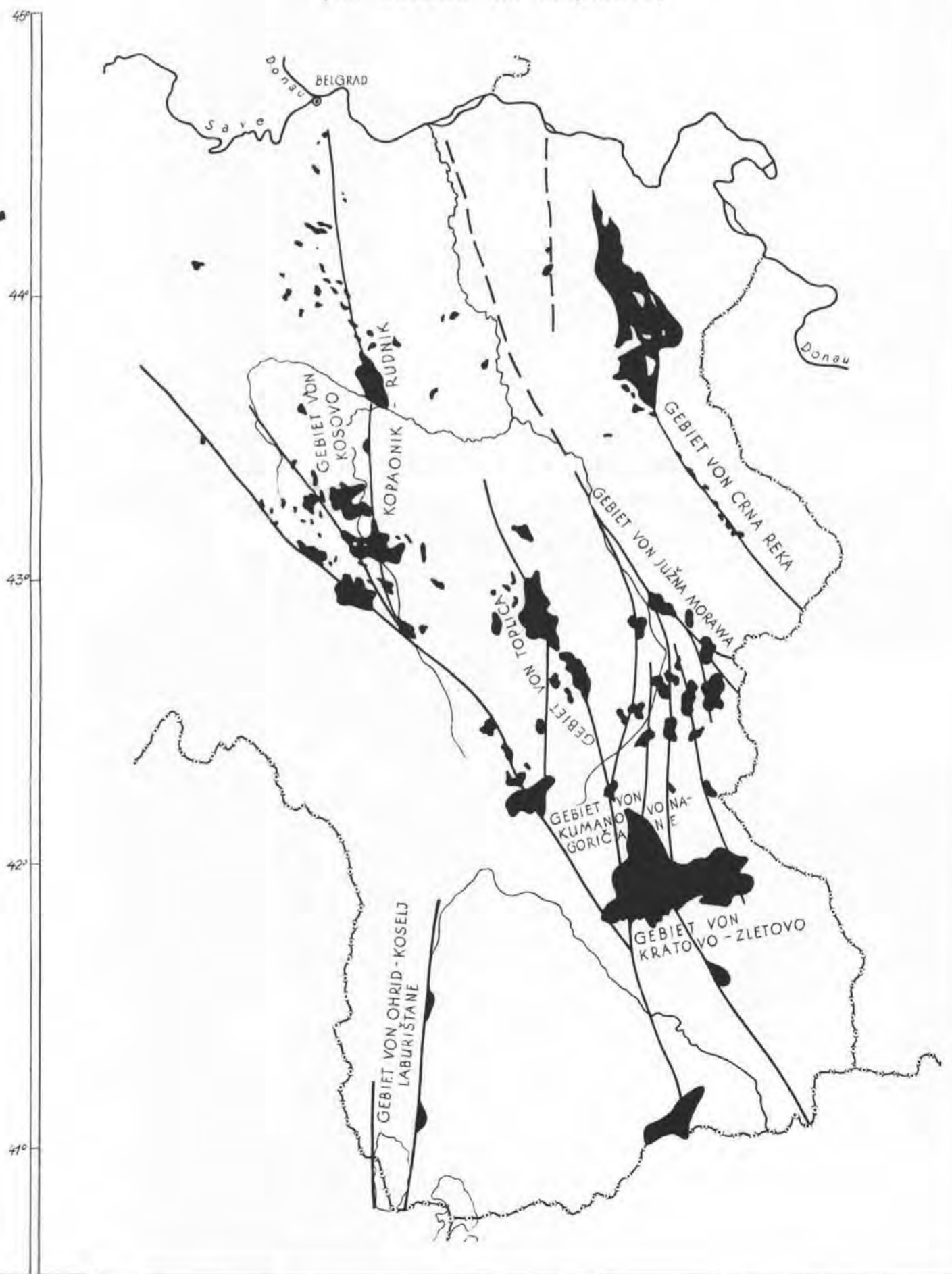
# SCHEMATISCHE TEKTONISCHE KARTE DER JUGOSLAVISCHEN DINARIDEN

Entwurf K. PETKOVIĆ 1957



Nebenkarte:

TERTIÄRE BRÜCHE UND ANDESITISCH-DAZITISCHE ERGÜSSE IM BEREICHE DER RHODPEMASSE UND IHRER RÄNDER  
(im Maßstab der Hauptkarte)

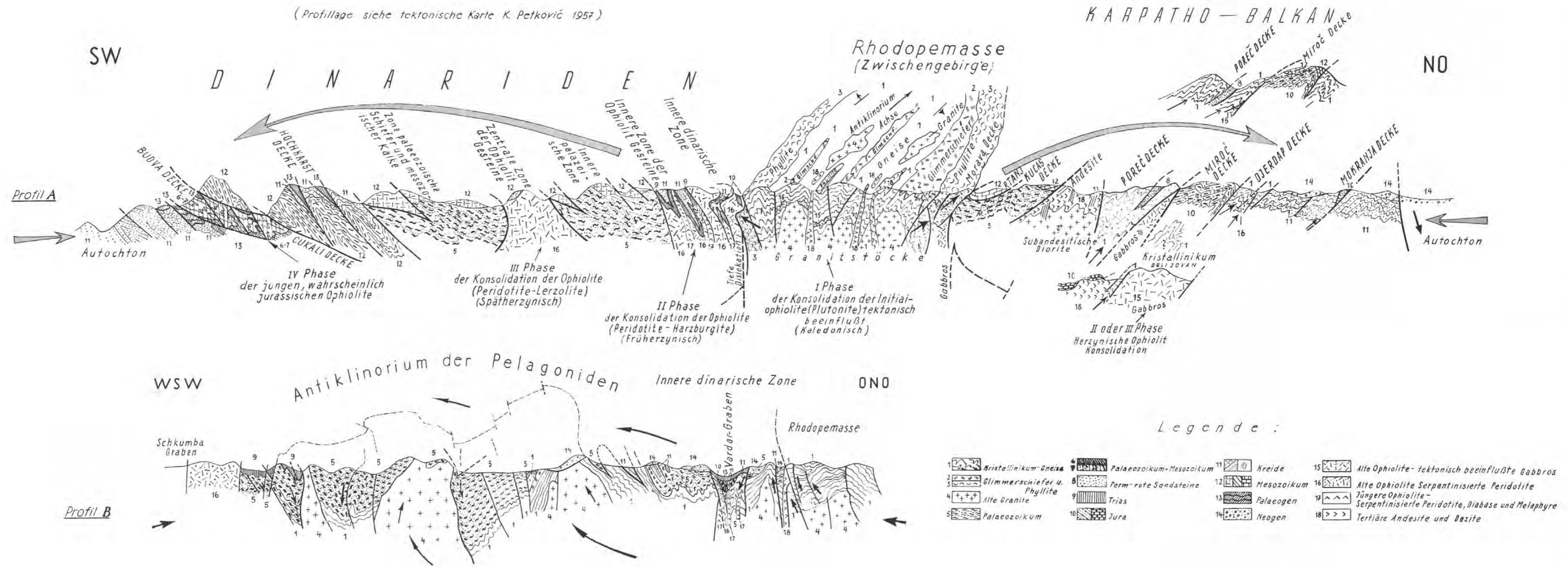




# SCHEMATISCHE QUERPROFILE DURCH DINARIDEN, RHODOPEMASSE UND KARPATHO-BALKAN

Entwurf K. PETKOVIĆ 1957

(Profilage siehe tektonische Karte K. Petković 1957)



# Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe

(Hohe Tauern)

Geologische Luftbildinterpretation I

Von **Herwig F. Holzer**<sup>1)</sup>

(Mit Tafel III)

## Zusammenfassung

Einleitenden Bemerkungen über Photogeologie, Methodik, Instrumente und einem geschichtlichen Rückblick folgen Hinweise auf die Anwendungsmöglichkeiten in Österreich. Es wird über die beiliegende photogeologische Karte, über die Ergebnisse der Photointerpretation sowie ergänzende Feldbeobachtungen berichtet. Da das Studium von Luftbildern die geologische Feldarbeit wesentlich erleichtern kann, wird eine weitgehende Verwendung der Luftphotos empfohlen.

## Summary

The article presents a brief review of photogeology, its methods and instruments. Since at present approximately 75% of Austria's territory is covered by aerial photographs, the use of air photos as valuable tool for all branches of geologic work is emphasized. According to the climatic conditions in Austria, photogeological methods will render best results in the higher regions of the Alps. Some explanatory remarks on the photogeological map of Goldberggruppe are followed by the results of field investigations of the terrane in question.

## I. Allgemeines

Flugwesen, Aufnahmekameras, photographische Technik, photogrammetrische Instrumente und Methoden sind in den letzten Jahren rasch weiterentwickelt und immer mehr verfeinert worden. Luftbilder sind in vielen Ländern zu einem unentbehrlichen Hilfsmittel in der Hand des Geologen geworden. Die wirtschaftliche und wissenschaftliche Bedeutung der Luftphotographie für geologische Fragen und Anwendungsgebiete aller Art ist zahllosen, in der Literatur verstreuten Berichten zu entnehmen. Heute besitzen viele technische Unternehmungen, Ölfirnen, geologische Landesanstalten usw. eigene Arbeitsstellen, welche die geologische Auswertung von Luftphotos durchführen. Die Bedeutung der Luftbildinterpretation wird durch die Tatsache unterstrichen, daß erstmals beim Internationalen Kongreß für Photogrammetrie in Washington 1952 eine eigene Kommission für Photointerpretation eingesetzt wurde, u. zw. zu den Themen:

- a) Bestandsaufnahme der natürlichen Hilfsquellen, soweit sie dem Luftbild zugänglich sind,
- b) Fragen des Ingenieurbauwesens,
- c) Militärische Luftbildinterpretation.

<sup>1)</sup> Adresse des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, Wien 3.

Moderne Luftbilder geben dem Geologen die Gelegenheit, große Geländeauschnitte in Muße zu betrachten und zu studieren, und damit die Möglichkeit, regionale Zusammenhänge zu erkennen, welche im Felde oft nur schwer und mit großem Zeitaufwand zu gewinnen sind. Details, die im Terrain leicht übersehen werden, treten im Luftphoto oft erstaunlich klar hervor. Gelände, das zu Fuß schwierig erreichbar ist, liegt im stereoskopischen Modell offen vor dem Auge des Betrachters. Das meist mühselige Aufsuchen von Aufschlüssen in Waldgebieten kann mit Hilfe des Luftbildes wesentlich erleichtert werden. Mit Hilfe geeigneter photogrammetrischer Methoden können auch sehr genaue Messungen durchgeführt werden. Die aus dem Luftbilde beziehbaren geologischen Informationen wechseln nach Quantität und Qualität in verschiedenem Ausmaß und sind von vielen Faktoren, in erster Linie von der Geländebeschaffenheit selbst, abhängig. Luftbilder haben eine sehr vielfältige Verwendungsmöglichkeit. Allerdings muß betont werden, daß sie niemals die Feldarbeit selbst voll ersetzen können, wohl aber ein wertvolles Hilfsmittel darstellen. Geologische Interpretation von Luftphotos sollte jeder Feldarbeit vorangehen, und während dieser sowie nachher Anwendung finden. Auf alle Fälle müssen die aus den Bildern gewonnenen Daten im Felde überprüft werden, da Fehlinterpretationen möglich sind.

Definition. Im englischen Sprachraum wird für unseren Arbeitsbereich der Ausdruck „photogeology“ verwendet. H. Roscoe (1953) definiert photogeology (in freier Übersetzung!) als die Anwendung von Photointerpretation im Hinblick auf die Lösung geologischer Probleme. Es wird häufig zwischen einfachem Photo-Lesen und Photo-Interpretation unterschieden. Z. B. wird jedermann auf einem Luftbild eine Straße als solche erkennen: Photo-Lesen. Eine verlässliche Bestimmung von Art, Ausmaß, Konstruktion usw. dieser Straße auf Grund verschiedener, aus dem Luftbild ablesbarer Daten, und mit Hilfe bestimmter Methoden und Erfahrungen: Photo-Interpretation. Im deutschen Schrifttum wurde der Ausdruck „Photogeologie“ unseres Wissens erstmals von R. Helbling (1948) angewendet.

Im folgenden möge unter Photogeologie die Anwendung von Photointerpretation für die Zwecke geologischer Forschung verstanden werden.

Methodik, Instrumentelles. Es ist hier nicht der Platz, eine Einführung in Luftphotographie und Photogrammetrie zu geben. Das ist in jedem einschlägigen Werk nachzuschlagen. Einige Hinweise über Methodik und Instrumentelles aber dürften für den der Materie fernstehenden Fachkollegen am Platze sein, wobei wir uns auf die dem Geologen in Österreich offenstehenden Möglichkeiten beschränken wollen.

Unser Staatsgebiet ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt zu rund zwei Dritteln „geflogen“ (Karte 1:500.000 „Luftbilddeckung“ des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen). Es liegen über diesen Raum vertikale Luftbilder (schwarz-weiß, Negativformat  $18 \times 18$  cm) in einem Bildmaßstab von annähernd 1:20.000 vor (Maßstab: eine Funktion von Flughöhe und Brennweite der Aufnahmekamera). Die Bilder können natürlich beliebig vergrößert werden. Kopien werden in Hochglanz oder matt ausgeführt. An und für sich sind die glänzenden Kopien für die Zwecke der Interpretation geeigneter. Sollen hingegen Eintragungen auf den Bildern gemacht werden, empfiehlt sich die matte Ausführung.



Das in letzter Zeit in Dienst gestellte Vermessungsflugzeug läßt hoffen, daß in naher Zukunft das gesamte Bundesgebiet durch Luftbilder gedeckt sein wird. Die Kopien sind unter gewissen einschränkenden Bedingungen käuflich, d. h., geologische Arbeiten könnten in Hinkunft stets unter Zuhilfenahme dieser Bilder erfolgen.

Für geologische Zwecke werden auch anderswo meist vertikale Schwarzweiß-Photos verwendet. In den USA. z. B. finden auch Schräg-Aufnahmen sowie (oft speziell für geologische Zwecke hergestellte) Farbphotos Anwendung.

Vertikale Luftbilder werden gewöhnlich so gemacht, daß eine im Flugzeugkörper starr angebrachte Reihenmeßkammer in regelmäßigen Intervallen exponiert wird. Die Kamera-Achse darf nicht mehr als höchstens 3 Grad von der Vertikalen abweichen. Die Auslösemomente werden, je nach Flughöhe und Brennweite des Objektivs (und damit Maßstab) so gewählt, daß zwei aufeinander folgende Aufnahmen einander zu etwa 60% überdecken. Ein einzelnes Luftbild (für den Ungeübten ein etwas ungewohntes Abbild der Erdoberfläche) kann bereits vom Geologen verwendet werden. Auch können die Bilder zu Mosaiks zusammengesetzt werden. Großes Gewicht sei dabei auf die Feststellung gelegt, daß bei stereoskopischer Betrachtung ungleich mehr aus den Luftbildern herausgelesen werden kann. Innerhalb der oben genannten 60prozentigen Überdeckung eines Photopaars ist mit Hilfe einfacher Geräte — Linsen- oder Spiegel-Prismenstereoskope — ein dreidimensionales Modell des Geländeabschnittes zu sehen. (Für Geländearbeit besonders geeignet das Taschenstereoskop der Firma Zeiss-Aerotopograph/München). Das Raummodell weist eine Reliefüberhebung auf, welche aus dem weiten Abstand der Kamera-Auslösepunkte, verglichen zum menschlichen Augenabstand, resultiert. Die stereoskopische Überhebung verdeutlicht besonders feine Strukturen und Geländeunterschiede, was für die Interpretation von Nutzen ist. Daß damit auch eventuell sichtbares Schichtfallen übertrieben wird, ist klar. Bei einiger Übung jedoch läßt sich dieses annähernd richtig einschätzen, kann auch mit Hilfe von Zusatzgeräten gemessen werden.

Man muß sich vor Augen halten, daß Luftbilder eine radiale, und nicht eine orthographische Projektion darstellen. Das heißt, wir können die aus den Bildern entnommenen geologischen Daten nicht ohne weiteres in die Karte übertragen. Dies kann mit Hilfe der zeichnerischen Radialtriangulation oder mit Radialschlitz-Triangulation erfolgen. Beide Methoden sind ziemlich zeitraubend, geben aber bei sorgfältiger Durchführung Resultate, die durchaus unterhalb der für geologische Karten annehmbaren Fehlergrenzen liegen. Bei größeren Arbeiten, vor allem, wenn Messungen erforderlich sind, finden photogrammetrische Instrumente Verwendung. Das einfachste Gerät ist das jedem besseren Stereoskop beigegebene Stereometer. Den Bedürfnissen der Photointerpretation entsprechen besonders die in letzter Zeit von Zeiss herausgebrachten Geräte Luftbildumzeichner und Stereopret. Photogrammetrische Instrumente, wie das Zeiss'sche Stereotop, oder solche höherer Ordnung, wie Kelsh-Plotter, Multiplex, Stereoplanigraph und andere kommen für unseren engeren Rahmen wohl nicht in Betracht, zumal viele dieser Geräte Glasdiapositive der Luftbilder verwenden.

Zur Verwendung der Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen ist noch zu sagen: Die Flugrichtung der Bildstreifen ist, wie allgemein üblich, in der Regel Ost—West. Die geographische Lage der Bilder kann leicht aus den von obigem Amt ausgegebenen Kopien der Karte 1 : 50.000 entnommen werden, auf welchen die Hauptpunkte der Photos mit entsprechender Numerierung eingetragen sind. Die annähernde Nordrichtung der Bilder ist an dem auf der Rückseite der Kopien aufgedruckten Stempel des Amtes leicht erkennbar — die Schriftzüge verlaufen Ost—West.

Zur Interpretation. Bei stereoskopischer Betrachtung eines Bildpaares haben wir ein verkleinertes, dreidimensionales Modell eines Geländeausschnittes vor uns. Dieses zeigt sehr viele den Erdwissenschaftler interessierende Daten, die auch in der besten topographischen Karte nicht enthalten sein können. Da wir bei der Interpretation nicht das Objekt selbst, sondern ein Modell desselben untersuchen, ist ein sofortiges Nachprüfen nicht möglich. Wir sind damit in erster Linie auf das Erkennen bzw. Wiedererkennen geologischer Gegebenheiten angewiesen. T. Hagen (1950) schreibt: „Photo-Interpretation verlangt vom Interpreten neben Zeit und Muße die Fähigkeit, feine Nuancen in den Bildern zu erkennen. Es liegt in der Natur der Sache, daß nicht am konkreten Objekt geforscht oder gar gemessen werden kann, sondern nur an seinem Modell. Und auch bei diesem führen oft einige (meist vage erkannte) Gesetzmäßigkeiten dazu, sich vom Aufbau des Objekts eine bestimmte Vorstellung, eine Idee, zu machen. Die praktische Aufgabe der Interpretation ist dann nur das Herausfinden von Beweisen, die entweder diese Idee zur Gewißheit erhärten oder sie zunichte machen. Im letzteren Falle muß eine neue Idee geboren und bewiesen werden. Oft finden sich die Beweise für eine Idee gar nicht auf demjenigen Bild, das die ersten Anhaltspunkte für diese Idee gegeben hat. Wenn beispielsweise in einem bestimmten Luftbild das Relief und die Pflanzendecke andeuten, daß möglicherweise eine Antiklinale vorliegen könnte, so wird der Interpret in der vermuteten Streichrichtung suchen, bis er irgendwo auf benachbarten Bildern deutliche Schichtköpfe oder gar eine Schichtumbiegung .. findet“.

Der Photogeologe wird selbstverständlich umso mehr aus den Bildern ablesen können, desto größere Geländeerfahrung er besitzt.

Es ist im allgemeinen leicht, auf Luftbildern die Form eines Objekts zu erkennen, nicht aber den Stoff, aus dem es besteht. Meist kann aus der Ersteren auf den Letzteren geschlossen werden. Z. B. weisen die verschiedenen Verwitterungsformen auf die petrographische Natur des Gesteins hin. Von entscheidender Bedeutung ist die geomorphologische Wertigkeit der Gesteine. Weiters sind Geländeform, Vegetation, Farbunterschiede des Gesteins, Feuchtigkeitsgrad, Strukturen und anderes Ausgangspunkte für die Interpretation. Aufgabe der Photogeologie ist die Darstellung von lithologischen Grenzen, die Kartierung von Lockermassen und Anstehendem, von Verwerfungen und Bruchlinien, das Erkennen von Strukturen, glazialen Erscheinungen. Weiters die Untersuchung der Landformen, des Gewässernetzes, der Vegetationsgrenzen und anderes mehr. Auf diesbezüglichen Studien können geologische und geomorphologische Folgerungen für größere Gebiete aufbauen. Wichtig

ist die möglichst detaillierte zeichnerische Darstellung, da man hierbei zur Zusammenfassung bzw. Trennung von Einheiten gezwungen ist.

Mancherorts ist man darangegangen, sogenannte Interpretations-„Schlüssel“ anzulegen. Diese sollen dem Bearbeiter bei der Bestimmung fraglicher Objekte helfen, vor allem, wenn das zu studierende Gelände aus irgendwelchen Gründen schwer oder nicht zugänglich ist. Interpretations-Schlüssel sind neben schriftlichem Material Luftbildsammlungen von im Gelände studierten und gut bekannten Vergleichsobjekten. Als Beispiel denke man sich eine Sammlung von Bildern rezenter Vulkangebiete, die von eingearbeiteten und mit dem Terrain vertrauten Geologen interpretiert und beschrieben sind. Solche Luftbilder können bei der Bearbeitung anderer Vulkangebiete wertvolle Vergleichsmöglichkeiten liefern.

Historisches. Da keine eigene Zeitschrift für Photointerpretation besteht, ist ein Überblick über die vorhandene Literatur nur schwer zu gewinnen. Vieles findet sich in der von der „American Society of Photogrammetry“ herausgegebenen, seit 1935 bestehenden Zeitschrift „Photogrammetric Engineering“. Andere Beiträge erscheinen gelegentlich in den Veröffentlichungen des U. S. Geological Survey und in verschiedenen Erdöl- und Bergbauzeitschriften. In deutscher Sprache ist die „Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin“ sowie „Luftbild und Luftbildmessung“ zu erwähnen. Das Schriftenverzeichnis auf Seite 34 enthält eine kleine Auswahl aus den in verschiedenen Zeitschriften verstreuten photogeologischen Arbeiten.

Wenn wir von Berichten absehen, in welchen Erdwissenschaftler ihre Eindrücke anlässlich eines Fluges wiedergeben (z. B. W. T. Lee: The face of the earth as seen from the air), so finden wir, daß etwa ab 1920 Geologen begannen, Luftbilder für ihre Forschungen zu verwenden, u. zw. zunächst nur als Einzelbilder oder Mosaiks. Bahnbrechend waren die mit Hilfe einfacher Geräte durchgeführten photogeologischen Arbeiten der B. P. M. in Neuguinea (1935—1937), bei welchen 35.000 Quadratmeilen schwierigst begehbaren Terrains studiert wurden und wichtige Ergebnisse erzielt werden konnten. Seit dieser Zeit findet der photogeologische Arbeitszweig in steigendem Maße Anwendung.

Eine sprunghafte Entwicklung setzte mit Ende des zweiten Weltkrieges ein, hauptsächlich infolge der in dieser Zeit entwickelten Methoden und Instrumente. Im deutschsprachigen Schrifttum sind die grundlegenden Arbeiten der Schweizer R. Helbling (1938, 1941, 1948) und T. Hagen (1948, 1950) hervorzuheben. Die in Deutschland während des letzten Krieges durchgeführten Arbeiten sind zum größten Teil nicht veröffentlicht. In Österreich wurden in allerletzter Zeit Luftbilder in geringem Ausmaß für geologische Arbeiten herangezogen, sowohl für technische wie auch für wissenschaftliche Projekte (G. Horninger, O. Schmidegg, W. Senarclens-Grancy).

Ausbildung. Kurse in Photogeologie gehören gegenwärtig in vielen Ländern zur regulären Ausbildung des Geologen. Übungen im stereoskopischen Sehvermögen, Skizzieren und Interpretieren des Bildinhaltes sind leicht in den Lehrplan einzubauen und entsprechen den Bedürfnissen der Praxis.

## II. Anwendungsmöglichkeiten in Österreich

Verfasser dieser Zeilen ist seit etwa zwei Jahren mit photogeologischen Arbeiten beschäftigt. Es sei hier gestattet, auf Grund der bisherigen Erfahrungen und der allerdings noch lückenhaften Kenntnis österreichischer Luftbilder eine Meinung über die Anwendungsmöglichkeit zu äußern. Ohne Zweifel ist unser Raum infolge der meist dichten Besiedlung und Vegetation kein ideales Gebiet für photogeologische Arbeiten, verglichen mit ariden Zonen oder den vegetationsarmen Gebieten des Nordens. Am aussichtsreichsten sind jene Gebiete unseres Landes, in denen man mit geringer Pflanzendecke zu rechnen hat, im wesentlichen also die Hochregionen unserer Alpen. An und für sich muß die Vegetationsdecke nicht unbedingt hinderlich für das Erkennen der geologischen Situation sein, wie Beispiele aus den Regenwäldern Indiens zeigen. Oft bildet nämlich eine ungestörte Vegetation die geologischen Strukturverhältnisse in erstaunlicher Genauigkeit ab. Störend ist das Pflanzenkleid in erster Linie dort, wo jahrhundertlang durchgeführte Kultivierungsmaßnahmen die ursprünglichen Boden- und Vegetationsunterschiede verwischt haben. Am wenigsten erfolgversprechend sind demnach die stark bebauten Tertiärgebiete und große Teile der Flyschzone. Hier werden die Luftbilder nur spärliche geologische Daten erbringen, können aber als Kartierungsbehelf bei der Aufschlußsuche und zur Fixierung von Beobachtungspunkten gute Dienste leisten. Ähnliches gilt voraussichtlich für den Raum der Böhmisches Masse, worüber uns aber zur Zeit noch keine Erfahrungen vorliegen. Theoretisch wäre zu erwarten, daß sich Störungslinien oder Grenzen zum Tertiär unschwer erkennen lassen werden. Im alpinen Raum ergeben Bilder in Zonen, die von Sedimentgesteinen aufgebaut sind, bessere Ergebnisse als Gebiete, die aus Kristallin bestehen. Massige oder bankige Kalke, Dolomit, Mergelbänder usw. sind bei einigermaßen guten Aufschlußverhältnissen leicht zu erkennen und zeichnerisch darstellbar. Im Metamorphikum sind Gesteinsunterschiede (z. B. Amphibolite — Glimmerschiefer) nur schwer zu deuten. Gesteine mit gleicher geomorphologischer Wertigkeit sehen im Luftbild im allgemeinen auch gleich aus. Gesteine, wie Zentralgneis und Hülschiefer lassen sich allenfalls noch recht gut auseinanderhalten. Dabei spielt die persönliche Erfahrung des Bearbeiters keine geringe Rolle.

Sehr deutlich kommen Brüche und Störungslinien zur Abbildung. Sie sind auf den Luftphotos in einer die Geländeaufnahme weit übersteigenden Genauigkeit kartierbar. Ebenso können Lockermassen, wie Moränen, Schuttkegel und anderes mit geringer Mühe und in detaillierter Form ausgedehnt werden. Dies wird von seiten der Aufnahmsgeologie begrüßt werden, da die Geländeaufnahme gerade der letztgenannten Bildungen meist recht zeitraubend und wenig reizvoll ist.

In Summe läßt sich sagen, daß das Luftbild ein wertvolles Hilfsmittel für geologische Arbeiten darstellt. Die vielseitige Verwendbarkeit liegt auf der Hand, soll jedoch weder über- noch unterschätzt werden.

## III. Zur photogeologischen Karte eines Teiles der Goldberggruppe

Interpretation. Beiliegende Karte könnte als Beispiel für die Anwendung photogeologischer Methoden im Metamorphikum der Zentral-

alpen dienen. Hierzu sind einige Hinweise nötig. Es konnte von vornherein nicht erwartet werden, in den Hohen Tauern mit Hilfe der Luftbilder geologisch-petrographische Ausscheidungen zu machen. Wie die Karte zeigt, erfolgten solche auch nur in sehr angenähertem Maße. Wir haben nachstehend eine Art Gerippe einer geologischen Karte vor uns, welches noch der eigentlichen Feldaufnahme bedarf und nur das aus den Luftbildern zu entnehmende Oberflächenbild wiedergibt. Immerhin glauben wir sagen zu können, daß der mit einer solchen Karte ins Gelände gehende Geologe viel Zeit und Mühe ersparen kann. Die Linienführung der verschiedenen Ausscheidungen ist u. E. n. recht detailliert und wohl auch genauer, als sie mit der herkömmlichen Aufnahmestechnik in schwierigem Gelände erfolgen kann. Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß die beiliegende Karte in wenigen Wochen ungestörter Winterarbeit am grünen Tisch hergestellt werden kann. Die Bearbeitung der Bilder ist außerdem eine gute Vorbereitung der eigentlichen Feldarbeit.

Die Goldberggruppe in den östlichen Hohen Tauern wurde deshalb gewählt, weil hier die geologische Kartierung durch Herrn Prof. Dr. Ch. Exner vor dem Abschluß steht und die photogeologische Karte eventuell für die Arbeiten von Prof. Exner verwendet werden kann. Unsere Karte umfaßt ein Areal von ungefähr  $70 \text{ km}^2$ . Ausgewertet wurden die Luftbilder D 833—843, D 1377—1364 und D 1549—1563 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen, insgesamt 40 Bilder. Die Photos wurden nach Eintragen der Haupt-, Hilfs- und Grundkontrollpunkte unter einem Wild-Spiegelstereoskop ausgearbeitet, das sich als vorzüglich verwendbares Interpretationsstereoskop erwies. (Man hat genügend Raum zum Zeichnen, völlige Bewegungsfreiheit der Zeichenhand, gute optische Eigenschaften.) Anzuraten ist der Gebrauch einer Zeiss'schen Bildträgerplatte mit Haftmagneten. Von einem direkten Eintragen der geologischen Beobachtungen auf die Photos wurde aus bestimmten Gründen abgesehen. Das Zeichnen erfolgte auf Ultraphan-Folie (0.10, matt). Es muß hiebei auf möglichst genaue und saubere Linienführung Wert gelegt werden. Die Interpretation wurde in die topographische Karte (Vergrößerung von Blatt 154/3 und 4 der Karte 1 : 25.000 auf 1 : 10.000) zum Teil mit Hilfe des Zeiss'schen Luftbildumzeichners, zum Teil nach phototechnischer Maßstabsveränderung der Zeichnung auf dem Lichttisch übertragen. Dies ist bei den starken Reliefunterschieden unseres Gebietes mit einigen Schwierigkeiten verbunden (dem Fach-Photogrammometer werden solche Methoden höchst ungenau erscheinen). Nun, einerseits läßt sich die auf den Kartenmaßstab gebrachte geologische Zeichnung mit Hilfe der Grundkontrollpunkte, dem Gewässernetz und orographischen Daten im engen Rahmen recht gut in die topographische Karte einpassen. Andererseits reicht die Genauigkeit geologischer Linienführung naturgemäß nie an die Genauigkeit topographischer Meßtechnik heran, geschieht doch oft das Zeichnen einer Linie nur nach bestem Ermessen des Geologen.

Im folgenden eine kurze Beschreibung der Ergebnisse der Interpretation, welche zunächst ohne Kenntnis des Terrains durchgeführt wurde.

Anstehendes: Beiderseits des Großen Fleißtales deuten die in den Wänden der Gjaidtroghöhe bzw. auf den Bänken sichtbaren Schichtköpfe auf ein Abtauchen der hier gut geschieferten Gesteine gegen W.

An den westschauenden Hängen des Hocharn und seines südlichen Vorgipfels, gegen das Fleißkees zu, sind zwei Gesteinseinheiten deutlich zu erkennen. Die tieferen, bankigen Gesteine (Zentralgneis) fallen flach unter die die Gipfelpartie bauenden Hüllschiefer. Im Bereich des Hocharnkeeses der Karte sind viele, vom Eis freigewordene Felsflächen zu beobachten. Beiderseits des Kleinen Fleißtales, im Raum Gosim K.—Gjaidtroghöhe, und in den Richardswänden fallen die Hüllschiefer nach NW, bzw. SE ein. Im Luftbild gewinnt man den Eindruck eines aufgeschnittenen, gegen Westen abtauchenden Gewölbes. Die Schichtköpfe in den steilen Nordwänden des H. Sonnblicks deuten auf S bis SW-Fallen. Überhaupt ist das Gebiet zwischen H. Sonnblick—Goldberg Tauern K.—Duisburger Hütte durch auffallend viele, eng gescharte, NW-streichende Strukturelemente charakterisiert, die im einzelnen im Luftphoto zunächst nicht klar zu deuten sind. Die Schieferserien im Gebiet des Sandkopf fallen generell nach SW, darunter erscheinen im Gebiet der Tröger Alm—Hinter der Brettwand Zentralgneise in relativ flacher Lagerung. Lineare, NW-streichende Strukturelemente sieht man im Umkreis der Zirknitzscharte. Hier zeichnen sich auch langgestreckte, NW-streichende dunkle Gesteinszüge ab, vermutlich Amphibolite.

Störungslinien sind im Luftbild überaus klar zu erkennen. Generell sind zwei Richtungen ausgeprägt: NNW—SSE und NNE—SSW. Vorherrschend ist die NNW-Richtung. Eine kleine Bruchstafel durchsetzt das Felsgelände N des Großen Fleiß-Keeses. Die Ostflanke von Hocharn—Grieswies Schwarzkogel sowie der Raum südlich Kolm-Saigurn weist mehrere, mehr oder minder parallel streichende, NW-gerichtete Brüche auf. Bruchscharen treten ferner im Gebiet SW und NE des Zirmsees auf, sie sind hier eng gestaffelt, ebenso wie E des H. Sonnblicks, am Hang gegen den Grieswies Tauern. Die von Kolm-Saigurn gegen SE streichenden Brüche lassen sich auch im Umkreis des Wilh. Arlt-Hauses erkennen. Parallel dazu verläuft die Bruchstafel im Raum NW Goldberg Tauern, die offenbar im Gebiete SE des Wurtenkeeses ihre Fortsetzung hat. Ein regelmässiges Netz von Fäulenzonen durchsetzt das Terrain Tröger Alm—Tröger Wände—Hinter der Brettwand—Brettsee—Goldbergspitze. Das in den Photos beispielhaft deutlich abgebildete Bruchsystem ist streng linear in NNW, bzw. NNE-Richtung angeordnet.

Insgesamt treten in unserem Raum zwei Zonen stärkerer Bruchzerstückung hervor. Die eine zieht vom Großen Fleißkees nach SE über Zirmsee—Brettscharte—Brettsee in Richtung Großsee. Die zweite verläuft weiter östlich, vom Grieswies Schwarzkogel über Kolm-Saigurn—Goldberg Tauern gegen die Duisburger Hütte.

Lockermassen. Sie können im untersuchten Raum überall gut abgegrenzt werden. Die kartenmäßige Erfassung von Schuttfeldern, Bergsturz-Blockmassen und Moränen ist mit Hilfe der Photos leicht durchzuführen. Daß die verschiedenen Moränenwälle infolge der stereoskopischen Reliefübertreibung besonders deutlich hervortreten, braucht nicht betont zu werden. Die zeitliche Einstufung der Moränen erfolgt am besten im Feld, könnte aber auch bei entsprechender Erfahrung bereits auf den Bildern erfolgen.

### Feldbegehungen \*).

Wie bereits berichtet, erfolgte die geologische Bearbeitung unseres Raumes durch Herrn Prof. Dr. Ch. Exner. Die Feldbegehungen waren deshalb auf das Ziel gerichtet, in erster Linie die aus den Photos entnommene Grenzziehung nachzuprüfen und die verschiedenen Störungszonen im Terrain aufzusuchen. Etwa vier Wochen Aufnahmezeit wurden auf die Begehung des Raumes zwischen Sandkopf—Hocharn—Strappelenspitze verwendet. Es ergab sich, daß die photogeologische Karte in Hinblick auf die Abgrenzung von Anstehendem und Lockermassen zufriedenstellend ist, wobei die Linienführung in den meisten Fällen detaillierter ist, als bei der Feldaufnahme erreicht werden kann. Dies gilt insbesondere für die Darstellung der Bruchlinien und Moränenwälle.

Strukturelle Einzelheiten, die aus den Luftbildern abgelesen wurden, decken sich mit dem Feldebefund. Da diese jedoch im Rahmen der Untersuchungen Exners liegen, braucht hier nicht darüber berichtet zu werden. Die auf der Karte gezeichneten Störungslinien wurden im Felde überprüft. Sie erwiesen sich als Scharen von Harnischflächen, als Zerrüttungszonen im Gestein, als Mylonitbildungen. Sehr oft wurde Verquarzung beobachtet. Besonders im Gebiet zwischen Sandkopf—Rotem Mann und Rojacher Spitze—Goldberg Tauern trifft man eine große Anzahl von Quarzgängen, die teilweise vererzt sind, und auf welchen (meist mittelalterliche) Bergbaue umgingen. Beinahe jede hier in den Luftbildern erkennbare Störungszone zeigt Abbauspuren, mehr oder minder verfallene Schächte und Stollen, Pingen, sowie Ruinen ehemaliger Berghäuser mit Schlacken- und Haldenresten. Eventuelle lagerstättenkundliche Studien in diesem Raum sollten zweckmäßigerweise an Hand der Luftphotos erfolgen. Die im Felde gemessenen Kluftgassen, Brüche und Harnische stehen in der Regel seiger bis steil. Die weiter oben genannten linearen Parallelstrukturen zwischen Zirknitzscharte—Duisburger Hütte erwiesen sich im Felde als Scharen von Klüften, welche parallel zu den dortigen Falten- und Streckungsachsen verlaufen. Sie können nach der Terminologie von B. Sander als bc-Klüfte bezeichnet werden.

#### Hinweise für die Karte:

Bei „Anstehendem Fels“ wurden drei Ausscheidungen getroffen, u. zw. je nach Erkennbarkeit im Luftbild:

- a) Massige, bankige, undeutlich geschieferte Gesteine: Zentralgneis.
- b) Deutlich dünnschiefrige Gesteine: Schieferhülle.
- c) Anstehendes, dessen Natur auf den Bildern nicht klar erkennbar ist.

Die Zeichnung der Schuttfelder und -kegel gibt vergrößert die Fließ-, bzw. Gleitrichtung des Schuttes an. Die einzelnen Bruchlinien und Störungszonen sind aus technischen Gründen mit größerer Strichdicke dargestellt, als ihrer Mächtigkeit im Terrain entspricht. Überhaupt hat die Karte durch die Übertragung vom Photomaßstab auf den Maßstab 1 : 20.000 eine gewisse Vergrößerung erfahren. Manche Details mußten wegfallen, da sie auf 1 : 20.000 nicht mehr darstellbar waren.

\*) Während des Aufenthaltes im Felde erfreute ich mich der fachlichen und alpinistischen Führung durch Herrn Prof. Dr. Ch. Exner, wofür ich an dieser Stelle herzlichen Dank sagen möchte.

Die zeichnerische Endausfertigung der Karte lag in den bewährten Händen von Herrn J. Kerschhofer (Leiter der Zeichenabteilung der Geol. B. A.)

#### IV. Schriftenverzeichnis.

(Auswahl an photogeologischen Arbeiten)

- Anderson Robert L. (1954): Status of photo interpretation in petroleum geology. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 65, no. 12, p. 1391.
- Bobek H. (1941): Luftbild und Geomorphologie. „Luftbild u. Luftbildmessung“ no. 20, Berlin.
- Brundall L. & Wengerd S. A. (1949): Education in Photogrammetry and Photogeology. Discussion Forum. Photogr. Eng. vol. XV, no. 4.
- Desjardins Louis (1950): Techniques in Photogeology. Amer. Ass. Petr. Geols. Bull. vol. 34, p. 2284—2317.
- Eliel, L. T. (1928): Putting wings on the geologist's mule. „Oil & Gas Journ.“ vol. 27, no. 22, p. 122.
- Elliot D. H. (1952): Photogeologic interpretation using photogrammetric dip calculation. Calif. Div. of Mines, Calif. Spec. Report 15, San Francisco.
- Finsterwalder R. (1952): Photogrammetrie. Berlin.
- Fischer W. A. (1954): The use of aerial photographs in geologic mapping. Photogr. Eng. vol. 20, no. 1, p. 176—177.
- Grantham D. R. (1953): Aerial photography, vegetation and geology. Mining Magaz. vol. 88, no. 6, p. 329—336.
- Hagen T. (1950): Wissenschaftliche Luftbildinterpretation. Geographica Helvetica no. 4, p. 209—276.
- Hagen T. (1950): Moderne Kartierungsmethoden — Photogeologie. „Neue Zürcher Zeitung“ no. 1038 (19) vom 18. 5. 1950.
- Helbling R. (1938): I. Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen. II. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 76. Liefg.
- Helbling R. (1948): Photogeologische Studien, im Anschluß an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette. Hrsg. im Auftrag d. Eidgen. Techn. Hochschule in Zürich, mit Beiträgen von C. F. Baeschlin, H. Harry und J. Krebs. Art. Inst. Orell Füssli, Zürich.
- Holzer H. (1957): Über Photogeologie. Montan-Rundschau, H. 2, p. 30—31, Wien.
- Lee Willis T. (1922): The face of the earth as seen from the air. Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ. no. 4, New York.
- Lundahl Arthur C. (1954): Review and prospectus of photogeology and photogeography. Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 65, no. 12, pt. 2, p. 1395—1396.
- Manual of Photogrammetry. Sec. ed. (1952): published by American Society of Photogrammetry.
- Photogrammetric Engineering. Symposium on trends and needs in photogeology and photo interpretation (1949), vol. 15, no. 4.
- Ray Richard C. (1956): Photogeologic procedures in geologic interpretation and mapping. U. S. Geol. Survey Bull. 1043 A, Washington.
- Ray R. C. & Fischer W. A. (1957): Geology from the air. „Science“ vol. 126, no. 3277, p. 725—735.
- Schwidefsky K. (1954): Grundriß der Photogrammetrie, 5. Aufl., Teubner, Stuttgart.
- Selected Papers on Photogeology and Photo Interpretation. Committee on Geophysics and Geography Research and Development Board. Washington 25, April 1953.
- Smith H. T. U. (1950): Progress and problems in photogeology. Photogr. Eng. vol. 16, no. 1, 1.
- Troll C. (1943): Methoden der Luftbildforschung. Sitz.-Ber. europ. Geographen zu Würzburg 1942, Leipzig.
- Volger K. (1953): Fortschritte der Photogeologie — Von der Interpretation zur Messung. Erdöl & Kohle, vol. 6, p. 309—313.

Bezüglich der geologischen Literatur über unser Gebiet sei auf das umfassende Schriftenverzeichnis in Ch. Exner: „Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein“ (Verl. Geol. Bundesanstalt Wien 1957) hingewiesen.



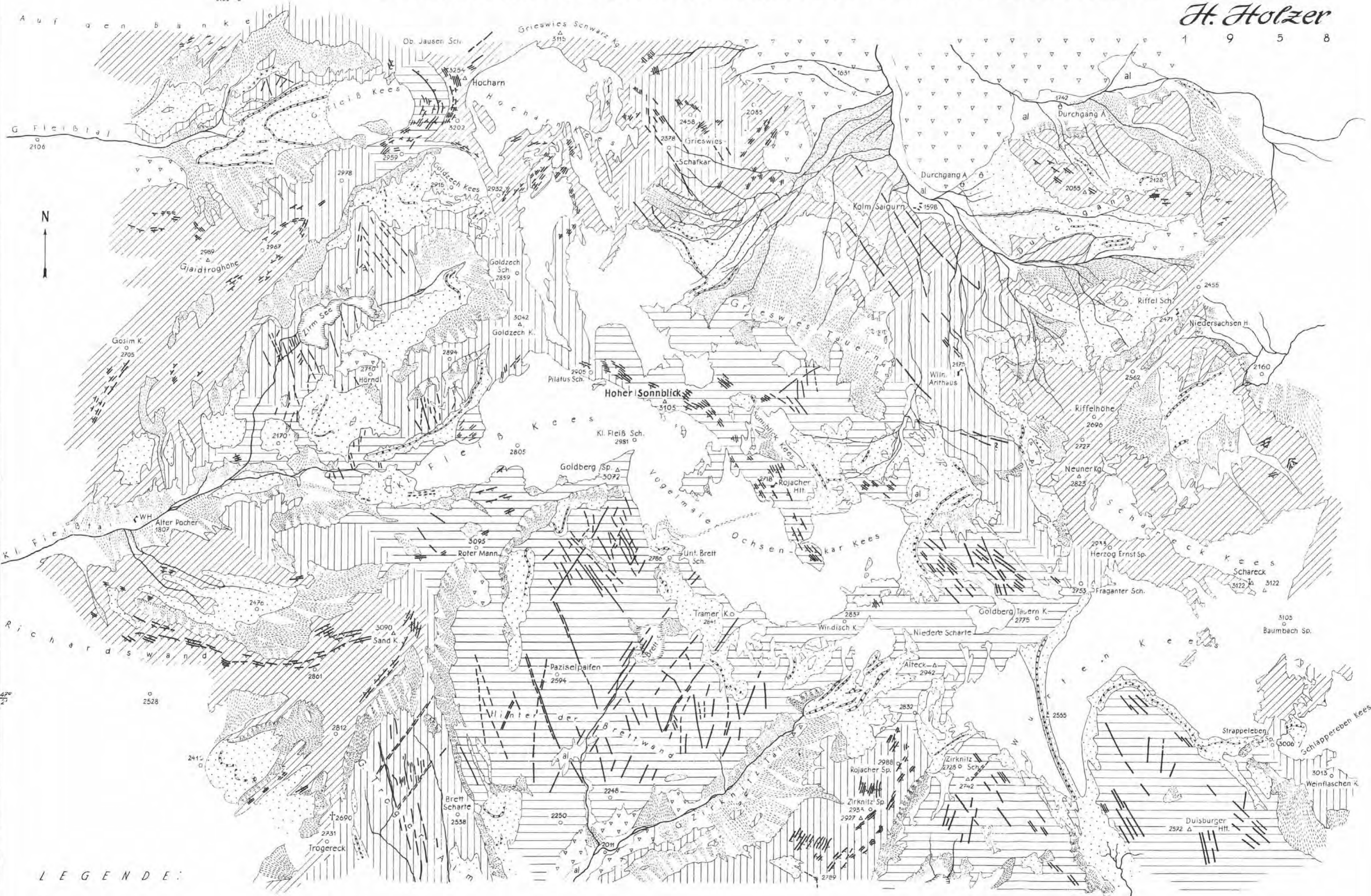
30° 35' östl. Ferro

30° 41'

PHOTOGEOLOGISCHE KARTE EINES TEILES DER GOLDBERGGRUPPE (Hohe Tauern)

J. Holzner

1 9 5 8



LEGENDE:

Anstehendes:

- Zentralgneise
- Schieferhülle
- Anstehendes, Gestein i. Luftbild nicht klar erkennbar

Lockermassen:

- Moränen
- Moränenwälle
- Moränenwälle, schlecht erhalten
- Bergsturzhalden
- Schuttfächer

Strukturen:

- Talböden u. Schwemmland
- Eisfelder
- Schichtköpfe
- Brüche

RUN: D 835 - 843, D 1377 - 1364, D 1549 - 1565

Maßstab

1 : 20.000



30° 35'

30° 41' östl. Ferro



# Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone zwischen Admont—Selztal—Liezen.

Von Gustav Hiessleitner<sup>1)</sup>

(Mit 2 Tafeln IV, V und 8 Textabbildungen.)

## Inhalt.

A. Die geologische (montangeologische) Neuaufnahme der Erz führenden Grauwackenzone zwischen Admont und Selztal (1938/39) .....	35
B. Zur Geologie und bergbaulichen Entwicklungsgeschichte der Eisenerzvorkommen am Salberg bei Liezen (1948) .....	60
C. Abschließende Bemerkungen unter Berücksichtigung des seither vorgeschrittenen Standes der Geologie und Lagerstättenkunde der Grauwackenzone (1957).....	72

Die geologischen, montangeologischen Neuaufnahmen in der Erz führenden Grauwackenzone von Eisenerz (1927), Radmer (1928), Johnsbach (1929), im Jahrbuch der G. B. A. veröffentlicht, wurden von mir 1938/39 fortgesetzt und haben sich auf den Raum Admont—Selztal erstreckt. Die Kriegereignisse 1939/45 traten dazwischen und waren einem Abschluß und einer Veröffentlichung der letztgenannten Arbeit hinderlich. In den Nachkriegsjahren wurden noch einige Ergänzungsexcursionen dahin ausgeführt. 1948 das Eisenerzgebiet des Salberges bei Liezen in die Aufnahme einbezogen. Letzte Excursionen wurden 1957 gemacht. Um die Aufnahmeergebnisse, die ja besonders im steilhangigen, wegearmen, walddreichen Dürrenschöberl-Bereich ob Selztal in oft sehr mühevollen Begehungen erzielt wurden, für mir nachfolgende, verbessernde Studien nicht verloren zu sehen, wird hiemit versucht, die teilweise schon weit zurückliegenden Kartierungsarbeiten und Berichterstattungen — mit als solche bezeichneten Ergänzungen — doch noch als Sammelarbeit vorzulegen. Gewisse Mängel bleiben mir dabei durchaus bewußt, diese aber mögen — in Zusammenhang mit meinen vorhergehenden Grauwackenarbeiten — durch die Geschlossenheit der Schau von Eisenerz bis Liezen in einigem aufgehoben erscheinen.

## A. Die geologische (montangeologische) Neuaufnahme der Erz führenden Grauwackenzone zwischen Admont und Selztal (1938/39).

- I. Einleitung und Zusammenfassung.
- II. Die verschiedenen Gesteine, einzeln und in Schichtfolgen.
  - a) Die Graphit führende Serie.

---

<sup>1)</sup> Adresse des Verfassers: Graz, Körblergasse 76.

- b) Die etwas höher phyllitisch-metamorphe Schieferserie, ihre Bestandteile und Übergänge zu
- c) mäßig phyllitisch-metamorphen, feinschichtigen Grauwackenschiefern.
- d) Die klastischen Gesteine innerhalb der Grauwackenschiefer-Serie: Quarzkonglomerate, Tonschieferbreccien und Kalkbreccien.
- e) Erz führender Kalk.
- f) Grüngesteine.
- g) Porphyroid.
- h) Jüngste Ablagerungen.

III. Altersfragen, Lagerungsbeziehungen und Gebirgsbau.

IV. Die Erz- und Mineralvorkommen. Voran geschichtliche Angaben.

Die Vorkommen im einzelnen:

Spätige Eisenerzvorkommen.

Sulfische Erzvorkommen.

Cyanitgänge des Gablergrabens und seiner Nachbarschaft.

### I. Einleitung und Zusammenfassung.

Die Neuaufnahme 1938 dieses Gebietes erfolgte auf Kartengrundlage der alten 25.000 Spezialkarte, für den Feldgebrauch auf 12.500 vergrößert, und sollte dazu dienen, die geologischen Grundlagen für ein in Aussicht zu nehmendes Schurfprogramm zur Aufschließung der Eisenerzlagertstätten dieses Abschnittes der Erz führenden Grauwackenzone zu verbessern.

Die Neubearbeitung 1938 konnte sich auf die nur wenige Jahre zurückliegende Aufnahme durch W. Hammer 1932 stützen. Die Hammer'sche Aufnahme dieses Gebietes und anschließend meine Aufnahmen von Radmer und Johnsbach aus 1928/29 haben bereits im Geologischen Kartenblatt Admont-Hieflau 1 : 75.000 der Geol. Bundesanstalt Verwertung gefunden.

Die wesentlichen Fortschritte, welche die Aufnahme von W. Hammer gegenüber früheren Darstellungen brachte, vor allem auch die gründliche und kritische Schilderung der Gesteinsverhältnisse durch diesen ausgezeichneten Beobachter, waren für die vorliegende Arbeit von großem Nutzen, denn die Neuaufnahme hatte noch mehr ins einzelne zu gehen, da ihr eine montangeologische Zielsetzung beigegeben war.

Die nicht allzusehr in die Augen springende Mannigfaltigkeit des geologischen Aufbaues einerseits, andererseits der dichte Waldbestand, steilhangiges Gelände und die Häufigkeit sehr steiler, schwer gangbarer Felschluchten hemmen wesentlich die noch detailliertere Aufnahme. Morphologisch gut hervortretende Bauelemente, wie es östlich anschließend Erz führender Kalk und Porphyroid sind, treten hier zurück. Der Admonter Breccienkalk nimmt hier die Stelle des Erz führenden Kalkes ein; einige Hilfe bieten die weit ausgreifenden Grünschieferlagen, die vielfach als Steilstufen herausgearbeitet sind. Jedenfalls muß eine dichte Begehung und eng aufeinander folgende Profilaufnahme stattfinden, um Fortschritte in der Erkenntnis der Lagerungsbeziehungen zu erreichen.

Dem eigenen Aufnahmsbericht seien die wichtigeren Ergebnisse von W. Hammer auszugsweise vorangestellt. W. Hammer unterscheidet:

a) Die Graphit führenden Schichten und ihr Liegendes, an den tieferen Hängen des Paltentales aufgeschlossen: phyllitische, z. T. graphitische Schiefer, feinklastische Gesteine bis Konglomerate, marmorartige Kalke und flaserige Kalkschiefer (Karbon).

b) Phyllite des Toneck.

c) Die feinschichtigen, mäßig phyllitischen Grauwackengesteine, Schiefer, Sandsteine, quarzitisches Schiefer mit eingeschalteten Konglomeraten, Schieferbreccien und Kalkbreccien, vereinzelt Porphyroidlagen und Erz führender Kalk.

Grünschiefer, Diabase, Quarzchloritschiefer usw. erscheinen sowohl in den Grauwackengesteinen als auch in der graphitischen Serie.

Die drei Serien liegen nach Hammer übereinander und erweisen sich auch als drei verschiedene tektonische Stockwerke. Zugunsten der Abtrennung des obersten Stockwerkes, der feinschichtigen Grauwackenserie, von den darunter liegenden Phylliten wird von Hammer noch im besonderen angeführt: mylonitische Schieferzone an der Basis der Grauwackenserie, flachere Lagerung und diagonale Schichtstellung der höheren Grauwackenserie gegenüber steilerer Schichtneigung und schärferem O—W-Streichen der darunter liegenden Serien.

Die Ergebnisse der vorliegenden Neuaufnahme stimmen, wie nicht anders zu erwarten war, im großen mit der Serienteilung Hammers überein. Eine Reihe von Beobachtungen und Vergleiche zahlreicher Profilaufsammlungen führten jedoch dahin, eine weniger schroffe Serientrennung vorzunehmen, wie dies Hammer tat; auch tektonisch wurden eher abschwächende Beobachtungen in dieser Richtung gesammelt.

Durch neue Fossilfunde gestützte Fortschritte in stratigraphischer Hinsicht konnten leider nicht erzielt werden. Doch haben die Habersfelner'schen Fossilfunde von Gaisorn und Liezen in der benachbarten Grauwackenzone dazu geführt, lithologische Analogien mit noch größerer Vorsicht für stratigraphische Postulierungen zu verwerten.

Im wesentlichen ergab die Neuaufnahme folgendes: die scharfe Abtrennung der Graphit führenden Serie von dem höheren phyllitischen Stockwerk ist westlich Bärnbach mit Schwierigkeit verbunden. In diesem Raum ist bislang ohne Fossilfunde nicht zu entscheiden, mit welcher Sicherheit die marmorartigen Kalke und Kalkphyllite zum Karbon zu stellen sind. Fallweise Graphitführung der Schiefer ist auch höheren Serien eigen.

Unzweifelhaft ist der geringere Metamorphosezustand der obersten Grauwackenserie gegenüber der tieferen; es bestehen jedoch Übergänge, auch plötzliches Auftauchen höher phyllitischer Metamorphose inmitten minder phyllitischer Gesteine und umgekehrt. Die phyllitische Zone scheint stratigraphisch mit der höheren minder phyllitischen verbunden zu sein, wobei — im groben gesehen — die Grenze höherer und niederer Metamorphose schräg durch die Schichtpakete schneidet.

Die mylonitische Zone Hammer's an der Basis der feinschichtigen Grauwackenzone im Paltental wurde wiedererkannt, stellt aber keine scharfe Scheidung zwischen höher- und nieder-phyllitischer Metamorphose dar.

Die Lagerungsverhältnisse der obersten Serie wurden nicht überall in voller Übereinstimmung mit den Auffassungen Hammer's beobachtet; die Detailaufnahme, welche insbesondere den Lagerungsverhältnissen von Grünschiefer und Kalkbreccien nachging, ergab, daß für das oberste Stockwerk zwar im allgemeinen flach nordwärts gerichtetes Absinken vorliegt, wobei jedoch eine Zerstückelung der Kalk-Schiefer-Folgen längs ungefähr meridional gerichteter Störungen und nachfolgend selbständige Bewegung

der einzelnen Schollen stattfand. Im tieferen Stockwerk des Paläntales versteilt sich im allgemeinen das Absinken gegen Nord.

Eine wichtige Beziehung der Lagerungsverhältnisse und Tektonik zu den Erzbildungen wurde darin erkannt, als festzustehen scheint, daß die karbonatische Fe-Vererzung dort in Kalkbreccie und Schiefer hochdringt und sich ausbreitet, wo die meridionalen Störungen an das — teilweise nur vorauszusetzende, weil abgetragene — Dach der Werfener Schieferhülle herantreten.

## II. Die verschiedenen Gesteine, einzeln und in Schichtfolgen.

Die hier in Betracht kommenden Gesteinsserien hat W. Hammer (1932) eingehend in trefflicher Weise geschildert. Im folgenden sollen unter stetem Hinweis auf die Untersuchungen Hammer's nur die hervorstechendsten Gesteinstypen und ihre Vergesellschaftung kurz gekennzeichnet, im übrigen aber nur Zusätzliches oder Einschränkendes an eigenen Beobachtungen hervorgehoben werden.

### a) Die Graphit führende Gesteinsfolge.

Diese Schichtfolge hat nur am Südrand des aufgenommenen Gebietes Anteil, ihr hat sich die Aufnahmearbeit nur in wenigen unterrichtenden Begehungen gewidmet, soweit dies eben für Vergleich, Abgrenzung der Serien, Studium des Gebirgsbaues notwendig war.

Insbesondere der Dietmannsdorfer Graben gewährt einen geschlossenen Einblick in Schichtfolge und Bau dieser im allgemeinen dem Karbon zugerechneten Schichtfolge. Rauhe, runzelige bis schuppige Phyllite, z. T. graphitisch, mit Übergängen zu sandigen Phylliten und quarzigen Sandsteinen, Quarzkonglomerate mit meist dicht gepackten nußgroßen Geröllen in phyllitischer Grundmasse machen die wesentlichen Gesteine aus; eingeschaltet sind dunkle graphitische Kalke und helle chloritreiche Kalkphyllite. Hierzu treten Serizitquarzite und Serizit-Quarz-Phyllite. Bemerkenswert erscheint am Eingang des Dietmannsdorfer Grabens ein runzeliger Phyllit mit auffallend großen Muskowitschuppen auf den Schichtflächen.

Die Durchbewegung ist bedeutend, Verquetschung der Quarzgerölle, hochphyllitische Metamorphose sind die Regel.

Im Profil des Bärndorfer Grabens treten die graphitischen Schichten zurück, Serizitphyllite in den Vordergrund, in die 3—4 Züge von schuppigen, chloritreichen Kalkphyllit eingelagert sind. Weiter nach Westen, gegen Büschendorf, ist ein Übergang der Kalkphyllite in weißen, mitunter zucker-körnigen, fallweise etwas ankeritischen Marmor zu beobachten. Konglomerate treten zurück. Nach Hammer scheinen sich Konglomerate und kalkige Schichten faziell zu vertreten. Der nördliche, hangendste Zug von Kalkphyllit und Marmor steht in enger Verbindung mit Grünschiefer.

Die Abtrennung gegenüber der hangenden phyllitischen Serie ist etwas willkürlich und stützt sich im allgemeinen auf die Graphitführung. Die steilstehenden graphitischen Schiefer inmitten Serizitphyllit bei Goldbichl W Rottenmann waren z. B. Anlaß, hier noch graphitführende Serie zu vermuten.

Graphitische Schiefer sind aber nicht auf die vermutliche Karbonserie beschränkt; bemerkenswert ist das Auftreten graphitischer Schiefer N vom

Toneckgraben, jenseits des Nordrandes der „Toneckphyllite“, als auch im Treffnergraben auf der Ennstalseite, von Hammer bereits erwähnt.

Über einen bemerkenswerten „Kohlenflöz“-Aufschluß in der Karbonserie, knapp außerhalb des auf Beil. I umrissenen Aufnahmegebietes, NNO von Trieben, ca. 200 m über Talsohle, berichtete D. Stur 1865 im Jahrb. d. G. R. A., S. 274: es standen damals 3—4 Flözchen einer leicht entzündliche Kohle, 30—40° N-fallend, bis 3 m Mächtigkeit anschwellend, aber sehr absätzig, in Beschürfung. Die Kohle hielt 18% Asche und stak innerhalb eines Quarztrümmergesteins, das aus eckigen und wohlgerundeten Quarzbrocken bestand. Eine Analyse der Kohle zeigte an: 1,03% H<sub>2</sub>O, 24,06% Asche, 11,60% flüchtige Stoffe<sup>1)</sup>.

Vermutlich handelte es sich um eine noch nicht zu Graphit ausgereifte Kohlenflözführung der Karbonserie. Nach v. Gärtner (1934) wird ja allgemein die Metamorphose der Karbonserie als von geringerer Intensität gegenüber jener des Altpaläozoikums in diesem Raume bezeichnet.

**b) Die — im Vergleich zur feinschichtigen Grauwackenserie etwas — höher phyllitisch metamorphe Schieferserie (Toneckphyllite Hammer's).**

Zwischen den Graphit führenden Schiefen und Kalken des vermutlichen Karbon und den hauptsächlich feinsandig-mäßig-phyllitischen Grauwackenschiefern schiebt sich eine Zone phyllitischer Gesteine ein, der Hammer eine besondere stratigraphische und tektonische Stellung einräumt.

Die Abnahme der phyllitischen Metamorphose nach oben in die überlagernden feinschichtigen Grauwackenschiefer ist unzweifelhaft. Eine scharfe Grenze besteht nicht, darum wurde auch nicht versucht, eine solche in die Karte aufzunehmen; mitten in der hochphyllitischen Zone tauchen Gesteine mäßig phyllitischer Metamorphose auf und umgekehrt. Auch die eigentlichen Toneckphyllite zeichnen sich vielfach durch mäßig phyllitischen Charakter aus, sind feinsandige, glattschiefrige, mäßig glänzende Phyllite. Geschlossene Einförmigkeit der Ausbildung trifft auch nur für den engeren Bereich des Tonecks zu, im übrigen sind auch die höher phyllitischen Gesteine ganz wesentlich differenziert. In den Gräben ob Rottenmann, Willmansdorf, Buschendorf, sind klastische bis feinklastische Einlagerungen in Hochglanzphylliten vorhanden: gequetschte Konglomerate, Quarzite, z. T. mylonitisch, Sandsteine, Serizitquarzite; hiezu treten noch Phyllite mit rostigen Quarzlagen. Zusammen bilden sie in Höhen 1100—1300 m des nördlichen Paltentalhanges einen bemerkenswerten Gürtel.

Überlagert wird diese z. T. klastische Zone von den „Quetschschiefen“ Hammer's, die den Übergang zur feinsandigen Grauwackenschichtfolge einleiten; es sind durchbewegte, hell-dunkel gebänderte sandige Schiefer, mitunter schichtige Schiefergeröllchen mit verstelltem s enthaltend.

Bemerkenswert ist ein Phyllit mit dichter Streuung von Magnetitoktaedern in SH 1100 m ob Rottenmann.

Weithin verfolgbare, horizontbeständige Bänder von Grünschiefern, diabasischen Schiefen, Quarzchloritschiefern, auch von kalkigen Grünschiefern und Chloritphylliten sind hier den höher phyllitisch metamorphen Gesteinen zwischengeschaltet.

<sup>1)</sup> Nach A. Miller v. Hauenfels „Anthrazitvorkommen von Dietmannsdorf“, Jb. G. R. A. 1865: 4639 Cal. Heizwert dieses Anthrazits.

Verhältnismäßig einformig erscheinen die unterlagernden Serizitphyllite zwischen Rottenmann im Osten und Goldbichl im Westen. Doch treten W Goldbichl gleichfalls Grüngesteine und Serizitquarzite in diese Serie ein, deren Abgrenzung zur Graphit führenden Serie unbestimmt ist.

Aus dem Studium der Lagerungsverhältnisse, das sich insbesondere auch das Verfolgen der Grünschieferbänder von der Nordseite des Paltentales um den Gebirgssporn bei Selztal herum auf die Südseite des Ennstales zur Aufgabe machte, ergab sich mit Bestimmtheit, daß zumindest ein wesentlicher Anteil der höher phyllitischen Serie auf der Südseite des Kammes Klosterkogel-Dürrenschöberl mit den weniger metamorphen Grauwackenschiefern der Nordseite ident sein muß.

Hiefür ist ein weiterer Beweis, daß die später zu beschreibende Tonschieferbreccie der feinsandigen Grauwackenschiefer auch inmitten der phyllitischen Serie festgestellt wurde, wie auch, daß die Kalkbreccien auf der Südseite, im Södlgraben ob Bärndorf, mit phyllitischen Gesteinen verbunden sind.

Die Metamorphoseunterschiede sind graduell und z. T. dadurch bedingt, daß die unscharfe, wohl auch primär wellig verlaufende Grenze zwischen höherer und niedriger phyllitischer Metamorphose schräg durch die Schichtpakete durchsetzend anzunehmen ist. Ein Hin- und Herschwanken des Metamorphosegrades ist wohl auch ein Kennzeichen gerade der obersten, häufiger einem Beanspruchungswechsel unterliegenden Tiefenstufe.

Auf der dem Ennstal zugekehrten Seite des Bergkammes Klosterkogel-Dürrenschöberl treten inmitten der feinsandigen Grauwackenschiefer ebenfalls einzelne kleinere Phyllitgebiete, auch stärker durchbewegte Serizitschiefer zutage, so nördlich vom Blaberg und im Treffnergraben. Aber auch lagenweise erscheint stärker durchbewegter echter Phyllit nicht selten in den Profilen der minder metamorphen Serie, vielfach auch knapp an starre Gesteinspakete wie Grünschiefer und Kalkbreccie angeschlossen.

### **c) Mäßig phyllitisch metamorphe, meist feinschichtige Grauwackenschiefer.**

Der Übergang aus der Gruppe höher phyllitisch metamorpher Gesteine in die Serie feinsandiger, feinschichtiger Grauwackenschiefer vollzieht sich verhältnismäßig rasch, doch ohne scharfe Grenze.

In der Regel werden die Phyllite sandiger, matter und schließlich herrschen mißfarbene, meist graugrüne halbphyllitische sandige Schiefer vor. Quarzitisches Sandsteine, auch graublaue kalkige Sandsteine, mitunter Arkosesandsteine, wechseln mit Tonschieferphylliten ab. Zum Teil scheint das Zurücktreten echter Phyllite auf Zunahme von feinklastischem an Stelle von feinschlammigem Ausgangsmaterial zurückzuführen zu sein.

Die Sandsteine sind durch mehr minder reichliche, auch quergestellte Muskowitschuppen-Streuung ausgezeichnet; in den sandigen Schiefeln wechseln häufig dunkle tonige und helle sandige Lagen in enggestelltem Rhythmus ab, z. T. ist dabei Kreuzschichtung beobachtbar, so am Lahn-gangipfel. Quarzreiche, sehr harte massige Sandsteinbänke durchqueren den Mühlgraben Ost Selztal.

Mit Rohwand und Quarz regelmäßig schichtig infiltrierte Tonschiefer und Phyllite treten sowohl auf der Paltental- als auch auf der Ennstalseite in Erscheinung und sind insbesondere im Treffnergraben und in den benach-

barten Gräben erschlossen. Die Infiltration verursacht Bleichung der Tonschiefer bzw. Phyllite zu hellgelben Schiefeln. Dunkle, wohl auch etwas graphitische Schiefer, ähnlich den Schiefeln am Salberg bei Liezen, wo Haberfelner Graptolithenfunde gemacht hat, stehen Ost der Sattalalm an. Ein feinschichtiger Grauwackenschiefer am Brunriedl nächst Kaiserau führt grobe Chloritflecken (tuffogen?) auf den Schichtflächen. (Ähnlich auch Salberggipfel.) Oberhalb des Gehöftes Ebner Ost Selztal, auch im Graben West Treffnergraben, stehen feinsandige Schiefer in enger, einige mm Schichtstärken umfassender Wechsellagerung mit chloritreichen grünen Schiefeln. Darüber folgen sandige Tonschiefer-Phyllite, die bei SH 1000 m einen Eisenglanzschiefer, Tonschiefer mit Hämatitschuppen in dichter Streuung, umschließen. Chloritoidschiefer haben größere Verbreitung, über die schon von W. Hammer genannten Fundpunkte hinaus.

Übergänge in Glanzphyllite bestehen im Treffnergraben, Lichtmeßgraben und a. a. O.

Echte Kieselschiefer wurden westlich von Lahngang nicht mehr gefunden.

Auf die mylonitischen, sandigen Schiefer am Paltentalhang des Dürrenschöberl, auf die Quetschschiefer Hammer's, wurde bereits hingewiesen; das Ausgangsgestein war ein Schichtgestein mit lebhaftem, sandig-tonigem Bildungsrythmus.

#### **d) Die klastischen Gesteine innerhalb der Grauwackenschiefer-Serie: Quarzkonglomerate, Tonschieferbreccien und Kalkbreccien.**

Der enge stratigraphische Verband der feinsandigen Grauwackengesteine mit Quarzkonglomeraten, Tonschieferbreccien und Kalkbreccien ist die hervorstechendste fazielle Erscheinung dieses Abschnittes der Erz führenden Grauwackenzone, bereits auf der Kartendarstellung W. Hammer's hervortretend. Auf der Paltentalseite reicht die grobklastische Fazies z. T. auch noch in die höher phyllitisch metamorphe Serie hinein. In Sonderheit sind die Kalkbreccien häufig als geschlossene Felsbildung morphologisch sehr ausgeprägt und damit auch für das Studium der allgemeinen Lagerungsverhältnisse von besonderer Wichtigkeit; sie wurden deshalb auf der geologischen Karte getrennt ausgeschieden und mit besonderem Kennzeichen versehen, ebenso die faziell mit ihnen eng verbundenen Quarzkonglomerate und Tonschieferbreccien.

Die Quarzkonglomerate stellen, mehr minder mächtig, im Streichen meist nur kurz anhaltende Lagen in sandigen Grauwackengesteinen dar. Eine bedeutende Anhäufung von Quarzkonglomeraten, mit Tonschieferbreccien, Sandsteinen und sandigen Schiefeln wechselnd, baut den Klosterkogel auf und wurde zuerst von W. Hammer beschrieben.

Quarzeröllstreuung in den Tonschieferbreccien und Kalkbreccien ist stark verbreitet, Geröllgröße und Streuung sind unregelmäßig, meist wird Nußgröße nicht überschritten.

Kleingeröllige, dicht gepackte Quarzkonglomerate in Phylliten des Buschendorfer Grabens ähneln den Konglomeraten im Karbon. Mehrere Züge felsbildender konglomeratischer Lagen mit gequetschten Quarzeröllen, in Verband quarzitischer Gesteine, liegen ob Rottenmann-Willmersdorf in der Übergangszone der phyllitischen Gesteine zu den sandigen Grauwackenschiefern.



Am Kleeriedl nächst Kaiserau ist an einem Felsaufschluß in klarer Weise ersichtlich, wie grobe, locker gestreute Quarzgerölle in Schiefergrundmasse vermittle lokal Erosionsdiskordanz an sandige Schiefer grenzen.

Auf die Tonschieferbreccien hat ebenfalls zuerst W. Hammer aufmerksam gemacht; sie sind durch Übergänge mit den Quarzkonglomeraten einerseits, mit den Kalkbreccien andererseits verbunden. Kennzeichnend für die Tonschieferbreccien sind mehr weniger dicht gestreute, eckige oder auch wenig gerundete gröbere Brocken und kleinere Splitter eines gelblichen Serizitschiefers neben weißlichen, besser gerundeten Quarzgeröllen. Grobe, flache Geschiebe desselben Schiefers bis zu dem-Kantenlänge sind im Södlgraben, dem Quelllaufe des Bärndorfer Baches, reichlich zu beobachten. Auch Grünschiefer-verdächtige Gesteinsbrocken sind bemerkenswert. Von Wichtigkeit ist, daß auch in der basalen phyllitischen Serie, z. B. ob Willmannsdorf, nahe deren Hangendgrenze, Konglomerate von Tonschieferbreccien begleitet werden und damit die enge stratigraphische Beziehung beider Gesteinsgruppen bezeugen.

Kalkbreccien. Diese in ihrer stratigraphischen Stellung am meisten umstrittene Gesteinsbildung ist mit den Konglomeraten und Tonschiefer-

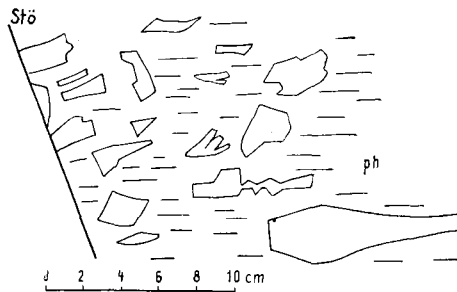


Abb. 1: Kalkbreccie im Edlergraben.

Scherben von weißlichen, marmorisierten Kalken (weiß) in sandig-phyllitischer Grundmasse (ph); stö = Störung.

breccien auf das innigste verbunden. In Übereinstimmung mit W. Hammer muß ein stratigraphischer Zusammenhang mit der Bildung der Werfener Basalbreccie um Eisenerz (Präbichlkonglomerat) trotz mancher Ähnlichkeit mit dieser, abgelehnt werden. Es handelt sich um keinen ausgesprochenen Grenzhorizont des Paläozoikums wie um Eisenerz.

Die klastische Natur der Kalkbreccien steht außer Zweifel. Die Kalkbrocken, aus marmorartigem weißem Kalk bestehend — ausnahmsweise sind Scherben eines mehr dichtkristallinen blaugrauen Kalkes enthalten — sind teils locker gestreut, teils dicht verteilt in sandig-phyllitischer Grundmasse gebettet. Sie haben verschiedene Größe, was auch dort noch zum Ausdruck kommt, wo starke Quetschung die Kalke der Kalkbreccien zu längsgestreckten Scherben ausgewalzt hat.

Als bemerkenswert wiederkehrender Bestandteil der Kalkbreccie sind eckige bis schwach gerundete Brocken eines rötlichen Kalkes, z. gr. T. wohl aus rekristallisiertem Kalkspat mit rotem Pigment bestehend. Merkwürdigerweise wurden ähnliche Gerölle in der Werfener Basalbreccie des

Erzbergs ebenfalls beobachtet, doch nicht mehr in den Breccien des Salberg bei Liezen.

Phyllitische Metamorphose haben Kalkbrocken und sandig-tonige Grundmasse zu einem einheitlichen Gestein verschweißt, das heute ein gut bearbeitbares Rohmaterial für Steinmetzarbeiten abgibt („Admonter Stein“).

In tektonisch geschonteren Abschnitten konnte echte Breccienstruktur, unregelmäßig eckige Kalkbruchstücke, meist von flacher Scherbenform, in sandig schiefriger Grundmasse einwandfrei beobachtet werden, so z. B. am Eingang des Edlergrabens, Ostseite, bei Aigen. In durchbewegteren Teilen erscheinen die Kalkbrocken, wohl auch etwas rekristallisiert, geschichtet und mit unscharfen Grenzen, den Flaserkalken manchmal etwas ähnlich; im Querbruch zeigt sich jedoch die ursprünglich unregelmäßige Verteilung verschieden groben Kalkschutttes (z. B. Gipfelkalk Dürrenschöberl). Das größte Längsmaß der Kalkbrocken bleibt gewöhnlich unter 15 cm; im mächtigen Kalkschuttprofil des schon erwähnten Södlgraben wurden über kopfgroße Kalkbrocken in der Breccie gefunden, in Gesellschaft kleiner Bruchstücke desselben gelblich-weißen kristallinen Kalkes; auch hier besteht enger Verband mit der Tonschieferbreccie.

Es erhebt sich auch die Frage, wie weit die Flaserkalkbildung um Eisen-erz, in das altpaläozoische Kalkstockwerk eingeschaltet, bzw. an ihrer Basis, nicht schon als Vorstufe zur Breccienkalkbildung zu betrachten wäre.

Eine wichtige Beobachtung wurde im Wolfsbachgraben, 2 km W Admont, gemacht: in der Streichfortsetzung der Kalkbreccie und ihr unmittelbar anlagernd, entwickelt sich dichter, massiger, kristalliner Kalk von gleicher Beschaffenheit wie die Kalkbrocken der Breccie; es besteht ein fazieller Übergang.

Die Kalkbreccie erscheint, ähnlich wie die Konglomerate, in mehreren Horizonten innerhalb der feinsandigen Gesteine. Die Flächenbeständigkeit ist keine große; vielfach dürfte die Schwankung in Ausdehnung und Mächtigkeit auf Strömung und Anhäufung in — submarinen — Schuttkegeln zurückzuführen sein. Ist in einzelnen Profilen auch tektonische Wiederholung nicht ausgeschlossen, so geht doch in anderen Profilen wieder klar die stratigraphische Wiederholung dieses Horizontes hervor. Die Mächtigkeit schwankt von einigen 10 m bis zu 100 m und mehr, im Gesamtprofil werden bis zu 150 m erreicht.

Der Kalk der Kalkbreccie, massig, feinkristallin, gelblichweiß, erinnert an gewisse Abarten des Riffkalkes der Erz führenden Kalkzone. Bemerkenswert erscheint die geringe Abrollung, vielfach eben ausgezeichnete Breccienstruktur. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei Bildung der Kalkbreccie um wiederholte, wahrscheinlich tektonisch bedingte Bildung von Riffkalkschutt während des Wachstums der Riffkalke, doch nach erfolgter Diagenese, also Störung im Riffkalkwachstum, handle. Es fand Einbettung in Tonschlamm, auch eine geringe Umschwemmung und Vermischung mit anderem klastischem Material und Tonsubstanz durch Strömung statt, nachfolgend vereinheitlichende Metamorphose unter epizonalen Bedingungen. Es gilt hierfür Hammer's Wort: „Muttergestein und Umlagerungsbildungen sind hier innerhalb der Grauwackenserie vereint“ (S. 141). Das Auftreten der Kalkbreccie in mehreren Horizonten, das Immerwieder-Aufleben der Bildung von Kalkbreccie, die wenig beständige flächen-

hafte Ausbreitung derselben sowie die teilweise Vermischung mit Tonschiefermaterial könnte ebenfalls zugunsten der dargelegten Auffassung sprechen.

Auch R. Schwinner (1936, S. 120) vermeint einen Zusammenhang der klastischen Bildungen in den alten Schieferserien der Ostalpen mit Riffkalkbildung zu sehen.

Zusammenfassend betrachtet, ist der klastische Anteil im Aufbau der Grauwackenserie hier ein bedeutender, ja in einzelnen Profilabschnitten wie Wolfsbachgraben, Klosterkogel, Södlgraben zu großartigem Ausmaß gesteigert und stellt einen einschneidenden Fazieswechsel vor Augen, vermutlich eben tektonisch mitbestimmt.

K. Metz (1953) hat für die Bildungszeit der klastischen Bildungen dieses Raumes, insbesondere der Breccien, die Spanne Gotlandium bis Ende Devon als gegeben erachtet, an den Beginn dieser Zeitspanne falle die takonische Gebirgsbildungsphase, die Bildung der klastischen Gesteine auslösend.

#### e) Erz führender Kalk.

Westwärts vom Spielkogelkamm bei der Mödlinger Hütte setzt der Erz führende Kalk, soweit er nicht als in den Kalkbreccien verkörpert anzusehen ist, fast gänzlich aus. Die besonderen tektonischen Erscheinungen dieses Grenzgebietes wurden bereits bei der Bearbeitung des Johnsbachtales (1935) erörtert, die Bedeutung der Gaihornstörung daselbst durch K. Metz in neues Licht zu rücken versucht.

Im Bereich der Grauwackenzone von Admont—Selztal sind bisher nur die Kalkschollen auf der Wagenbänkalpe und jene nächst Burg Rötelstein bekannt geworden. Weiter im Westen hat G. Geyer den bänderigen Kalksteinstock des Lercheck, südlich der Enns bei Irnding, Blatt Liezen, als Silurdevonkalk ausgeschieden; in ihm sprossen aber auch Mg-reiche Karbonate auf und es besteht m. E. Verdacht auf Karbonkalk.

Den Riffkalk der ostalpinen Grauwackenzone teilt R. v. Gärtner im allgemeinen dem Devon zu.

Auf der Wagenbänkalpe ist graublauer spätiger Kalk mit gelblichem, dicht kristallinem verbunden.

Die Scholle von gelblich weißem marmorartigem Kalk des Rötelstein bei Admont ist stellenweise etwas rohwandig und birgt harte kieselige Lagen.

Der Rohwandzug des benachbarten Rotkogel enthält an seinem Ostende ebenfalls noch massige Kalkreste.

Der bedeutsame Übergang der Kalkbreccie des Wolfsbachgrabens am linken Talhang in massiv kristallinen Kalk vom Aussehen des Erz führenden Kalkes wurde bereits hervorgehoben.

Die Grünschiefer des Treffnergrabens sind nicht nur von Kalkspat durchhärtet, sondern führen auch kompakte Kalklagen.

#### f) Grüngesteine.

Die Neuaufnahme wies eine noch größere Verbreitung der Grüngesteine nach als dies schon die Karte W. Hammer's zum Ausdruck brachte.

In der vorzüglich Graphit führenden Serie sind Grünschiefer vornehmlich auf den Außenrand derselben beschränkt. In der phyllitischen Zone — mit Ausnahme des engeren Toneckgebietes — dehnen sich mehrere Grünschiefer-

züge aus, von denen einige unmittelbar in die sandig-schichtigen Grauwackenschiefer übersetzen.

Die Grünschiefer haben mannigfache Ausbildung: Quarz-Chloritschiefer, chloritreiche Phyllite, Quarz-Chlorit-Epidot-Schiefer, Albit führende Grünschiefer, Grünschiefer mit Kalkspatgäader, schließlich Hornblende-Chlorit-Schiefer und massige gabbroide diaphoritische Hornblende-Feldspatgesteine mit z. T. gut erhaltener Massengesteinsstruktur. Vereinzelt — nur als halbe Grünschiefer hier aufzuzählen — sind Chloritoidschiefer, Serizitschiefer mit Kristallsprossung von Chloritoid, so am Brunnedl in der Kaiserau, am Kaiblinggatterl, im Edlergraben, Treffnergraben u. a. O.

In der Regel liegt lagerartige Ausbreitung der Grüngesteine innerhalb der Schiefererien vor; die Mächtigkeiten schwanken von einigen m bis zu wenigen 100 m.

Ein Hornblendediabas bildet den Felsvorsprung SH 1350 m am Hubereck. Chlorit-Epidot-Schiefer unterlagert das Quarz-Schiefer-Konglomerat im Gipfelaufbau des Dürrenschöberl. Ein Hornblendegabbro mit grobkristalliner Massengesteinsstruktur — veränderter Feldspat und Hornblende — gibt das Sperrenfundament der Wasserfassung der Bundesbahn im Mühlgraben unterhalb Selztal ab. Albit führende Grünschiefer kommen ebenfalls im Mühlgraben vor, und a. a. O.

Im allgemeinen handelt es sich bei den Grüngesteinen um deckenartige Ergüsse von Massengesteinen, verbunden mit Tuffbildungen.

A. Hauser, 1939, der die Grünschieferzüge bei Leoben, nachfolgend die Gesamtheit der Grünschiefer zwischen Mur- und Ennstal bearbeitete, kommt auf Grund eingehender petrographischer Untersuchungen zur Feststellung von norizitischen Tuffiten (z. B. Treffnergraben), gemengten Tuffiten, Metadiabas und diabasischen Grünschiefern.

### g) Porphyroid.

Über die von Hammer genannten Porphyroidvorkommen im Treffnergraben und in der Kaiserau hinaus wurden noch eine Reihe weiterer Vorkommen aufgefunden, darunter ein ausgedehnteres Porphyroidgebiet in enger Nachbarschaft zu den Kalkbreccien des Blaberg.

Der Porphyroid ist z. T. fast einsprenglingsfrei, z. T. sind die Quarzeinsprenglinge klein und wenig zahlreich. Das Aussehen mancher Porphyroide (Blasseneckgneis“) nähert sich an Stellen stärkerer Durchbewegung jenem der Quarz-Serizitschiefer.

Der Kalkbreccienzug, welcher als Felsmauer dem südlichen Talhang des Ennstales zwischen Aigen und Admont entlang verläuft, ist von einem ursprünglich wahrscheinlich zusammenhängenden Porphyroidzug begleitet, der durch tektonische Störungen zerstückelt erscheint.

Am Blaberg und auch an a. O. enthält der Porphyroid mitunter Bruchstücke von Serizitschiefer, wobei Mischtypen entstehen, die an ähnliche Gebilde in der Radmer erinnern, dort magmatischer Durchdringung zugeschrieben wurden, aber auch dem Aussehen von Tonschieferbreccien nahekommen können.

Die Beobachtung aus den Eisenerzer Porphyroidgebieten, daß nur ein Porphyroidniveau bestehe, scheint für den Bereich des Blaberg-Dürrenschöberl nicht zu gelten; es hat hier den Anschein, als ob in verschiedenen Schiefer niveaus kleine Porphyroiddecken eingeschaltet wären.

Ob es sich um submarine Oberflächenergüsse oder um lagerartiges Eindringen („sill“) der Porphyroidmassen handle, ist in diesem Raume nicht gut zu entscheiden. Das Fehlen jeglicher Kontakterscheinung — das gilt auch für die Grüngesteine — würde eher auf oberflächennahe Ergüsse mit starkem Wärmegefälle zum Nebengestein sprechen. Durchbrucherscheinungen wurden nur in einem Falle — Röstgraben — beobachtet (siehe auch Abb. 4, S. 57).

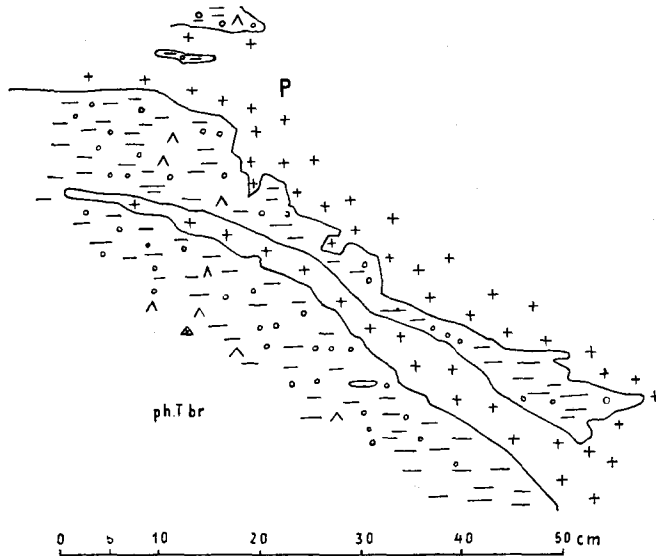


Abb. 2: Diskordantes Eindringen (Quergriff) von Porphyroid P in phyllitische Tonschiefer breccie (ph Tbr), Röstgraben; siehe Abb. 4.

Die Haberfelner'sche Auffassung der Porphyroiddurchbrüche dürfte eher als Spezialfall denn als allgemeine Erscheinung im Auftreten der Porphyroide gelten. Immerhin weisen die „Mischtypen“ auf nahe Durchbruchwege. J. Stini erwähnt Gangporphyroid von Blatt Bruck—Leoben (Verh. G. B. A. 1927).

Die magmatische Beziehung von Porphyroid zu den Grüngesteinen mag vielleicht näher liegen als nach den Befunden in den östlicheren Grauwackengebieten anzunehmen war. Der schon erwähnte, z. T. stark vergrünte Porphyroid des Röstgrabens nimmt sich wie ein Zwischenglied aus. Es sei hier an die Beziehungen des paläozoischen Keratophyrvulkanismus zu Diabasvulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet Mitteldeutschlands erinnert, wie sie von K. Lehmann herausgestellt wurden.

K. Metz 1953 legt den Porphyroiden tief-ordovizisches bis kambrisches Alter zu. E. Haberfelner läßt den Hochstieg der Porphyroide einer älteren (sudetisch oder erzgebirgisch) variszischen Gebirgsbildungsphase folgen.

h) Den jüngsten Ablagerungen, Diluvial- und Alluvialgebilden wurde, als außerhalb der Zielrichtung der Aufnahmabegehungen gelegen, nur untergeordnet Beachtung geschenkt, so daß hiezu nur wenige Bemerkungen angefügt werden können. Das Paläental hat glaziale Auffüllung, verbunden mit glazialer Modellierung in diluvialer Zeit erfahren,

die sich durch Geländegestaltung, hochgelegene Moränenreste und Terrassenkerben kundtun. Die alten Grundmoränen — mit Kristallingeschieben von der Tauernseite her — reichen am nördlichen Paltentalhang über SH 1100 m hinauf, während die Paltensohle heute bei Rottenmann 674 m SH beträgt. In der Kaiserau sind die Moränenreste auf altem Talboden mit Hochmoorbildung verknüpft. Hochmoorbildung findet sich südlich des Klosterkogels auf alter Verebnung in über SH 1500 m. Dem Nordwestabfall des Dürrenschöberl schmiegt sich eine Karstufe an, bis über 1600 m SH hinaufreichend, und birgt Reste einstiger Endmoränen eines kleinen Lokalletschers.

Bergstürze wurden auf der Aufnahmskarte reichlich verzeichnet; sie sind besonders häufig hervorgerufen an den Wandstufen, die bei der Rückwitterung der harten Gesteine, wie Grünschiefer, entstanden, und sind somit Zeugen der Jugendlichkeit eines erst in Ausreifung befindlichen Reliefs.

Schließlich sei auf das besondere Verhalten des Paltenflusses bei Eintritt ins Ennstal hingewiesen: anstatt der Enns unmittelbar zuzustreben, nimmt die Palten nach ihrem Eintritt in den Ennstalboden, geschmiegt an den nordwestlichen Gebirgsfuß des Dürrenschöberl, durch einige km einen fast geradlinigen nordöstlichen Lauf, bevor sie in die Enns mündet. Dieses Verhalten, soferne nicht alte Flußregulierung mitbeteiligt ist, als auch die steilen, mit Rutschungen bedachten Nordhänge des Gebirgskammes Dürrenschöberl—Klosterkogel lassen auf jugendliche Störbewegungen schließen, auf Nachsacken der Ennstalfurche in Annäherung Gesäuseeingang.

### III. Altersfragen, Lagerungsbeziehungen und Gebirgsbau.

Die noch in Fluß befindliche Grauwackenstratigraphie ist besonders durch die Fossilfunde E. Haberfelner's nachhaltig gefördert worden. Die Graptolithenfunde Haberfelner's ermöglichen vor allem die silure Schichtfolge vom jüngeren Paläozoikum mit größerer Sicherheit abzutrennen; über die graphitischen Kieselschiefer hinaus muß nunmehr auch ein Teil der phyllitischen und quarzitischen Schiefer (Gaishorn, Liezen) dem Silur zugewiesen werden. Dies mußte naturgemäß zu einer vorsichtigeren Altersbeurteilung phyllitischer Serien im allgemeinen führen. Für die Devongliederung konnte auch Haberfelner vielfach nur auf lithologische Vergleiche mit den Karnischen Alpen zurückgreifen; hier ist es sein Verdienst, für das Eisenerzer Gebiet die Trennung von Riffkalk-fazies und Flaserkalk-fazies streng durchgeführt zu haben. Ob damit auch die Annahmen Haberfelner's für einen weit ausgreifenden internen tektonischen Deckenbau im Eisenerzer Paläozoikum ausreichend zu begründen sind — an Stelle der bisherigen Auffassung eines beschränkten Schuppenbaues — bedarf wohl noch weiterer kritischer Bemühungen. Schwinner wurde davon nicht überzeugt, auch meine Beobachtungen sprechen nicht dafür. Die noch mangelhafte Gliederung des Devon läßt auch in einer Deckengliederung noch keine Sicherheit aufkommen. Die phyllitische Serie bei Eisenerz in Gesamtheit zum Karbon zu stellen, wie dies Haberfelner tut, fürs erste bestehend, bedarf ebenfalls noch weiterer Klärung, vor allem auch Belegung durch Fossilfunde.

Nach Haberfelner, auch nach R. v. Gärtner, wäre aller Riffkalk devonisch. Die massige Beschaffenheit des Kalkes in den Kalkbrocken der Admonter Breccie deutet etwas auf Abkunft von Riffkalk; auch die Art des Auftretens der Kalkbreccie könnte als wenig umgeschwemmter Riffkalkschutt in Verbindung mit dem Wachstum der Korallenriffe, tektonisch unterstützt, gedeutet werden. Damit wäre auch die Admonter Kalkbreccie an devones Alter gebunden? Am Salberg bei Liezen gleicht der Verband der Kalkbreccie mit sicheren Silurschiefern, in denen Haberfelner Graptolithen nachwies, völlig dem Verbande der Kalkbreccien im Bergzug Kloster-

kogel—Dürrenschöberl, wo ähnliche sandig-phyllitische Schiefer wie am Salberg unter als auch über der Kalkbreccie auftreten. Für Kalkbreccie, Ton-schieferbreccie, Quarzkonglomerate und die mit ihnen eng verbundenen sandig-phyllitischen Schiefer, welche Serie zwischen Admont und Selztal als eine stratigraphische Lagerungseinheit erkannt wurde, bestünde demnach die Annahme für devones Alter, mit der Möglichkeit, auch noch silure Schichtglieder in sich zu schließen.

Die Unsicherheit in der Stratigraphie ist demnach noch immer groß. Ohne Haberfelner'sche Fossilfunde bei Liezen und Gaishorn würde eine Ähnlichkeit der Admonter Kalkbreccie mit der Werfener Basalbreccie (Präbichlkonglomerat) auch an die Abkunft der Kalkbrocken der ersten von karbonem Riffkalk denken lassen; und man könnte geneigt sein, den gesamten Gesteinsinhalt der tonig-sandig-klastischen Entwicklung dem Karbon oder Perm-Untertrias zuzuweisen, wie letzteres seitens H. P. Cornelius 1941 auch schon geschehen ist. Der scheinbar allmähliche Faziesübergang zum Buntsandstein ist ja nicht nur am Salberg bei Liezen auffällig, sondern hat auch schon frühzeitig H. Mohr veranlaßt, den ähnlichen Gesteinszug der Silbersberggrauwacke bei Gloggnitz, welcher den Werfener Schiefer unterlagert, ins Perm oder Karbon zu stellen. Das nachgewiesene Silur bei Liezen, die innige Verflechtung der siluren Schiefer mit den Kalkbreccien, lassen aber die Schlußfolgerung auf permokarbones Alter der Admonter Kalkbreccie nicht zu.

Es wurden die Beobachtungen dargetan, welche dafür sprechen, wenigstens einen Teil der höher phyllitisch metamorphen Gesteine über der Graphit führenden Serie und unter den feinsandigen Grauackenschiefern noch der letzteren Schichtfolge zuzuordnen, wobei der Unterschied in der Gesteinsumprägung durch eine die Schichten schräg durchsetzende, wellig verbogene ideelle Tiefenzonengrenze zustande kam.

Die Werfener Basalbreccie fehlt im Admonter Bereich. Eine Reihe von Beobachtungen hat gezeigt, daß die Ennstalfurche selbst als auch die Grenzen zu den Triasbergen Reichenstein—Sparafeld bedeutende Störungskontakte darstellen (siehe auch „Ennstallinie“ bei K. Metz 1953).

Die Lagerungsverhältnisse im einzelnen sind aus den Profilreihen zu erkennen. Beobachtungen haben gezeigt, daß auch die Graphit führende Serie im Paltental nur mittelsteil, ja in einzelnen Abschnitten ebenso flach mit 15—20° gegen Nord absinkt wie die sie überlagernden, höher phyllitischen und sandigen Grauackengesteine. Die beiden letzteren Gesteinsgruppen mit ihrem reichlichen Inhalt an grob- bis feinklastischem Material bilden ein ziemlich flach 5—15 (20)° nach Nord absinkendes Gesteinspaket, ziemlich konform der graphitischen Serie aufliegend. (Eine Ausnahme bildet die plötzliche Steilstellung, ja sogar südwärts gerichtete Überkipfung der Serizit-phyllite S Goldbichl, die auf die besonders starke Einengungstektonik dieses Raumes nahe der Nordgrenze des Bösensteingranits zurückzuführen ist, vielleicht unter Mitbeteiligung einer in die Ennstalfurche mündenden „Paltental-Längsstörung“ ?)

Leicht wellenförmige Abbiegungen, vor allem aber tief eingreifende, annähernd meridional streichende Querstörungen zerlegen dieses flach absinkende Gesteinspaket der feinschichtigen Grauackenzonen in einzelne Schollen, die Eigenbeweglichkeit erreichen und in diagonale Stellungen mit vorwiegend N—W-, aber auch N—O-Streichen der Schichtgesteine gebracht

werden. Solche Querstörungen prägen sich auch im Kartenbild deutlich aus — Wolfsbachgraben, Gablergraben, Treffnergraben, Aigener Gräben, Westrand Dürrenschöberl — auch der Vorsprung der Kalkalpen längs des Lichtmeßgraben bei Admont dürfte auf eine solche Querstörung zurückzuführen sein. Das durch dichte Forste verhüllte, oft zu Rutschungen neigende Schiefergelände am südlichen Ennstalufer zwischen Admont und Selztal erschwert das Auffinden dieser Querstörungen, die wahrscheinlich in noch viel größerem Ausmaß als erkannt, das Bild der Einzeltektonik beherrschen.

Auf die Bedeutung der Querstörungen für die Erzbildung im Raume Admont—Selztal — auf gewisse Analogien zur Erztekonik der Pb-Zn-Lagerstätten der triadischen Kalkalpen — wird später zurückgekommen.

Das beharrliche Verfolgen der Grünschieferhorizonte von der Paltental-seite um den Bergsporn bei Selztal herum auf die Ennstalseite hat nicht nur das verhältnismäßig flache Absinken der ganzen Schichtfolgen mit Sicherheit erwiesen, sondern auch erkennen lassen, daß höher phyllitische Metamorphose im Paltental über denselben Grünschieferhorizonten liegt, über welchen auf der Ennstalseite bereits ein Abflauen der Metamorphose erkennbar ist. Der an sich unscharfe Hiatus in der Metamorphose trennt also nicht zwei tektonische Stockwerke, sondern setzt schräge durch einen und denselben Schichtkomplex hindurch. Für die Bildung der durchbewegten „mylonitischen“ Schiefer dürfte weniger ein höherer Durchbewegungsgrad als an sich schon etwas klastisches Ausgangsmaterial, auch engmaschiger Rhythmus sandig-tonig der Absatzgesteine mitwirkend gewesen sein.

Der vom Dürrenschöberl nach West sich erstreckende Höhenzug wird vom Paltenbach vor seiner Einmündung ins Ennstal in einem Durchbruchstal durchschnitten; der Gebirgssporn am rechten Paltenufer vor Selztal zeigt in ca. SH 900 eine bemerkenswerte Faltung: zwischen zwei Grünschieferniveaus ist ein stark durchbewegter Quarzserizitschiefer zu einer nach Süden überkippten Falte gestaucht. Es ist im engen Raum nicht zu unterscheiden, ob nur eine lokale Faltenwirkung vorliegt. Immerhin befindet sich dieser Aufschluß dort, wo an sich durch das Durchbruchstal ein natürlicher Gebirgsquerschnitt erwartet werden darf und überdies befindet sich das Faltenknie, noch innerhalb der phyllitischen Grauwackenserie gelegen, nahe zur vermutlichen Grenze der Graphit führenden Schichten. Hierzu sei erwähnt, daß W. Hammer in dem Zug der Graphitserie von Bärnbach-Büschendorf eine nach Süd überkippte Antiklinale erblickt. Wiederholen sich Beobachtungen über „Südschub“ im Bereich der „Norischen Linie“, letztere nach Haberfelner älter als Trias, doch jünger als Oberkarbon, würde sich ein neuer Ausblick für diese wichtige ostalpine Baulinie eröffnen: es läge ein jungvariszisches Bauelement vor, mit der Wirkung, daß von Norden her Karbon durch südwärts gerichtete Bewegung von Silur-Devon überschoben worden wäre. An die Nähe der Norischen Linie gebunden wären die Kristallin-Schuppen geringfügigen Ausmaßes im Büschendorfer Graben und bei Goldbichl.

Die jüngste in den paläozoischen Gesteinen abgeprägte Metamorphose und Schieferung überwältigt unzweifelhaft bereits ältere Strukturen. In einigen, allerdings nicht zahlreichen Beobachtungen, wurde die jüngste Schieferung, ein älter angelegtes „s“ quer durchsetzend, angetroffen, so



im Mühlgraben, NO Selztal; am Toneck auch sich kreuzende Runzeln in den Phylliten. Sammlung orientierter Handstücke und systematische Beobachtung in gefügeanalytischer Richtung unterblieben im Rahmen dieser Aufgabe.

#### IV. Die Erz- und Mineralvorkommen.

Einleitend: geschichtliche Angaben.

Der Eisensteinbergbau in der Admonter Umgebung gehört wohl zu den ältesten urkundlich belegten Bergbauen nicht nur der Steiermark, sondern der Ostalpen. Die nachstehenden Daten sind auszugsweise nach den Berichten und Archivstudien von Göth, Muchar, Hauer, Fötterle, Miller-Hauenfels und insbesondere P. Wichner zusammengestellt, die auch von K. A. Redlich ausgewertet worden waren. Die hier gebrachten Daten sind also nicht Ergebnis eines neuerlichen Archivstudiums, ihre Auswahl allerdings war von den Eindrücken eigener Begehungen geleitet.

Ungefähr ein Jahrhundert nach der Stiftsgründung von Admont (1000 n. Chr.) wird bereits unter Abt Wofold (1115—1137) der Bergbau am Blaberg und im Johnsbachtale als auch die Erzschnmelzung schwungvoll betrieben (Wichner). Nach Muchar sind die Bergbaue am Blaberg (Dürrenschöberl) und Rotkogel bereits im XIII. Jahrhundert urkundlich erwähnt; der Name Blaberg sei auf blahen = schmelzen zurückzuführen. Die Sage von der Feuerprobe des Abtes Wofrod, von der Muchar berichtet, deutet auf ein am Fuße des Blaberg gelegenes Schmelzwerk.

Während Johnsbach keine günstige Ausbeute gibt und bereits 1431 an private Unternehmer abgegeben wird (Wichner), geht der Stiftische Bergbau im Admonter Bereich weiter. Auch vom Eisenerzbergbau am Salberg bei Liezen stammen bereits Nachrichten aus dem XIII. Jahrhundert (Göth).

Um 1476 schürfte das Stift auch in der Gegend von Rottenmann (Wichner) auf silberhältige Kiese; u. a. dürften auch die Schürfe auf Kiese im Bereich des Hochgrößen bei Oppenberg aus dieser Zeit stammen. 1552—1562 (Göth, S. 100) betreibt das Stift Baue auf Kies bei Büschendorf und erschmilzt Kupfer. Nach Muchar (S. 28) werden anfangs des XVI. Jahrhunderts unterhalb Rottenmann, auf der rechten Paltentalseite bei Dietmannsdorf und im Treffnergraben Ag-hältige Kupfererze beschürft. Die Verbindung Kaiser Maximilians mit dem Kupferbergbau bei Bärnbach, im „Theuerdank“, ist bemerkenswert. Auch Wichner führt an, daß Ende des XVI. Jahrhunderts Kupferbergbaue im Edlergraben und Johnsbachtal urkundliche Erwähnung finden; der Betrieb wird 1670 unter Abt Raimund eingestellt, nachdem 12.000 fl. ohne Erfolg verbaut worden waren. Im XVII. Jahrhundert (Göth, S. 89) ist der Kupferbergbau im Edlergraben und Johnsbachtal wieder in Betrieb. Auch 1714—1725 wird in Johnsbach und im Edlergraben auf Kupfer geschürft, 1745 wird der Kupferbergbau von Pischendorf (Büschendorf) erwähnt (Wichner).

In Fortführung der Angaben über den Eisensteinbergbau ist eine Notiz von Wichner über einen Eisenbergbau im Laufenwald bei Admont zu nennen. Aus dem Jahre 1563 stammen die ersten Nachrichten über den Eisenerzbergbau in der Kaiserau (Wichner, S. 137), ebenfalls im XVI. Jahrhundert wird das Eisenerzvorkommen im Treffnergraben bebaut. Anfangs des XVII. Jahrhunderts ist der Blaberg weiter im Betrieb, anfangs des XVIII. Jahrhunderts wird der Barbarastollen am Blaberg genannt. 1783

werden die Bewilligungen für den Eisenbergbau im Treffnergraben und Franschnergraben sowie anschließend für die Bergbaue Rotkogel und Kaiserau gegeben. 1802 gelangt das Stift Admont in den Besitz des vom Kollegiatstift Pyrn bei Liezen betriebenen Eisenbergbaues Salberg. (Die letzteren Daten alle nach Wichner.)

Ferner nach Wichner: Anfangs des XIX. Jahrhunderts war der Eisenerzbergbau bei Admont in lebhafter Tätigkeit. Das Schmelzwerk stand bei Admont an der Straße, welche über den Dietmannsberg (Lichtmeßberg) in das Paltental führt, vermutlich in der Gegend des heutigen „Paradies“. Bei den größeren Gruben wurden Röstöfen errichtet, als Brennmaterial wurde Torf verwendet aus den benachbarten Stiftischen Torfwerken. 1806 (S. 165) betrug die Eisenproduktion der Stiftischen Schmelzhütten 5815 Ctr (ca. 300 t) bei einem Kostenaufwand von 24.409 fl. Die Roherzgewinnung betrug im Jahre 1808: 12.979 Ctr (= 650 t). An Bergbauen wird genannt: Rotkogel bei Admont, Kematen, Frauenberg- und Gottardistollen. Der Bergbau hat jedoch bereits mit Schwierigkeiten zu kämpfen und ein Gutachten des Eisenerzer Bergrates Frh. v. Sybold aus damaliger Zeit besagt (S. 166): Die Eisenerzgruben der Kaiserau seien vor vier Jahren wegen Unergiebigkeit und großer Kosten aufgelassen worden; das Gottardi-Erz-Lager im Rotkogel zeigt keine bauwürdigen Erzmittel mehr und wäre daher aufzulassen; der Frauenbergstollen sei erschöpft; doch verdiene dort ein neu aufgeschlossener, einige Schuh mächtiger Pfünz Beachtung und nähere Untersuchung.

1818 ist nur mehr Rotkogel belegt.

1819—1824: die jährliche Erzeugung aus dem Rotkogel beträgt 4128 Ctr (200 t).

1830 sind wieder viele Baue in Betrieb. 1837 werden 47 Knappen als Belegschaft genannt. Jedoch 1839 stellt das Stift als Folge eines Vergleiches mit der Eisenerzer Hauptgewerkschaft, der nur um die Waldnutzungsrechte zu tun ist, den Eisenbergbau ein.

1840: Rotkogel und das benachbarte Rötelstein gehen an das Eisenwerk Pyhrn bei Liezen des R. v. Friedau über; dies alles nach Wichner.

Nach Göth wird 1842 der Bergbau am Klosterkogel als in Betrieb befindlich erwähnt. Ebenso wird 1843 der Bergbau Blaberg am Girnschöberl (Hauer und Fötterle schreiben 1855 bereits Dürrenschöberl) für das Friedau'sche Schmelzwerk bei Liezen in Betrieb gehalten. Es bestehen 5 Stollen am Blaberg, 1 Stollen am Rotkogel. Vom Salberg werden 8 Stollen erwähnt. Das Erz am Blaberg und Rotkogel bräuche selten in Lagern, meist in Nestern und Putzen ein. Am Blaberg als auch am Salberg wird die Förderung mit Sackzug betrieben: „vom Blaberg bringt man die Erze gleichfalls mit Sackzug, der mit Schweinshäuten unterlegt ist, an den Fuß des Berges, röstet sie und zerkleinert die Rösterze dort mit einer Quetschmaschine und fährt sie dann in Wägen 3 Stunden weit zur Hütte. Der Gehalt der Erze ist im Durchschnitt 27—30%. Beim Schmelzen muß man 12% Kalk zusetzen“. Anschließend werden von Göth genaue Angaben über Belegschaft, Löhnung und Materialverbrauch gebracht. Die Eisenerzeugung in Liezen um 1843 betrug pro Jahr 12.000 Ctr (600 t).

1856 wird in der Kaiserau ein Versuchsbau geführt.

1855 schreiben Hauer und Fötterle über den Bergbau bei Admont und Liezen: Die Spateisensteine bilden Lager; das Hangend ist eine Kalk-

breccie, das Liegend Grauwackenschiefer. Über dem Kalkstein folgt unmittelbar der bunte Sandstein. Baue bestehen am

1. Rötelsstein<sup>1)</sup> bei Admont; das Spateisenlager ist wenig mächtig.
2. Treffenergraben West Admont; das Lager ist 4—6 Klafter (1 Wr. Klafter = 1,9m) mächtig, größtenteils in Brauneisen umgewandelt.
3. Am Dürrschöberl oder Blaberg südlich von Ardnig.
4. Am Salberg bei Liezen, wo die wenig mächtigen Lagerstätten nur 30—40 Klafter im Streichen aushalten.

Die gewonnenen Erze werden in dem Hochofen zu Liezen (Amalienhütte), der im Jahre 1853 24.260 Ctr (1213 t) Roh- und 566 Ctr Gußeisen lieferte, verschmolzen.

1859 schildert A. Miller-Hauenfels eingehend die Vorkommen am Blaberg. Das höhere Barbaralager wurde mit 2 Stollen, das tiefere und kleinere Josefilager mit einem Stollen bebaut. Die Entfernung zwischen den beiden Erzlagern beträgt 310 m? Die Lagerungsverhältnisse waren stark gestört; es bestanden N—S verlaufende Erzstöcke, die in Knollenvererzung der Kalkbreccie übergingen. In der Teufe verlor sich das Erz. Im Liegend fand sich eine fast m-starke Lage von derbem Schwefelkies. Der Tagbau ging auf frei herum liegenden Blöcken um.

Die Festschrift „1000 Jahre Rottenmann“, verfaßt von Schulrat J. Pfau, 1953, bringt die Photoabbildung der steingepflasterten Erzriese vom Lodersberg (= Blaberg), dem einstigen Sackzugweg.

Wichner berichtet, daß der Bergbau Blaberg und am Rötelsstein, von v. Friedau in den Besitz Pesendorfer's übergegangen, noch in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in Betrieb stand.

Der Hochofen in Liezen wurde 1880 ausgeblasen; bis dahin war auch noch der Bergbau am Blaberg in Betrieb; nach Aussage eines 1939 noch lebenden alten Hüttenmannes in Liezen, den ich befragte, wurde das Erz in den letzten Jahren vor 1880 vom Blaberg in Holzzinnen an den Fuß des Berges gespült, dort geröstet (Röstgraben) und mit Fuhrwerk nach Liezen verfrachtet.

Die Nachfolger der Pesendorfer'schen Gewerke, die Eisenwerke Lapp-Finze in Rottenmann sind m. W. auch die gegenwärtigen Eigner der Grubenmaße am Blaberg.

### Spätige Eisenerzvorkommen.

Eine übersichtliche Schilderung der Spateisenvorkommen zwischen Admont und Liezen hat K. A. Redlich in seiner „Geologie der inner-österreichischen Eisenerzlagerstätten“ 1931 gegeben.

Die Ergebnisse der vorliegenden eingehenden Untersuchung der geologischen und tektonischen Verhältnisse dieses Erzgebietes haben die Abhängigkeit der Vererzung von den annähernd meridional streichenden Querstörungen mit ziemlicher Deutlichkeit hervortreten lassen. Dabei mögen wohl auch noch postmineralische Störungen in gleichen Bahnen wirksam gewesen sein. Der einstige Bergbau ist schon über ein Halbjahrhundert verlassen und unzugänglich. Alte Grubenkarten von Rotkogel und

<sup>1)</sup> Auch D. Stur, 1853, zeichnet in einem Profil über Rötelsstein bei Admont den Werfener Schiefer (?), die Kalkbreccie überlagernd; im Werfener Schiefer setzt der Unterbaustollen daselbst an.

Kaiserau sind zwar schon mit der damals üblich gewesenen, ausführlichen bergmännisch-geologischen Beschreibung versehen, vermögen aber doch noch kein klares Bild zu liefern; immerhin ist auch hier die Einzeichnung zahlreicher, ungefähr in meridionale Richtung passende Sprünge auffallend.

Die Spateisenvorkommen zwischen Admont und Liezen sind, wie ja bei den Vorkommen in der Grauwackenzone in der Regel, an den Grenzraum der Grauwackenserie zur Werfener Schieferhülle gebunden. Der Kontakt, zwar hier unter den Alluvionen des Ennstales begraben, ist — nach dem Schichtverhalten der Werfener Schiefer jenseits der Enns — ein tektonischer. Das Muttergestein der Erzvorkommen ist hauptsächlich die Kalkbreccie, zu Knollenvererzung führend, daneben bestehen aber auch gang- und lagerartige Vererzung in Schiefeln und Konglomeraten.

Aus der geologischen Oberflächen-Detaillaufnahme hat sich herausgestellt, daß die Vererzung jenen Raum zu bevorzugen scheint, wo die Querstörungen an den ebenfalls tektonischen Kontakt zu den Werfener Schiefeln heranreichen. Vermutlich sind hier größte tiefreichende Auflockerung und Permeabilitätsgrenze vereint zur Wirkung gekommen.

Jedenfalls tritt, klarer als um Eisenerz und Radmer, eine Beziehung der Vererzung zu jugendlichen, alpidischen Strukturlinien, also eine Jugendlichkeit der Vererzung selbst, in Erscheinung.

Die von mir noch 1928 im Anschluß an die Erzbergaufnahme von A. Kern geäußerte Auffassung eines vortriadischen Alters der Spateisenvererzung in der Grauwackenzone habe ich in nachfolgenden Publikationen bereits längst verlassen und mich zu einer jungen alpidischen Vererzung bekannt.

Wie weit die von O. Ampferer auf der geologischen Gesäusekarte südlich Gesäuseeingang ausgeschiedenen Schollen von Erz führendem Kalk mitten im Werfener Schiefer Süd Kaindlmauer sich den vorstehenden Ergebnissen einordnen, steht noch offen.

Die Vererzung der Kalkbreccie, insbesondere auch die vererzten isolierten Kalkbrocken in Quarz-Tonschiefer-Breccien und -Konglomeraten, lassen in unübertrefflicher Weise die selektive Art des Vererzungsvorganges erkennen. Völlig einzeln gelagerte, von dicht gepackter Kalkbreccie oft weit abstehende Kalkbrocken in Quarzkonglomeraten werden von Erzlösungen heimgesucht, völlig vererzt, ohne daß oft nur Spuren einer Schiefervererzung oder Erzdurchtränkung der Schiefer ersichtlich wären. Die Vererzung scheint mitunter Abrundung der eckigen Kalkbrocken in der Breccie zu bewirken. In vielen Fällen ist aber doch auch in den Schiefeln feines Erznetzwerk zu beobachten, das bis zu kleinen Stock- oder Gangbildungen sich steigern kann. Ankerit überwiegt auch hier in der Masse um ein Vielfaches den Spateisenstein; Quarz erscheint als oft sehr reichliche jüngere Gangart und verstärkt den an sich schon sauren Charakter der Breccien-erze. Eisenglanzbildung tritt stärker hervor, Kiese sind eher spärlich.

Die systematischen Begehungen haben hin und hin in den dichten Forsten Überreste des einstigen Eisenerzbergbaues aufgefunden, die abschließend ein eindrucksvolles Bild von der intensiven Schurftätigkeit der Alten gaben.

Im einzelnen:

### 1. Die Erzvorkommen im Gebiet des Rotkogel SW von Admont.

Über den einstigen Bergbau im Wolfsbach- und Strohsackgraben, die um den Rotkogel herum bauten, bestehen alte Grubenkarten aus dem

Jahre 1789, im Admonter Stiftsarchiv verwahrt, Kopien befinden sich bei der Bergdirektion Eisenerz. Ein zusammenhängender mächtiger Zug von Rohwand, der auch die kleine Bergkuppe „Rotkogel“ zusammensetzt, zieht, aus der Richtung der Kalkscholle der Burg Rötelstein kommend und an seinem Ostende noch Kalkreste aufweisend, nach SW in über 600 m Längsausdehnung und überquert den Wolfsbachgraben. Dieser Rohwandzug steckt mitten in Schiefeln. Talwärts im Wolfsbachgraben sind weitere Rohwand- und Erzmassen vorhanden, die in Kalkbreccie auftreten. Die Kalkbreccie erscheint hier in zwei, durch Porphyroid getrennten Horizonten. Die alten Einbaue gingen vom Wolfsbachgraben aus in Richtung auf den Rotkogelzug: verfallene Mundlöcher, Halden mit reinem grobkristallinem Spat sind auf der rechten Talseite des Wolfsbachgrabens in ca. SH 800 m noch erkenntlich; sie entsprechen dem Frauenberg- und dem darunter befindlichen 1. Unterbaustollen der alten Grubenkarte. Von hier ging der Erzfahrweg über das Gehöft Rinnegger ins Tal und nach Admont.

Knapp östlich vom Wolfsbachgraben verläuft der kleine Strohsackgraben, von wo aus, nur wenig über Ennstalsole, der tiefste Unterbau „Gottardi“ angelegt war. Hier, wie am Frauenbergstollen, dienen derzeit die Stollenausritte als Wasserfassungen für Wasserleitung. Der Gottardistollen hat knapp über sich ebenfalls Vererzungen, die er aufschloß, war aber des weiteren als Hauptunterbau für die Rotkogelvorkommen gedacht, die er aber anscheinend noch nicht zur Gänze erreichte. Die Grubenkarte zeigt sehr gestörte Lagerungsverhältnisse, ungefähr meridional verlaufende Störungen sind häufig. Die streichende Ausdehnung der Erz-Rohwandmassen soll 80—100 m betragen haben, ähnliche Maße auch die flache Tiefenerstreckung.

Diese Schurfgruppe wird derzeit mit dem Grubenmaß „Mießleitner“ der Oe. A. M. G. gedeckt.

Knapp vor Kriegszeit 1914 haben Versuche, den Bergbau wieder zu beleben, stattgefunden: eine Tiefbohrmaschine stand knapp oberhalb des Hofes Rinnegger; hier bestand auch ein Tagschurf, der flach gelagerte Tonschieferbreccie vererzt, und zwischengelagerten Porphyroid aufdeckt. Zur selben Zeit soll auch der Gottardistollen auf 50 m gewältigt worden sein; das Mundloch steht in phyllitischem Tonschiefer, der über sich flach gelagerte Rohwand und Tonschieferbreccie hat.

Noch weiter östlich, knapp vor dem Admonter Steinbruch auf Kalkbreccie (1957 bereits verschwunden) ist im stark verwachsenen Graben, nahe über Ennstalsole ein kurzer offener Stollen, 3 m lang, in Kalkbreccie, die nach  $30^{\circ}/20^{\circ}$  bis  $0^{\circ}/20^{\circ}$  einfällt; einzelne Kalkbrocken sind zu Rohwand und Spat vererzt. Vermutlich steht die darunter in der Grabensohle befindliche Brunnenfassung ebenfalls mit einem alten Stollen in Verbindung.

Die Erz führenden Rohwandstöcke Süd Schloß Rötelstein zeigen ebenfalls alte Bergbauspuren.

Nach Hatle haben Talkschiefer das Hangend und Liegend der dortigen Spateisenlager begleitet.

## 2. Fe-Erzvorkommen im Bereich Treffnergraben—Gablergraben.

Zwischen Treffnergraben und dem östlich davon beim Bahnwärterhaus Nr. 117 herabkommenden Gablergraben liegen mitten in Forsten eine Reihe von Vererzungen mit Aufschlagpunkten.

Im Gablergraben ist eine meridionale Querstörung nachzuweisen; ebenso ist das Zurückbleiben und jähe Endigen der Kalkbreccie auf der östlichen Treffnergrabenseite am ehesten durch Querstörung erklärbar.

Die Erzvorkommen liegen in SH 950—980 m, meist am oberen Rand der hier sählig gelagerten Kalkbreccie. Ein Aufschlagpunkt mit Schlägel- und Eisenzeichen befindet sich unmittelbar bei der Jagdhütte SH 950 m; ein ebensolcher im dichten Forst ca. 200 m OSO davon, ein dritter etwa 300 m WSW von der Jagdhütte, wo am Fuße des Aufschlusses, mitten im Walde noch drei vermoderte Holzstöße liegen (1938), vermutlich im vorigen Jahrhundert für Zwecke der Erzzröstung vorbereitet. Spateisen und Rohwand sind als vererzte Kalkknollen, aber auch als Lagen und Nester in der Kalkbreccie eingeschlossen; reichliche Verquarzung ist bemerkenswert.

Der Treffnergraben selbst wird von mehreren Rohwandzügen verquert, die z. T. mit Kalkbreccie, z. T. mit Tonschieferbreccie verbunden sind. Auch hier schiebt sich Porphyroid ein. In Fortsetzung des hangendsten Rohwandzuges findet sich im dem Treffnergraben westlich benachbarten Eggergraben in SH 850 m ein Aufschlagpunkt, der quarzreiche Rohwand mit Spateisen deckt.

Spatvererzte Rohwand tritt auch in einzelnen Schnüren und Nestern in den Schollen der Kalkbreccie des Edlergrabens auf.

### **3. Die Fe-Erzvorkommen im Bereiche der alten Pesendorfer'schen Grube am Blaberg, N Dürrenschöberl.**

Das bedeutendste Vorkommen ist das des alten Pesendorfer'schen Bergbaues am Blaberg, SH 1200 m. Die geologische Erscheinungsform dieses Vorkommens ist derzeit nicht klar und erschöpfend festzustellen, da Stollen und Tagbau verstimmt sind, überdies das erstere wohl z. T. auch mitverursachend, der gesamte zum Ennstal abfallende Steilhang in der Umgebung des Bergbaues ein ausgedehntes Rutschgebiet darstellt.

Aus der geologischen Neuaufnahme geht hervor, daß die Kalkbreccienzüge am Blaberg verhältnismäßig flach gelagert sind; die meridionale Erstreckung derselben ist auffällig, z. T. allerdings dem Ausstreichen am Westhang, z. T. wohl auch einem meridionalen Störungsverlauf zuzuschreiben. Es bestehen mehrere Schollenzüge der Breccie; in einem Falle ist tektonische Wiederholung nicht auszuschließen: Anzeichen deuten darauf hin, als wäre die Erz führende Kalkscholle des Blaberg durch Abgleitung von der nächsthöheren, zwischen Blaberg und Dürrenschöberl gelegenen Brecciescholle ins jetzige Niveau gebracht worden; dies würde auch eine Beschränkung der möglichen Bergbauausdehnung bedeuten.

An den westlichen Rand des vererzten Brecciegebietes von Blaberg schließt ein größeres Porphyroidvorkommen an.

Im Erz führenden Kalkbreccienzug des Blaberg scheint die Vererzung auf die unterste mit Quarzkonglomerat gemischte Zone beschränkt zu sein. In ausgezeichneter Schärfe und bis zur teilweisen oder vollständigen Aufsaugung werden häufig — gemäß Haldenfunden — ganz isolierte, in Tonschieferbreccie vereinzelt schwimmende Kalkbrocken von den Erzlösungen heimgesucht, ohne daß nennenswerte Schiefervererzung stattgefunden hätte. An anderen Haldenstücken zeigt sich, wie Erzlösungen aufblättern in die Schiefer eingedrungen sind, Fe-Karbonat sproßt in dünnen Nähten, kleinen Quergängen und Nestern auf. Im allgemeinen sind stets klare Beobachtungen über die Wanderwege der Erzlösungen

zu machen, jede Deutung der Bildung von etwa syngenetischen Erzbreccien ausschließend.

Am Pesendorfer'schen Bergbau am Blaberg dürfte nur eine vererzte Kalkbreccienlage innerhalb der Gesamtmächtigkeit derselben bestanden haben und zwar am Liegend. Das Vorhandensein zweier Erzlager — Barbara und westlich davon Josef — nach älteren Berichten wird wahrscheinlich auf Gebirgsstörungen zurückzuführen sein, die einen Erzhorizont trennten. Der seinerzeitige Tagbau ist auf Erzblöcke umgegangen, die ein Bergsturz herabbrachte.

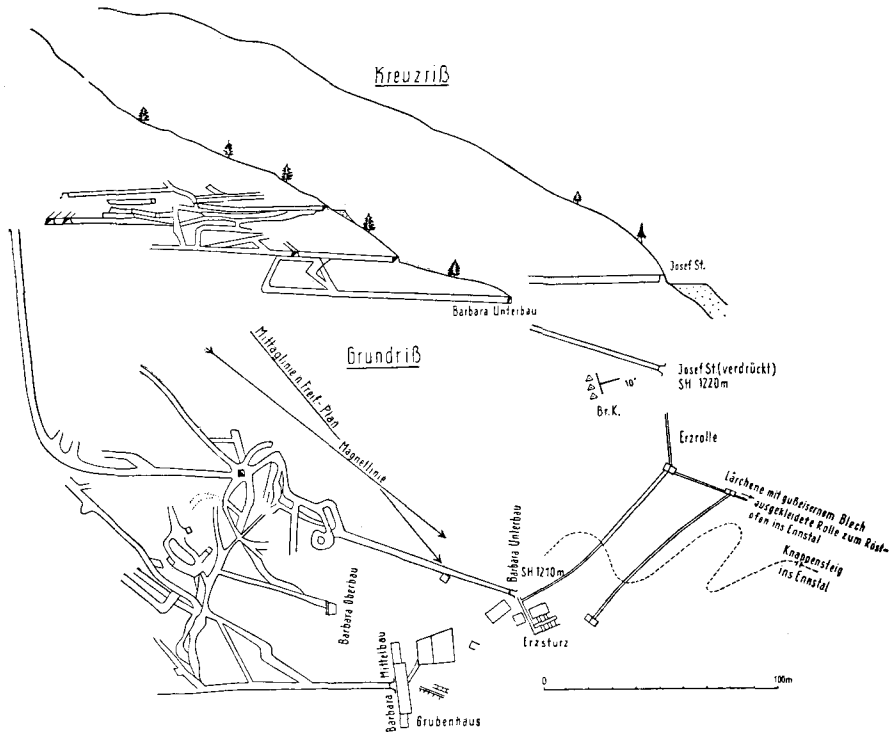


Abb. 3: Karte des Eisenstein Bergbaues der Joseph Pesendorfer'schen Erben am Blaberg. Nach Aufnahme des Grubengebäudes von Ferdinand Wimler, 1885 (Kop. Oe. A. M. G. Eisenerz), kombiniert mit Freifahrungsplan de dato?.

Ein von der Oe. A. M. G. kopiertes Grubenbild, der Blabergstollen, 1885 von Ferdinand Wimler aufgenommen, zeigt 3 Stollenniveaus auf das Barbaralager im Osten (Oberer, Mittlerer, Unterer Barbarastollen) sowie einen, vom Unteren Barbarastollen westlich in 120 m Entfernung und in ungefähr gleicher Höhe gelegenen Einbau, den Josefstollen. Beim Mittleren Barbarastollen bestand die Handklaubung. Das Querprofil durch die Barbarabaue läßt eine vorhanden gewesene Bauhöhe von über 50 m übersehen; Erz nach Darstellung des Planes in Sohle setzend!

Auf den Halden findet sich vererzte Kalkbreccie, aus Rohwand und dunklem, oft sehr reinem Spat bestehend. Eisenglimmer ist häufig zu-

gegen. Längs der Verbindungswege zwischen den beiden alten Hauptstollen steht Spat, z. T. in Brauneisen umgesetzt, an. Einen Einblick in die Lagerungsverhältnisse gewährt die Felswand am Westende des Bergbaubereiches. Vielfach machen die Beobachtungen an den Aufschlüssen den Eindruck, als befände sich die ganze, seinerzeit beschürfte Breccienzone mehr oder weniger in Gleitung und richtig Autochthones gar nicht vorläge.

Die Erze, an sich sehr rein, sind, durch ihre Bildungsweise als vererzte Kalkknollen in Schiefergrundmasse im Hauwerks-Durchschnitt (30% Fe und 1,5% Mn) weniger rein, jedenfalls sehr sauer.

Analyse einer Erz-Durchschnittsprobe vom Blaberg (Oe. A. M. G.):

Fe	30,6
Mn	1,60
SiO <sub>2</sub>	17,24
MgO	2,63
CaO	9,20
P	0,025
Gl. V.	21,24

Der alte Knappensteig auf der östlichen Seite des Röstgrabens ist heute noch erhalten.

Im steilhangigen Röstgraben selbst, der im Frühjahr 1938 aus dem Rutschgebiet der Blabergumgebung eine gewaltige Mure herunterbrachte, ist durch jungen Anschnitt in SH 830 m ein diabasähnlicher, vergrünter

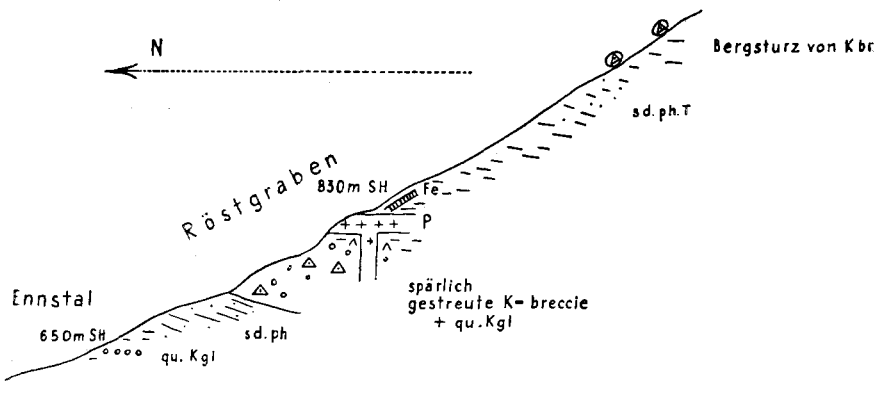


Abb. 4: Profil durch den Röstgraben unterm Blaberg.

Fe = Rohwand-Spateisen-Quarz-Gang; sonstige Zeichen siehe Tafel IV.

Porphyroid erschlossen. Dieser Porphyroid zeigt örtlich Durchbrucherscheinungen durch konglomeratische Schiefer (siehe Abb. 2). Darüber ist ein Spateisengang erschlossen. Das Erz durchbricht feinsandigen, grauen, schwach phyllitischen Tonschiefer mit Lagen von Quarzgeröll; die Mächtigkeit des Erzes beträgt mehrere dm rein. Der Fund ist neu und kann unter Umständen Ausgang für einen kleinen Schurfversuch bilden.

Entlang des Weges, der von der verlegten Station Frauenberg zu Girnalm und Dürrenschöberl emporführt, sind knapp über dem Ennstalboden reichlich Schlackenfunde (leichte grobporige Schlacke) zu machen; sie



stammen vermutlich vom alten Stiftischen Schmelzwerk des 12. Jahrhunderts.

Östlich vom Blaberg, in etwa 1330 m SH, 80 m östlich und 40 m oberhalb der oberen Almhütte, befindet sich das Vorkommen samt Aufschlagpunkt „Girnalm“. Vererzte Kalkbreccie, anscheinend flach gelagert, ist auf wenige m<sup>2</sup> entblößt. Spateisenknollen und -gänge mit reichlich dichtem Quarz und Ankerit sind in phyllitischer Schiefergrundmasse feststellbar. Das Vorkommen ist von beschränkter Ausdehnung.

Etwas ausgedehnter sind die vererzte Kalkbrocken und Quarzgerölle führenden Schiefergesteine bei der Örtlichkeit „Jäger“, unterhalb der Dörflerhütten, SH 850 m, auf der westlichen Talseite des Edlergrabens. Ein kurzer Stollen nach Richtung 330° hat beim Mundloch vererzte Kalkbrocken im Schiefer abgequert, kommt aber darauf in phyllitische, sandige Schiefer. Der Spateisen der Knollen ist rein. 50—100 Schritte nördlich und 10 m höher sind weitere Schurfstellen im gleichen Konglomeratzug.

Schließlich ist noch die sideritische Durchaderung eines teilweise auch mit Schwefelkies imprägnierten Sandsteins im Muhlgraben 760 m SH, Ost Selztal erwähnenswert.

#### Kaiserrau.

Was es heute von diesem alten Bergbau und seiner Lagerstätte zu sehen gibt, ist wenig. Die alten Baue befinden sich am Brunnriedl, ein Bergrücken, der hinter dem Jagdschloß Kaiserrau zum Lahnganggipfel aufsteigt, ca. in 1400 m SH: ein Tagschurf mitten im Walde, Stollenreste einige 100 Schritte östlich davon und etwas tiefer in der Bachrunse des sogenannten Knappengrabens. Es handelt sich anscheinend um ein gangförmiges Durchsetzen und stockförmiges Ausbreiten von Rohwand und Spateisen; das Nebengestein bilden dünnsschichtige Grauwackenschiefer, unter 25° SW fallend. Am Bergfuß enthalten diese eben Schiefer Chloritporphyroblasten, in Nähe der Erzvorkommen werden die Schiefer quarzreicher, auch gebleicht. Zu Spateisen und Rohwand treten Quarz, Pyrit und Eisenglimmer. Im Knappengraben deuten Reste einer Halde auf ein Stollenmundloch; das Erz ist hart, turgitisch (dehydratisierter Limonit), zersetzter Spat mit Eisenglanz, Stückproben ergaben 49—54% Fe.

Die alten Grubenkarten des Stiftes Admont aus der Zeit der Wiedereröffnung des Bergbaues 1791 verzeichnen im Knappengraben drei Stollen: Edmundstollen zutiefst, dann Unterbau und Florianistollen, insgesamt eine Bauhöhe von ca. 60 m umfassend.

Da unter den örtlichen Bedingungen auch für die Alten das Erschließen weiterer Teufe ohne Schwierigkeit möglich gewesen wäre, ist wohl anzunehmen, daß für das Niedersetzen der Erze keine günstigen Anzeichen bestanden.

In der Falllinie um etwa 150 m höher, in SH 1540 m, befindet sich ein weiterer alter Schurfpunkt in dichtem Forst, als ein Blockhaufen von limonitischem Ankerit kenntlich.

#### Sulfidische Erzvorkommen.

Es handelt sich um kleine, unbedeutende Gangvorkommen, deren Edelmetallgehalt, vornehmlich Silbergehalt (auch Gold?), Anreiz für

Schurftätigkeit den Alten geboten hat. Geschichtliche Daten wurden eingangs vorangestellt.

Vom alten Kupferbergbau im Edlergraben nächst Aigen bei Admont wurde ein verfallenes Stollenmundloch in SH 1300 m aufgefunden; die Halde erscheint bereits ziemlich abgeschwemmt.

Auf dem Sonnwendberg Süd Selztal, ca. 500 m W vom Gehöft Kote 818 m, besteht in SH 850 m ein offener alter Schrägstollen; er ist in flach gelagerten mürben Quarz-Serizitschiefer angeschlagen. Dieses Gestein führt, wechselnd reich, Imprägnation kleiner Schwefelkieskristalle, deren Verwitterung brandiges Aussehen des Schiefers bewirkt. Über dem Stollenmundloch ist das Schlägel- und Eisen-Schurfzeichen angebracht; es dürfte auch ein zusätzlicher Schurfversuch aus jüngerer Zeit vorliegen. Der Stollen baut zuerst nach SW und biegt nach ca. 10 m gegen O um; die Befahrung wurde nicht zu Ende geführt. Vermutlich wurde nach Edelmetallgehalt in den Kiesen gesucht.

Ein ähnlicher mehr quarzitischer Schieferzug, jedoch in einem tieferen, durch Grünschiefer getrennten Niveau, tritt reichlich kiesimprägniert 300 m östlich Gehöft Niederlantschner auf der Paltentalseite des Sonnwendberghanges zutage. Alte Schurftätigkeit wurde nicht festgestellt. Ob die Örtlichkeit Goldbühl, etwas weiter östlich gelegen, auf einen solchen Zusammenhang hindeutet, wurde nicht in Erfahrung gebracht.

Ein limonitisch verwitterter, wohl ursprünglich pyritreicher Serizitschiefer, wurde am linken Paltenufer vor Einmündung ins Ennstal knapp über Talsohle in jüngster Zeit beschürft; vermutlich war Farberdegewinnung das Ziel.

Im Büschendorfer Graben selbst als auch im Kalkzug, der vom Gehöft Wölfling zum Auslauf des Büschendorfer Grabens niedersteigt, sind Spuren der in den historischen Angaben erwähnten Kiesbergbaue der Alten zu finden. Im Büschendorfer Graben befindet sich bei SH 910 m ein kurzer Schrägstollen in Chloritphyllit, ein knollige Quarzlage längs einer Störung verfolgend. NO von Büschendorf, etwa 100 m über Paltentalsohle, baute an der Grenze von Phyllit zu überlagernden marmorartigen Kalken ein Stollen auf einen Quarz-Karbonat-Gang mit Kiesspuren.

Die alten Kupfer-Silber-Bergbaue im Büschendorfer Graben, bereits eingangs erwähnt, haben jüngst von F. Matz eine eingehende Beschreibung erfahren (Quarz, Karbonat, Kupferkies, Fahlerz). 1895 erwähnt E. Döll vom alten Kupferschurf im Prentengraben bei Büschendorf, 1868 stillgelegt, Funde von Cuprit und Tetradrit nebst Kupferkies und Ankerit.

Anhangsweise sei bemerkt, daß das sogenannte Heil(igen)bründl SW des Tonecksattels, in SH 1100 m, eine im Grenzgebiet der höher zu nieder phyllitischen Schiefen entspringende Quelle, nach Aussehen und Geschmack jedoch keine Mineralquelle ist; das ausgezeichnete, auffallend kalte Wasser steht als „Augenwasser“ seit altersher in Heilgebrauch. (Siehe auch Paula Grogger: „Der Lobenstock“.)

### **Cyanitgänge des Gablergrabens und seiner Nachbarschaft.**

Das Cyanitvorkommen des Gablergrabens, in der Mineraltopographie der Steiermark durch E. Hatle bereits bekannt, wurde sozusagen wiederentdeckt.

Das anstehende Cyanitvorkommen — vermutlich dürften bisher nur Geröllfunde bekannt gewesen sein — ist nur auf der orografisch rechten Bachseite des Gablergrabens, in ca. SH 720 m, entblößt. Es liegt 60—70 m oberhalb des Bahnwärterhauses Nr. 117 der Bahnlinie Admont—Selztal, von diesem etwa 300—400 m Luftlinie südlich entfernt, 10—12 m über Bachsohle an steil angerissenem, zu Rutschung neigendem Hang.

Mehrere dünne Gangstreichen durchsetzen in ungefähr O—W-Richtung sandigen violetten Schiefer als auch die ihn überlagernde Kalkbreccie.

In den Schiefeln liegt geringe Mächtigkeit der Cyanitgänge vor, 2—6 cm, mit stengeliger Ausbildung des Cyanits, hellblaßblau über himmelblau in tiefblau. Die Cyanitstengel stehen senkrecht zum Salband; es besteht kein Drusenraum, als zentrale Naht fungiert z. T. Kalkspat und Quarz. In der Kalkbreccie findet nesterartige Ausweitung statt, mit wirrstrahliger Ausbildung des Cyanits, unter Vermehrung des Anteils Gangart Quarz, Karbonat und Talk. Die Mächtigkeit der Mineralisation in der Kalkbreccie erreicht 30—40 cm. Mit Cyanit erscheinen auch Eisenglanz und Flitterchen von Pyrit.

Infolge starker Verrutschung als auch dichter Bewachsung ist keine zusammenhängende Beobachtung zwischen westlicher und östlicher Talseite möglich; jedenfalls ist auf der westlichen Talseite kein Cyanitaufschluß beobachtbar. In der Bachrinne selbst sind reichlich Geröllfunde von Cyanit zu machen.

Die sandigen violetten Schiefer als auch die Kalkbreccie des Profils im unteren Gablergraben fallen z. T. NW, z. T. SW, ziemlich flach, 15 bis 20°, ein. Unter dem oberen Kalkbreccienhorizont breitet sich ein Porphyroid (im Dünnschliff: korrodierte Quarzeinsprenglinge, z. T. Strahlquarz) aus, der etwas vererzt ist. Die Lagerungsverhältnisse deuten hier auf eine O—W-Längsstörung.

Im ersten Graben westlich des Gablergrabens, also in einigen 100 m Abstand, habe ich in SH 750 m ebenfalls einen Fund von Cyanit gemacht, mit Quarz und grünem Talk verwachsen, jedoch nur als vereinzelt Geröllstück. Das Vorkommen würde in die O—W-Erstreckung des Gablergraben-Ausbisses hineinpassen.

Die Suche nach dem von E. Kittl beschriebenen, von K. A. Redlich aufgefundenen Cyanitvorkommen des Klosterkogels blieb ergebnislos.

Der Aufschluß des Cyanitvorkommens im Gablergraben liegt sowohl was seine Örtlichkeit betrifft als auch hinsichtlich seiner geologischen Beschaffenheit nicht ungünstig, wenn im Bedarfsfalle ein stollenmäßiger Schurf versucht würde. Um von der Gangausweitung in der Kalkbreccie Nutzen zu ziehen, wäre der Stollen am besten im Schiefer, knapp unter dem Kalkbrecciendach, vorzubringen.

## **B. Zur Geologie und bergbaulichen Entwicklungsgeschichte der Eisenerzvorkommen am Salberg bei Liezen (1948).**

Die erste eingehendere Untersuchung und Beschreibung der Gesteine des Salberges geht auf die Kartierungsarbeiten von G. Geyer 1907 zurück; vor dieser Arbeit (Denkschr. Ak. Wiss. Wien) liegen Angaben über dieses Gebiet von Stur, Vacek vor. 1907 war der 4,7 km lange Tunnel durch den Bosruck in Bau und die Begehungen Geyer's standen in Zusammenhang

mit den aus der Tunnelgeologie sich ergebenden Fragen. Die Tunnelröhre, welche den triadischen Riffkalkzug des Bosruck (2008 m SH) durchsticht, verbleibt ausschließlich in Schichten jünger als paläozoisch, doch wird Untertrias (Werfener Schichten, Gips und Haselgebirge usw.) sowohl auf der Nordseite (über 1 km) als auch und besonders ausgiebig auf der Südseite (über 2 km) durchschnitten, wobei die stark gestörten Lagerungsverhältnisse des Werfeners sich enthüllten. Die grünen plattigen Werfener Sandsteine des Südportals, hier die tiefste Lage einer nordüberkippten Syncline der Werfener bildend, streichen nach Westen in die hangenderen Teile der grünlichen quarzitären Werfener Sandsteine des Salberges ein.

Später, 1911/16 wurde von G. Geyer die Revision für Herausgabe der amtlichen geologischen Karte Blatt Liezen der Geol. Reichsanstalt durchgeführt, und der Stand der Ergebnisse, auch den Salberg betreffend, in den „Erläuterungen“ (G. R. A. Wien 1916) zusammengefaßt.

Das Grundgerüst der paläozoischen Gesteinsserie am Salberg wird von einem feinsandigen Grauwackensandstein getragen, der bald mehr tonig-serizitisch in phyllitische Tonschiefer übergeht, bald überwiegend sandig-quarzitisch ist und zu Quarzsandsteinen und Quarziten führt. Als besonders typisch ist ein bleigrauer, zäher, feinsandiger Grauwackenschiefer von dunkler Verwitterungsfarbe zu bezeichnen, im Bruche fast massig und feinste Glimmerschüppchen sowie öfters limonitische Tupfensprenkelung zeigend; nicht selten sind ziemlich regelmäßig verstreute Chloritflecken (tuffogen?) anzutreffen.

In das sandig-tonige Ausgangsmaterial dieser Gesteine sind örtlich gehäuft Schuttansammlungen von Quarz, Schiefer und Kalk eingestreut, die teils in Form eckiger Scherben, teils besser gerundet und fast rollig, die Bildung von linsig-schichtig ausgebreiteten Kalkbreccien- und Konglomerathorizonten hervorbringen. Diese klastischen Horizonte erscheinen in mehrfacher Wiederkehr innerhalb eines mächtigen, sandig-schieferigen Schichtstoßes. Unter den Schieferbruchstücken der Breccien und Konglomerate sind gelbliche serizitische und gründliche Schiefer auffällig. Die Kalkbrocken, unregelmäßig gestaltet, vielfach groß (bis 2 dm) und klein nebeneinander, schütter gestreut oder zu Scherbenhaufen gedrängt, sind von feinkristalliner Beschaffenheit, meist gelblich-weiß gefärbt, mit nicht sehr scharfen, eher verschwommenen Grenzen; oder die Grenze wird — als besonderer Ausdruck von gesteigerter kristalliner Mobilisation und Reaktion während der Metamorphose — von einem dünnen Chloritsaum gebildet.

Unter den oberen, dem Werfener Horizont genäherten Grauwackenschichten am Anstiegsweg vom Gehöft Obersaller zum Salberggipfel und auf diesem selbst aufgeschlossen, sind eigentümliche quarzig-sandige Schiefer, grauviolett, mitunter den Werfenern schon ähnlich, mit fladig gepreßten Kalk- oder auch gelblichen Sandsteinscherben, erstere z. T. zu Spateisen vererzt; Chloritstreuung, zu Butzen gehäuft, ist auch hier auffällig, aber solches gerade auch für die tieferen Grauwackenschiefer da und dort charakteristisch. Die Schiefer, welche als ziemlich flach gelagerte Kappe den Salberggipfel einnehmen, führen Chlorit, in Lagen zusammengedrängt.

Die Ausbildungsweise der klastischen Horizonte am Salberg lehnt sich völlig an jene an, welche aus dem Raume—Admont Selztal vom

Klosterkogel, Blaberg, Dürrenschöberl usw. beschrieben wurden. Hier wie dort sind die Kalkbreccien die Träger der Spateisenvererzungen.

Für Admont—Selztal wurde für die Bildungsweise der Kalkbreccien der Vorgang submariner Anhäufung von Riffkalkschuttmassen im Bildungsgang der Riffe herangezogen. Diese Vorstellung paßt auch auf die Salbergbreccien, nur daß ausgiebigere Verschwemmung von Kalkschutt — durch Meeresströmungen? — unter vollständiger Aufzehrung kleiner Riffkalkmassen vor sich ging, während um Admont Zusammenhang von Schutt und Riffmasse noch fallweise nachweisbar war. In dieser vermehrten Schuttbildung ist ein Element des Fazieswechsels zu erblicken, der westlich der Radmerstörung im Altpaläozoikum sinnfällig wird: Rückgang der silurdevonen Riffkalkmassen, die westlich der Flitzenschlucht bei Gaishorn kaum mehr in Erscheinung treten, auch bei Liezen völlig ausbleiben. Die von Geyer erfolgte Ausscheidung der Kalkmasse des Lercheck südlich Wörschach als silurdevon erscheint noch fraglich; denn dieser vielfach bänderige, halbkristalline Kalk wird reichlich durchsetzt von Magnesiareicher Karbonatbildung, was eher auf Fortsetzung der Lassinger Karbonzüge deuten würde.

Am Rossbrand bei Filzmoos sind schmale Züge ankeritischer Kalke im Grauwackenpaläozoikum von O. Ganss zum Erz führenden Kalk gestellt worden. — Erst im Dientener Raum des Salzachbereiches leben die altpaläozoischen Riffkalkmassen in breiterem Umfange wieder auf.

Gegen die Herleitung des Kalkmaterials der Kalkbreccien aus solchen paläozoischen Kalkmassen, die etwa in größerer Entfernung nördlich der Werfener Grenze unter den mesozoischen Kalkalpen verborgen sein könnten, spricht die geringe Rölligkeit, die eckig-scherbenartige Beschaffenheit der meisten Kalkbrocken in der Breccie.

Das Alter der Grauwackensandsteine, Tonschiefer- und Kalkbreccien am Salberg wurde von D. Stur als Silur, von M. Vacek als Perm, von Geyer ursprünglich (1907) ebenfalls als Silur aufgefaßt. Erst später hat Geyer (1916) die Ausscheidung dieser Gesteine als Paläozoikum unbestimmten Alters offen gelassen. Der Graptolithenfund von E. Haberfelner 1931 hat das Rätselraten mit einem Schlage in einen Tatsachenbefund für Untersilur verwandelt. Der Fund glückte allerdings nur auf einem Feldlestein in Nähe Gehöft Untersaller ob Liezen, das Gestein ist ein „grauer, ziemlich fester feinkörniger Quarzit (Grauwacke)“. Anstehendes Gestein dieser Art ist in unmittelbarer Nähe anzutreffen: Nach meinen Studien über die Lagerungsverhältnisse gehört dieser Abschnitt der Grauwackengesteine, mit Porphyroid verknüpft, zu den stratigraphisch tiefsten Aufschlüssen der Salbergserie, in der erst die Tonschiefer-Kalk-Quarz-Breccien beginnen, um weiter im Hangend größere Entfaltung zu finden.

1941 beschreibt H. P. Corneliuss neuerlich den Diskussionsgang in der Altersfrage der Salbergbreccien und parallelisiert dieselben, ebenso zugehörig die Konglomeratkalke des Dürrenschöberl usw., mit den permisch- untertriadischen Präbichlkonglomeraten; der Vergleich mit der sicher rein paläozoischen Silbersberggrauwacke bei Gloggnitz wird abgelehnt. — Zur selben Zeit kartiert O. Ganss einen ausgedehnten paläozoischen Konglomerathorizont innerhalb der Grauwackengesteine von Filzmoos am Fuße des Dachstein, betont den Einschluß von hellen grünlichen Phyllit-schiefern als Gerölle (auch im Silbersbergkonglomerat vorhanden!),

Kalke fehlen als Geröllkomponente. In den Tonschieferbreccien des Salberg und am Klosterkogel bei Admont liegen aber sehr ähnliche Gesteine vor, ganz wesentlich unterschieden von dem Kalkkonglomerat der Präbichlschichten, die unmittelbar mit dem Werfener Sandstein und Schiefer verknüpft sind, ja diese als Grundmasse aufweisen.

Besonders von Seite der Lagerungsverhältnisse wird die eigene Auffassung bestärkt, daß in den Salbergbreccien gleich wie in jenen von Dürrenschöberl und Admont paläozoische, wahrscheinlich altpaläozoische klastische Horizonte vorliegen.

Eigene Fossilfunde wurden leider nicht gemacht, trotz großer Bemühung.

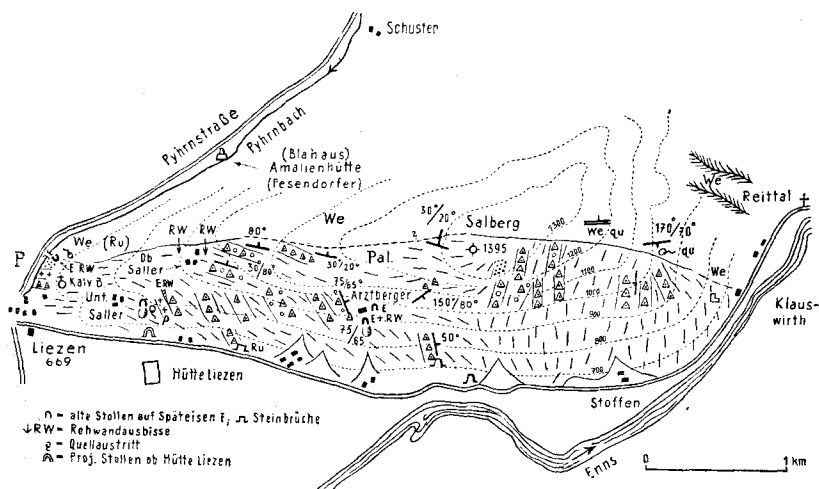


Abb. 5: Geologische Kartenskizze vom Salberg bei Liezen.

Das Paläozoikum am Salberg besteht im Grundgerüst aus quarzreichen phyllitischen Tonschiefern und quarzitischen Sandsteinen (Pal.). Darin sind die Züge von Kalkbreccien, Quarz-Kalkbreccien und Quarzkonglomerate angedeutet. Vereinzelt Porphyroid. — Der Werfener Horizont We: Quarzite und sandige Schiefer. Ru = Rutschgebiet. (Siehe auch Zeichenerklärung auf Tafel IV).

Vulkanische Gesteinseinschaltungen in der Grauwackenserie: Porphyroid. Im tiefsten Abschnitt der Grauwackenserie des Salberg, im Kalvarienbereich bei Liezen, wurde wenig mächtiger Porphyroid anstehend angetroffen, vereinzelt ein Rollstückfund eines für Porphyroid verdächtigen Gesteins am Südhang vom Salberggipfel.

Der Aufschluß am Westfuß des Kalvarienberges bei Liezen wurde in Abb. 8 dargestellt; ein weiteres Vorkommen befindet sich im Steinbruch erschlossen (ehemal. Tagbauversuch?), am Wege liegend, der vom Knappensteig zum Arzberger gegen West zurück zum Gehöft Untersaller abzweigt. In beiden Fällen ist der Porphyroid geschiefert, stark verändert, vergrünt, arm an Einsprenglingen, z. T. vererzt, im allgemeinen Habitus aber als Porphyroid unverkennbar, auch im Handstück Typen des Dürrenschöberl, wo bereits Dünnschliffbefunde vorlagen, völlig gleichend. Mitunter liegen in der Grundmasse des Liezener Porphyroids Tonschieferbrocken (Gang-

porphyroid?). — Rollstücke eines Porphyroides mit reichlich proterogenen Quarzeinsprenglingen wurde Ost Gehöft Untersaller gefunden.

Grünschiefer, Diabase, die im Raume Selztal noch eine beträchtliche Rolle spielen, treten bei Liezen gänzlich zurück. Allerdings ist hier nur ein verhältnismäßig kleines Grauwackenareal entblößt. Ganz vereinzelt wurden Grünschiefer-Lesestückchen aus dem Schuttmantel des Salberg-Südhangs herausgelesen, einmal auch ein solches von Fleckendiabas. Häufiger sind fleckig verteilte Chloriteinstreuungen in den sandigen Schiefen zu beobachten, sowie schichtig, chloritreiche Streifen innerhalb der Grauwackensandsteine, auf Tuffeinstreuungen von Seite des Grünschiefer-(Diabas-)Vulkanismus hinweisend.

Die Untere Trias (Werfener Schichten) ist angrenzend an die paläozoische Serie als grünlicher, ziemlich ebenflächiger Quarzitsandstein entwickelt, in mehr grauen Abarten mitunter paläozoischen Sandsteintypen genähert. Im allgemeinen gelingt die Unterscheidung — mit Ausnahmen — unschwierig; im schlecht aufgeschlossenen Terrain kommt für die Grenzziehung die vorzügliche Eigenschaft der Werfener Grenze als Wasserstauer sehr oft zu Hilfe. — In selteneren Fällen ist der paläozoische Tonschiefer und Sandstein, ebenfalls von grauvioletterm Ton, so fallweise am Aufstiegswege zum Salberggipfel (besonders ausgesprochen seinerzeit im Gablergraben bei Admont beobachtet); hier bringt meist der Gesteinsverband die Entscheidung. — Ost Gipfel Salberg steht ein massiger, im groben gut geschichteter Werfener Sandstein an, quarzig, pyritimprägniert.

Am Aufstiegswege von Gehöft Obersaller zum Salberggipfel sind in etwa 1000 m SH, im Walde verstreut, Blöcke eines bunten Kalkkonglomerats (dichte bis feinkörnige Kalke des Mesozoikums) anzutreffen: es ist glazial verfrachtetes Gosaukonglomerat.

Ob glaziale Verfrachtung oder in Nähe anstehend für ein Rollstück von dicht gepacktem verrucanoartigem Quarzkonglomerat gilt, am Wege von Obersaller auf den Salberg gefunden, blieb ungewiß.

## **2. Grenz- und Innentektonik des Paläozoikums am Salberg und seine Verbindung mit dem Erz führenden Grauwacken-Paläozoikum Admont—Selztal.**

Der Aufbruch paläozoischer Gesteine am Salberg ist durch die 1,5 bis 2 km breite schottererfüllte Talebene der Ennstalfurche von den im Südwesten angrenzenden paläozoischen Schichten gleicher Art des Westhangs Dürrenschöberl getrennt. Der Gipfelaufbau des Dürrenschöberl (1738 m) bildet den westlichen Eckpfeiler der Zone altpaläozoischer Gebirgsschichten, die geschlossen von Johnsbach bis Admont herstreichen.

Die Phyllite, serizitische, sandig-quarzitische Schiefer, Sandsteine, chloritische Schiefer, welche gegenüber dem Salberg auf der südlichen Ennstalseite den Mitterberg aufbauen, gehören bereits einer tektonisch tieferen Zone des Grauwackenpaläozoikums an, das vom Paltental herkommt und im Gebiete von Lassing Süd Liezen die Unterlage der Magnesit und Talk führenden Karbonmulde abgibt.

Gesteinsmäßig ist der Anschluß der Salberggesteine an jene des Dürrenschöberlberreiches bis in Einzelheiten zu finden.

Voran die Kalkbreccien, vererzt und nicht vererzt, sie sind den Typen am Dürrenschöberl und bei Admont unmittelbar vergleichbar. Bemerkens-

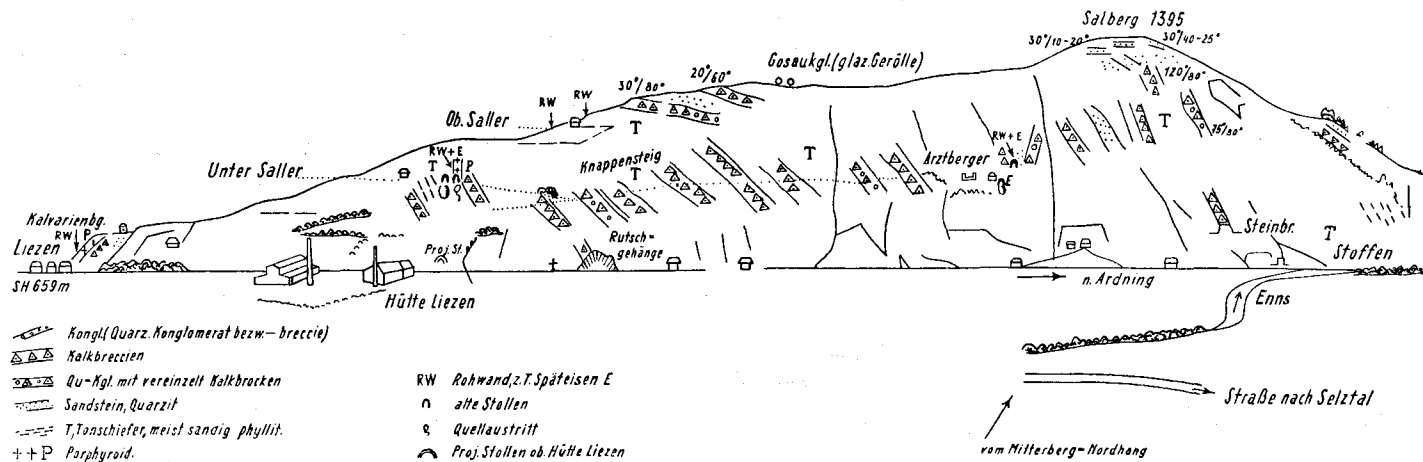


Abb. 6: Geologische Ansicht des Salberges bei Liezen, gesehen vom Mitterberghang aus südlich der Enns.

Der dem Beschauer sich darbietende Salberg-Südhang ist fast zur Gänze von Paläozoikum eingenommen; die Grenze zum Werfener Schiefer im Norden verläuft annähernd mit der Kammlinie, nur im Bereich Salberggipfel diese etwas übergreifend; siehe Abb. 5.



wert ist, daß die Kalkbrockenstreuung in den Breccien und Konglomeraten des Salberg im allgemeinen eine mehr lockere, oft nur sporadische ist, nicht mehr zu dichten Packungen gesteigert, wie solche in den Aufschlüssen zwischen Dürrenschöberl und Admont als felsbildende Wände so auffällig in Erscheinung treten. Auch ist eine Steigerung an Zahl der klastischen Horizonte am Salberg gegenüber nur wenigen solcher Horizonte am Dürrenschöberl vorzufinden.

Die tonig-sandig-phyllitischen und sandsteinigen Grauwackenfelse am Salberg sind z. T. offensichtlich die Fortsetzung gleicher Schichtgebilde des Dürrenschöberl, ebenso die Tonschieferbreccien. Der zähe blaugraue feinkörnige Sandstein mit bleigrauer bis brauner Verwitterungsfarbe, vom Salberg beschrieben, gehört auch zum Bestandteil der Gesteine des Dürrenschöberl-Abfalles zum Ennstal.

Der Nachweis von Porphyroiden, bisher vom Salberg nicht bekannt, vervollständigt den Vergleich mit der Dürrenschöberlserie, die auch Porphyroid, ausgedehnter als noch auf Blatt Admont der G. B. A. angegeben ist, in ihren Reihen hat. Am Salberg sind Einsprenglings-arme Typen von Porphyroid vertreten, wie solche auch am Dürrenschöberl überwiegen und sich etwas von den Einsprenglings-reichen Typen östlicher gelegenen Vorkommen (Kaiserau, Johnsbach usw.) abheben. Zum Teil ist der, dem bloßen Auge Einsprenglings-arm erscheinende Porphyroid nur ein solcher, dessen Quarzeinsprenglinge durch Auswalzung zerteilt und linsig ausgepreßt sind. Dünnschliffe von Dürrenschöberl-Porphyroid zeigen in solchen Fällen zweifellose Porphyrgesteine mit Quarz, letzterer zerteilt und linsig ausgewalzt, aber manchmal noch mit Korrosionsbuchten oder von Strahlenquarzbildung umgeben, die Feldspäte meist völlig serizitisiert, akzessorische Minerale Zirkon und Turmalin noch erhalten. Gleichen Typen entsprechen die Salberg-Porphyroide, doch Strahlquarzbildung ist hier nicht mehr festzustellen, auch fehlen Zirkon und Turmalin. Von Böhm'scher Streifung ist sowohl Porphyroidquarz als auch Sandsteinquarz erfaßt.

Der Erz führende Kalk als gewachsenes Vorkommen — ungeachtet der Brockenvorkommen in den Kalkbreccien — fehlt am Salberg zur Gänze. Auch am Dürrenschöberl sind geschlossene Massen von Erz führendem Kalk nicht mehr vorhanden, in geringen Resten noch solcher in der näheren Umgebung von Admont. — Mit der N—S-streichenden Spielkogelstörung im Flitzenbachtal bei Gaishorn, die als Folge einer West gerichteten Bewegung Erz führenden Kalk unter Porphyroid einstülpt — einer Deckenstirn ähnlich — hat die von Osten (Gösseck—Radmer—Zeyritz) geschlossen herstreichende Erzkalkmasse ihr westliches Ende erreicht. Die Spielkogelstörung steht unter der Bewegungstendenz der Radmerstörung, für die vortriadisches Alter wahrscheinlich ist (siehe auch R. v. Gärtner).

Die schon westlich der Radmerstörung eingeleitete Faziesänderung im Altpaläozoikum, wohl in ursächlichem Zusammenhang mit der hinterher erfolgten Bewegung, erfährt demnach eine weitere schärfere Betonung westlich der Spielkogelstörung, wo silurdevone Riffkalkmassen auf lange Erstreckung nicht in Erscheinung treten und durch Kalkbreccienhorizonte ersetzt erscheinen. Damit ist auch das günstigste Absatzgestein für aufsteigende sideritische Erzlösungen ausbleibend und es fehlen auch ausgedehntere Lagerstätten.

Die Grünschieferlagen diabasisch-gabbroider Abkunft, welche den Grauwackengesteinen im Raume Admont—Selztal reichlich zugeschaltet sind, bleiben auffallenderweise am Salberg völlig aus — ausgenommen wenige Fälle von vereinzelt Funden-Lesestückchen Grünschiefer im Hangschutt.

Die lagerungsmäßigen Beziehungen des Paläozoikums vom Salberg zu jenen von Admont—Selztal zeigen weniger Anpassung wie die gesteinsmäßigen. Zweifellos sind unter den Anschüttungen des Ennstales tektonische Phänomene verborgen, deren Wirkungen nur vermutungsweise aufzuhellen sind.

In der Kammregion des Dürrenschöberl bis zum Toneck und Klosterkogel bei Admont herrscht ziemlich flacher bis mäßig geneigter, N-absinkender Lagenbau der paläozoischen Serie, der auch noch am Rande zum Ennstalboden anhält.

Anders am Salberg, wo sich in den tiefsten Teilen, durch Konglomerat-Breccien-Züge abgebildet, ein NW—SO bis N—S-Streichen bei mittelsteiler bis steiler Aufrichtung kundtut.

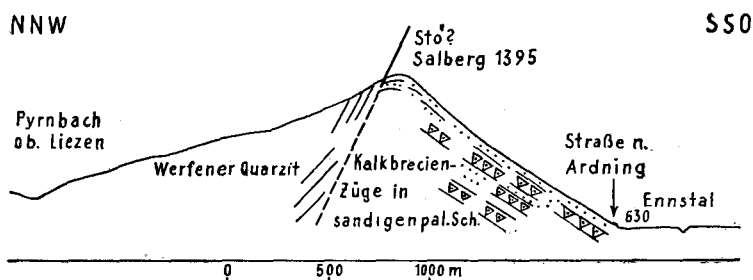


Abb. 7: Salberg-Profil.

Die Anpassung an die alpine O—W- bzw. hier nur mehr ONO—WSW-Richtung macht sich erst in höheren, den Werfenen unmittelbar anlagernden paläozoischen Schichten bemerkbar. Dabei stößt der Werfener Quarzit anscheinend stumpf und teilweise steil bis saiger einfallend an die paläozoischen Gesteine an, vermutlich liegt eine steil N-fallende Störungsbegrenzung zum Werfener vor.

Die mangelhaften Aufschlüsse am Werfener Kontakt des Salberg sind nicht geeignet, die Lagerungsbeziehungen des Paläozoikums zur angrenzenden Untertrias in durchsichtiger Weise zu klären. Der Versuch der Profildeutung Abb. 7 ist ein vorläufiger. Daß sich nicht nur ein Schieferungs-Anpassen an alpines Streichen in den oberen Lagen des Paläozoikums am Salberg vorfindet, sondern auch Einschwenken schichtiger Konglomeratbänke in dieses Streichen stattzufinden scheint, ist bei paläozoischem Gebirgsbau des Paläozoikums schwer erklärlich. Oder ist in der Anpassung doch auch ein W-gerichteter alpidischer Bewegungsvorgang am Werfener Kontakt — W-Schleppung des Paläozoikums — zum Ausdruck gekommen?

Für den Innenbau des Salberg trifft zu: wenn sich in den Schuttkogelhorizonten, welche die paläozoischen Kalk-Schiefer-Breccien verkörpern, auch nur ungefähr die schichtige Ausbreitung der die Breccien einbettenden, mehr massigen Grauwackensandsteine widerspiegelt, sind doch aus Beobachtungen an letzteren selbst, an den deckenartigen Einschaltungen von Porphyroid

usw. ebenfalls und übereinstimmend die Lagerungsverhältnisse im Hauptaufbau des Salberg gut zu erkennen; diese Lagerungsverhältnisse sind nicht konform zu alpidischem Bau.

Das relativ flache Schichtenstockwerk am Dürrenschöberl — im Gegensatz zur steileren und verschwenkten Lagerung am Salberg — ist deshalb nicht als weniger gestörter Gebirgsabschnitt aufzufassen, sondern die flache Lagerung ist zweifellos erst tektonisch wieder herbeigeführt worden.

Gegenüber dem Salberg begrenzt jenseits der Enns der Mitterberg die südlicher von ihm eingefügte Karbonmulde von Lassing, deren Längsachse einem NW—SO- bis WNW—OSO-Streichen zugeordnet ist, wie es auch die paläozoischen Schichten bei Liezen annähernd zeigen. Auch der als Karbon vermutete Kalkzug des Lercheck folgt dieser Richtung, die spitzwinkelig an das alpintektonische Streichen der mesozoischen Serien herantritt.

Machen sich nun in der Tat im Ostabschnitt des Salberg Aufrichtungstendenzen mit Einstellung in N—S-Streichen geltend, im Sinne der Bewegungstendenzen des vortriadischen Radmerstörungssystems, so dürfte es sich nur um Bewegungen lokalen Ausmaßes handeln, zumindest ist kein Weitreichen nach Süden nachweisbar, nach Norden wäre ein Fortsetzen W-gerichteter Störungstendenzen unter die Werfener Schieferhülle nicht auszuschließen.

### 3. Die Eisenerzvorkommen bei Liezen: ältere Daten, heutige Beurteilung.

Der Eisenerzbergbau bei Liezen ist alt und urkundlich bereits im Mittelalter betrieben worden. (Einige Daten wurden bereits bei den Angaben über den Bergbau bei Admont vorweg genommen.)

Nach A. v. Muchar (1833) wird am Gammeringberg (Salberg) bei Liezen schon im X. Jahrhundert Bergbau auf Eisen betrieben (Blaberg bei Admont schon früher). Zu Ende des XIII. Jahrhunderts ging der Bergbau am Salberg samt Forsten aus dem Eigentum des Fiskus in jenes des Stiftes Admont über, das auch die Gruben am Blaberg-Dürrenschöberl und bei Admont betreibt.

Nach A. Miller v. Hauenfels (1859) erscheinen um die Mitte des XV. Jahrhunderts Spitalskirche und Chorherrenstift zu Rottenmann als die Besitzer des Liezener Werkes, mit welchem der Blaberg erst im XVII. Jahrhundert wieder vereinigt wurde. Nach berghauptmannschaftlichen Akten Ende des XVII. Jahrhunderts ist das Stift Admont Besitzer der vereinigten Liezen-Admonter Werke und verkauft dieselben 1696 an das Kollegiatstift Spital/Pyrn, kauft sie jedoch 1802 (1807?) wieder zurück. Später (nach A. Wichner um 1840) gingen die Werke an die Familie v. Friedau über, die sie im Jahre 1853 an den Gewerken Pesendorfer in Rottenmann veräußerte. Der gleiche Gewerke war auch im Besitze der Bergbaue am Blaberg und Rötelstein bei Admont, die noch um 1860 in Betrieb standen. — Auf einer Karte des Salberg von 1704 waren noch 25 Stollen verzeichnet, von denen aber schon damals bei weitem die meisten verbrochen waren. Erze und Nebengestein waren dieselben wie am Blaberg; „die unter den Liezener Bergleuten gehende Sage, daß der Bergbau wegen großen Gebirgsdruckes und zu großer Gefahr bei der Gewinnung der Erze verlassen worden sei, ist wohl kaum als Wahrheit zu nehmen“. (Auch die heutige geologische

Beurteilung bringt hiefür keinen Anhalt; es wäre aber denkbar, daß der verbrochene Stollen an der Werfener Grenze am Fuße des Kalvarienberges, mit starkem Wasseraustritt, durch gebräches Gebirge infolge des Wasserzufflusses zur Einstellung gezwungen war.)

Nach A. Wichner (1891) betrug die Eisenproduktion der Stift Admont'schen Schmelzhütten im Jahre 1806: 5815 Ctr. (ca. 300 t) wobei Erz aus allen fördernden Gruben am Salberg und bei Admont zusammen verschmolzen wurde.

Nach A. Göth (1841/43) haben 1843 am Salberg 8 Stollen bestanden, die für das Friedau'sche Eisenwerk am Pyrn (Amalienhütte) in Betrieb gehalten wurden; die Zahl der verlassenen Gruben dürfte 50 betragen haben. Die Jahreserzeugung der Hütte am Pyrn war 1843: 12.000 Ctr. (= 600 t).

F. v. Hauer und F. Foetterle (1855) heben von den Liezener Eisenvorkommen hervor: die Lager halten stets nur 30—40 Klafter (à 1,9 m) im Streichen an. Die geologischen Bedingungen sind bei Admont, am Blaberg und in Liezen die gleichen: „Die hier befindlichen Spateisensteine bilden Lager; ihr Hangend ist ein eigentümlicher, aus Linsen, die durch Schiefer zu einer Art Breccie verbunden sind, bestehender Kalkstein, ihr Liegendes Grauwackenschiefer. Über dem Kalkstein folgt unmittelbar bunter Sandstein.“ (Letzteres mag für den verbrochenen Stollen des Werfener Kontaktes am Fuße des Kalvarienberges zutreffen.)

Die Produktion des Liezener Hochofens (am Pyrn), der Salberg- und Admonterze verschmolz, betrug 1853: 24.260 Ctr. (= 1200 t) Roheisen und 456 Ctr. (= 23 t) Gußeisen.

Wie im Admonter Revier sind also auch am Salberg in der Hauptsache die paläozoischen Kalkbreccien und in diesen nur die Kalkbrocken selbst Erzträger der epigenetischen Spateisenvererzung. Daneben kommen auch noch vereinzelt kleine gangförmige Vorkommen und lager- bis stockartige Massen von ankeritischer Rohwand, seltener von Spateisen vor, teils die Kalkbreccie, teils die sie begleitenden Tonschiefer und Sandsteine oder auch Porphyroid durchsetzend.

Für den Admonter Bereich wurde das Hinzutreten von ungefähr N—S-streichenden Querstörungen zu den sonstigen Bildungsfaktoren der Spateisenerzlagerstätten erkannt. Anzeichen sicherer Art solcher Querstörungen am Salberg fehlen. Nicht ausgeschlossen wäre, daß das Westende des Paläozoikums selbst unmittelbar bei Liezen einer solchen Querstörung entspreche. Auch der Tallauf des Pyrnbaches könnte einer — allerdings diagonal — verlaufenden Querstörung entsprechen. Anzeichen hiefür — bereits in der Trias verlaufend — können im Talhintergrund des Pyrnbaches vermutet werden.

Ogleich die metasomatische Vererzung der Kalkbrocken in der Breccie, selektiv vor sich gehend, zu ganz reinem Spateisenbestand führen kann, bleibt das Breccienerz in Gesamtheit, ohne weitreichende Kuttung, doch ein sehr saures Erz. Mit der schütterten Verteilung der Kalkbrocken geht eben auch eine gleich schütterte Verteilung der Spateisenführung Hand in Hand. Quarz ist Gangart. Eisenglanz ist hier häufig an Spateisen geknüpft, häufiger wie am Blaberg oder gar am Erzberg. Mitunter umhüllt Eisenglimmer die Quarz- und Rohwand-Spatbrocken in der Breccie — Metamorphoseerscheinungen? — ähnlich der Chloritrinde um Kalkbrocken.

Die Erzaufschlüsse im einzelnen. (Siehe Abb. 5.)

Lok. Arzberger: Bergbaureste beim verlassenen Berghaus bzw. Bauerngehöft dieses Namens, am Südhang des Salberg, ca. 200 m über Ennstalstraße nach Ardning.

Ein offener Stollen, östlich und etwas höher wie die Gehöftruine; mindest 30—40 m lang, nach Richtung 30° getrieben; Schießarbeit! Mundloch: Quarzsandstein übergehend in schütteres Kalk-Quarz-Konglomerat; Rohwand mit etwas Spat, einige dm mächtig, setzt gangartig durch. Der hangende Sandstein massig-feinkörnig, bleigrau, mit vereinzelter Geröllstreuung.

Ferner zwei Stollenreste in der Arzberger Wiese unter dem Gehöft; der obere Stollen gänzlich verwachsen, mit Erzspuren, Erzgeröll auf der Halde; der untere Stollen, etwa 50 m unter dem offenen Stollen, zeigt mächtigere überwachsene Halde mit Stücken Spateisen (z. T. Eisenglanz-durchsetzt), Ankerit, Spatgäader in Grauwackensandstein.

Der Wiesenboden ist jeder Beobachtung über Lagerungsverhältnisse der Vorkommen hinderlich.

Lok. Ost Gehöft Untersaller: Hier scheint nach den Haldenresten etwas ausgedehnter Stollenbetrieb umgegangen zu sein. Zwei verfallene Stollenmundlöcher knapp am bzw. unterm Weg, aus dem westlichen Mundloch reichlich Wasseraustritt. Der Tagaufschluß im kleinen Steinbruch (Tagbau?) legt Porphyroid und Kalkbreccie bloß, beide steil stehend und etwas vererzt; sandige paläozoische Schiefer sind zwischengeklemmt. Der Porphyroid, rostfleckig, enthält Kieselschiefer einschlüsse, ist stark verschiefert, die Tonschiefer zerrüttet, gebleicht durch die Zirkulation der Erzlösungen und so manchmal Werfener Schiefertypen ähnlich.

Lok. Gehöft Obersaller: Am Fahrweg, etwa 200 m nordwestlich vom Gehöft und etwas tiefer eine langgestreckte Rohwandmasse, stark durchquarzt, in etwas konglomeratischem Sandstein. Aufschluß bereits 1938 von mir geprobt und im Labor der Oe. A. M. G. untersucht (6,5 Fe und zwar 5,4% Fe<sup>+</sup> und 1,1% Fe<sup>++</sup>).

In einer Tagbaugrube nächst Hof Obersaller, am Weg auf den Salberg, gleiche amkeritische Rohwand, unregelmäßig mächtig, innerhalb zerrütteter gebleichter paläozoischer Tonschiefer.

Fuß Kalvarienberg am Pyrnbach: Unmittelbar am Werfener Kontakt ein alter Stollen, mit Wasseraustritt. Etwas talab, entlang des Pyrnbaches, am Wandfuß unter der Kalvarienbergkapelle sind Porphyroid und Kalkbreccie entblößt, steil gelagert, beide vererzt. Am Werfener Kontakt scheint ein ausgiebiger Stollenbetrieb bestanden zu haben; der Werfener Quarzit liegt hier mäßig geneigt, wohl mit Störungskontakt an Paläozoikum grenzend. Entlang des Kontaktes bergwärts bestehen weitere Wasseraustrittsstellen, zuletzt bei der Nikolaus Dumba-Bildsäule (für Wasserfassungen benützt).

Am Wandfuß unter Kalvarienberg besteht anscheinend kein Stollen-einbau. Rohwand vererzt hier z. T. die Kalkbreccie, z. T. setzt sie durch Kalkbreccie und Sandstein als Ganggäader durch.

Bei der Feststellung der Bergbauüberreste war ich auf eigenes Finden im Zuge der geologischen Kartierung angewiesen, weder ortskundige Führer noch alte Bergbaukarten standen zur Verfügung. Es ist gut möglich, daß in Büschen verborgen, im Walde, noch weitere seinerzeit beschürfte Vorkommen bestehen.

Bemerkenswert: im Material des Steinbruches, welcher die Kalkbreccie West Stoffen, ca. 60 m über Talsohle an der Straße Liezen—Ardning gewinnt (siehe Abb. 5 und 6), finden sich Malachitüberzüge, vermutlich aus Kupferkies- oder Fahlerzgingen ausblühend.

Ein Besuch der Ruinen des seinerzeitigen Hochofens Amalienhütte an der Pyrnstraße bei Liezen läßt einige t restlich lagerndes Fördererz feststellen, z. T. darunter reiner feinkörniger Flinz (Herkunft ev. auch Blaberg!).

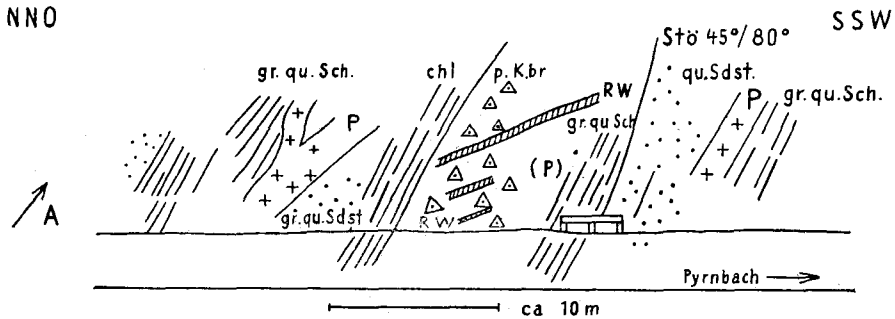


Abb. 8: Aufschluß am Liezenbach (Pyrnbach) unterhalb Kalvarienberg.

Gr. qu. Sch., Sdst = grauer, quarziger Schiefer, Sandstein; + chl = mit Chloritputzen; P = Porphyroid; (P) = porphyroid. infiltrierter Schiefer; p. K. br. = paläozoische Tonschiefer-Kalk-Breccie; RW = Rohwandgänge; Stö = Störung.

A = Aufstieg zum Kalvarienberg von Liezen.

Zusammenfassend ist der Befund an mir bekannt gewordenen, zugänglichen und beobachtbaren Eisenerzvorkommen im Bereich Liezen ein ziemlich dürftiger. Rückschlüsse aus dem geologischen Auftreten dieser Erze auf etwa vorhandene größere Vorräte im Berg führen auch zu keinem sonderlich optimistischen Urteil.

Zweifellos hat der Salberg, auch nach den Überresten der seinerzeit vorhandenen Stollenbauten zu schließen, nur einen kleinen Bruchteil der Gesamtförderung des Liezen—Admonter Eisenerzreviers geliefert. Diese Gesamtförderung hat im 19. Jahrhundert, wo längst Schießarbeit und anderer technischer Fortschritt in Gebrauch standen, zu einer Roheisenerzeugung von etwa 600 t, ausnahmsweise bis zu 1200 t in den besten Jahren, geführt. Zwar wurde auch bei Liezen jahrhundertealter Bergbau auf Eisenerz betrieben, eine versuchsweise Nachrechnung jedoch, was etwa an Gesamttonnage seit dem 10. Jahrhundert herausgeholt worden sein konnte, läßt diese geförderte Spateisenerzmenge auf vielleicht 50.000 t erschätzen, wohl auf keinen Fall 100.000 t Roherz übersteigend.

Der Spateisenstein konnte bei Handbetrieb und guter Kuttung sehr rein ausgehalten werden, obwohl meist nur die Kalkbrocken der Breccie sich als vererzt erwiesen. Es hat vielfach den Anschein, als wäre die Breccievererzung reiner als manchmal vorhandene wilde Trümmerzüge von Spateisen, die, meist mit Ankerit vermischt, Breccie und Sandstein durchsetzen.

Die hier gebrachte Darstellung läßt bereits die geologischen Grundlagen erkennen, die für ein eventuelles künftiges Schurfprogramm auf die

Eisenerze von Liezen zu gelten haben. In einem Gutachten an die Oe. A. M. G. 1949 habe ich seinerzeit hiezu ausführlicher Stellung genommen und Vorschläge erstattet.

Beobachtungen über Querstörungen, welche im Admonter Revier immerhin als etwas leitend für die Vererzungsabschnitte innerhalb der Kalkbreccienhorizonte gelten konnten, ließen sich am Salberg nicht in dieser Schärfe wiederholen.

Mit dem Admonter Vorkommen hat der Salberg in wirtschaftlicher Hinsicht die günstige Transportlage in einem bäuerlich und städtisch gut besiedelten, verkehrsreichen Tallauf gemein. Diese Lage zusammen mit dem Waldreichtum der Umgebung waren es, welche den jahrhundertelangen Kleinbetrieb (Holzkohle) auch dann noch begünstigten, als sich in Eisenerz bereits der Durchbruch zu breiterer Industrieentfaltung anbahnte.

### **C. Abschließende Bemerkung unter Berücksichtigung des seit der geologischen Feldarbeit vorgeschrittenen Standes der Geologie und Lagerstättenkunde der Grauwackenzone.**

Die vorliegende Studie will und kann nur Lokalstudie sein und muß sich, schon im Hinblick auf das weite Zurückliegen der hauptsächlich geologischen Feldarbeit, nur auf wenige allgemeine Hinweise beschränken.

Eine eingehende Übersicht über den Stand der geologischen Kenntnis über die steirische Grauwackenzone ist in der Arbeit von K. Metz 1953 enthalten, dort ist auch das bis 1953 geleistete Schrifttum ziemlich vollständig angeführt und unter vielfach neuen Gesichtspunkten diskutiert. Einzelheiten aus diesem Schrifttum sollen hier nur so weit Erwähnung finden, als sie Fragen des eigenen Aufnahmegebietes der hier vorgelegten Detailarbeit betreffen.

Die nächst zurückliegende wichtigste Arbeit für den Grauwackenraum Admont—Selztal ist die geologische Aufnahme von W. Hammer 1932, auch bereits im Kartenblatt der G. B. A. Admont—Selztal 1933 niedergelegt. Auf die Arbeit dieses ausgezeichneten Beobachters war immer wieder Bezug zu nehmen. Hinsichtlich der lagerstättengeologischen Fragen konnte ich mich für das vorliegende Gebiet auf die Sammlerarbeit von K. A. Redlich 1931 stützen, mit Schrifttumsverzeichnis auch der alten Lagerstättenliteratur. In der Studie von O. M. Friedrich 1937 erscheint in neuer Beleuchtung die Spateisenvererzung der Ostalpen in den Gesamt-rahmen der Ostalpenvererzung gestellt. Friedrich's „Lagerstättenkarte der Ostalpen“ 1937 bringt dies kartenmäßig zum Ausdruck. Eine kritische Zusammenfassung des Standes der ostalpinen Lagerstättenliteratur und neue Ausblicke zum Gesamtproblem der ostalpinen Vererzung bringt die Arbeit von E. Clar 1953 „Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung“.

In der Sicherung der Stratigraphie der Erz führenden Grauwackenzone ist man durch Fossilfunde wenig weiter gekommen. Einzig die erwähnten Graptolithenfunde von E. Haberfelner am Salberg bei Liezen, neben solchen bei Caishorn, lassen auch für den Raum Admont—Selztal einige Rückschlüsse zu. Die etwas höhere Metamorphose der Gesteine dieses Raumes schränkt die Aussicht auf neue Fossilfunde ein. Die Steigerung der Metamorphose scheint — neben Einflüssen intensiverer Tektonik —

doch auch auf die Nähe des Seckauer Granitmassivs im Süden des Paltentales zurückzuführen zu sein. Epizone wird jedoch hiebei nicht überschritten. (Auch R. Schwinner hat für die Turmalinführung der Rannach-Gesteine auf die Granitnachschiefer verwiesen.) Turmalinsonnen auf Klüften von Grünschiefern Ost Girnalm sind in dieser Hinsicht ebenfalls bemerkenswert.

Die mikroskopische Durchsicht des aufgesammelten Materials aus dem Raume Selztal—Admont läßt hervortreten: Chloritoid, z. T. mit schöner Sanduhrstruktur und Felderteilung, Turmalin, braun-grün, auch Zirkon, sind nicht auf Porphyroid beschränkt, sondern fallweise auch in den Sandsteinen und Tonschieferbreccien zu finden. (Chloritoid könnte freilich auch als Mineralneubildung in Verbindung mit den diabasischen Gesteinseinschaltungen in Frage kommen.) Sternquarz-Ausbildung, eine Quarzmetamorphose, von F. Angel an Porphyroidquarzen, von diesen ausstrahlend, beschrieben, ist mitunter auch an Quarzkörnern der Sandsteine und Tonschieferbreccien zu finden — also deren Bildung eben als regionale, die Gesteinspakete übergreifende Metamorphosewirkung zu deuten. Diese Umstände, gewisse Konvergenzerscheinungen von Sandstein und Porphyroid im Verhalten unter epimetamorphen Bedingungen erschweren oft das sichere Auseinanderhalten besonders im Feld: was ist Sandstein, was Porphyroid. Oft ist auch u. d. M. nur die starke Pigmentierung, häufigeres Auftreten quergestellter Glimmer auf der einen Seite, schwache Andeutung von Korrosionsbüchten an Quarzen, die der Dihexaederformen ermangeln, welche hie für Porphyroid, dort für serizitreichen Sandstein entscheiden lassen. Einsprenglings-arme bis -freie Porphyroide sind im Zunehmen, auch solche von Tuffcharakter mit Fremdgesteinseinschlüssen.

Eine Abgrenzung der höher metamorphen Gesteine von den niedermetamorphen innerhalb der Phyllitusbildung ist mir im Felde oft nur schwer möglich gewesen, eine kartenmäßige Abgrenzung mitunter unmöglich. Daher wurde versucht, diese Abgrenzung letzten Endes zu unterlassen. Es besteht vielfach ein sehr feinlagig ausgeprägter Rhythmus von sandig tonigen Schiefern, bei Überhandnehmen der sandigen Lagen kommt die Metamorphose eben nicht zu phyllitischer vor. Anders ist es natürlich, wo echte Kristallineinschuppungen, wie z. B. im Büschendorfergraben ob Rottenmann vorliegen, die tektonisch jenen gleichen, welche von K. Metz von Leoben bis Trieben, H. P. Cornelius aus der Grauwackenzone östlich des Semmering beschrieben wurden. Im Büschendorfergraben sind richtige Gneisschuppen kleinen Ausmaßes zu erkennen gewesen, auch nächst Goldbichl.

Über allen Zweifel steht auch die Zunahme der Metamorphose im allgemeinen von Norden gegen Süden in den Paltentalraum hinein. Auch die Dynamometamorphose, u. a. die Böhm'sche Streifung im Quarz, nimmt gegen Süden zu. Auch die Magnetitführung der Schiefer, Grünschiefer, tritt im Paltentalraum — also in Annäherung an den Bösensteingranit — öfters hervor.

Auch Zunahme von Häufigkeit der  $\text{FeS}_2$ -Imprägnation im Schiefer und Sandstein ist gleichfalls in Annäherung an den Bösensteingranit zu verzeichnen. Auf gleichen Einfluß dürfte die gesteigerte Marmorisierung der Karbonkalke bei Büschendorf zuzuschreiben sein. Besonders grell tritt die lokal auftretende hochgradige Marmorisierung des Karbonkalkes NW von Atlassing südlich der Enns in Erscheinung — Gewinnungsstätte bzw. Erzeugungsstätte eines weithin verführten Marmorsandes aus marmori-



siertem Karbonkalk. (Vermutlich ist dort diese örtliche Marmorisierung durch eine in nicht großer Tiefe sitzende Granitkuppe, einen nach Norden vorgeschobenen, unterirdisch verbliebenen Ausläufer der Bösensteingranitmasse als Wärmeschlot zustande gekommen.) Dies und die sonstigen Beispiele gesteigerter Metamorphose im Raume Admont—Selztal lassen im allgemeinen ein mähliches Absteigen gegen Norden des jungen — früh-alpidisch nach K. Metz — schmelzgranitischen Untergrunds vermuten, mit einer unruhig gewellten Metamorphosefront nach oben abgeschlossen. Auch die Cyanitgänge des Gablergrabens wären diesem Phänomen zuzuordnen.

Für die Petrographie der Grüngesteine ist auf die eingehenden Untersuchungen von A. Hauser zu verweisen, die auch Gesteine des hier betrachteten Raumes umfassen; es werden von ihm Gesteine gabbroider Abkunft und noritische Tuffe beschrieben.

Die Metamorphose der Grauwackenschiefer bei Liezen ist — nach Dünnschliffbefunden — eher etwas abgeschwächt gegenüber Raum Admont—Selztal. Chloritoid fehlt sowohl in den Sandsteinen als auch im Porphyroid des Liezener Bereiches, zu Strahlquarzbildung ist es hier nicht vorgekommen, wohl aber besteht fallweise stärkere Druckstreifung des Quarzes. Verbreitet sind jedoch zu Butzen gehäufte, mitunter zu Lagen ausgedehnte Klinochlorbildungen in den quarzig-sandigen Schiefen (metamorphe Tuffeinstreuungen?).

Sowohl im Bereich Admont—Selztal als auch in den Schieferserien und im Porphyroid von Liezen ist eine mehr minder starke Durchsetzung mit sekundärem Kalkspat verbreitet, Folge einer jüngeren, nachtektonischen (wenig lammellierter Kalkspat!) Lösungsdurchtränkung, wahrscheinlich z. T. als Vorläufer und später Begleiter der  $\text{FeCO}_3$ -Mobilisation, die zu Erzlagerstätten führt.

Die Zunahme der Metamorphose unter den Grauwackengesteinen westlich der Gaishornstörung setzt auch noch westlich von Liezen fort. Sie besteht in den „Ennstaler Phylliten“, in denen K. Metz 1953 die unmittelbare Fortsetzung der Grauwackenzone sieht, Altpaläozoikum erscheint dort in mesozonaler Prägung.

In der Deutung des Gebirgsbaues hat die Detailkartierung insofern eine kleine Abweichung von der Hammer'schen Auffassung erbracht, als die Aufschlußverhältnisse im Raume Admont—Selztal eher für einen flach Nord absinkenden Schichtbau zu sprechen scheinen, einen Schichtbau, der bei Liezen allerdings schon steilere und von flach Nord abfallender Richtung abweichende Aufrichtung erfährt.

Die Gaishornstörung wurde bereits von W. Hammer 1932 erkannt, von mir in meiner Johnsbacharbeit Hiessleitner 1935 als meridionale Störung mit Westtendenz und Einstülpung der Porphyroidplatte unter Erz führenden Kalk beschrieben. Das Vorhandensein dieser Störung nimmt K. Metz 1951 (und Vortrag N. V. Graz am 12. XII. 1947) zum Anlaß, die Fortsetzung des Erz führenden Kalkzuges (Silur-Devon) westlich dieser Störung um ca. 5 km nach Süden verrückt, im Süden des Paltentales zu sehen. Allerdings muß sich diese Annahme mit dem Fehlen einer Fortsetzung der sonst mit den Erzkalken eng verbundenen Porphyroidplatte abfinden. Wohl aber weist K. Metz auf Kieselschieferbegleitung des für Erzkalk verdächtigten Kalkzuges im südlichen Paltentalhang hin; in der Quarzitkuppel der Flietzenschlucht wird von ihm auftauchendes Semmering-

mesozoikum vermutet. Nach meinen Aufnahmen würde die Gaishornstörung allerdings einer Faziesänderung, einem Faziessprung in der Silur-Devon-Serie entsprechen, doch keine endgiltige Zäsur gegenüber der weiter östlich ausgebildeten, kalkreichen Erz führenden Grauwackenzone bedeuten. Denn auch westlich der Gaishornstörung im Norden des Paltentales stehen mit der Kalkbreccienentwicklung auch noch Reste einstiger devoner Riffkalkmassen in Zusammenhang, und die Porphyroidplatte, wenn auch westlich der Gaishornstörung nur mehr verkümmert vorhanden, steht auch in Begleitung der Kalkbreccien. Die Fazies der Kalkbreccie ist vermutlich einer tektonisch gestörten Riffkalkbildung zu verdanken, mit submarinen Strömungen im Gefolge. Die um vieles jüngere Spateisenvererzung muß sich in diesem Raume allerdings mangels geeigneter Verdrängungsgesteine sozusagen leer auslaufen und sich auf Breccienvererzung beschränken.

Die Lagerstättengeologie im Bereich Admont—Selztal—Liezen, vornehmlich die Geologie der daselbst auftretenden Eisenerzlagerstätten, ist infolge Stillliegen sämtlicher Gruben nicht gut vorwärts zu bringen. Das Beobachtete reiht sich in die von Eisenerz übernommene Vorstellung einer metasomatischen Erzbildung an Kalken ein, wenngleich die Kalke hier vielfach nur in locker gestreuten Kalkbruchstücken, als Kalkbreccien, vorliegen. Die seinerzeit mit A. Kern 1927 geteilte Vermutung eines vor-mesozoischen Vererzungsvorganges habe ich jedoch längst zugunsten der m. E. besser begründbaren Vorstellung einer jungen alpidischen Vererzung verlassen. Gerade im Raume Admont—Selztal war die Bindung der Spateisen- und Ankeritvererzung an junge alpidische Querstörungen wahrscheinlich zu machen. Zwar ist im Ausschnitt Liezen keine unmittelbare Verbindung der Spateisen- und Ankeritvorkommen mit Querstörungen ersichtlich, zumindest obertags nicht ersichtlich. Aber die Erzvorkommen zeigen doch am Westrand dieses Abschnittes eine Häufung, dort, wo die Erz führende Grauwackenzone an der Linie des NO—SW-gerichteten Pyrnbach-Laufes abgeschnitten wird und in westlicher Fortsetzung nördlich der Enns bis an den Grimmingfuß unsichtbar bleibt. Die Linie des Pyrnlaufer dürfte einer diagonalen Querstörung entsprechen, die sich noch bis in den Triasraum im Norden bemerkbar macht, also alpidischen Datums wäre.

Der metasomatischen Ausbreitungskraft der Erzlösungen gelingt es, auf den Bahnen einer vorhergehenden Tektonik unter dem Dach der stauenden Werfener Schiefer bis zu den verstecktest liegenden Kalkgeröllchen der Admonter Kalkbreccie vorzudringen, in der Regel deuten spatvererzte, oft nur dünne Kluffüllungen auf die Zufahrtswege. Mit oft reichlicher Eisenglanzbildung (siehe auch A. Hauser und F. Schwarz 1938), mit Chloritsäumen um vererzte Kalkbrocken, paßt sich der Vererzungsvorgang an die unter Einflüssen einer höheren Metamorphose stehenden Nebengesteine an. In der Verknüpfung der Porphyroide mit Spateisenvererzung auch im Raume Admont—Selztal—Liezen ist ebensowenig wie um Eisenerz eine genetische Bindung zu sehen, sondern nur das Zusammentreffen von zur Verdrängung geeignetem Kalkstein mit einem sich schichtig ausbreitenden Schmelzgestein.

Das von Hatle und Geyer angeführte Vorkommen von Spateisen im Teltshengraben am Röthelstein NW Mitterndorf im steirischen Salzkammergut liegt inmitten der triadischen Kalkformation, in Gutensteinerkalk, nahe zu Werfener, von der Grauwackenzone im Süden, die vom Salberg her

streicht, etwa 15 km entfernt. Auch K. A. Redlich hat anschließend an die Schilderung des Salbergvorkommens auf diese Lagerstätte als auch auf jene vom Eiblkogel bei Turnau, ebenfalls an der Basis des Gutensteinerkalkes, hingewiesen. Nach Hatle handelt es sich im Teltschengraben um einen feinkörnigen bis dichten Spateisenstein, der bezeichnenderweise von PbS und Kiesen begleitet ist. Bedeutet dieses Vorkommen ein weiteres Beweisglied für den postmesozoischen Vorgang einer einheitlichen Spatvererzung alpidischen Alters, die örtlich ausnahmsweise die Werfener Grenze überwindet und zur — im groben — gleichaltrigen Sulfidvererzung des höheren Stockwerkes leitet?

Die Sulfidvorkommen — hauptsächlich Cu-sulfide-, para- bis post-sideritisch, im Grauwackenraum Admont—Selztal sind spärlich und kaum je zu wirtschaftlicher Bedeutung gekommen: Edlergraben und Treffnergraben bei Admont, Bärndorf im Paltental. Das letztere Vorkommen hat K. Matz 1938 beschrieben als Fahlerz-Kupferkies-Arsenkies führende Quarz-Karbonat-Gänge im Prenterwinkelgraben bei Bärndorf im Paltental. Auffallenderweise fehlt nach Matz diesem Sulfidvorkommen der Schwefelkies, welcher letzterer als sekundäre Imprägnation unselten in den Grauwackengesteinen des nördlichen Paltentalhanges in Erscheinung tritt.

### Literaturhinweise

Hauptsächlich die im Text verwendeten Arbeiten sind hier angeführt. Für die weiter zurückliegenden Arbeiten von D. Stur, M. Vacek u. a. siehe die neueren mit \* bezeichneten Arbeiten, mit erschöpfenden Literaturzitationen versehen, von F. Heritsch, H. R. v. Gärtner, W. Hammer, K. Metz. — Das gleiche gilt für die nachfolgend angeführte Bergbauliteratur.

### A. Geologie

- Ampferer O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge, mit geologischer Karte 1:25.000. — G. B. A. Wien 1935.
- Angel F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone). Jahrb. G. R. A. 63. Wien 1918.
- Angel F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. Nat. V. St. 60. Graz 1924.
- Angel F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. — Mitt. Nat. V. St. 69. Graz 1932.
- Angel F.: Über die splititisch-diabasische Gesteinsgruppe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — Mitt. Geol. G. 48/1955 (Klebelsberg Festschr.), Wien 1956.
- Cornelius H. P.: Bericht über die Aufnahmen in der Grauwackenzone des Ennstales, Blätter Liezen und Gröbming-St. Nicolai. — Verh. R. f. B., Wien 1939.
- Cornelius H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R. f. B., Wien 1941.
- Cornelius H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserkalkbreccie am Dürrenschöberl (Ennstal, Steiermark). — Ber. R. f. B., Wien 1941. — Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone.
- Cornelius H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Afenzer Becken. — Mitt. Geol. G. 43, Wien 1949/50.
- Flügel H. und Metz K.: Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. — Anzeiger Ö. A. d. W. math.-naturw. Kl., Wien 1951.
- Ganss O.: Paläozoikum am Südrand des Dachsteins. — Mitt. R. f. B., Zweigstelle Wien 1941.
- \* Gärtner H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. D. Geol. 85. Berlin 1934.
- Geyer G.: Die Aufschlüsse des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. — Denkschr. K. Ak. Wiss. LXXXIII. Wien 1907.

- Geyer G. u. Vacek M.: Erläuterungen zu Blatt Liezen d. Geol. Spezialkarte. G. R. A. Wien 1916.
- Haberfelner E.: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen. — Verh. G. B. A. Wien 1931.
- Haberfelner E.: Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. — Verh. G. B. A. Wien 1931.
- Haberfelner E.: Zur Geologie des Eisenerzer Reichensteins und des Polster. — Mitt. Abt. Bergbau usw. Landesmuseum Joanneum Graz 1935.
- \* Hammer W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental. — Jahrb. G. B. A. 82. Wien 1932.
- \* Hammer W.: Aufnahmsberichte. — Verh. G. B. A., S. 25, Wien 1932.
- Hauser A.: Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschieferserie zwischen Mur- und Ennstal. — N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 75, Abt. A, S. 205—244, Stuttgart 1939.
- Hauser A.: Gesteinskundliche Studie des Profils Eggeralpe—P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). — Mitt. R. f. B. Zweigstelle Wien Bd. 1, 1940.
- Hauser A. und Brandl W.: Baugeologische Karte vom Bezirk Liezen. — T. H. Graz 1952.
- \* Heritsch F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. — Mitt. Nat. V. f. St. Bd. 48, Graz 1911.
- \* Heritsch F.: Geologie von Steiermark. — Graz 1923.
- Hiessleitner G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — Jb. G. B. A. 79. Wien 1929.
- Hiessleitner G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — Jb. G. B. A. 81. Wien 1931.
- Hiessleitner G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. — Jb. G. B. A. 85 Wien 1935.
- Kittl E.: Disthen vom Klosterkogel bei Admont. — Cbl. f. Min. etc. Stuttgart 1914.
- Metz K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. R. f. B., Bd. 1 Wien 1940.
- Metz K.: Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn. — Berg- u. Hüttenm. Monatshefte 96. Wien 1951.
- \* Metz K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch. Bd. 40, Stuttgart 1952.
- \* Metz K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. 44/1951. Wien 1953
- Mohr H.: Die Eisenerzvorräte Österreich-Ungarns. — Mont. Rdsch. 3, Wien 1911.
- Peltzmann I.: Tiefes Paläozoikum in der Grauwackenzone unter dem Dachstein. — Verh. G. B. A. Wien 1934.
- \* Schwinner R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rdsch. 20, Berlin 1929.
- \* Schwinner R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. — Z. D. Geol. G. Berlin 1929.
- \* Schwinner R.: Variszisches und Alpines Gebirgssystem. — Geol. Rdsch. 24, Stuttgart 1933.
- \* Schwinner R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. G. B. A. Wien 1936.
- \* Schwinner R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In Schaffer's „Geologie von Österreich“. — Wien 1951.
- Stini J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. — Verh. G. B. A. Wien 1931.
- Uhlig V.: Die Eisenerzvorräte Österreichs. — Mitt. Geol. G. 33, Wien 1910.
- Zapletal K.: Zur Auffassung des variszischen Orogens. — Cbl. f. Min. B. B. S. 292, 1926.

### B. Lagerstätten- und Bergbau-Literatur

- Aigner A.: Die Mineralschätze der Steiermark. — Wien 1907.
- \* Clar E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch. 32, Stuttgart 1953.
- Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, Radenthein 1953.
- Clar E. und Friedrich O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. f. pr. Geol. 41. Halle 1933.

- Döll E.: Neue Mineralfunde im Gebiete der Liesing und Palten in Obersteiermark. — Verh. G. R. A., Wien 1895.
- Friedau F. v.: Ankerit, von Admont. — Haidinger'sche Berichte V. p. 101—105, Wien 1803.
- \* Friedrich O. M.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Z. f. Berg-  
Hütten-Salinenwesen im Deutschen Reich 85, Berlin 1937.
- \* Friedrich O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau Radenthein 1953.
- Göth G.: Das Herzogtum Steiermark. — Wien 1841.
- Haberfelner E.: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. — Z. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich, 85 Berlin 1937.
- \* Hatle E.: Die Minerale des Herzogtums Steiermark. — Graz 1885.
- Hauer K. v.: Die wichtigeren Eisenerze der österr.-ung. Monarchie. — Wien 1863.
- Hauer-Fötterle: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. — Wien 1855.
- Hauser L. und Schwarz F.: Eine Vererzung aus dem Mötschlaggraben (Grauwackenzone). — Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, 86, Wien 1938.
- Kern A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges. — Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 75, Wien 1927.
- Kern A.: Gutachten an die Österr. Alpine Montan, über Dürrenschöberl bei Admont. — Unveröff. Bergbauakte Eisenerz.
- Klöpfer H. und Riehl H.: Das steirische Eisenbuch. Herausgegeben von H. Pirchegger. Leykam Graz 1937.
- Matz K.: Die Kupfererze führenden Quarz-Karbonatgänge im Prenterwinkelgraben bei Bärndorf im Palental. — Berg- u. Hüttenm. Monatshefte 86. 1938.
- Metz K.: Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steir. Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte 86. Wien 1938.
- Meixner H.: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. — Radex-Rundschau, Radenthein 1953.
- Miller-Hauenfels A. v.: Die steiermärkischen Bergbaue als Grundlage des provinziellen Wohlstandes. — Wien 1859.
- Mohr H.: Die Eisenerzvorräte Österreichs. — Mont. Rdsch. 3, Wien 1911.
- Muchar A.: Beiträge zur urkundlichen Geschichte der altnorischen Eisen- und Salzwerke. — Steiermärk. Zeitschr., Alte Folge, XI. 1833.
- Oesterreichische Alpine Montan A. G.: Alte Bergbauakte Admont-Selztal-Liezen. — Erliegend bei Bergdirektion Eisenerz.
- Pantz V. J. B. v. und Atzl A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichen Berg- und Hüttenwerke des Herzogtums Steiermark. — Wien 1814.
- \* Petrascheck W.: Die Siderite und Magnesite der Alpen. Sitzber. Ö. A. d. W. math.-naturw. Kl. 141. Wien 1932.
- Petrascheck W.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. G. B. A. Wien 1945.
- Pirchegger H.: Das steirische Eisenwesen bis 1564.
- \* Redlich K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. — Wien 1931.
- Redlich K. A. und Preclik K.: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des steirischen Erzberges. — Jb. G. B. A. 80. Wien 1930.
- Senitz J.: Die st. st. montan. Lehranstalt zu Vordernberg. — I. Jahrg. 1841.
- Stur D.: ... betr. Anthrazitvorkommen bei Dietmannsdorf. — Jb. G. R. A. XV. 1865.
- Thurner A.: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. G. B. A. Wien 1947.
- Tunner P. v.: Der nördliche Spateisen-Hauptzug in den Alpen von Innerösterreich, Salzburg und Tirol. — Die st. st. montan. Lehranstalt zu Vordernberg, III.—VI. Jahrgang, p. 389—406, 1843—1846.
- Uhlig V.: Die Eisenerzvorräte Österreichs. — Mitt. Geol. G. 3. Wien 1910.
- Wichner J. P.: Kloster Admont und seine Beziehungen zum Bergbau und Hüttenbetrieb. — Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 39. 1891.
- Zechner F. und Schauenstein A.: Die Eisenerze Österreichs und ihre Verhüttung. — Wien 1878.



# GEOLOGISCHE KARTE DER ERZ FÜHRENDEN GRAUWACKENZEONE ZWISCHEN ADMONT UND SELZTAL

von G. HIESSLEITNER 1957

1:25.000

0 1000m 2000m

## LEGENDE: (Auch für die Profile)

Zum Silur-Devon-Grauwackenzug gestellt:

- ph, Tsch, Tph = phyllitische Gesteine, phyll. Tonschiefer
- ph = hochgradig phyllitische Schiefer, Glanzphyllite
- sd ph = sandiger Phyllit
- sph = Serizitphyllit, quph = quarzreicher Phyllit
- Sdst = Sandstein
- qu = Quarzit, Squ = Serizitquarzit
- myl. sdph = mylonitische, sandige Phyllite
- graf ph = Grafitphyllit, Grafit-schiefer
- Kgl = Konglomerat

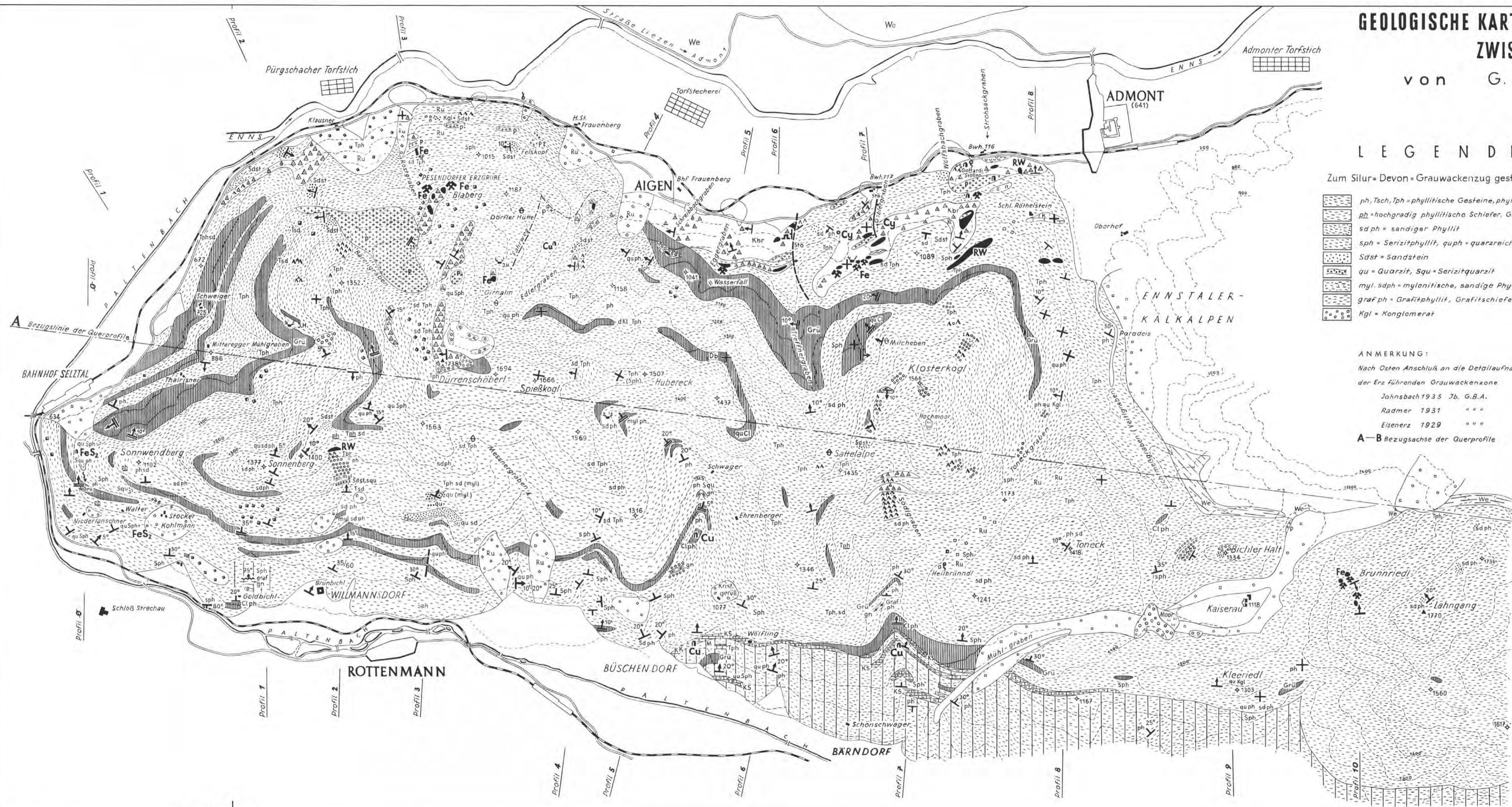
Verband des Grafit führenden Karbonzuges:

- ph, Tsch, Tph
- ph
- sdph
- sph, quph
- Sdst
- qu, Squ
- graf = Grafitphyllit, Grafit
- Konglomerat (Quarkonglomerat)

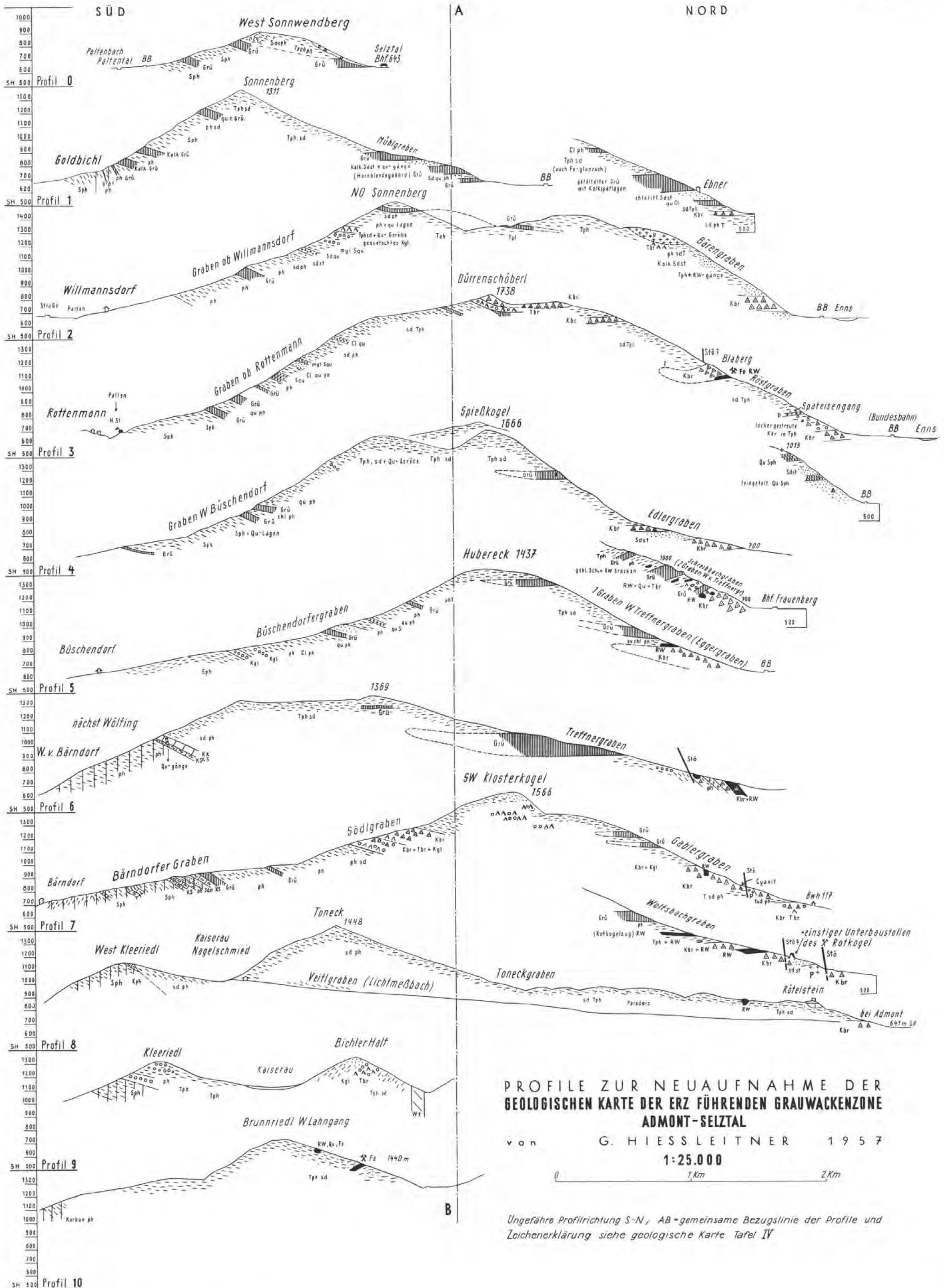
### ANMERKUNG:

Nach Osten Anschluß an die Detailaufnahmen der Erz führenden Grauwackenzone  
 Johnsbach 1935 Jb. G.B.A.  
 Radmer 1931 " " "  
 Eisernerz 1929 " " "  
 A-B Bezugsachse der Querprofile

- Tbr = Tonschieferbreccien
- Gemischte Breccien
- Kbr = Kalkbreccien
- K = Riffkalke (Devon?)
- KK = Kalke, M = Marmor } Karbon
- KS = Kalkschiefer
- We = Werfener Schiefer (mit Gips)
- TK = Triaskalk
- P = Porphyroid
- Grü = Grünschiefer, (Chloritphyllit Clph, Quarz-Chlorit-Epidot-Schiefer qu Cl, Chlorit-Albitschiefer, gabbroide Diabasschiefer etc Db)
- gn = Kristallinschollen (tekt.)
- RW = Rohwand, Fe = Spateisen
- Cu = Kupfererzführung (Edlergraben etc)
- Cy = Cyanit im Gablergraben
- Cy = Cyanitgeröllfund W Gablergraben
- FeS<sub>2</sub> = Schwefelkiesimpregnationen (Schwefelkies)
- ältere Grundmoräne
- jüngere Terrassenschotter (Bwh 116 bei Admont)
- Jungstmoränen, Glazialschutt i. Allg., Hangschutt
- Bergsturzmassen
- RU = Rutschhänge
- junge Aufschüttungen, Bachschuttkegel
- vermarkte, alte Stollen auf Fe (und Cu)
- EINFALLEN DER SCHICHTEN
- ↖ lotrechtes, steiles ↗ mittleres
- ⊥ 10-15° flaches ⊕ söhliges
- ↗ Richtung der Faltenachsen ↘ Faltungsknie ob Selztal
- ↗ + Schieferung in Grünschiefer und Porphyroid (mittelsteil, flach)
- ~ Quellen — Störung
- J.H. Jagdhaus □ Steinbruch







# Geologie der Mosermannlgruppe

(Radstädter Tauern)

Von **Alexander Tollmann**<sup>1)</sup>

(Mit Tafel VI—X und 1 Textabbildung)

## Inhalt

Zusammenfassung .....	79
Einleitung .....	79
Stratigraphie .....	80
Faziesbereiche .....	93
Gebirgsbau .....	94
Übersicht .....	94
Regionale Beschreibung .....	96
Die Phasen der Gebirgsbildung .....	105
Faltenbau .....	105
Bruchtektonik .....	108
Bergzerreißen .....	109
Strukturböden .....	110
Literatur .....	111
Erläuterung der Abbildungen .....	112

## Zusammenfassung

Vorliegende Studie befaßt sich mit der Geologie der Mosermannl-Gruppe im Zentrum der Radstädter Tauern, Salzburg. Es werden die für das Unterostalpine Deckensystem typischen faziellen und tektonischen Charakterzüge beschrieben. Den untersuchten Raum nehmen vorwiegend mächtig metamorphe Gesteinsserien der Trias ein, innerhalb welcher erstmalig die Untergliederung der einzelnen Stufen gelang. Es herrscht Deckenbau mit flach liegenden, ausgewalzten, bis zu mehreren Kilometer breiten Falten innerhalb der einzelnen Deckenkörper. Zwei Faltungsphasen wurden unterschieden. Die Hauptanlage des Decken- und Faltenbaues verdankt den aus SSW kommenden Schubkräften ihre Entstehung. Eine zweite, sich unmittelbar anschließende Faltung mit einer Schubrchtung von ESE ergriff die höheren, südwestlichen Bauteile des Gebirges. In diesem Abschnitt der Radstädter Tauern macht sich auch noch die wesentlich jüngere Bruchtektonik in der Streichrichtung der Faltenzüge und quer darauf geltend.

## Einleitung

Im Anschluß an die Arbeiten in der Pleisling-Gruppe in den mittleren Radstädter Tauern wurde im Sommer 1957 die Gebirgsgruppe in deren westlicher Fortsetzung zwischen Windfeld und Faulkogel untersucht. Beide Gebiete besitzen einen durch Fernüberschiebung aus dem Süden

<sup>1)</sup> Adresse des Verfassers: Wien I, Universität, Geolog. Institut.



entstandenen Deckenbau. Die interne Tektonik der Decken ist durch weit gespannte liegende Faltenstrukturen gekennzeichnet, die zu tektonischen Leitformen des Unterostalpins dieses Gebietes werden. Der heuer erforschte, nach seiner höchsten Erhebung, dem Mosermannl (2681 m), bezeichnete Gebirgsstock gehört der gleichen tektonischen Einheit wie die Pleisling-Gruppe an. An der Basis und an Queraufwölbungen kommen die tiefere Lantschfelddecke und eine noch tiefere Einheit hervor, die Hauptmasse des Gebirges ist der Pleislingdecke zuzuzählen. Das gesamte Gebiet wird von den „Oberen Radstädter Decken“ im Sinne von L. Kober eingenommen. Das Hauptgestein der Mosermannl-Gruppe ist die unterostalpine Trias, namentlich deren tieferer Anteil. In stratigraphischer Hinsicht wurde daher auf weitere Untergliederung und auf Verfeinerung der Detailstratigraphie innerhalb der einzelnen Stufen geachtet. Die Tektonik bot reichlich Probleme. Naheliegend war die Frage, ob sich der in der Pleisling-Gruppe beobachtete Aufbau aus liegenden Falten mit mächtigen verkehrten Serien in gleicher Art gegen Westen fortsetze, oder ob in der Mosermannl-Gruppe der Faltenbau durch Schuppentektonik abgelöst werde, wie W. Schmidt 1924 dargestellt hatte. Erst durch die Sicherung der stratigraphischen Grundlage ist hier die Entscheidung möglich geworden. Da nicht im gesamten Gebiet der Radstädter Tauern Faltenbau herrscht, sondern z. B. in den tektonisch höheren Einheiten des Twenger Wandzuges weithin aufrechte Schuppen zu beobachten sind, wie E. Clar 1940 gezeigt hatte und wie ich mich auch selbst überzeugen konnte, war hier daher zunächst keine bestimmte Voraussage möglich gewesen.

Trotz der wahrhaft klassischen Geologie, die die Radstädter Tauern in ihrer prächtigen Aufgeschlossenheit bieten, ist die Wesensart der Tektonik nur in ihren großen Zügen, nicht aber mit all ihren reichhaltigen Einzelheiten bekannt. Nach den im alten Stil des vorigen Jahrhunderts durchgeführten Untersuchungen von M. Vacek und F. Frech wurden nach der Jahrhundertwende durch die Arbeiten der Akademie der Wissenschaft unter V. Uhlig, L. Kober, F. Trauth, W. Schmidt u. a. der Baustil und die Schichtfolge der Radstädter Tauern in ihren Grundzügen geklärt, die Fernüberschiebungen und der Mechanismus des Gebirgsbaues waren in moderner Denkweise erfaßt worden. In Tektonogrammen und Übersichtskarten waren die Ergebnisse dargestellt worden. Detailkartierungen standen hingegen aus. Auch in den Dissertationen über die Radstädter Tauern, die aus der Zeit nach dem zweiten Weltkrieg stammen — W. Reihnsner gab die Beschreibung der westlichen Radstädter Tauern — wurde nichts wesentliches Neues gebracht. So kommt es, daß auch heute noch die Radstädter Tauern ein lohnendes Arbeitsgebiet für den Geologen darstellen, wobei dem Bedürfnis nach genauer kartenmäßiger Darstellung die Aufgeschlossenheit des Gebirges weitgehend entgegenkommt.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf das Gebiet zwischen Windsfeld und Pleislingtal im E, Unterer Gasthofalm und Marbachalm im N, Neukar, Faulkogel und Zaunerkar im W und der Basis der Südwände zwischen Mosermannl, Permuthwand und Stampferwand im S.

### Stratigraphie

In der reich entwickelten Trias der Mosermannl-Gruppe gelang erstmalig die Untergliederung der einzelnen Stufen und die Rekonstruktion

der ursprünglichen Schichtfolge. Reichhaltige aufrechte und verkehrte Serien des Anis, besonders im Zaunerkar und Neukar, der mächtige, nicht reduzierte Wettersteindolomit an etlichen Stellen am Nord- und Südabfall, die wechselvolle höhere Mitteltrias und das Karn namentlich in den Profilen am Faulkogel, am Hochbirg, an der SE-Seite des Unteren Gasthofkessels und E der Unterpleislingalm bildeten neben zahllosen stärker reduzierten Profilen die Grundlage für die Erstellung der Detailstratigraphie. Zum erstenmal wird so auch die Möglichkeit für einen genügend fundierten Vergleich der Radstädter Serien mit jenen der Nördlichen Kalkalpen eröffnet.

Die prätriadischen Schichtglieder und die Bündner Schiefer bilden die Unterlage des Gebirgsstockes und kommen mächtig an der Südseite des Gebirges im „Großen Kessel“ zutage. Weithin streichen dort die einförmigen Phyllitmassen. Der Quarzphyllit markiert auch noch stellenweise die Untergrenzen der höheren Decken und spießt in Form von schmalen Antiklinalen in die tieferen Teile der Südseite des Gebirgskörpers. Als ältester Gesteinsbestand tritt an der Basis der Lantschfeldecke und in der noch tieferen Einheit ein diaphthoritischer Gneis des Twenger Kristallin auf. Diese Diaphthorite erreichen in den Kämmen SE vom Großen und Kleinen Mosermannl und im „Schafkarl“ SW der Rothenwand („Rettenwand“) ansehnliches Ausmaß.

Der Quarzphyllit ist vom permoskythischen Quarzit, mit dem er auf der Karte von W. Schmidt zusammengezogen worden war, stets gut abtrennbar. Oft ist ein Übergang der Phyllite in grüne, chloritreiche Serizitphyllite zu beobachten. Daneben erscheinen auch kompakte Grünschiefer-einlagerungen im Phyllit (Höhenzug SSW vom Gr. Mosermannl). Die eben angeführten Serien, die am Südrand an das kartierte Gebiet heranstreichen, wurden im Rahmen dieser Arbeit keiner näheren Untersuchung unterzogen.

#### Skythischer Quarzit

Die weißen, hellgrauen und grünlichen, gut geschichteten Quarzite der Triasbasis, die unter dem Namen „Lantschfeld-“ oder „Radstädter Quarzit“ bekannt sind, zeigen über weite Strecken hin eine gleichförmige Ausbildung und lassen keine Unterschiede vom Liegenden zum Hangenden erkennen. Lokale konglomeratische Einschaltungen sind seit langem bekannt. W. Schmidt beschrieb 1924 diesen Gesteinstypus, der bis einige Zentimeter große Komponenten enthält. Solche konglomeratischen Quarzite wurden nur im W des untersuchten Gebietes, an der SE-Seite der Windischscharte beobachtet, wo unter den gut gerundeten Komponenten die roten Quarze und die Lydite auffallen, die in der gleichen Art in den Semmeringquarziten enthalten sind. Eine Verwechslungsmöglichkeit des untertriadischen Quarzites mit Quarziten anderer Altersstufen ist im untersuchten Gebiet nicht gegeben, da die im Karn auftretenden grünen, tonigen, feinsten Quarzkörnchen enthaltenden Lagen und die sandig verwitternden Schieferlagen („Sandsteine“ bei W. Schmidt) ganz anderes Aussehen aufweisen. Zur Zeit der Gebirgsbildung während der Fernüberschiebung verhielt sich der Quarzit äußerst plastisch. So reichen z. B. mit großer Wahrscheinlichkeit die an der Südseite der Gebirgsgruppe im Zaunerkar einspießenden Quarzitantiklinalen und deren Umhüllung auf wenige Meter

ausgewalzt bis zur Nordseite durch. Profilmäßig aufgeschlossen ist eine solche, ein bis wenige Meter mächtige Quarzitlamelle an der Westseite des oberen Pleislingtales. Sie setzt sich beiderseits des Unteren Gasthoftalkessels fort. Durch die starke Verfaltung der Basalschichten werden die Angaben über deren primäre Mächtigkeit erschwert. An der Südseite des Gebirges übersteigt die Mächtigkeit des Quarzites in den Faltenkernen 100 *m* (z. B. Gebiet des Essersees E der Fischerhütte).

#### Rauhacke

Rauhacke kommt niveaugebunden an der Basis des Anis an zahlreichen Stellen in Mächtigkeiten von 0—40 *m* vor, z. B. am Windsfeld, am S- und NW-Abfall des Gebirgsstockes, im Zaunerkar usw.

#### Muschelkalk (Anis)

Im Anis zeichnen sich zwei, allerdings nicht scharf abgrenzbare Faziesgebiete ab. Die namentlich im Norden vorherrschende Entwicklung ist durch eine einförmige, mächtige Serie geschichteter schwarzgrauer Dolomite im höheren Anis gekennzeichnet. Diese leiten gegen oben hin allmählich in den hier ebenfalls gebankten Ladindolomit über. Im Liegenden der schwarzen höheranisischen Dolomite trifft man Bänderkalk in nicht unbedeutender Mächtigkeit und schwarze Tonschiefer.

Die andere, mehr auf den Südabschnitt beschränkte Fazies enthält eine reichhaltige Schichtfolge, wie sie bereits 1956 aus der Pleisling-Gruppe beschrieben wurde. Die Verhältnisse in der Mosermann-Gruppe gestatteten es, hier ein Normalprofil des Anis aufzustellen. Im Idealfall herrscht folgende Abfolge:

7) Etliche 10 *m* Trochitendolomit mit Encrinen, petrographisch dem Wettersteindolomit gleich und in diesen allmählich übergehend.

6) Hellgrauer, hellgelb verwitternder, dickbankiger, reiner, primär 20 *m* mächtiger Dolomit.

5) Tektonische Großbrekzie aus 6.

4) Dolomitschlierenkalk: Kalk mit etliche Zentimeter bis Dezimeter großen verwalzten, geschwänzten Dolomitschlieren, bis 10 *m* und mehr mächtig; tritt namentlich in den Hangendpartien des Bänderkalkes (3) auf; führt stellenweise Hornsteinknollen (Reiflinger Niveau).

3) Rosa, gelblicher, hellgrauer, seltener bläulichgrauer, primär 30 *m* mächtiger Bänderkalk (Gutensteiner Kalk).

2 b) Schwarzer, graubrauner, zum Teil scheckig in düsteren Farben (grau, bräunlichgrau, gelblichbraun) verwitternder, geschichteter, nicht dickbankiger Dolomit und Dolomitschiefer (Gutensteiner Dolomit) mit unregelmäßigen Schichtflächen. Mäßige Mächtigkeit.

2 a) Ausgewalzte, düsterfarbige Brekzie aus schwärzlichem, graubraun verwitterndem Dolomit mit kleineren Komponenten als die Großbrekzie (5). Geringe Mächtigkeit.

1) Schwarze Tonschiefer, „Pyritschiefer“ mit oder ohne schwärzlichen, dunkelblaugrau verwitternden Kalklagen. Gering mächtig, 10 *m* kaum überschreitend (Gutensteiner Basisschichten).

In großer Vollständigkeit steht die eben geschilderte Serie, z. B. im Bereich der Höhe 2100 nahe NE der Fischerhütte an. Hier am Südrand des Gebirgsstockes, wo der Muschelkalk in den Mulden zwischen Quarzit-

antiklinalen oft angereichert ist, liegen reichhaltige Schichtverbände vor. Die Kenntnis der genannten Abfolge stellt gerade in einem Gebiet mannigfaltiger Verzahnung von Syn- und Antiklinalen eine willkommene Hilfe dar, auch die Interntektonik innerhalb eines Muschelkalkverbandes erkennen zu können. So liefert z. B. das Auftauchen der dunklen Dolomitschiefer und Tonschiefer des Unteranis unter dem mächtigen Bänderkalk bereits einen Hinweis auf die Aufwölbung des Untergrundes und kündigt oft das Erscheinen der Rauhwaacke, bzw. des Quarzites an. Als Beispiel hiezu seien die Verhältnisse am Südfuß des Kleinen Mosermanns geschildert: Dort läßt sich die ausschließlich auf das Muschelkalkpaket beschränkte interne Tektonik nur auf Grund der zwei saiger aufsteigenden und dann gegen NW horizontal abbiegenden Antiklinalen aus unteranischem, dunklem, geschichtetem Dolomit und Schiefer erkennen, der in die höheranisischen Kalke hineingepreßt worden war (Taf. IX, Fig. 19 und 20, Taf. VII, Fig. 4).

Überraschend ist es, daß nicht nur im Gebiet der reicheren Muschelkalkanschoppung im Süden, sondern auch in den schon stark ausgedünnten Antiklinalen am Nordrand des Gebirges häufig noch immer sämtliche oder fast alle Schichtglieder in Form von schmalen, ausgewalzten Lamellen vertreten sind. Schöne Beispiele hierfür liefern die Antiklinalen des Neukars, wie die Abbildungen Taf. IX, Fig. 11 und 15 zeigen.

Die mächtigen Bänderkalke und -marmore und der überlagernde reine, helle, dickbankige Dolomit und seine Brekzie machen der Mächtigkeit nach den Hauptbestand des Anis aus. Die Tonschiefer, Kleinbrekzien und schwarzen Dolomite des Unteranis treten gebietsweise zufolge tektonischer Reduktion stark in den Hintergrund. W. Schmidt (1924) hatte deren Position noch nicht festgelegt und darin zum Teil sogar Vertreter der ladinischen Stufe vermutet. Die anisischen Bänderkalke und höheranisischen Dolomite nehmen in großer Mächtigkeit die Oberfläche des Frauenkars und der Katzenlöcher SE vom Hochbirg ein, da dort die tieferen Anteile der Pleislingdecke an einer N—S gerichteten Queraufwölbung flächenmäßig an die Oberfläche kommen. Das Ausmaß der Mächtigkeit läßt sich an den Schichtköpfen am Südabfall der Rettenwand („Rothenwand“) erkennen, wo die in mehreren, horizontal liegenden Falten übereinandergetürmten Muschelkalkhorizonte der Pleisling- und Lantschfelddecke je 15—30 *m* in den Bänderkalkpartien und bis 20 *m* mit dem gebankten Anisdolomit erreichen (Taf. X, Fig. 2, 4, 9, 10). Die bedeutende Gesamtmächtigkeit ist hier tektonischer Natur.

Hinsichtlich der im Normalprofil oben angeführten anisischen Schichtglieder seien noch einige Beobachtungen mitgeteilt. Ein für den Muschelkalk recht typisches Schichtglied ist der im Bänderkalk, meist an dessen Obergrenze (Stampferwand!) auftretende Dolomitschlierenkalk, der an zahlreichen Stellen recht augenfällig in Erscheinung tritt (E Taferlscharte, Katzenlöcher, Frauenkar, Wandfuß WSW vom Gr. Mosermann bei Kote 2231, Neukar usw.). Er entstand zum Teil aus einer primär wechsellagernden, dünn-schichtigen Serie von Kalk- und Dolomitlagen, wobei durch die tektonische Beanspruchung die meist geringer mächtigen Dolomitlagen zerrissen und diese Schollen in der Achsenrichtung ausgewalzt und geschwänzt wurden. Beispiele, an denen diese Entstehungsart unmittelbar

abgelesen werden kann, sind zahlreich und besonders im Zaunerkar recht auffällig.

Hornsteinknollen-Führung in diesem anisischen Dolomitschlierenkalk konnte erst in der Mosermannl-Gruppe, nicht in der Pleisling-Gruppe beobachtet werden. In der SW-Ecke des Talschlusses des Unteren Gasthofalmkessels zieht am Fuß der Wand ein in 10—12 m Mächtigkeit aufgeschlossener, undeutlich geschichteter Dolomitschlierenkalk mit gewellten Schichtflächen hin, der 5—10 cm lange, der Schichtung parallel gelagerte, schwarze Hornsteinknollen enthält. Die Gesteinsoberfläche ist durch Napf- und Furchenbildung an den Stellen des leichter löslichen Kalkes auffällig gemustert. Die dolomitischen Partien enthalten Fossilfeinstgrus (z. B. Crinoiden), der durch die kalkige Erhaltung anders verwittert und so kenntlich wird. Solche hornsteinführenden Dolomitschlierenkalken kommen anstehend ferner im Frauenkar und nahe der Schliererscharte vor und finden sich als Gerölle in der Moräne ober der Unteren Pleislingalm. Sie vertreten das oberanisische Reiflinger Niveau.

In bunten, oft grelgelben Farben verwittert die aus dem oberanisischen Dolomit hervorgegangene großstückige Brekzie, die ihre Farben den spurenhafte vorhandenen Eisenoxiden und deren Verwitterungsprodukten verdankt. Im Gebiet zwischen Windischscharte und Neukar fallen solche, tektonisch zwischen Bänke des Wettersteindolomites eingepreßten anisischen Brekzien durch ihre bunten Farben auf. 100 m NE der Windischscharte ging sogar einst ein Bergbau auf Eisenglimmer um, der im Bindemittel der Brekzie auftritt. An anderer Stelle, im Urbakar, ist der unteranisische Tonschiefer durch Hämatit stark vererzt.

Die Obergrenze des dickbankigen, meist etwas gelblich verwitternden Muschelkalk-Dolomites zum Wettersteindolomit hin ist meist scharf, der Unterschied kommt im verschiedenen Aussehen und der andersartigen Verwitterung deutlich zum Ausdruck. Stellenweise führen die, ihrem Habitus nach vom Wettersteindolomit nicht abtrennbaren grauen, kleinbrüchigen Dolomite an der Basis dieses Komplexes reichlich Crinoiden. Diploporen fehlen hier noch (Westteil des Frauenkares, W der Rettenwand, Westfuß des östlichen Kesselspitzes in der Pleisling-Gruppe, Glockwand im Twenger Wandzug usw.). Auf Grund der reichlichen, zum Teil gut erhaltenen Crinoiden, deren Bestimmung zur Zeit noch aussteht, kann dieser, auch aus anderen Gebieten der Ostalpen bekannte „Trochiten-dolomit“ ins oberste Anis gestellt werden.

Zahlreiche Ähnlichkeiten bestehen zwischen dem Kalk und Dolomit des Muschelkalkes und dem der Partnach-Schichten und des Karn, sodaß eine Verwechslungsmöglichkeit der beiden Gruppen gegeben ist. Doch lassen sich zur Unterscheidung der Stufen gute Diagnosen aufstellen, die später angeführt werden. Der Liaskalkmarmor in der Pleisling-Gruppe ließ sich durch die Fossilführung (Reichtum an verschiedenen Crinoidenarten) stets vom anisischen Kalkmarmor unterscheiden, wie 1956 ausgeführt worden war.

#### Wettersteindolomit (U. Ladin)

Während in der Pleisling-Gruppe der Hauptdolomit als mächtigstes Bauglied beherrschend hervortritt, spielt in der Mosermannl-Gruppe der Wettersteindolomit auf Grund der Verbreitung und Mächtigkeit die ent-

scheidende Rolle. Die mächtige Gesteinsplatte, die weithin die Oberflächen des Gebirgsstockes bildet und nur stellenweise von Partnach-Schichten und Karn überlagert wird, ist in der Gesamtheit recht eintönig und zeigt nur an der Basis und an der Obergrenze verschiedene Differenzierungen. Die in der Pleisling-Gruppe beobachteten Merkmale wie Kleinbrüchigkeit und überwiegende Schichtungslosigkeit gelten hier nur bedingt. Die Bankung in den höheren Partien ist auf weiten Strecken sogar recht deutlich. Sie ist ja bereits in den Südabfällen des Pleislingkeiles nicht zu übersehen. Ein wesentliches Merkmal stellt die meist sehr reiche Fossilführung dar (*Diplopora annulata* Schafh. und stellenweise Großgastropoden). Wiederum lassen sich Faziesdifferenzen in den mit W—E-Streichen hinziehenden verschiedenartigen Sedimentationsbereichen feststellen, die schon im Anis kenntlich waren: Im Gebiet der dunklen, geschichteten Oberanis-Dolomite reicht diese Fazies wohl auch noch ins Ladin. Dort sind nur die obersten Anteile der mitteltriadischen Dolomitplatte hell, rein und diploporenreich (z. B. Lantschfeld- und Pleislingdecke im Talkessel SE und W der Unteren Gasthofalm). Im anderen, südlicheren Faziesbereich mit der reich differenzierten Muschelkalkentwicklung geht der dem obersten Anis angehörende mittelgraue Trochitendolomit ohne scharfe Grenze sogleich in den hellen Wettersteindolomit des Unterladin über.

Das Normalprofil des tieferen Ladin im NW-Teil der Gebirgsgruppe lautet wie folgt:

— Obergrenze durch das Einsetzen der Kalkbänke der Partnachschichten gekennzeichnet.

4) 5 m gebankter, auch gebänderter, mittel- bis dunkelgrauer Dolomit manchmal Diploporenreste führend.

3) Ein bis wenige Meter dickbankiger glattbrüchiger dunkelgrauer bis schwarzer Dolomit mit reicher Muschelführung.

2) 8—10 m unter den Kalken der Partnachschichten beginnt gegen unten hin der reich diploporenführende, mächtige, relativ einheitliche Dolomit. Die Bankung geht gegen das Liegende hin verloren.

d) Oberste, schmale Zone meist dunkelgrau.

c) Mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit hellgrauer, diploporenreicher Dolomit. Selten treten darin schwarze, schmale Dolomitlagen mit weißen Diploporen auf.

b) Dunkelgraue, stark sandig verwitternde, zum Teil brekziöse Partie.

a) Mächtiger, mittelgrauer, ungebankter Dolomit ohne Diploporen.

1) Übergang in dunkelgrauen, gebankten Dolomit, der zum Anis überleitet.

Dieses Normalprofil ist in den NW-Abfällen unterhalb der Oberen Gasthofalm am besten erschlossen. Nur sind hier die tieferen Anteile tektonisch abgespalten und stecken in mehreren Mulden im Muschelkalk der Basis. Die oben wiedergegebenen Verhältnisse an der Obergrenze des Unterladin lassen sich am besten in den relativ vollkommenen Profilen unmittelbar N der Oberen Gasthofalm-Hütte und an der Ostseite des Windischkopfes studieren. Auf der Oberen Gasthofalm reicht die reiche Diploporenführung bis 10 m unter die durch die Partnach-Kalke markierte

Obergrenze. Die Muschellage 5 m unter der Obergrenze ist auffällig (40 m NE der verfallenen Almhütte). In gleicher Art findet man diese Muschellage SW vom Graihornspitze wieder. E vom Windischkopf weisen die noch mit den Muscheln gemeinsam und unmittelbar darüber auftretenden, allerdings schlecht erhaltenen Diploporen auf die Zugehörigkeit dieser Bänke zum tieferen Ladin.

Die Diploporenführung (*Diplopora annulata* Schafh.) setzt im allgemeinen — wie schon W. Schmidt hervorhob — erst in einem höheren Niveau des Wettersteindolomites massenhaft ein und reicht bis zur Obergrenze des einheitlichen Dolomitkomplexes. Aber auch tiefere Lagen des Ladinolomites sind hier nicht überall frei von Diploporen, wie deren Fund im Dolomit nahe der Grenze zum Muschelkalk WSW ober der Unterpleislingalm zeigt. Allerdings kann hier eine tektonische Reduktion des basalen Ladinolomites vorliegen. Die Großgastropoden erscheinen in einem höheren Horizont des diploporenreichen Dolomites, z. B. am Plateau W der Rieselwand, NE des Windischkopfes und SE des Graihorns nahe Kote 2150. Vom letztgenannten Fundpunkt stammt *Omphaloptycha* cf. *eximia* Hoernes (freundliche Bestimmung durch Prof. Dr. H. Zapfe). Im untersuchten Gebiet gibt es keine Anzeichen für eine Schichtlücke an der Obergrenze des Unterladin. Die wechselvolle Serie im Hangenden gehört mit ihren tieferen Teilen noch dem höheren Ladin an (Partnachschiechten).

In tektonisch nicht reduzierten Profilen beträgt die Mächtigkeit des Wettersteindolomites 300 m. Solche Profile, in denen die Hauptmasse des Wettersteindolomites noch zusammenhängend vorhanden ist und nicht in Teilmulden abgepreßt wurde, sind auf der Südseite des Gebirgsstockes vorhanden. Auf der Südseite des Mosermannl baut der Wettersteindolomit 300 m hohe Wände. Im Kleinen Mosermannl beträgt seine Mächtigkeit 250 m.

Erwähnung verdienen noch die im Wettersteindolomit, besonders in den Hangendpartien verschiedentlich auftretenden Brekzien, die durch die gleichartige hellgraue Färbung weiters nicht auffallen. Die großen Komponenten bestehen aus dem Wettersteindolomit der unmittelbaren Nachbarschaft, oft sind sie auch reich diploporenführend (N vom Gruberkar). Ein einziges durch seine Buntheit (besonders gelb und braun) auffälliges Vorkommen liegt 100 m SE Kote 2432 im oberen Gasthofkar. Die Brekzie ist petrographisch von der des höheren Muschelkalkes nicht unterscheidbar. Durch ihre, im wesentlichen dem Schichtverband eingelagerte Position scheint sie jedoch dem höheren Unterladin anzugehören. Es handelt sich um eine 5 m dicke, 20 m lange Linse einer ungeschichteten Dolomitbrekzie mit eckigen, großen, dm-Ausmaß oft weit überschreitenden Komponenten. Die Brekzie liegt im großen schichtparallel, im einzelnen aber auch bankbrechend innerhalb der höheren Partien des Wettersteindolomites.

Wo die mächtige Wettersteindolomitplatte von mehr oder weniger steil emporsteigenden Antiklinalen mit Muschelkalk und Quarzit im Kern aufgelöst wird, kann der Eindruck einer primären Mächtigkeitsabnahme entstehen und man könnte im überlagernden (höher ladinischen) Kalk-Schiefer-Dolomit-Paket zum Teil noch faziell andersartige Vertretungen

des Unterladin erblicken. Daß in allen beobachteten Fällen tektonische Vorgänge die Reduktion bewirkten und nicht durch eine lokale fazielle Abänderung die Mächtigkeit der einheitlichen Dolomitplatte vermindert wird, ist unmittelbar erweisbar. Eine Reihe von Beispielen, auch aus der Pleisling-Gruppe, liefert zunächst den Hinweis dafür, daß durch die tektonische Ausdünnung des Wettersteindolomites eine unmittelbare Auflagerung von Partnachsichten oder Karn über Muschelkalk zustande kommen kann: Am Westfuß des Kleinen Pleislingkeiles gegen den Kessel hin erkennt man in dem gut aufgeschlossenen S—N-Profil das rasche Ausdünnen des Ladindolomites und das diskordante Aufsteigen des Muschelkalkes von S, bis er mit dem Karn in Berührung tritt, um dann gegen Norden wieder abzutauchen (Abb. in: Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1956, Taf. I, Fig. 5). Im NNW-Kamm der Stampferwand und auf der Höhe 2305 SE vom Taferlnock kommen zufolge der schräg abwärts gerichteten Mulden der Partnachsichten weithin Muschelkalk und höheres Ladin übereinander zu liegen (Taf. VIII, Fig. 5 und 6). Am SE-Kamm des Kleinen Mosermannl durchbricht die Mulde der Partnachsichten saiger die gesamte Masse des Unterladindolomites und wird von der gegen Nord stoßenden Muschelkalkantiklinale noch ein Stück mitgeschleppt (Taf. IX, Fig. 19, 20). Bei dem plastischeren Kalk und Quarzit ist die fließende Ausdünnung während der unter Belastung vor sich gegangenen Faltung allenthalben in den Radstädter Tauern beobachtbar und bedarf keiner weiteren Erklärung. Aber auch die relativ spröderen Dolomite zeigen auffälliger Weise häufig ein ähnliches Verhalten zur Zeit der Überschiebungstektonik — ein typisches Merkmal des unterostalpinen Baustils. Auch sie konnten ausgedünnt werden bis zur völligen Reduktion, auch sie ziehen oft in schmalen, dem Faltenbau gänzlich eingeordneten Mulden als dünne Lamellen, auch in verkehrten Serien, durch den Gebirgskörper. Das Beispiel der allmählichen Ausdünnung des Hauptdolomites im Höhenzug „Sichelwand“ — „Schwarze Wand“ in der Pleisling-Gruppe wurde schon 1956 beschrieben. Eine völlige tektonische Reduktion des Hauptdolomites zwischen Karn und Rhät (bzw. Lias) kann in der Hirschwand-Teilmulde in der Pleisling-Gruppe beobachtet werden. Als eindrucksvolles Beispiel der tektonischen Ausdünnung der Wettersteindolomitmasse unter mächtigen Partnachsichten seien die Verhältnisse am Ostfuß des Faulkogels hier näher beleuchtet (Taf. VII, Fig. 5, Taf. IX, Fig. 18, 19). Beweise für die tektonische Natur der Anlage und Ausgestaltung der Verzahnung liefern folgende Beobachtungen:

1) Mächtigkeitsverhältnisse: Die Mächtigkeit der einheitlichen, am Südrand 300 m starken Wettersteindolomitplatte nimmt von über 200 m im NE (Graiornwand) und noch 130 m NE oberhalb des Neukarsees auf 0 m am Ostfuß des Faulkogels S Kote 2219 ab. Daß hier eine tektonische Entfernung des Wettersteindolomites erfolgte und keine fazielle Vertretung des Ladin etwa in der reichhaltigen Serie von Tonschiefern, Kalken und Dolomiten im Sockel des Faulkogels (Partnachsichten) vorliegt, beweist die Existenz der oben fehlenden Wettersteindolomitanteile in den Kernen der tieferen Mulden (Taf. VI). In den drei Mulden beim Neukarsee und in den Wänden darunter ist Wettersteindolomit in einer Gesamtmächtigkeit von 150 m aufgeschlossen. Dabei gehören die beiden höheren Mulden noch dem diploporreichen, also höheren Wettersteindolomit an, wie



die Fossilfunde in 2010 *m* beweisen. Die rasche Mächtigkeitsabnahme des Unterladindolomites gegen S ist die Folge der dort wesentlich steiler aufsteigenden, im Gebiet E der Windischscharte bereits saiger aufbrechenden Muschelkalk-Quarzit-Antiklinalen.

2) Die Lagerung an der Grenze Wettersteindolomit—Partnachschiechten ist diskordant. Pseudokonkordanz tritt nur auf, wo die Grenze in der Streichrichtung erosiv erschlossen ist, nämlich stellenweise am ESE-Fuß des Faulkogels. Wo hingegen der Wandverlauf im rechten Winkel dazu einspringt, bieten sich sofort prächtige Bilder der Verfaltung, wie z. B. SW vom Neukarsee (Taf. IX, Fig. 11, 12, Taf. VII, Fig. 5). Hinweise auf die allgemein starke tektonische Beanspruchung des Materials N der Windischscharte geben die zahlreichen, oft nur im m-Bereich an die Oberfläche reichenden oder als kleine Erosionsreste im Wettersteindolomit steckenden Kalke und Brekzien der Antiklinalen (Anis) und Mulden (Partnachschiechten).

3) Der 150 *m* NE der Windischscharte in seiner Struktur unmittelbar aufgeschlossene Muldenschluß des an der Liegendgrenze der Faulkogelserie durch einen Wettersteindolomitspan abgequetschten Partnack-Kalkes und -Dolomites weist ebenfalls auf die tektonische Natur der Verzahnung hin.

4) Daß in der wechselvollen Serie des Faulkogel-Ostsockels keine anderen, den sonst bekannten Umfang dieser Schichtgruppe gegen unten hin überschreitenden faziellen Vertretungen des Wettersteindolomites vorliegen, erweist die Gleichartigkeit dieser Serie mit den übrigen, unreduzierten Schichtfolgen im Hangenden des Wettersteindolomites im untersuchten Raum: Die reichhaltige Folge der Partnachschiechten und des Karn im Faulkogelsockel repräsentiert eines der am besten gegliederten aufrechten Normalprofile, in einer Zusammensetzung, die in ähnlicher Weise von zahlreichen anderen Stellen der Pleisling- und Mosermannl-Gruppe bekannt ist. Nur die für die Basis der Partnachschiechten hier typische Serie aus gut gebanktem grellocker verwitterndem Dolomit und blaugrauem Kalk wird unter dem für das tiefere Karn charakteristischen schwarzen bis dunkelgrauen Kristalldolomit, mit dem die Serie an etlichen Stellen des Ostfußes über dem Ladindolomit einsetzt, vermißt. Diese Basiskalke und Ockerdolomite aber erscheinen tatsächlich, wie zu erwarten, in der vorher erwähnten kleinen Abmündung, die durch den Wettersteindolomitzug vom einheitlichen Profil getrennt etwas tiefer mit unregelmäßigem Geländeschnitt durch die Windischscharte zieht (Taf. VI; Taf. IX, Fig. 18). WSW der Scharte umfaßt übrigens auch noch das geschlossene Profil die Kalke an der Basis der Partnachschiechten.

Aber auch im Liegenden des Wettersteindolomites kann in den fensterartig auftauchenden Muschelkalkserien keine fazielle Vertretung des Unterladin erwartet werden. Im Liegenden des Wettersteindolomites treten nämlich entweder unmittelbar anisische Bänderkalke oder eine geringmächtige Schicht des oberanisischen hellgelben Dickbankdolomit und seiner Brekzie auf. Die Mächtigkeit der typisch anisischen Serie beträgt 10—15 *m*, darunter erscheint bereits der Skythquarzit (150 *m* S Kote 2219). Die Ausbildung des Anis und dessen geringe Mächtigkeit gestattet es daher nicht, faziell andersartige Äquivalente der hier fehlenden Wettersteindolomit-Massen zu erwarten.

### Partnachsichten (Höheres Ladin)

Die wechselvolle Serie aus Kalk, Dolomit, Schiefer und Brekzien, die sich zwischen den einheitlichen Wettersteindolomit und Hauptdolomit einschaltet, wurde bei der Beschreibung der Pleisling-Gruppe (1956) im Sinne von W. Schmidt (1924) zunächst als einheitlicher Komplex aufgefaßt und dem Karn zugeordnet. Nun ist mit der Erstellung des Detailprofils innerhalb dieser Serie und durch neue Fossilfunde die Zweiteilung dieses Komplexes nötig geworden. Der tiefere Teil muß ins höhere Ladin gestellt werden, der Rest verbleibt im Karn. Den ersten Hinweis, daß auch höheres Ladin vorliegen müsse, gab das massenhafte Auftreten der unterladinischen Art (*Diplopora annulata* Schafh.) gerade an der Obergrenze des Wettersteindolomites im Verein mit dem allmählichen Übergang des Wettersteindolomites in dunklen, gebankten Dolomit und Kalk, was eine Schichtlücke ausschloß. Die Obergrenze des ladinischen Anteils innerhalb der Dolomit-Kalk-Schiefer-Serie konnte unterhalb des in nicht reduzierten Profilen in mittlerer Lage wiederkehrenden Komplexes aus mächtigem Tonschiefer, aus Lunzersandstein und Isocrinusbrekzie, die für das Unterkarn charakteristisch ist, gezogen werden.

Um die Aufstellung der Normalfolge der einzelnen Glieder hatte ich mich in der Pleisling-Gruppe noch erfolglos bemüht, da dort die tektonische Selektion einen allzuraschen Wechsel in der Zusammensetzung der „Raibler Schichten“ verursacht hatte. W. Schmidt schrieb in diesem Sinne 1924 auch über die westlichen Radstädter Tauern: „Es ist unwahrscheinlich, diese Gruppe irgendwo in ihrer natürlichen Ordnung zu finden, meist wechseln die Profile selbst benachbarter Aufschlüsse so rasch im Bestande, daß offensichtlich die Anordnung der einzelnen Schichten eine Folge der Tektonik ist“ (S. 315). In der Mosermannl-Gruppe hingegen gestatteten es die Aufschlußverhältnisse doch ein „Normalprofil“ des höheren Ladin und Karn auf Grund der zahlreichen Vergleichsmöglichkeiten sowohl für die Lantschfelddecke als auch für die Pleislingdecke aufzustellen.

Gegen Liegendes und Hangendes in der oben beschriebenen Weise gut begrenzt sind die Partnachsichten namentlich in der Pleislingdecke. Hier erreicht das höhere Ladin eine Mächtigkeit bis zu 100 m. In der Lantschfelddecke ist die Serie umfangreicher aber eintöniger. In beiden Decken bestehen die Partnachsichten vorwiegend aus dunklem, gut geschichtetem oder gebanktem Dolomit mit schmalen Tonschieferzwischenlagen und einer Kalkserie an der Basis.

Die Partnachsichten der Pleislingdecke treten vorwiegend in Form von Erosionsresten in den Gipfelpartien auf (Rieselwand, Tischbühel, beide Mosermannl, Gaiskopf-Neunerkogelzug, Graikopf-Graihornzug, Windischkopf und Höhe W davon) oder sind in NNE—SSW streichenden Mulden eingefaltet (Schliererkar). Am Hochbirg blieb das auflagernde Karn, am Faulkogel Karn und Hauptdolomit erhalten. In relativ vollkommenen Profilen können daher die Partnachsichten der Pleislingdecke im Ostsockel des Faulkogels (Taf. IX, Fig. 13—14), im Unterbau des Hochbirg (Taf. IX, Fig. 3—6), ferner in der Pleislinggruppe im Kern der Antiklinale der „Schwarzen Wand“ und in der verkehrten Serie ober dem Karn über den Wänden S der Neuhofalm studiert werden. Außerdem geben noch zahlreiche andere Vorkommen von Partnachsichten mit

weniger vollständigem, aber vielfältigem Schichtinhalt (Schliererkar: Taf. IX, Fig. 8, Graikopfmulde usw.) über die Abfolge innerhalb der Serie Auskunft. In großen Zügen lassen sich in der Pleislingdecke der Mosermannl-Gruppe stets zwei Partien innerhalb der Partnachschichten unterscheiden:

1) Basal: 10 m und mehr: Wechsellagerung von grellocker oder intensiv braun verwitternden gebankten Dolomiten mit bläulichgrauen Kalken. Die Dolomite können in eine Brekzie verwandelt sein (stellenweise im abgemuldeten Teil an der Faulkogel-NE-Basis, Schliererkar).

2) Darüber folgen 80 m dunkelgrauer bis schwarzer dünnschichtiger oder feingebänderter homogener oder kristalliner Dolomit. Darin treten (selten) eine oder zwei grüne, m-mächtige Schieferlagen auf.

Hiezu ist im einzelnen folgendes zu bemerken:

Ad 1) Die Kalke an der Basis der Partnachschichten sind bei früheren Kartierungen wiederholt mit den Kalken des Muschelkalkes verwechselt worden. Eine klare Trennung ist zum Verständnis der Tektonik unbedingt erforderlich, aber auch ohne allzu große Schwierigkeiten durchführbar. Während im Muschelkalk der Übergang vom Kalk, bei dem im untersuchten Gebiet die gelben und rosa Typen vorherrschen, zum Dolomit unscharf, schlierig und verschwommen verläuft, ist die Kalk-Dolomit-Serie an der Basis der Partnachschichten namentlich in der Pleislingdecke durch klare, scharfe Schichtgrenzen gekennzeichnet. Die Wechsellagerung von Kalk und Dolomit mit einer Bankung im m-Bereich ist in den Partnachschichten lebhafter als im Anis. Sie fällt bereits aus der Entfernung auf (SE-Kamm des Kleinen Mosermannl, oberes Neukar). Aber auch etliche m-mächtige Pakete aus reinem Kalk scheinen an der Basis der Partnachschichten auf (oberes Neukar, Schlierer Kar). Der blaugraue Farbton herrscht hier weitaus vor (Ausnahme: Windischscharte). Gut charakterisiert wird dieses Paket durch die grell ocker oder schokoladebraun verwitternden Dolomitmäntel, deren Farbton im Verein mit der strengen Bankung und dem völligen Mangel an Kalk-, dafür aber einem merkbaren Tongehalt eine sichere Unterscheidung vom Muschelkalk ermöglicht, auch bei isoliert auftretenden Erosionsresten. Zu beachten ist aber, daß ein ähnlicher, schokoladebraun verwitternder Dolomit wiederum im tieferen Karn vorkommt, dort aber nicht mit Kalken, sondern Tonschieferpaketen wechselnd.

Ad 2) Zum Partnachdolomit gehören der von W. Schmidt trefflich beschriebene schwarze, weiß verwitternde „Mergdolomit“, ferner der „Schmutzdolomit“ und „Bänderdolomit“, die als Karn aufgefaßt worden waren. Die gut geschichteten dunklen, dem schwarzen Muschelkalkdolomit der nördlichen Fazies ähnlich sehenden, glattbrüchigen Dolomite, denen reichlich schmale Tonschieferbänder zwischengeschaltet sind, erreichen im Hochbirgsockel durch interne, gegen W gerichtete Verfaltung beträchtliche Ausmaße. Sie gleichen völlig dem höherladinischen Dolomit der Lantschfelddecke. Ebenso sind die schwarzen „Kristalldolomite“ für die Partnachschichten bezeichnend. Sie wurden schon in der Pleisling-Gruppe 1956 an zahllosen Punkten festgestellt und zum tiefen Karn gezählt, da die Partnachschichten noch nicht abgetrennt worden waren. Diese Dolomite können auch Feinbänderung aufweisen („Bänderdolomit“). In

bedeutender Mächtigkeit liegen sie im Kern der Antiklinale der „Schwarzen Wand“ vor, ferner in der verkehrten Serie ober den Wänden S der Neuhofalm (beide Vorkommen in der Pleisling-Gruppe) und an der östlichen Basis des Faulkogels.

Auch innerhalb der Lantschfelddecke sind die Partnachschiechten weit verbreitet. Im Bereich zwischen Windsfeld und Rieselwandkessel, wo diese tiefere Decke an der Queraufwölbung emporgetragen worden war, sind sie stark verfaltet und schlecht überschaubar. Gleiche Position und Komplikation weisen die Partnachschiechten entlang des Abendweidesteiges NE unterm Hochbirg auf. Die idealste und vollständigste höherladinische Schichtfolge der Lantschfelddecke ist in den Felsbastionen an der Ostseite des Unteren Gasthofkessels erschlossen. Hier reicht die Serie der Lantschfelddecke noch ins Karn.

Hinsichtlich der Einzelheiten in der Ausbildung der höherladinischen Sedimente in der Lantschfelddecke sei auf die Profile durch die SE-Ecke des Unteren Gasthofkessels verwiesen (Taf. VIII, Fig. 11, 12). Die weit über 100 m mächtige, schwach E fallende Serie bildet dort eigenartige, durch Rinnen und Schrofen entlang NNW—SSE ziehenden Störungen zerschnittene Bastionen. Hier, in einem Faziesbereich, in dem auch noch das Unterladin zum Teil durch dunkle Dolomite repräsentiert wird, liegen die Partnachschiechten ebenfalls vorwiegend in Form von glattbrüchigen, geschichteten, dunklen Dolomiten über dem mehr an der Basis auftretenden Kalk oder dolomitischen Kalk vor. Schmale Tonschieferlagen sind dem Dolomit häufig zwischengeschaltet, Rauhwackenlagen erscheinen.

Recht ähnliche Ausbildung zeigen die Partnachschiechten in gleicher Position in der Rinne W vom Hahnpfalzköpfel an der Ostseite des Pleislingtales. Wiederum treten basal einige m mächtige dunkelblaugraue, zum Teil gebänderte Kalke auf. Das untere Drittel des hier 250 m mächtigen, wohl tektonisch angereicherten Profils besteht aus dünnschichtigen, dunkelgrauen bis schwarzen Dolomiten mit Tonschieferlagen in den tieferen Partien, das mittlere Drittel aus gebanktem, gelb verwitterndem Dolomitschiefer, das obere Drittel aus dickbankigem, grauem, wettersteindolomitähnlich aussehendem Dolomit. Erst darüber folgt mächtiger Tonschiefer des Karn mit Spuren von dunkelblaugrauen Kalken an der Basis. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehört daher die gesamte Dolomitserie im Liegenden der Tonschiefer trotz lokaler Mächtigkeit den Partnachschiechten an.

Natürlich sind auch all diese Profile nicht ungestört, doch liegen hier aufrechte, ziemlich reichhaltige Serien vor. Während in manchen Profilen die basalen Kalklagen mit unscharfen Grenzen in den schwarzgrauen Dolomit übergehen, treten die etliche m-mächtigen, dunkelblaugrauen Bänderkalklagen, die im oberen Pleislingtal NE der Permuther Großwand knapp über der Unterkante der Partnachschiechten erscheinen, scharf begrenzt in markanter Weise hervor. Wo sie fehlen kann in dem tektonisch stark beanspruchten Gebiet zwischen den Nordausläufern der Permuther Großwand und dem Windsfeld die Unterscheidung von unter- und oberladinischem Dolomit Schwierigkeiten bereiten. Auch der Partnach-Dolomit entlang des Abendweidesteiges NE vom Hochbirg ist nur durch bessere Schichtung und andere Verwitterungsfarben vom Wettersteindolomit zu trennen. An der Grenze der beiden Dolomite treten hier Crinoiden auf.

## Karn

Nur im Faulkogel ist die karnische Serie innerhalb der Mosermannl-Gruppe noch vom Hauptdolomit überlagert und daher von der Erosion verschont geblieben. Ansonsten blieb hier das Karn — zumindest teilweise — nur noch in den Gipfelpartien des Hochbirg, der Berge um die Obere Gasthofalm (Pleislingdecke) und im Profil durch die SE-Wände des Unteren Gasthofkessels (Lantschfelddecke) erhalten. Die karnischen Profile aus der Pleisling-Gruppe zeigen zahlreiche Analogien und ergänzen in manchem (Brekzienreichtum) das Bild des karnischen Komplexes. In der Mosermannl-Gruppe kann man drei Schichtgruppen innerhalb des Karn (von oben nach unten) unterscheiden:

3) Etwa 50 *m* mächtige, gut gebankte reine hellgraue Dolomite (Opponitzer Dolomit), ähnlich dem Hauptdolomit, aber in Abständen von 5—10 *m* von schmalen bis etliche *m*-mächtigen schwarzen Tonschieferlagen oder grünen Tonschieferlagen durchzogen. In den tieferen Partien erscheinen braun verwitternde Dolomitbänke, ähnlich jenen der basalen Partnachschichten.

2) Eine etwa 10 *m* mächtige Partie von Bänken aus gelblichgrauem und rosa (!), auch gebändertem und gesprenkeltem Kalk mit zwischengeschalteten Dolomitbänken ist oft dem hellen Dolomit (3) in verschiedener Position, jedoch eher im tieferen Teil, eingeschaltet.

1) Etliche Meter bis 30 *m* mächtiger, pyritführende Tonschiefer, zum Teil in Sandstein (Lunzer Sandstein) übergehend, kennzeichnen das tiefere Karn. In Verbindung mit den Schieferzügen erscheint auch die für das basale Karn charakteristische Isocrinusbrekzie (Kalk). Im Verband mit den Tonschiefern treten in der Pleisling-Gruppe 5—10 *m* mächtige, dunkelgraue Dolomitbrekzien auf.

Hiezu ist zu bemerken:

Ad 1): Die Tonschiefer, die in den tieferen Lagen des Karn ihre größte primäre Mächtigkeit erreichen, sind in verstärktem Maß tektonischen Reduktionen oder Anschoppungen ausgesetzt. In der „Schwarzen Wand“ (Pleisling-Gruppe) und im Faulkogel werden Maximalwerte von 30—50 *m* erreicht. Gegen W hin treten die sandigen Typen darin zunehmend hervor, wobei besonders auf den Verwitterungsflächen der Sandgehalt auffällt. W. Schmidt beschrieb von der Westseite des Liebeseck reine Sandsteine aus diesem Horizont, die dem Lunzer Sandstein völlig gleichsehen sollen. Hingegen ließ W. Schmidt noch mit einiger Einschränkung die alte Meinung (V. Uhlig, 1906) gelten, daß reine Quarzite und Quarzphyllite im normalen stratigraphischen Verband des Karn aus sandigem und tonigem Material durch die Verschieferung entstanden seien. Es kann aber in jedem einzelnen Fall gezeigt werden, daß es sich bei den angeführten Beispielen ausschließlich um skythischen Quarzit handelt (z. B. Wildseequarzit, Quarzit beim Faulkogel-Ostfuß) und keine, dem untertriadischen Quarzit ähnlichen Typen im primären Verband des Karn auftreten.

In den die Schiefer begleitenden Kalkzügen NE der Jagdhütte des Neunerkogels fanden sich lagenweise massenhaft und sogar gesteinsbildend fünfstrahlige und runde Crinoiden mit Durchmessern von 1—4 *mm*, selten auch bis zu 1 *cm*. Die 2 *mm* hohen, runden, flachen Scheibchen der sich rasch verjüngenden Stiele mit 7—8 *mm* Durchmesser sind manchmal noch

im Verband erhalten. Die Isocrinusbrekzie ist auch in den Nördlichen Kalkalpen eine typische Einschaltung in den basalen karnischen Schiefern.

Im Verein mit den mächtigen Tonschiefern an der Basis des Karn stellen sich in der Pleisling-Gruppe bankweise Brekzien ein. Sie liefern uns, ebenso wie die Sandsteinhorizonte und wie der Umschlag in der Dolomitbildung (die für die Mitteltrias charakteristischen Typen weichen den dem Nor bereits ähnlichen Typen des Karn), der sich ebenfalls hier vollzieht, den Hinweis auf einen bedeutenden Schnitt in der Entwicklung an der Grenze Mittel-Obertrias.

Ad 2): Wechselvolles Aussehen zeigen die dem höherkarnischen Dolomit eingelagerten, meist an dessen Basis erscheinenden Kalke. Neben hellgrauem Kalk gibt es gelbe und auch rosa Typen (Faulkogel), die ihrem Aussehen nach mit dem Aniskalk verwechselt werden könnten. Dem anisischen Dolomitschlierenkalk täuschend ähnlich ist ein Gesteinstypus im karnischen Niveau auf der Ostseite des Hochbirg. Ansonsten ist der Dolomitschlierenkalk ja ausschließlich auf das Anis beschränkt. Am Ostabfall des Faulkogels, nahe der Obergrenze des Karn fallen in der Kalk-Dolomit-Serie eigenartig getigerte, hellgelblich verwitternde Kalke auf, bei denen zentimetergroße gestreckte, grau durchscheinende Kalkkomponenten im hellgelblichen Kalk eingelagert sind.

Ad 3): Die bereits stark an den Hauptdolomit erinnernden Dolomite des Oberkarn (Opponitzer Dolomit), deren Zurechnung zu dieser Stufe und Abtrennung vom Hauptdolomit durch die stratigraphisch eingeschalteten Tonschieferlagen gerechtfertigt erscheint, sind z. B. am Hochbirg und Faulkogel wohl entwickelt. W. Schmidt hatte die tieferen Anteile des Hauptdolomites „ohne gekräuselte Feinstrukturen“ als Fleckendolomit bezeichnet und damit aber auch etliche, dem Karn zuzurechnende Dolomitpartien vereint (z. B. gelbe Wand an der Südecke des Hochbirg). Er hatte sich selbst nicht für karnisches oder norisches Alter dieser (heterogenen) Gruppe entschieden. Wie erwähnt, ist nach eigener Auffassung die Grenze Karn—Nor an die Unterkante der einheitlichen (Haupt-)Dolomitmasse zu legen, sodaß jene Vorkommen von „Fleckendolomit“ im Sinne von W. Schmidt, „über denen nochmals Raibler Schiefer folgen“ — natürlich sofern dies nicht tektonische Einschaltungen sind, wie das im Hauptdolomit diskordant steckende karnische Schieferband hoch oben am SE-Kamm des Faulkogels — dem Karn angehören, die Hauptmasse der „Fleckendolomite“ aber dem Nor zugeordnet werden muß.

### Hauptdolomit (Nor)

Die triadische Schichtfolge im Mosermannl-Gebiet schließt am Faulkogel eine 250 m mächtige Platte aus hellem dickbankigem Hauptdolomit ab, im übrigen Gebiet bilden bereits oberladinische oder karnische Schichten den Abschluß der Schichtfolge. Der Hauptdolomit ist dickbankig, licht, glatt- und großbrüchig und zeigt stellenweise Feinstbänderung oder Auflösung in endogene Brekzie.

### Faziesbereiche

Aus den bisherigen Ausführungen geht bereits hervor, daß sich in den mittleren Radstädter Tauern zwei Faziesgebiete abgrenzen lassen, die durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. Faziesübergänge

spielen sich nicht auf engem Raum und nicht in Verbindung mit auffälligen Mächtigkeitsschwankungen ab, sondern sind ein regionales, im W—E gerichteten Streichen weithin verfolgbares Phänomen. Vom Anis bis zum Karn herrscht im N eine einfachere, weniger mannigfaltige Entwicklung, mit dunklen, oft schwarzen, mächtigen Dolomitpaketen im höheren Anis und höheren Ladin. Die Grenze liegt in der Pleislingdecke und verläuft (für das Anis z. B.) entlang der Linie Neukarsee—Gruberkar (W des Unteren Gasthoftalkessels)—Hintere Gnadenalm—Johannesfall. Die tiefere Lantschfelddecke zeigt ebenfalls, allerdings aber nur teilweise (nicht am Windsfeld), die nördliche Fazies. Die Pleislingdecke stellt in fazieller Hinsicht die südliche Fortsetzung der Lantschfelddecke dar.

Die Unterschiede in den beiden Faziesgebieten treten im höheren Anis besonders deutlich hervor, wo dem lichten, dickbankigen Dolomit des Südbereiches der schwarze, dünner geschichtete, mächtige Dolomit des Nordens gegenübersteht, der noch weithin entlang der gegen N gerichteten Täler verfolgt werden kann. Hier hält die Bildung des dunklen Dolomites wohl auch noch im untersten Ladin an, allmählich stellt sich gegen oben hin auch hellerer Wettersteindolomit ein, der geringere Mächtigkeit erreicht und sich nicht durch eine so reiche Diploporenführung auszeichnet, die für den höheren Anteil des Wettersteindolomites im Südbereich so typisch ist. Auffällig ist z. B. die Fossilarmut des Wettersteindolomites der Lantschfelddecke am Windsfeld und entlang des Abendweidesteiges.

Auch im höheren Ladin hebt sich die wesentlich typenreichere Entwicklung des Südgebietes von der einförmigeren des Nordbereiches ab. Die auffälligen ocker bis braun verwitternden mergeligen Dolomite an der Basis der Partnachschiechten, die auch in der Pleisling-Gruppe, z. B. über den Wänden S der Neuhofalm vorkommen, treten ebenso wie der für das Südgebiet typische schwarze Kristalldolomit und Bänderdolomit der Partnachschiechten in der Nordfazies zugunsten des schwarzen, geschichteten Dolomites völlig zurück. Die Abgrenzung der Partnachschiechten vom Wettersteindolomit bereitet in der Lantschfelddecke größere Schwierigkeiten.

## Gebirgsbau

### Übersicht

Vor Besprechung der Einzelabschnitte des untersuchten Gebietes ist zur Orientierung zunächst ein Überblick über den Gebirgsbau notwendig. Das im Osten angrenzende Gebiet der Pleisling-Gruppe, das im Vorjahr studiert worden war, gehört der Pleislingdecke, einer höheren tektonischen Einheit der „Oberen Radstädter Decken“ an. Die Groß- und Kleinstrukturen streichen dort im wesentlichen W—E, gegen N taucht die Decke unter die verkehrte Serie des Liegendschenkels der Radstädter Quarzphyllit-Decke. Gegen E verschwindet die Pleislingdecke mit achsialem Gefälle an der Tauernpaßlinie unter einem noch unterhalb des verkehrten Schenkels der Radstädter Quarzphylliteinheit sich einschaltenden Zug (Twenger Wandzug) aus zwei aufrechten Schuppen, die allmählich gegen N vollkommen auskeilen. Der interne Bau der Pleislingdecke in der Pleisling-Gruppe zeigt besonders im Osten hohe Komplikation und besteht aus flach gegen N vorgetriebenen liegenden Falten, die durch vier, gegen S geschlossene Mulden getrennt sind. Noch innerhalb der Pleisling-Gruppe

klings der Faltenwurf gegen Westen aus, der Westrand bietet östlich vom Pleislingtal nur mehr eine gewellte, aufrechte, im N unter die verkehrte Serie des Spaziegers abtauchende Schichtplatte.

In der im W anschließenden Mosermannl-Gruppe kommt an zwei N—S ziehenden Aufwölbungszone die tiefere Lantschfelddecke an die Oberfläche, die Hauptmasse des Gebirgsstockes gehört weiterhin der Pleislingdecke an (Abb. 1). Die östliche Aufwölbungszone, an der die Lantschfelddecke emporgetragen worden ist, liegt in der südlichen Fortsetzung des Pleislingtales zwischen Windsfeld (SE) und Rieselwandkessel (NW). Ihr gehören die Stampferwand, die Flächen um das Windsfeld, die Permuther Großwand, der Gamsboden, der Rieselwandkessel und die Unterpleislingalm an. Die zweite Aufwölbung, die im E ein Stück durch einen lang hinziehenden Verwurf begrenzt wird, zieht vom Unteren Gasthottalkessel gegen S.

Die Verfolgung der Lantschfelddecke an der N- und besonders an der Südseite des Gebirgsstockes wird durch zahlreiche Schutthalden erschwert, die den unmittelbaren Zusammenhang verdecken. Als Obergrenze der Lantschfelddecke an der Südseite wurde die Basis der durch ein bis mehrere Antiklinalen untergliederten Muschelkalkserie an der Basis der Pleislingdecke aufgefaßt, in der kein eingemuldeter Wettersteindolomit erscheint. Dieser und im Osten auch Partnachsichten in tieferer Position kennzeichnen bereits die Lantschfelddecke. Als deren Untergrenze wurde in Analogie zu den gut aufgeschlossenen Verhältnissen in der Stampferwand die breite Zone von Rauhwaacke, Quarzphyllit und Diaphthorit aufgefaßt, die unter sich wiederum eine Schollenzone von Wettersteindolomitklötzen erkennen läßt („Moserkardecke“ von W. Schmidt). Endgültige Klarheit kann darüber erst die Kartierung des südlich anschließenden Gebietes durch E. Clar bringen, die derzeit im Gange ist.

Die Pleislingdecke setzt erst W der Aufwölbungszone im obersten Pleislingtal mit der Rieselwand wieder ein. Während an der Oberfläche weiterhin der vom Westrand der Pleisling-Gruppe her bereits bekannte Charakter einer allmählich gegen N abtauchenden Platte durch die mächtige Wettersteindolomit-Tafel gewahrt bleibt, tritt gegen W hin ein eigenartiges, neues Strukturelement in Erscheinung. Es handelt sich um eine nur die Basis, u. zw. Skythquarzit, Muschelkalk und im N auch noch die tieferen Teile des Wettersteindolomites erfassende, ganz flach liegende, weit gespannte Verfaltung, die sich zum erstenmal bereits an der W- und E-Seite des Pleislingtales in der ersten, den Muschelkalk zur Gänze durchziehenden, auf Kilometer hin nur 1—2 m mächtigen Quarzitlamelle äußert. Die Zahl dieser lamellenförmig dünnen, unter der Wettersteindolomitplatte ausgewalzten Falten im plastischen Material der tieferen Trias nimmt gegen W hin allmählich zu. Im Meridian E des Faulkogels sind auf der Nordseite (Neukar) bereits fünf und auf der Südseite (Zaunerkar) vier solcher Antiklinalen übereinander aufgeschlossen. Daß es sich hierbei tatsächlich um Falten- und nicht, wie man zunächst erwarten würde, um Schuppenbau handelt, ist durch die unmittelbar aufgeschlossenen Antiklinalen und durch den regelmäßigen Wechsel von aufrechten und verkehrten Serien in den Profilen evident und wird noch im einzelnen ausführlich beschrieben werden.



Sehr klar kommt in der Mosermanni-Gruppe die Überlagerung zweier Faltenysteme zum Ausdruck. Die ältere, S—N verlaufende Hauptüberschiebungsrichtung bewirkte den weit gespannten W—E-Faltenbau, der in der Lantschfeldecke und in den tieferen Teilen der Pleislingdecke noch fast ungestört erhalten blieb. Eine zweite, jüngere Phase mit Bewegungsrichtung ESE—WNW hat nur die höheren Gebirgsteile erfaßt und die NNE—SSW streichenden Falten erzeugt. Die untere Grenzfläche der nachdrücklich spürbaren Wirksamkeit dieser Ost—West-Faltung hebt gegen E und N aus. Nicht einmal mehr die karnischen Schichten der Höhen um die Obere Gasthofalm werden in stärkerem Ausmaß von der jüngeren Faltung erfaßt. Im SW greift die jüngere Faltung tiefer, sogar der Quarzit wird E der Windischscharte noch bis an die Oberfläche emporgepreßt.

### Regionale Beschreibung des Gebirgsbaues

1) Das Gebiet der Lantschfeldecke zwischen Windsfeld, Stampferwand, Rieselwandkessel und Unterpleislingalm. Schon W. Schmidt beschrieb 1924 trefflich das eindrucksvolle Ausheben der Pleislingdecke E vom Windsfeld und ihr mächtiges Wiedereinsetzen mit gegen E gerichteten Schichtköpfen in der Rieselwand. Im dazwischenliegenden Raum kommt die Lantschfeldecke an die Oberfläche.

Das Windsfeld und dessen Südabfall wird von einer aufrechten Serie der Lantschfeldecke aufgebaut. Die Serie setzt mit Quarzit oder Rauhwacke über dem Quarzphyllitstreif im obersten Lantschfeld ein und umfaßt noch die Partnachsichten (Taf. VIII, Fig. 2, 3). In den höheren Partien spießen Wettersteindolomitantiklinalen in die Partnachsichten ein. Hier wird die Tektonik durch die schlechte Unterscheidbarkeit der Dolomittypen schwer durchschaubar (vgl. Erläuterung zu Profil Taf. VIII, Fig. 3), sodaß z. B. W. Reihnsner 1950 in Anlehnung an W. Schmidt im ganzen Windsfeld nur Wettersteindolomit sah. Die Faziesdifferenzen zwischen Wettersteindolomit und Partnachsichten sind hier unbedeutend. Ferner hat die in der flachen Hochmulde in der Eiszeit und über einen Teil des Jahres auch jetzt noch anhaltende glaziale Verwitterung an den zahlreichen Kluft- und Mylonitzonen trefflichen Ansatz gefunden und das Gestein tiefgründig verändert. Außerdem stellen sich neben der normalen Falten tektonik auch Durchscherungen und Einwicklungen der Wettersteindolomitpartien ein. Sie erscheinen oft alleits von Partnachsichten umflossen. Dies tritt z. B. bei dem Felskopf bei Kote 2006 NE der Permuther Großwand auffällig in Erscheinung (Taf. VIII, Fig. 4). Die weite Oberfläche des Windsfeldes nehmen überwiegend Partnachsichten ein. Übersicht gibt das Profil Taf. VII, Fig. 1. In einem ähnlich gelegenen Ansichtsprofil (Taf. VIII, Fig. 1) sieht man die starke Verfaltung der Partnachsichten unter der mit Quarzit und Rauhwacke an der Basis von S auffahrenden Pleislingdecke im Höllkogelzug. An der Basis der Pleislingdecke ist eine erste, auf der ganzen Länge den Muschelkalk durchspießende Quarzitlamelle zu erkennen. Diese am Nordrand (linker Rand von Fig. 1) noch aus dem Wettersteindolomitschutt ragende Partie ist übrigens dort durch eine Bergzerreißung an NNW verlaufenden Absetzungen tiefer geschaltet.

Als markant vorspringender südöstlicher Eckpfeiler der untersuchten Berggruppe baut sich die Stampferwand über der einförmigen Phyllit-

masse des Untergrundes auf (Taf. VII, Fig. 2; Taf. VIII, Fig. 6). In ihr ist eine eigenartige und prächtige Tektonik aufgeschlossen, die erst durch die richtige Einstufung der miteingefalteten Partnachkalke verstanden werden konnte. Im Wandaufbau der Stampferwand fällt schon aus der Entfernung eine nahe über dem basalen Muschelkalk der Lantschfelddecke ansetzende, mächtige, von S kommende, im N schließende Muschelkalkantiklinale auf, die auch von W. Schmidt und W. Reihnsner beschrieben worden war (Taf. VIII, Fig. 6). Dieser im Wettersteindolomit steckende Muschelkalk läßt sich auch an der Südseite durchverfolgen (Taf. VIII, Fig. 7, 8). An ihrer Basis entsendet die Antikline noch eine schmale, fingerförmige Teilantiklinale gegen N. Eine zweite Muschelkalkantiklinale spaltet sich in der Fortsetzung des Kammes gegen NW ab, u. zw. genau an der Taferlscharte, durchbricht den Wettersteindolomit, der den Sockel der Permuther Großwand bildet, und kommt mit den überlagernden Partnachschichten in Berührung (Taf. VIII, Fig. 5). Aber auch noch SE der Taferlscharte stecken zwei Mulden aus Partnachschichten im Wettersteindolomit, die südlichere mit dem gegen S prächtig geschlossenen Schichtverlauf und der horizontal in Richtung  $105^\circ$  ziehenden Faltenachse verbleibt zur Gänze im Wettersteindolomit, die schmal ausgewalzte, kalkreiche, nördlichere Mulde durchbricht den Wettersteindolomit und kommt auf weiter Strecke unmittelbar mit dem Muschelkalk der Basis in Kontakt (Taf. VIII, Fig. 6). Auf älteren Darstellungen waren die Partnachschichten zum Teil mit Wettersteindolomit, zum Teil mit Muschelkalk verwechselt worden, und wurde so der komplizierten Tektonik nicht Rechnung getragen. In noch tieferer Lage, unterhalb der durch Rauhawacke und Quarzphyllit gekennzeichneten Basis der Lantschfelddecke tauchen gerade unter der Stampferwand nochmals Muschelkalk- und Wettersteindolomitklötze auf. Sie gehören einer noch tieferen tektonischen Einheit an, die W. Schmidt als „Moserkardecke“ bezeichnet hatte. Über die tektonische Zuordnung dieser deutlich von der Lantschfelddecke geschiedenen tieferen Einheit wird erst eine weiter gegen S ausgreifende Kartierung Sicherheit bringen.

Die Permuther Großwand („Taferlnock“) und ihr gegen N auslaufender Kamm geben den besten Einblick in die hier herrschenden tektonischen Verhältnisse der Lantschfelddecke. Im Kamm erkennt man die zwei gegen S geschlossenen Mulden aus Partnachschichten, die mit dem Unterbau aus Wettersteindolomit verfaltet sind (Taf. VIII, Fig. 9). Auch hier sind die Faltenachsen W—E oder WNW—ESE orientiert. Im Gamsboden und Rieselwandkessel erreichen drei Mulden von Partnachschichten noch den Karboden und ziehen parallel den Schichtlinien durchs Gelände. Am Taferlnockgipfel und am Kamm E der Scharte Kote 2267 ist die aus Muschelkalk bestehende Basis der auflagernden Pleislingdecke noch erhalten. Im nördlich anschließenden Gebiet des oberen Pleislingtales kommen an etlichen Stellen die meist von Moränen und Hangschutt verhüllten Schichtglieder der Lantschfelddecke an die Oberfläche. Sie sind am Westrand in großem Ausmaß in Rauhawacke verwandelt.

2) Das Massiv Rieselwand—Tischbühel—Rauchkogel. Mit dem markanten stockförmigen Rieselwandzug setzt die Pleislingdecke im W wieder ein. Die diesen Zug an der Westseite begrenzende morphologische Depression in der südlichen Fortsetzung des Unteren Gasthotal-

kessels fällt wiederum — wie das Windsfeld — mit einer N—S gerichteten geologischen Kulmination zusammen. Der nördliche Teil des Stockes ist gegen W auf der Strecke von der SE-Ecke des Unteren Gasthofkessels gegen Kote 2208 von einem SSE streichenden, messerscharfen Bruch begrenzt. Den Unterbau bildet an der E- und besonders an der NW-Seite die Lantschfelddecke, von der Wettersteindolomit, Partnachschiechten und Karn, an etlichen kleineren Querbrüchen versetzt, aufgeschlossen sind (Taf. VIII, Fig. 10—12). Die Basis der Pleislingdecke enthält die schon erwähnte, wenige Meter mächtige Quarzitlamelle, die auf der ganzen Erstreckung immer wieder als Einschaltung im Muschelkalk erschlossen ist. Durch das allgemeine Abtauchen der Decken gegen N verschwindet diese Basis unter dem Schuttfuß des Rauchkogels. Über der diploporenen Wettersteindolomitplatte des Oberbaues liegen am Gipfel der Rieselwand, des Tischbühel und Rauchkogels und an den NW-Abfällen des Tischbühels Partnach-Kalke und -Dolomite. W. Schmidt sah darin Muschelkalk, den er mit dem basalen Muschelkalk der Pleislingdecke W davon verband und so zur Auffassung gelangte, daß eine tiefere „Rieselwandschuppe“ von einer höheren „Gasthofschuppe“ abgetrennt werden müsse. W. Reihnsner folgte ihm in dieser Ansicht. Tatsächlich aber haben Rieselwand und Oberes Gasthofkar die gleiche tektonische Position. Die auflagernden Partnachschiechten sind im Tischbühel und in seinen NW-Abfällen an SW—NE streichenden Achsen eingemuldet, die Mulden zum Teil prächtig aufgeschlossen (Taf. VII, Fig. 2; Taf. VIII, Fig. 14). Die jüngere Tektonik äußert sich in etlichen NNW—SSE ziehenden Brüchen und Störungen, unter denen der die Westbegrenzung bildende Bruch und eine vom Rauchkogel bis zum Tischbühel verfolgbare Störung, an der die Westscholle etwas gegen Osten aufgeschoben erscheint, hervorzuheben sind. Die Tektonik des Südrandes der Permuth wird im Zusammenhang mit der Besprechung des gesamten Südrandes des Gebirgsstockes erläutert.

3) Die Querdepressionszone E vom Hochbirg. Zwei Bauglieder charakterisieren diese Zone: Im Norden, S vom Unteren Gasthofkessel, taucht entlang des Abendweidesteiges, etwa unterhalb der 2100 m-Schichtlinie halbfensterförmig die Lantschfelddecke auf. Vier übereinanderfolgende, W—E streichende Einmuldungen von Partnachschiechten mit ebenso verlaufenden Achsen lassen den gleichen Bauplan wie im Abschnitt E der Rieselwand erkennen. Wieder erscheinen in den Partnachschiechten diskordante, eingewickelte, fossilbelegte Diploporendolomite (Taf. VIII, Fig. 13) — in ähnlicher Art, wie sie NE unter der Großwand anzutreffen sind. Vielfach brechen die Mulden der Partnachschiechten diskordant durch den Untergrund, wie z. B. beim See bei Kote 1982 (Taf. IX, Fig. 1). Dort ist das Untertauchen der Lantschfelddecke gegen E unter die Pleislingdecke durch einen Bruch überlagert, an dem der Ostflügel abgesunken ist (Taf. VI). Als tiefstes Schichtglied der auflagernden Decke kommt hier nur stellenweise, namentlich an eigenartigen antiklinalen Hochpressungen, der Muschelkalk empor (Taf. IX, Fig. 2).

Im Süden, im Frauenkar und in den Katzenlöchern ist der sonst allenthalben meist nur in Wänden sichtbare Unterbau der Pleislingdecke flächenmäßig freigelegt. Das überwiegend kalkige Anis wurde durch einen von SE kommenden Schub in den Wettersteindolomit eingepreßt. Alle

Strukturen verlaufen SW—NE — im auffälligen Gegensatz zum eben besprochenen Gebiet des Abendweidesteiges. Diese höhere Region des Gebirges wurde hier bereits von der jüngeren, ESE—WNW gerichteten Bewegung erfaßt (Taf. VII, Fig. 3). Die Faltennatur kommt allenthalben durch den zwischen dem Wettersteindolomit und Aniskalk miteingefalteten höheranisichen Muschelkalkdolomit in normalen und verkehrten Schichtfolgen zum Ausdruck. Im SW, E der Schlierscharte werden die eingemuldeten Wettersteindolomitblöcke ansehnlicher. Die beiden, durch eine Antiklinale aus anisichem Kalk und Dolomit getrennten Wettersteindolomitmassen, die den Gipfel 2311 und die Abdachung NW davon aufbauen, liefern reichlich Diploporen. Der dazwischen gepreßte Muschelkalk steht mit der Hauptmasse des Aniskalkes im E in unmittelbarem Zusammenhang. Der Südfuß ist vom Schutt verdeckt. Die Verhältnisse in den Südfällen werden später zusammenhängend behandelt.

Nord- und Südbereich der morphologischen Depressionszone E vom Hochbirg waren von W. Schmidt (und W. Reihnsner) als Gebiete mit einheitlicher Muschelkalküberlagerung über dem Wettersteindolomit einer tieferen Schuppe der Pleislingdecke (Rieselwandschuppe) aufgefaßt worden. Hier wurde gezeigt, daß heterogene Schichtglieder und verschiedene Decken am Bau dieser Zone beteiligt sind.

4) Der Gebirgsstock des Oberen Gasthofkares. Ein stockförmiges eintöniges Hochplateau aus Wettersteindolomit mit langen, SSW—NNE streichenden Zügen von Partnachschichten und stellenweise von Karn, die die Gipfelpartien, aber auch Muldenzonen der Hochfläche einnehmen, schließt sich gegen W an. Das Plateau und die höheren Partien der Abfälle auf der N- und S-Seite gehören der Pleislingdecke an. Ringsum treten in den Steilabfällen, bzw. in der Depression am Westrand zwischen Windischscharte und Neukar mehrweniger zusammenhängend die tieferen Schichtglieder der Pleislingdecke hervor. Gegen W hin ist die Basis in flach ausgewalzte, liegende Falten geworfen.

Zunächst einige Bemerkungen zu den die Gipfelpartien aufbauenden Partnachserien und karnischen Schichten. Im N setzt an einem Bruch S der Oberen Gasthofalm dieses Schichtpaket ein und zieht über Gaiskopf, Elfer-, Zehner- und Neunerkogel gegen NNE. Am Nordende sinkt die Platte mit ähnlicher Neigung wie die morphologische Oberfläche nach NE ab. Hier treten Schiefer- und Crinoidenkalk-Einlagerungen in der karnischen Serie auf. Sie können an der Westseite nicht durchverfolgt werden. Die Achsen im ganzen Streifen streichen vorwiegend NW—SE.

Im Hochbirg liegt im Sockel eine stark gefaltete höherladinische Serie vor, die aber doch ein unten und oben erkennen läßt. Die Schichtfolge gibt Fig. 5 und 6 auf Taf. IX. Der NE-Teil ist durch einen von E her wirkenden Schub, wie die fast ausschließlich N—S verlaufenden Faltenachsen und die gegen W geneigten Faltenschlingen des Karn zeigen, über einen starren, keilförmigen Klotz des Oberkarn („Fleckendolomit“ nach W. Schmidt), der den SW-Teil des Bergstockes aufbaut, aufgeföhren (Taf. IX, Fig. 3 und 4). In der Tiefe hat ein aus dem Osten kommender Wettersteindolomitspan eine SE von Kote 2264 abgespaltene Partnachkalk-Dolomit-Partie abgequetscht. In Fortsetzung gegen N ist diese Antiklinale innerhalb der Partnachschichten am Nordende des Hochbirg zu erkennen, u. zw. dort, wo sich die Kalk-Ockerdolomit-Zone der basalen

Partnachschiechten am Fuß der Steilwand mitten im Verband dunkler Partnachdolomite nochmals wiederholt. Die gesamte Masse des Hochbirg ist an einer NW—SE ziehenden Verwerfung, die sich auch noch, durch einen Mylonitstreif markiert, im Wettersteindolomit weiterverfolgen läßt, von ihrer schmalen Fortsetzung im Schliererkar abgesetzt.

Die bunten, kalkreichen Partnachschiechten im Schliererkar liegen in einer SSW—NNE streichenden, nicht zu tief reichenden Mulde, die durch den Wettersteindolomit vom E her überschoben worden war. Eindrucksvoll und weithin verfolgbar ziehen die auffälligen ockergelb verwitternden Dolomite und blaugrauen Kalkbänke durch die tote Karstlandschaft des Wettersteindolomites. Sie fallen bemerkenswerterweise in der ganzen Längserstreckung mäßig bis steil gegen Westen, wo eigentlich das Ausheben der Mulde zu erwarten wäre. Die Erklärung hiezu liefert die den ganzen Westrand entlangziehende,  $35^\circ$  flach gegen E einfallende Durchscherungsfläche, an der unter Mylonitbildung der Ostflügel absank. Diese Fläche ist im mittleren Teil unmittelbar aufgeschlossen. Im Nordteil wird sie durch die Ausbildung einer S—N ziehenden Talung morphologisch wirksam und ist auch hier noch durch stellenweise 1—2 m mächtige gelbe Partnachdolomite markiert, die an der Störungsfläche aufgeschleppt worden sind. Im S zieht diese Störung, von starker Gesteinsklüftung begleitet, durch die Scharte zwischen Großem und Kleinem Mosermannl. An Stellen, wo das Ausheben der Mulde gegen W nicht durch den überlagernden Wettersteindolomit verdeckt ist, und sich nur in Form der Durchscherungsfläche äußert, kann auch das gegen E gerichtete Einfallen des sonst allgemein westfallenden Muldeninhaltes unmittelbar beobachtet werden, namentlich am Nordende, auch in der Mitte und am Südrand des Muldenzuges. Daß es sich um eine Mulde und nicht um normal auflagernde Partnachschiechten handelt, ersieht man schon aus der tieferen Lage der Partnachserie gegenüber dem im E aufragenden, flacher liegenden Wettersteindolomitschichtstoß, ferner an der unmittelbaren Überlagerung des Muldeninhaltes durch den ebenfalls in liegende Falten (Achse 110/10) gepreßten Wettersteindolomit, der im NW erhalten blieb. Auch ist die Mulde an der symmetrischen Anordnung des Schichtinhaltes mit den Ockerdolomiten an der Unter- und, zurückgefaltet, an der Obergrenze zu erkennen (Taf. IX, Fig. 8). Die Achsen der gesamten Mulde sind vorwiegend SSW—NNE orientiert, stellenweise tritt auch ein Achsenplan senkrecht darauf in Erscheinung. Der aus Partnachschiechten (?) bestehende Felskopf SW gegenüber vom Hochbirg am Nordende des Schliererkares ist in ähnlicher Weise wie der Hochbirg prächtig verfaltet. Zuzufolge der sich überlagernden Achsenrichtungen treten stark verzerrte Faltenstränge auf. Einzelheiten darüber werden im nächsten Abschnitt besprochen. An der Ostseite der Mulde erkennt man (Taf. VI) eine kleine Abquetschung des tieferen Muldeninhaltes N Kote 2302, von der Hauptmasse durch fossilführenden Diploporendolomit getrennt.

Ein recht ähnliches Bild bietet die in gleicher Hauptrichtung hinreichende Mulde aus Partnachschiechten im Graihorn—Graikopf-Zug. Fast N—S verläuft die Richtung des Faltenbaues. Die Gesamtmulde besteht hier aus zwei übereinanderliegenden Teilmulden, die durch die Wiederholung der basalen Kalke gut markiert sind. Am Südrand ist die Trennung durch eine schmale, von E kommende Wettersteindolomit-

antiklinale verdeutlicht. Durch das Ausheben der Mulde gegen S läßt sich dort deren Bauplan klar erkennen (Taf. IX, Fig. 7). Aber auch am Nordrand vom Graikopf ist der Faltenbau unschwer überblickbar. Der SE- und NW-Rand der Mulde wird streckenweise durch Bruchstörungen, bzw. Diskordanzflächen abgeschnitten (Taf. VI).

SW—NE gerichtete Achsenpläne erkennt man in den am Südrand des Gebirgsstockes den Gipfeln auflagernden Partnachsichten, besonders am Windischkopf und der W vorgelagerten Höhe 2528.

Die Basis der Pleislingdecke im N. Bereits an der Westseite des Unteren Gasthoftalkessels ist im Liegenden des Wettersteindolomites noch schwarzer Anis-Dolomit und -Kalk an der Basis der Pleislingdecke weithin verfolgbar, auch Rauhacke ist aufgeschlossen. Weiter nördlich, in der einzigen gut erschlossenen Rinne N der Stierwand, kommen noch tiefere Glieder, nämlich Quarzit und Quarzphyllit hervor. Hier zeigt sich bereits die erste, innere Komplikation, indem über dem Muschelkalk nochmals ein Rauhackeband erscheint. Westlich, jenseits des vom Hangschutt verhüllten Nordfußes des Neunerkogels erreicht der Quarzphyllit S ober der Vorderen Marbachalm Mächtigkeiten von 80 m. Die Fortsetzung dieser Zone gegen SW hin kennzeichnet ein Quarzitzug nahe dem Wandfuß. Im Liegenden davon sind noch SE der Hinteren Marbachalm Anteile der Lantschfelddecke zu erkennen, deren Wettersteindolomit die Wände bei Kote 1463 formt, an deren Basis noch Züge von Quarzit, Phyllit und darunter Muschelkalk freiliegen (Taf. VII, Fig. 3). Die Grenzziehung zwischen Pleislingdecke und Lantschfelddecke ist hier problematisch. Die Zuordnung der höheren Verfaltungszonen aus Anis und Unterladin über dem Phyllit-Quarzit-Zug zur Pleislingdecke ergibt sich auf Grund des Zusammenhanges dieser Zonen mit den im Neukar erschlossenen basalen Antiklinalen der Pleislingdecke, ferner aus dem regelmäßigen Wechsel von aufrechten und verkehrten Serien, abgesehen vom Inhalt der tiefsten, reduzierten Falte (Taf. IX, Fig. 9), bei der möglicherweise schon die Pleislingdecke endet. Dann würde der Quarzphyllit-Quarzit-Zug die Basis der Lantschfelddecke bilden. Die Wandflucht des Graihorns (Taf. IX, Fig. 10) gewährt Einblick in den sich gegen W hin weiter ausgestaltenden Faltenbau der basalen Teile der Pleislingdecke. Im wesentlichen sind hier drei Muschelkalkantiklinalen übereinander aufgeschlossen, von denen die obere stets gut getrennt erscheint, die unteren stellenweise, besonders im E durch Zurückbleiben der Wettersteindolomitzwischenschaltung verschmelzen oder unregelmäßig zerschlitzt sind (Taf. VI). Die tiefste Antiklinale ist im E durch den Kern aus Rauhacke und stark verfaltetem, kalkfreiem, unteranischem Tonschiefer charakterisiert. Sie verschmilzt an ihrem, am weitesten im N aufgeschlossenen Ende mit der dort ebenfalls Rauhacke führenden mittleren Antiklinale. Das Rauhacke- und Anischiefer-Band geben einen guten Leithorizont zur Orientierung in dem durch zwei Haupt- und mehrere kleinere Brüche durchsetzten, stark zerfurchten, unübersichtlichen Terrain. Die Schiefer wurden an den Brüchen weit mitgeschleppt und verschmiert. Das Kulissenprofil entlang der NW—SE streichenden Bruchzone, die den Gaiskopf vom Gebiet S davon abgesetzt hat, zeigt auch die Verstellung, die hier ein Ausmaß von 50 m erreicht (Taf. IX, Fig. 9). Als Basis der Pleislingdecke ist die vorher erwähnte, im NE mächtige Phyllitzone zu betrachten, dann das Quarzitband SW

davon, dessen Fortsetzung etwa im „Karl“ unter dem Schutt bei Kote 1516 vermutet werden kann. Hierüber wird erst die Kartierung des NW anschließenden Raumes Sicherheit bringen. Der Faltenbau der Pleislingdecke ist namentlich in seiner westlichen streichenden Fortsetzung im Neunerkar klar zu erkennen, wo im Kern der Falten häufig alle Horizonte bis zum Skythquarzit zutage kommen. W. Schmidt, der die höheren Kalk- und Dolomit(schiefer)-Züge in der Graihornwand als Raibler Schichten angesehen hatte, die mit der Raibler Serie des Faulkogels in Zusammenhang stehen sollten, kam so zur Auffassung eines Schuppenbaues im tieferen Anteil der Pleislingdecke. W. Reihnsner hingegen hielt den überwiegenden Teil dieser Bänder für Muschelkalk und hatte den Faltenbau erkannt.

5) Die Depressionszone Neunerkar—Windischscharte—Zaunerkar. Der Stil der Tektonik der untersuchten Berggruppe kommt am besten in dieser Region zum Ausdruck, die von W. Schmidt und W. Reihnsner mangels gesicherter stratigraphischer Grundlagen in widersprechender Art gedeutet worden war. Überblick über die Tektonik dieser Zone zwischen Fischerhütte und Neukar gibt Fig. 5, Taf. VII. Auf der Südseite sind im Zaunerkar vier über dem basalen (?) Quarzit liegende Quarzitantiklinalen zu erkennen. Fünf Hauptantiklinalen mit weiteren Zerschaltungen an den Stirnen erkennt man auf der Nordabdachung zwischen Windischscharte und Neukar. Beim Aufstieg von der Ursprungalm zum Neukarsee und weiter zur Windischscharte überquert man immer höhere Antiklinalen (Taf. VI). Im einzelnen kann man von N kommend beobachten: Als Basis der Pleislingdecke kann der Muschelkalkzug im „Karl“ ober der Ursprungalm angesehen werden. Die 1. und 2. Antiklinale liegt noch in den Wänden in der Westfortsetzung der Graihornwand, die höhere Antiklinale bildet das Plateau mit den Knappenlöchern. Die 3. Antiklinale, in der bereits Skythquarzit NE und S vom See emporkommt, quert beim Neukarsee breit den höheren Karboden. Trotz der starken Ausdünnung sind die meisten Horizonte der tieferen Trias in den Antiklinalen enthalten (Taf. IX, Fig. 15). An der Basis dieser Antikline sieht man weitere Digitationen, zwei kleine Teilantiklinalen spießen dort in den diploporenbelegten Wettersteindolomit. Beiderseits S vom Neukarsee wird der Muldenschluß des diploporenreichen Wettersteindolomites in den Wänden aufgeschlossen. Er trennt eine 4., höhere, quarzitreiche Antiklinale ab. Prächtig sind deren nordgetriebene Muschelkalkfalten SW oberm See zu sehen (Taf. IX, Fig. 12). Die östliche Fortsetzung davon, in der auch noch Quarzit im Kern der digitierenden Antiklinale hervortritt, ist im Felskopf E gegenüber aufgeschlossen (Taf. IX, Fig. 11). Die 4. Antiklinale taucht weiter südlich nochmals im oberen Neukar an zwei SSW—NNE gerichteten, langgestreckten Aufwölbungen empor, nämlich SE Kote 2219 und W Kote 2292. Die Kalke W Kote 2219 hingegen gehören bereits einer Einmuldung der Partnachsichten an, die auch die aus dem Blockschutt ragenden Rundhöcker in und um die Windischscharte bilden (Taf. VI). Die oberste, steil, stellenweise saiger bis überkippt aufgepreßte, 5. Antiklinale steigt E der Windischscharte in den Wänden unter Kote 2457 hoch und teilt sich in drei Lappen (Taf. IX, Fig. 18 a). Die Richtung der Anlage mit SSW—NNE streichenden Achsen kommt in dieser Antiklinale, ebenso aber auch im Faltenachsenverlauf der nächsttieferen Antiklinalen klar zum Ausdruck. W. Schmidt hatte die Antiklinale E der Windisch-

scharte mit den karnischen Schichten am Windischkopf in Verbindung gebracht und erhielt so eine nach W sehende Stirn, die aber nicht existiert. Die beiden W—E orientierten Profile knapp südlich der Windischscharte (Taf. IX, Fig. 18) zeigen die äußerst komplizierten Verfaltungen von den aus ESE kommenden Antiklinalen mit Quarzit und Muschelkalk und den an der Basis des Faulkogels abgemuldeten Partnachschiechten.

Im Faulkogel liegt eine sich über diesem Faltenhaufen normal aufbauende Schichtfolge der Partnachschiechten, der karnischen Serie und des mächtigen Hauptdolomites vor (Taf. IX, Fig. 14). Die Partnachschiechten und das Karn bilden in ihrer Gesamtheit ein normales aufrechtes Profil (Taf. IX, Fig. 13), in dem bestimmte Partien tektonisch angeschopt sind. Die Obergrenze des Karn verläuft im gegebenen Profil konkondant mit dem Hauptdolomit, im nächsten Pfeiler SW davon fällt die diskordante Lagerung schon von weitem auf. Das schmale karnische Band weiter oberhalb mitten im Hauptdolomit stellt eine tektonische Einschaltung dar, wie die lokalen Lagerungsdiskordanzen zeigen.

Im Zaunerkar S der Windischscharte kommt der Faltenbau auf der S-Seite des Gebirgsstockes wieder an die Oberfläche. Da wir uns hier bereits nahe dem Wurzelgebiet der Falten befinden, tritt der Quarzit beherrschend hervor. Durch eine zusätzliche Aufwölbung der gesamten liegenden Faltenzone kommen an der Ostseite des Zaunerkar die tieferen Muschelkalkmulden fensterartig an die Oberfläche. Am Südrand tauchen die Mulden steil gegen S ab. Das Gefälle gegen N und E ist mäßig (Taf. IX, Fig. 16). Der Schichtinhalt der Muschelkalkmulden ist oft noch reich und läßt aufrechte und verkehrte Serien erkennen. Ton- und Kalkschiefer der Muschelkalkbasis begleiten die Quarzitkerne oft im Liegenden und Hangenden. Im Hangenden (NE vom Zaunersee) und Liegenden (Kote 2283 NW vom Gruberkar) der drithöchsten Quarzitantiklinale über dem zutiefst auftauchendem Quarzit erreicht die Rauhewacke größere Mächtigkeit.

6) Die Südabfälle der Mosermannl-Gruppe. Mit den Südabfällen des untersuchten Gebirgsstockes war die Grenze zum Arbeitsgebiet von Prof. Dr. E. Clar erreicht. Was zur unmittelbaren Klärung der Innenstruktur der Mosermannl-Gruppe notwendig ist, wird im folgenden ausgeführt. Die Frage der Zuordnung der tektonisch tieferen Einheiten, die unter der Pleislingdecke am Südrand zum Vorschein kommen, haben W. Schmidt und W. Reihnsner in etwas abweichender Weise zu lösen versucht. Endgültige Klärung wird erst nach abgeschlossener Kartierung des anschließenden Gebietes möglich sein. W. Schmidt hatte am Südabfall von oben gegen unten die Pleisling-, Lantschfeld- und Moserkardecke unterschieden.

Verschiedene Merkmale waren zur Charakterisierung der einzelnen Decken herangezogen worden. Namentlich über die Bedeutung des zwischengeschalteten Quarzphyllites und Altkristallin hatte man kritische Betrachtungen angestellt. Der reiche Faltenbau der basalen Zone der Pleislingdecke, welcher an der Nordseite des Gebirges sichtbar ist, gäbe zunächst Anlaß dazu, diese liegenden Falten mit jenen in den Südabfällen des Gebirgsstockes aufgeschlossenen Faltenlamellen in Verbindung zu bringen. Verfolgt man aber, von E kommend, die Grenze Pleislingdecke—Lantschfelddecke an der Südseite der Permuth, so erkennt man das unerwartet schnelle Ausdünnen des Wettersteindolomites in der Lantschfelddecke, die gegen W



rasch in eine Lamellenzone übergeht. Die Grenze Lantschfelddecke—Pleislingdecke ist ringsum im Gebiet Windsfeld und Umgebung nirgends durch Quarzphyllit- und Diaphthoriteinschaltungen markiert. Diese und mächtige Rauhacken treten hier erst im Liegenden der Lantschfelddecke auf. Diese Rauhacke-Phyllit-Zone kann man vom Südfuß der Permuther Großwand über die aus dem Schuttfächer S der Rieselwand ragenden Felsen, dann durch die untersten Felspartien der Permuth-Südseite und der Basis der Rettenwand weiter gegen W zu verfolgen (Taf. X, Fig. 4). Mächtige Altkristallin- und Quarzphyllitonen setzen über das Schafkarl (Taf. X, Fig. 3) gegen WSW fort und sind anstehend wieder im NW des Urbakar in 2100 *m* Höhe zu finden (Taf. X, Fig. 2). Das Altkristallin tritt im SE-Ausläufer des Kleinen Mosermann in 2220 *m* Höhe wieder auf (Taf. X, Fig. 1) und zieht von dort über die Aufragung im Hintergrund des Moserkares hinüber in den diaphthoritisierten Schieferzug in 2180 *m* Höhe auf der Ostseite des „Karriedels“. Allerdings sind die Aufschlüsse derart, daß der Zusammenhang der eben beschriebenen Zone streckenweise weithin schuttverhüllt ist, sodaß dieser nicht unmittelbar erwiesen werden kann.

Als Bauplan des Südabfalles gilt: Die verschieden weit gegen N reichende Verfaltung an der Basis der Pleislingdecke spielt sich ausschließlich im Quarzit und Muschelkalk, nicht in jüngeren Schichtgliedern ab — abgesehen von den beiden lokaleren Wettersteindolomitmulden E der Schliererscharte. Der Diploporendolomit wird in diesen, zum Teil sogar von S bis N unterm Gebirgsstock durchreichenden Falten (Aufschlüsse im Unteren Gasthof-Kessel!) nicht mehr bis zur Südseite eingemuldet. Im W enthält dieser Faltenbau zahlreiche, im Mittelabschnitt allgemein zwei Antiklinalen mit Quarzit im Kern. Im E, östlich der Rettenwand, durchsetzt eine durchgehende Quarzitlamelle den Muschelkalk.

Die darunterfolgende Lantschfelddecke, deren Untergrenze im S durch den oben beschriebenen Zug von Quarzphyllit und Diaphthorit markiert wird, läßt häufig eine zweifache, stellenweise auch eine mehrfache Untergliederung durch Faltenbildungen erkennen. In der Rettenwand sind auch noch Partnachsichten am Oberrand der Lantschfelddecke erhalten geblieben (Taf. X, Fig. 4). In noch tieferer tektonischer Position treten unvollkommene Serien auf, von denen der Wettersteindolomit die Felsschrofen oberhalb der Kößlerhiasalm, im Urbakar, am Beginn des Kammes oberm Schöpfung und im tieferen Teil des „Karriedels“ NW der Jakoberalm bildet. Der Wettersteindolomit wird in dieser Position häufig in einzelne klotzförmige Stöcke zerrissen, sodaß die im Quarzphyllit steckenden Dolomitschollen sich „perlschnurartig“ aneinanderreihen, wie W. Schmidt trefflich bemerkte.

Von W gegen E zeigt der Südabfall folgende Strukturen: An der Ostseite des Gruberkares ist im Westabfall des „Karriedels“ eine gewölbeförmige Aufragung der liegenden Falten angeschnitten (Taf. IX, Fig. 21). Über einer tieferen Serie mit Rauhacke an der Basis folgen zwei durch Quarzit und Quarzphyllit charakterisierte Antiklinalen. Die höhere der beiden digitiert und nimmt eine schmale, stark verfaltete Muschelkalkmulde in sich auf. Hier, an der Südbasis des Mosermann zeichnet sich eine steil bis saiger auf- und absteigende Tektonik ab. Ähnliche saiger stehende

Verfaltungen zwischen Quarzit und Muschelkalk sind auch N Kote 1996 im Esserriedel zu beobachten.

Die eigenartige Tektonik, die im SE-Kamm des Kleinen Mosermannl erschlossen ist, verdient besondere Beachtung (Taf. IX, Fig. 19, 20). Vom Gipfel gegen SE zieht, im höheren Teil durch eine kleine Wettersteindolomit-Antiklinale gegliedert, die hier ziemlich kalkreiche Serie aus Partnachschiechten abwärts und durchbricht oberhalb der Scharte in 2350 m den Wettersteindolomit im Liegenden bis auf den Muschelkalk. Der Muschelkalk selbst ist in zwei, durch Schieferkerne charakterisierten Antiklinalen nach NW gepreßt worden, von denen die höhere in der Wand zur Gänze aufgeschlossen ist. Die Antiklinalen weisen SW—NE streichende Faltenachsen auf. Der Muschelkalk hatte das Ende der Partnachschiechten noch erfaßt und ein Stück gegen NW mitgeschleppt, sodaß hier das Ende der Mulde sekundär gegen N geschlossen erscheint. Die Quarzitkerne, die in den beiden im Muschelkalk aufgepreßten Antiklinalen nicht mehr erscheinen, sind aber in der südöstlichen Fortsetzung der Zone in den Wänden unter Kote 2338 bereits durchgehend verfolgbar (Taf. VII, Fig. 4; Taf. X, Fig. 1).

Im Nordrahmen des Großkessels wirken auch Anteile der Lantschfelddecke in nicht unbedeutendem Umfang beim Aufbau des Sockels mit. Hoch liegt ihre Obergrenze in den Wänden unter der Schliererscharte und Rettenwand (Taf. X, Fig. 2). W der Rettenwand ist der Muschelkalk der Pleislingdecke durch zwei, E davon durch eine Quarzitantiklinale untergegliedert. Daß in den Rettenwand-Südabfällen tatsächlich bereits in etwa 2230 m die Oberkante der Lantschfelddecke liegt, erweisen die hier streckenweise austretenden Partnachschiechten, die als hangendstes Glied dieser Decke auch am Nordrand unter der auflagernden Muschelkalkplatte in den Katzenlöchern N Kote 2202 wieder erscheinen. Erst die höheren, im Muschelkalk eingefalteten Wettersteindolomitpartien des Kammes bei Kote 2311 E der Schliererscharte sind Mulden innerhalb der Pleislingdecke.

### Die Phasen der Gebirgsbildung

Die Phasen des Faltenbaues. Zwei Hauptrichtungen der Faltenanordnung beherrschen den Groß- und Kleinbau des Gebirgsstockes. Von der Pleisling-Gruppe her setzt sich die W—E streichende Richtung des Faltenbaues leicht WNW schwenkend über die Senke des Windfeldes in prägnanter Form in die tieferen Bauteile der untersuchten Gebirgsgruppe fort (Abb. 1). Alle großen Einmuldungen der Partnachschiechten verlaufen in der Lantschfelddecke in augenfälliger Weise in WNW—ESE-Anordnung. Gleiche Richtung weist der überwiegende Teil der Faltenachsen und Linearen im Quarzit und Muschelkalk in den tieferen Bauteilen am Nordrand der Mosermannl-Gruppe auf. In den höheren, besonders südlichen und westlichen Partien der Pleislingdecke im untersuchten Gebiet zeichnet sich ein neues Element ab, nämlich ein SSW—NNE gerichteter Verlauf des Faltenbaues. Besonders auffällig wird dieser Gegensatz, wo fensterartig tiefere Bauteile (Lantschfelddecke) von höheren umrahmt an die Oberfläche gelangen, wie z. B. im Gebiet der Abendweide S des Unteren Gasthofkessels. Der letztgenannten SSW—NNE-Richtung folgen ebenfalls bedeutende Strukturen, u. zw. nicht nur die noch weit überschobenen Falten

in den Partnachschichten der Hochfläche (Tischbühel, Schliererkar, Graikopf usw.), sondern auch Antiklinalen in den tieferen Zonen der Pleislingdecke sind in diesem Sinne orientiert, wie z. B. jene des Frauenkars oder der Windischscharte und des Neukars. Es erscheint die Frage, ob die beiden Verformungspläne einer einzigen Phase oder zwei aufeinanderfolgenden Faltungsakten ihre Entstehung verdanken. An den unmittelbar aufgeschlossenen Mulden und Antiklinalen erkennt man, daß die WNW—ESE orientierten Falten auf eine von SSW kommende Bewegung, die SSW—NNE orientierten auf eine von ESE angreifende Kraft zurückgeführt werden müssen. Daß der letztgenannte, aus E (SE) stammende Schub einer getrennten, folgenden Phase angehört, zeigen die unmittelbar beobachtbaren Überlagerungen und Vergitterungen der beiden Achsensysteme an, wobei die älteren W—E-Falten von der jüngeren Faltung mitgenommen wurden. Ferner können beide angeführten, rechtwinkelig zueinander stehenden Achsenrichtungen im gesamten Bereich stets auch getrennt voneinander beobachtet werden. Dies besagt ebenfalls, daß kein Übergang, kein regionales Einschwenken einer Achsenrichtung in die andere vorhanden ist. Im Einzelbereich natürlich trifft man wiederholt völlig verbogene, aus der einen in die andere Richtung abgelenkte Faltenzüge. Dabei handelt es sich also nicht um regionales Einschwenken sondern um lokales Einschleppen von Faltensträngen. Zur altersmäßigen Einstufung der beiden Phasen kann nur gesagt werden, daß sie in knapper Folge hintereinander noch unter gleichen Bedingungen und unter ähnlicher Überlagerung stattgefunden haben müssen, da auch noch in der jüngeren Phase das Material in gleicher Weise verformt und in liegende Falten gepreßt wurde wie während der Hauptphase — nur in geringerem Ausmaß. Auch die jüngere Phase kann also kaum mit der Entstehung der Tauernkulmination in Zusammenhang gebracht werden.

Zum Faltenverlauf in einigen Einzelbereichen seien noch Beispiele angeführt. Auf Beigabe von Achsendiagrammen kann verzichtet werden, da die zahlreichen Messungen sehr klare, einfach ausdrückbare Ergebnisse erzielten. Prächtige Faltenbilder innerhalb der höherladinisch-karnischen Schichten geben die Ansichten des Hochbirg von NW und SE. Hier hat die Einpressung eines oberkarnischen Dolomitklotzes in die gut geschichtete tiefere karnische Serie im SW-Teil des Berges westvergente, überschlagene Falten erzeugt. Daneben bewirkte auch die aus E kommende Wettersteindolomit-Antiklinale am Ostfuß des Hochbirg die relativ einheitlich N—S bis NNW—SSE ausgerichteten Faltenachsen. Hier sind also nur mehr die durch die jüngere Bewegungsphase erzeugten Strukturen kenntlich, sogar eine aus E zu N wirkende Bewegung kann abgelesen werden. E—W-Faltenachsen treten total zurück. Fast das gleiche gilt für die Kuppe aus Partnachschichten, die dem Hochbirg im SW, jenseits eines Bruches vorgeklagert ist. Die gut geschichteten Dolomite sind eng verfaltete, die flach gegen SSE abtauchenden Achsen dominieren, keine Achsen senkrecht dazu sind mehr erhalten geblieben. Der Schub von Osten hat die heutigen Strukturen geprägt.

Während im N und in der Mitte des Schliererkars noch die NE—SW-Achsen fast allein herrschen und sogar der dickbankige Wettersteindolomit in liegende Falten mit solcher Achsenrichtung gepreßt wurde, nimmt hier gegen S rasch die alte WNW—ESE-Achsenrichtung an Bedeutung

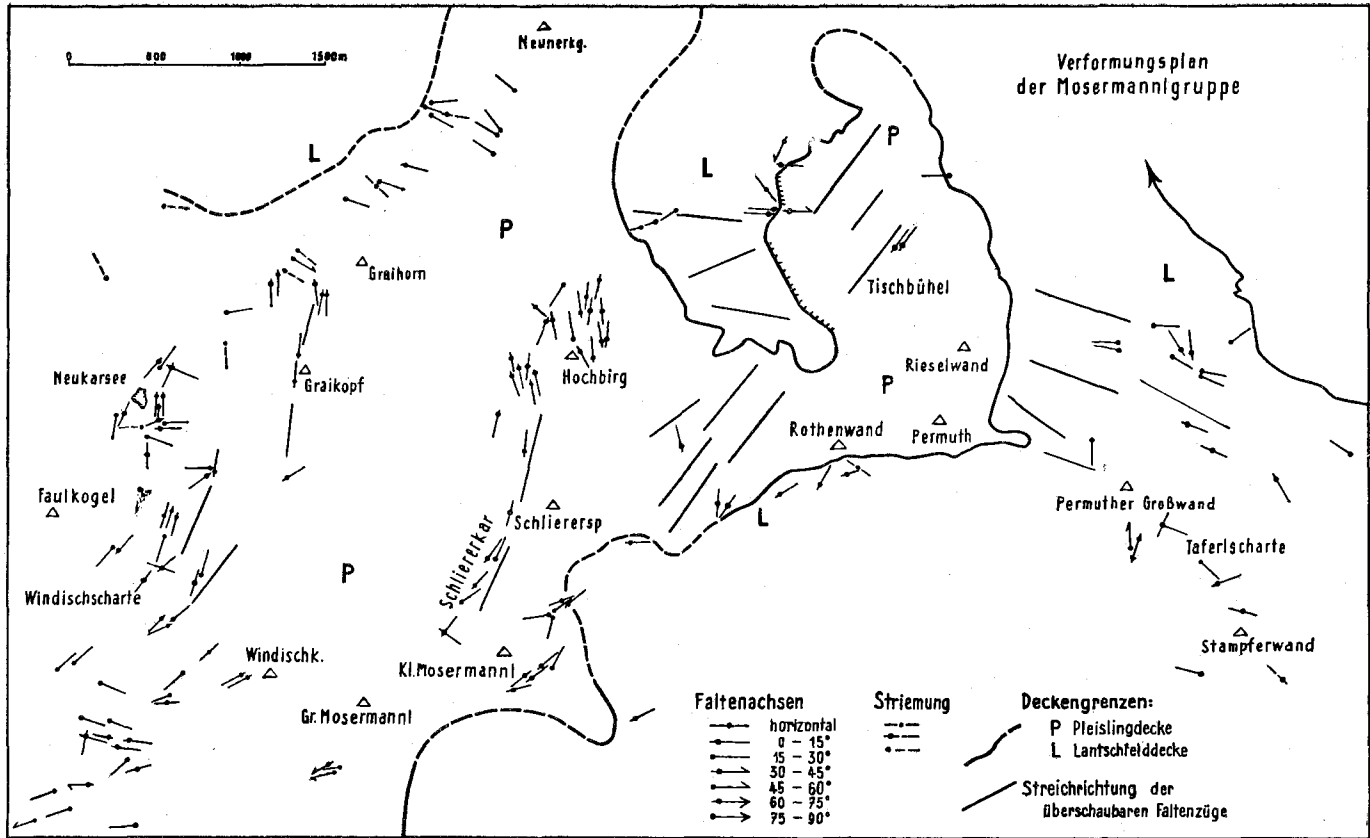


Abb. 1: Faltenachsenplan der Mosermanngruppe.

zu, sodaß in den Partnachsichten des stark verfalteten Felskopfes 250 *m* NE der Scharte zwischen den Mosermannln beide Richtungen im gleichen Maß vertreten sind und durch gleich starke Faltenstränge repräsentiert werden. Die WNW—ESE-Falten sind hier stets stark verzerrt.

Im Zaunerkar treten in den Verfaltungen von Quarzit und Muschelkalk am Rücken zwischen Zaunerlacke und Heinzel die gegen E abtauchenden Achsen generell stärker hervor. Der jüngere Schub erzeugte die gegen SSW eintauchenden Falten. Hier konnte an einigen SSW—NNE verlaufenden, von der jüngeren Faltung undeutlich verformten und mitgenommenen Faltenzügen deren Zuordnung zur älteren Phase unmittelbar abgelesen werden.

Die intensiven Verfaltungen im Muschelkalk und in den Partnachsichten in den Südwänden und im SE-Grat des Kleinen Mosermannls haben besonders erst durch die jüngere Phase ihre Prägung erfahren. Alle Groß- und Kleinstrukturelemente zeigen SW—NE gerichtetes Streichen. Alle an der Basis des SE-Kammes an beiden Seiten austretenden Faltenachsen fallen bergwärts in der angegebenen Richtung. Der saiger gegen unten gerichtete Durchbruch der Partnachsichten durch den Wettersteindolomit und das Mitschleppen der Mulde an den aufdringenden Antiklinalen des Muschelkalkes ist SW—NE orientiert und somit in der jüngeren Phase geformt worden. Die reine W—E-Achsenrichtung ist auch in der Kleinfaltung fast völlig überwältigt.

Überlagerungen der beiden Hauptachsenrichtungen sind weiter im E am Südrand der Berggruppe erhalten. Der höherladinische Dolomitschiefer 250 *m* NW der Tafelscharte zeigt eine großwellige Faltung mit Achsen  $210^{\circ}/00^{\circ}$ . Die von ihr mitgenommene Kleinfaltung in Richtung  $110^{\circ}/30^{\circ}$  erweist sich hier unmittelbar als das ältere Element.

Bruchtektonik. Eine wesentlich kräftigere junge Bruchtektonik als in der Pleisling-Gruppe hat noch bei der Formung des Gebirgskörpers der Mosermannl-Gruppe mitgewirkt. Zwei Hauptrichtungen zeichnen sich in der Bruchanordnung ab, zwei Typen der Verwerfungen treten nebeneinander auf. Die Hauptform der Verstellungen ist die Absetzung eines Flügels an relativ gerade verlaufenden Bruchlinien mit Sprunghöhen bis zu 40 *m* und mehr. Der andere Typus wird durch die gegen E aufsteigende, N—S ziehende Durchsheerungsfläche NW vom Tischbühelgipfel repräsentiert, an der der Westflügel gegen Osten und aufwärts gepreßt wurde und ein Stück auf der Tischbühelscholle aufgeritten ist, sodaß an dieser Linie die NW fallenden Partnachsichten des Gipfelplateaus unter den Wettersteindolomit des W untertauchen. Auch die Versenkung der Schliererkarmulde entlang einer dem Westrand folgenden Störungslinie ist keine ausschließliche Bruchverstellung, sondern sie ist noch mit der Aufschleppung eines Teiles des randnahen Schichtinhaltes am Westrand der Mulde verbunden.

Der größere Teil der Brüche verläuft quer zum allgemeinen Faltenstreichen. Hierher gehören die die Pleislingdecke und ihre Unterlage namentlich im NE durchsetzenden NW—SE ziehenden, oft weithin verfolgbaren messerscharfen Brüche. An ihnen ist häufig, aber nicht immer, der NE-Flügel in die Tiefe gesunken. Beispiele hiefür liefern die markant morphologisch wirksamen Brüche ober der Abendweide an der SE-Seite des Unteren Gasthofkessels, denen die zerrissene, aus einer Reihe von Bastionen

aus flach liegenden Partnachschiechten bestehende Landschaft ihre Entstehung verdankt. Der südlichste und längste, prächtig aufgeschlossene Verwurf ist zugleich ein Stück Ostgrenze der hier halbfensterartig hervortretenden Lantschfelddecke. In gleicher Weise wurde die Wandflucht in der NE-Fortsetzung des Graihorns in eine, von tiefen Rinnen durchfurchte Kulissenserie aufgelöst. Durchgehend läßt sich der Bruch, der die Platte von Partnachschiechten des Gaiskopfes im S gegen Wettersteindolomit absetzt, bis ins Marbachtal verfolgen. An dem 250 m weiter S folgenden parallelen Bruch sind starke Verschleppungen der Muschelkalkschiefer zu beobachten, die übrigens auch beim vorher erwähnten Bruch in Erscheinung treten. Prächtig ist auch die Absetzung des Hochbirg an einer NW—SE streichenden Bruchlinie im S sichtbar.

Die Bruchlinien, die der zweiten Hauptrichtung folgen, zeichnen mit ihrem N—S-Verlauf die Streichrichtung des Faltenbaues in den höheren Partien der Pleislingdecke nach. Eine so verlaufende Durchschersungsfläche begrenzt die an Querbrüchen vielfach gestörte Mulde von Partnachschiechten im Schliererkar im W. Die Störung zieht über die Moserkscharte gegen S. Sie bewirkte die starke Zerklüftung des Wettersteindolomites, der die Scharte ihre Entstehung verdankt. Auch in der Graikopfmulde folgen die West- und Ostgrenzen stellenweise Verwerfungen. Die innerhalb der einheitlichen Diploporendolomitmasse des Oberen Gasthofkares verlaufenden Störungen, wie jene E Kote 2217 fallen nur durch die morphologische Herausmodellierung auf. Über die Windischscharte verläuft keine Bruchstörung. Nur die starke Zerschlitung der Wettersteindolomit-Platte durch die steil aufdringenden Antiklinalen und die Einmündung der kalkreichen basalen Partnachschiechten waren hier für die Anlage einer Scharte ausschlaggebend.

Bergzerreißen. Eine Zone starker Gesteinszerklüftung, in deren Gefolge Bergzerreißen in den angrenzenden Bergflanken auftraten, leitet vom obersten Pleislingtal übers Windsfeld zum Lantschfeld hinüber. Möglicherweise blieb hier die Vertikalbewegung, die zur Aufwölbung dieser Zone führte, bis in die Gegenwart in vermindertem Ausmaß wirksam. Trotzdem sind keine größeren Brüche in dieser Aufwölbungszone kenntlich. Die starke Zerklüftung bildete die Grundlage für die hier so tief eingreifende eiszeitliche Verwitterung. Unter- und oberladinischer Dolomit sind am Windsfeld bis in Tiefen von Zehnern von Metern in kleinbröckeligen Grus verwandelt, wie man an den Südabfällen zum Lantschfeld hin erkennen kann.

Das prächtigste Beispiel für eine Bergzerreißen großen Stiles bietet die Stampferwand, deren gesamter Ostteil an einer dem Bergkamm parallelen Linie absank, sodaß die bezeichnende Form eines Doppelkammes entstand. Im N löste ein weiteres Absetzen an einer parallelen, tiefer gelegenen Abrißfläche noch stärker den inneren Verband des Gesteins, sodaß der gesamte Nordhang bis zum Bergfuß aus einer wilden Trümmerhalde besteht. Bergzerreißen zerrütteten auch die Westflanke des Höllkogelsockels. Dort ist unterhalb vom Weg zum Windsfeld eine 20 m breite oberste Staffel an einer über 100 m langen, frischen Abrißfläche 10 m tief abgesenkt worden. Wohl blieb das Gestein dieser ersten Staffel hier noch im Verband erhalten, aber die Oberfläche ist von Spalten und Rissen durchfurcht. Wiederum haben die tieferen Absetzungen die mittleren Hang-

partien in ein Haufwerk von Wettersteindolomitblöcken verwandelt. An dem noch in innerem Zusammenhang stehenden Muschelkalk-Quarzitzug des tieferen Hangabschnittes erkennt man bereits einen Verstellungsbetrag von etwa 70 m.

Bereits vor der letzten Hauptvergletscherung gingen im oberen Pleislingtal Bergstürze nieder, wie die Blockmassen bezeugen, die den Talboden ober der Unteren Pleislingalm bis zur Kote 1642 überziehen. Sie werden von den großen Endmoränen im Gebiet der Unterpleislingalm bereits überlagert.

Ausschließlich strukturbedingte Bergzerreißen, die z. B. an Wandaufbauten über plastischer Unterlage geknüpft sind, stellen keine Seltenheit dar. Beispiele hiefür liefern der in sich (besonders im S) verstürzte Gipfelaufbau des Neunerkogels, wo Karndolomit über Tonschiefer ruht, oder der gigantische Wandabsturz des Graihornzuges, bei dem an zwei Stellen ein randlicher Streif der alten Landoberfläche tiefer geschaltet wurde.

### Strukturböden

Ein paar Bemerkungen seien am Rande zu diesem Phänomen gestattet. Für die Bildung der Strukturböden bieten die ausgedehnten Hochflächen des Gebirgsstockes, auf denen alljährlich lange Zeit hindurch nivales Klima herrscht, ideale Bedingungen. Im Oberen Gasthofkar und am Windsfeld bewirkt die stete Wiederholung der Bodenfröste eine Klassierung des Hangschuttes, die bestimmte Gesetzmäßigkeiten in der Materialanordnung erkennen läßt. Folgende Typen von Strukturböden können unterschieden werden:

1) **Steinstreifen:** Auf mäßig geneigten Flächen erfolgt eine streifenförmige, schräg abwärts verlaufende Anordnung von Grob- und Feinmaterial im Abstand von einigen Dezimetern. Die Strukturen fallen gelegentlich durch den lang hinziehenden Rasenbewuchs des Feinmaterials schon von weitem auf.

2) **Flächenmäßige Hochkantstellung:** Im Oberen Gasthofkar konnte im einheitlichen großstückigen Schutt flächenmäßiges Hochkantstellen der Bestandteile beobachtet werden.

3) **Steingirlanden und -zungen:** Als häufige und auffällige Form des durch Solifluktion abwärts bewegten Schuttes auf steileren Hängen trifft man die Schutzzungen, bzw. bewachsenen „Rasenzungen“ an. Sie bedecken namentlich im Quarzit-, Quarzphyllit-, auch im Rauhwacke-Terrain große Flächen der Gehänge. Die Zungen besitzen Längenausmaße von einigen Metern bis Dekametern, etliche Meter Breite und bei größeren Formen meist einen, maximal zwei Meter (NW vom Gruberkar beim Windischkopf) Mächtigkeit. Das Material in den hangabwärts sich zungenförmig verschmälernden Schuttkörpern ist gut klassiert. Das größte Material kommt außen, besonders am Stirnrand, zu liegen. Plattiger Schutt wird hochkant aufgestellt und tangential angeordnet. Zusammenhängende Flächen werden von solchen Schutzzungen an den Hängen in der NW-Ecke des Gruberkars, am Ostfuß des Kleinen Mosermannl, an der Westseite der Stampferwand und, in idealer Ausbildung, an der SW-Seite des Kesselkogels oberm Windsfeld eingenommen.

4) Steinarkaden: Diese Art der Bogenstruktur kann sich an der Knickstelle vom flacheren Hang zum steileren entwickeln. An der Südkante der Hochfläche des Windischkopfes entstanden arkadenförmige Bogen in der Hangschutt-Anordnung, bei denen der Innenraum von grobem Material, die Bogen und das gegen ober folgende Areal von feinem Material eingenommen werden. Man erkennt, daß das Feinmaterial sich bei Gefällsverteilung als schneller fließendes Medium mit Spitzen in den gröberen Schutt einschiebt.

5) Steinringe: Auch Steinringe in allerdings sehr verschwommener Ausbildung trifft man hin und wieder auf lokalen Verflachungen im Oberen Gasthofkar und auf der Hochfläche W vom Windischkopf an. Sie erreichen einen bis wenige Meter Durchmesser. Das Material ist schlecht klassiert. Meist fehlen hier die zu ihrer Ausbildung nötigen, völlig ebenen Flächen.

6) Der „Sturzackerboden“ ist eine typische Bodenform, die bei Verwitterung der Rauhwanke unter nivalen Klimabedingungen entsteht. Die durch stetig wiederholtes Auffrieren entstandene großhöckerige Oberfläche ist im allgemeinen von Seggen und Gräsern bewachsen und verfestigt. Am Windsfeld nimmt diese Bodenstruktur weite Flächen ein.

### Literatur

Becke F. & V. Uhlig: Erster Bericht über petrogr. u. geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 115, Wien 1906, 1695—1739.

Blattmann S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. — Jb. Geol. B. A. 87, Wien 1937, 207—233.

Clar E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 146, Wien 1937, 249—316.

Clar E.: Vom Baustil der Radstädter Tauern. — Mitt. Alpenländ. Geol. Ver., 32, 1939, Wien 1940, 125—138.

Clar E.: Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern (Zederhaustal). Verh. Geol. B. A. 1957, Wien 1957, 15—16.

Exner Ch.: Erläuterung zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. Wien 1957.

Frech F.: Geologie der Radstädter Tauern. — Geol. Pal. Abh. v. E. Koken, Neue Folge, 5, H. 1, Jena 1901, 1—66. Mit Karte 1:75.000.

Hofbauer R.: Der stratigraphische und tektonische Aufbau der Pleislinggruppe in den Radstädter Tauern. — Diss. Univ. Wien 1949. Mit Karte 1:25.000.

Kober L.: Radstädter Tauern. Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. — Geol. Rundsch. 3, Leipzig 1912, 524—528.

Kober L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 98, Wien 1922, 201—242. Mit tekton. Karte 1:200.000.

Kober L.: Die Radstädter Tauern. In: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., Wien 1955, 282—288.

Medwenitsch W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern. .. Verh. Geol. B. A. 1956, Wien 1956, 65—69.

Medwenitsch W.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B. A. 1957, Wien 1957, 39—41.

Reihnsner W.: Stratigraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1950. Mit Karte 1:25.000.

Schmidt W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 99, Wien 1924, 309—339. Mit Karte 1:75.000.



Stini J.: Zur technisch-geologischen Kenntnis der Radstädter Tauern. — Geol. u. Bauwesen 12, 1940, Wien 1941, 97—175.

Tollmann A.: Voruntersuchungen in den mittleren Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). — Verh. Geol. B. A. 1956, Wien 1956, 97—98.

Tollmann A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B. A. 1956, Wien 1956, 146—164.

Tollmann A.: Aufnahmsbericht 1956. Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). — Verh. Geol. B. A. 1957, Wien 1957, 86—88.

Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes; — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.; 1. Teil: Bd. 100, Wien 1925, 101—212; 2. Teil: Bd. 101, Wien 1927, 29—65. Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.

Uhlig V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., I. Abt., Bd. 117, Wien 1908, 1379 bis 1422.

Vacek M.: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. — Verh. Geol. R. A. 1901, Wien 1901, 361—397.

### Erläuterung der Abbildungen

(Ausführliche Beschreibung aller Abbildungen im Text)

#### Tafel VI

Geologische Karte der Mosermannl-Gruppe 1:12.500.

#### Tafel VII

Profile durch die Mosermannl-Gruppe.

PL. D. = Pleislingdecke, LA. D. = Lantschfelddecke.

#### Tafel VIII

Detailprofile aus dem Ost- und Nordostteil der Mosermannl-Gruppe.

PL. D. = Pleislingdecke, LA. D. = Lantschfelddecke.

Fig. 1: Ansichtsprofil des Höllkogel-Westsockels im oberen Pleislingtal. a — durch Bergerreißung abgesetzte Hangpartie.

Fig. 2: Ansichtsprofil des Südabfalles vom Windsfeld gegen das Lantschfeld.

Fig. 3: Profil durch den Südabfall vom Windsfeld zum Lantschfeld. Schließt an Fig. 2 im E an.

ANIS: a — 1 m Rauhwacke, b — 15 m Bänderkalk, c — 1 m Tonschiefer, d — 5 m gelblich verwitternder Dolomitschiefer, e — 5 m grauer Dolomitschiefer, f — 15 m grauer, gebankter Dolomit, g — 30 cm grauer Dolomitschiefer.

O. ANIS—U. LADIN: h — 20 m kleinbrüchiger grauer Wettersteindolomit, s — verwitterter Wettersteindolomit.

HÖHERES LADIN—KARN: i — 7 m grauer, gebankter Dolomit mit j — zwei 30 cm mächtigen Tonschieferlagen, k — 6 m dunkelgrauer, gebankter Dolomit mit Linearen 310/20, l — 2 m braunrosa, schwarz gebänderter und dunkelblaugrauer Kalk, m — 4 m grauer, gebankter Dolomit, n — 1 m bläulichgrau verwitternder Dolomitschiefer, o — 7 m gelblicher Dolomitschiefer 320/20, p — 6 m grauer, undeutlich geschichteter, kleinbrüchiger Dolomit, q — 2 m gelb verwitternder Dolomitschiefer, r — 2 m grauer, gebankter Dolomit.

Fig. 4: Ansichtsprofil der Wandgruppe ober Kote 2006 (NE-Sockel des Taferlnoek), von NE gesehen. a — stark in Richtung 100/05 verfalteter höherladinischer Tüpfeldolomit, der bei b über Ladindolomit aushebt; c — höherladinischer Kalk- und Dolomitschiefer, an Durchschersungszone (045/50) eingepreßt, d — Diploporen im unterladinischen Wettersteindolomit, e — gefalteter Partnach-Dolomit mit Achsen 095/15, f — typ. Kalklage in den Partnach-Schichten nahe der Basis.

- Fig. 5: Ansichtprofil des Kammes Taferlscharte—Taferlnock von E. a — höherladinischer Dolomitschiefer mit vergitterten Achsen: 110/30 (ältere) und 210/00 (jüngere).
- Fig. 6: Ansichtprofil der Westseite der Stampferwand. a — Mulde aus Partnach-Dolomit, Hauptachsen und Striemungsrichtung darin 105/00.
- Fig. 7: Ansicht der Stampferwand von S. a — heller Wettersteindolomit, b — dunkler Ladin-(?Anis-) Dolomit, c — gelblicher Ladindolomit, d — heller Ladin-dolomit.
- Fig. 8: Profil durch die Südkante der Stampferwand.
- Fig. 9: Ansichtprofil des Nordausläufers der Permuther Großwand von W.
- Fig. 10: Ansicht der Ost- und Südseite des Unteren Gasthoftalkessels von der Stierwand. a — Profil Fig. 11, b — Profil Fig. 12.
- Fig. 11: Ansichtprofil der Ostflanke der Rinne entlang der Hauptstörung im SE des Unteren Gasthofkessels (Position in Fig. 10 bei a).
- O. ANIS—U. LADIN: a — 40 m U. Ladin- (oder Ob.-Anis-) Dolomit, schwarzgrau, kleinbrüchig; b — 12 m mittelgrauer, gesprenkelter Wettersteindolomit; k — 8 m U.-Ladindolomit ?
- HÖHERES LADIN: c — 1 dm schwarzer Dolomitschiefer, d — 5 m schwarzer, undeutlich geschichteter Dolomit, e — 0,5 m schwarzer Tonschiefer, f — 6 m schwarzer, geschichteter Dolomit mit zahlreichen Tonschieferlagen gegen das Hangende, g — 10 m rauhwackisierter Dolomit, h — dünnschieferiger, z. T. gelb verwitterter Dolomitschiefer, i — 2 m Rauhwacke, j — 2 m Dolomit, l — 4 m gelber Dolomitschiefer.
- ANIS: m — Kalk (marmor), n — 7 m Rauhwacke.
- HÖHERES LADIN—KARN: o — 15 m max. massiger Dolomit (O.-Ladin—Karn), p — oberladinische Dolomitzüge an den im allg. 50°—85° NE fallenden Zerscherungsflächen zwischen Wettersteindolomitschollen, q — 60 m mächtige stark verfaltete Anschoppung von ? karnischem Dolomit, dessen Faltenachsen um 300° streichen. r — Harnisch entlang der Hauptverwerfungsfläche 025/60.
- Fig. 12: Profil durch die Rinnen im E des Unteren Gasthoftalkessels (Position s. Fig. 10 bei b).
- U.-LADIN?: a — grauschwarzer Dolomit.
- HÖHERES LADIN: b — 50 m schwarzer, geschichteter Dolomit mit Tonschiefer- und Kalklagen nahe der Basis, c — 2 m grauer Dolomit, d — 10 m schwarz gebänderter Dolomitschiefer, gegen Hangend schwach rauhwackig, e — 8 m grauer, z. T. getüpfelter, dickbankiger Dolomit mit schmalen Dolomitschieferbändern, f — 0,5 m Wechsellagerung von Kalk- und Tonschiefern, g — 4 m massiger Dolomit, h — 2,5 m schwarzer, geschichteter Dolomit mit Tonschieferlagen, i — 4 m massiger Dolomit, j — 2,5 m Tonschiefer, k — 12 m dickbankiger, hellgrauer, kleinbrüchiger Dolomit.
- KARN?: l — 2 m schwarzer Tonschiefer, m — 10 m dickbankiger Dolomit mit Achsen 110/10, n — 2 m gelb verwitternder Dolomitschiefer, o — 6 m dickbankiger grauer Dolomit, p — 4 m dunkelgrauer, gefaserner Dolomitschiefer, q — 2 m massiger Dolomit.
- ANIS: r — 35 m rosa bis bläulichgrauer, lokal dolomitischer und rauhwackisierter Bänderkalk, s — 5 m gut geschichteter Kalk, u — 2 m gefalteter Bänderkalk mit Achsen 100/40.
- SKYTH: t — 3 m Lantschfeldquarzit.
- U.-LADIN: v — mächtiger, diploporer, wandbildender Wettersteindolomit, x — 10 m dickbankiger Dolomit (Ladin).
- O.-LADIN: y — 30 cm dunkelgrauer Kalk, z — 50 m mächtige Serie von Dolomit und gelb verwitternden Dolomitschiefern.
- Fig. 13: Profil entlang der Rinne im SW des Unteren Gasthoftalkessels, W Kote 1586.
- Fig. 14: Ansicht des zerschlitzen Muldenschlusses von Partnach-Dolomit(schiefern) auf der Westseite des Tischbühel. Ansicht von SW.

## Tafel IX

Profile und Ansichtprofile aus den zentralen und westlichen Teilen der Mosermann-Gruppe.

Fig. 1: Die Mulden der Partnachsichten am Abendweidesteig bei Kote 1982.

Fig. 2: Muschelkalkantiklinale am Abendweidesteig E Kote 1982.

Fig. 3: Ansicht der Westseite des Hochbirg.

A) Serie im N (vgl. Fig. 5): a—d Partnachsichten: a — 15 m Wechsellagerung von Kalk- und schwarzen Dolomitlagen, b — 50 m schwarzer, dünnschichtiger Dolomit, c — 10 m Wechsellagerung von ocker verwitterndem Dolomit und Kalk (Einfaltung), d — 80 m geschichteter, schwarzgrauer, gegen oben hin hellerer, mehr gebankter Dolomit; e—g Karn: e — 2 m Kalk- und Tonschiefer, f — 1 m gelber Dolomitschiefer, g — 5 m hellgrauer dickgebankter Dolomit, h — Harnischfläche 045/55 mit Striemung in Richtung 340/35.

B) Schichtfolge in der Mitte der Westseite (vgl. Fig. 6): i—k: höheres Ladin—Karn: i — bis 10 m dickbankiger mittel- bis hellgrauer Dolomit, j — 5 m Dolomit- und Kalkserie mit Tonschieferlagen, starke Transversalschieferung mit gegen NNE ansteigenden Flächen, k — 5 m blaugrauer, stark verfalteter Kalk mit Tonschieferlagen; l—o: Karn: l — gegen S rasch auf 50 m anschwellender hellgrauer, gelblich verwitternder Dolomitklotz („Flecken-dolomit“ n. W. Schmidt), m — 6 m gelber Dolomitschiefer und hellgelbgraue, dicke Kalkbänke, n — 5 m und mehr grauer, dünnbankiger, verfalteter Dolomit, o — 35 m hellgrauer dickbankiger Dolomit.

Fig. 4: Ansicht der Ostseite des Hochbirg.

Fig. 5: Profil durch die NW-Seite des Hochbirg. Erläuterung siehe Fig. 3.

Fig. 6: Profil durch die Westseite des Hochbirg. Erläuterung siehe Fig. 3.

Fig. 7: Ansichtprofil vom Südende der Graikopfmulde. Der Ockerdolomit umrahmt den Muldenschluß. Der eingefaltete Wettersteindolomit führt reichlich Diplo-poren.

Fig. 8: Profil durch das Schliererkar SW von der Schliererspitze. Der Ockerdolomit charakterisiert die äußeren Partien des Liegend- und Hangendschenkels der Mulde. Der Westrand ist an einer flachen Störung aufgeschleppt.

Fig. 9: Profil durch die Rinne NW vom Gaiskopf. Es zeigt den Wechsel von verkehrten und aufrechten Serien. Obergrenze diskordant. Position siehe Fig. 10 bei a.

Fig. 10: Ansichtprofil des Graihornwandzuges von der Ursprungalm aus gesehen. a — Lage des Profiles Fig. 9, b — Aufschleppung des anisichen Tonschiefers entlang der Bruchfläche, c — anisicher Tonschiefer bei Verstellung weit abwärts eingequetscht, d — weit verfolgbarer „Leithorizont“ von Rauhwacke über Tonschiefer, e — schwarzer, eng geschichteter anisicher Bänderdolomit mit Tonschieferlagen, besonders an der Obergrenze, f — schwarzer, geschichteter Muschelkalk-Dolomit, Vorderteil an Harnischfläche 10 m tief abgesetzt, g — Einquetschung von Partnach-Schichten an Verstellungsfläche, Faltenachsen N—S orientiert.

Fig. 11: Ansichtprofil der Höhe SE oberhalb des Neukarsees von W. Man erkennt die gegen N geschlossenen Antiklinalen mit der typischen Schichtfolge. Achsen im Quarzit 100/10.

Fig. 12: Ansichtprofil der Höhe SW oberhalb des Neukarsees von E; westliche Fortsetzung von Fig. 11. a — starke Verfaltung des Anisdolomites mit Achsen 200/00 und 260/10, b — Zerschneidungszone, c — Muldenschluß des unteren Wettersteindolomites, d — Hauptachse des Gewölbes in Richtung 020/05.

Fig. 13: Profil durch den Faulkogel-Ostkamm E Kote 2649. Position auf Fig. 14 am linken Rand der Bergkulisse. a — c Partnachsichten: a — 9 m aufgeschlossene Wechsellagerung von graubraun und hellgelb verwitternden Dolomitbänken der basalen „Ockerdolomitzone“, b — 1 m grüner, feinstquarzitischer toniger Schiefer, c — 40 m grauer bis schwarzer Kristalldolomit, bis seiger aufgerichtet; d—l Karn: d — 30 m schwarze, pyritführende Tonschiefer mit sandigen Lagen, Achsen 040/10, e — 10 m hellbrauner, dickbankiger Dolomit, f — 4 m schokobraun verwitternder Dolomit, g — 4 m hellgrauer, dickbankiger Dolomit,

h — 5 m schwarzer Tonschiefer mit drei je 0,5 m mächtigen braun verwitternden Dolomitlagen, i — 1 m grüner, quarzitischer Tonschiefer, j — 7,5 m hellgrauer, schwach gebankter Dolomit, k — 3 m hellbrauner, ockergelb verwitternder Dolomitschiefer, l — 12 m hellgrauer, gelblich verwitternder, undeutlich gebankter Dolomit in Wechsellagerung mit hellgraugelben Kalkbänken; der Kalk erhält durch graue Kalkspindeleinlagerungen stellenweise getigertes Aussehen.

- Fig. 14: Ansichtsprofil der Faulkogel-Ostseite. Erläuterung siehe Fig. 13. m — tektonische Einschaltung eines karnischen Tonschieferbandes in den tieferen Lagen des Hauptdolomites.
- Fig. 15: Antiklinale 500 m NE vom Neukarsee. Gesamtmächtigkeit der Serie zwischen dem Wettersteindolomit 28 m.
- Fig. 16: Ansichtsprofil der Ostseite des Zaunerkares (Position auf Taf. VII, Fig. 5). 1—4 bezeichnet die übereinanderfolgenden Quarzitantiklinalen.
- Fig. 17: Steil aufsteigende Antiklinale E der Windischscharte. Achsenstreichrichtung 045.
- Fig. 18: Tektonische Verzahnung der Antiklinale mit mächtigem Quarzitkern und der Mulde aus Partnachschiechten an der Faulkogelbasis bei der Windischscharte. 18 a: knapp S der Scharte, 18 b: 300 m SW der Scharte.
- Fig. 19: Ansichtsprofil der Südwände des Kleinen Mosermanns von S.
- Fig. 20: Ansichtsprofil des SE-Kammes vom Kleinen Mosermann von W.
- Fig. 21: Ansichtsprofil der Westseite des „Karriedels“, des Südausläufers des Großen Mosermanns an der Ostseite des Gruberkares. Ansicht von W. Die Faltenachsen oberhalb von a steigen unten flach, in der Mitte steil, oben wieder flach gegen ENE (70°) an.

#### Tafel X

##### Die Südostseite der Mosermann-Gruppe

- Fig. 1: Ansichtsprofil der Abfälle vom Kleinen Mosermann und dessen SE-Kamm gegen das Urbakar. Ansicht von E.
- Fig. 2: Ansichtsprofil. Übersicht über den Nordrahmen des Großkessels. Detail in den Figuren 6—11.
- Fig. 3 und 4: Ansichtsprofil des Südabfalles von Permuth und Rettenwand (Fig. 4) und von dem gegen S hervortretenden Kamm unterm Schafkarl (Fig. 3). Die beiden Ansichten übergreifen etwas, bei a liegen die korrespondierenden Stellen.
- Fig. 5—11: Profile durch den Nordrahmen des Großkessels. Position siehe Fig. 2 und 4.
- Fig. 5: Profil durch den SE-Kamm des Kleinen Mosermanns (Position siehe Fig. 1).
- Fig. 6: Profil durch den SE-Fuß der Schliererspitze.
- Fig. 7: Profil durch die Südseite der Schliererscharte.
- Fig. 8: Profil durch die Scharte beim Frauenkar.
- Fig. 9: Profil durch den SW-Teil der Rettenwand. Die Grenze zwischen Pleislingdecke und Lantschfelddecke etwa in der Mitte des Profiles ist gekennzeichnet. Der Wettersteindolomit als hangendstes Glied der Lantschfelddecke zeigt hier an der Untergrenze eine starke Diskordanz.
- Fig. 10: Profil durch den Südabfall der Rettenwand. a — 50 m Rauhwacke, in der mittleren Partie stark dolomitisch, b — 25 m grauer anisicher Bänderkalk mit Striemung 070/00, c — 4 m Wettersteindolomit, d — 3 m anisicher Dolomitschiefer und Kalk, e — 10 m Rauhwacke, f — 1,5 m anisicher Kalk- und Dolomitschiefer, g — 6 m geschieferter, weißgrauer (?Wetterstein-) Dolomit, h — 6 m anisicher Dolomitschiefer, z. T. leicht rauhwackisiert, i — 12 m diskordant im W abgeschnittener mittelgrauer Wettersteindolomit, j — 10 m anisicher Kalk, k — 45 m Wettersteindolomit, l — 15 m teils gelblicher oberladinischer Dolomitschiefer, m — 15 m diploporenführender Wettersteindolomit, n — 4 m anisicher Kalk, o — 1 m Wettersteindolomit, p — 1 m Aniskalk, q — maximal 6 m mächtige Wettersteindolomitlinse, r — 15 m Aniskalk, s — Wettersteindolomit bis zum Gipfel.
- Fig. 11: Profil durch die Südseite der Permuthwand.

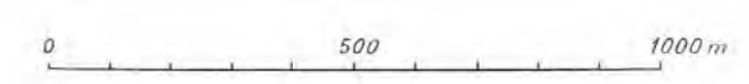


# Geologische Karte der Mosermannl-Gruppe

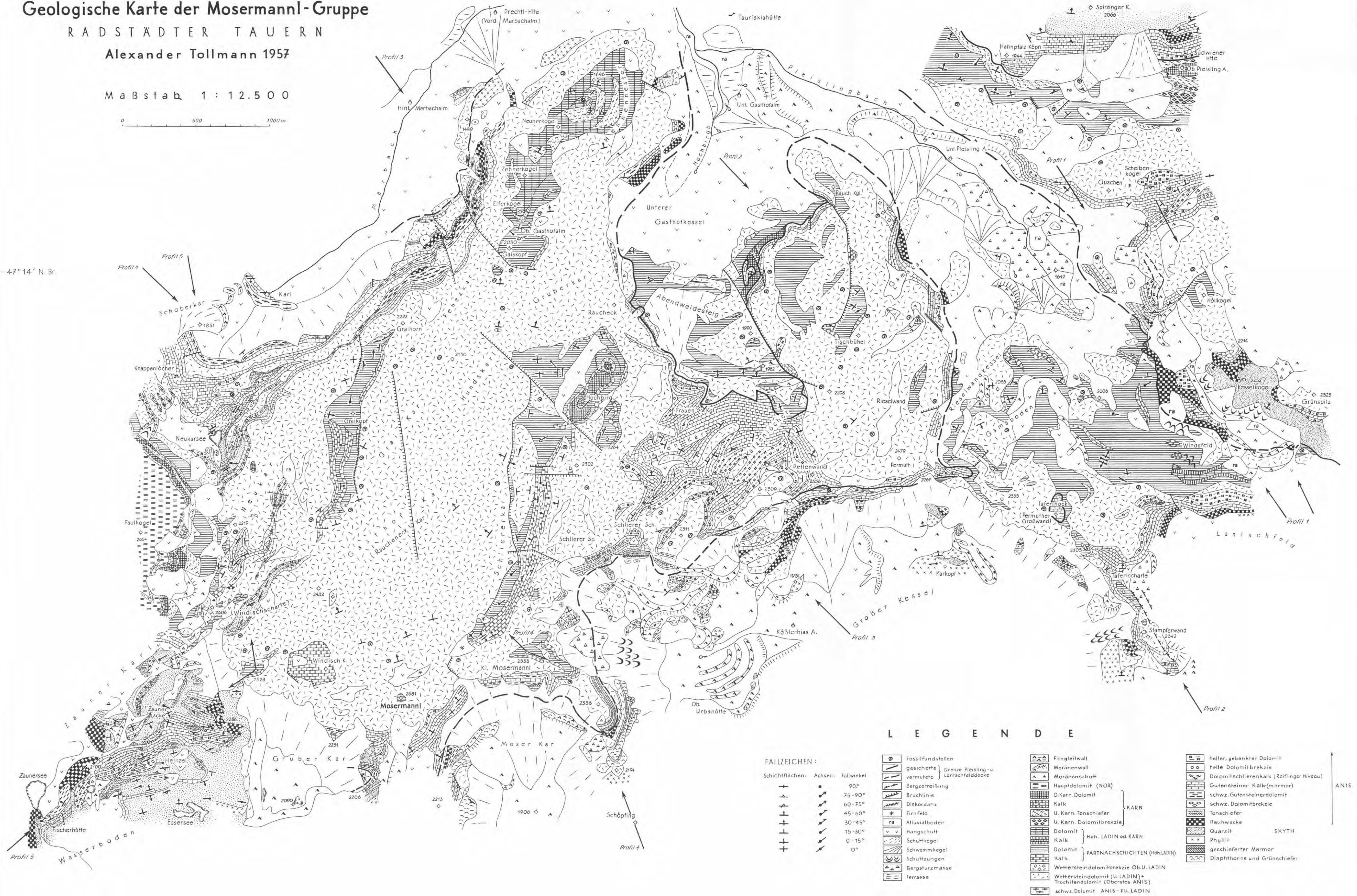
RADSTÄDTER TAUERN

Alexander Tollmann 1957

Maßstab 1 : 12.500



47° 14' N Br.



## LEGENDE

### FALLZEICHEN:

Schichtflächen:	Achsen:	Fallwinkel:
+	•	90°
+	•	75-90°
+	•	60-75°
+	•	45-60°
+	•	30-45°
+	•	15-30°
+	•	0-15°
+	•	0°

- Fossilfundstellen
- gesicherte Grenze Pleisling- u. vermutete
- BergzerreiBung
- Bruchlinie
- Diskordanz
- Firnfeld
- Alluvialboden
- Hangschutt
- Schuttkegel
- Schwemmkegel
- Schuttlungen
- Bergsturzmasse
- Terrasse

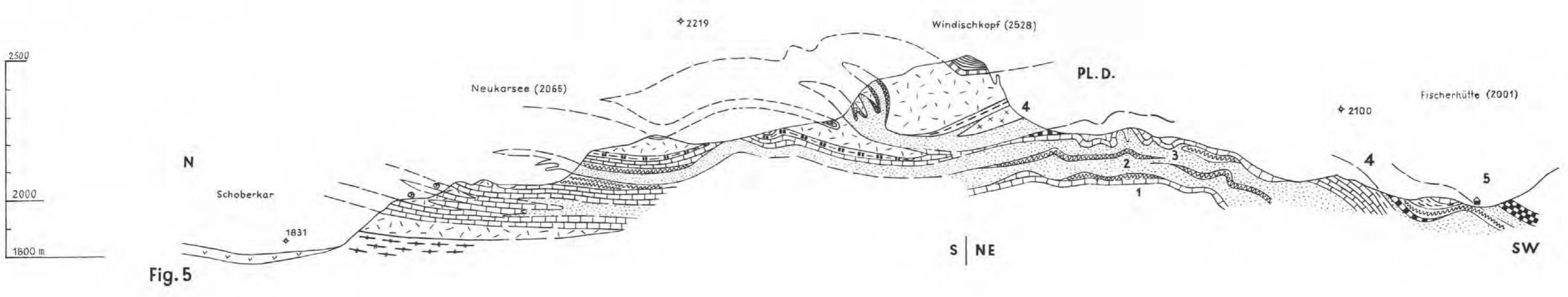
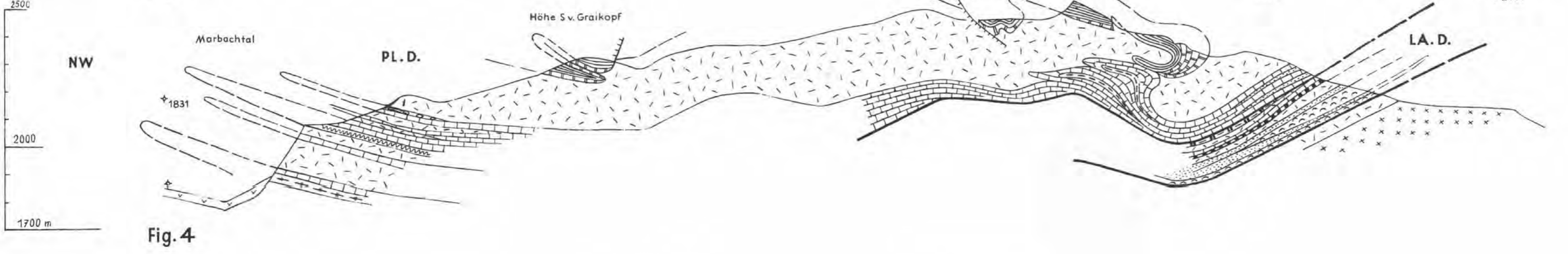
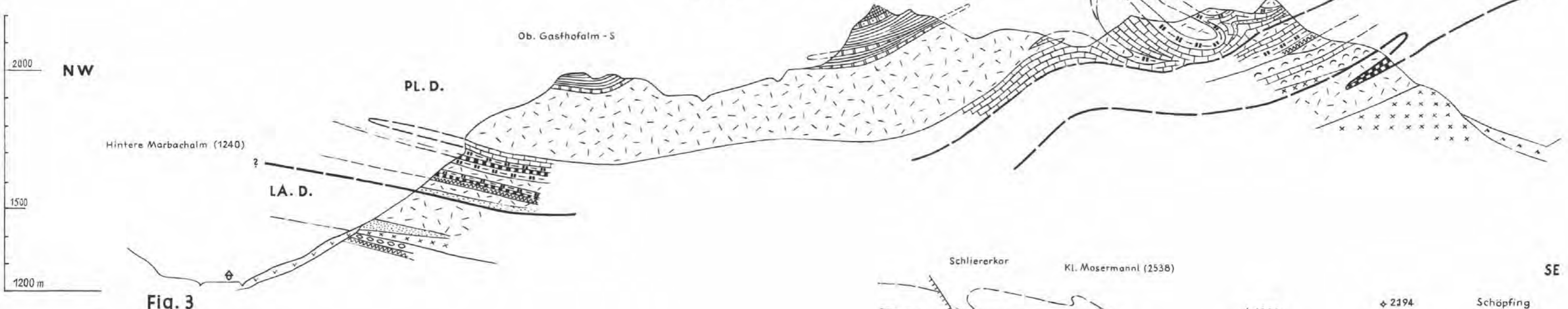
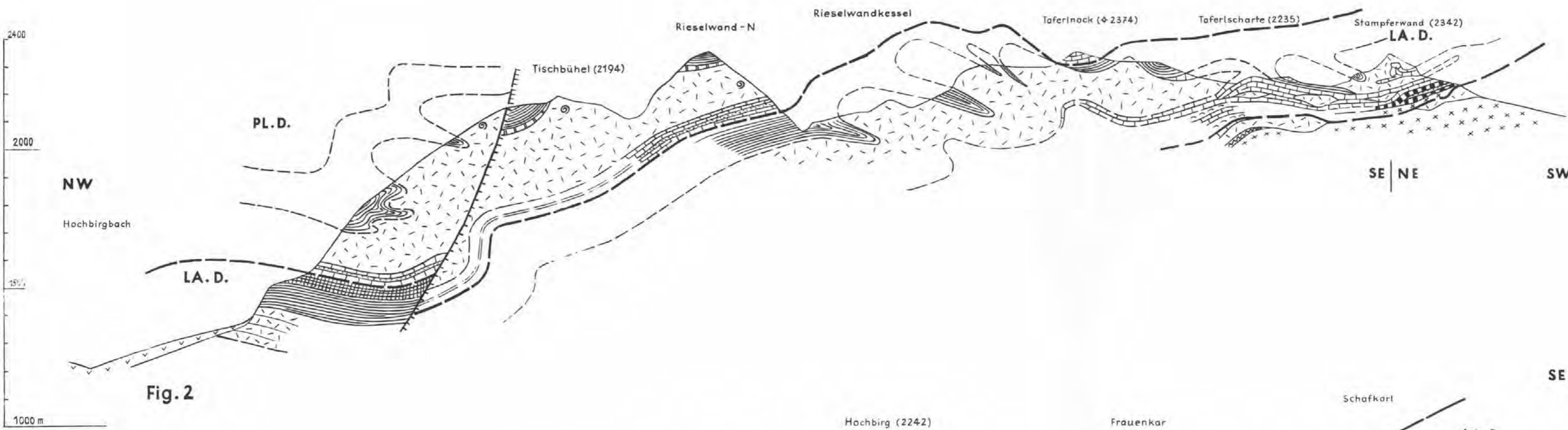
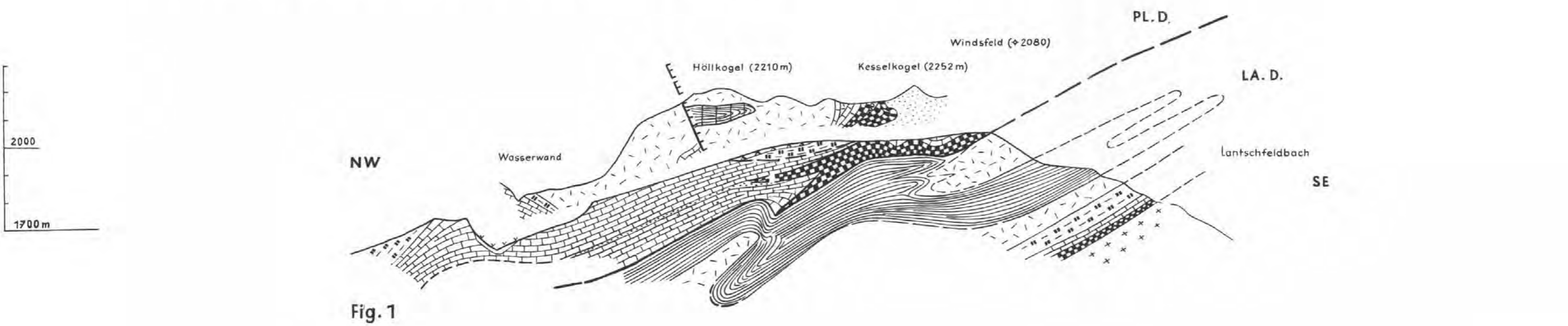
- Firnleitwall
- Moränenwall
- Moränenschutt
- Hauptdolomit (NOR)
- O.Karn. Dolomit
- Kalk
- U. Karn. Tonschiefer
- U. Karn. Dolomitbrekzie
- Dolomit (Höh. LADIN od. KARN)
- Kalk (PARTNÄCHSCHICHTEN (Höh. LADIN))
- Dolomit (PARTNÄCHSCHICHTEN (Höh. LADIN))
- Kalk (PARTNÄCHSCHICHTEN (Höh. LADIN))
- Wettersteindolomit (U. LADIN) + Trochitendolomit (Oberstes ANIS)
- schwz. Dolomit (ANIS - zu LADIN)

- heller, gebankter Dolomit
- helle Dolomitbrekzie
- Dolomitschlierenkalk (Reifinger Niveau)
- Gutensteiner Kalk (Marmor)
- schwz. Gutensteinerdolomit
- schwz. Dolomitbrekzie
- Tonschiefer
- Rauhwaacke
- Quarzit (SKYTH)
- Phyllit
- geschieferter Marmor
- Diaphthorite und Grünschiefer

ANIS



Profile durch die Mosermann - Gruppe (Radstädter Tauern) A. TOLLMANN 1957



**LEGENDE :**

<ul style="list-style-type: none"> <li>▽ ▽ Hangschutt</li> <li>▲ ▲ Moränenschutt</li> <li>▨ ▨ Dolomit</li> <li>▩ ▩ Kalk</li> <li>▧ ▧ höherladinischer, karnischer Dolomit</li> <li>▦ ▦ Dolomit</li> <li>▤ ▤ Kalk</li> <li>▣ ▣ Wettersteindolomit (U. Ladin) + Trochitendolomit (Oberstes Anis)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▧ ▧ schwarzer Muschelkalk - Dolomit</li> <li>▨ ▨ lichter Muschelkalk - Dolomit</li> <li>▩ ▩ anis. Dolomitrezien</li> <li>▪ ▪ Gutensteiner Kalk (Marmor)</li> <li>▫ ▫ schwz. Gutensteiner Dolomit (U. Anis)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▬ ▬ U. Anis. Tonschiefer</li> <li>▭ ▭ Rauhwacke an Anisbasis</li> <li>▮ ▮ Skyth. Quarzit</li> <li>▯ ▯ Phyllit</li> <li>▰ ▰ Diaphthorit u. Grünschiefer</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>— — — Deckengrenze</li> <li>— — — Bruchlinie</li> <li>— — — PL.D. Pleisling-Decke</li> <li>— — — LA.D. Lantschfeld-Decke</li> </ul>
---	--	--	--



Profile aus dem Ost- und Nordostteil der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern) A. TOLLMANN 1957

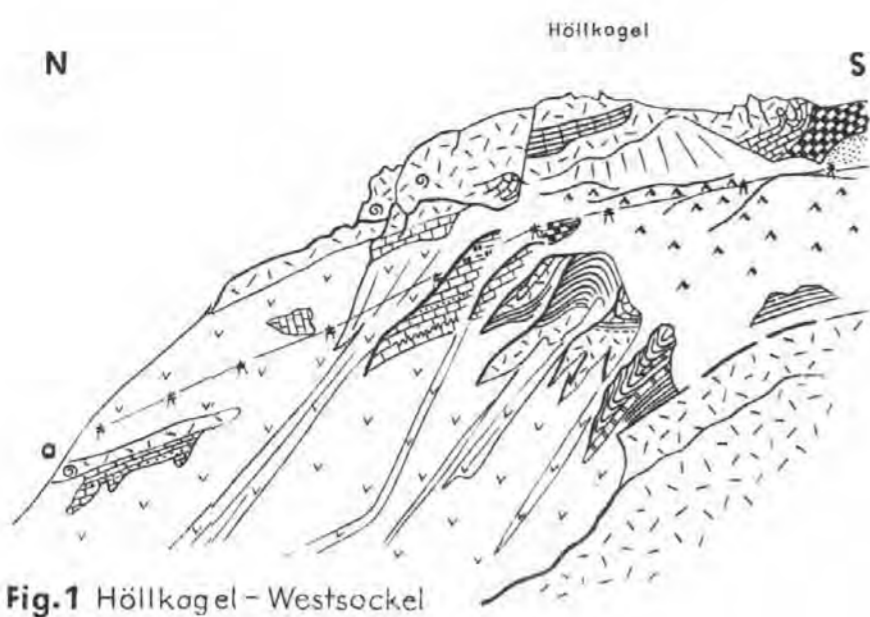


Fig.1 Höllkogel - Westsockel

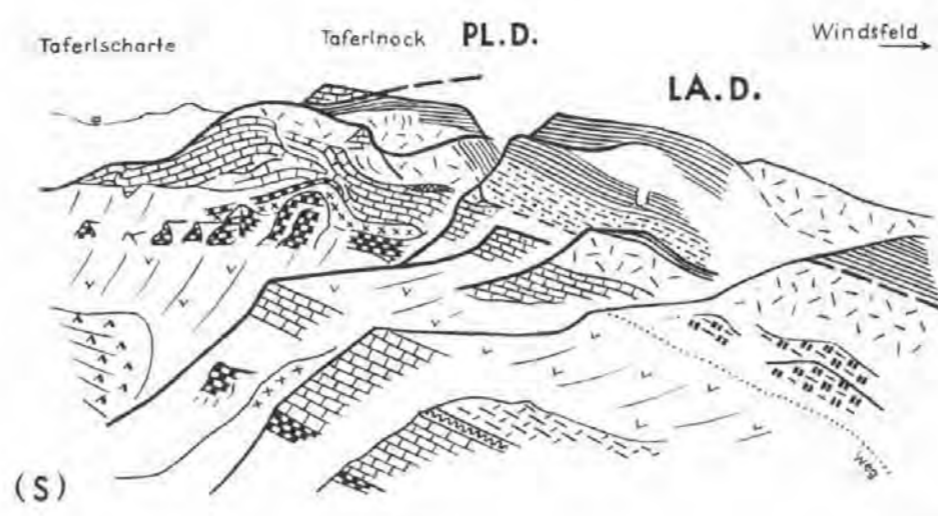


Fig.2 Windsfeld - Südabfall

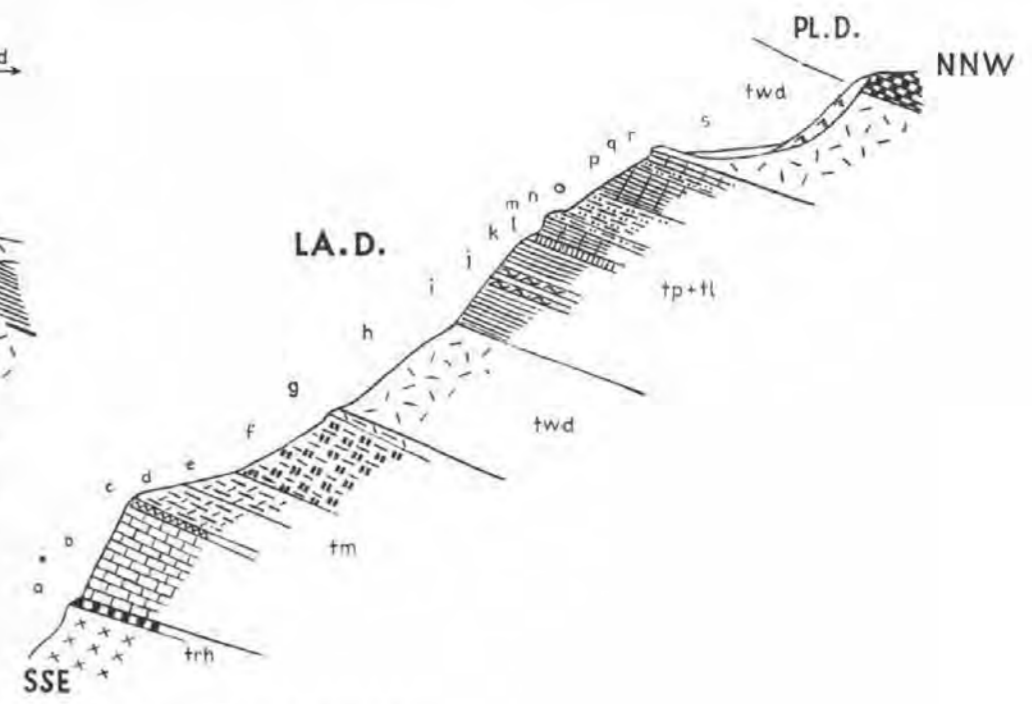


Fig.3 Windsfeld - Südabfall

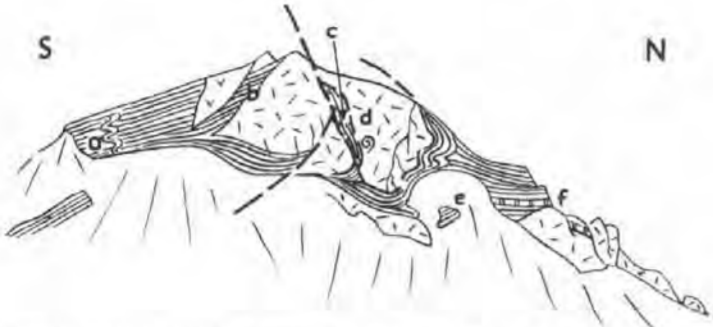


Fig.4 Wandgruppe +2006 (Taferlnock-NE Basis)

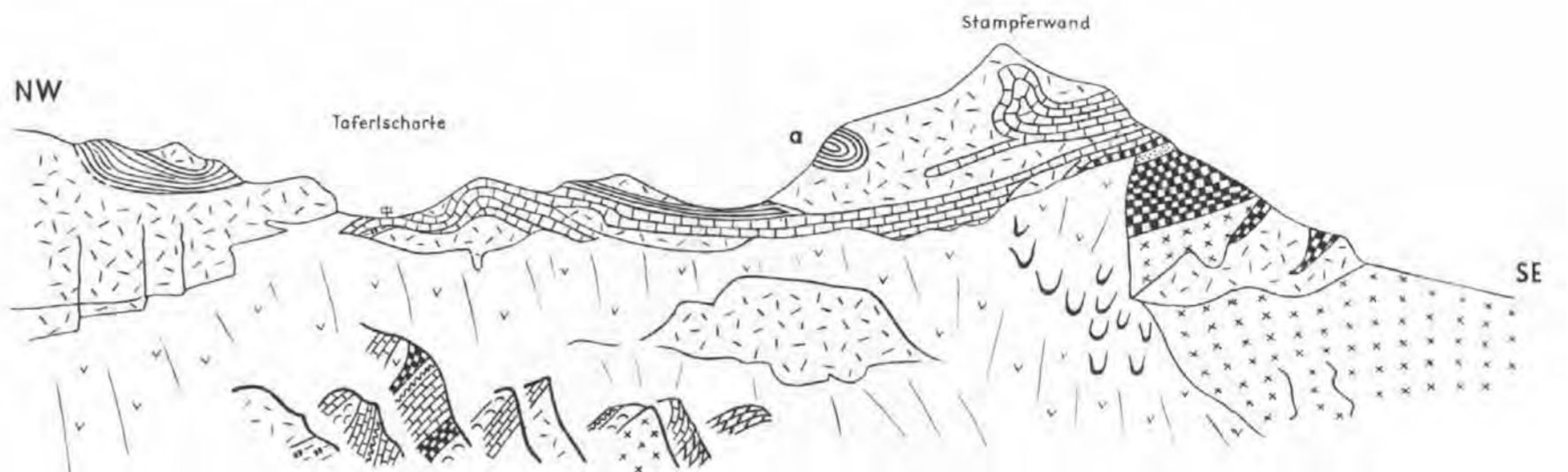


Fig.6 Stampferwand - W

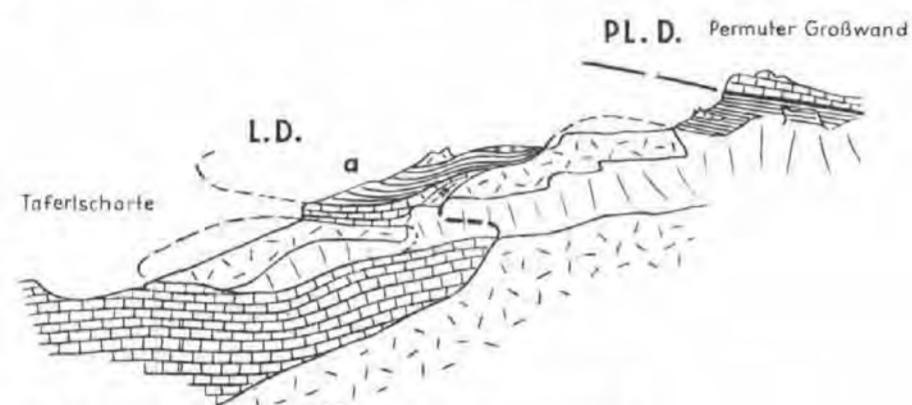


Fig.5 Permuter Großwand - Taferlscharte von E

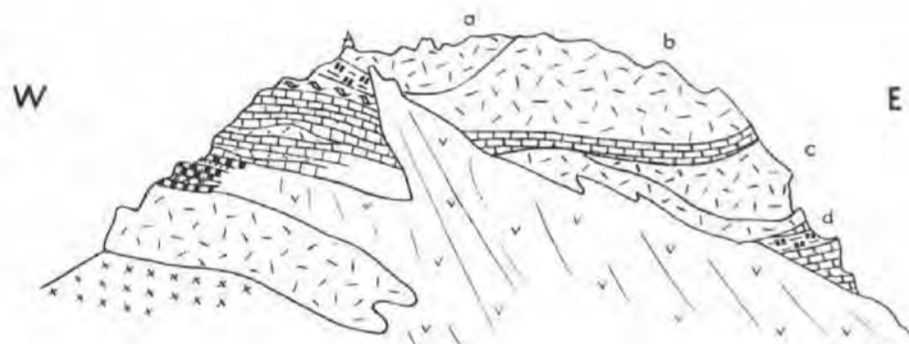


Fig.7 Stampferwand - Südseite

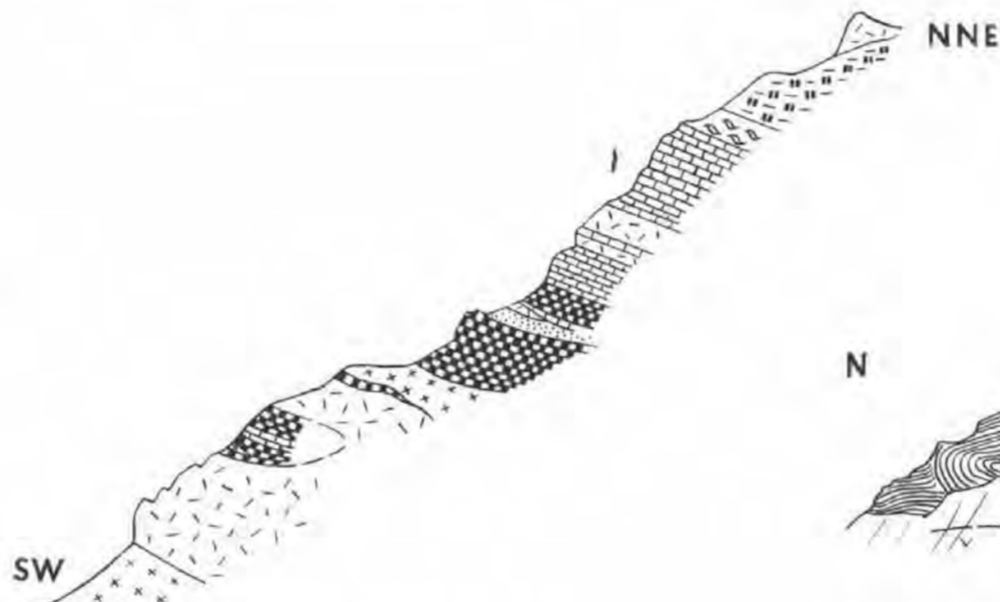


Fig.8 Stampferwand - Südkante

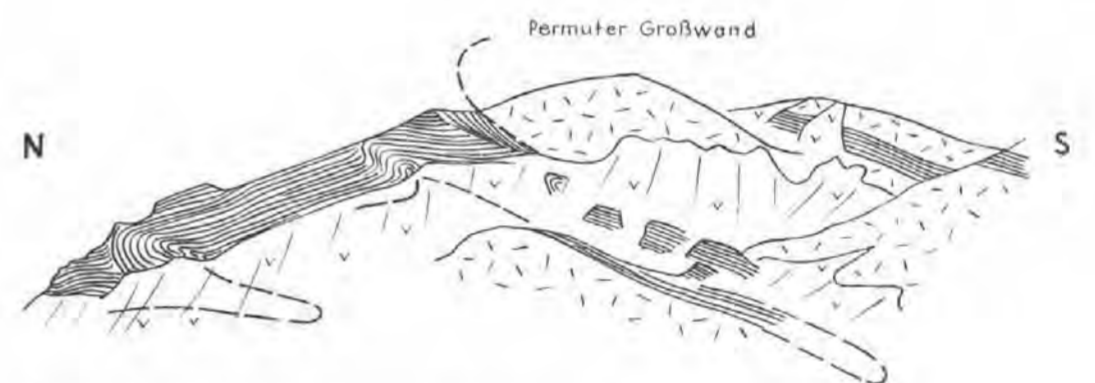


Fig.9 N-Kamm der Permuter Großwand

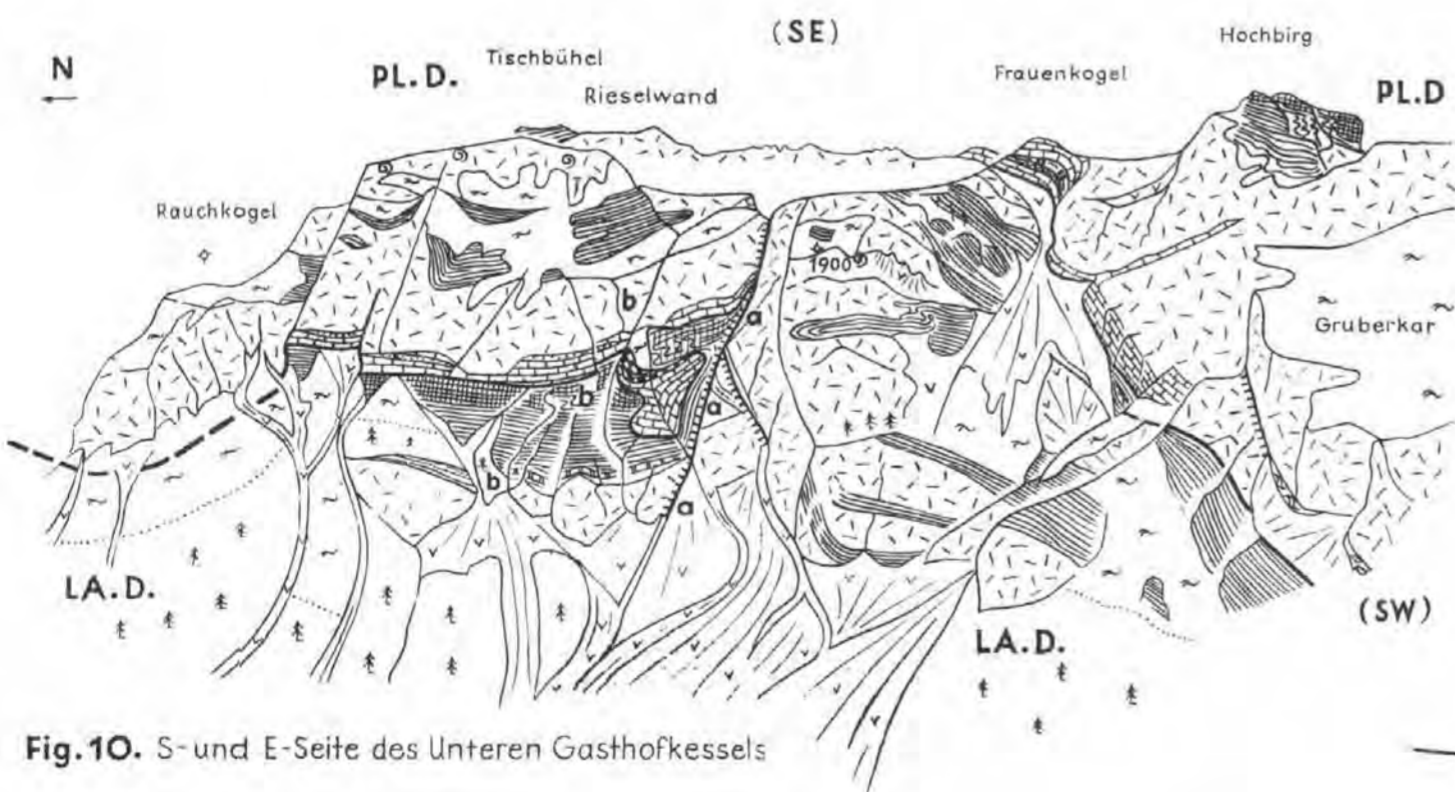


Fig.10. S- und E-Seite des Unteren Gasthofkessels

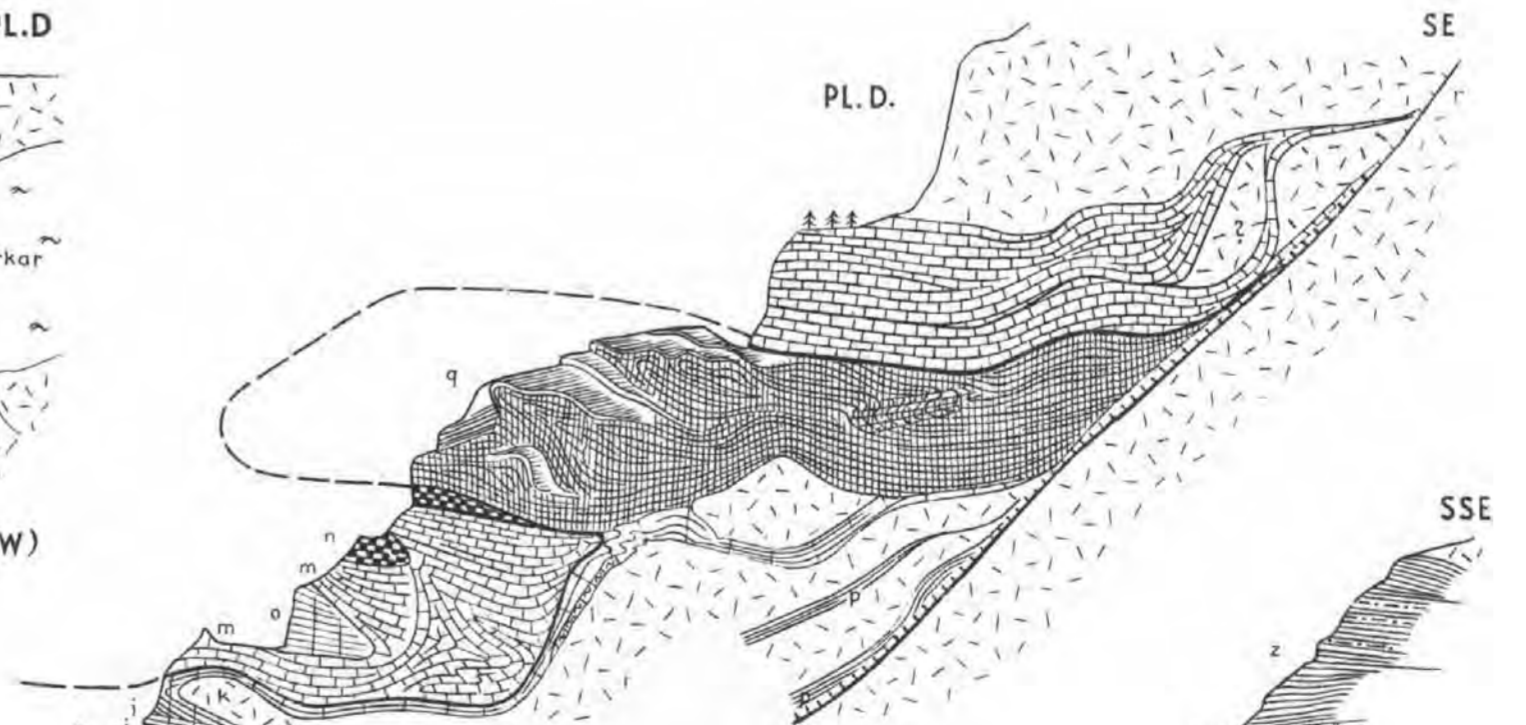


Fig.11 Rinne in der SE-Ecke des Unteren Gasthofkessels

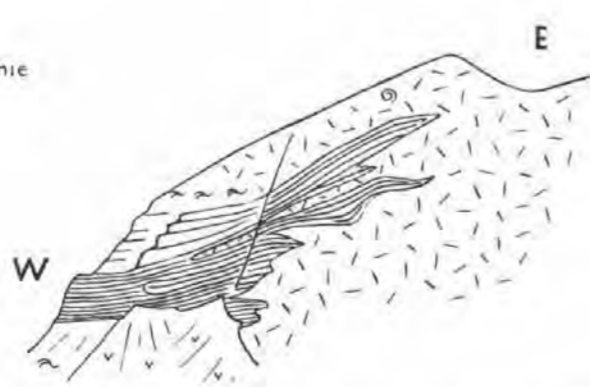


Fig.14 Mulde der Partnach-Schichten der Tischbühel-Westseite

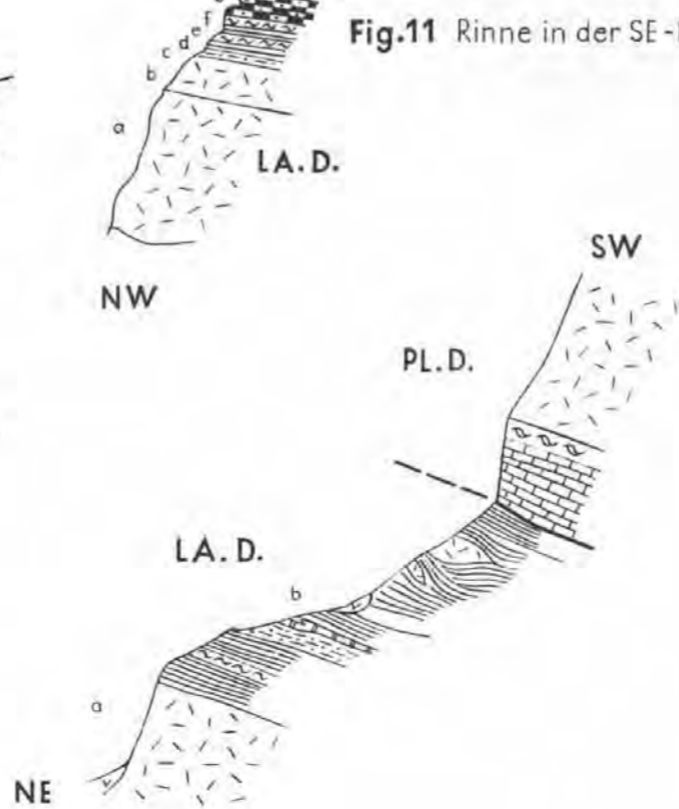


Fig.13 Rinne im SW des Unteren Gasthofkessels

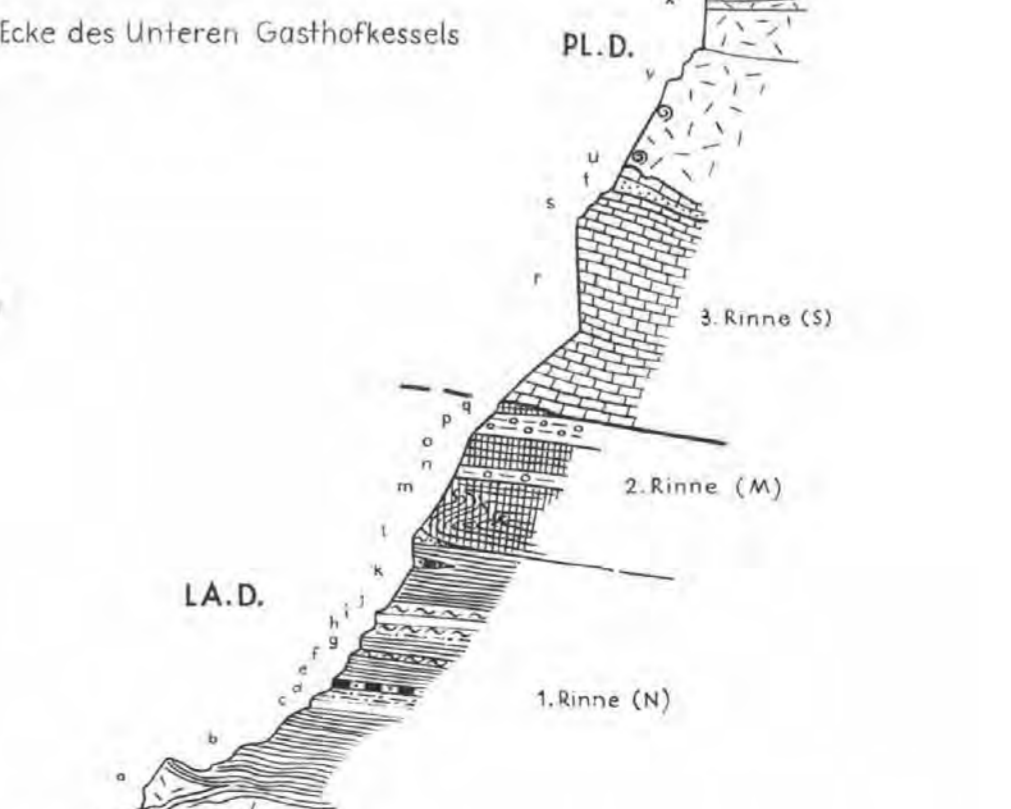


Fig.12 Rinnen im E des Unteren Gasthofkessels

LEGENDE:

	latschenbewuchs		überschiebungslinie
	Schutt		Bruchlinie
	Solifluktionszungen		
	Moränenschutt		
	Dolomitschiefer		
	Dolomit		
	Tonschiefer		
	Rauhwacke		
	Dolomitschiefer		
	Dolomit		
	Tonschiefer		
	Kalk		
	Tonschiefer		
	Dolomitschiefer		
	Rauhwacke		
	Dolomit		
	Kalk		
	Wettersteindolomit (U. Ladin) + Trochitendolomit (Oberstes Anis)		Dolomitschiefer
	O. Anis dickbankiger Dolomit		Gutensteiner Kalk (Marmor)
	Anis Dolomitschierenkalk (Reiflinger Kalk)		Tonschiefer (Gutensteiner Basissch.)
			U. Anis Rauhwacke
			Skyth-Quarzit
			Phyllit
			Marmorschiefer
			Diaphthorit u. Grünschiefer



Profile aus den zentralen- und westlichen Teilen der Mosermanni-Gruppe (Radstädter Tauern) A. TOLLMANN 1957

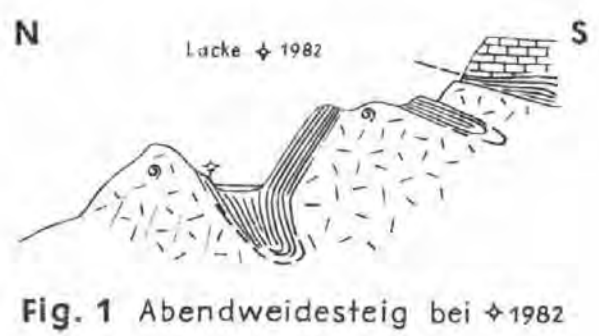


Fig. 1 Abendweidesteig bei 1982



Fig. 2 Abendweidesteig E 1982

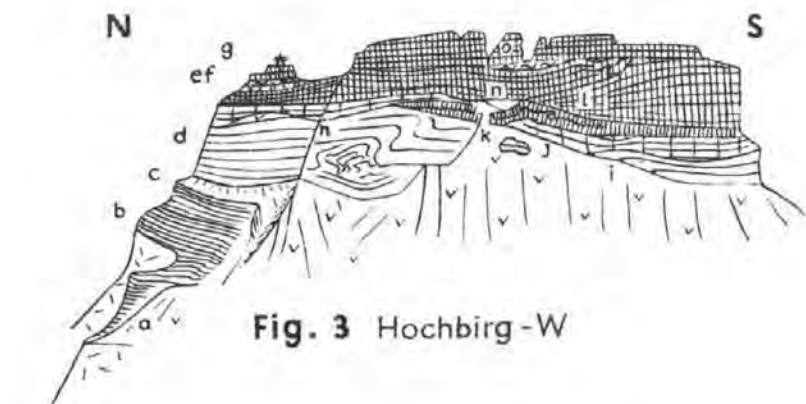


Fig. 3 Hochbirg - W

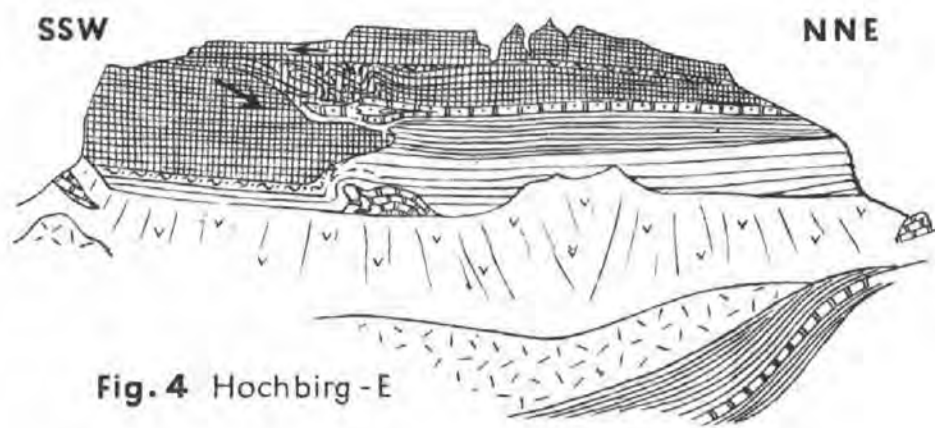


Fig. 4 Hochbirg - E

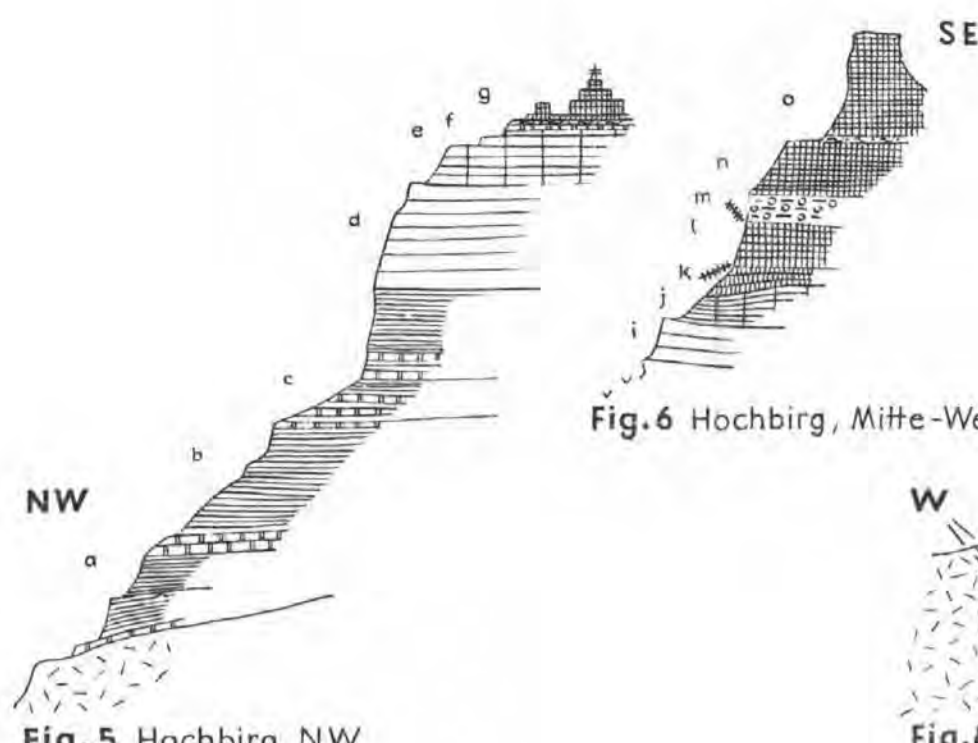


Fig. 5 Hochbirg NW

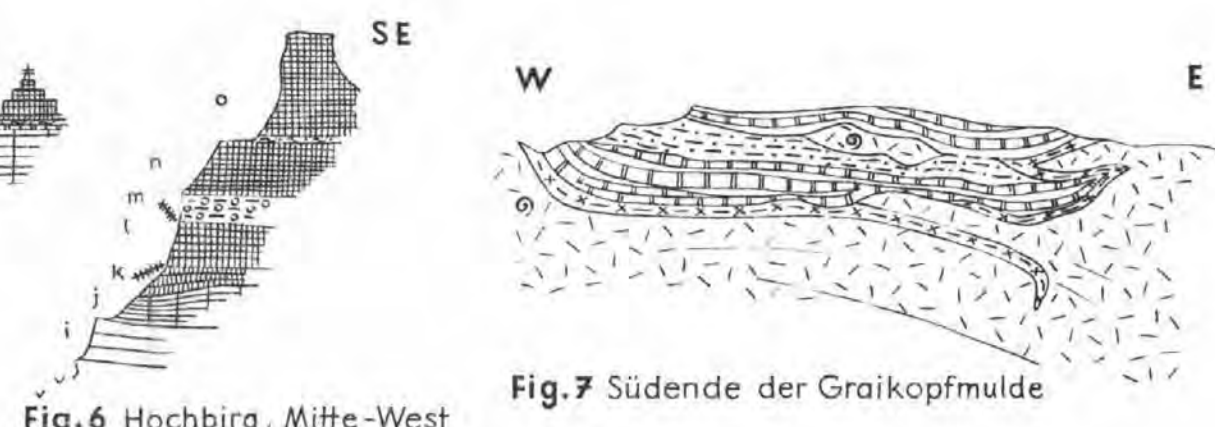


Fig. 6 Hochbirg, Mitte-West

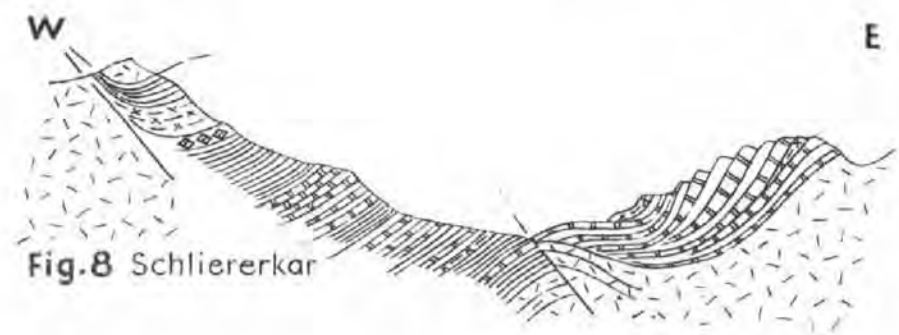


Fig. 7 Südende der Graikopfmulde



Fig. 9 Rinne NW Gaiskopf

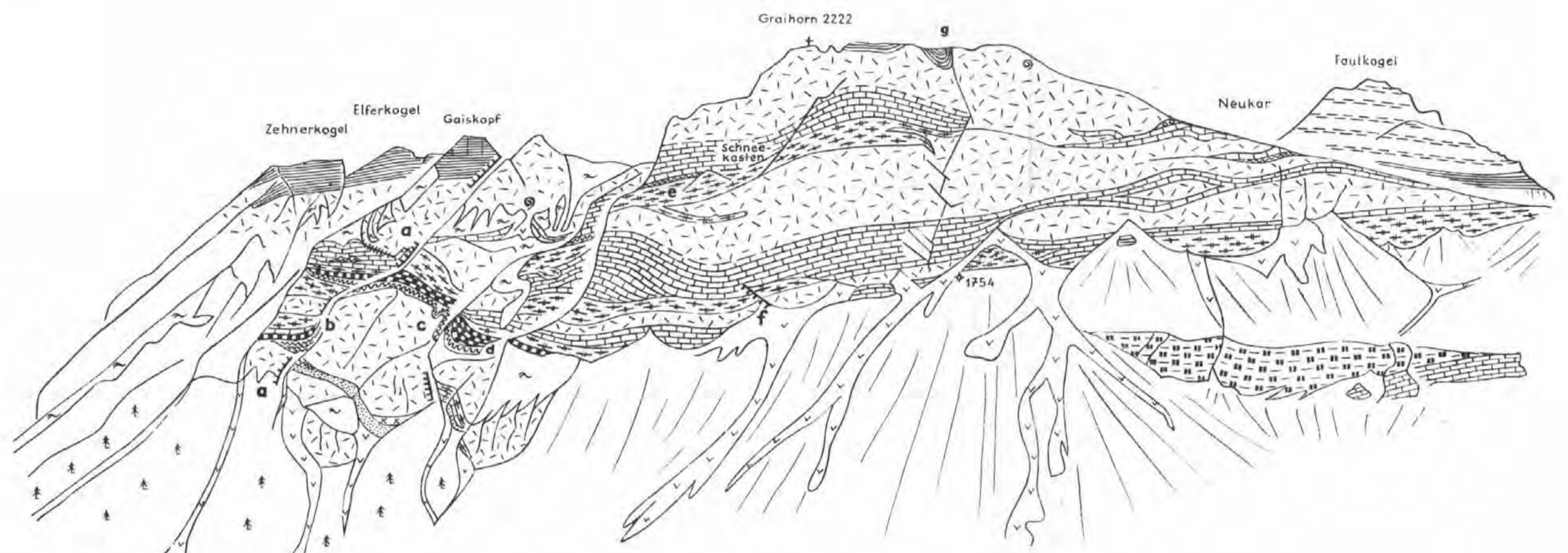


Fig. 10 Graihornwandzug

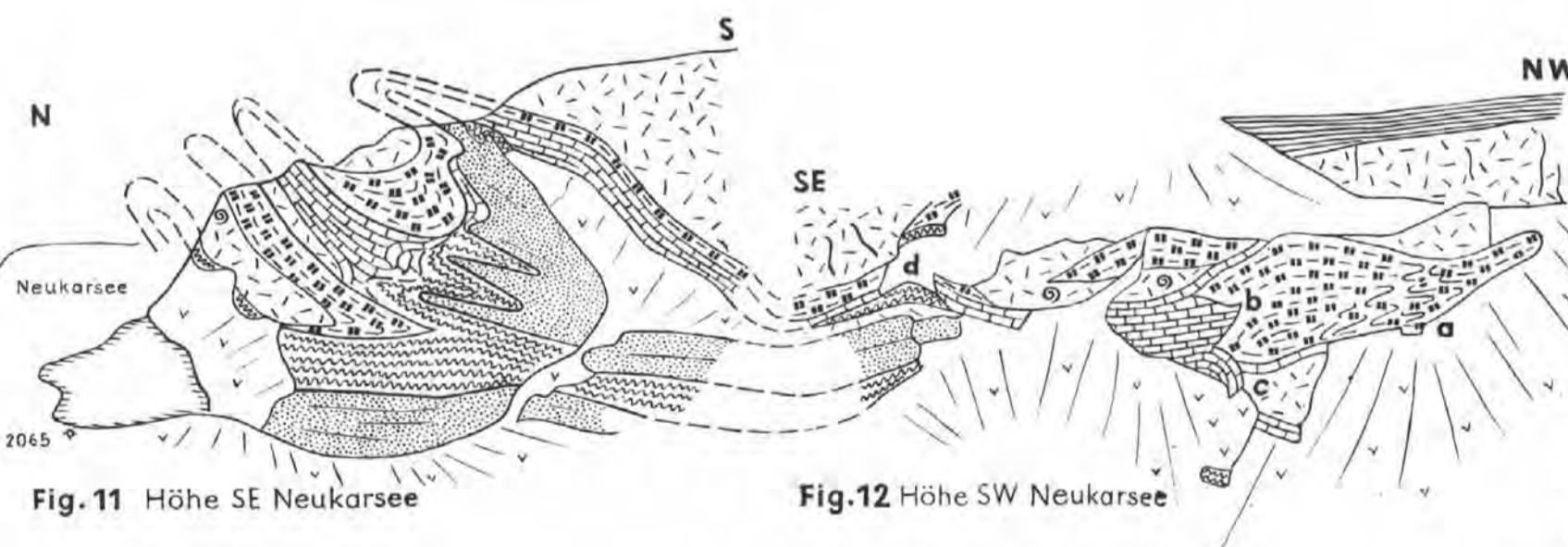


Fig. 11 Höhe SE Neukarsee

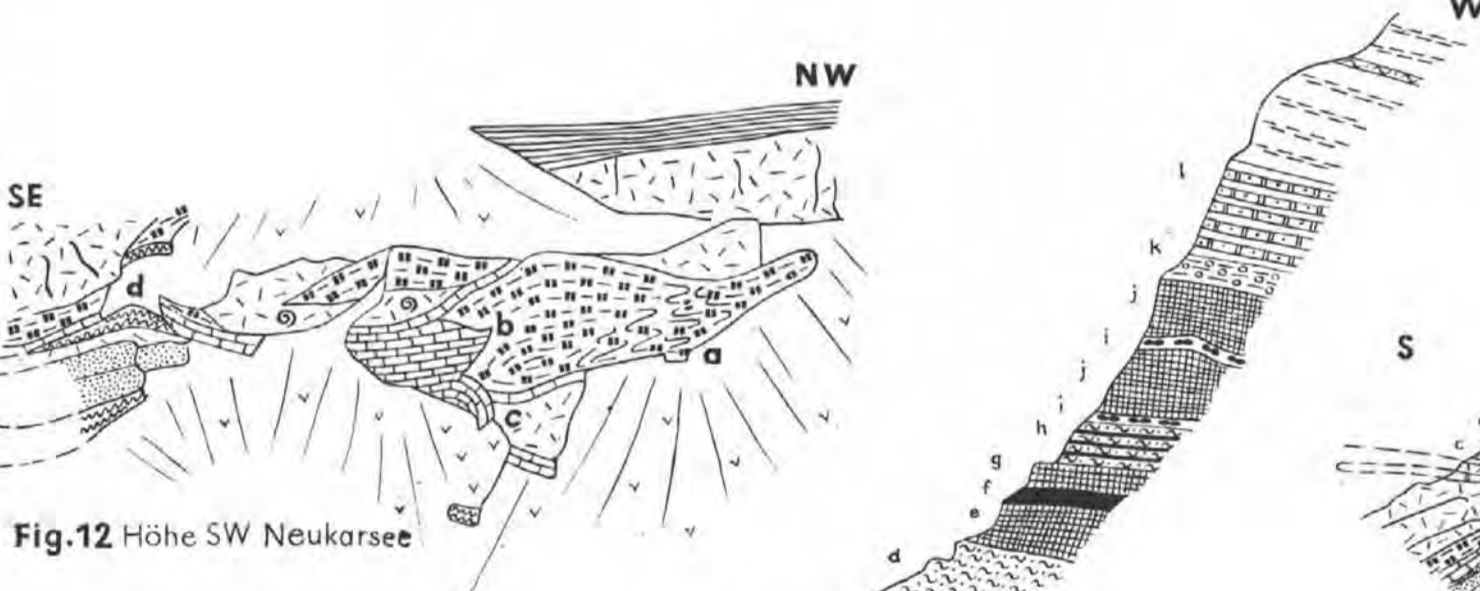


Fig. 12 Höhe SW Neukarsee

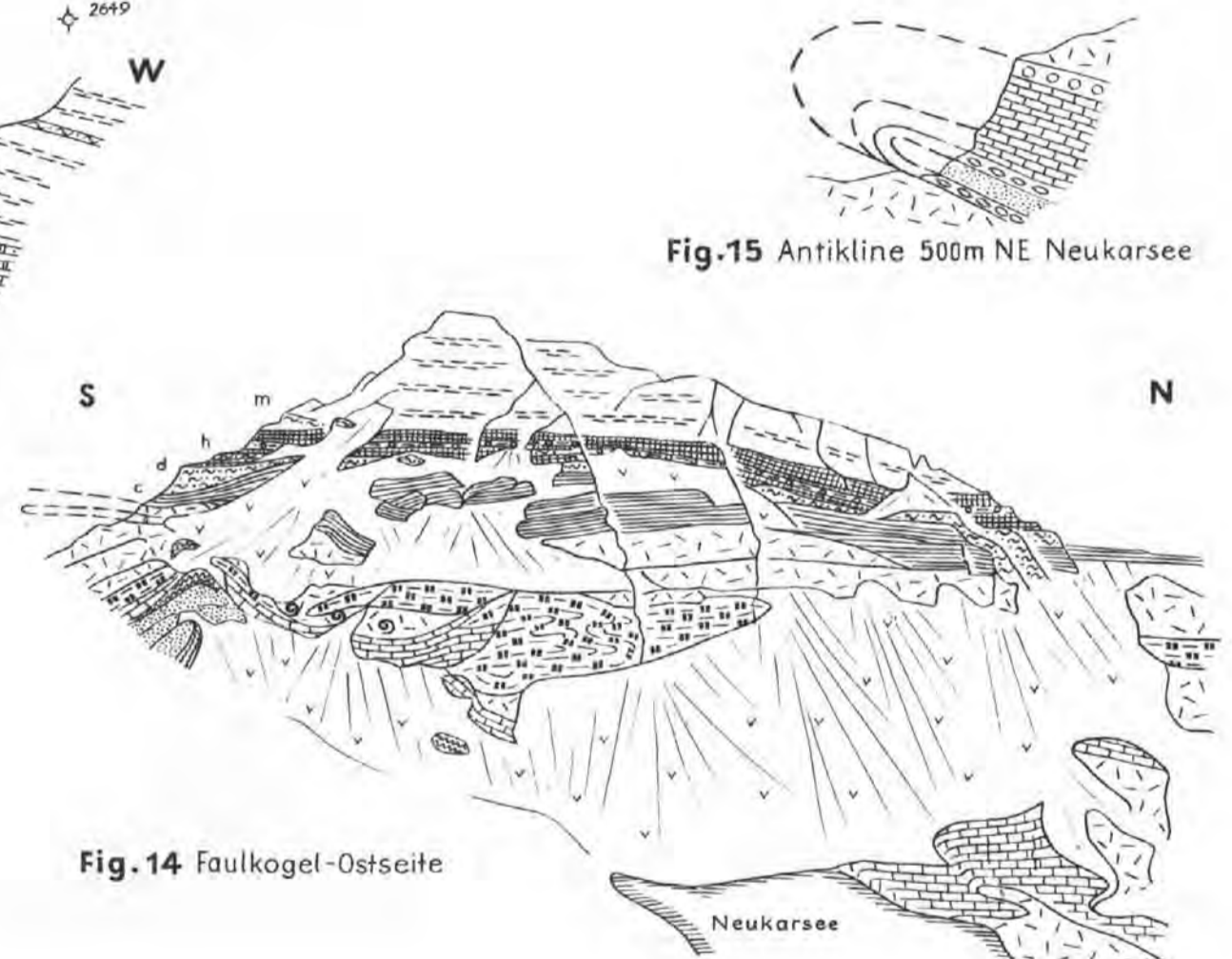


Fig. 13 Faulkogel-Ostkamm

Fig. 14 Faulkogel-Ostseite

Fig. 15 Antikline 500m NE Neukarsee

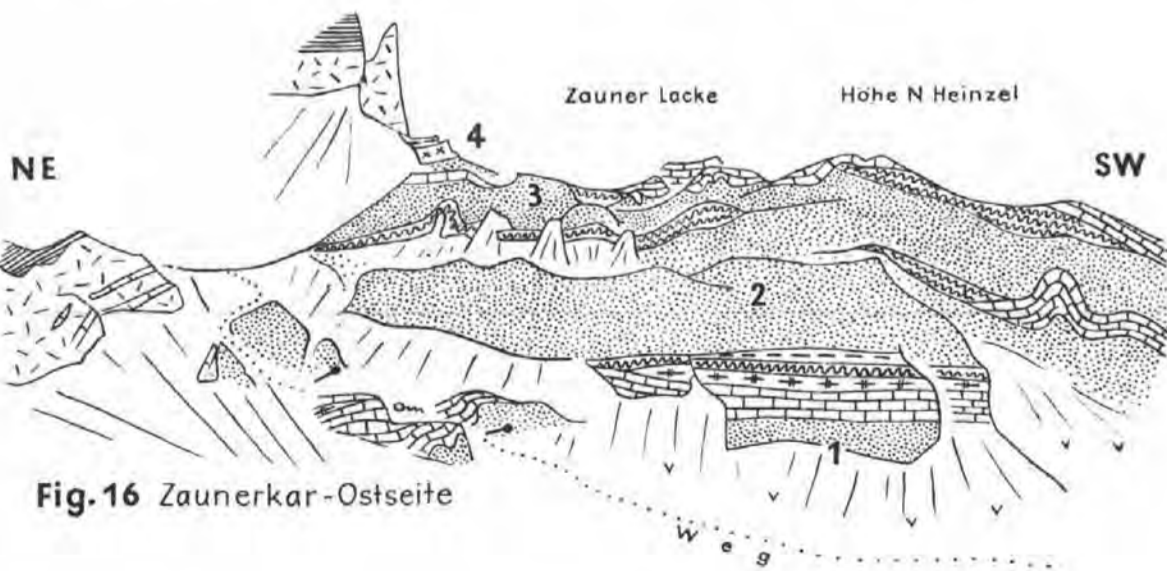


Fig. 16 Zaunerkar-Ostseite

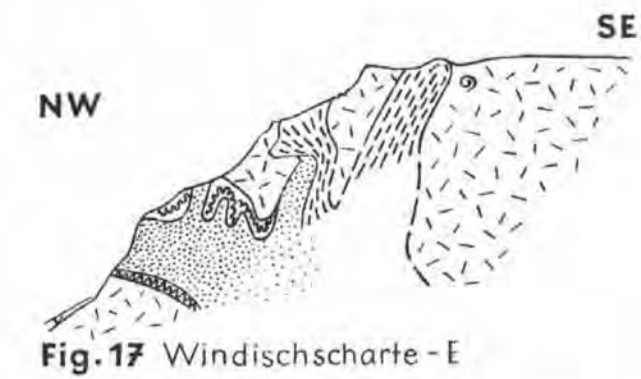


Fig. 17 Windischscharte - E



Fig. 19 Kl. Mosermanni - Südseite



Fig. 20 Kl. Mosermanni - Südostkamm

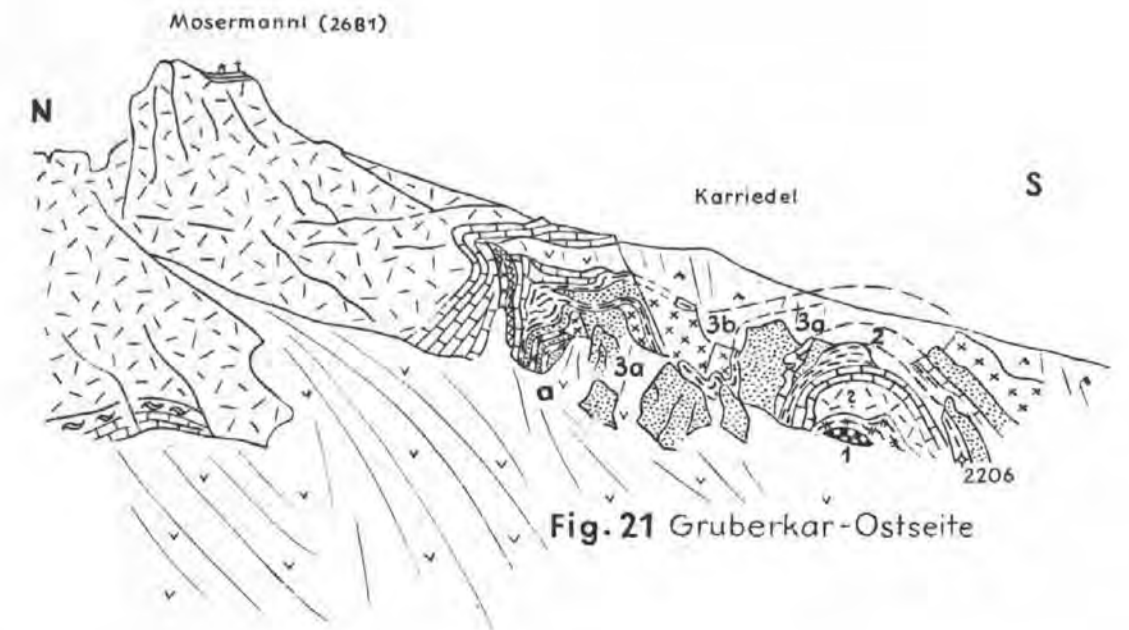


Fig. 21 Gruberkar-Ostseite

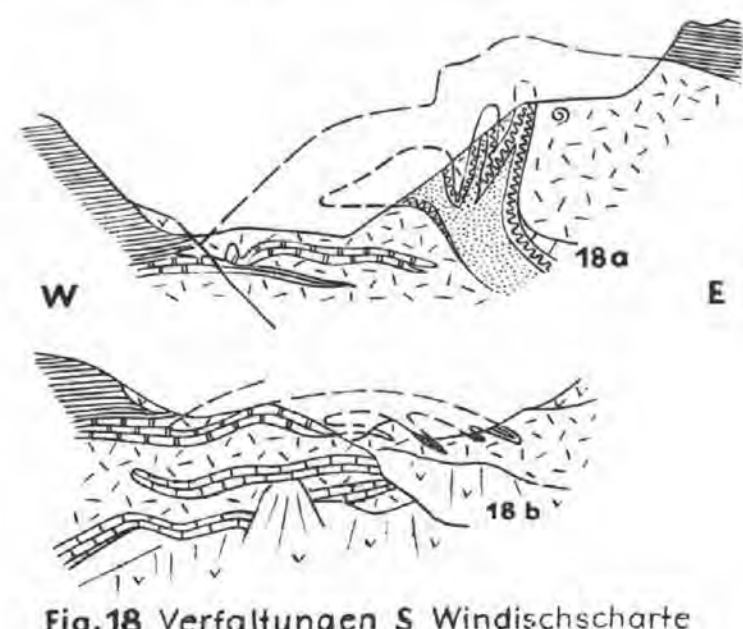


Fig. 18 Verfallungen S Windischscharte

**L E G E N D E :**

<ul style="list-style-type: none"> <li> Latschenbewuchs</li> <li> Hangschutt</li> <li> Moränenschutt</li> <li> Diskordanzfläche</li> <li> grüner Tonschiefer</li> <li> schokoladebraun verwitternder Dolomit</li> <li> Dolomit</li> <li> Dolomitschiefer</li> <li> Tonschiefer</li> <li> Kalk</li> <li> Dolomit } häh. Ladin od. Karn</li> <li> Kalk } häh. Ladin od. Karn</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li> Dolomitschiefer</li> <li> grauer Dolomit, verschieden gebankt</li> <li> ocker- u. braun verwitternder Dolomit</li> <li> grüner Tonschiefer</li> <li> Dolomitbrekzie</li> <li> Kalk</li> <li> Weitersteindolomit (U. Ladin) + Trochitendolomit (Oberstes Anis)</li> <li> schwarzer Dolomit</li> <li> heller Dolomit (Ob. Anis)</li> <li> helle Dolomitbrekzie</li> <li> Dolomitschlierenkalk (Reiflinger-kalk)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li> Gutensteiner Kalk (Marmor)</li> <li> schwarzer Gutensteiner Dolomit</li> <li> Unteranis. Dolomitbrekzie</li> <li> Tonschiefer (U. Anis)</li> <li> Rauhwacke (U. Anis)</li> <li> lantschfeldquarzit (Skyth)</li> <li> Phyllit</li> </ul>
---	--	---



# Die Südostseite der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern) A. TOLLMANN 1957

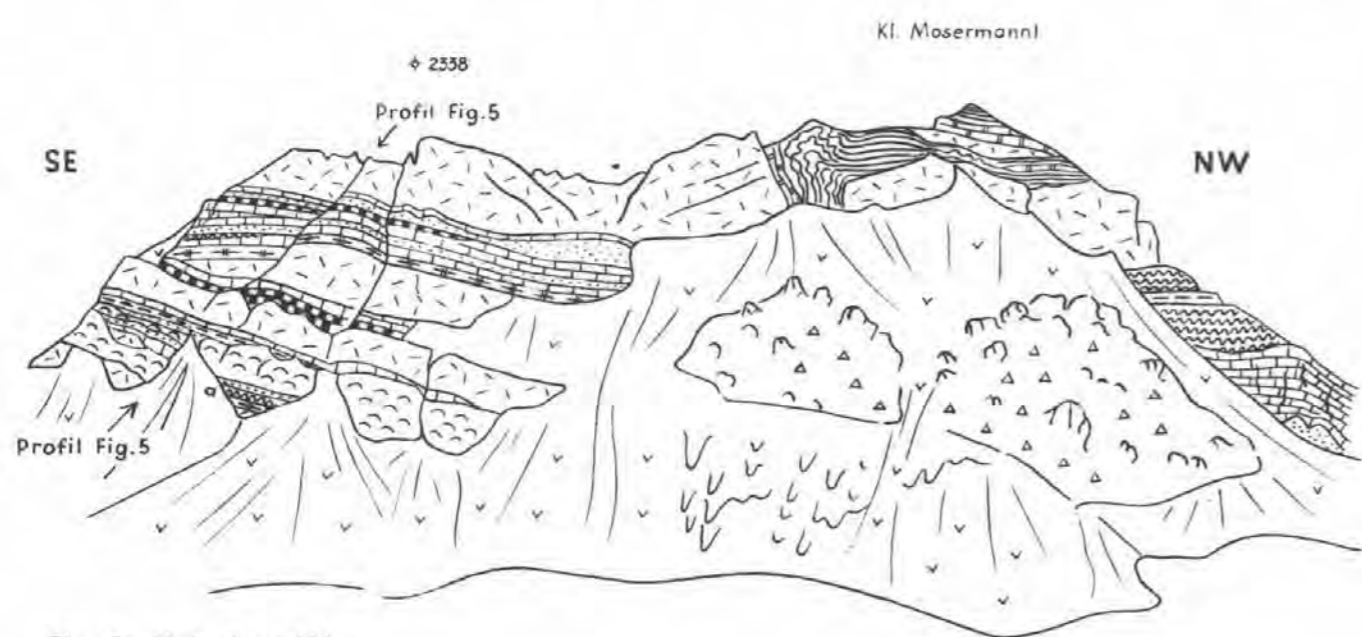


Fig. 1 Urbakar-W

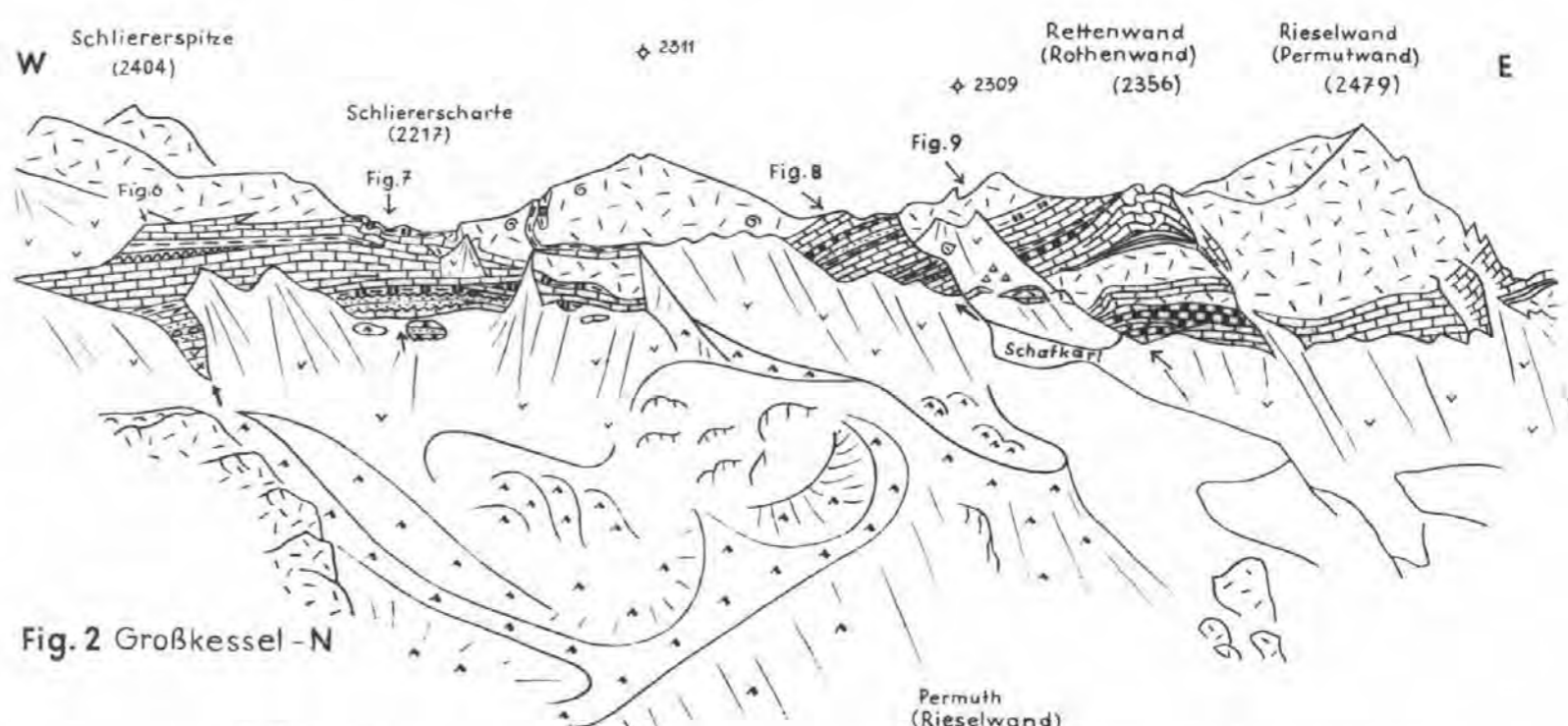


Fig. 2 Großkessel-N

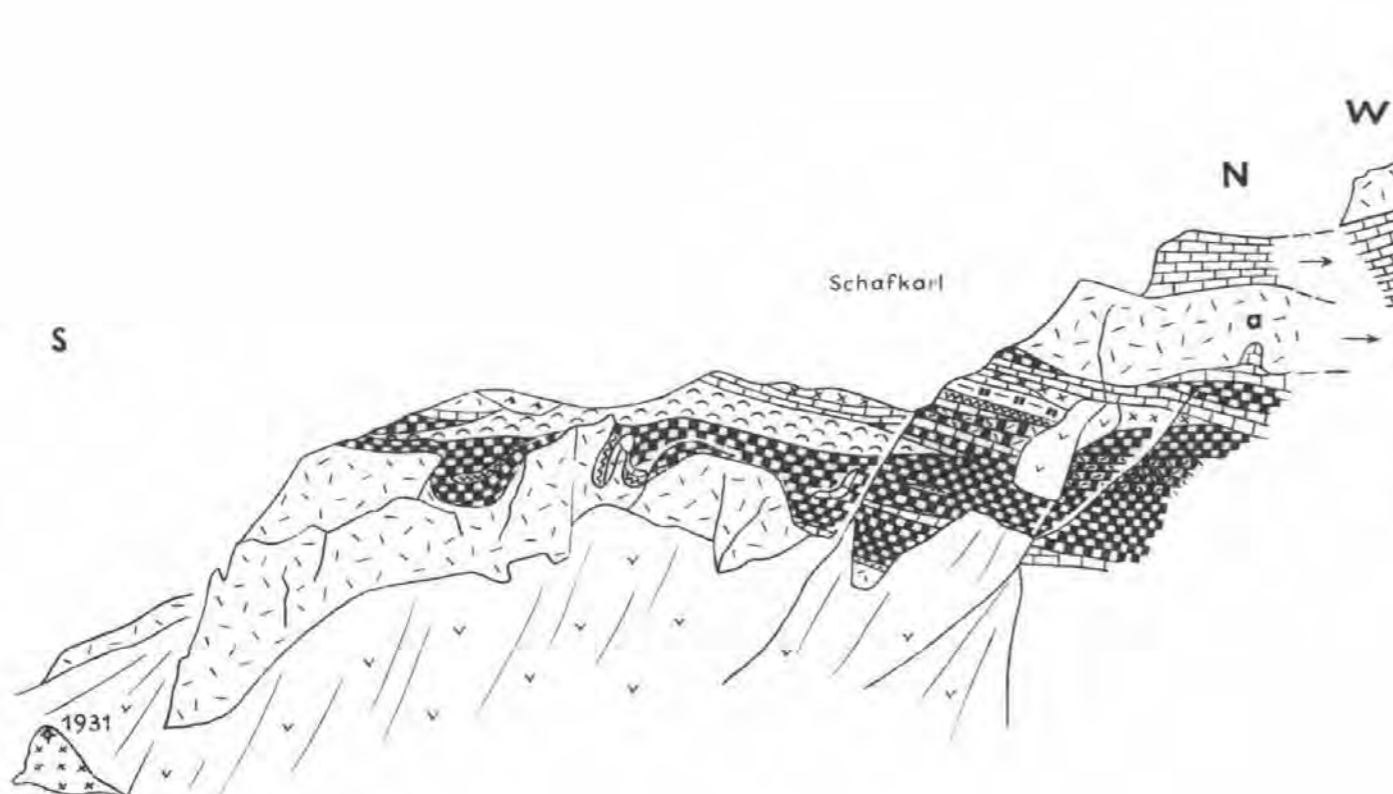


Fig. 3 Höhe N Kößlerhiesalm

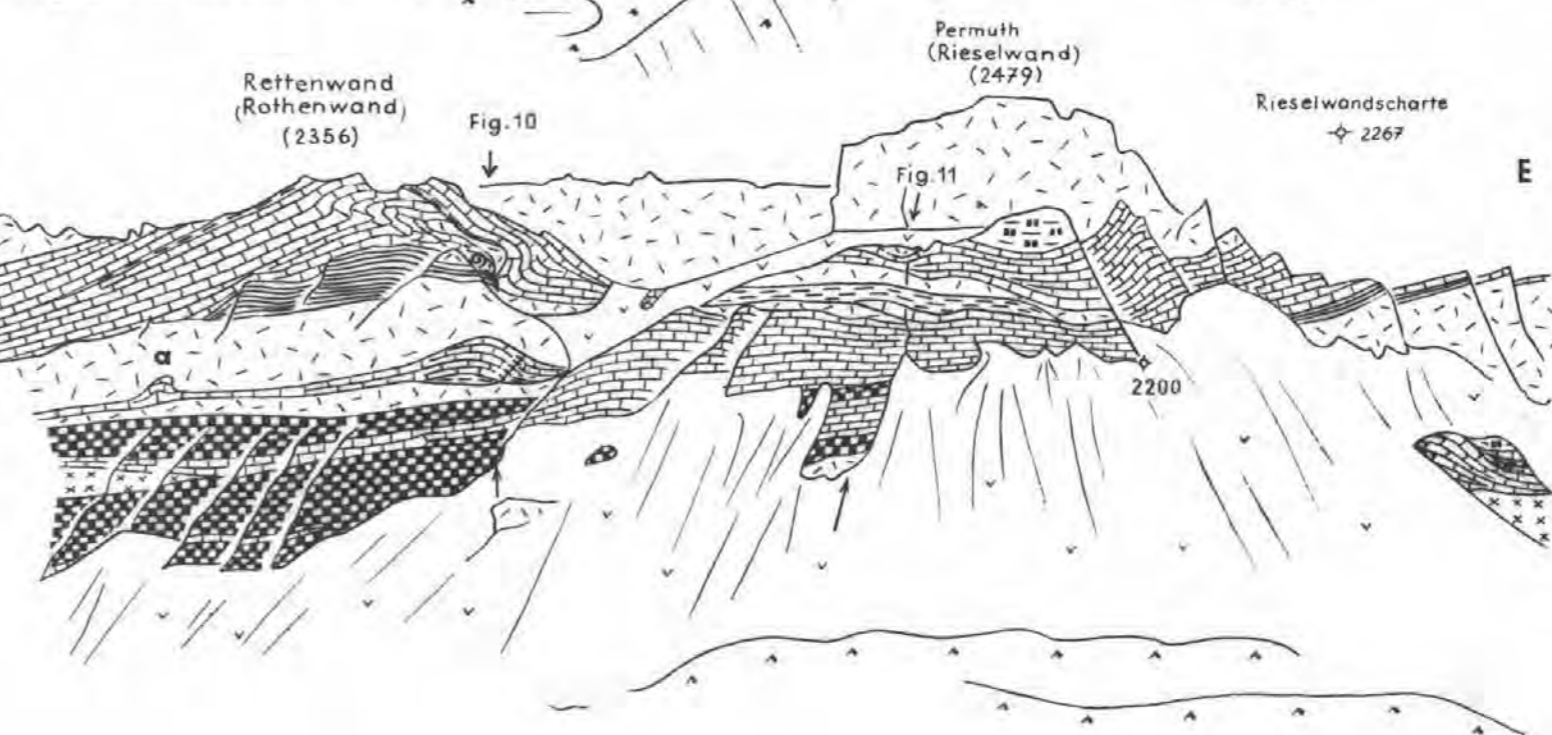


Fig. 4 Permut-S

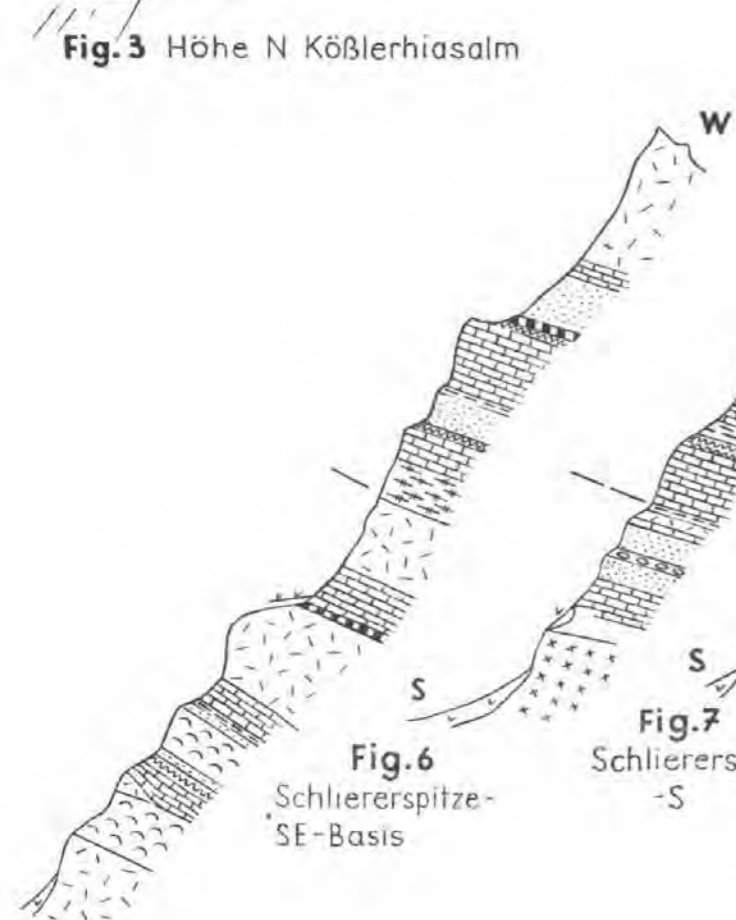


Fig. 5 Kl. Mosermannl-SE-Kamm E + 2338

Fig. 6 Schlierspitze-SE-Basis

Fig. 7 Schlierscharte-S

Fig. 8 Frauenkarscharte-S

Fig. 9 Rettenwand-SW

Fig. 10 Rettenwand-S

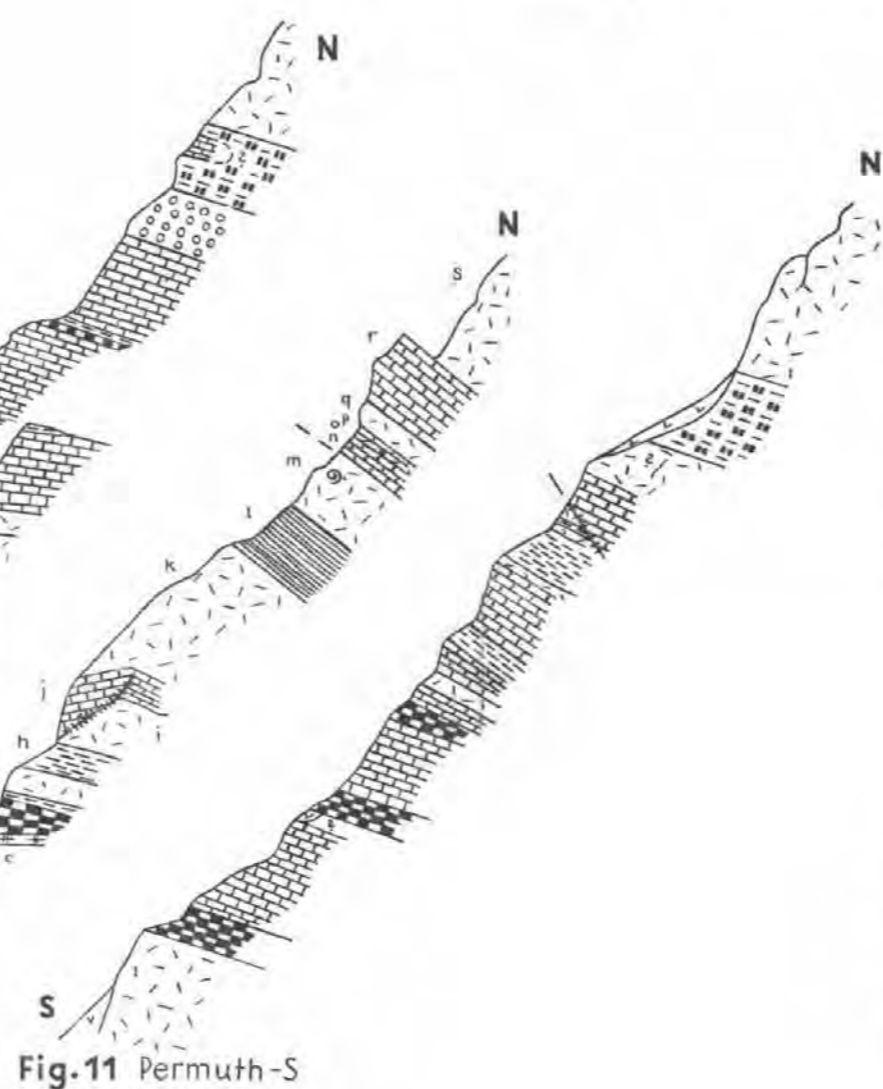


Fig. 11 Permut-S

## LEGENDE:

	Hangschutt
	Bergsturzgelände
	Schutzzungen
	Moränen
	Dolomit
	Kalk
	Wettersteindolomit (U. Ladin) + Trachitendolomit (Oberstes Anis)
	schwz. Dolomit
	heller Dolomit (O. Anis)
	helle Dolomitbrekzie
	Gutensteiner Kalk (Marmor)
	schwarzer Gutensteinerdol.
	Dolomit(schiefer)-brekzie
	Tonschiefer (U. Anis)
	Dolomitische Rauhwacke
	Rauhwacke (U. Anis)
	Permoskyth, Quarzit
	Phyllit
	Diaphthorit u. Grünschiefer



# Beiträge zur Kenntnis des Wiener Beckens zwischen Grinzing und Nußdorf (Wien XIX.,)

Von J. Fink, R. Grill, K. Kollmann, H. Küpper

Mit 2 Tafeln (XI, XII), 3 Textabbildungen und 2 Tabellen

	Seite
Einleitung .....	117
I. Geologische Beobachtungsgrundlagen (J. Fink, H. Küpper) .....	118
II. Mikropaläontologische Untersuchung der am Hungerberg anstehenden Schicht- folge (R. Grill, K. Kollmann) .....	124
III. Ausblicke auf allgemeine Fragen (H. Küpper) .....	129

## Einleitung

Ein Teil des neunzehnten Wiener Gemeindebezirkes trägt den Namen Hohe Warte, und zwar ist diese Benennung mit der nach Osten flach abdachenden Scheitelpartie eines Hügels verbunden, der selbst den Namen Hungerberg ( $\oplus$  240 m) führt. Vom eigentlichen Rand des Wiener Beckens ist dieser Hügel orographisch getrennt im Norden durch das Tal des ehemaligen Grinzing Baches (heute Grinzing Straße); im Westen durch einen Sattel, den die Grinzing Allee auf der „Langen Lüssen“ überschreitet; im Süden durch das Tal des ehemaligen Sieveringer Krottenbaches, dessen Talfurche die Vorortelinie Oberdöbling—Unterdöbling folgt; im Osten schließlich wird die Hohe Warte durch einen Steilabfall begrenzt, an welchem die in der klassischen Zeit der Wiener Geologie als Sehenswürdigkeiten bekannten Ziegelgruben aufgereiht waren.

Seiner vom eigentlichen Beckenrand etwas losgelösten Lage verdankt der Hungerberg schöne Ausblicke nach allen Seiten. Auf seinem nordöstlichen Scheitelgebiet und am N-Hang ist in der Zeit Mitte 1954—1957 eine ausgedehnte Siedlung entstanden. Dadurch, daß Kelleraushübe und Kanalschlitze in annähernd regelmäßiger Verteilung ein relativ großes Areal bedeckten, ergab sich bei geregelter Verfolgung der Einschnitte das Bild einer angenähert abgedeckten geologischen Karte. Daß die meisten Aufschlüsse systematisch erfaßt wurden, ist dem Umstand zu danken, daß die zuerst besuchten im Rahmen eines Routinebesuches geologisch Interessantes zu bieten schienen und die weitere Verfolgung dann immer tiefer in die geologische Problematik hineingeführt und auch den Bearbeiter nicht mehr losgelassen hat.

Von dem Kerngebiet des Hungerberges ausgehend wurden die angrenzenden Teile des tertiären Beckenrandes bis an den Flyschsockel in die Bearbeitung einbezogen, um so ein abgerundetes Ganzes zu erhalten; hiebei wurden Teile des „geologischen Grundkatasters von Wien“ als Aus-

gangspunkt gebraucht, welcher, bearbeitet von Dr. I. Wiesböck, eine kartenmäßige Erfassung sämtlicher geologisch datierbarer Aufschlüsse enthält.

Das Folgende enthält in Form einer Erläuterung der Beilagen im ersten und zweiten Teil die Zusammenfassung der Beobachtungsergebnisse; im dritten Teil die Folgerungen, die sich hieraus für verschiedene Problemkreise ergeben.

## I. Geologische Beobachtungsgrundlagen

### a) Tertiär

Von H. Küpper

Tafel XII enthält die Zusammenfassung aller jener Daten, die in dem von neuen Bauaufschlüssen dicht besetzten Gebiet des Hungerberges gesammelt wurden; sie fußt auf den Karten der örtlichen Bauleitung, ergänzt durch Aufzeichnungen über Kanalgrabungen.

Aus der Karte 1:500 ist ersichtlich, daß hier deutlich gliederbares Unter-, Mittel- und Ober-Sarmat, ferner Unter Pannon und Ältest Quartär vorliegt. Diese Sedimente werden von zwei NNW—SSE verlaufenden Depressionszonen gequert, die jeweils an ihrem W Rand von Störungsflächen begleitet sind. Ferner besteht ein WSW—ENE gerichtetes Haupt-Querelement, sowie auch noch anders verlaufende Querstörungen, welche die Depressionszonen versetzen. Im ganzen haben wir es zu tun mit gut geschichtetem, aber tektonisch stark zerstückeltem Jungtertiär und Altquartär, wovon die Lagerungsverhältnisse in dem Schnitt rechts unten zusammenfassend dargestellt sind.

Die stratigraphische Aufgliederung ist am rechten Rande von Tafel XII ersichtlich. Im allgemeinen überwiegen im Unter Sarmat graue bis dunkelgraue Tone, gegen oben besser geschichtet durch Grobsandlagen und eingefügte Platten von kreidig verwitternden Septarien. Im Mittel Sarmat liegt eine Abwechslung von Ton- und Sandlagen vor im *dm-* bis *mm-*Bereich, teilweise mit eingeschalteten Lagen von kreidigen Makrofossilien. In den höheren Teilen beginnen Grobsande vorzuherrschen mit Schnüren von bis nußgroßen, wohlgerundeten Flyschgeröllen und auch Bänken mit Packungen von Cerithien-Steinkernen. Das Ober Sarmat schließlich besteht vor allem aus mittel- bis feinkörnigen gelben Sanden, in diesen manchmal dünne Platten von Konkretionen, aber auch einzelne massige Riesenkonkretionen; dazwischengeschaltete tonige Lagen ergeben zuweilen gut geschichtete, tonige Feinsande.

Das Unter Pannon sind etwas knollige grau-grüne Mergeltonen. Die „Rote Lehm Serie“ schließlich, soweit sie in der westlichen Depressionszone eingeklemmt ist, besteht aus einer Folge von bis eigroßen, sandigen Quarz- und Kristallinschottern, darüber rotbraunen Lehmen, darüber alten Lössen und vermutlich darüber nochmals rotbraunen Lehmen. Im Südwestteil des Baugebietes, Haus Nr. 40, liegen übergreifend über diesen durch ihre Färbung auffallende Lagen in etwa 220 m Höhe als relativ dünne Haut grobe Quarzschotter, die wir von den weiter westlich auf der Kuppe des Hungerberges gelegenen Laaerbergsschottern ableiten möchten. Einer anlässlich gemeinsamer Begehungen gegebenen Anregung von R. Grill entsprechend, sind wir geneigt, die in der westlichen Depressionszone eingeklemmten Schichten als zur „Roten Lehm Serie“ N der Donau gehörig zu stellen.

## b) Quartär

Von J. Fink

Die Aufschlüsse am Hungerberg, Wien XIX., die im Zuge der Fundierungsarbeiten für die neue Wohnhaussiedlung entstanden, wurden gemeinsam mit H. Küpper am 29. 10. und 9. 11., gemeinsam mit H. Majdan am 30. 10. und 12. 11. 1954 begangen. Es wurden Bodenproben entnommen sowie Farbdiapositive angefertigt, die archivmäßig aufbewahrt sind.

Die morphologische Situation ist für die quartärgeologische Fragestellung von besonderer Wichtigkeit. Wie aus dem Situationsplan (Tafel XII) ersichtlich ist, liegt der für die paläopedologische Beurteilung wichtige Raum (Objekte 35/36 und 38) auf einer gegen E streichenden Verebnung in rund 220 m, die eine Zwischentalscheide zwischen dem Reisenbergbach im N und dem Erbsenbach im S bildet, wobei diese Verebnung infolge der rückgreifenden Hänge auf rund 70 m zusammengeschrumpft ist. Erst im eigentlichen Hungerberg weiter westlich werden 240 m erreicht. Solche Zwischentalscheiden (mit Verebnungen, die ältestpleistozänen Niveaus entsprechen) sind im Wiener Stadtgebiet häufig anzutreffen, da die aus dem Wienerwald kommenden Bäche eine sehr starke W—E gerichtete Zertalung bewirkten. Das beste (und größte) Beispiel hierfür bietet der Zug des Wiener- und Laaerberges. Ohne Einbeziehung einer tektonischen Verstellung käme man bei der oben genannten Ebenheit östlich des Hungerberges auf eine zeitliche Äquivalenz mit der Wienerbergterrasse; auf Grund der pedologischen Aussagen ergibt sich eine Stützung dieser Annahme.

Die Detailskizze und die verschiedenen Profilschnitte (Tafel XII) zeigen die entscheidende Stelle im Bereich der „westlichen Depressionszone“. Der Profilschnitt A—A', bzw. der unterste im Raumschnitt entsprechen ungefähr der Situation, welche die südschauende Längswand von Objekt 38—36 geboten hatte (Abb. 1). Nach einem Farbdiapositiv ist die nachfolgende Skizze angefertigt worden:

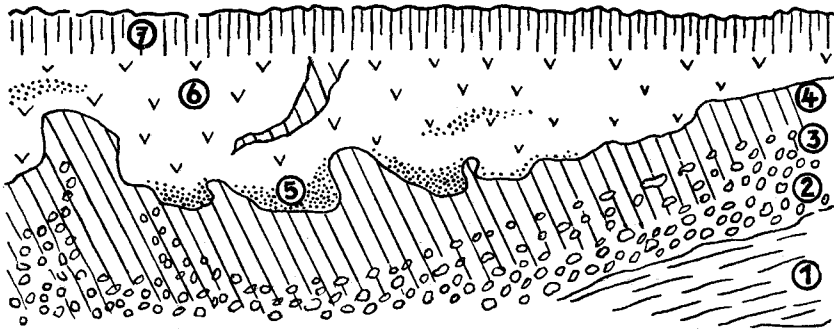


Abb. 1: 1) Tertiär, 2) weißer Quarzschotter, 3) ferretisierter Quarzschotter, 4) Verlehmungszone (Rotlehm), 5) Kalkmehllinsen, 6) alter Löß und 7) diskordant überlagernder (Relikt) Boden.

Es zeigt sich, daß nicht nur eine tektonische Verstellung vorhanden ist (wie dies die Schnitte auf Tafel XII demonstrieren), sondern gleichzeitig auch eine kryoturrate Verwürgung die einzelnen Elemente erfaßt hat,

allerdings nicht so stark, daß sie nicht in ihrer stratigraphischen Stellung erkannt werden könnten. Basal liegt über dem Tertiär der Schotter, der (ehemals) horizontal auf ebener Unterlage abgelagert wurde. Durch die tektonischen Vorgänge wurde er gegen W gekippt; nur in den hangenden Teilen ist er in die Kryoturbation einbezogen. Von entscheidender Wichtigkeit ist, daß der Schotter im unteren Teil weiß, im hangenden dagegen stark ferretisiert ist (d. h. mit den rötlichbraunen Tonhäutchen der darüber folgenden Verlehmungszone zusammengebacken ist). Dadurch entsteht die gleiche Anfärbung mit Eisenhydroxyd, wie sie den altpleistozänen Schottern des Wiener Raumes eigen ist.

Die altpleistozänen Schotter des Wiener Raumes sind meist nur mehr in Form einer Schotterhaut über dem Tertiärsockel erhalten, so daß sie meist zur Gänze durch überlagernde alte Böden ferretisiert sind. Nur in tiefergreifenden Aufschlüssen, wie etwa in den Rudolfsziegelöfen, nun auch hier am Hungerberg, ist erkennbar, daß sie völlig unverfärbt als Flußschotter akkumuliert wurden und erst von oben her die Verwitterung (Bodenbildung) sie veränderte.

Die darüberliegende und in den Schotter von oben eingreifende Verlehmungszone ist typologisch ein Rotlehm mit scharfkantig-blockiger Struktur von intensiver roter Farbe (Farbwert nach Munsell color charts 5 YR 4/6). Ein Farbton, der selbst von den meisten Verlehmungszone im Löß (etwa der des Stillfrieder Komplexes) nicht erreicht wird, sondern nur in sehr alten Bodenbildungen anzutreffen ist (etwa in den Rudolfsziegelöfen). Starke Manganbestege bedecken die grobprismatischen Kluftflächen. Bodenartlich ein lehmiger Ton (der Begriff „Lehm“ ist genetisch und nicht textuell zu verstehen!). Die einzelnen Strukturelemente (blockige Aggregate) zeigen bei weiterem Aufbrechen noch Anklänge an Lößgefüge (vereinzelte, sehr dünne Kapillaren, mit schwärzlichen Mn-Häutchen ausgefüllt). Die Fraktionierung ergab innerhalb der hier untersuchten Proben den höchsten Rohton Gehalt. (Die Vorbereitung der Proben erfolgte durch Schütteln während einer Stunde unter Zusatz von  $\text{NH}_4\text{OH}$  n/100.

Grobsand	Feinsand	Schluff	Rohton	
4	42	31	23	in Prozent

Bezüglich des Feinsandes muß erwähnt werden, daß gröberer und feinerer Feinsand hier nicht getrennt sind und daher der Lößgipfel (0.05 bis 0.002 mm) zum Teil in den Feinsand hineinfällt. Unter Einbeziehung dieser Feststellung ergibt sich somit ein Bild, das für einen stark vertonten Löß spricht.

An einer anderen Stelle (Objekt 31) liegt eine sehr sandige Verlehmungszone, da diese dort aus dem darunterliegenden Tertiärsand gebildet wurde. Sie liegt aber schon im Hangbereich und wurde daher nicht näher untersucht.

In die Verlehmungszone eingreifend, kryoturbat mit ihr verwürgt, sind Linsen und Knollen eines (zum Teil verfestigten) Kalkmehls (Kalkschluff). Besonders deutliche Beispiele hiefür auch in den Objekten 35/36 und 38, wo auch die Solifluktion schon stärker in Erscheinung tritt, die sicher maßgeblich für die Bildung gewesen war. Es handelt sich um ein weißgelbes (Farbwert  $2\frac{1}{2}$  Y 7/4) stark verhärtetes Kalkmehl, das zu Knollen zusammengebacken, ganz ähnlich den Bieloglaskas (Weißäuglein) ist (welche sich in vielen Verlehmungszone Niederösterreichs finden), nur weit größer als

dieselben. Es wurde oben schon angedeutet, daß ihre Bildung hier nicht so sehr auf Entkalkungsvorgänge zurückgehen dürfte (sie greifen ja auch von oben in den Rotlehm ein und unterlagern ihn nicht), sondern durch gewisse kryoturbate und solifluidale Vorgänge im Zusammenhang mit wandernden Lösungen und überhaupt einem höheren Wassergehalt zu erklären sein dürften. Beim Aufbrechen entsteht eine scharfkantig blockige Struktur, wobei ganz schwache Manganbesteige an den Kluftflächen zu beobachten sind. Die Strukturkörper sind äußerst dicht gelagert und weisen nur ganz vereinzelt kleinste Kapillaren auf. Der Kalkgehalt liegt bei 40%.

Das nächste bedeutende Element ist der (alte) Löß, der in den einzelnen Aufschlüssen in verschiedener Ausbildung vorhanden ist. Er schwankt im Farbwert (10 YR 6/4, oder 7½ YR—10 YR 4/4) je nach der Auf- und Einarbeitung fossiler Böden, bricht in blockigen bis prismatischen Strukturkörpern auf, wobei seine Lagerung auch von locker bis sehr fest wechselt; auch die Manganüberzüge auf den Kluftflächen sind von verschiedener Intensität. Stets aber sind alle Proben an dem deutlichen Lößgefüge erkennbar, wobei die Kapillaren ein enges Geflecht bilden und teils mit Mn, teils mit CaCO<sub>3</sub> ausgekleidet sind. Fallweise ist auch Pseudomyzelium (Kalkschimmel) auf den Aggregatflächen zu erkennen. Die Fraktionierung ergab große Übereinstimmung (bezüglich des Feinsandes gilt obige Feststellung):

	Grobsand	Feinsand	Schluff	Rohton
Probe 1 .....	4	47	40	9
Probe 3 .....	4	45	41	10
Probe 6 .....	9	40	39	12

Vereinzelt kommen auch Partien mit grobsandigen Lagen vor, doch sind solche lokale Einstreuungen im Löß möglich und außerdem auch durch die Verwürgung zu erklären.

Sehr interessant ist die diskordant, hangend den Aufschluß begrenzende Bodenbildung, die einem Reliktboden (allerdings aus einem weit jüngeren Abschnitt des Pleistozäns, wahrscheinlich der letzten Warmzeit) entsprechen könnte. Dem Verfasser sind sehr ähnliche Bildungen aus verschiedenen kleineren Aufschlüssen im Cottageviertel bekannt. Typologisch stehen diese Böden am nächsten einem verbrauchten Tschernosem, doch weist der verbrauchte Horizont auch oft fleckenförmige Vermischungen des humosen mit dem braunen Material auf, die sehr an die „gefleckten Horizonte“ erinnern. Besonders auffallend sind die starken Pseudomycelbildungen. Es wäre denkbar, daß der letzteiszeitliche Löß diese hohe Ebenheit von 220 m nicht mehr bedeckte und so ein Reliktboden erhalten bleiben konnte.

Von der pedologischen Seite her ist es nicht möglich, zwei Pakete von Rotlehm, die Küpper auf Tafel XII als „tiefster Rotlehm“ und „höherer Rotlehm“ ausscheidet, abzutrennen. Es scheint mir eher, daß durch die Frostverwürgung eine Verdoppelung der gleichen Strate eingetreten ist.

Abschließend darf festgehalten werden: Der oben beschriebene Detailaufschluß zeigt sowohl einen Einfluß der Tektonik, wie dies in den Profil-

schnitten zum Ausdruck gebracht ist, als auch eine Wirkung des Bodenfrostes, indem die einzelnen pleistozänen Elemente miteinander verwürgt wurden. Wenn man die übrigen altpleistozänen Erscheinungen des Wiener Raumes und deren Höhenlage zum Vergleich heranzieht, ergibt sich folgender zeitlicher Ablauf: Auf dem Tertiärsockel (der sicher eine plane Oberfläche gebildet hatte), wurde der weiße, grobe Quarzschotter der Donau abgesetzt, der von oben her durch eine Verlehmungszone (Bodenbildung einer Warmzeit) umgeprägt wurde. Über dieser setzte sich der Löß ab, wobei die „aulehmartigen“ Pakete ebenso wie die Kalkmehlnester in ihm teils durch die Alteration, teils durch die nun einsetzende Kryoturbation zu erklären sind. Die Kryoturbation scheint syngenetisch mit der tektonischen Verstellung. Dann folgt die neuerliche morphologische Modellierung, zu jener Zeit, da die Donau das Niveau um 220 m im Wiener Raum einnahm (Wienerberg-Terrasse). Für das Alter des Schotters, fossilen Bodens und darüberliegenden Lößes ist also nur eine obere, aber keine untere Grenzmarke anzugeben. (Der auf Tafel XII bei Objekt 40 angegebene „übergreifende Laaerbergschotter“ ist ein jüngerer Schotter, der vielleicht der Modellierungsphase entspricht und dann später solifluidal von der immer mehr aufgezehrten Verebnung heruntergeglitten war.)

Es sind somit die hier beschriebenen Sedimente pleistozän. Neueste, vielfach noch nicht veröffentlichte Feldbeobachtungen haben uns in weiten Teilen Österreichs die Kenntnis alter Sedimente gebracht, die weit vor Günz abgelagert wurden, aber noch als pleistozäne Bildungen anzusehen sind. Es darf hier an die Eichwaldschotter Weinbergers erinnert werden, in denen 8 m tief im Schotterkörper syngenetische Kryoturbation zu beobachten sind, oder an hochliegende „sogenannte Aulehme“ der Oststeiermark, die ebenfalls auf Grund von eingelagerten Böden, aber auch durch ihre Frosterscheinungen als pleistozän zu bezeichnen sind und schließlich an viele Schotter im Alpenvorland und den Hainburger Bergen, die — bei Annahme einer konstant gebliebenen Unterlage — noch über dem Niveau des Laaerberges zu liegen kommen. Immerhin ist aber die Tatsache, daß hier durch eine glückliche tektonische Situation Schotter, Löße und fossile Böden konserviert wurden, besonders hervorzuheben, zumal es sich hiebei um die ältesten Pleistozänsedimente des Wiener Raumes handelt.

#### c) Zum Bau der Hohen Warte Von H. Küpper

Die auf Tafel XII zusammengefaßten neuen Tatsachen ergeben ein übersichtliches Bild der Geologie des Hohe Warte-Gebietes, wenn man sie mit jenen Beobachtungen ergänzt, die von Uhlig (1909) anlässlich der Untersuchungen der Absenkungsvorgänge im Bereich der östlich anschließenden (chem.) Rotschild'schen Gründe und Hauser'schen Ziegelei veröffentlicht wurden. Zur weiteren Abrundung wird man schließlich noch die Arbeit von Toulou (1906) über die Kreindel'sche Ziegelei heranziehen müssen, welche als wahrscheinlich unwiederbringlich letzte über tatsächlich Gesehenes in dem seinerzeit berühmten Aufschlußbereich der klassischen Wiener Geologie berichtet.

Die Verknüpfung der Daten Uhligs mit unseren ist aus Abbildung 2 ersichtlich. Hiebei ist bemerkenswert, daß die damals angesetzten Boh-



rungen ebenso wie unsere Beobachtungen über den Untersarmat-Tonen nur etwa 20—30 m sandiges Mittelsarmat ergaben. Weiterhin ist aus der genauen Festlegung der Tegel in der damaligen Hauser'schen Ziegelgrube als Untersarmat abzuleiten, daß ein Bruch (Nußdorfer Bruch) östlich der genannten Ziegelgrube anzunehmen ist, da die Ziegelgrube Untersarmat enthält und in dem Bauaufschluß 1957, Heiligenstädter Straße, Obersarmat angetroffen wurde. Es ist also deutlich, daß die 1954—1956 beobachteten Brüche in der Absenkungstendenz dem Nußdorfer Bruch ähneln, aber im Schnitt doch ein etwa 900 m weiter westlich gelegenes Bruchstafelgebiet sind.

Die von Toula 1906 beschriebenen Lagerungsstörungen in der Kreindl'schen Ziegelei sind etwa 800 m SE von unseren Beobachtungen und 800 m SSW von der Hauser'schen Ziegelgrube entfernt gelegen. Obwohl der Durchgang einer beträchtlichen Störung im Ostteil unseres Profilschnittes (Abb. 2) sicher ist, so ist es nicht ganz sicher, ob die beträchtlichen Schichtstörungen der Kreindl'schen Ziegelei als in der Verlängerung unserer Störung gelegen anzusehen sind, oder ob diese nicht doch mit dem schon im Pleistozän als ausgeprägte Geländeform bestehenden Mündungstrichter des Krottenbaches zusammenhängen.

Eine Entscheidung ist heute kaum zu fällen; bei Annahme einer rein tektonischen Erklärung der gestörten Lagerungsverhältnisse in der Kreindl'schen Ziegelei würde dies bedeuten, daß der Nußdorfer Bruch nicht subparallel zur Heiligenstädter Straße verlaufen würde, sondern von der Kreuzung Grinzinger Straße—Heiligenstädter Straße zur Kreuzung Barawitzkagasse — Döblinger Hauptstraße, sich erstreckend, anzunehmen wäre. Diese Möglichkeit wurde vorläufig nicht in unsere Kartendarstellung Tafel XI eingebaut, sondern einem Verlauf des Nußdorfer Bruches, etwa entlang der Heiligenstädter Straße, der Vorzug gegeben.

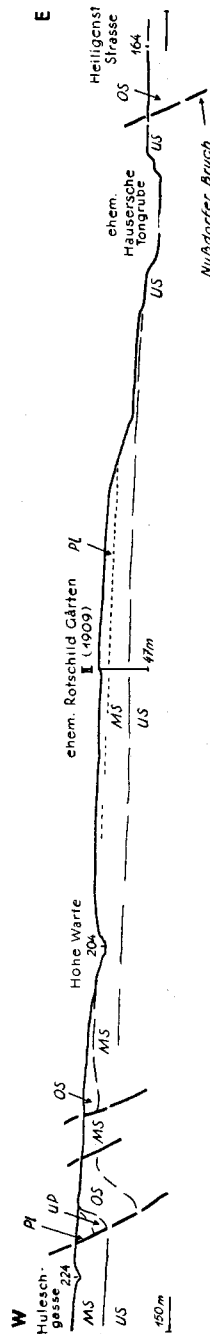


Abb. 2: Zusammenfassendes Profil über den Ostabfall der Hohen Warte  
 horizontal: 1 : 5000  
 vertikal: 1 : 500 (Abkürzungen siehe Legende Tafel XII).

## II. Mikropaläontologische Untersuchung der am Hungerberg anstehenden Schichtfolge

### a) Fauneninhalt und stratigraphisches Ergebnis der Untersuchungen

Von R. Grill

Die mikropaläontologische Bearbeitung der von Prof. Dr. Küpper im Bereiche des Hungerberges im 19. Wiener Gemeindebezirk aufgesammelten Proben erwies sich in mehrfacher Hinsicht als lohnendes Unternehmen. Da erstens nahezu alles Material aus Ausschachtungen von mehreren Metern Tiefe gewonnen wurde, konnte der Untersuchung wirklich frisches, unverwittertes Gut zugeführt werden. Ein Teil der Proben erwies sich als ausgesprochen fossilreich und der Erhaltungszustand ist zufolge des oben erwähnten Umstandes und zufolge wohl nie allzugroßer Überlagerung vielfach ganz ausgezeichnet. In dem kleinen Areal des Hungerberges mit Schichtstoßmächtigkeiten von wenigen Zehnern von Metern, fanden sich Faunen, die das Unterpannon sowie das Ober-, Mittel- und Untersarmat umfassen. Das Vorhandensein des Unterpannons auf dem 240 m hoch gelegenen Hungerberg im Randbereich des Wiener Beckens ist von regional-geologischem Interesse. Die Aufschlüsse in den verschiedenen Sarmat-zonen mögen auch insoweit bemerkenswert sein, als besonders das Mittelsarmat in guten Proben im Wiener Becken anstehend bis jetzt kaum vorgelegen ist, vielmehr das vorhandene Material fast ausschließlich aus Bohrungen stammt. Schließlich ist auch das Untersarmat obertägig heute nur an wenigen Punkten des Beckens zugänglich und es erschien besonders reizvoll, die früher in den äußeren Wiener Bezirken, in Ottakring, Hernals, Heiligenstadt in verschiedenen Ziegelgruben entblößten Bildungen aufgeschlossen zu sehen.

Im Verlaufe der fortschreitenden Bauarbeiten wurden dem Bearbeiter von 97 Punkten Proben übergeben, von denen eine Auswahl auf Tafel XII von H. Küpper hinsichtlich ihrer Lage vermerkt ist. Als gesonderte Darstellung hat der genannte Autor auf der zitierten Tafel die obigen Punkte in ihrer gegenseitigen Lagebeziehung zur Darstellung gebracht, sodaß damit auch ihre genauere Position innerhalb der einzelnen auf paläontologischem Wege bestimmten Zonen zum Ausdruck kommt.

Zu der angeführten Probenzahl kommt noch eine Reihe von Punkten in der näheren und weiteren Umgebung des engeren Hügelbereiches, die zum Teil von R. Weinhandl untersucht wurden.

An der Zusammensetzung der vorliegenden Mikrofaunen beteiligen sich im sarmatischen Anteil neben den Foraminiferen in untergeordnetem Ausmaße einige Ostracoden-Arten, sowie selten Otolithen und andere Fischreste. Im groben Schlämmrückstand sind Bivalven und Gastropoden vielfach häufig, darunter im Untersarmat besonders die Rissoen. Teilweise reiche Ostracodenführung kennzeichnet den pannonischen Anteil des Profils.

Eine möglichst eingehende Behandlung dieser letztgenannten Ostracodenfaunen erschien schon aus der besonderen Lage des Vorkommens heraus wünschenswert, und es wurde deshalb das Material Herrn Dr. K. Kollmann mit der Bitte um Bearbeitung übergeben. Dr. Kollmann sichtete

darüber hinaus auch den an sich einförmigen Ostracodenbestand der sarmatischen Proben und es stammen damit alle auf Ostracoden sich beziehenden Angaben in der Tabelle vom genannten Autor. Allgemeine Bemerkungen zu diesen Bestimmungen finden sich weiter unten gesondert vor.

Tabelle der in den Aufschlüssen des Hungerberges gefundenen Mikrofossilien

Zone	Probennummer	Fossilart	
Untersarmat (Zone mit <i>Elphidium reginum</i> und Rissoen)	12	ss	
	13		
	14	+	
	63	ss	
	65	h	
	64	h	
	61	h	
	53	h	
	57	h	
	Mittelsarmat (Zone mit <i>Elphidium hauerinum</i> )	41	+
		54	h
		60	ss
		55	ss
		50	h
47		h	
68		h	
71		h	
73		s	
69		ss	
66		ss	
49		ss	
67		+	
77		h	
76	h		
83	h		
85	ss		
84	s		
Obersarmat (Zone mit <i>Nonion granosum</i> )	82	ss	
	81	ss	
	89	ss	
	88	ss	
	Untersarmat (Zone mit <i>Elphidium hauerinum</i> )	44	h
		40	h
		45	ss
		15	ss
		22	h

h = häufig; + = mittlere Häufigkeit; s = selten; ss = sehr selten.

20 der untersuchten Proben des engeren Hungerberggebietes konnten nach ihrer Mikrofauna ins Untersarmat eingestuft werden. Manche Punkte zeichnen sich durch einen besonderen Reichtum an Individuen und durch besonders guten Wuchs derselben aus. Hauptsächlich ist es das Zonenleitfossil, *Elphidium reginum*, das zusammen mit dem charakteristischen *Elphidium* aff. *crispum* in den Faunen dominiert. Relativ selten ist *Rotalia beccarii* vertreten. Unter den Ostracoden dominieren *Cytheridea* sp. und *Aurila* aff. *mehesi*. Es ist dieselbe Vergesellschaftung, wie sie nicht nur im gesamten Wiener Becken sondern darüber hinaus auch in weiten Gebieten des mittleren Donaubeckens festgestellt werden konnte.

34 Proben erwiesen sich als mittelsarmatisch. Ein größerer Teil derselben zeichnet sich wohl durch einen recht ärmlichen Fauneninhalt aus, wie dies für Teile des Mittelsarmats ja überhaupt kennzeichnend ist. Immerhin ist aber die stratigraphische Zugehörigkeit durch das Zonenleitfossil, *Elphidium hauerinum-antoninum*, gesichert. Eine Anzahl von Proben ist aber ausgesprochen individuenreich und es ist hauptsächlich das genannte Zonenfossil, das in prächtiger Erhaltung im Schlämmrückstand zu finden ist. Andere Foraminiferenarten wie auch Ostracoden sind auch in diesen reichen Horizonten ausgesprochen selten.

Eine Reihe fossillere Proben unter dem untersuchten Hungerberg-Material läßt sich auf Grund der Lagebeziehungen zumindest teilweise dem Mittelsarmat unschwer eingliedern.

Sieben Proben erbrachten auf Obersarmat weisende Faunen. Das wichtigste Zonenfossil, *Nonion granosum*, ist zwar selten, aber die Begleitfauna weist nicht minder deutlich auf höheres Sarmat. Dazu gehören nicht zuletzt die verschiedenen Ostracoden-Arten. Im östlichen Bereich des Hungerberg-Areals nehmen diese obersarmatischen Schichten deutlich den Kern einer Mulde ein, wie aus der Darstellung H. Küppers hervorgeht. Im Profil Punkt 25-K 7-K 6-K 5 westlich davon muß zwischen den beiden erstgenannten und den beiden folgenden Stationen mit durchwegs östlichem Fallen ein antithetischer Bruch oder eine andere Störung angenommen werden, denn am obersarmatischen Charakter der Proben 25 und K 7 und andererseits am mittelsarmatischen Alter der Punkte K 6 und K 5 ist nicht zu zweifeln. Probe 25 führt *Nonion granosum*, *Elphidium* ex gr. *obtusum*, *Rotalia beccarii*, K 7 dazu noch *Peneroplis* sp. In K 5 und K 6 ist hauptsächlich *Elphidium hauerinum-antoninum* enthalten.

Als Unterpannon erwiesen sich auf Grund ihrer Ostracodenfaunen acht Proben.

In der Tabelle sind die ausgewählten Proben entsprechend dem stratigraphischen Ergebnis der Untersuchung, bzw. innerhalb der einzelnen Zonen nach der geologischen Lagebeziehung geordnet. Es ergibt sich damit ein leicht überschaubares paläontologisches Normalprofil durch den Hungerberg.

### Literatur

Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch. Zwgst. Wien, 6, Wien 1943.

Grill, R.: Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Internat. Geologenkongreß „Report of the Eighteenth Session, Great Britain, 1948“.

## b) Bemerkungen zu den Ostracoden des Hungerberges

Von Kurt Kollmann

Die in 33 ostracodenführenden Proben festgestellten Arten zeigen die gleiche stratigraphische Verbreitung, wie sie aus Tiefbohrungen und von Tagesaufschlüssen des Wiener und Steirischen Beckens bekannt ist. Das Unterpannon führt eine reiche Ostracodenfauna, die eine zonenmäßige Einstufung dieser Ablagerungen ermöglichte. Auch das Sarmat zeichnet sich durch eine Reihe typischer Ostracodenarten aus. Da diese jedoch bisher nur in geringem Umfang stratigraphisch verwendet wurden, dürfte die folgende Charakterisierung der einzelnen Zonen dieser Stufe als Beitrag zu der bekannten, von R. Grill in erster Linie auf Grund von Foraminiferen erarbeiteten, mikrostratigraphischen Gliederung von Interesse sein.

Für das Untersarmat sehr charakteristisch ist das auch in den vorliegenden Proben sehr reichliche Vorkommen einer sehr großen *Cytheridea* sp. und der ebenfalls sehr großen *Aurila* aff. *méhesi* (Zalanyi). Die sonst in dieser Zone sehr häufige *Haplocytheridea dacica* (Hejjas) wurde nur in der Probe W 537 B (Grinzinger Straße) nachgewiesen. Als *Aurila* aff. *notata* (Reuss) wird eine später wegen gewisser Besonderheiten des Schalenbaues abzutrennende Form bezeichnet, die sich hier nur selten in der Probe Nr. 53 vorfand, sonst aber im Wiener Becken zu den häufigeren Formen gehört. Vertreter der noch näher zu bearbeitenden Gattung *Leptocythere*, verschiedene Larvenformen von *Aurila* sp., ferner einzelne Exemplare von *Cyamocytheridea* sp. und *Xestoleberis* sp. vervollständigen das Bild dieser ungemain charakteristischen Fauna.

Das auch in anderen Profilen sehr ostracodenarme Mittelsarmat lieferte nur in einer Probe *Xestoleberis tumida* (Reuss) und einen Schalenrest von *Cyamocytheridea* sp.

In dem Material aus dem Obersarmat fand sich eine nicht gerade artenarme Fauna, in welcher besonders *Cyamocytheridea leptostigma* (Reuss) in ihrer glatten Varietät zusammen mit *Hemicytheria? omphalodes* (Reuss) und *Aurila notata* (Reuss) als typische Vertreter dieser Zone hervortreten. Die in der Probe Nr. 25 b festgestellte *Cytheretta* sp. und *Bythocypris* sp. wurden schon an anderen Fundpunkten des Obersarmats mehrfach beobachtet. Ein einzelnes Auftreten von *Cyprideis* sp. gibt einen Hinweis für eine höhere stratigraphische Stellung innerhalb dieser Zone. An heterochronen Elementen fand sich nur eine Klappe von *Cnestocythere lamellicosta* Triebel, die sicher aus dem Torton stammt.

Das Unterpannon B/C (n. A. Papp) ist hier ebenso wie in den typischen Profilen des Wiener Beckens durch das Vorkommen von *Eucypris? auriculata* (Reuss) charakterisiert. Hinzu tritt mit großem Individuenreichtum *Erpetocypris recta* (Reuss). Ferner wurden zahlreiche Splitter aus dem Formenkreis um *E. abscissa* (Reuss) beobachtet. Nur in zwei Proben tritt die sonst in dieser Zone sehr verbreitete *Cyprideis tuberculata* (Méhes) hervor. Die durchwegs seltenen, gespitzten *Candona*-Arten aus dem Formenkreis *C. unguiculus* (Reuss) und ein Gehäuse von *Cypria* sp. sind zu schlecht erhalten, um stratigraphische Anhaltspunkte zu geben. Die sonst im Unterpannon nicht häufige *Cyprideis* aff. *heterostigma* (Reuss) gibt einer Einzelprobe (Nr. 15) ein besonderes Gepräge.

Im Anschluß an diese Charakterisierung der Ostracodenfaunen der einzelnen Zonen soll im folgenden noch zu einigen taxionomischen Fragen Stellung genommen werden. Dies erscheint umso nötiger, als gerade im österreichischen Schrifttum eine große Freizügigkeit in der Benennung der Arten um sich gegriffen hat und durch die verschwommenen taxionomischen Begriffe der stratigraphischen Auswertung der Ostracoden ernstliche Hindernisse in den Weg gelegt werden. In aller Kürze soll auch auf die allgemeine vertikale Verbreitung einiger Arten im Sarmat und Pannon des Alpenostrandes eingegangen werden.

Als einer der weitest verbreiteten Vertreter der *Cypridae* tritt auch im vorliegenden Material *Eucypris? auriculata* (Reuss) hervor. Wie der Verfasser durch Vergleich des am Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrten Reuss'schen Originalmaterials mit Topotypoiden von der Lokalität Darufalva (heute Draßburg) feststellen konnte, stimmen *Cytherina auriculata* Reuss (1850) und *Candona sieberi* Méhes (1907) in allen Schalenmerkmalen überein und sind daher als synonym zu betrachten (s. auch V. Pokorný, 1952). Daß diese Art nicht zu *Candona* gehören kann, wurde ebenfalls schon von Pokorný erkannt. Vorläufig wird sie mit Vorbehalt der Gattung *Eucypris* zugeordnet.

Eine bedeutende Rolle spielt im Material vom Hungerberg die Unterfam. der *Cytherideinae*, die durch die Gattungen *Cytheridea*, *Haplocytheridea*, *Cyamocytheridea* und *Cyprideis* vertreten ist.

*Cytheridea* sp. aus dem Untersarmat ist der letzte und zugleich größte Vertreter der Gattung im Wiener und Steirischen Becken. Diese Form wurde bisher meist zusammen mit den helvetischen und tortonischen Arten dieser Gattung als *Cytheridea mülleri*, aff. oder cf. *mülleri* (v. Münster) angeführt. Die Untersuchungen von Goerlich (1953) und Oertli und Keij (1955) haben jedoch gezeigt, daß *C. mülleri* auf das Oligozän beschränkt ist und die meisten im europäischen Tertiär unter diesem Namen laufenden Formen anderen Arten angehören. Es wird daher empfohlen, sich bis auf weiteres bei der Benennung der Vertreter dieser Gattung der offenen Nomenklatur zu bedienen. Nebenbei sei erwähnt, daß die einzige aus dem Wiener Becken beschriebene Art dieser Gattung, *C. acuminata* Bosquet, aus dem Torton von Nußdorf stammt.

Während die Gattung *Cytheridea* an der Wende vom Unter- zum Mittelsarmat im gesamten österreichischen Tertiär und wohl auch in großen Teilen des Pannonischen Beckens erlischt, erreicht die Gattung *Haplocytheridea* Stephenson (1936) mit *H. dacica* (Hejjas) zwar im Untersarmat ihren Höhepunkt, persistiert aber noch bis in das Obersarmat.

Die Gattung *Cyamocytheridea* Oertli (1956) umfaßt im Sarmat den Formenkreis um *Cytherina leptostigma* Reuss (1850), deren glatte Varietät erst an der Grenze Obersarmat/Unterpannon erlischt.

Im Wiener und Steirischen Becken scheint die Gattung *Cyprideis* Jones (1856) im Gefolge der zunehmenden Aussüßung des Beckens erst im Obersarmat auf. Im Pannon entwickelt sie sich zu besonderer Blüte. Von den zahlreichen Arten tritt in den vorliegenden Proben nur *Cyprideis tuberculata* (Méhes) hervor. Von Méhes (1908) als *Cytheridea pannonica* var. *tuberculata* aufgestellt, tritt sie im Material der Typlokalität Darufalva (heute Draßburg) zusammen mit der wesentlich kleineren *C. pannonica* Méhes auf. Sie hat zu dieser außer den gemeinsamen Gattungsmerkmalen

aber keine näheren Beziehungen. Es erscheint daher notwendig, die var. *tuberculata* zur Art aufzuwerten. Diesem Namen haftet nur der kleine Schönheitsfehler an, daß die Art in den meisten Fällen unbeknotet ist. Nach den Nomenklaturregeln kann ein Artnamen aber nicht verworfen werden, wenn er „seinem Wortsinn nach nicht zutreffend“ ist (s. R. Richter, 1948, S. 183—184). Dies gilt natürlich auch wie in dem vorliegenden Fall für später aufgewertete Namen.

Die Unterfam. der *Hemicytherinae* wurde in den letzten Jahren unter anderem auch von V. Pokorný (1955) weitgehend aufgegliedert. In den Proben des Hungerberges ist die Gattung *Aurila* Pokorný (1955) durch *A. aff. méhesi* (Zalanyi) und *A. notata* (Reuss) und aff. *notata* (Reuss) vertreten. Der Gattung *Hemicytheria* Pokorný (1955) wurde einstweilen die von A. E. Reuss (1850) als *Cypridina omphalodes* beschriebene Art zugeordnet.

### Literatur

Méhes, G. (1907): Beiträge zur Kenntnis der pliozänen Ostracoden Ungarns. I. Die Cypridaeen der unterpannonischen Stufe. — Földtani Közlöny, Bd. 37, H. 12, S. 495 bis 536, T. III—VI. Budapest.

Méhes, G. (1908): Beiträge zur Kenntnis der pliozänen Ostracoden Ungarns. II. Die Darwinulidaeen und Cytheridaeen der unterpannonischen Stufe. — Földtani Közlöny, Bd. 38, H. 7—10, S. 601—635, T. VIII—XI. Budapest.

Pokorný, V. (1955): Contribution to the morphology and taxonomy of the subfamily Hemicytherinae Puri. Acta Universit. Carolinae 3., Praha.

Reuss, A. E. (1850): Die fossilen Entomostraceen des österreichischen Tertiärbeckens. Haidingers Naturw. Abh., 3, 1, S. 41—92, Taf. 8—11, Wien.

## III. Ausblick auf allgemeine Fragen (siehe Tafel XI)

Von H. Küpper

### 1. Tertiärgeologie

a) Zur Frage der vollständigen oder unterbrochenen Sedimentabfolge sollen im folgenden einige Beobachtungen vorgelegt werden, nachdem in Teil I die einfache Reihenfolge der im Hungerberggebiet auftretenden Sedimente skizziert wurde. In der Abfolge Untersarmat—Mittelsarmat—Obersarmat wurden keine wesentlichen Hinweise für Unterbrechungen im Absatzverlauf beobachtet, obwohl die Sedimente sich ändern. Dagegen sind deutliche Anzeichen für eine Sedimentationsunterbrechung vor dem Absatz des Unterpannon zu verzeichnen, u. zw. erstens steht das Unterpannon südlich des Hauptquerelementes mit Obersarmat, nördlich davon mit Mittelsarmat in sedimentärer Berührung; zweitens haben sich in tektonischen Schlupfwinkeln zwischen den Störungsflächen der östlichen Depressionszone Reste einer Streuung von relativ groben Flyschgeröllen erhalten, die dadurch datiert werden konnten, daß zwischen den Flyschgeröllen auch noch tertiäre Tone als abgerollte Komponenten enthalten waren, die sich durch ihren Fossilgehalt als aufgearbeitetes Obersarmat erwiesen, das übrigens auf fossilbelegtem Obersarmat abgelagert ist (siehe Abb. 3). Es besteht demnach kein Zweifel, daß zwischen Obersarmat und Unterpannon sich tektonische und erosive Vorgänge abgespielt haben, die in einer nur in spärlichen Resten erhaltenen dünnen Decke von klastischen Bildungen ihren Niederschlag gefunden haben.

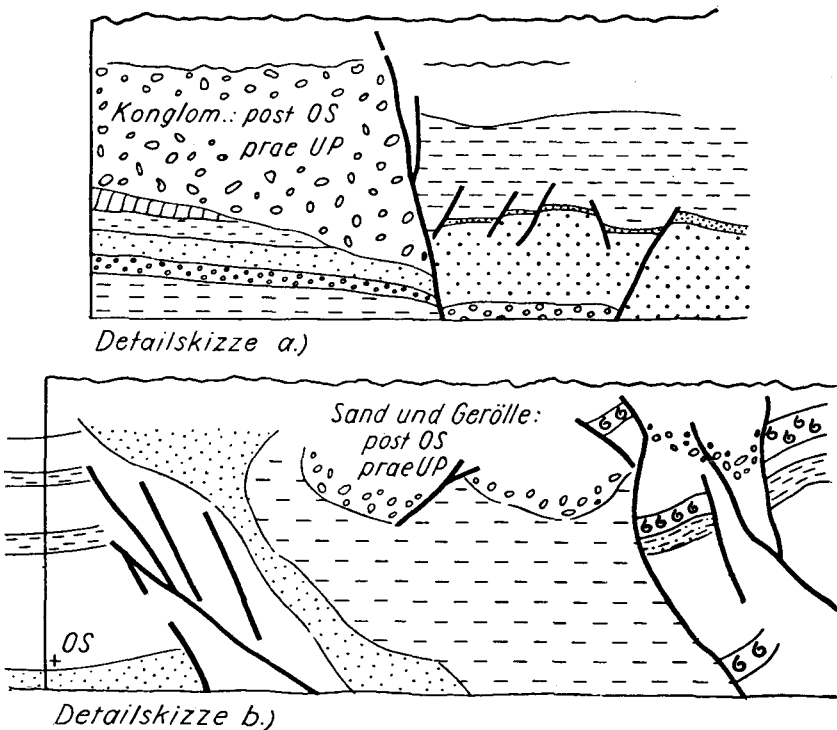


Abb. 3 (rechts E, links W; siehe Tafel XII)  
(1½ cm = zirka 1 m)

In der westlichen Depressionszone folgen über den Tonen des Unterpannon direkt die Bildungen der „Roten Lehmserie“. Es ist klar, daß hier die Absätze des Mittleren und Oberen Pannon (C—H) fehlen. Irgendwelche Reste, die der Ausräumung der Absätze dieses mehr beckenwärts durch eine mächtige Sedimentfolge vertretenen Zeitabschnittes entsprechen würden, wurden nicht beobachtet. Wir sind der Meinung, daß in dieser Beckenrandposition der Sedimentkeil Pannon C—H bereits primär dünn war, so daß er zur Wende Plio-Pleistozän bereits wieder so weit abgetragen war, daß die „Rote Lehmserie“ sich in etwa 230 m auf Unterpannon abgelagert hat. Dieses Indiz für einen dünnen Sedimentkeil Pannon C—H in Verbindung mit dem Fehlen jeglicher Klastika, spricht u. A. nicht für die Auffassung von Winkler-Hermaden, 1957, der die erosive Ausgestaltung der Nußbergplattform und ihrer Entsprechungen in das Mittelpannon einordnen möchte.

b) Zur Frage der absoluten Höhe wahrscheinlich ungestörter tertiärer Ufermarken lassen sich, von unserem Beobachtungsgebiet ausgehend, einige konkrete Mitteilungen machen.

Für die Uferlage des Torton ergeben sich folgende Anhaltspunkte: Am Eichhof liegt ein alter, zum Naturdenkmal erklärter Steinbruch in Nulliporenkalke in zirka 285 m Höhe; diese Nulliporenkalke ruhen auf steilgestelltem Flysch; oberhalb des Steinbruches folgt eine sanft ansteigende.



Ebenheit, die bald mit dem Flyschsockel der Nußbergterrasse verschmilzt. Am Grünen Kreuz sind an der alten Kahlenbergstraße bei 280 *m* grobe Breccien mit Veneriden und Austern aufgeschlossen; weiter bergauf folgt Flysch; unter den Breccien folgen die klassischen Lithothamnienbänke abwechselnd mit Amphisteginenmergeln. In der Krapfenwaldgasse folgt oberhalb der Abzweigung des Schreiberweges (330 *m*) Leithakalk und unmittelbar darüber Flysch. Am Schenkenberg (Abzweigung Fußweg von Bellevuestraße in den Kaasgraben) war an der Stelle eines alten Triangulationspunktes 330 *m* in den Jahren 1918—1926 ein prachtvolles Pflaster von Pholaden in den Flyschmergeln zu sehen; darunter folgt eine Streuung von Flyschgeröllen, die bald in Leithakalke des obersten Kaasgraben übergehen. Im Wiener Stadtbereich ist dies wohl der sicherste Hinweis für die Lage der tortonen Strandmarke, denn das Pholadenpflaster ist ein Biotop, das fast vollständig der Lage der Brandungskehle entspricht.

Es ergibt sich aus dem obigen, daß die momentan überprüfbaren Beobachtungen darauf hinweisen, daß die Strandmarke des Ober-Torton im Wiener Stadtbereich heute in etwa 330 *m* SH gelegen ist. Kleinere Abweichungen von diesem Betrag nach abwärts, wie z. B. die angeführten Vorkommen in rund 280 *m*, sind nach ihrer Fazies als sehr ufernahe Bildungen zu bezeichnen.

Für die Uferbildungen des Sarmat ist eine derart deutliche Randanlagerung, wie für das Torton nicht bekannt. Wir können nur die Höchstlage des Obersarmat notieren vom Grinzinger Friedhof 250 *m* (abwechselnd Sande und Tone mit groben Flyschgeröllen), Glanzing 280 *m* (Sande mit Schnüren von Flyschschottern) und Königlberg 256 (grobe Flyschgerölle). Diese Daten bestätigen die Feststellungen in der älteren Literatur, nach welchen der Spiegelstand des Sarmat jenen des Torton nicht ganz erreicht hat.

Über die Uferlage des Pannon resp. die Höhe der Auflagerung des Unterpannon liegen drei verlässliche Anhaltspunkte vor, die über einen großen Raum verteilt sind: am Hungerberg (Wien XIX.) liegt das Unterpannon auf Mittel- und Obersarmat in etwa 220 *m* SH; vom Wasserbehälter Breitensee beschreibt Karrer 1873 die Auflagerung von Pont auf Obersarmat aus 235 *m* SH; und schließlich vom Gloriette bestätigen die alten Daten von Karrer (1873) und die neueren Aufschlüsse (1949) den Ausstrich des Unterpannon bei zirka 235 *m*. Für das Pannon wird man also die beckenrandnahe Auflagerungsfläche des Unterpannon bei ca. 235 *m* SH annehmen dürfen.

Die Sedimente des Mittleren Pannon haben am Beckenrand allerdings höher hinaufgereicht. Von der Hyrtlallee in Perchtoldsdorf wurden sie 1913 in 300 *m* SH beschrieben; vom Richardshof ist Pannon D aus 360 *m* SH bekannt (1949). Diese hier angeführten Sedimente sind solche, die sicher unter Wasser abgesetzt wurden; beim Richardshof treten allerdings (beim Maibründl usw.) noch kalkig verkittete Breccien bis zirka 450 *m* SH auf, von denen jedoch nicht feststeht, ob sie nicht als ufernah verfestigter Schuttkegel zu gelten haben, der über die Ufermarke hinauf sich erstreckt haben dürfte.

Für das Pannon kann ausgesagt werden, daß die Sohle des Unterpannon in der beckenrandnahen Lage heute bei 235 *m* SH liegt, wobei

der ufernahe Sedimentkeil bis zum Mittelpannon heute in etwa 360 m zu erwarten sein wird.

Die im vorherigen angegebenen, nunmehr durch neuere Beobachtungen bestätigten Ufermarken im Wiener Stadtgebiet, u. zw. für das Ober-Torton bei zirka 330 m, Sarmat bei zirka 280 m, Pannon bei zirka 360 m, sind deshalb wichtige Pegelmarken, weil für den Raum zwischen Wiental und Nußdorf bei genauerer Prüfung der Lagerungsverhältnisse ausgesagt werden kann, daß der Beckenrand hier unberührt ist vom Störungssystem des Leopoldsdorfer Bruches und seiner N Fortsetzung in der Richtung Nußdorf, mit dem sicher eine sehr große vertikale Absenkung der östlichen Schollenkomplexe verbunden ist. Die oben angegebenen Ufermarken sind daher in gewissem Sinn als Pegelmarken am durch junge Bruchbewegungen kaum zerstückelten Beckenrand aufzufassen.

c) Zur Frage der tektonischen Teilbeweglichkeit ergeben sich aus unserem Bereich interessante Hinweise. Bei Betrachtung von Tafel XII ergibt sich, daß, vom tektonischen Gesichtspunkt gesehen, das eng umgrenzte Gebiet Huleschgasse—Wallmodengasse—Abhang Grinzinger Straße sich in drei unterscheidbare tektonische Teilfelder gliedern läßt. Das nördliche Teilfeld wird durch das Haupt-Querelement von den beiden südlichen abgegrenzt; das südwestliche umfaßt südlich des Haupt-Querelementes jenes Gebiet, das durch die westliche Depressionsachse in N—S Richtung gegliedert wird; das südöstliche schließlich umfaßt den Raum, der sich nach NW und W durch die östlichen Bruchstaffeln abgrenzt. Zwischen das südöstliche und südwestliche Teilfeld schließt sich noch gerade erkennbar, ein „Zwischenkeil“ ein. Auf ihm sind nicht viele künstliche Aufschlüsse zur Ausführung gekommen, so daß eine über die Profildarstellung hinausgehende Charakteristik nicht gegeben werden kann. Die drei erstgenannten Teilfelder haben jedes für sich eine wohl nicht stark verschiedene, aber doch unterscheidbare eigene Geschichte des Sedimentationsablaufes und der tektonischen Ereignisse, wie im folgenden kurz zusammengefaßt ist:

Südöstliches Teilfeld: Erste Anlage der Einmuldung post Obersarmat, prae Unterpannon; nach der prae-unterpannonen Einmuldung vermutlich keine Fortsetzung der Einmuldung; Unterpannon und „Rote Lehmserie“ fehlt in der Achse der Einmuldung.

Südwestliches Teilfeld: Erste Einmuldung wahrscheinlich post Obersarmat; Unterpannon als relativ dünne Tonhaut übergreifend über Obersarmat abgesetzt; darnach Herausbildung der westlichen Depressionsachse und Füllung derselben zuerst mit den tieferen Schotteranteilen der „Roten Lehmserie“ ( $Pl_1$ ,  $Pl_2$ ), darnach  $Pl_3$ ; darnach Entstehung der westlichen Bruchstaffeln und schließlich über diese weggreifend Schotter (Haus 40 S-Teil), die vermutlich den Wienerberg-Schottern zugehören.<sup>1)</sup>

Nördliches Teilfeld: Dem tektonischen Stil nach anders gefaltet als die beiden bisher genannten Teilfelder; die tektonischen Elemente lassen sich nicht von N nach S durchverfolgen; erste Einmuldung wahrscheinlich post Obersarmat, darnach durch prae-unterpannone Erosion Entfernung des Obersarmat bis auf Mittel- und wahrscheinlich Untersarmat (NW Sektor); Unterpannon mächtiger abgesetzt als im SW Teilfeld; die

<sup>1)</sup> Auf Tafel XII irrtümlich als Laaerbergsschotter angegeben.

nachherige Herausbildung des Äquivalentes der westlichen Depressionsachse in diesem Teilfeld setzt später ein als im SW Teilfeld, da hier der tiefere Teil der „Roten Lehmserie“ fehlt und die übrigens trotzdem tiefe Muldenfüllung nur von höheren roten Lehmen (Pl<sub>3</sub>) eingenommen ist; die einmuldende Bewegung in der Depressionsachse hat hier länger ange dauert als in den beiden anderen Teilfeldern.

Die in der vorhergehenden Beschreibung dargestellten Verhältnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengefaßt.

	Nördliches Teilfeld	Südwestliches Teilfeld	Südöstliches Teilfeld
Rotlehmserie (Pl 3)	mächtig (>10 m)	dünn (<5 m)	fehlt
Rotlehmserie (Pl 1)	fehlt	mächtig (>10 m)	fehlt
Unter Pannon	mächtig (>10 m)	dünn (<5 m)	fehlt
Flyschschotter (Post-Ober Sarm.)	fehlt	fehlt (?)	dünne Schotterhaut
Ober Sarmat	fehlt	zirka 20 m	
Mittel Sarmat	zirka 20 m		
Unter Sarmat	>20 m		

## 2. Zur Kenntnis der „Roten Lehmserie“

Aus der in Abschnitt I von J. Fink gegebenen Beschreibung der Schotter, Sande, roten Lehme und alten Löße geht deutlich hervor, daß diese nur in der westlichen Depressionszone sowie in einzelnen tektonischen Fugen vorkommenden Bildungen mit dem zu vergleichen ist, was durch R. Janoschek 1951 (S. 625—626) als „Rote Lehmserie“ gekennzeichnet wurde. In den bisherigen Verbreitungsgebieten N der Donau wie am Hungerberg sind die roten Lehme das namengebende Leitgestein; dort wie hier liegt diese Serie diskordant über Pannon; dort wie hier ist die größte Mächtigkeit auf Muldenzonen beschränkt, während sie auf den Hochzonen fehlen. Diese Serie wurde bisher wegen ihrer diskordanten Lagerung auf Oberpannon als Oberpliozän eingestuft bei Abwesenheit von Fossilien.

Für die „Rote Lehmserie“ des Hungerberges hat sich nun ergeben, daß nach den Untersuchungen von J. Fink hier deutliche „alte“ Löße vorkommen.

Dieses Vorkommen von texturell zweifellos als Löße zu bezeichnenden Bildungen wirft nun nicht mit einem Schlage die gesamte bisherige Alters-einstufung der „Roten Lehmserie“ um, läßt aber doch zumindest zu, die Frage der Zuordnung der „Roten Lehmserie“ entweder so wie bisher zum Oberpliozän oder wie möglicherweise fürderhin zum Ältestquartär in den Kreis der bedeutenderen noch ungelösten Probleme des Wiener Tertiär-Quartär-Bereiches einzufügen.

Es wird vor allem abzuwägen sein, inwieweit das Vorkommen von „Löben“ eine einfache Zuordnung in das Oberpliozän zuläßt; weiter wird

zu prüfen sein, ob nicht manches, was bisher in wenig gut aufgeschlossenen Gebieten als Sandeinschaltungen in den roten Lehmen beschrieben wurde, nicht doch auch als Löß aufzufassen ist. Andererseits brauchte das „unorthodoxe“ Vorkommen von Lößen im Oberpliozän kein Grund dafür zu sein, das oberpliozäne Alter der Serie als solches in Frage zu stellen.

Solange keine entscheidenden Fossilhinweise vorliegen, ist das Problem im wesentlichen eine Frage, wie man einerseits die an der Basis der „Rotlehmserie“ überall beobachtete Diskordanz bewertet; entweder als Grenze Pannon—Oberpliozän oder als Grenze Pannon—Ältestquartär; zugleich erfordert diese Beurteilung aber auch eine bestimmte Einstellung zur Frage, ob man das Ältestquartär mit Vorteil „sehr weit“ zurückreichen läßt, oder ob man dieses mit den Laaerbergschottern schon abgrenzen muß.

Durch die oben skizzierte, noch betont offene Problemstellung soll vor allem angedeutet sein, daß und wo noch manches aufzuklären ist. Der Autor möchte als persönliche Auffassung darlegen, daß nach seinen Beobachtungen diese heute dafür zu sprechen scheinen, daß man daran wird denken können, bei zusätzlichen und zureichenden Beobachtungen das Quartär bis an die Basis der „Roten Lehmserie“ zu erweitern und diese als Äquivalente eines uns heute noch ungewohnten und deshalb vielleicht unbequemeren Ältestquartär aufzufassen.

### 3. Fragen der Baugrundegeologie

Bei der Ausarbeitung der geologischen Beobachtungen in den Keller-aushüben der Häuser am Hungerberg ergab sich die Frage, ob das aus den Probebohrungen abgeleitete Bild der Festigkeitsverhältnisse des Untergrundes mit dem geologischen Bild des Untergrundes, das mit der Aussage über den Durchgang von Störungsflächen ebenfalls Angaben erster Ordnung über Festigkeitsverhältnisse enthält, einigermaßen konform ist.

Es ist bekannt, daß im Rahmen der Wiener Bauvorhaben zur Beurteilung der Festigkeitsverhältnisse des Untergrundes vor der Bauausführung an ausgewählten Punkten Sondierungsbohrungen ausgeführt werden; sie dienen zur Bestimmung der Art des Untergrundes und werden ergänzt durch das Ziehen von „ungestörten“ Proben. Diese werden solcherart aus dem Untergrund herausgeschnitten, daß an ihnen eine Reihe bodenmechanischer Kennziffern im Laboratorium bestimmt werden kann.

Bei dieser im Vergleich zu früher sicher wesentlich verbesserten Arbeitsmethodik werden unter einfachen geologischen Voraussetzungen brauchbare Unterlagen erhalten. Im Konkreten wurden im Gebiet, welches auf der geologischen Kartenskizze Tafel XII dargestellt ist, etwa 30 Bohrungen ausgeführt, das ist rund eine Sonde auf einer Fläche von etwa  $40 \times 40$  m. Diese Dichte der Bohrpunkte mag ziemlich groß erscheinen; bei den gegebenen komplizierten geologischen Gegebenheiten jedoch ist es nicht möglich gewesen, aus den genannten 30 Sondierungen irgendeinen Hinweis dafür abzuleiten, daß die Fundamente einiger Häuser über dem Ausstrich von Störungsflächen stehen. Es sei betont, daß dieser Sachverhalt bei kleineren Bauobjekten, die an Homogenität und Tragvermögen des Untergrundes nur unwesentliche Anforderungen stellen, kaum in die Waagschale fällt. Anders ist es jedoch bei Bauwerken, bei denen eine ganze Reihe von Vorbedingungen vom Untergrund erfüllt sein muß.

Will man sich über die Grenzen der gebräuchlichen Methodik der Baugrunduntersuchungen eine reelle Vorstellung machen, so ist es nötig, darauf hinzuweisen, daß der Aussagewert einer Sondierungsbohrung nur dann über jenen Zylinderraum hinausgeht, der die herausgeschnittene Bodenprobe darstellt, wenn aus der Beobachtung der Bodenprobe hervorgeht, daß die durchhörtesten Schichten horizontal oder nur wenig geneigt sind. Sind die Schichten stärker geneigt, oder gar von Störungsflächen durchsetzt, so ist eine Oberfläche von  $40 \times 40$  m, im Mittelpunkt besetzt mit 10 cm starken zylindrischen Gesteinsproben, ein schütteres Beobachtungsnetz.

Unter der Voraussetzung, daß ein empfindliches, hohe Ansprüche an den Untergrund stellendes Bauwerk vorliegt, wird man Schritte erwägen müssen, um zu vermeiden, daß ein Bauwerk ungünstig zu Störungsflächen liegt, die bekanntlich Bereiche von verschiedenen Festigkeitsverhalten und auch verschiedener relativer Beweglichkeit auf wenige dm aneinanderrücken können.

Erstens wird man trachten, das erhaltene Bohrmaterial nicht nur durch einen Bohrmeister, sondern auch durch einen Geologen bearbeiten und beschreiben zu lassen.

Zweitens wird man trachten, die Resultate der einzelnen Bohrungen miteinander in bezug zu setzen, um die in einer Bohrung angetroffenen Schichten in der nächsten wiederzufinden und daraus Schlüsse auf die Lagerungsverhältnisse abzuleiten, soweit dies aus der Bearbeitung der Bohrkerne nicht möglich ist.

Drittens wird man eine sorgfältige Mauernsohlen-Aushubkontrolle durchführen müssen, die zu prüfen hätte, ob die unter „zwei“ angegebenen Folgerungen sich im Aushub bestätigen; gegebenenfalls wird man nicht umhin können, eventuelle neue Gesichtspunkte in eine nochmalige Kontrolle der statischen Voraussetzungen einzubeziehen, obwohl die Techniker i. a. hiergegen sicher Einspruch erheben werden.

Es mögen diese Empfehlungen dem im Flachland arbeitenden Bauingenieur übervorsichtig erscheinen; aber es sei doch darauf verwiesen, daß im Kraftwerksbau, welcher besonders „empfindliche“ Bauobjekte umfaßt, die oben skizzierten Maßnahmen selbstverständlich sind; und weiter, daß eben die neueren geologischen Arbeiten im Flachland und auch im Wiener Stadtbereich ergeben haben, daß in besonders hiefür prädestinierten Gebieten der Untergrund von Störungen derart zerlegt sein kann, daß dies bei Bauwerken mit hohen Anforderungen an die technischen Eigenschaften des Untergrundes sehr wohl berücksichtigt werden sollte.

#### 4. Zur Einordnung der Beobachtungen

Die im Zuge der Bauarbeiten entstandenen Aufschlüsse ergeben zusammen mit der Auswertung einen Einblick in einen räumlich begrenzten Bereich. Es sei im folgenden versucht, die erhaltenen Resultate in einen größeren Rahmen einzuordnen; hiebei sei einerseits ihre Stellung zur Konfiguration des Beckenrandes, andererseits ihre Bedeutung für unsere Kenntnis der Beckenrandtektonik hervorgehoben.

Der Rand des Wiener Beckens im N, NW und W des Hungerberges ist auf Tafel XI dargestellt; hiebei wurden dem geologischen Grundkataster von Wien alle Punkte entnommen, von denen eine durch Mikrofaunen belegte Alterszuordnung möglich ist. Es ergibt sich aus der Karte und

den Profilen, daß ein schmaler Streifen von Obertorton einem relativ steilen Abfall von Flyschgesteinen angelagert ist. Hieran schließt sich ein im Vergleich zu den früheren Kartendarstellungen breiter, flachliegender Saum von Unter- bis Mittelsarmat; und darüber wiederum Obersarmat mit dem neu aufgefundenen Unterpannon auf der Hohen Warte. Die Lagerung dieser Schichten ist ganz flach SE fallend; ihr Absatz an den Beckenrand dürfte in dem Zeitraum Obertorton—Obersarmat von Brüchen nicht gestört worden sein.

Diese „stille Bucht“ im Beckenrand wird im Osten durch bekannte Brüche abgegrenzt. Es ist dies der Nußdorfer Bruch, der sich NE von Nußdorf vermutlich in den Bisambergbruch und den Donaubruch aufspaltet und nach SE sich fortsetzen kann in jene Bruchstufen die, von St. Marx kommend, nach der Darstellung von Friedl (1957) in den Nußdorfer Bruch einlenken. Es erscheint somit das Gebiet zwischen Grinzing und dem Nußdorfer Bruch eines jener Beckenrandteile zu sein, das sich westlich — außerhalb, und daher im wesentlichen ungestört — von den großen Beckenrandbrüchen erhalten hat.

In diesem so charakterisierten Gebiet wurden nun Brüche beobachtet, die zwischen Obersarmat und Altquartär verschiedentlich aktiv gewesen sind. Im Beobachtungsbereich der Hohen Warte ist der Bruchverlauf gut festgelegt; NNW hiervon wurden ebenfalls Brucherscheinungen mit gleichem Verlauf beobachtet (Langackergasse—Sandgasse, 1957). Diese Brüche können nun aufgefaßt werden als dem Nußdorfer Bruch zugeordnet, obwohl sie mit ihm einen Winkel von etwa  $30^\circ$  einschließen. Andererseits ist es jedoch auch möglich, sie aufzufassen als die nordwestlichsten Ausläufer der Bruchstufen von St. Marx, die dann allerdings als den Nußdorfer Bruch querend aufgefaßt werden müssen.

Für den 1924 angenommenen W—E Bruch im Gebiet von Nußdorf fanden sich auf Grund der jetzt vorliegenden Detailbeobachtungen keine überzeugenden Hinweise, weshalb er im Kartenbild nicht mehr verzeichnet ist; es könnte allerdings sein, daß das „Hauptquerelement“ am Hungerberg eine Bruchrichtung andeutet, die mit dem gleichartig verlaufenden Flyschrand Grinzing—Nußdorf annähernd parallel ist.

Wenn sich auf die eben skizzierte Art die beobachteten Erscheinungen in das Mosaik der Beckenrandtektonik einfügen lassen, so ergibt sich aus der zeitlichen Einstufung der tektonischen Bewegungen der Teilfelder am Hungerberg ein allgemeiner Hinweis.

Der Eichkogelbruch konnte als post-Mittelpannon eingestuft werden; eine allerdings grobe, doch ähnliche zeitliche Einstufung wird für den Nußdorfer Bruch anzusetzen sein, da das Unterpannon der Hohen Warte gegen dasjenige der Nußdorfer Schleuse verstellt ist. Gleichgültig wie man die Bruchflächen des Hungerberges mit dem Nußdorfer Bruch verknüpft, so ist doch innerhalb der Detailtektonik des Hungerberges durch das Querelement insofern ein tektonisch-zeitlicher Unterschied angedeutet, als N davon das Unterpannon auf Mittel-Untersarmat, S davon aber auf Obersarmat abgelagert ist.

Vergleicht man nun die zeitliche Fixierung, wie sie aus möglichst genau bekannten Aufschlußbereichen abgeleitet wird, so ergibt sich für das Eichkogelprofil als Alter der Bewegungen post-mittel und prä-höheres Pannon; für das Hungerberggebiet N des Hauptquerelementes post-Mittelsarmat—

prä-Unterpannon und darnach noch post-altquartäre Bewegungen; für den Ausschnitt S des Hauptquerelementes post-Obersarmat—prä-Unterpannon und auch noch post-altquartäre Bewegungen.

Wir sind nun gewohnt, aus derart deutlichen Zeitfeststellungen meist auf das Vorhandensein von an bestimmte Zeiten gebundene tektonische Phasen zu schließen. Wir gehen hierbei aus von der Annahme, daß die differenzierte Zeitfeststellung für einen größeren Baubereich von bestimmter regionalgeologischer Erstreckung Geltung hat. Man könnte es vielleicht noch hinnehmen, die Unterschiede zwischen Eichkogel und Hungerberg unter Hinweis auf die Entfernung (30 km) begreiflich zu finden, aber der örtliche Abstand zwischen dem nördlichen und südwestlichen tektonischen Teilfeld am Hungerberg ist, großtektonisch gesehen, gleich Null, so daß sich aus diesen Beobachtungen kein für größere Räume gültiger Hinweis für eine bestimmte baugeschichtliche Phase ableiten läßt.

Es wird zu überlegen sein, ob diese Beobachtungen nicht eher ein Hinweis dafür sein können, daß die uns bekannten Bruchsäume des Wiener Beckens an verschiedenen Stellen eine verschiedene baugeschichtliche Entwicklung mitgemacht haben, derart, daß die lokal abgeleiteten Zeiteinstufungen des tektonischen Geschehens nicht für große Gebiete in genau der gleichen Zeiteinstufung gelten. Nur so etwa, daß entlang der Bruchränder, die aus einer großen Anzahl von Einzelschollen bestehen, der gegenseitige tektonische Verband hier früher, dort später gelockert wird, sodaß man es mit Zonen engscholliger Teilbeweglichkeit zu tun hat, entlang denen die Randtektonik einmal hier und ein andermal dort aufflackert, ohne an bestimmte Phasen gebunden zu sein.

Es wurde bereits mehrfach darauf hingewiesen, u. a. Winkler-Hermaden (1957), daß sich bei Berücksichtigung aller Beobachtungstatsachen das Gedankenkonzept Stille's betreffend die Phasenfolge im Wiener Becken nicht im vollen Umfang anwenden läßt. Als Versuch, der tatsächlichen Situation gerecht zu werden, ist der Entwurf A. Winkler-Hermadens (1957) zu werten, das geologische Geschehen durch Annahme einer wechselnden Folge von teils mehr orogenetisch, teils mehr epirogenetisch vorgezeichneten Episoden als ganzes zu verstehen.

Bei diesem Versuch des Verstehens ist es nun wichtig, ob wir den ja immer nur aus Einzelaufschlüssen ableitbaren Zeitbestimmungen der tektonischen Aktivität eine für weite oder nur für enge Räume zutreffende Gültigkeit zumessen können. Die Beobachtungen am Hungerberg weisen in der letzten Richtung.

Wenn wir demnach zum Schlusse noch weiter im Auge halten, wie selten und wie begrenzt vollständig auswertbare Detailaufschlüsse zugänglich sind, so müssen wir zugeben, höchstens in der Lage zu sein, in unseren wenig aufgeschlossenen Breiten jeweils nur in „isolierten Versuchsstollen“ neue geologische Erkenntnis zu sammeln. Diese Resultate jedoch zu einer geschlossenen Kenntnisfront aneinander zu fügen, davon dürften wir noch lange weit entfernt bleiben.

#### Literaturhinweise (zu I und III)

- Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. GBA, Sonderheft D, 1955.  
 Erläuterungen zur geol. Karte der Umgebung von Wien. GBA. 1954.  
 Friedl, K.: Das Wiener Becken. In: Erdöl in Österreich. Verlag Natur und Technik, Wien 1957.



Janoschek, R.: Das inneralpine Wiener Becken. In: Geologie von Österreich. Zweite Auflage 1951, F. Deuticke, Wien.

Küpper, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. Jb. GBA, 94. Bd., 1951, S. 41.

Toula, F.: Die Kreindl'sche Ziegelei in Heiligenstadt (Wien XIX) und das Vorkommen von Congerienschichten. Jb. GRA. 1906, S. 169.

Uhlig, V.: Die Erdsenkungen der Hohen Warte im Jahre 1909. Mitt. Geol. Ges. Wien, III. Jg. S. 1.

Weinhandl, R.: Neuere Bohrungen im Bereich der Stadt Wien. Verh. GBA. 1956, S. 229.

Winkler-Hermaden, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Springer-Verlag Wien, 1957.

# Geologische Wanderkarte

für das Gebiet des XIX. Wiener Gemeindebezirkes  
SIEVERING - GRINZING - HEILIGENSTADT - NUSSDORF

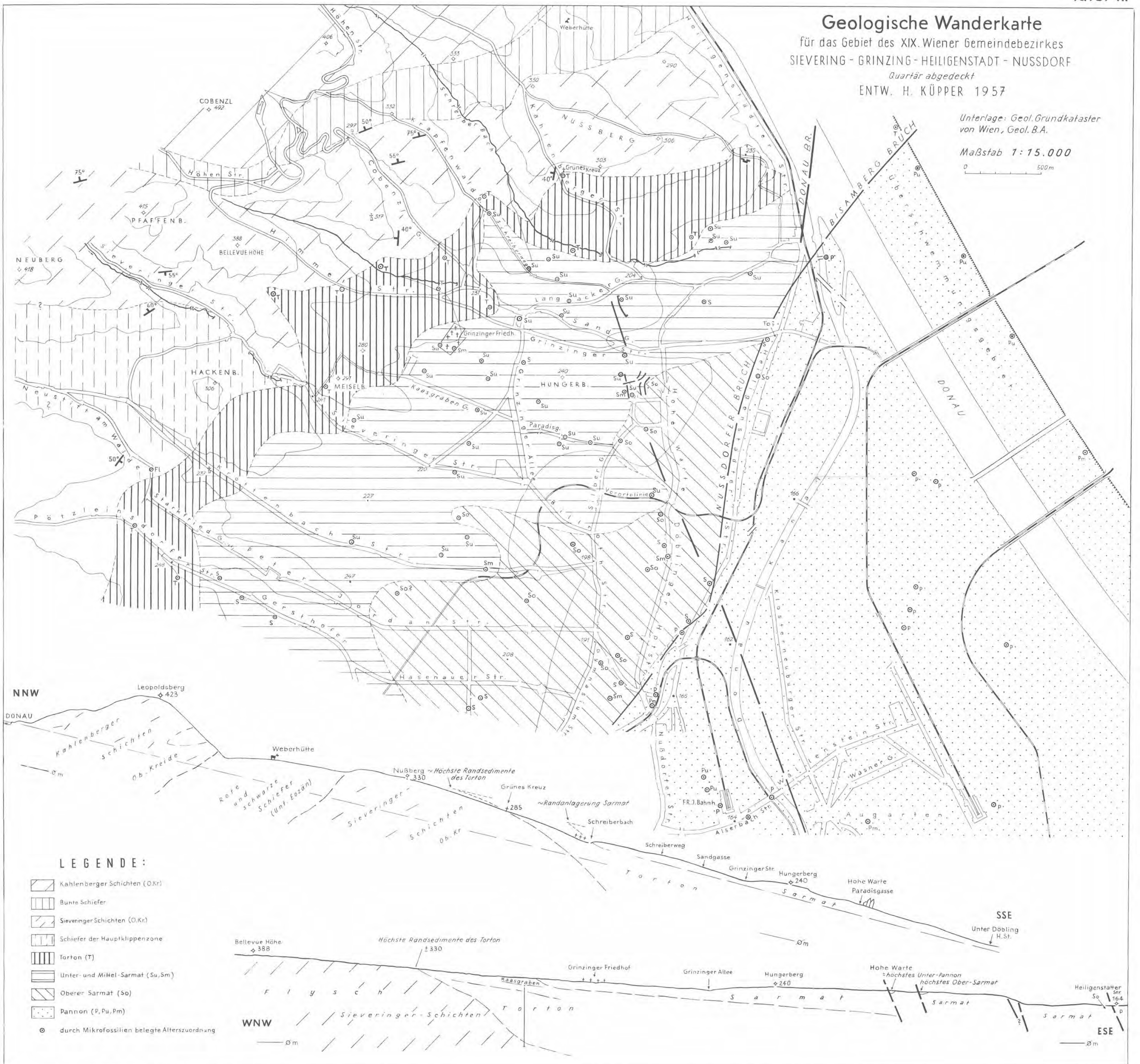
Quartär abgedeckt

ENTW. H. KÜPPER 1957

Unterlage: Geol. Grundkataster  
von Wien, Geol. B.A.

Maßstab 1:15.000

0 500m



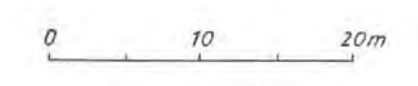


# GEOLOGISCHE DETAILSKIZZE EINES TEILES VON WIEN XIX., HOHE WARTE

AUF GRUND GEOLOGISCHER AUFNAHMEN IN BAUGRUBEN UND KANÄLEN 1954 - 56

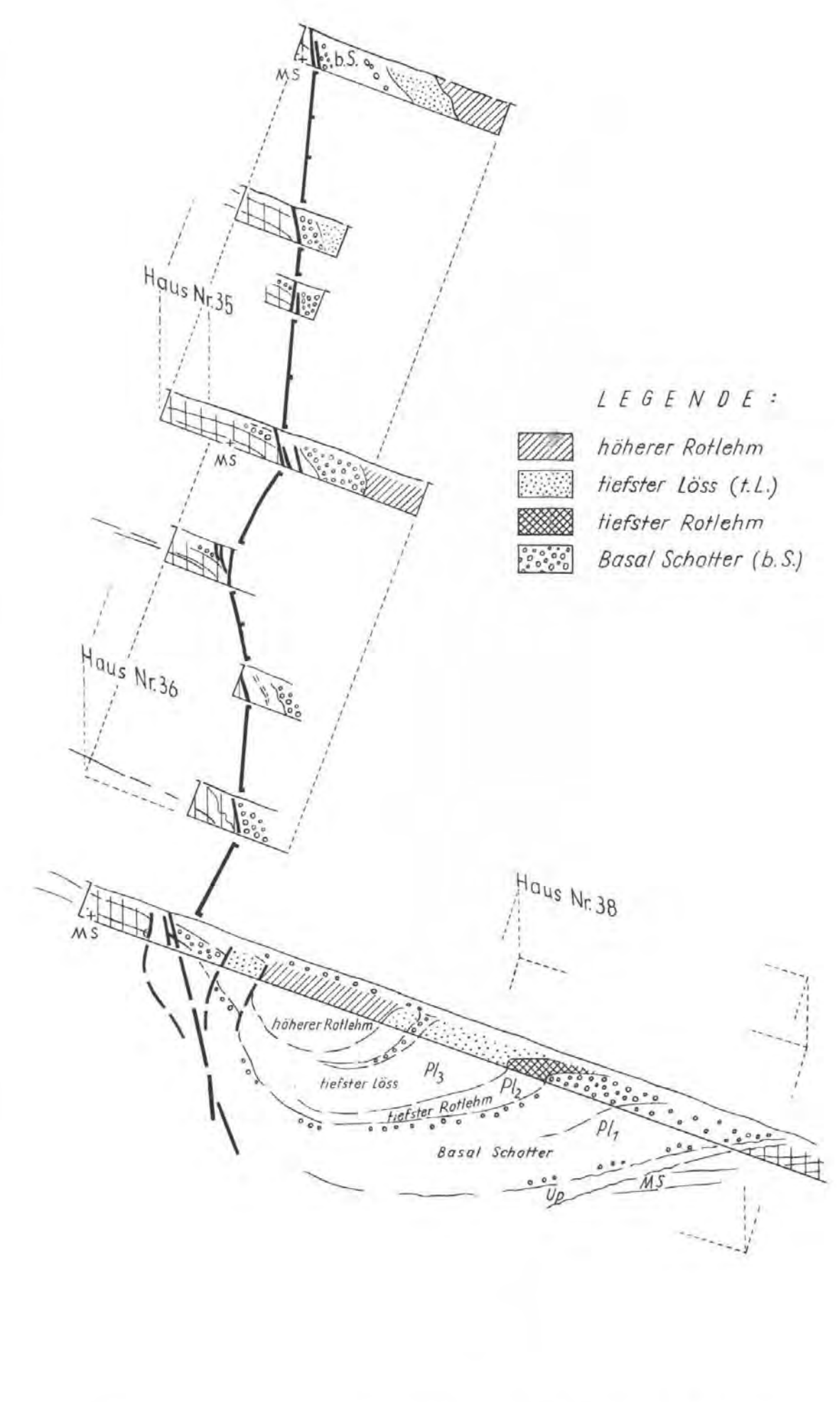
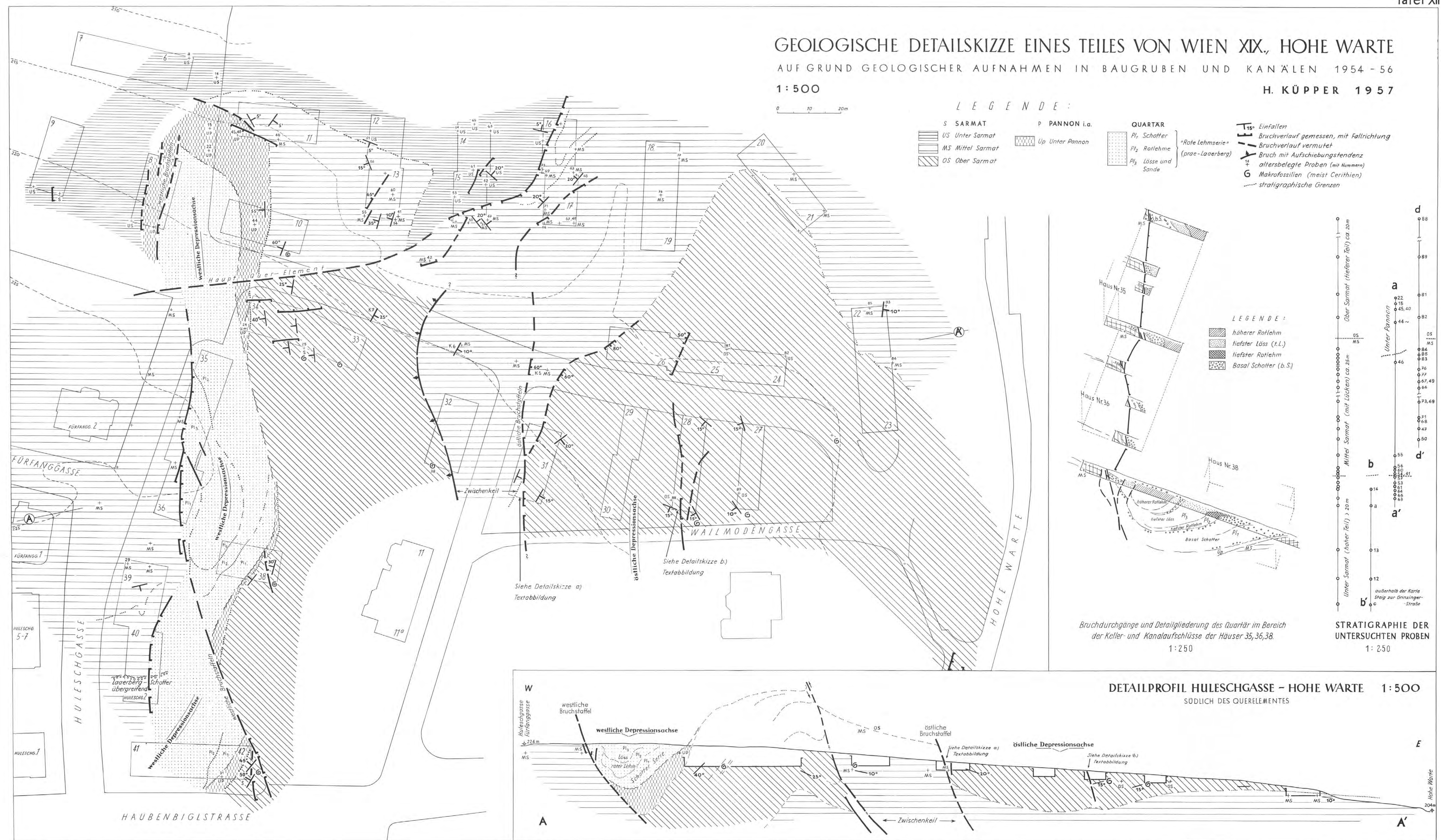
1:500

H. KÜPPER 1957

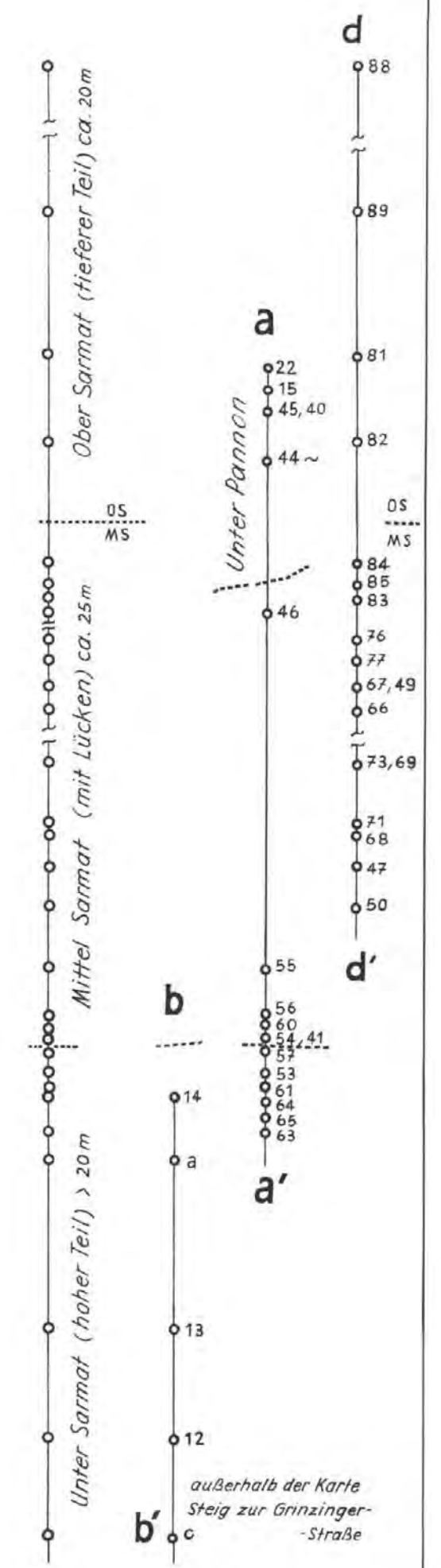


### LEGENDE:

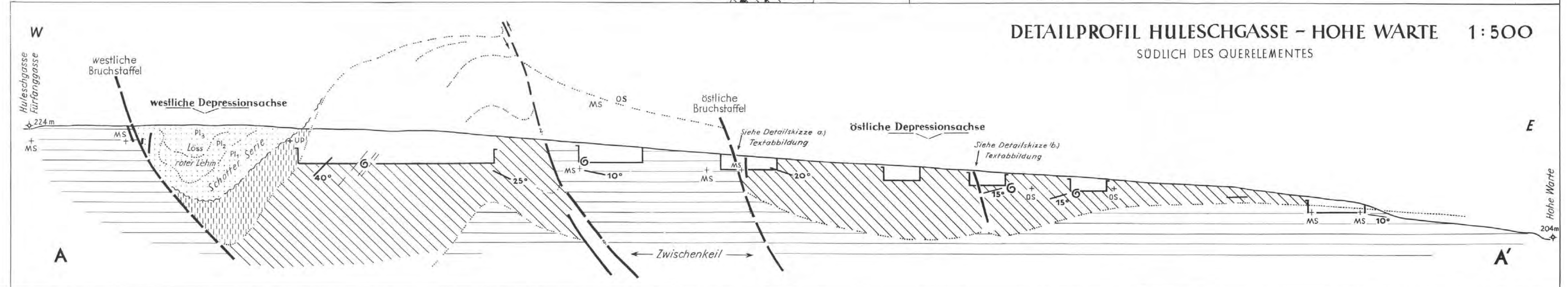
- S SARMAT**
  - US Unter Sarmat
  - MS Mittel Sarmat
  - OS Ober Sarmat
- P PANNON i.a.**
  - Up Unter Pannon
- QUARTÄR**
  - Pl<sub>1</sub> Schotter
  - Pl<sub>2</sub> Rotlehme (prae-Laaberberg)
  - Pl<sub>3</sub> Löss und Sande
- 15°** Einfallen
- Bruchverlauf gemessen, mit Fallrichtung
- - -** Bruchverlauf vermutet
- ↗** Bruch mit Aufschiebungstendenz
- +** altersbelegte Proben (mit Nummern)
- G** Makrofossilien (meist Cerithien)
- stratigraphische Grenzen



Bruchdurchgänge und Detailgliederung des Quartär im Bereich der Keller- und Kanalaufschlüsse der Häuser 35,36,38.  
1:250



STRATIGRAPHIE DER UNTERSUCHTEN PROBEN  
1:250



DETAILPROFIL HULESCHGASSE - HOHE WARTE 1:500  
SÜDLICH DES QUERELEMENTES



## Über den von R. Hoernes 1891 entdeckten Arthrodiren-Rest aus dem Grazer Paläozoikum.

Von Walter Gross, Berlin<sup>1)</sup>

(Mit 3 Abbildungen)

Dozent Dr. H. Flügel, Graz, bat mich, den von R. Hoernes im Grazer Paläozoikum entdeckten Panzerfisch erneut zu untersuchen, da dieser Rest eine gewisse Bedeutung für die Fragen der Gotlandium-Unterdevon-Stratigraphie des Grazer Paläozoikums hat. Der Rest ist das einzige Fossil aus einem mehrere hundert Meter mächtigen Schichtkomplex. Ich habe mich gerne zur Untersuchung des interessanten Stückes bereit erklärt. Herrn Dozenten Dr. H. Flügel danke ich für den Hinweis und für die Entleihung des seltenen Fossils.

**Geschichte.** Im Jahre 1891 entdeckte R. Hoernes im Hörgas-Graben bei Gratwein-Rein einen Fischrest. Der im Talgrund aufgefundene Rest wird von einem Gesteinstück umschlossen, das in seiner Beschaffenheit dem im Hörgas-Graben anstehenden unteren Teil der „Quarzit-Stufe“ des Grazer Paläozoikums entspricht (Hoernes 1891).

Als Placodermorum genus indet. wurde der Rest von K. A. Penecke (1894) im Rahmen seiner bekannten Untersuchung „Das Grazer Devon“ beschrieben und sehr gut abgebildet (vgl. Abb. 1 B). Die Abbildung gibt den Rest ohne das anhaftende Gestein wieder, wie er sich etwa nach



Abb. 1 *Grazosteus hoernesii* n. g. et n. sp. A) Holotypus von der rechten Seite. x 1. Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Graz; P. 69.; B) Peneckes Abbildung (1893).

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

einer gänzlichen Freilegung darbieten würde. Penecke deutete den Rest als symmetrische Rückenplatte eines Placodermen, auf deren Mitte sich ein schwertförmiger Fortsatz erhebt. Ferner wies Penecke auf eine mediane Leiste der Innenseite des Knochens hin, die in seiner Abbildung sehr gut rekonstruiert ist. Nicht ganz sicher war Penecke, ob der ein wenig schräg-stehende Fortsatz nach hinten oder nach vorne geneigt ist. Jedoch liegt seiner Beschreibung die Vorstellung zu Grunde, daß der Fortsatz schräg nach hinten gerichtet ist.

Vierzig Jahre später versuchte der verdiente Erforscher des Grazer Paläozoikums, F. Heritsch (1934), den Fischrest zu bestimmen, um ihn biostratigraphisch verwerten zu können. Die Literatur über altpaläozoische Fische war damals nicht so umfassend wie heute. Heritsch gelangte leider zu einer morphologischen Fehlbestimmung des Knochens. Demzufolge war auch die systematische Bestimmung des Fossils nicht richtig. Heritsch deutete den Rest nicht als symmetrische Rückenplatte, sondern als Teil des vorderen Lateralpanzers eines Dolichothoracen, die man damals als „Acanthaspiden“ bezeichnete. Im Fortsatz des Knochens sah er das Spinale, einen selbständigen Knochen zwischen der Anteriorlateral- und der Anteriorventrolateralplatte des Rumpfpanzers. Er bestimmte den Rest als linke Vorderhälfte des Lateralpanzers von *Jaekelaspis lata* Heintz, eine Form, die heute *Arctolepis lata* (Heintz) genannt wird. Die Identifizierung der Art bezeichnete Heritsch als schwierig, doch zweifelte er nicht an der Zugehörigkeit zur Gattung *Jaekelaspis*. Daran knüpfte er die Schlußfolgerung, daß die Schichten, aus denen der Fischrest stammt, der Wood Bay-Serie von Spitzbergen, also (nach damaliger Auffassung) unterem Unterdevon, entspricht. Ferner verglich Heritsch das Alter der „Unteren Quarzitstufe“ des Hörgasgrabens auch mit den e gamma-Schichten Böhmens und faßt den als „*Jaekelaspis lata*“ bestimmten Fischrest als Bestätigung des Vorkommens von e gamma im Grazer Paläozoikum auf (1934, S. 57).

Hoernes und Penecke haben, wie die nachfolgende Darstellung zeigen wird, den Fischrest morphologisch richtig bestimmt, Heritsch hat sich dagegen in der Beurteilung geirrt. — Zur Erleichterung der Beschreibung will ich den Rest schon vorher benennen und die neue Gattung definieren.

Ich benenne die Gattung und die Art, zu der der Arthrodirenrest aus dem Grazer Paläozoikum gehört, *Grazosteus hoernesii* n. g. et n. sp. Der Name *Grazosteus* setzt sich aus den Wörtern Graz und osteus-Knochen (nach dem griechischen Wort *τό ὀστέον*) zusammen. Der Speziesname ist zu Ehren des Entdeckers gewählt.

Von der vorläufig monotypischen Gattung ist nur das beschriebene Stück bekannt, das in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Graz unter Nr. P. 69 aufbewahrt wird. Das Alter der Fundschicht kann noch nicht genau angegeben werden, jedoch dürfte die Gattung kaum aus dem Oberludlow stammen.

**Definition.** *Grazosteus* n. g. ist eine Gattung der Euarthrodira, die sich durch ein steil dachartig gewinkeltes Mediodorsale auszeichnet, das in seiner Mitte einen mächtigen, etwas schräg nach hinten gerichteten Medianfortsatz bildet, der keinen Hohlraum umschließt. Das Hinterende (?) der Platte ist zugespitzt. Auf der Innenseite der Platte befindet sich eine recht hohe Medianleiste, deren Ausdehnung noch unbekannt ist. Die Oberfläche der

Knochenplatte ist mit feinen Tuberkeln verziert, die undeutlich eine überwiegend radiale Anordnung erkennen lassen. — Der histologische Aufbau des Knochens ähnelt dem der Brachythoraci-Knochen. Fast der ganze Knochen ist spongiös, doch sind die Hohlräume keine Kammern, sondern längsverlaufende Kanäle. Die Lakunen der Knochenzellen gleichen denen der Brachythoraci-Knochen.

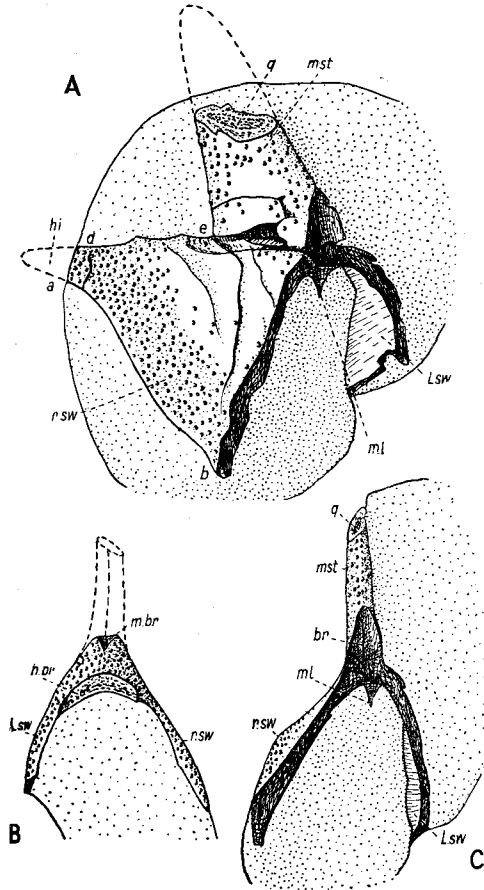


Abb. 2. Bruchstück des Mediodorsale (Holotypus). A von der Seite; B von hinten; C von vorne.  $\times \frac{3}{4}$ .

*a—b—d—e* Bezeichnungen der Knochenränder; *br* vordere Bruchfläche des Knochens; *hi* Hinterende des Knochens; *h. br* Bruchfläche des Hinterendes; *l. sw* linke Seitenwand; *m. br* Bruchfläche am Ansatz des Medianfortsatzes; *ml* innere Medianleiste; *mst* dorsaler Medianfortsatz; *q* Querbruch des dorsalen Medianfortsatzes; *r. sw* rechte Seitenwand.

**Beschreibung. Morphologie.** (Abb. 2.) Ich orientiere das Stück so, daß der Medianfortsatz (Abb. 2 A, *mst*.) schräg nach hinten gerichtet ist; in der Abb. 2 A wäre demnach links das Hinterende, rechts das Vorderende. Eine endgültige Entscheidung ist bei der unvollständigen Erhaltung des Stückes noch nicht möglich. Die Knochenplatte von *Grazosteus* n. g. ist leider nur ein Bruchstück, die Vorderhälfte vor dem Medianfortsatz (*mst*)

fehlt; ferner ist das äußerste Hinterende (*hi*) abgebrochen und der Medianfortsatz ist nur zur Hälfte erhalten. Ich habe die hinteren Seitenränder (*a—b*) auf beiden Seiten freigelegt. Sie zeigen den gleichen, ein wenig geschwungenen Verlauf und überlagern augenscheinlich die benachbarten Platten. Der symmetrische Knochenrest hat die Gestalt einer dachartig gewinkelten Platte, deren Seitenflächen einen Winkel von etwa  $50^\circ$  einschließen und sich median zu einem hinten (*d—e*) abgerundeten First vereinigen. Vorne geht die Platte in einen mächtigen, aber schmalen Fortsatz (*mst*) über, der ein wenig schräg nach hinten geneigt ist. Seine Distalhälfte ist leider abgebrochen (*q*), so daß die Gesamthöhe nicht mehr festgestellt werden kann. Das Hinterende der Platte bildete vermutlich eine schmale Spitze mit leicht gebogenem Querschnitt (Abb. 2 B, *h. br*). Über die Gestalt des fehlenden Vorderendes lassen sich keine begründeten Vermutungen äußern. Der Medianfortsatz enthielt keinen Hohlraum; Heritschs gegenteilige Aussage beruht auf einem Irrtum, wie weiter unten gezeigt wird.

Von der Innenseite des Knochens ist nur eine kleine glatte Fläche der linken Seitenwand (*l. sw*) zu sehen, die keine Nahtsäume zeigt. Sehr bemerkenswert ist die schon von Penecke erwähnte mediane Kieleiste (Abb. 2 A und C, *ml*), die jedoch nur im Querbruch sichtbar wird, namentlich unter Wasser oder Alkohol. Am Querbruch des Hinterendes (Abb. 2 B, *h. br*) ist die Medianleiste nicht mehr zu sehen. Ob sie kurz vor dem Hinterende des Knochens mit einer Anschwellung nach Art der Medianleiste im Mediodorsale der Brachythoraci endete oder allmählich ausstrich, läßt sich nicht feststellen. Eine keulenartige Anschwellung der Medianleiste am fehlenden Vorderende müßte zu einer Änderung der Orientierung des Knochens führen, es würde dann rechts (Abb. 2 A) das Hinterende liegen, links das Vorderende; der Medianfortsatz wäre dann ein wenig nach vorne geneigt, ein bei Arthrodiren unbekanntes Verhalten.

Die Oberfläche des Knochens ist nicht sehr dicht mit kleinen Tuberkeln besetzt. Nur sehr undeutlich läßt sich eine radiale Anordnung der Tuberkeln erkennen, am ehesten noch am Hinterende und am rechten Seitenrand. Zentrum der Reihen ist der Medianfortsatz gewesen. Leider ist ein großer Teil der Tuberkeln der Verwitterung zum Opfer gefallen. Die schmale Vorderseite und die ebenso schmale Hinterseite des Medianfortsatzes sind ebenso wie seine Seitenflächen gleichfalls mit Tuberkeln besetzt.

Dieser symmetrische, steil dachförmige und mit einem Medianfortsatz versehene Knochenrest ist ohne Zweifel die mittlere Rückenplatte oder die Mediodorsalplatte (MD) eines Arthrodiren. Dachartig gewinkelte Mediodorsalplatten finden wir bei recht zahlreichen Antiarchi und Euarthrodiren; alle Rhenanida haben dagegen flache Dorsalplatten. Bei den Dolichothoraci sind gewinkelte Mediodorsalplatten relativ selten, und sie weisen auch nur in Ausnahmefällen niedrige Kiele auf (vgl. Stensiö 1944). Einen mächtigen, schräg nach hinten gerichteten, am Hinterende aufsteigenden und hohlen Medianfortsatz besaß das Mediodorsale des Acanthothoracen *Palaeacanthaspis* aus dem höchsten Gotlandium (?) oder dem tiefsten Unterdevon von Podolien (Stensiö 1944). Unter den Brachythoraci finden sich wohl öfter gewinkelte Mediodorsalia, aber nur bei den mitteldevonischen Gattungen *Tropidosteus* und *Holonema* (?) *eifeliense* sind diese Knochen mit sehr hohen und langen



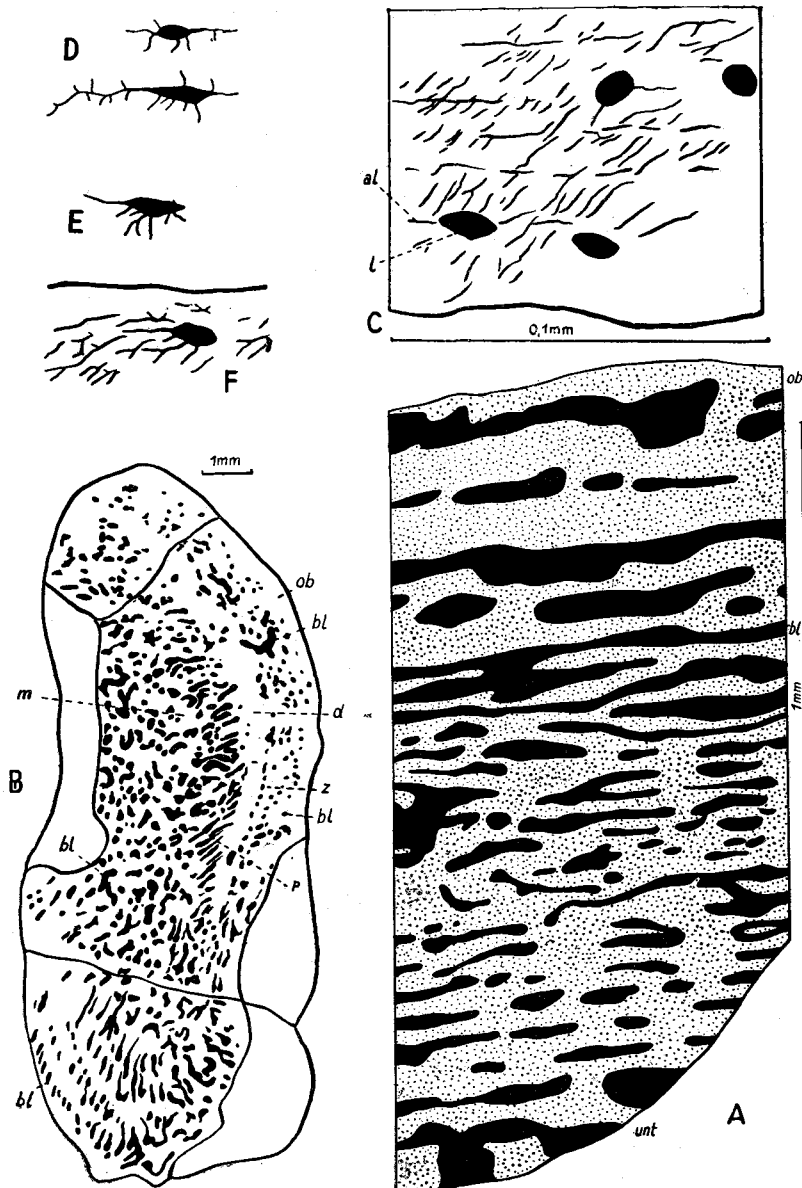


Abb. 3. A Vertikalschnitt durch ein Bruchstück der linken Seitenwand; x 60. B Querbruch des dorsalen Medianfortsatzes; x 7. C lamelliertes Spongiosabälkchen mit Knochenzellen; x 550. D—F längsgetroffene Lakunen der Knochenzellen; x 550.

*al* Ausläufer der Knochenzellen; *bl* Blutgefäßkanäle; *d* dichte Schichten im dorsalen Medianfortsatz; *l* Lakunen der Knochenzellen; *m* Mittelzone des dorsalen Medianfortsatzes; *ob* Oberschicht des Knochens oder des Medianfortsatzes; *r* Zone mit schräg radiär verlaufenden Gefäßkanälen; *unt* Unterschicht des Knochens; *z* äußere Schicht unter der Oberschicht des Medianfortsatzes.

Kielleisten besetzt, die keinen Hohlraum einschließen (vgl. Gross 1933 b, Abb. 14 B—D; Gross 1937, Taf. 6, Fig. 1 u. 2, Abb. 19; Taf. 7, Fig. 3, Abb. 18 D—E). Ein gewinkeltes Mediodorsale besitzt die unterdevonische Petalichthyiden-Gattung *Lunaspis*. Einen hohen, sehr kräftig skulptierten Dorsalstachel trägt das Mediodorsale der zu den Ptyctodontida gehörenden mitteldevonischen Gattung *Rhamphodopsis* (Watson 1938, Fig. 1, 3 u. 5). Doch ist dieser Stachel ein selbständiger Knochen, der gegenüber dem umschließenden Mediodorsale durch Nahtlinien begrenzt wird. Der Stachel ist ein wenig schräg nach hinten gerichtet. Einen sehr hohen Fortsatz auf dem Anteriormediodorsale weisen die mitteldevonischen Antiarchi-Gattungen *Byssacanthus* (Gross 1933 c und 1940) und *Ceraspis* (Gross 1933 b und 1937) auf. Dachartig gewinkelte Mediodorsalia ohne Medianfortsatz haben die Gattungen *Gerdalepis* (Mitteldevon) und *Lepadolepis* (Oberdevon); unter den Bothriolepiden besitzt nur die Art *B. gippslandiensis* (Oberdevon) aus Australien auf dem Mediodorsale eine hohe Medianleiste. Bei *Byssacanthus* ist der Medianfortsatz etwas schräg nach hinten gerichtet, bei *Ceraspis* steht er ganz steil senkrecht. Aber bei keiner bisher bekannten Gattung der Arthrodiren findet sich ein nach vorne geneigter Fortsatz.

Gegen eine Zugehörigkeit von *Grazosteus* n. g. zu den Antiarchi spricht der nachfolgend geschilderte histologische Aufbau des Knochens. Gegen *Rhamphodopsis* spricht die Unselbständigkeit des Fortsatzes, der kein nahtbegrenzter Stachel ist. *Tropidosteus* und *Holonema* (?) *eifeliense* haben keine stachelförmigen Fortsätze, sondern lange Kielleisten. So läßt sich *Grazosteus* n. g. bei keiner Arthrodirengattung mit gewinkeltem und mit einem Medianfortsatz versehenem Mediodorsale unterbringen; *Grazosteus* n. g. steht vorläufig völlig isoliert da.

**Histologie** (Abb. 3). Der Knochen ist sehr dunkel gefärbt. Die Kanäle der Blutgefäße und sonstige Hohlräume in der Spongiosa haben meist helle Kalkspatausfüllungen, so daß sie — besonders im Querschnitt des Medianfortsatzes — gut zu erkennen sind. In der Spongiosa sind manche Stellen gepreßt und zerdrückt. Die Oberschicht und die Unterschicht sind zum Teil abgewittert. Der histologische Erhaltungszustand ist ungünstig, Lakunen der Knochenzellen sind nur selten wahrzunehmen. Manche Spongiosabälkchen zeigen im Zusammenhang mit der Anordnung der Knochenzellen einen lamellosen Aufbau.

Abb. 3 A gibt einen Vertikalschliff durch die Seitenwand des Knochens wieder. Fast der ganze Knochen zeigt einen spongiösen Aufbau. Die Oberschicht, in der kein Tuberkel getroffen ist, und die Unterschicht sind größtenteils der Verwitterung zum Opfer gefallen. Der Knochen ist erfüllt von längsverlaufenden, engeren Gefäßkanälen und Hohlräumen (*bl*), ähnlich wie in den Rumpfpfanzerknochen der Brachythoraci (z. B. *Plourdosteus*). Einige Lakunen der Knochenzellen (Abb. 3 C—F) sind in der unteren Hälfte des Vertikalschliffes erhalten. Die Gestalt der Lakunen ist unregelmäßig gestreckt, die langen Ausläufer an den zugespitzten Enden treten deutlich hervor. Die Wölbung der Lakunen ist in der Wachstumsrichtung der Knochenschichten besonders ausgeprägt. Abb. 3 C läßt die Lamellierung eines Spongiosabälkchens deutlich erkennen. Auch die Knochenzellen gleichen in der Gestalt den Knochenzellen der Brachythoraci. Leider konnte ich keinen Vertikalschliff von einem Tuberkel der Oberfläche herstellen, um ihn auf die etwaige Anwesenheit von unipolaren Knochenzellen zu prüfen.

Die Faserung des Knochens ist bei dem schlechten Erhaltungszustand kaum wahrzunehmen.

Der feinere Aufbau des Medianfortsatzes konnte in auffallendem Licht unter dem binokularen Mikroskop untersucht werden, der kostbare Fund erlaubt nicht die Herstellung eines Querschliffes. Der Medianfortsatz zeigt eine gewisse konzentrische Schichtung. Die Mitte des Fortsatzes (*m*) wird von senkrecht aufstrebenden etwas weiteren Gefäßkanälen erfüllt. Umgeben wird sie von einer Zone (*r*) mit ein wenig schräg und radial verlaufenden Gefäßkanälen. Hieran schließt sich ein schmaler Mantel (*d*) sehr dichter und dunkler Knochensubstanz, die fast frei von Gefäßkanälen ist. Diese Schicht hielt Heritsch irrtümlich für den zusammengepreßten ehemaligen Hohlraum des als seitliches „Spinale“ gedeuteten Fortsatzes (Heritsch 1934, Taf. 2, Fig. 6). Diese nicht überall gleichmäßig ausgeprägte Schicht wird nach außen konzentrisch von einer weiteren Schicht (*z*) umgeben, die recht dicht von engen, senkrecht aufstrebenden Gefäßkanälen erfüllt ist. Den Abschluß bildet die im Querbruch nur schlecht erhaltene, mit Tuberkeln skulptierte Oberschicht (*ob*). Im ganzen ist der Aufbau des Medianfortsatzes spongiös, doch tritt eine konzentrische Schichtung durch die Anordnung und Häufigkeit der Blutgefäßkanäle recht deutlich in Erscheinung.

Der feinere Aufbau des Knochens stimmt weitgehend mit dem Aufbau der Brachythoraci-Knochen überein. Von den Antiarchi-Knochen unterscheidet er sich dagegen sehr deutlich, da die großen Tuberkel, die weiten, oft prismatischen Spongiosakammern und die scharfe Sonderung der Ober-, Mittel- und Unterschicht, die für die Antiarchi charakteristisch sind, fehlen.

**Stellung im System der Fische.** Der einzige bisher bekannt gewordene Knochen von *Grazosteus* n. g. ist das unvollständig erhaltene Mediodorsale, dessen Kennzeichen die dachartige Winkelung und der mächtige Medianfortsatz sind. Derartige Knochen besitzen unter den altpaläozoischen Fischen nur die Arthrodiren (= Placodermen im engeren Sinne); aber auch bei ihnen sind Formen mit einem hohen Medianfortsatz auf dem Mediodorsale selten. Wir kennen noch keine Dolichothoraci und keine Petalichthyida mit solchen Medianfortsätzen. Unter den Brachythoraci zeigen einige aberrante Holonemiden hohe cristaartige Medianleisten; Medianfortsätze sind bisher in dieser Ordnung nicht gefunden worden. Einen im Umfang und der Gestalt vergleichbaren Stachel auf dem Mediodorsale trägt die Ptyctodontiden-Gattung *Rhamphodopsis*, aber ihr Stachel ist ein selbständiges, durch Nähte begrenztes Element des Rumpfpanzers. Mächtige Fortsätze auf dem Anteriormediodorsale weisen einige Gattungen der Antiarchi auf, aber im histologischen Aufbau weichen die Knochen der Antiarchi sehr deutlich ab.

*Grazosteus* n. g. ist eine Arthrodiren-Gattung *incertae sedis*. Sie steht allem Anschein nach den Euarthrodira näher als den Antiarchi oder den Rhenanida. Unter den Euarthrodira hat sie eher Beziehungen zu den Brachythoraci als zu den Dolichothoraci. Wir können jedoch in dieser Frage kein sicheres Urteil fällen, da *Grazosteus* n. g. eine besonders differenzierte Gattung ist.

**Biostratigraphische Bedeutung.** Da *Grazosteus* n. g. eine Arthrodiren-Gattung *incertae sedis* und nur durch einen einzigen Rest belegt ist, kann sie nicht zur Entscheidung stratigraphischer Fragen herangezogen werden.

Beim derzeitigen Stand unserer Kenntnisse würde ich *Grazosteus* n. g. nicht für eine Form aus dem Oberludlow bzw. Downton halten, sondern eher für eine devonische Gattung. Sie würde sogar besser unter die mitteldevonischen als in die unterdevonischen Formen passen, doch ist diese Aussage schon mit großer Unsicherheit belastet.

### Literatur

- Fyn S. und Heintz, A. (1943): The Downtonian and Devonian vertebrates of Spitsbergen. VIII. — Norges Svalbard-og Ishavs-Undersokelser. Skrifter, 85, Oslo.
- Gross, W. (1932): Die Arthrodira Wildungens. — Geol. Palaeont. Abh., N. F. 19, Jena.
- Gross, W. (1933): a. Die unterdevonischen Fische und Gigantosracen von Overath. — Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., 145, Berlin.
- Gross, W. (1933): b. Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. — Ibidem 154.
- Gross, W. (1933): c. Die Fische des baltischen Devons. — Palaeontographica, Abt. A, 79, Stuttgart.
- Gross, W. (1937): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil II. — Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., 176, Berlin.
- Gross, W. (1940): Acanthodier und Placodermen aus den Heterostius-Schichten Estlands und Lettlands. — Ann. Soc. Reb. Nat. Invest. in univ. Tartuensis. Const. 46, Tartu.
- Gross, W. (1950): Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung der Wirbeltierfaunen des Old Reds und der marinen altpaläozoischen Schichten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin, Math.-naturw. Kl., Nr. 1, Jahrg. 1949, Berlin.
- Gross, W. (1958): Über die älteste Arthrodiren-Gattung. — Notizbl. hess. L.-Anst. Bodenforsch., 86, Wiesbaden (im Druck).
- Heintz, A. (1929): a. Die downtonischen und devonischen Vertebraten von Spitsbergen. II. Acanthaspida. — Skrift. om Svalbard og Ishavet, 22, Oslo.
- Heintz, A. (1929): b. Die downtonischen und devonischen Vertebraten von Spitsbergen. III. Acanthaspida. Nachtrag. — Ibidem 23.
- Heintz, A. (1933): Some remarks about the structure of *Phlyctaenaspis acadica* Whiteaves. — Norsk. geol. tidskr., 14, Oslo.
- Heritsch, F. (1934): Ein Panzerfisch aus dem Paläozoikum von Graz. — Jahrb. d. geol. Bundesanst., 84, Wien.
- Hills, E. S. (1931): The Upper Devonian fishes of Victoria, Australia, and their Bearing on the Stratigraphy of the State. — Geol. Mag., 68, no. 803, London.
- Hörnes, R. (1891): Der erste Wirbeltierrest aus dem Grazer Paläozoikum. Verh. d. geol. Reichsanst., 11, Wien.
- Penecke, K. A. (1894): Das Grazer Devon. — Jahrb. d. geol. Reichsanst., 43, Jahrg. 1893, Wien.
- Stensiö, E. (1944): Contributions to the knowledge of the vertebrate fauna of the Silurian and Devonian of Western Podolia. II. Notes on two Arthrodirens from the Downtonian of Podolia. — Arkiv f. Zoologi, 35, Stockholm.
- Watson, D. M. S. (1934): The interpretation of Arthrodirens. — Proc. Zool. Soc. London.
- Watson, D. M. S. (1938): On *Rhamphodopsis*, a Ptyctodont from the Middle Old Red Sandstone of Scotland. — Trans. Roy. Soc. Edinbgh., 59, Part. II, Edinburgh.
- White, E. I. (1952): Australian Arthrodirens. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology, 1, No. 9, London.

## Bryozoenstudien III/1

## 1. Die Crisiidae (Bryozoa) des Torton im Wiener Becken

Von Carl A. Bobies

(Paläontologisches Institut der Universität Wien)

Mit 3 Tafeln (XIII, XIV, XV)

## Inhalt

Abstract .....	147
Vorbemerkungen .....	147
Systematisch-taxionomischer Teil .....	148
Notizen über Crisiidae .....	160
Zusammenfassung .....	163
Literaturhinweise .....	164

## Abstract

From the Torton of the Vienna basin and its adjacent areas 9 species of the family of *Crisiidae* are described. 5 species were already mentioned in papers of earlier authors. One so far only as recent known species (*Filicrisia geniculata*) is indicated from the miocene probably for the first time; another species, not known from the Vienna basin till now is mentioned. 2 new species — *Crisia kühni* and *Crisia megalostoma* — are described. Data about structure and habit of *Crisiidae*, their geographical, geological and bathymetrical distribution and about the systematical value of many features are added. A key for determination is intended to facilitate the rather difficult identification of *Crisiidae*.

## Vorbemerkungen

Die Einbeziehung der Cyclostomata in die Reihe der im Gang befindlichen Untersuchungen an Bryozoenfaunen des inneralpinen Torton würde den Umfang der Veröffentlichungen so sehr erweitern, daß mit beträchtlichen Schwierigkeiten bei der Publikation gerechnet werden müßte. Ich habe mich daher entschlossen, bei den Cyclostomen einen anderen Weg zu beschreiten und die einzelnen Familien gesondert zu veröffentlichen, sobald mir genügend Material aus eigenen Aufsammlungen vorliegt, um eine zusammenfassende Darstellung zu gestatten. Es geschieht dies umso leichteren Herzens, als der Hauptgrund, der mich zur Behandlung vollständiger Faunen bei den Cheilostomen veranlaßte, die Rücksicht auf eventuelle stratigraphische Ergebnisse, bei den Cyclostomen eine wesentlich geringere Rolle spielen dürfte. Diese Bryozoenordnung erweist sich meist als dem Zeitfaktor gegenüber wenig empfindlich und relativ langlebig. Allerdings kommen auch bei ihr fazielle und ökologische Gesichtspunkte sehr in Betracht. Ich hoffe aber, daß bei diesen Untersuchungen die gesonderte Behandlung nach Familien nicht wesentlich stören wird.

Einer erhöhten Brauchbarkeit der Arbeit für den Nichtspezialisten dienen die beigegebenen Bestimmungstabellen. Man findet sie in fast allen zoologischen Veröffentlichungen, aber auch verschiedene ausländische Arbeiten über fossile Bryozoen bedienen sich ihrer. Sicher wird diesen ersten Versuchen im Rahmen von Studien über fossile Bryozoen Österreichs mancher Mangel anhaften. Als größten möchte ich ansehen, daß durch Bestimmungstabellen häufig die systematische Bedeutung von Merkmalen verwischt wird, da die Tabellen in erster Linie leicht feststellbare Charaktere berücksichtigen müssen, wenn sie zweckdienlich sein sollen. Ich halte aber solche Bestimmungsschlüssel für äußerst nützlich, um Arbeitsergebnisse einem breiteren Kreis, in diesem Falle der praktischen Geologie, zugänglich zu machen. Es muß jedoch auf das Nachdrücklichste betont werden, daß die Bestimmungstabellen ausschließlich nur die Verhältnisse im inneralpinen Torton Österreichs berücksichtigen. Sie enthalten daher auch nur Genera und Species, die in diesem Bereich beobachtet wurden. Es wäre vollkommen verfehlt, sie auf Faunen außerhalb des Wiener Beckens, des Burgenlandes oder steirischen Torton anzuwenden. Solche Versuche könnten nur zu Irrtümern führen.

Wie schon angedeutet, stütze ich mich in diesem wie auch in den folgenden Kapiteln des III. Teiles meiner Bryozoenstudien nahezu ausschließlich auf selbst gesammeltes Material. Nur die Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien wurde laufend konsultiert, vor allem, um den Anschluß an die Arbeiten der Vorgänger nicht zu verlieren.

Es erübrigt sich, den Herren Prof. O. Kühn, Prof. A. Papp, Prof. H. Zapfe sowie den Herren Prof. Dr. E. Thenius und Dr. F. Bachmayer für die stets gewährte bereitwillige Unterstützung meiner Arbeiten meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Dir. Prof. H. Küpper war mir bei der Feldarbeit behilflich, Herr J. Kerschhofer stand mir bei der Herstellung der Mikrophotos bei. Auch ihnen gilt mein verbindlichster Dank.

### Systematisch-taxionomischer Teil

#### Ordnung Cyclostomata Busk, 1852

##### Unterordnung Articulata Busk, 1859

##### Familie Crisiidae Johnston, 1847

Zoaria aufrecht, reich verzweigt, meist gegliedert, mit hornigen Gelenken. Die Zoecien röhrenförmig in einfachen oder doppelten Reihen, die Öffnungen nur an einer Seite. Ovicelle symmetrisch, sackförmig, isoliert, der Zoecialachse parallel, mit terminaler Oeciopore. Kreide — rezent.

##### Tabelle zur Bestimmung der Genera

Sterile Segmente mit 1—3 Zoecien, fertile Segmente mit 3—5 Zoecien .....	<i>Filicrisia</i> d'Orbigny, 1853
Sterile Segmente mit 3 oder mehr, fertile mit mindestens 5 Zoecien .....	<i>Crisia</i> Lamouroux, 1812

##### Genus *Filicrisia* d'Orbigny, 1853

Sterile Segmente mit 1—3 Zoecien, fertile mit 3—5 Zoecien. Meist Internodien mit nur einem Zoecium. Ovicell in seiner ganzen Länge angewachsen. 8 Tentakel. Miozän? Rezent.

Gattungstypus: *Filicrisia geniculata* Milne-Edwards, 1838.

? *Filicrisia geniculata* Milne-Edwards, 1838

Tafel XIII, Fig. 1

- 1838 — *Crisia geniculata* Milne-Edwards: Mémoire sur les Crisies. Annal. Sci. nat. (Zool.), Paris (2), IX, Taf. VI, Fig. 1.  
 1853 — *Filicrisia geniculata* A. d'Orbigny: Paléontologie Franc., Terr. créét. V, Paris, p. 604.  
 1930 — *Filicrisia geniculata* (Milne-Edwards) F. Canu & R. S. Bassler: Bryozoaires marins de Tunisie. Annal. Stat. Océanograph. Salammbô V, Taf. XVII, Fig. 7.

**Bemerkungen:** Mit entsprechender Reserve stelle ich zwei Zoarien, die mir aus Eisenstadt und St. Margarethen vorliegen, zu dieser rezenten Art. Sie sind gut erhalten, weisen die wichtigsten Merkmale der Art Milne-Edwards auf, bieten aber allein keine ausreichende Grundlage für eine unzweifelhafte Bestimmung. Es muß daher reichhaltigeres Material abgewartet werden, bevor endgültig zu diesen Stücken Stellung genommen werden kann.

Die *Filicrisien* leben auf Laminarien und flottierenden Algen. Auch auf Steinen werden sie gefunden. Sie scheinen im allgemeinen wenig temperaturempfindlich zu sein.

**Geographische Verbreitung:** Arktis (Franz-Josefs-Land) ca. 200 m. Atlantik: Lofoten 210—230 m, Küste Englands 135 m, Küste Frankreichs und Nordspaniens, westl. Mittelmeer 1—15 m. Pazifik: San Pedro 3—54 m, Bucht von San Franzisko, Puget Sound 40—45 m, Vancouver 14—54 m.

**Vorkommen:** Je ein Zoarium aus den Terebratulansanden des Torton von Eisenstadt und aus den tortonen Amphisteginensanden von St. Margarethen im Burgenland.

Genus *Crisia* Lamouroux, 1812

Zoarium frei aufrecht, aus zahlreichen, gelenkig verbundenen Gliedern (Internodien) bestehend, an der Unterlage mit Wurzelfasern haftend. Zooecia biserial angeordnet, alternierend. Vorderseite feinporig. Gonozooecien pyriform, feinporig, ein öfters röhrenförmiges Oeciostom. In sterilen Segmenten 3 oder mehr, in fertilen mindestens 5 Zooecien. Eozän — rezent.

Gattungstypus: *Sertularia eburnea* Linn., 1758. Rezent.

Tabelle zur Bestimmung der Species <sup>1)</sup>

1	Weniger als 10 Aperturen pro Segment, Aperturen in weitem Abstand. . . . .	2
	Segmente mit 10 oder mehr Aperturen, Abstand der Aperturen annähernd gleich der Segmentbreite . . . . .	3
2	Segmente rundlich, freie Tubenenden ziemlich lang. . . . . <i>Crisia haueri</i> Reuss	
	Segmente abgeflacht, Tuben fast zur Gänze verwachsen . . . . . <i>Crisia eburnea</i> (Linn.)	
3	Segmente mit 10—12 Aperturen . . . . .	4
	Segmente mit mehr als 14 Aperturen . . . . .	6

<sup>1)</sup> Sofern in der Tabelle die Anzahl der Aperturen je Segment als Unterscheidungsmerkmal angeführt ist, soll nochmals darauf hingewiesen werden, daß es sich in allen diesen Fällen nicht um ein Merkmal handelt, das in Einzelfällen angewendet werden kann, sondern um Zahlen, die als Durchschnitt aus einer größeren Anzahl von Exemplaren genommen werden müssen.



- |   |  |                                      |   |
|---|--|--------------------------------------|---|
| 4 | Durchmesser der Peristome $\frac{2}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ der Segmentbreite .....                          | <i>Crisia megalostoma</i> nov. spec. |   |
|   | Durchmesser der Peristome wesentlich kleiner, unter $\frac{1}{4}$ der Segmentbreite .....                  |                                      | 5 |
| 5 | Ovicelle am distalen Ende der fertilen Segmente, Tubenenden nur wenig vom Segmentkörper abstehehd .....    | <i>Crisia denticulata</i> (Lam.)     |   |
|   | Ovicelle in der unteren Hälfte der fertilen Segmente, Tubenenden frei und stark abstehehd .....            | <i>Crisia kühni</i> nov. spec.       |   |
| 6 | Segmente mit 14—17 Aperturen, Ovicell mehr als zwei Segmentbreiten lang .....                              | <i>Crisia hörnesi</i> Reuss          |   |
|   | Segmente mit mehr als 17 Aperturen .....   |                                      | 7 |
| 7 | Segmente mit mindestens 19 Aperturen, Segmentbreite 0,44—0,49 (größer als der Aperturalabstand) .....      | <i>Crisia lecointrei</i> nom. nov.   |   |
|   | Segmente mit meist mehr als 20 Aperturen, Segmentbreite 0,30—0,36 (kleiner als der Aperturalabstand) ..... | <i>Crisia elongata</i> Milne-Edwards |   |

*Crisia haueri* Reuss, 1847

Tafel XV, Fig. 17, 18, 19, 20, 21

1847 — *Crisia Haueri* A. E. Reuss: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's naturw. Abh. II, Wien, Tafel VII, Fig. 22—24.

1877 — *Crisia eburnea* (Linn.) A. Manzoni: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, Taf. I, Fig. 1.

**Arttypus** (hier bestimmt): Sammlg. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 223 a/1957.

**Loc. typ.:** Forchtenau.

**Strat. typ.:** Sandige Tonmergel des Untertorton.

**Material:** Mehrere Dutzend Internodien aus Forchtenau, St. Margarethen und Eisenstadt.

**Originaldiagnose nach Reuss, 1847:** „Ähnlich der *Crisia eburnea* Lam. Von den beiden vorigen Arten (d. i. C. Edwardsii und C. Hörnesi) sich beim ersten Blick durch die schlankern, zartern, weniger zusammengedrückten Stämmchen und durch die längern, dünnern, an den gerundeten, nicht scharfen Rändern der Stämmchen in größerer oder geringerer Länge frei vorragenden Röhren sich unterscheidend. Im untern größeren Theile sind die Zellenröhren verwachsen; ihre Begrenzung ist aber äußerlich doch durch sehr feine Furchen angedeutet. An den Spitzen der Stämmchen ragen die Röhren in größerer Länge frei hervor, stehen näher und bilden ein lockeres Büschel.“

**Beschreibung:** Segmente zart, gerade oder nur sehr wenig nahe der Basis gekrümmt, rundlich-walzenförmig, glatt. Zooecien lang, bis zur Hälfte miteinander verwachsen, das obere Ende der Tuben frei abstehehd und schräg nach vorn — außen abgebogen. Peristome rund, glatt, Aperturen alternieren regelmäßig in ziemlich gleichen Abständen. Vorder- und Rückseite blasig punktiert, sonst glatt. Tubennähte rückseitig schwach sichtbar. Sie zeigen, daß die Knospung jeweils lateral in der Hälfte einer Tubenlänge vor sich geht. Basis rami meist nach dem ersten Zooecium, seltener nach dem zweiten. Ovicelle im untersten Teil eines fertilen Segmentes, blasig aufgetrieben, vorderseitig, von den seitlichen Tuben teilweise umfaßt, nicht sehr groß. Oeciostom nicht vorragend, Form der Oeciopore nicht beobachtet.

**Maße:** Länge eines Segmentes 2,20—2,85,  
 Breite eines Segmentkörpers 0,15—0,24,  
 Zahl der Aperturen eines Segmentes 5—7,  
 Durchmesser der Peristome 0,11—0,12,  
 Aperturalabstand 0,72—0,74,  
 Länge der Ovicelle 0,70,  
 Breite der Ovicelle 0,42.

**Bemerkungen:** Die Art liegt im Habitus zwischen der *C. eburnea* und der *Filicrisia geniculata*. Von ersterer trennt sie der gerundete, walzenförmige Segmentkörper, die stark abstehenden Tubenenden und das freie, lockere Tubenbüschel am abgeschlossenen Ende von Internodien. Von der *C. geniculata* unterscheidet sie der tiefer gelegene Ursprung der Zooecien, die bekanntlich bei der Art Milne-Edwards im obersten Drittel in einem charakteristischen Winkel sprossen und die gleichbleibende Weite der Tuben. Auch die Zahl der Aperturen ist geringer.

Es ist verständlich, daß Manzoni 1877 die *C. haueri* mit der rezenten *C. eburnea* vereinigte. Auch Reuss hat schon auf die Ähnlichkeit hingewiesen. Tatsächlich lassen sich die Unterschiede nur schwer exakt feststellen und auch ich war die längste Zeit von der Identität der beiden Arten überzeugt. Erst die Exemplare aus Forchtenau zeigten mir, was Reuss 1847 offenbar mit seiner *C. haueri* gemeint hat und daß er keineswegs voreilig eine neue Art aufstellte, obwohl ihm die rezente Species bekannt war. Wer die Forchtenauer Stücke mit den Abbildungen Milne-Edwards, 1838 oder Harmers, 1891 vergleicht, wird die Verschiedenheit der beiden Arten vermutlich noch viel besser erkennen, als dies aus den Abbildungen der fossilen Stücke möglich ist. Daß die *C. haueri* unter den geschilderten Umständen in der Literatur keine Beachtung fand, ist nicht verwunderlich.

**Vorkommen:** Bisher nur aus dem österreichischen Torton bekannt. Mir liegt sie aus Forchtenau, St. Margarethen und Eisenstadt vor. Reuss nennt 1847 als weitere Fundorte Nußdorf und Wieliczka in Polen.

*Crisia eburnea* Linnaeus, 1758

Tafel XIII, Fig. 2, 3

- 1758 — *Sertularia eburnea* Linnaeus: Systema Naturae. Ed. X, Holmiae.  
 1838 — *Crisia eburnea* (Linn.) H. Milne Edwards: Mémoire sur les Crisies, les Hornères etc. Annal. Sci. Nat. (Zool.) (2) IX, Paris, Taf. VI, Fig. 2.  
 1891 — *Crisia eburnea* (Linn.) S. F. Harmer: On the British Species of *Crisia*. Quart. Journ. Micr. Sc. XXXII (n. s.) Taf. XII, Fig. 5, 6.  
 1934 — *Crisia eburnea* (Linn.) F. Canu & G. Lecointre: Les Bryozoaires Cyclostomes des faluns de Touraine et d'Anjou. Mém. Soc. Géol. France IV, Taf. XXVI, Fig. 14—15.

**Material:** ca. 150 Segmente von verschiedenen Fundorten.

**Beschreibung:** Zoarium buschig aus gegliederten Ästen. Segmente kurz, aus 3—6, seltener bis 9 Tuben zusammengesetzt, die miteinander verwachsen sind und den ziemlich flachen Segmentkörper bilden. Enden der Tuben leicht abstehend, frei. Aperturen rund, Peristome glatt. Basis rami fast immer nach der ersten, seltener nach der zweiten Apertur. Ovicell an der Vorderseite der Segmente, klein, durch zahlreiche Bläschen in der Wandung kräftig punktiert. Oeciostom vorragend, nach vorne gekrümmt, Oeciopore rundlich bis queroval. Die Oberfläche der Segmente fein punktiert.

**Bemerkungen:** Diese Art von den nahen Verwandten abzugrenzen, fällt nicht leicht. Unter den rezenten Species steht ihr am nächsten *C. denticulata*, die jedoch mit bemerkenswerter Konstanz höhere Aperturenzahlen pro Segment aufweist. Außerdem verzweigt sich letztere relativ hoch (Basis rami nach der 4. bis 5. Apertur einer Seite), erstere fast immer nach der 1. bis 2. Apertur. Das Ovicell der *C. denticulata* ist mehr unscheinbar, die Oeciopore meist querelliptisch, das vorragende Oeciostom der *C. eburnea* fehlt. Von der fossilen *C. haueri* trennt die besprochene Art der ganze Habitus der Internodien (mehr abgeflacht, statt rundlich-walzenförmig), die größere Länge der freien Tubenenden bei *C. haueri* und der weitere Abstand der Aperturen voneinander. Hingegen sind Art der Verzweigung und Bau der Ovicelle bei beiden ziemlich gleich.

Da die winzigen Segmente äußerst zerbrechlich sind, findet man meist nur unvollständige Internodien. Trotzdem ermöglicht die charakteristische Anordnung der Zooecien innerhalb der Segmente und der schmalen, langen Basis rami häufig die Bestimmung auch einzelner Fragmente.

**Maße:** Länge der Segmente 2,00,  
 Breite der Segmente 0,20—0,26,  
 Zahl der Aperturen je Segment 3—6,  
 Abstand der Aperturen 0,50—0,72,  
 Durchmesser der Peristome: 0,10,  
 Länge der Ovicelle: 0,50,  
 Breite der Ovicelle: 0,38.

**Verbreitung:** Wie weit die in der Literatur zitierten Vorkommen wirklich auf die beschriebene Art bezogen werden können, ist sehr schwer zu entscheiden. Genannt wird sie fossil aus dem Helvet Frankreichs, dem Torton Italiens, Rußlands, Polens, Österreichs, Ungarns und dem Siciliano Italiens und Rhodus. Rezent findet sie sich sicher in der Adria, dem westlichen Mittelmeer, der Nordsee und dem Atlantik.

**Vorkommen in Österreich:** St. Margarethen (Amphisteginensand) s, ebenso im Heterosteginensand des St. Margarethner Kogels, in den Terebratelsanden von Eisenstadt s, am Gasriegel S des St. Margarethner Steinbruches ns, bei der Rosalienkapelle N Oggau ns, im Rauchstallbrunngraben bei Baden und in Forchtenau ss. Manzoni führt weiters an: Perchtoldsdorf, Nußdorf, doch dürfte es sich dabei nicht immer um die echte *C. eburnea* handeln.

*Crisia megalostoma* nov. spec.

Tafel XIV, Fig. 16

**Deriv. nom.:** In Hinblick auf die großen Aperturen.

**Arttypus:** Sammlung Naturh. Museum Wien, Inv. Nr. 225/1957.

**Loc. typ.:** Eisenstadt.

**Strat. typ.:** Tortone Sande mit *Terebratula macrescens* Dreg.

**Material:** Ein gut erhaltenes Segment.

**Diagnose:** *Crisia* mit nur wenig abgeflachten Segmenten, 10 Aperturen pro Segment, die fast kreisrunden Basis rami etwas größer als die Peristome. Durchmesser der kräftig aufragenden, dünnen, zur Vorderseite gewendeten Peristome  $\frac{4}{10}$ — $\frac{5}{10}$  der Segmentbreite. Oocien nicht bekannt.

**Beschreibung:** Das einzige mir vorliegende Exemplar ist ein vollständiges Segment. Es ist nur wenig abgeflacht, zu beiden Seiten nicht scharf, sondern gerundet, Vorder- und Hinterseite bis auf eine äußerst feine, vielleicht nur von kristallinen Umsetzungen herrührende Körnelung glatt. Von der Hinterseite aus gesehen, treten die Umriss der Peristome nur als sehr wenig vorstehende, flache Buckel hervor. Die Basis rami sind rund, etwas größer als die Peristome, das Unterende des Segmentes weist etwas oberhalb des Gelenkes eine leichte, ringförmige Einschnürung auf. Die Zooecien sind bis auf die Peristome verwachsen. Trennungswände sind äußerlich nicht sichtbar. Die Aperturen sind sehr groß, von einem leicht schräg abstehenden dünnen Peristom eingefasst, dessen Durchmesser  $\frac{4}{10}$ — $\frac{5}{10}$  der Segmentbreite beträgt. Die Peristome liegen fast völlig in der Segmentebene. Die Aperturen alternieren sehr regelmäßig. Das beschriebene Stück enthält zehn Aperturen. Ooecium wurde noch keines beobachtet.

**Bemerkungen:** Die *C. megalostoma* steht dem Formenkreis der *C. admota* Canu & Lecointre, 1934, sehr nahe. Sie unterscheidet sich von dieser nur durch die anderen Abmessungen und einen beträchtlich größeren Aperturalabstand. Da der Abstand der Aperturen jedoch ein wesentliches Merkmal der *C. admota* ist (schon der Name weist darauf hin), muß das Eisenstädter Exemplar als neue Art betrachtet werden. Von allen anderen Crisien des österreichischen Miozäns unterscheidet sie die relative Größe und Form der Peristome.

**Maße:** Länge des Segmentes 1,8,  
Breite des Segmentes 0,26—0,27,  
Zahl der Aperturen 10,  
Abstand der Aperturen 0,34—0,37,  
Durchmesser der Peristome 0,11—0,12.

**Vorkommen:** l. t. ss.

### *Crisia denticulata* Lamarck, 1816

Tafel XIII, Fig. 5, 6, 7

- 1816 — *Cellaria denticulata* J. B. P. A. de Lamarck: Histoire Naturelle.  
1838 — *Crisia denticulata* (Lam.) H. Milne Edwards: Mémoire sur les Crisies, les Hornères et plusieurs autres Polypes vivants ou fossiles dont l'organisation est analogue à celle des Tubulipores. Ann. Sci. Nat. (Zool.), Paris, (2), IX, Taf. VII, Fig. 1.  
1859 — *Crisia denticulata* (?) Lam. spec. G. Busk: A Monograph of the fossil Polyzoa of the Crag. Mon. Paleont. Soc. London, Taf. I, Fig. 8.  
1952 — *Crisia denticulata* (Lam.) R. Lagaaij: The Pliocene Bryozoa of the Low Countries. Mededel. Geol. Stichting, (C) V, Nr. 5, Taf. XVII, Fig. 1 (non 7).

**Material:** Zahlreiche Fragmente aus Eisenstadt, St. Margarethen, Forchtenau und dem Rauchstallbrunngraben bei Baden.

**Diagnose:** Internodien flach, breit, mit 10—12 Aperturen pro Segment. Die Zooecien in ihrer ganzen Länge angewachsen. Die Distanz zwischen den Aperturen ist niemals größer als die Segmentbreite. Vorderseite feinporig. Ovicell stets distal, gewöhnlich am Ende eines Segmentes, mit unscheinbarem Oeciostom. Oeciopore quer elliptisch. (In Anlehnung an R. Lagaaij, 1952).

**Bemerkungen:** Die Art ist im inneralpinen Wiener Becken und im Burgenland weit verbreitet; die weiter unten angegebene Fundortliste ist sicher

noch sehr erweiterungsfähig. Die mir vorliegenden Exemplare aus den genannten Fundorten entsprechen vollkommen den Beschreibungen und auch den ausgezeichneten Abbildungen, die 1838 Milne Edwards gab. Unter ihnen finden sich mehrere fertile Internodien und zahlreiche Stücke mit Zeichnung. An ihrer Zugehörigkeit zur Art *Lamarcks* kann kein Zweifel bestehen.

**Maße:** Länge der Segmente 2,5—2,8,  
Breite der Segmente 0,35,  
Anzahl der Aperturen je Segment 10—12,  
Abstand der Aperturen 0,30—0,32,  
Durchmesser der Peristome 0,06,  
Länge der Ovicelle 0,52,  
Breite der Ovicelle 0,40.

**Verbreitung:** Fossil — Torton Österreichs,  
Pliozän Hollands und Belgiens.  
Rezent — Atlantik, Nordsee, Arktik, Mittelmeer, Pazifik.

**Vorkommen:** Im österreichischen Torton findet sie sich in den Amphisteginensanden des Kogels von St. Margarethen, in den Terebratelsanden von Eisenstadt und in sandigen Tonmergeln des unteren Torton von Forchtenau, überall ziemlich häufig.

*Crisia kühni* nov. spec.

Tafel XIV, Fig. 14, 15

**Deriv. nom.:** Nach Prof. Dr. Othmar Kühn, Wien.

**Holotypus:** Sammlung des Naturh. Museums in Wien, Inv. Nr. 226/1957.

**Loc. typ.:** St. Margarethen, Gasriegel.

**Strat. typ.:** Nulliporensand des Tortons.

**Material:** 14 Segmente aus St. Margarethen.

**Diagnose:** *Crisia* mit kürzeren Internodien mit 9—12 Aperturen. Die Breite der Segmente ist etwas geringer als der Aperturalabstand. Die Tuben stehen in ca.  $\frac{1}{4}$  ihrer ganzen Länge frei vom Zoarium ab und sind doppelt so lang wie der Abstand der Aperturen. Die Ooecien sind relativ kurz ( $1\frac{1}{2}$ mal der Aperturalabstand), quer-bauchig, Oeciostom dicht am Zoarium, quer-oval, wenig abstehend.

**Beschreibung:** Die vorliegenden Internodien weisen 9—12 Aperturen pro Segment auf. Die Segmente sind allseits äußerst fein granuliert, vorne mehr abgeflacht, hinten stärker konvex. Bei den meisten Stücken sind die Tubennähte gut sichtbar und lassen dadurch die ganze Länge der Zooecien erkennen. Diese sind rund zweimal so lang als der Abstand der Aperturen, im letzten Viertel biegen die Tuben frei seitlich oder mehr nach vorne zu ab und stehen schräg aus dem Segmentkörper hervor. Bei fertilen Segmenten biegen sich die Tubenenden um das Ooecium. Die Basis rami sind klein, oft nicht größer als ein normales Peristom. Die Ooecien sind nicht sehr groß, quer bauchig aufgetrieben; sie nehmen etwas mehr als den Raum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Aperturenpaaren ein. Ihre Oberfläche ist glatt, das Oeciostom dicht am Zoarium, quer elliptisch mit leicht ver-

stärktem Rand. Die Hauptachse der beiden mir vorliegenden Oecien verläuft nicht in der Medianlinie des Segmentes.

**Bemerkungen:** Die Art steht der *C. denticulata* (Lamarck, 1816) am nächsten. Sie unterscheidet sich von ihr durch die abstehenden Tuben und den relativ größeren Abstand der Aperturen — beides, wie mir scheint, wichtige Merkmale. Mit der *C. elongata* hat sie den großen Aperturalabstand gemeinsam, ihre Aperturenzahl ist jedoch bedeutend geringer, auch ist die Art des Loslösens der Distalenden der Tuben vom Segmentkörper eine wesentlich andere. Oecien und Oeciostom der *C. elongata* haben eine andere Form. *C. hörnesi* und *C. lecointrei* nov. nom. unterscheiden sich durch die Breite der Internodien, Zahl der Aperturen und die anliegenden Peristome.

**Maße:** Länge der Segmente 2,5—3,00,  
Breite der Segmente 0,28—0,32,  
Anzahl der Aperturen pro Segment 9—12,  
Distanz zwischen den Aperturen 0,35—0,45,  
Durchmesser der Peristome 0,08,  
Länge des Ooeciums 0,52,  
Breite des Ooeciums 0,40,  
Querachse des Oeciostoms 0,09.

**Vorkommen:** Südliche Straßenböschung der Ruster Straße bei St. Margarethen—Steinbruch, St. Margarethnerkogel (Heterosteginsand), s.

*Crisia hörnesi* Reuss, 1847

Tafel XIV, Fig. 9, 10, 11, 12, 13

1847 — *Crisia hörnesi* A. E. Reuss: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's Naturw. Abh. II, Taf. VII, Fig. 21.

— *Coelophyma glabrum* Reuss: Wie vorher, Taf. XI, Fig. 28.

1877 — *Crisia hörnesi* (Reuss) A. Manzoni: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, III., Taf. I, Fig. 3 b und c (non 3 a).

1920 — *Crisia hörnesi* (Reuss) F. Canu & R. S. Bassler: North American early Tertiary Bryozoa. U. S. Nat. Mus., Bull. 106, Taf. CXXI, Fig. 1—4.

**Arttypus** (hier bestimmt): Sammlg. Naturhist. Museum Wien, Inv. Nr. 230/1957 (Original zu Fig. 12 auf Tafel XIV der vorliegenden Arbeit).

**Locus typicus:** Forchtenau.

**Stratum typicum:** Sandiger Tonmergel des Torton.

**Material:** viele hunderte von Exemplaren aus verschiedenen Fundorten.

**Originaldiagnose** von A. E. Reuss, 1847 (einschließlich der Diagnose von *Coelophyma glabrum*): „Beim ersten Anblick der vorigen Art (= *Crisia edwardsii*) sehr ähnlich. Sie unterscheidet sich jedoch durch die breiteren, fast flach zusammengedrückten, nur in der Mitte der vorderen Fläche schwach erhabenen (nicht aber, wie bei *Cr. edwardsii*, auf beiden Flächen gleichmäßig gewölbten), an den Rändern dünnen und stark gekerbten Stämmchen. Die vorwärts gerichteten, mehr genäherten, schwach ringförmig erhabenen runden Mündungen stehen nicht ganz am Rande, sondern werden von den Kerben desselben etwas überragt. Übrigens erscheint bei starker Vergrößerung die Oberfläche der Stämmchen wie bei der vorigen Art, fein in die Quere liniert.“

(*Coelophyma glabrum*) „Im Leithakalk von Mörbisch und Rust kommen, auf *Crisia hörnesi* . . . . . aufgewachsen, häufig kleine Körperchen vor, die keiner der bekannten lebenden oder fossilen Gattungen sich unterordnen lassen, deren Bau übrigens auch noch

ganz dunkel ist. Es sind sehr kleine, eiförmige, hochgewölbte, bläschenartige Körperchen, deren Oberfläche mit sehr feinen unregelmäßigen Grübchen bedeckt ist. Sie sind dünnwandig und zerbrochen zeigen sie eine ihrer äußeren Form entsprechende große Höhlung. Von einer Mündung ist keine Spur zu entdecken.“

**Ergänzung zur Beschreibung:** Die Beschreibung Reuss' kann in verschiedener Hinsicht ergänzt werden. Das Verhältnis der Segmentbreite zu der Distanz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Aperturen ist ziemlich konstant; der Abstand der Aperturen ist niemals größer als die erstere. Meist sind Breite und Abstand annähernd gleich. Die Zahl der Aperturen schwankt bei vollständigen Internodien zwischen 14 und 17. Ein wesentlicher Unterschied in der Zahl der Aperturen konnte bei sterilen oder fertilen Segmenten nicht festgestellt werden. Die Oberfläche der Vorderseite ist fein punktiert oder durch Verkalkung feinkörnig. Selten zeigt sich auf der Vorderseite ein merklicher Längskiel. Die Rückseite der Segmente ist mehr oder weniger glatt und weist nur gelegentlich und vereinzelt schwache Querrunzeln auf. Eine „quere Linierung“ wurde trotz des großen Materials weder auf der Vorder- noch auf der Hinterseite beobachtet.

Das Ovicell wurde von Reuss als „*Coelophyma glabrum*“ beschrieben. Es ist groß, mehr als zwei Tubenpaare lang, breit, glatt oder feinkörnig. Ein Oeciostom ist nicht vorhanden, die Oeciopore ist rundlich und nahe dem Zoarium.

**Bemerkungen:** Das von Manzoni, 1877, Taf. I, Fig. 3 a dargestellte Exemplar ist keine *Crisia hörnesi*, sondern eine andere Art, worauf schon Canu & Bassler, 1929 hingewiesen haben. Die von anderen Autoren bisher vorliegenden Photos sind nicht gerade sehr bezeichnend. Es hat den Anschein, als würde diese Art gelegentlich als Sammelspecies benützt für Stücke, die infolge nicht einwandfreier Erhaltung anderwärts nicht gut untergebracht werden können. Trotzdem ist sie sicher eine gute Art. *C. hörnesi* unterscheidet sich von *C. denticulata* Lamarck, 1812 durch die größere Zahl von Tuben pro Segment (14—17 statt 10—12). Bei der Art Lamarcks ist die Distanz zwischen den Aperturen größer als die Segmentbreite. Von *C. elongata* Milne-Edwards, 1938 (= *C. edwardsii* Reuss, 1847) trennt sie die Zahl der Aperturen, vor allem aber der größere Aperturalabstand dieser im Verhältnis zur Segmentbreite. *C. kühni* besitzt absteigende Tubenenden und ein Ovicell von abweichender Form. *C. megalostoma* hat u. a. Peristome von differierender Gestalt und Größe. Die *C. lecointrei* nov. nom. hat sehr breite Segmente von je mindestens 19 Aperturen. An sich steht sie der *C. hörnesi* am nächsten.

Sehr selten kommen bei *C. hörnesi* abnormale Bildungen vor. Auf der Rückseite eines Segmentes tritt in der oberen Hälfte ein Mittelkiel auf, der sich verstärkt und mehrere (beobachtet wurden 3 und 4) Zooecien enthält. Das Segment wird dadurch dreikantig. Ob sich die Dreireihigkeit auch im nächsten Glied fortsetzt, bleibt ungewiß; es scheint aber, als ob sich terminal mehrere Basis rami entwickelten, ähnlich der Abbildung bei S. F. Harmer, 1891, Taf. XII, Fig. 5. (Siehe Taf. XIV, Fig. 13 dieser Studie.)

**Maße:** Zahl der Aperturen je Segment 14—17,  
Abstand der Aperturen 0,30—0,35,  
Durchmesser der Peristome 0,06—0,08,



Länge der Segmente 3,2—4,0,  
 Breite der Segmente 0,34—0,38 (extrem 0,42),  
 Länge des Ovicells 0,90,  
 Breite des Ovicells 0,45—0,65.

**Verbreitung:** Fossil — Eozän Frankreichs, Nordamerikas; Oligozän Deutschlands, Frankreichs; Miozän Österreichs, Polens, Ungarns, Italiens, Griechenlands; Pliozän und Pleistozän Italiens und Griechenlands. Rezent — Philippinen-See.

**Vorkommen in Österreich:** Eisenstadt, Rauchstallbrunngraben bei Baden hh, Forchtenau, Rust, Nußdorf h, St. Margarethen: Kogel (Amphisteginensand) hh, Perna-Korallenbank h, Gasriegel und altes Jagdhaus hh. Reuss und Manzoni führen noch folgende Fundorte an: Mörbisch, Ehrenhausen.

*Crisia lecointrei* nov. nom.

Tafel XIII, Fig. 8, Tafel XV, Fig. 24, 25

- 1877 — ? *Crisia hörnesi* (Reuss) A. Manzoni: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, Taf. I, Fig. 3 a (non Fig. 3 b, 3 c).  
 1934 — *Crisia edwardsii* (Reuss, 1866) F. Canu & G. Lecointre: Les Bryozoaires Cyclostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou. Mém. Soc. Géol. France, 4, Tafel XXVI, Fig. 4 und 5.

**Arttypus:** (hier bestimmt): Das von Canu & Lecointre 1934, Tafel XXVI, Fig. 5 abgebildete Exemplar.

**Loc typ.:** Pontlevoy (moulin de Charenton).

**Strat. typ.:** Fossilsande des Vindobonien.

**Material:** ca. 120 Internodien aus verschiedenen Fundorten.

**Diagnose** (nach Canu & Lecointre, 1934): „Die Segmente sind groß, zweireihig, von mindestens 19 Tuben gebildet. Die Rückseite ist konvex, mit der Länge nach sichtbaren Tubengrenzen. Die Zooecien sind zylindrisch, im größten Teil ihrer Länge erkennbar, im Niveau des proximalen Peristomes zusammenlaufend. Die Peristome sind glatt, vorstehend, einander angenähert. Die Basis rami sind kurz und breiter als eine Tube. Die Hinterseite der Segmente weist eine charakteristische feine Punktierung auf.“

**Bemerkungen:** Wie schon gelegentlich der Besprechung der *C. elongata* erwähnt, sind bei dieser Art zahlreiche Irrtümer unterlaufen. Es begann damit, daß Reuss 1847 eine *C. elongata* Milne-Edwards, 1838 abbildete, sie *C. edwardsii* nannte und dazu eine Beschreibung lieferte, die auf fast alle Crisien passen könnte. Diesen Vorgang wiederholte er 1866 in seiner Arbeit über den deutschen Septarienthon. Seine Tafel XI, Fig. 16 ist wieder eine unter dem Namen *C. edwardsii* laufende *C. elongata*. A. Manzoni hielt sich 1877 streng an seinen Vorgänger; auch bei ihm birgt sich unter dem Reuss'schen Namen eine *C. elongata*. 1920 haben Canu & Bassler die Namensgebung Reuss' akzeptiert und entsprechend Stücke abgebildet, die dem Formenkreis der *C. elongata* nahestehen. So ging es in der Literatur weiter, bis 1934 Canu & Lecointre die Identität der *C. edwardsii* Reuss 1847 mit der *C. elongata* Milne-Edwards 1838 feststellten. Vorher hatte sich die zoologische Literatur (A. Jelly, 1889) schon im gleichen Sinne ausgespro-

chen. Leider ist Canu & Lecoindre ein Malheur passiert. Sie übersahen, daß Reuss 1866, auf Tafel XI, Fig. 16 zwar seine *C. edwardsii* = *C. elongata* abgebildet hatte, aber darüber seine Fig. 12, eine *C. hörnesi*, darstellte. Diese hielten sie für eine echte „*C. edwardsii*“, die Figurenziffer 12 entging ihnen und sie zitierten diese Fig. 12 als „Fig. 16 (superieure)“ und machten sie zur Originalabbildung der *C. edwardsii* Reuss 1866, die in Wirklichkeit also eine *Crisia hörnesi* 1847 ist. Immerhin gaben sie eine einwandfreie Beschreibung (die erste!) und entsprechende Abbildungen (Taf. XXVI, Fig. 4, 5). Es erscheint somit gerechtfertigt, die Art als erstmalig von ihnen beschrieben und abgebildet anzusehen. Da aber der Name „*edwardsii*“ von Reuss, 1847 endgültig vergeben worden ist, tritt die Notwendigkeit einer Neubenennung des Species ein. Ich nenne sie *Crisia lecointrei* nov. nom. nach G. Lecoindre, dem verdienstvollen Mitarbeiter F. Canus, dessen großzügige Mithilfe die Herausgabe des ausgezeichneten Werkes über die Bryozoen der Touraine ermöglichte.

- Maße:** Länge der Segmente 4,0,  
 Breite der Segmente 0,44—0,49,  
 Zahl der Aperturen pro Segment mindestens 18—19,  
 Abstand der Aperturen 0,35—0,39,  
 Durchmesser der Peristome 0,10,  
 Abmessungen der Ovicelle liegen mangels entsprechender Funde nicht vor.

**Verbreitung und Vorkommen:** Angesichts der häufigen Verwechslungen mit *C. elongata* fällt es schwer, das Auftreten der Art richtig zu beurteilen. Sicher kommt sie im Miozän Frankreichs und Österreichs vor. Alle anderen Angaben bedürften einer Überprüfung, besonders auch die Behauptung Nevianis, 1900, der die Art rezent im Mittelmeer gefunden haben will. Wahrscheinlich wird es sich auch hier um eine *C. elongata* handeln. In Österreich liegt sie mir aus folgenden Fundorten vor: St. Margarethner Kogel (Amphisteginensand) h, Gasriegel s, St. Margarethen — Ruster Straße ns, Eisenstadt (Terebratelsand) ns, Rauchstallbrunngraben bei Baden ns, Forchtenau s.

### *Crisia elongata* Milne-Edwards, 1838

Tafel XIII, Fig. 4, Tafel XV, Fig. 22, 23

- 1838 — *Crisia elongata* H. Milne-Edwards: Mémoire sur les Crisies, les Hornères etc. Ann. Sci. Natur., IX, Taf. VII, Fig. 2.  
 1847 — *Crisia edwardsii* A. E. Reuss: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's Naturw. Abh. II, Taf. VII, Fig. 20.  
 1866 — *Crisia edwardsii* A. E. Reuss: Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXV, Taf. XI, Fig. 16.  
 1877 — *Crisia edwardsii* (Reuss) A. Manzoni: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, Taf. I, Fig. 2.  
 1934 — *Crisia elongata* (Milne-Edwards) F. Canu & G. Lecoindre: Les Bryozoaires Cyclostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou. Mém. Soc. Géol. France, 4, Taf. XXVI, Fig. 11.

**Material:** mehrere Dutzend Internodien aus verschiedenen Fundorten.

**Diagnose:** Internodien schmal, ziemlich flach, mit mindestens 18—20 Aperturen. Zooecien nicht der ganzen Länge nach angewachsen, sondern

mit mehr oder weniger losgelöstem distalen Ende, das etwas nach vorwärts-außen gebogen ist und dadurch seitlich vorragt. Abstand der Aperturen größer als die Segmentbreite. Oberfläche fein porös. Ovicell groß, pyriform, quergestreift, mit vorstehendem Oeciostom.

**Bemerkungen:** Die Geschichte dieser Art ist reichlich verworren. 1838 hat Milne-Edwards die Art kreiert und ausgezeichnet abgebildet. Trotzdem hat Reuss 1847 die gleiche Species neu benannt<sup>1)</sup>. Erst im Jahre 1934 waren es Canu & Lecointre, die die Identität der *Crisia edwardsii* Reuss 1847 mit der *Crisia elongata* Milne-Edwards 1838 feststellten, sie als *C. elongata* beschrieben und abbildeten und damit den ursprünglichen, richtigen Zustand wieder herbeiführten. Daß ihnen dabei ein anderer Fehler unterlief, wurde bereits erwähnt. Trotzdem haben auch noch spätere Autoren die Beweisführung Canu & Lecointres nicht zur Kenntnis genommen. Z. B. läuft die Art bei M. Vigneaux 1949 noch immer unter „*edwardsii*“. Nach der Abbildung zu schließen, ist seine Species übrigens eine *C. denticulata* (Lamarck, 1816).

Im österreichischen Torton finden sich zahlreiche, zweifellos vollständige Internodien, die alle Merkmale der *C. elongata* aufweisen, aber nur eine wesentlich niedrigere Zahl von Aperturen erkennen lassen. Da es mir nicht gelungen ist, diese Art in eine andere Species unterzubringen, mir aber das Merkmal der Zahl der Aperturen je Segment allein zu wenig erscheint, um eine neue Species oder auch Subspecies zu schaffen, habe ich sie vorläufig nicht von der Art Milne-Edwards abgetrennt und unter dem Namen *C. elongata* belassen. Ich bin mir aber darüber im klaren, daß Stücke wie das in Taf. XIII, Fig. 4 dargestellte, früher oder später vermutlich einen anderen Namen erhalten müssen.

**Maße:** Länge der Segmente 3,2—5,5 Durchmesser der Peristome 0,06—0,08,  
Breite der Segmente 0,32—0,35,  
Abstand der Aperturen 0,40—0,52,  
Länge der Oocien 0,55—0,73,  
Breite der Oocien 0,42—0,48.

Die Abmessungen sind stark variabel. Bezüglich der Anzahl der Aperturen je Segment siehe weiter oben.

**Verbreitung:** Fossil<sup>2)</sup> — Eocän Nordamerikas, Frankreichs; Oligozän Frankreichs, Deutschlands, Italiens; Miozän Österreichs, Ungarns, Polens, Italiens, Frankreichs; Pliozän Italiens. Rezent: Rotes Meer, Mittelmeer, Atlantik (Golf von Mexiko).

**Vorkommen in Österreich:** St. Margarethner Kogel (Amphisteginensand) h, Perna — Korallenschichten ns, Gasriegel ns, Ruster Straße S ns, Oggau N Rosalienkapelle ss, Eisenstadt (Terebratelsande) s, Rauchstallbrunngraben bei Baden h.

<sup>1)</sup> Siehe Bemerkungen zu *C. lecointrei* nom. nov.

<sup>2)</sup> Bei der ständigen Vermengung der beiden Arten *C. elongata* und *edwardsii* = *lecointrei* ist es recht schwierig, die Verbreitung einer der beiden der Literatur zu entnehmen. Es mag daher der Liste der Fundorte gegenüber eine gewisse Reserve angebracht sein.

Notizen über *Crisidiae*

**Geschichte.** 1847 hat A. E. Reuss 3 Species von *Crisia* (*C. edwardsii*, *C. Hörnesi* und *C. Haueri*) und eine *Crisidia* aus dem Tertiär des Wiener-Beckens beschrieben. Letztere wurde seither nicht wiedergefunden. Da auch ihr Fundort ein „nicht näher bekannter“ war, muß wohl eine Verwechslung angenommen werden. Das seinerzeit von Reuss abgebildete Exemplar ist scheinbar nicht mehr vorhanden; somit ist auch keine Möglichkeit einer Nachprüfung gegeben. Es kann daher hier auf die Frage des Vorkommens einer *Crisidia* nicht eingegangen werden.

1877 hat A. Manzoni die *Crisia Haueri* Reuss, 1847 mit der lebenden *Crisia eburnea* Linné, 1758 vereinigt und sie zusammen mit der *C. Hörnesi* und der *C. edwardsii* neuerlich abgebildet. Dabei ergab sich eine nicht unbeträchtliche Verwirrung. Nicht nur, daß er die *C. haueri* — wie mir scheint, zu Unrecht — als *C. eburnea* bezeichnete; auch seine übrigen Figuren sind anfechtbar. Die Fig. 2 seiner Tafel I nennt er in Anlehnung an Reuss, 1866 *C. edwardsii*. Reuss hat in seiner Arbeit über den deutschen Septarienthon 1866, Taf. XI, Fig. 16 bekanntlich eine *C. elongata* Milne-Edwards, 1838 wiedergegeben. So kam es, daß A. Manzoni zwar eine *C. edwardsii* beschrieb, an ihrer Stelle aber eine *C. elongata* zeichnete, die damals aus dem österreichischen Tertiär weder bekannt war noch auch in seiner Arbeit beschrieben wurde. Ähnlich erging es ihm mit der *C. hörnesi*, seiner Fig. 3 der gleichen Tafel I. Auch hier hat er die Arten teilweise verwechselt. Seine Fig. 3 a ist sicher keine *C. hörnesi*, sondern vermutlich eine *C. edwardsii* = *Crisia lecointrei* nom. nov. (genau läßt sich das aus der Abbildung nicht feststellen), seine Fig. 3 b hingegen ist vielleicht, seine Fig. 3 c ziemlich sicher eine *C. hörnesi*.

Zu diesen Arten ist also eigentlich schon durch Reuss als vierte die *C. elongata* gekommen. Bei meinen Aufsammlungen fand ich weiters die echte *C. eburnea* und als eine sehr häufige Art *C. denticulata* (Lam.), 1816. Dazu kamen zwei neue Arten, die vorläufig als selten bezeichnet werden müssen und ein Vertreter des Genus *Filicrisia*, die *F. geniculata*, über die allerdings noch nicht das letzte Wort gesprochen werden kann. Somit wurden insgesamt 9 Species zweier Gattungen behandelt.

**Terminologie.** In meiner vorliegenden Darstellung werden verschiedene Fachausdrücke verwendet, deren wichtigste ich im folgenden kurz erläutern möchte, soweit sie sich im besonderen auf Crisiden beziehen:

**Apertur.** Die nach außen führende Öffnung eines Zoociciums.

**Aperturalabstand.** Abstand zwischen zwei aufeinander folgenden Aperturen (bei den Crisidae einer Seite), gemessen vom Oberrand einer Apertur bis zum Oberrand der nächsten.

**Basis rami.** Kenozoocicium (Zoocicium ohne Polypid, eine Art eingeschobene, modifizierte Zelle) zwischen zwei normalen Zoocicien, auf dessen oberem Ende das Gelenk einer seitlichen Verzweigung aufruhet.

**Internodium** siehe Segment.

**Oeciopore.** Öffnung eines Ovicells. Sie dient zum Austritt der gereiften Larven.

**Oeciostom.** Das die Öffnung eines Ovicells umrandende Peristom.

**Ovicell.** Bezeichnung für eine (bei den Crisidae hohlkugelförmige, blasige) Struktur, die die Bryozoenlarven während ihrer Entwicklung beherbergt. Syn.: Oocicium, Gonozoocicium.

**Peristom.** Der die Apertur eines Zoociums umschließende erhobene Rand.

**Radicell.** Wurzelfaden, aus Kenozoocien bestehend. Mit Hilfe solcher Wurzelfäden haften die Zoarien bestimmter Bryozoen am Substrat.

**Segment.** Gliedstück eines artikulierten Zoariums. Es erstreckt sich vom unteren Gelenk bis zum nächst jüngeren des Zweiges oder bis zum terminalen Ende, falls der Zweig abschließt. Syn.: Internodium.

**Segmentbreite.** Kürzeste Distanz zwischen den seitlichen Umrißlinien eines Segmentes, gemessen zwischen den Aperturen.

**Zoarium.** Gesamtheit der Skeletteile einer Bryozoenkolonie.

**Zoocium.** Kammer, Röhre (Tube), die die Weichteile eines Bryozoids umschließt.

**Bestimmung.** Beim Studium von Crisien hat man sich stets vor Augen zu halten, daß auch innerhalb eines und desselben Zoariums Unterschiede auftreten können. So nimmt beispielsweise die Breite der Segmente gegen das Zweigende bei einzelnen Kolonien zu, bei anderen treten nicht vollkommen ausgebildete Zweigspitzen auf, die eine nicht unwesentlich geringere Breite aufweisen. Absolute Größenangaben sind also immer mit einer gewissen Vorsicht zu behandeln. Auch andere Merkmale sind nicht scharf gegeneinander abgegrenzt; in jeder Population finden sich zahlreiche Übergänge oder Zwischenformen (oft ist nur mangelhafte Erhaltung die Ursache), die die Bestimmung der einzelnen Arten nicht unwesentlich erschweren. Konstant scheint das Verhältnis zwischen Aperturalabstand und Segmentbreite zu sein. Annähernd gilt dies auch von der Zahl der Aperturen je Segment, sofern man eine größere Anzahl von Stücken vergleichen kann. Hier spielt aber der Erhaltungszustand eine so große Rolle, daß der Wert dieses Merkmals häufig recht problematisch wird. Halbwegs sichere Ergebnisse sind nur aus einem reichhaltigeren Material zu erwarten. Der Versuch einer Identifizierung einzelner Internodien oder gar von Bruchstücken solcher ist meist ein recht aussichtsloses Beginnen. Am besten zieht man nur gut erhaltene, vollständige Stücke zur Bestimmung heran und verwendet den übrigbleibenden Rest nur als Kriterium für die Häufigkeit.

**Zoarium.** Der Paläontologe hat fast keine Gelegenheit, in seinem Material Zweige mit mehreren Internodien vorzufinden. Der zoariale Zusammenhang der feinen Glieder steht für ihn also nicht zur Diskussion, obwohl sich gerade daraus sehr interessante Betrachtungen über die Variabilität der an sich sehr schwer abgrenzbaren Merkmale der Crisien anstellen ließen. Immerhin bieten auch die einzelnen Internodien Gelegenheit zu Beobachtungen über gewisse Regeln, die den Bau der Crisien bestimmen. So fällt auf — worauf schon S. F. Harmer, 1891 hingewiesen hat —, daß sich laterale Verzweigungen fast nur an Internodien mit ungerader Aperturenzahl (Gesamtsumme der Aperturen eines Segmentes) bilden. Die Stelle, an der sich die Basis rami entwickeln, ist auch keine zufällige; meist ersetzt sie eine bestimmte Zelle, deren Lage innerhalb der Art relativ konstant ist. Die Basis rami liegen auf der gleichen Seite des Segmentes, wie das erste Zoocium. Übrigens bildet ein solches Segment, falls sein Wuchs nicht überhaupt abschließt, auch die letzte, frei vorragende Tube auf der nämlichen Seite aus. Die Kenntnis dieser Umstände ist nicht unwichtig, um die Vollständigkeit eines Segmentes beurteilen zu können. Segmente mit gerader Aperturenzahl verzweigen sich nicht — sie spielen offenbar im Zoarium nur die Rolle von „Verlängerungsstücken.“

**Farbe.** Sehr gut erhaltene Exemplare, besonders solche aus tonigen Gesteinen, weisen eine Art Färbung und Zeichnung auf. Die Farbe ist braungrau bis dunkel-graubraun, bei *C. denticulata* auch tiefschwarz. Die Zeichnung hebt besonders die Tubennähte sehr schön hervor und läßt so auch den inneren Bau der Segmente erkennen. Dabei sind die Nähte immer dunkler als der punktierte Segmentkörper. Am lichtesten sind immer die randlichen Tubenenden. Oft wird auf diese Weise der dunklere Segmentkörper rechts und links mit einem breiteren hellen Streifen eingefasst. Stücke mit solchen Zeichnungen aus Forchtenau sind auf den Fig. 7 der Tafel XIII und 11, 12 der Tafel XIV dargestellt. Canu & Lecoindre, 1934, bilden auf Tafel XXVI, Fig. 4, 5 ganz ähnliche Zeichnungen ab. Es scheint sich also hier nicht um eine lokale Eigentümlichkeit zu handeln. Übrigens ist auch die Färbung rezenter Crisien im allgemeinen die gleiche, sofern es sich um die Hartteile handelt. Ich konnte mich davon an Hand von Material überzeugen, das aus dem Golf von Neapel stammt und mir von Herrn Dr. H. Hiltermann, Hannover, in liebenswürdiger Weise zum Studium überlassen wurde.

**Ökologie.** Von den beschriebenen 9 Arten leben heute noch 5 in den Meeren der nördlichen Hemisphäre. Die Crisien erweisen sich also als relativ langlebige Tiere. Leider helfen Beobachtungen am rezenten Material bei dieser Familie weniger, als bei vielen anderen. Die *Crisiidae* finden sich auf Algen und Tangen, auf Lithothamnien oder Steinen, ja sogar auf Sandkörnern, mit feinen Wurzelfäden angeheftet, die zart gegliederten, strauchartigen Zoarien mehr oder weniger liegend hingestreckt oder aufgerichtet. Unter den Substraten, die sie besiedeln, sind nicht wenige, die durch Wellengang oder Strömungen verschwemmt werden. Da alle *Crisiidae* sehr bald nach dem Tode in die einzelnen Internodien zerfallen, sinken Bruchstücke auch während des Treibens der Unterlage auf den Meeresgrund und werden dort eingebettet — oft weit zerstreut und beträchtlich vom Orte entfernt, in dem die Kolonie gelebt hat. So können Crisienfragmente auch in Ablagerungen tieferen Wassers gefunden werden, wo sie nicht gelebt haben, sondern wohin sie nur durch Transport gelangten.

Über die bathymetrischen Verhältnisse der Lebensräume rezenter Crisien liegen in der Literatur nicht allzuvielen verlässlichen Angaben vor. Die Mitteilungen C. Hellers, 1867, der vorwiegend mit Material aus Sammlungen gearbeitet haben dürfte und die Crisien allgemein in Tiefen von 20 bis 55 Faden verwies, scheinen mit den wesentlich genaueren Feststellungen J. R. Lorenz', 1863, aus dem Quarnero, die nur auf eigener Fischerei beruhen, nicht übereinzustimmen. Lorenz erwähnt die Crisien schon aus Tiefen von 2 bis 10 Faden auf Böden, bei denen sich „über der Gesteinshülle ein Hochtangicht von Cystosiren und Sargasseen“ erhebt. Er schildert auch mit der ihm eigenen, ungemein genauen Beobachtungsweise, wie an den Zweigen der Cystosiren Crisien haften — begleitet von Lichenoporen und einer reichen Begleitfauna aus Würmern, Mollusken, Schwämmen und Krustern. Seine aus eigener Anschauung gewonnenen Ergebnisse wurden später von zahlreichen anderen Autoren, darunter auch von S. F. Harmer (1891) und von Canu & Bassler (1920, 1929, 1930) bestätigt. Sie können heute wohl als gesichert gelten.

Im allgemeinen kann aus dem reichlichen Vorkommen von Crisien in einem Sediment folgendes geschlossen werden:

1. Das Sediment wurde in Küstennähe gebildet, vielleicht auch im Bereich größerer Mengen treibender vegetabilischer Reste;
2. Mit größter Wahrscheinlichkeit hat sich im näheren Umkreis des Sedimentationsraumes kräftiger submariner Pflanzenwuchs befunden;
3. Wasserbewegung durch Strömung oder Wellenschlag im weiteren Bereich der Ablagerung ist anzunehmen.

Der zoariale Bau der *Crisiidae* ist darauf gerichtet, biegsam dem bewegten Wasser nachzugeben, wenig Widerstand zu leisten und dadurch Beschädigung oder Zerstörung zu vermeiden. Er stellt eine Anpassungsform an Bewegtwasser dar, ähnlich dem „cellariformen“ Typus L. Stachs, 1936, nur ist die flache Form der Internodien noch mehr auf die Herabsetzung des Widerstandes abgestellt als dies bei den runden, individuenreichen Gliedern der *Cellariidae* der Fall ist.

**Vorkommen und Verbreitung.** Die meisten heute noch lebenden Arten sind weltweit verbreitet. *Filicrisia geniculata* ist aus dem Mittelmeer, der Nordsee, dem Atlantik und dem Pazifik bekannt, *C. eburnea* besitzt eine ähnliche Verbreitung, *C. denticulata* ist überall im Atlantik, Pazifik, der Arktis und im Mittelmeer anzutreffen, *C. elongata* wird aus dem Mittelmeer, dem Roten Meer und dem Golf von Mexiko zitiert, *C. hörnesi* soll in der Philippinen-See angetroffen werden. Zeitlich reicht die Verbreitung der *Crisiidae* von der Kreide bis in die Gegenwart.

Im inneralpinen Torton sind Crisien gleichfalls weit verbreitet. Fast alle bryozoenführenden Sande und sandigen Tonmergel enthalten sie, zufolge ihrer Kleinheit wurden sie aber bisher nicht sehr beachtet. Auch ist das Aussuchen der winzigen Fragmente reichlich mühevoll. Gut erhaltene, vollständige Segmente sind nicht sehr häufig, fertile Internodien selten, aber mit einiger Ausdauer bei allen besser vertretenen Arten fast immer zu finden. Am häufigsten habe ich bisher Crisien in dem Gebiet zwischen Eisenstadt und Forchtenau und am Alpenostrand angetroffen. Das stimmt mit den ökologischen Erfordernissen gut überein. Im Burgenland schuf ein System von Wasserstraßen die günstigen Lebensbedingungen, im Raum zwischen Nußdorf und Baden dürften Küstenströmungen eine beträchtliche Rolle gespielt haben. Da Crisien weder temperaturempfindlich sind noch strenge Anforderungen an den Salzgehalt des Wassers stellen — wir kennen *Crisiidae* auch aus der Ostsee und aus dem brackischen Untersarmat Österreichs —, spielt ihnen die Nachbarschaft von Flußmündungen keine wesentliche Rolle. Über die jenseits der Landesgrenzen liegenden Fundorte von Crisien, die Manzoni 1877 anführt, kann ich aus eigener Anschauung nichts aussagen. Sie blieben daher bei der vorliegenden Studie außer Betracht.

### Zusammenfassung

Aus dem Torton des inneralpinen Wiener Beckens und seiner angrenzenden Gebiete werden 9 Species der Familie der *Crisiidae* beschrieben. 5 Arten sind schon in der älteren Literatur erwähnt, 1 rezente Art (*Filicrisia geniculata*) wurde wahrscheinlich erstmalig aus dem Miozän bekannt gemacht, eine aus dem Wiener Becken bisher nicht bekannte Species



(*Crisia denticulata*) festgestellt. 2 neue Arten — *Crisia kühni* und *Crisia megalostoma* — werden beschrieben. Kurze Angaben über Bau und Lebensweise der Crisien, ihre geographische, geologische und bathymetrische Verbreitung und über den systematischen Wert einzelner Merkmale schließen sich an. Eine Bestimmungstabelle versucht, das an sich recht schwierige Erkennen von Crisien zu erleichtern.

### Literaturhinweise

Bassler, R. S.: Bryozoa. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. G. Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, New York, 1953.

Bobies, C. A.: Die Crisiidae (Bryozoa) des Torton im Wiener Becken. Anz. Akad. Wiss. Wien, 1957.

Borg, F.: Studies on Recent Cyclostomatous Bryozoa. Zool. Bidrag, Uppsala, X, 1926.

Busk, George: A Monograph of the fossil Polyzoa of the Crag. Paleontogr. Soc. Mon., London, 1859.

Canu, F.: Bryozoaires des Terrains tertiaires des Environs de Paris. Annal. Paléontologie. VII, Paris, 1909.

Canu, F. & Bassler, R. S.: North American early Tertiary Bryozoa. U. S. Nat. Mus. Bull. 106, 1920.

Canu, F. & Bassler, R. S.: North American later Tertiary and Quaternary Bryozoa. U. S. Nat. Mus. Bull. 125, 1923.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Contributions à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie. Bull. Soc. Géol. France, Paris, 1924.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Les Bryozoaires du Maroc et de Mauretanie. Maroc. Soc. Sci. Nat. Mém. X, 1925, Mém. XI, 1928.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Bryozoa of the Philippine Region. U. S. Nat. Mus. Bull. 100, 1929.

Canu, F. & Bassler, R. S.: Bryozoaires marins de Tunisie, Annal. Stat. Océanogr. Salammbo, V. Tunis, 1930.

Canu, F. & Lecointre, G.: Les Bryozoaires Cyclostomes des faluns de Touraine et d'Anjou. Mém. Soc. Géol. France, IV, Paris, 1934.

Harmer, S. F.: On the British Species of *Crisia*. Quart. Journ. Micr. Sc., XXXII (n. s.), 1891.

Harmer, S. F.: The Polyzoa of the Siboga Expedition. I. Entoprocta, Ctenostomata and Cyclostomata. Rep. Siboga Exped. XXVIII a. 1915.

Heller, C.: Die Bryozoen des Adriatischen Meeres. Verh. Zool.-botan. Ges. Wien, XVII, 1867.

Lagaaij, R.: The Pliocene Bryozoa of the Low Countries. Mededel. Geol. Stichting. Maastricht, 1952.

Lamarck, J. B. P. A. de: Histoire naturelle des Animaux sans Vertébrés. Paris, 1816.

Linnaeus, C.: Systema Naturae. Ed. X., Holmiae, 1758.

Lorenz, I. R.: Physikalische Verhältnisse und Verteilung der Organismen im Quarnerischen Golfe. Wien, 1863.

Manzoni, A.: I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. III. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, 1877.

Milne-Edwards, H.: Mémoire sur les Crisies, les Hornères et plusieurs autres Polypes vivants ou fossiles dont l'organisation est analogue à celle des Tubulipores. Ann. Sci. Nat. (Zool), (2) IX, Paris, 1838.

Neviani, A.: Briozoi neogenici della Calabria. Paleontogr. Ital., VI, 1900.

Neviani, A.: I Briozoi Adriatici del Museo Civico di Storia Naturale di Venezia. Mem. Reg. Ist. Veneto Sci., Lettere ed Arti, XXX, Venezia, 1939.

d'Orbigny, A.: Bryozoaires. Paléontol. Française. Terr. Crétacés V. Paris, 1851 bis 1854.

Reuss, A. E.: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidinger's Naturw. Abh. II, Wien, 1847.

Reuss, A. E.: Ein Beitrag zur Paläontologie der Tertiärschichten von Oberschlesien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. III, Berlin, 1851.

Reuss, A. E.: Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, XXV, 1866.

Reuss, A. E.: Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, LV, 1867.

Reuss, A. E.: Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. Abt. 2: Die fossilen Anthozoen und Bryozoen der Schichtengruppe von Crosaro. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, LVIII, 1869.

Stach, L.: Correlation of Zoarial Form with Habitat. Journ. Geol. Vol. XLIV, 1936.

Vigneaux, M.: Révision des Bryozoaires Néogènes du Bassin d'Aquitaine et essai de classification. Mém. Soc. Géol. France (n. s.) XXVIII, Paris, 1949.

Waters, A. W.: On the Bryozoa of the Bay of Naples. Annal. Mag. Nat. Hist. (5) III, 1879.

### Tafel XIII

Fig. 1: ? *Filicrisia geniculata* (M.-Edw.) St. Margarethen. Naturh. Mus. Wien, Geol. pal. Sammlg., Inv. Nr. 222/1957.

Fig. 2: *Crisia eburnea* (Lin.) St. Margarethen. Exemplar mit Ovicell. Sammlg. Bobies.

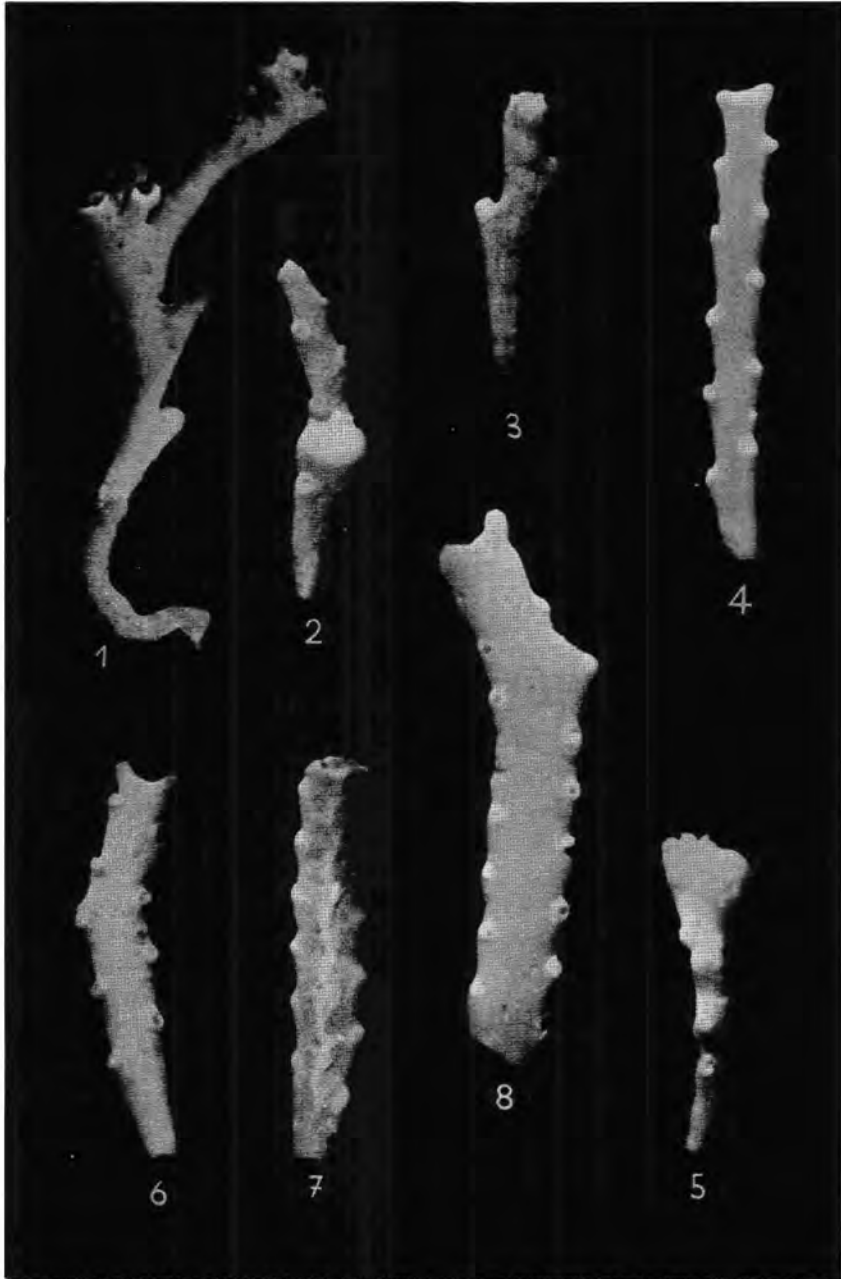
Fig. 3: *Crisia eburnea* (Lin.) Forchtenau. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 224/1957.

Fig. 4: *Crisia elongata* (M. Edw.) St. Margarethen. „Verlängerungsstück“ mit gerader Aperturenzahl. Sammlg. Bobies.

Fig. 5: *Crisia denticulata* (Lam.) Forchtenau. Exemplar mit Ovicell. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 229/1957.

Fig. 6, 7: desgl. Forchtenau. Vorder- und Hinterseite. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 229/1957.

Fig. 8: *Crisia lecointrei* nom. nov. St. Margarethen. Sammlg. Bobies.



#### Tafel XIV

Fig. 9: *Crisia hörnesi* Rss. St. Margarethen. Normalexemplar. Sammlg. Bobies.

Fig. 10: desgl. Exemplar aus Forchtenau mit Ovicell. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 231/1957.

Fig. 11: desgl. Vorderseite eines Exemplares aus Forchtenau. Die Zeichnung ist gut erkennbar. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 230/1957.

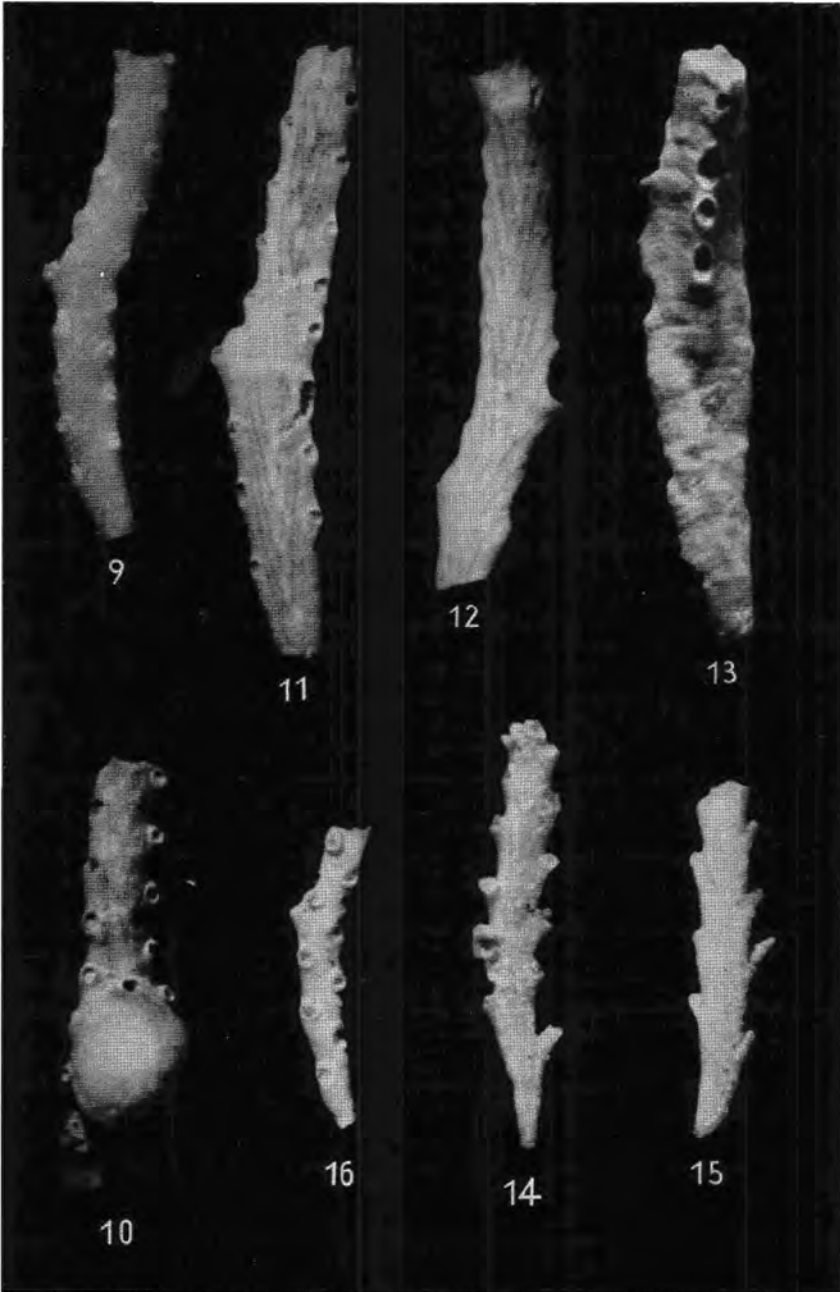
Fig. 12: desgl. Exemplar aus Forchtenau. Zeigt die Zeichnung der Hinterseite. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 230/1957.

Fig. 13: desgl. Triseriales Exemplar aus Forchtenau. Die Dorsalseite weist eine dritte Aperturenreihe auf. Sammlg. Bobies.

Fig. 14: *Crisia kühni* n. sp. St. Margarethen. Vorderseite. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 226/1957.

Fig. 15: gleiches Exemplar, Hinterseite.

Fig. 16: *Crisia megalostoma* n. sp. Eisenstadt. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 225/1957.



### Tafel XV

Fig. 17, 18: *Crisia haueri* Rss. 2 Exemplare aus St. Margarethen. Sammlg. Bobies.

Fig. 19, 20: desgl. 2 Exemplare aus Forchtenau. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 223 a/1957.

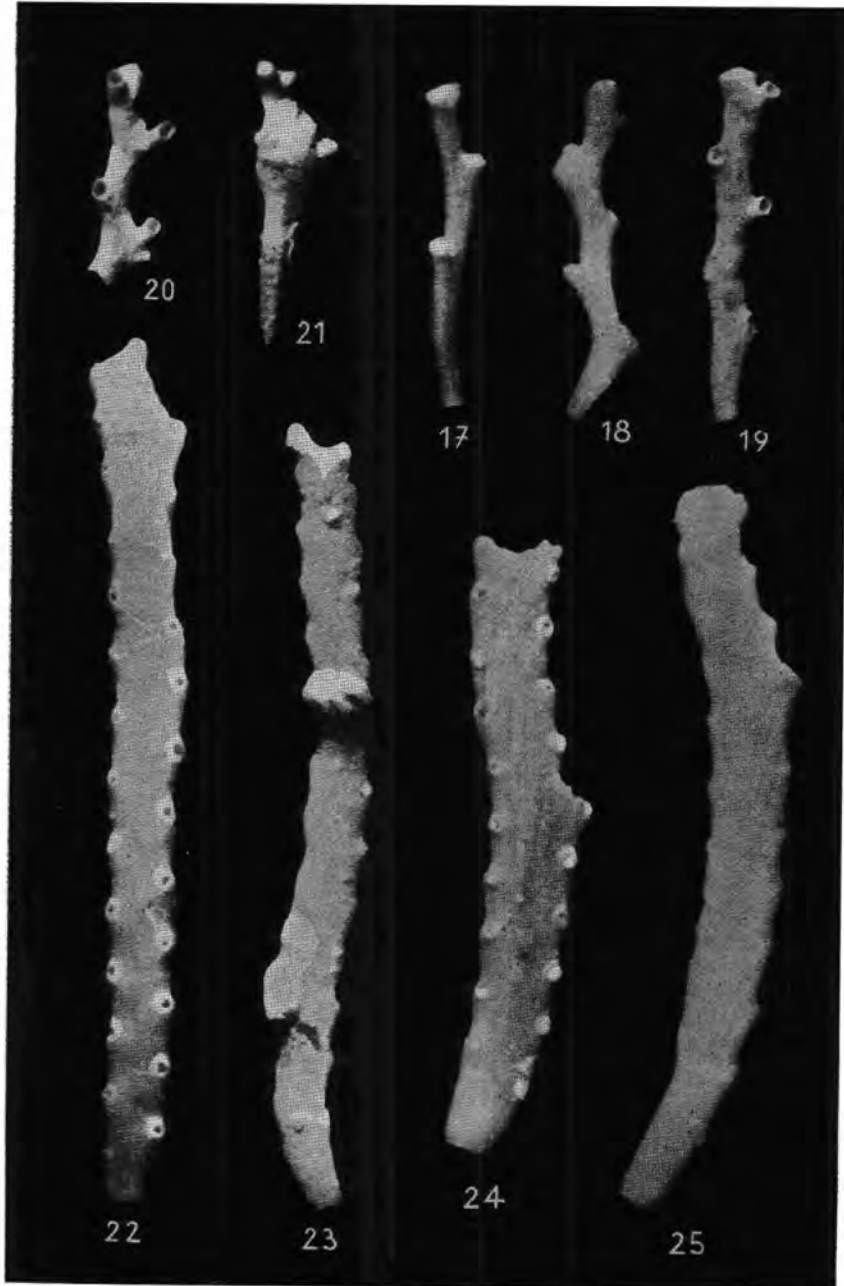
Fig. 21: desgl. St. Margarethen. Exemplar mit Ovicell. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 223 b/1957.

Fig. 22, 23: *Crisia elongata* M.-Edw. 2 typische Exemplare aus St. Margarethen. Vorder- und Hinterseite. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 228/1957.

Fig. 24, 25: *Crisia lecointrei* nom. nov. Vorder- und Hinterseite zweier typischer Exemplare aus St. Margarethen. Naturh. Mus. Wien, Inv. Nr. 227/1957.

Alle Figuren im Maßstab 1 : 20 vergrößert.





# Die paläozoischen Stromatoporen-Faunen der Ostalpen. Verbreitung und Stratigraphie.

Von Erik Flügel<sup>1)</sup>

(Geol.-Paläontol. Abteilung, Naturhist. Museum Wien)

(Mit 1 Abbildung und 4 Tabellen)

## Inhalt

Zusammenfassung .....	167
I. Einleitung und Dank .....	168
II. Historischer Rückblick und Neubestimmung .....	169
III. Räumliche Verbreitung .....	180
IV. Stratigraphie .....	183

## Zusammenfassung

Die aus dem Devon von Graz, aus dem Devon der Grauwackenzone, aus dem „e-gamma“ von Mittelkärnten, aus dem Devon von Bad Vellach (Karawanken) und aus dem Ordoviciem, Gotlandium und Devon der Karnischen Alpen beschriebenen und in Faunenlisten genannten Stromatoporen wurden neu bestimmt und ihr stratigraphischer Wert untersucht.

Es konnten 30 Arten und mehrere cf-Formen, sowie zahlreiche sp.-Formen festgestellt werden. Die Stromatoporen sind bis jetzt in den Ostalpen nur aus dem Mitteldevon bekannt (Graz, Karnische Alpen, Karawanken; eventuell Eisenerzer Reichenstein).

Die stratigraphische Auswertung der Stromatoporen-Faunen kann durch den Vergleich der Fundschichten von weltweit verbreiteten Arten und durch den Vergleich von Lokal-Arten und lokalen Vergesellschaftungen erfolgen. Beide Möglichkeiten haben sich im Devon der Ostalpen als brauchbar erwiesen.

Paläogeographische Beziehungen bestehen zwischen dem böhmischen und dem ostalpinen Mitteldevon. Graz und die Karnischen Alpen haben bei 25 Formen in Graz und ebensovielen Arten in den Karnischen Alpen nur fünf Arten gemeinsam. Die meisten der im Grazer Raum gefundenen Stromatoporen gehören der Gattung *Anostylostroma* an; Formen dieser Gattung sind in den Karnischen Alpen relativ selten. Die individuenreichsten Genera der Karnischen Alpen sind *Actinostroma*, *Stromatopora* und *Syringostroma*. In Graz fehlt *Stromatopora* fast vollkommen.

Die vom Verfasser (1956 c) als „*Clathrodictyon carnicum graecicum* n. subsp.“ beschriebene Form ist mit *Clathrocoilona abeona* Yaworsky identisch, der Unterartname ist daher zu streichen.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Wien I, Burgring 7.

## I. Einleitung und Dank

Das Vorkommen von Stromatoporen in den altpaläozoischen Sedimentationströgen der Ostalpen ist schon lange bekannt. Schon 1843 berichtete F. Unger über das Auftreten von „*Stromatopora concentrica*“ im Grazer Devon. Aber nur wenige Autoren (Gortani, Charlesworth und Vinassa de Regny in den Karnischen Alpen und Penecke, Meyer-Teppner und Schäfer in Graz) gingen über die Nennung in einer Faunenliste hinaus. Die scheinbare stratigraphische Wertlosigkeit dieser Tiergruppe erklärt den Mangel an genaueren Bestimmungen und eingehenderen Beschreibungen.

Für die Karnischen Alpen gab O. Kühn (1929) einen Überblick über die bis dahin bekannt gemachten Stromatoporen.

In den letzten Jahren konnte der Verfasser Stromatoporen-Faunen aus dem Grazer Devon und aus den Karnischen Alpen untersuchen. Diese Arbeiten fielen in eine Zeit neu erwachten Interesses an den Stromatoporen: Lecompte (1951/52) bearbeitete die devonischen Faunen der Ardennen, Yaworsky (1955, 1957) faßte in einer reich bebilderten monographischen Studie die Ergebnisse seiner langjährigen Untersuchungen der russischen Stromatoporenfaunen zusammen und schließlich veröffentlichten J. J. Galloway (1957) und J. St. Jean (1957) ihre grundlegenden Forschungen über die Struktur und Systematik der Stromatoporoidea. Mit Hilfe dieser Arbeit ist heute eine sichere Identifizierung der Stromatoporengattungen möglich.

Die Untersuchung nordamerikanischer Mitteldevon-Faunen brachte die ersten Hinweise für die Verwendungsmöglichkeit der Stromatoporen als stratigraphische Leitformen. Viele Stromatoporen-Riffe des nordamerikanischen Mittelwestens beinhalten Erdöllagerstätten; die Untersuchung der Stromatoporen-Faunen hat daher unmittelbar praktischen Wert.

Die vorliegende Zusammenstellung der ostalpinen Stromatoporen-Faunen stützt sich auf die Untersuchung von Originalmaterialien und Neuaufsammlungen, sowie auf die Auswertung der von den Autoren gegebenen Beschreibungen und Abbildungen. Es soll ein Überblick über die zeitliche und räumliche Verbreitung der Stromatoporen gegeben werden, um die eventuelle stratigraphische Verwendungsmöglichkeit auch im ostalpinen Raum aufzuzeigen.

Für ihr Entgegenkommen bin ich folgenden Herren zu herzlichem Dank verpflichtet:

Herrn Prof. Dr. K. Metz und Herrn Doz. Dr. H. Flügel danke ich für die von Seiten des Geol.-Paläontol. Institutes der Universität Graz gewährte Unterstützung, Herrn Prof. Dr. Franz Kahler (Landesmuseum Klagenfurt) und Herrn Dr. E. Sy (Berlin) für die Bearbeitungsmöglichkeit von Neuaufsammlungen aus den Karnischen Alpen und den Herren Prof. Dr. Venzo (Univ. Parma) und Prof. Dr. L. Trevisan (Univ. Pisa) für die leihweise Überlassung von Originalmaterialien.

Herrn Prof. Dr. H. v. Gaertner (Landesamt Hannover) und Herrn Kustos Dr. K. Murban (Joanneum Graz) verdanke ich wertvolle Auskünfte.

Herrn Prof. Dr. J. St. Jean (University of North Carolina, U. S. A.) danke ich herzlich für sein stetes Interesse und seine wichtigen Diskussionsbemerkungen.

Schwierigkeiten in der Literaturbeschaffung konnten durch die freundliche Hilfe von Herrn Prof. Dr. Accordi (Univ. Catania), Herrn Prof. Dr. O. Kühn (Univ. Wien), Herrn Prof. Dr. V. I. Yaworsky (Geol. Zentralinstitut Leningrad, UdSSR) und Herrn Prof. Dr. H. Zapfe (Naturhist. Museum Wien) überwunden werden.

## II. Historischer Rückblick und Neubestimmung

Die Stromatoporen sind marine, sessile, koloniebildende Organismen, die als selbständige Ordnung Stromatoporoidea zur Klasse Hydrozoa gezählt werden. Sie sind mit sicheren Formen vom Ordovicium bis zum obersten Oberdevon bekannt; ihre bedeutendste Blütezeit und ihre räumlich größte Verbreitung hatten die Stromatoporen im Devon, vor allem im Mitteldevon und unteren Oberdevon, wo sie weltweit in „Riffen“ und Bänken auftreten.

Ähnlich wie die rezenten Hydrozoen hatten die Stromatoporen ein Stolonenskelett, das sich generell aus vertikalen (Pfeilern, Säulen) und horizontalen (Laminae, Zysten) Elementen zusammensetzt. Dieses kalkige Stützskelett diente als Schutz für das Wurzelgeflecht, das den Basalteil der Hydrozoenkolonien bildet. Nur dieses Stolonenskelett ist fossil erhalten und als meist sehr zarte,  $\pm$  gewellte Linien erkennbar. Die fossil erhaltenen Stromatoporen-Stöcke (Coenostea) sind z. T. kugelig ausgebildet, z. T. aber setzt sich der Stock aus gleichmäßig angeordneten, eventuell gewellten „Schichten“ (Latilaminae) zusammen. In die Skelettstruktur eingelagert finden sich stellenweise sternförmige Zellen (Astrorhizen), die durch ihr Auftreten vermutlich den fertilen Teil der Kolonie kennzeichnen. Im Gegensatz zu den häufig auch im Handstück erkennbaren Laminae und Pfeilern, sind diese Astrorhizen meist erst in den zur Bestimmung der Gattungen und Arten notwendigen Vertikal- und Tangentialschliffen sichtbar. Der Vertikalschliff wird parallel zu den Pfeilern, der Tangential- oder Horizontalschliff senkrecht hierzu geführt.

Die Bestimmung der Stromatoporen erfolgt nach der Mikrostruktur der Skelettfaser, nach der räumlichen Anordnung und nach der Ausbildung (Gestalt und Dicke), sowie nach den Abmessungen der Skelettelemente. Eine Gattungsbestimmung allein auf Grund der Stockform ist nur bei wenigen Genera möglich. Wesentlich für die Art-Bestimmung ist die Zahl der Skelettelemente pro mm und deren statistisch faßbare Variationsbreite.

Abb. 1 versucht die morphologischen Elemente der Stromatoporen zu erläutern: Fig. 1 zeigt ein schematisches Bild einer rezenten Hydrozoe — fossil ist nur das Stolonenskelett erhalten. In Fig. 2 sind Vertikalschnitt und Horizontalschnitt durch einen Stromatoporenstock (*Actinostroma* Nich.) dargestellt. Fig. 3 und 4 zeigen zwei häufige Stockformen: kugelig-konzentrisch (mit einer konzentrisch gerunzelten Anwachsplatte, = Epithea) und laminar-massiv mit „Schichtung“ (Latilaminae) des Stockes und seltenen Oberflächenhöckern (Mamelonen).

Stromatoporen wurden aus dem Devon von Graz, aus dem Devon der obersteirischen Grauwackenzone, aus dem „e-gamma“ von Mittelkärnten, aus dem Devon der Karawanken und aus dem Ordovicium, Gotlandium und Devon der Karnischen Alpen bekannt gemacht.

(1) Graz: Eine Übersicht über die Literatur seit der ersten Nennung durch Unger (1843) bis 1956 wurde vom Verfasser bei der Bearbeitung

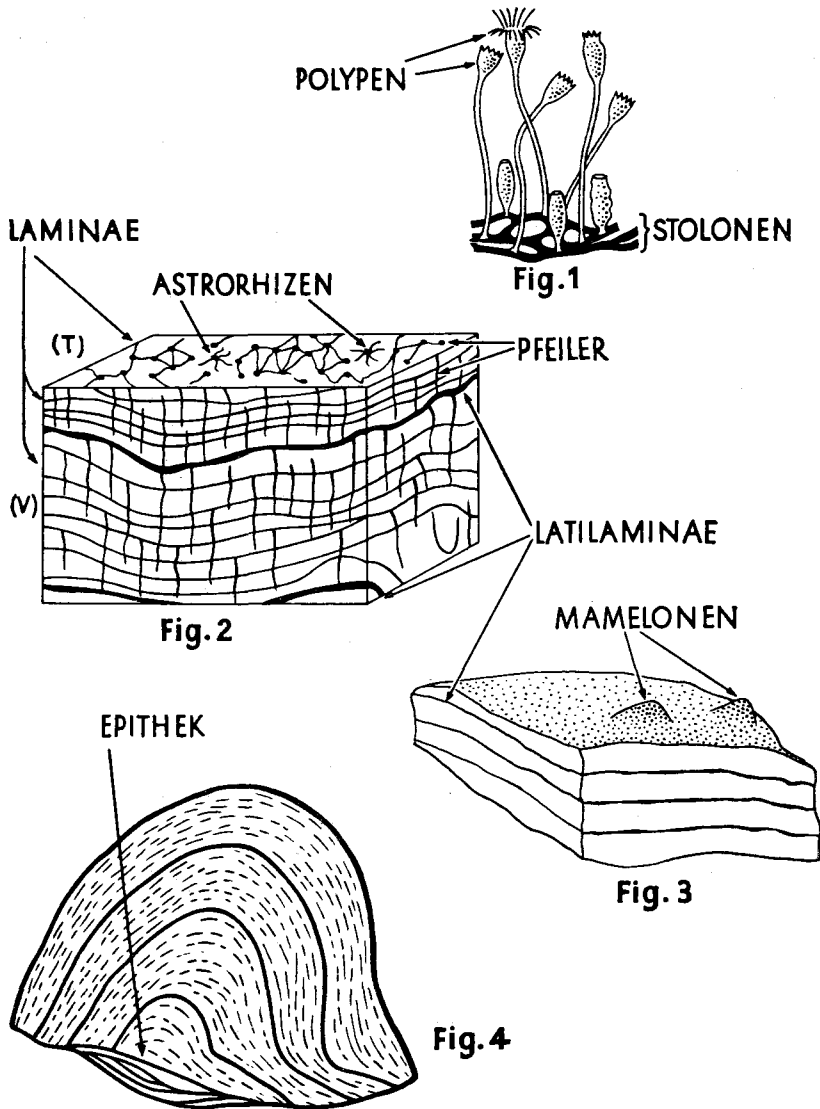


Abb. 1. Die wichtigsten morphologischen Elemente der Stromatoporen. Fig. 1 — Ein rezenter Hydrozoenstock (*Campanularia johnstoni* Alder, nach Hannemann 1956), nur das Wurzelgeflecht der Stolonen ist fossil erhalten; Fig. 2 — Vertikalschnitt und Horizontalschnitt durch einen Stromatoporenstock (*Actinostroma* Nich.); Fig. 3 und 4 — Häufige Stockformen, kugelig-konzentrisch und laminar-massiv. (Fig. 1 und 2 etwa 12 x, Fig. 3 und 4 etwa  $\frac{1}{3}$  natürl. Gr.)

der Grazer Stromatoporenfaunen gegeben (1956 c). 15 Autoren haben das Vorkommen von Stromatoporen im Grazer Devon erwähnt oder beschrieben. Die noch erhaltenen Originalmaterialien zu diesen Angaben wurden gemeinsam mit Neuaufsammlungen und älterem, nicht veröffentlichtem Material vom Verfasser (1956 c) beschrieben.

Mit Hilfe des von Galloway (1957) gegebenen Bestimmungsschlüssels war eine Überprüfung und Präzisierung der Bestimmungen möglich. Die Neubestimmungen sind bedingt durch die von Galloway und Jean ausgearbeiteten Gattungsdiagnosen, die bei manchen Gattungen vielfach erst jetzt eine sichere Bestimmung erlauben.

In einigen Fällen mußte auf eine Art-Bestimmung verzichtet werden, da ohne Revision die Erkennung der Art zum Teil nicht möglich ist; für die im ostalpinen Devon häufige Gattung *Actinostroma* Nicholson liegt mit der Artenrevision (E. Flügel, 1958) eine sichere Bestimmungsgrundlage vor.

Die folgende Zusammenstellung bringt, alphabetisch geordnet, die Alt-Bestimmungen, Autor (E. Fl. = E. Flügel 1956 c), Fundort, Aufbewahrungsort und Sammlungsnummer und Neu-Bestimmung. Auf die Nennung der stratigraphischen Horizonte wurde verzichtet, da es sich in den meisten Fällen um revisionsbedürftige Einstufungen handelt.

- Actinostroma* Nicholson 1886. (GIUG = Geol. Inst. Univ. Graz, Samml. Nr. P. ...; Joann. Graz = Landesmuseum Graz, Geol. Abtlg.)
- Actinostroma bifarium* Nicholson — E. Fl.: 133, Taf. 1, Fig. 6; Oberster Wöllingergraben, Hochlantsch. (GIUG. P 402)  
= *Actinostroma bifarium* Nicholson.
- A. bifarium blumenthali* Ünsalaner — E. Fl.: 134, Taf. 1, Fig. 7; Fiefenmühle. (GIUG. P 411 b)  
= *Actinostroma bifarium* Nicholson.
- A. clathratum* Nicholson — E. Fl.: 135, Taf. 1, Fig. 4; Ölberg. (Joann. Graz Nr. 7512)  
= *Actinostroma papillosum* (Bargatzky).
- A. clathratum* Nicholson — E. Fl.: 135; Plabutsch-Gipfel. (GIUG. P 421)  
= *Actinostroma* sp. indet.
- A. clathratum* Nicholson — E. Fl.: 135; St. Gotthard. (GIUG. P 416)  
= *Actinostroma* sp. indet.
- A. clathratum devonense* Lecompte — E. Fl.: 137; Angerwirt, Hochlantsch. (GIUG. P 472)  
= *Actinostroma papillosum* (Bargatzky).
- A. clathratum intricatum* Lecompte — E. Fl.: 138; Plabutsch-Gipfel. (GIUG. P 403)  
= *Actinostroma clathratum* Nicholson?
- A. clathratum lamellatum* Le Maitre — E. Fl.: 139, Taf. 1, Fig. 2; Frauenkogel-Kamm. (GIUG. P 401)  
= *Actinostroma* cf. *distans* Ripper.
- A. clathratum pseudosquamosum* Spinar — E. Fl.: 140; Ölberg-Kamm. (GIUG. P 444)  
= *Anostylostroma* sp.
- A. densatum* Lecompte — E. Fl.: 140, Taf. 1, Fig. 3; St. Pankratzen. (GIUG. P 468)  
= *Actinostroma clathratum* Nicholson?
- A. hebbornense* Nicholson — E. Fl.: 141; Weg Teichwirt—Breitenauer Kreuz, Hochlantsch. (GIUG. P 483)  
= *Actinostroma salairicum* Yaworsky.

- A. ligeriense* Le Maitre — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. (GIUG.)  
= *Actinostroma* sp. indet. (P 445).
- A. multipilatum* E. Flügel — E. Fl.: 141, Taf. 5, Fig. 4; St. Pankratzen.  
(GIUG. P 467)  
= *Actinostroma multipilatum* E. Flügel.
- A. verrucosum* (Goldfuß) — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. (GIUG.)  
= *Actinostroma* sp. indet. (P 454).
- Amphipora* Schulz 1883.
- Amphipora ramosa* (Phillips) — F. Heritsch, 1917: 22; F. Heritsch,  
1918: Tab. II; E. Clar, 1929: Tab.; H. Flügel, 1953: 78; E. Fl.: 163,  
Taf. 5, Fig. 6; Teichalpenhotel, Hochlantsch. (GIUG. P 436, 435)  
= *Amphipora ramosa* (Phillips)
- Amph. ramosa* (Phillips) — Schäfer, 1937: 135, 1938: 114, Textfig. 1;  
H. Flügel, 1953: 61; E. Flügel: 163, Taf. 5, Fig. 7; Florianiberg.  
(GIUG. P 432) = *Amph. ramosa*.
- Amph. ramosa* (Phillips) — E. Fl.: 163; Buchkogel-W. (GIUG. P 464)  
= *Amphipora* sp.
- Atelodictyon* Lecompte, 1951.
- Atelodictyon graecense* E. Flügel — E. Fl.: 156, Taf. 1, Fig. 1; Breitalm-  
halt, Hochlantsch. (Joann. Graz Nr. 7502)  
= *Atelodictyon graecense* E. Flügel.
- Clathrodiction* Nicholson & Murie 1878.
- Clathrodiction* cf. *amygdaloides amygdaloides* Lecompte — E. Fl.: 142;  
Fiefenmühle. (GIUG. P 411 a)  
= *Anostylostroma* cf. *amygdaloides* (Lecompte).
- C.* cf. *amygdaloides amygdaloides* Lecompte — E. Fl.: 142; Frauenkogel-N.  
(GIUG. P 469)  
= *Anostylostroma* sp. indet.
- C. amygdaloides latifistulatum* Lecompte — E. Fl.: 143, Taf. 4, Fig. 6;  
Frauenkogel-, „Riff“. (GIUG. P 472)  
= *Anostylostroma* cf. *subtile* (Pocta).
- C. amygdaloides multilamellatum* E. Flügel — E. Fl.: 143, Taf. 2, Fig. 1—2;  
Plesch. (GIUG. P 404)  
= *Anostylostroma multilamellatum* (E. Flügel).
- C. bohemicum* Pocta — E. Fl.: 144; Ölberg. (GIUG. P 455)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Stiwill. (GIUG. P 442)  
= *Anostylostroma carnicum* (Vinassa).
- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Kanzel-W. (GIUG. P 452)  
= *Hermatostroma* ? sp.
- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Teichalpe, Hochlantsch. (Joann.  
Graz, Nr. 7504)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Mixnitzbach, Hochlantsch. (GIUG.  
P 424)  
= *Anostylostroma carnicum* (Vinassa).



- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Angerwirt, Hochlantsch. (GIUG. P 473)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum* Vinassa — E. Fl.: 145; Weg zur Zachenspitze, Hochlantsch. (GIUG. P 484)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum graecicum* E. Flügel — E. Fl.: 146, Taf. 4, Fig. 5; Frauenkogel-Ostseite. (GIUG. P 415)  
= *Clathrocoilona abeona* Yaworsky.
- C. carnicum graecicum* E. Flügel — E. Fl.: 146; St. Gotthard. (GIUG. P 437)  
= *Anostylostroma* ? sp.
- C. carnicum graecicum* E. Flügel — E. Fl.: 146; Plabutsch-N. (Joann. Graz Nr. 27534)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum graecicum* E. Flügel — E. Fl.: 146; Köhlerhütte am Mixnitzbach, Hochlantsch. (GIUG. P 474)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. carnicum graecicum* E. Flügel — E. Fl.: 146; Angerwirt, Hochlantsch. (GIUG. P 480)  
= *Anostylostroma* cf. *neglectum* (Pocta).
- C. clarum* Pocta — E. Fl.: 146; Plabutsch-N. (GIUG. P 405)  
= *Anostylostroma densatum* (E. Flügel).
- C. clarum* Pocta — E. Fl.: 146, Taf. 2, Fig. 3; Frauenkogel-Kamm. (GIUG. P. 417)  
= *Actinostroma multipilatum* E. Flügel.
- C. clarum* Pocta — E. Fl.: 146; Stiwoll. (GIUG. P 446)  
= *Anostylostroma* ? sp.
- C. clarum* Pocta — E. Fl.: 146; Wildkogel, Hochlantsch. (Joann. Graz Nr. 7503)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. clarum tessellatum* Le Maitre — E. Fl.: 147, Taf. 2, Fig. 5; Gerlerkogel, Hochlantsch. (GIUG. P 408)  
= *Anostylostroma alpinum* (E. Flügel).
- C. clarum tessellatum* Le Maitre — E. Fl.: 147; Frauenkogel. (GIUG. P 412)  
= *Anostylostroma alpinum* (E. Flügel).
- C. clarum tessellatum* Le Maitre — E. Fl.: 147; Kalvarienberg b. Gratwein. (GIUG. P 451)  
= *Anostylostroma* ? sp.
- C. cf. crassum* Nicholson — E. Fl.: 148; St. Gotthard. (GIUG. P 449)  
= *Stromatoporella* cf. *parasolitaria* Galloway & Jean.
- C. densatum* E. Flügel — E. Fl.: 149, Taf. 3, Fig. 4; Fiefenmühle. (GIUG. P 420)  
= *Anostylostroma densatum* (E. Flügel).
- C. densatum* E. Flügel — E. Fl.: 149; St. Gotthard. (GIUG. P 439)  
= *Anostylostroma* cf. *densatum* (E. Flügel).

- C. incubonum* Yaworsky — E. Fl.: 149; Raacher Berg (Höchberg). (GIUG. P 414)  
= *Anostylostroma* sp. (n. sp. A).
- C. incubonum* Yaworsky — E. Fl.: 149; St. Gotthard. (GIUG. P 441)  
= *Anostylostroma* cf. *neglectum* (Pocta).
- C. incubonum* (n. subsp. a) — E. Fl.: 150; Angerwirt, Hochlantsch. (GIUG. P 471)  
= *Anostylostroma* sp.
- C. mammilatum alpinum* E. Flügel — E. Fl.: 150, Taf. 2, Fig. 7; Plesch. (GIUG. P 330)  
= *Anostylostroma alpinum* (E. Flügel).
- C. neglectum* Pocta — E. Fl.: 151; Fiefenmühle. (GIUG. P 428)  
= *Clathrocoilona abeona* Yaworsky.
- C. neglectum* Pocta — E. Fl.: 151, Taf. 2, Fig. 6; Weg Teichwirt—Breitenauer Kreuz. (GIUG. P 485)  
= *Gerronostroma* sp. (n. sp. A).
- C. regulare* (Rosen) — E. Fl.: 152, Taf. 3, Fig. 5; St. Gotthard. (GIUG. P 409)  
= *Anostylostroma* cf. *artyschtense* (Yaworsky).
- C. regulare* (Rosen) — E. Fl.: 152; Weg Teichwirt—Breitenauer Kreuz. (GIUG. P 482)  
= *Anostylostroma alpinum* (E. Flügel).
- C. variolare* (Rosen) — E. Fl.: 154, Taf. 3, Fig. 1—2; St. Gotthard. (GIUG. P 407)  
= *Clathrodictyon confertum* Nicholson.
- C.* sp. (n. sp. ? Form a) — E. Fl.: 155, Taf. 4, Fig. 4; Türnaueralm, Hochlantsch. (GIUG. P 418)  
= *Actinostroma contextum* Pocta.
- C.* sp. (n. sp. ? Form b) — E. Fl.: 155, Taf. 4, Fig. 2—3; Plesch. (GIUG. P. 329)  
= *Stromatoporella eriensis* (Parks).
- C.* sp. (n. sp. ? Form c) — E. Fl.: 156, Taf. 3, Fig. 3; Frauenkogel-, „Riff“. (GIUG. P 406)  
= *Actinostroma multipilatum* E. Flügel.
- Caunopora* Phillips 1841.
- Caunopora placenta* Phillips — Penecke, 1893; St. Gotthard, Gaisbergsattel.  
Das gemeinsame Vorkommen von Stromatoporen und (tabulaten) Korallen wurde früher als selbständige Gattung, bzw. Art beschrieben.
- Parallelopora* Bargatzky 1881.
- Parallelopora beuthi* Bargatzky — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. Material in Verlust geraten!
- P. bücheliensis* Bargatzky — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. (GIUG.)  
= *Stromatopora* ? sp. indet.
- P. bücheliensis* (Bargatzky) — E. Fl.: 159; Plabutsch-Gipfel. (GIUG. P 426)  
= *Syringostroma* sp.

- P. bücheliensis* (Bargatzky) — E. Fl.: 159; St. Gotthard. (GIUG. P 443)  
= *Syringostroma* sp.
- P. bücheliensis* (Bargatzky) — E. Fl.: 159; Plabutsch-Gipfel; (Joann. Graz Nr. 7503)  
= *Syringostroma* sp.
- P. bücheliensis* (Bargatzky) — E. Fl.: 159, Taf. 5, Fig. 2; Schirding-Graben. (GIUG. P 457)  
= *Stromatopora* cf. *pachytexta* Lecompte.
- P. crassa* E. Flügel — E. Fl.: 160, Taf. 5, Fig. 1; Schirding-Graben. (GIUG. P 436)  
*Parallelopora crassa* E. Flügel.
- Stachyodes* Bargatzky 1881.
- Stachyodes verticillata* var. *minor*. A. Meyer — A. Meyer: 265; Fiefenmühle. (GIUG. P 431)  
Von Meyer in der Faunenliste als neue Unterart zitiert, aber nicht beschrieben — daher nomen nudum! = *Stachyodes* ? sp.
- Stachyodes* sp. — E. Flügel: 163; Fiefenmühle. (GIUG. P 431)  
= *Stachyodes* ? sp.
- Stromatopora* Goldfuß 1826.
- S. concentrica* Goldfuß — Unger, 1843; Stur, 1871; Penecke, 1893; F. Heritsch, 1915, 1917, 1918, 1932, 1935. Das Originalmaterial zu diesen Angaben ist meist nicht mehr vorhanden. Da die Artbestimmung vielfach nach der äußerlich erkennbaren „wurmartigen“ Struktur vorgenommen wurde, dürften die Altbestimmungen zum Großteil revisionsbedürftig sein.  
(GIUG. P 414) = *Anostylostroma* sp.  
(GIUG. P 418) = *Actinostroma contextum* Poeta.  
(GIUG. P 425) = *Clathrocoilona* sp. (n. sp. A).
- S. concentrica* Goldfuß — E. Fl.: 157, Taf. 1, Fig. 5; Frauenkogel-Ostseite. (GIUG. P 422)  
= *Ferestromatopora tyrganensis* Yaworsky.
- S. concentrica* Goldfuß — E. Fl.: 157; St. Gotthard. (GIUG. P 438)  
= *Stromatopora* ? sp.
- S. tuberculata* Nicholson — Penecke, 1893; Heritsch, 1915, 1917, 1918. Material in Verlust geraten.
- S. cf. tuberculata* Nicholson — F. Heritsch, 1915, 1917; (Joann. Graz Nr. 7503) = *Anostylostroma* sp.  
(GIUG. P 408) = *Anostylostroma alpinum* (E. Flügel).
- Stromatoporella* Nicholson 1886.
- Str. curiosa* (Bargatzky) — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. (GIUG. P 466)  
*Stromatoporella laminata* (Bargatzky)
- Str. curiosa* (Bargatzky) — E. Fl.: 161; Teichalpenhotel, Hochlantsch. (GIUG. P 423)  
= *Clathrocoilona* sp. (n. sp. A).
- Str. curiosa* (Bargatzky) — E. Fl.: 161, Taf. 5, Fig. 5; Törnauergraben. (GIUG. P 425)

- Str. laminata* (Bargatzky) — E. Fl.: 162; Fiefenmühle. (GIUG. P 466)  
 = *Stromatoporella laminata* (Bargatzky).  
 = *Clathrocoilona* sp. (n. sp. A).
- Str. cf. laminata* (Bargatzky) — Kröll, 1949: 17; Stübing-Graben. (GIUG.)  
 = *Stromatopora* ? sp. indet.
- Str. irregularis* Meyer — A. Meyer, 1937: 265; Fiefenmühle. (GIUG.)  
 Von Meyer in der Faunenliste als selbständige Art angeführt, aber  
 nicht beschrieben und abgebildet — nomen nudum!  
 = indet.

(2) Grauwackenzone: Für das Gebiet der Grauwackenzone liegt nur eine Nennung vor. E. Haberfelner (1935: 10) hat aus dem „tiefen Unterdevon der Riffkalkentwicklung“ des Eisenerzer Reichenstein (Reitweg zum Reichensteiner Haus, nahe der Abzweigung vom Fußweg) einen „kleinen, verkieselten Stock von *Actinostroma clathrata* Vin.“ angegeben. Haberfelner vergleicht die Kalke mit den verkieselten Fossilresten (außerdem noch „*Favosites* sp.“, Bruchstücke von Muschel- und Brachiopodenschalen, Crinoiden) mit den „e-gamma-Kalken“ der Karnischen Alpen, von Graz und von Mittelkärnten. Der Vergleich mit Mittelkärnten stützt sich auf die von Haberfelner (1936) im „e-gamma“ des Krappfeldes gefundene „*Actinostroma clathrata* Nich.“

*Actinostroma clathratum* Nicholson ist bisher weltweit nur aus dem Mitteldevon, und zwar fast ausschließlich aus dem Givet, und aus dem unteren Oberdevon (Frasne) bekannt. Leider ist das Eisenerzer Material nach freundlicher Mitteilung von Herrn Kustos Dr. K. Murban (Joanneum Graz) in Verlust geraten, so daß eine Überprüfung der Angabe nicht möglich ist.

Aus dem „Mitteldevon“ von Eisenerz („Riffkalke des Linseck, Hochstein und nördlich von Reichenstein“) gibt Haberfelner „zahlreiche Stücke mit *Stromatopora* sp. und *Syringopora* sp.“ an. Auch dieses Material ist nicht mehr vorhanden; das mitteldevonische Alter der Fundschichten läßt es als möglich erscheinen, daß die Kalke des Eisenerzer Reichensteins tatsächlich Stromatoporen beinhalten.

(3) Mittelkärnten: Von Haberfelner (1936) wurde aus den „Plattenkalken des e-gamma“ von Althofen (Aich) am Krappfeld eine „*Actinostroma clathrata* Nich.“ angegeben. Eine erfolglos gebliebene Suche am Fundpunkt läßt es wenig wahrscheinlich sein, daß in diesen dichten Kalken artmäßig bestimmbare Stromatoporen erhalten sind. Das Originalmaterial war leider nicht auffindbar.

(4) Karawanken: Aus den Devon-Vorkommen in der Umgebung von Bad Vellach (Rappoldfelsen) wurde von F. Heritsch (1927 bzw. 1943) eine „*Stromatopora concentrica* Goldf.“ angegeben. Das Material ist in Verlust geraten. Die von mir (1956 b) als *Clathrodictyon* sp. beschriebene Form (GIUG. P 514) vom Rappoldfelsen muß als *Actinostroma clathratum* Nicholson bestimmt werden. Stromatoporen sind in den Kalken des Rappoldfelsen verhältnismäßig selten.

(5) Karnische Alpen: Einen Überblick über die aus den Karnischen Alpen bis zum Jahre 1929 beschriebenen Stromatoporen hat O. Kühn gegeben. 1956 b konnten vom Verfasser verschiedene Stromatoporenfaunen aus den Karnischen Alpen revidierend bearbeitet werden. Insgesamt haben

27 Autoren Stromatoporen aus den Karnischen Alpen beschrieben oder in Faunenlisten genannt. Leider ist die Mehrzahl der Materialien, die diesen Angaben zugrunde lagen, nicht mehr vorhanden; die Abbildungen erlauben in vielen Fällen nur eine Gattungsbestimmung. Die Stromatoporen wurden aus dem Ordovicium, aus dem Gotlandium, aus den „Grenzschichten“ Gotlandium/Devon und aus dem Devon beschrieben.

In der folgenden Liste wurde das Stromatoporen-Schrifttum der Karnischen Alpen, chronologisch nach Autoren geordnet, zusammengestellt. Die genauen Literaturzitate finden sich in den Stromatoporenbibliographien von Galloway & Jean (1956) und E. Flügel (1956 a).

G. Stache (1884): *Stromatopora* von den Südhängen des Oisternigrückens; *Stromatopora concentrica* aus dem Schutt der Seekopfkalke; *Labecheia* (wohl gleich *Labechia*!) vom Pfannspitz. — Das Material ist nicht mehr zugänglich.

Penecke (1887): *Stromatopora concentrica* Goldf. vom Osternig — = *Actinostroma* sp.; ? *Stromatopora beuthii* Barg. vom Osternig — ?; *Caunopora placenta* (Phill.) vom Osternig — = *Stromatopora*? Vgl. O. Kühn (1929).

Frech (1887): *Clathrodictyon phyloclymenia* Frech aus den oberdevonischen Kalken beim Gr. Pal. unweit des Plöckenwirthshauses — = *Anostylostroma*? Die Begleitfauna (Clymenien und Goniatiten) spricht für Oberdevon. „*Clathrodictyon phyloclymenia*“ wurde von Frech erstmalig aus dem unteren Oberdevon des Sauerlandes beschrieben, die Art ist der Gattung *Anostylostroma* anzuschließen. Der Fundpunkt in den Karnischen Alpen liegt an den Hängen des Kleinen Pal (?), von wo der Verfasser eine Stromatoporenfauna des oberen Mitteldevons bestimmen konnte.

Frech (1891): *Actinostroma verrucosum* (Goldf.) und *Stromatopora concentrica* Goldfuß vom Kamm Kolinkofel-Kellerwand — ?; *Actinostroma* sp. vom Osthang des Poludnig — ? Material nicht zugänglich.

Frech (1894): *Actinostroma clathratum* Nich. vom Kamm Kolinkofel-Kellerwand — ? Vgl. E. Flügel (1958); *Actinostroma intertextum* Nich. vom Findenig — ? Vgl. E. Flügel (1958).

Frech (1896): *Actinostroma intertextum* Nich. vom Findenig — ?.

Angelis d'Ossat (1901): *Stromatopora concentrica* Goldf. vom Lodinut — = *Actinostroma* sp. Vgl. O. Kühn (1929).<sup>1)</sup>

Vinassa de Regny (1908): Es konnte das Originalmaterial des Geol. Institutes der Universität Pisa untersucht werden.

*Actinostroma clathratum* Nich. (V 1, V 5, V 12) vom Lodin und Val di Puartis — = *Actinostroma clathratum* Nich., bzw. *Actinostroma papillosum* (Barg.)

*Actinostroma bifarium* Nich. (V 8 a, b) vom Lodin — = *Actinostroma* sp. und *Anostylostroma* sp.

*Actinostroma intertextum* Nich. (V 11) von Cas. Meledis — = *Actinostroma* cf. *vastum* Pocta.

*Clathrodictyon regulare* (Rosen) (V 3) von Cas. Lodin — = *Anostylostroma multilamellatum* (E. Flügel).

*Clathrodictyon bohemicum* Pocta (V 6) von Cas. Lodin — = *Anostylostroma* sp. indet.

*Stromatopora* cf. *discoidea* Lonsd. (V 2) von Cas. Lodin — = *Stromatopora* sp. indet.

*Caunopora* sp. von Cas. Lodin — = *Stromatopora* sp. mit Caunopora-Röhren.

<sup>1)</sup> Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. Boni (Univ. Pavia) konnte ich das Originalmaterial von Angelis d'Ossat untersuchen. Es liegen mehrere Stromatoporenstöcke vor, die als *Anostylostroma*? sp. (A 1), *Actinostroma crassepilotum* Lecompte (B 1), *Actinostroma stellulatum* Nicholson (Nr. 19538 c) und *Stromatopora concentrica* Goldfuß (Nr. 19538 a) bestimmt werden konnten. Diese Faunula spricht für eine Einstufung der Fundsichten in das (höhere?) Mitteldevon oder untere Oberdevon.

Vinassa de Regny & Gortani (1908): *Actinostroma intertextum* von Creta di Timau am Rio Selleit — ?

Vinassa de Regny (1910): *Actinostroma clathratum* Nich. und *Stromatopora concentrica* Goldf. von Valpudia — ?; *Clathrodictyon regulare* var. *carnica* n. var. von Pian di Germula — = *Anostylostroma carnicum* (Vinassa), vgl. E. Flügel (1956 b); *Amphipora ramosa* (Phill.) von Pian di Germula — = *Amphipora*? sp.

Vinassa de Regny (1910 b): *Actinostroma intertextum* Nich. von Cas. Meledis — = *Actinostroma* sp.

Gortani (1911): Zusammenfassung älterer Angaben.

Gortani (1912 a): Kurzbericht über die 1912 b beschriebene Fauna.

Gortani (1912 b): Das Material ist nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. M. Gortani (Univ. Bologna) im zweiten Weltkrieg vernichtet worden.

*Actinostroma clathratum* Nich. von Cima del M. Coglians — = *Actinostroma stellulatum* Nich. Vgl. E. Flügel (1958).

*Actinostroma stellulatum* var. *italicum* n. f. von Cima del M. Coglians — = *Actinostroma hebbornense* Nich. ?

*Clathrodictyon regulare* var. *carnicum* Vinassa aus dem Schutt der Cianeveate — = *Anostylostroma carnicum* (Vin.).

*Stromatopora concentrica* Goldf. von Cima del M. Coglians — = *Syringostroma forojuliensis* (Vin.).

*Stromatopora* cf. *columnaris* Pocta aus dem Schutt der Cianeveate — = *Stromatopora* cf. *columnaris* Pocta.

*Stromatopora columnaris* var. *gentilis* n. f. von M. Coglians, 2600 m, — = *Stromatopora gentilis* Gortani.

*Stromatopora bücheliensis* Bargatzky v. M. Coglians, 2600 m, — = *Parallelopora* sp.

*Stromatopora beuthi* Barg. von M. Coglians, 2600 m, — = *Hermatostroma* cf. *macroporum* (Vin.).

*Stromatoporella curiosa* var. *carnica* n. f. von M. Coglians, 2600 m, — = *Stromatoporella carnica* Gortani.

*Stromatoporella socialis* Nieh. von M. Coglians — = *Stictostroma* sp.

Charlesworth (1914): *Stromatopora cellonensis* n. sp. vom Cellonkofel — = *Hermatostroma* sp.; *Stromatoporella volaica* n. sp. vom Wolayer Törl — = *Ferstromatopora* cf. *tyrganensis* Yaworsky; *Clathrodictyon carnicum* n. sp. — = *Anostylostroma* sp. indet., Oberes Valentintal.

Vinassa de Regny (1914): *Actinostroma clathratum* Nich. und *Clathrodictyon regulare* (Rosen) vom Lodin — ?; *Actinostroma clathratum* var. *confertum* Vinassa vom Clap di Milie — ?.

Vinassa de Regny (1918): Es konnte das Originalmaterial (Geol. Inst. Univ. Parma) untersucht werden.

*Amphipora ramosa* (Phill.) (R 23) von Val di Collina — = *Amphipora* sp. indet.

*Actinostroma clathratum* Nich. (R 1) von Cas. Val Bertat — = *Hermatostroma macroporum* (Vinassa).

*Actinostroma clathratum* var. *confertum* Vin (R 4) von Morena di Givigliana — = *Actinostroma perspicuum* Pocta. (R 3.)

*Actinostroma stellulatum* var. *italicum* Gort. von Val di Collina — = *Actinostroma papillosum* (Barg.).

*Actinostroma bifarium* Nich. (R 5) von Val di Collina — = *Actinostroma bifarium* Nich.

*Clathrodictyon regulare* var. *carnicum* Vin. (R 7) von Val di Collina — = *Anostylostroma* sp. indet.

*Stromatopora concentrica* Goldf. (R 9) von Val di Collina — = *Stromatopora* cf. *columnaris* Pocta.

*Stromatopora hüpschi* Barg. (R 14) von Val di Collina — = *Syringostroma radiata* (Vinassa).

*Stromatopora beuthi* Bargatzky (R 12) vom Monumenz — = *Syringostroma* sp.

- Stromatopora beuthi* var. *radiata* n. f. (R 16) von Val di Collina — = *Syringostroma radiata* (Vinassa).
- Stromatopora cardonai* n. sp. von Val di Collina (R 22) — = *Syringostroma cardonai* (Vinassa).
- Stromatopora gentilis* Gortani var. von Val di Collina — = *Stromatopora gentilis* Gort.
- Stromatopora columnaris* var. *carnica* n. f. von Val di Collina — ?
- Stromatopora bücheliensis* Bargatzky (R 13) von Val di Collina — = *Syringostroma* sp.
- Stromatopora bücheliensis* var. *crassa* n. f. von Val di Collina — = *Syringostroma radiata* (Vin.).
- Stromatopora forojuliensis* n. sp. (R 21) von Val di Collina — = *Syringostroma forojuliensis* (Vinassa).
- Stromatoporella curiosa* var. *carnica* Gort. (R 20) von Germula — = *Stromatoporella curiosa* (Barg.).
- Stromatoporella socialis* (R 17) von Val di Collina — = *Stromatoporella decorv* Lecompte.
- Stromatoporella socialis* var. *conferta* Gort. (R 18) von Val di Collina — = *Stromatoporella* sp. indet.
- Hermatostroma* cf. *schlüteri* Nicholson von Val di Collina — = ?
- Idiostroma* cf. *roemeri* Nicholson von Val di Collina — ?
- Stachyodes verticillata* (Mc'Coy) (R 24) von Val di Collina — = *Stachyodes* ? sp. indet.

Heritsch (1918): Faunenlisten!

Gaertner (1927): Stromatoporen in einer Caradoc-Fauna vom südlichen Valentin-Törl. Herr Prof. H. Schmidt (Univ. Göttingen) stellte mir freundlicherweise das Originalmaterial zur Verfügung: Es handelt sich um drei Stücke, von denen eines als Bryozoenstock (Trepostomata) bestimmt werden kann. Stromatoporen liegen nicht vor.

Kühn (1929): Zusammenfassende Faunenliste mit Berichtigungen.

Heritsch (1929): *Clathrodictyon regulare* (Rosen) (GIUG.) von der Kellerwand — für die Anfertigung von Dünnschliffen zu kleiner Stock ?.

Cerri (1930): Faunenliste vom Lodin, Zitat nach Vinassa (1918); außerdem *Stromatopora* cf. *typica* Rosen vom Lodin — ?

Gaertner (1931): *Clathrodictyon regulare* (Rosen) von der Kellerwand — Zitat nach Heritsch (1929).

Schoupe (1939): *Actinostroma clathratum* Nich. vom Findenig — = *Actinostroma clathratum* Nicholson (GIUG. P 60); *Clathrodictyon regulare* (Rosen) — ?

F. Heritsch (1943): Faunenlisten!

Schoupe (1954): *Actinostroma clathratum* Nich. vom Findenig — = *Actinostroma clathratum* Nich. (GIUG. P 60) und *Actinostroma salairicum* Yaw. (GIUG. P 511); *Clathrodictyon regulare* (Rosen) vom Findenig — ?

Aus obermitteldevonischen Kalken östlich der Plöckenstraße, östlich des Plöckenpaßes (Kl. Pal) konnte der Verfasser folgende Fauna bestimmen:

- Anostylostroma* cf. *subtile* (Pocta).
- Stromatoporella* sp.
- Actinostroma clathratum* Nich.
- Actinostroma* cf. *compactum* Ripper.
- Actinostroma regulare* Yaw.
- Actinostroma salairicum* Yaw.
- Actinostroma stellulatum* Nich.
- Stromatopora* sp. (ex gr. *S. hüpschi* Barg.).
- Syringostroma forojuliensis* (Vinassa).
- Hermatostroma beuthi* (Barg.).
- Synthetostroma* ? cf. *actinostromoides* Lecompte.



Tab. I gibt eine Zusammenfassung der bis heute aus den Ostalpen bekannten Stromatoporen.

Tabelle 1: Die Stromatoporen der Ostalpen.

	Graz	Karnische Alpen	Karawanken
<i>Clathrodictyon confertum</i> .....	×		
<i>Anostylostroma alpinum</i> .....	×		
<i>An. cf. amygdaloides</i> .....	×		
<i>An. densatum</i> .....	×		
<i>An. carnicum</i> .....	×	×	
<i>An. multilamellatum</i> .....	×	×	
<i>An. cf. neglectum</i> .....	×		
<i>An. cf. subtile</i> .....	×	×	
<i>Atelodictyon graecense</i> .....	×		
<i>Stictostroma</i> sp. ....		×	
<i>Stromatoporella carnica</i> .....		×	
<i>Str. curiosa</i> .....		×	
<i>Str. decora</i> .....		×	
<i>Str. ertensis</i> .....	×		
<i>Str. laminata</i> .....	×		
<i>Str. cf. parasolitaria</i> .....	×		
<i>Actinostroma bifarium</i> .....	×	×	
<i>A. clathratum</i> .....		×	×
<i>A. cf. compactum</i> .....		×	
<i>A. contextum</i> .....	×		
<i>A. cf. distans</i> .....	×		
<i>A. multipilatum</i> .....	×		
<i>A. papillosum</i> .....	×	×	
<i>A. perspicuum</i> .....		×	
<i>A. regulare</i> .....		×	
<i>A. salairicum</i> .....	×	×	
<i>A. stellulatum</i> .....		×	
<i>A. cf. vastum</i> .....		×	
<i>Gerronostroma</i> sp. (n. sp. A) .....	×		
<i>Amphipora ramosa</i> .....	×		
<i>Ferestromatopora tyrganensis</i> .....	×		
<i>F. cf. tyrganensis</i> .....		×	
<i>Stromatopora cf. columnaris</i> .....		×	
<i>S. gentilis</i> .....		×	
<i>S. cf. pachytexta</i> .....	×		
<i>Syringostroma cardonai</i> .....		×	
<i>Sy. jorajuliensis</i> .....		×	
<i>Sy. radiata</i> .....		×	
<i>Sy. sp.</i> .....	×		
<i>Parallelopora crassa</i> .....	×		
<i>P. sp.</i> .....		×	
<i>Hermatostroma beuthi</i> .....		×	
<i>H. macroporum</i> .....		×	
<i>Clathrocoilona abeona</i> .....	×		
<i>Cl. sp.</i> (n. sp. A) .....	×		

### III. Räumliche Verbreitung

Tab. 2 zeigt die räumliche Verbreitung der in den Ostalpen bekannten Stromatoporenarten. Die zum Vergleich herangezogenen Fundbezirke sind durchwegs mitteldevonisch.

Tabelle 2: Paläogeographische Beziehungen der in den Ostalpen auftretenden Stromatoporen.

	Graz	Karnische Alpen	Karawanken	England	W-Frankreich	Ardennen	Eifel u. Sauerland	Böhmen	Ural	Kuznezsk	Anatolien	Zentral- u. SO-Asien	N-Afrika	Nordamerika
<i>C. confertum</i> .....	x				x									x
<i>An. alpinum</i> .....	x													
<i>An. carnicum</i> .....	x	x												
<i>An. densatum</i> .....	x	x												
<i>An. multilamellatum</i> .....	x	x												
<i>At. graecense</i> .....	x													
<i>Str. carnica</i> .....		x												
<i>Str. curiosa</i> .....		x			x		x	x						
<i>Str. decora</i> .....		x				x								
<i>Str. eriensis</i> .....	x												x	x
<i>Str. laminata</i> .....	x					x	x	x						
<i>A. bijarium</i> .....	x	x				x	x	x			x			
<i>A. clathratum</i> .....	x		x			x	x	x	x	x		x	x	
<i>A. contextum</i> .....	x				x				x					
<i>A. multipilatum</i> .....	x							x						
<i>A. papillosum</i> .....	x	x			x	x	x		x	x				
<i>A. perspicuum</i> .....	x	x						x						
<i>A. regulare</i> .....	x	x								x				
<i>A. salairicum</i> .....	x	x								x				
<i>A. stellulatum</i> .....	x	x				x	x					x		x
<i>Amph. ramosa</i> .....	x				x	x	x		x	x			x	
<i>F. tyrganensis</i> .....	x					x				x				
<i>S. gentilis</i> .....		x												
<i>Sy. cardonai</i> .....		x												
<i>Sy. jorojuljensis</i> .....		x												
<i>Sy. radiata</i> .....		x												
<i>P. crassa</i> .....	x													
<i>H. beuthi</i> .....		x					x							
<i>H. macroporum</i> .....		x												
<i>Cl. abeona</i> .....	x									x				

Von insgesamt 30 Arten treten nur in Graz 12, nur in den Karnischen Alpen 13, und in beiden Gebieten gemeinsam nur 5 Arten auf. In beiden Räumen sind Lokalformen häufig; bemerkenswert erscheint die Tatsache, daß sich karnische Lokalformen nur selten in Graz finden und umgekehrt.

Bei einem Vergleich mit dem west-, bzw. osteuropäischen Raum ergibt sich folgendes Bild:

In Graz und Westeuropa gemeinsam finden sich sieben Formen, in Graz und Osteuropa sechs Formen. Als „Westeuropa“ wurden hier die Fundbezirke England, W-Frankreich, Ardennen, Eifel und Sauerland zusammengefaßt; als „Osteuropa“ Böhmen, Ural und Kuznezsk. Auffallend ist die — auch bei den Formen der revidierten Gattung *Actinostroma* klar erkennbare — Beziehung zwischen dem ostalpinen Raum und Böhmen;

bezieht man die cf-Formen in diesen Vergleich ein, drückt sich die Verbindung zwischen Böhmen und den Ostalpen noch deutlicher aus.

Ein Vergleich der in Graz und den Karnischen Alpen auftretenden Gattungen führt zu folgender Gegenüberstellung:

Gattung	Graz	Karnische Alpen (Zahl der Arten)
<i>Clathrodictyon</i> .....	1	fehlt
<i>Anostylostroma</i> .....	4	2
<i>Atelodictyon</i> .....	1	fehlt
<i>Stromatoporella</i> .....	2	3
<i>Actinostroma</i> .....	5	7
<i>Gerronostroma</i> .....	1	fehlt
<i>Amphipora</i> .....	1	?
<i>Ferestromatopora</i> .....	1	1
<i>Stromatopora</i> .....	1	1
<i>Syringostroma</i> .....	?	3
<i>Parallelopora</i> .....	1	1
<i>Hermatostroma</i> .....	?	2
<i>Clathrocoilona</i> .....	2	fehlt

In der Zusammensetzung der Stromatoporenfaunen von Graz und den Karnischen Alpen sind folgende Unterschiede gegeben:

(a) Die meisten der im Grazer Raum gefundenen Stromatoporen gehören der Gattung *Anostylostroma* an; Formen dieser Gattung sind in den Karnischen Alpen relativ selten.

(b) Die individuenreichsten Genera in den Karnischen Alpen sind *Actinostroma*, *Stromatopora* und *Syringostroma*. In Graz fehlt *Stromatopora* fast vollkommen.

Es erscheint heute fraglich, ob die 1956 b vorgeschlagene Trennung einer west- und osteuropäischen devonischen Hydrozoenprovinz in der ursprünglichen Form weiter vertretbar ist: Der Vergleich der Arten zeigt, daß sich sowohl in den Karnischen Alpen, als auch in Graz west- und osteuropäische Faunenelemente überschneiden. Bei einem Vergleich der Gattungen schließt sich der Grazer Raum enger an den osteuropäischen Raum an (der durch das Überwiegen von *Anostylostroma* gekennzeichnet ist), während von den Karnischen Alpen Beziehungen zum rheinischen Devon bestehen, in welchem *Anostylostroma* zugunsten von *Actinostroma*, *Stromatopora* usw. zurücktritt.

Vor kurzem konnten in einem neuentdeckten Mitteldevon-Vorkommen in Südwest-Mazedonien neben rugosen und tabulaten Korallen und Brachiopoden Stromatoporen gefunden werden (Antonijević & Djordević 1957). Eine Untersuchung dieser Fauna könnte Aussagen über die paläogeographische Stellung der ostalpinen Stromatoporen-Faunen liefern, insbesondere die Frage der Beziehungen zwischen dem Devon der Ostalpen und dem anatolischen Devon klären helfen.

#### IV. Stratigraphie

Die Stromatoporen der Ostalpen wurden aus ordovicischen Schichten (Karnische Alpen), aus dem Gotlandium (Karnische Alpen, Mittelkärnten), aus den Grenzsichten zwischen Gotlandium und Devon (Karnische Alpen) und aus dem Devon beschrieben. Die Devon-Vorkommen wurden ins Unterdevon (Karnische Alpen — Charlesworth; Graz — „Amphiporen-Dolomite“ und „Korallen-Kalk“; Eisenerz — Haberfelner) und in das untere bis obere Mitteldevon (Karnische Alpen, Graz, Eisenerz) eingestuft; aus den Karnischen Alpen wird eine Form aus dem „oberen Oberdevon“ angegeben.

Die Neubearbeitung der Stromatoporen-Faunen macht es wahrscheinlich, daß in den Ostalpen Stromatoporen nur aus dem Mitteldevon bekannt sind.

Die typischen ordovicischen Formen der Familie Labechiidae fehlen völlig; ebenso fehlen typisch gotlandische Faunenelemente wie *Clathrodictyon* (bisher bis auf wenige unsichere Formen aus dem Ordovicium und 1 mitteldevonischen Art nur aus dem Gotlandium bekannt), *Actinodictyon* und *Actinostroma* (*Densastroma*).

Aus dem Gebiet des Findenig (= Mte. Lodin, Lodinut, Cas. Lodin) wurden Stromatoporen aus „Grenzsichten“ zwischen Silur und Devon (Frech, 1894, 1896 und Schouppé 1954) und aus dem „Mitteldevon“ beschrieben (d'Ossat 1901, Vinassa 1908 partim und E. Flügel 1956 b). Die von Vinassa (1908) bekannt gemachten Stromatoporen weisen mit *Actinostroma clathratum* und *Actinostroma papillosum* auf ein mitteldevonisches Alter der Fundschichten hin. Auch die von Schouppé aus den silurdevonischen Grenzsichten („ef<sub>2-3</sub>“) beschriebene *Actinostroma clathratum* Nich. weist eher auf ein mitteldevonisches Alter hin.

Einer umfassenden Auswertung des Altmaterials stellen sich folgende Schwierigkeiten entgegen: a) Es muß berücksichtigt werden, daß viele der beschriebenen Stöcke nicht aus dem Anstehenden stammen; eine Vermengung stratigraphisch ungleichwertigen Materials ist daher nicht ausgeschlossen. b) Die große Zahl der Lokal-Arten erschwert Vergleiche mit Faunen anderer Gebiete; diese Schwierigkeit kann durch Artenrevisionen behoben werden. Die Revision der Gattung *Actinostroma* hat gezeigt, daß die Lokal-Arten meist mit weltweit verbreiteten, stratigraphisch verwendbaren Arten identisch sind. c) Das Altmaterial ist nur zu einem geringen Teil vorhanden und überprüfbar.

Die stratigraphische Auswertung der bis jetzt aus den Ostalpen bekannten Stromatoporen-Faunen kann nach zwei Gesichtspunkten erfolgen: a) durch den Vergleich der Fundschichten von weltweit verbreiteten Arten, b) durch den Vergleich der Lokal-Arten und der lokalen Vergesellschaftung.

Beide Möglichkeiten sind durch Tab. 3 und 4 gegeben. Für den Grazer Raum ist eine Einstufung der Stromatoporenschichten einstweilen nur bei den Fundpunkten möglich, die mehrere, auch in anderen Gebieten vorhandene Arten geliefert haben: Der von Meyer (1937) beschriebene Fundpunkt Fiefenmühle wird durch die Stromatoporenfauna in das untere bis obere Mitteldevon eingestuft. Die von Schäfer (1937) als oberes Siegenium angesprochenen Dolomite mit *Amphipora ramosa* vom Florianiberg bei

Straßgang sind auf Grund der sonstigen zeitlichen Verbreitung von *Amphipora ramosa* (fraglich im Unterdevon, weltweit im Mitteldevon und unterem Oberdevon) in das Mitteldevon zu stellen.

Tabelle 3: Fundpunkte und stratigraphische Reichweite der Grazer Stromatoporen

	Florianberg/Straßg.	Buchkogel-W	Überg, Kamm	Plabutsch, Gipfel	Plabutsch, Nordseite	Flefenmühle	Frauenkogel, Kamm	Frauenkogel, „Riff“	Frauenkogel, Nordseite	Frauenkogel, Ostseite	St. Gotthard	Schirdinggraben	Plesch	St. Pangratzen	Stiwoll	Angewirt (Ept. 9)	Breitalmhalt	Gerlerkogel	Mixnitzbach	Teichalpenhotel	Teichwirt, Weg Breit.	Türnauergraben	Wildkogel	Wöllingergraben, ob. Teil	Zachenspitze, Weg Teichalpe	Unterdevon (Ems)	Unt. Mitteldevon (Convin)	Ob. Mitteldevon (Givet)	Unt. Oberdevon (Frasne)
<i>C. confertum</i> .....																													
<i>An. alpinum</i> .....																													
<i>An. cf. amygd.</i> .....																											(x)		
<i>An. carneum</i> .....																													
<i>An. densatum</i> .....					x	x																							
<i>An. multilamell.</i> .....																													
<i>An. cf. neglect.</i> .....																													
<i>An. cf. subtile</i> .....																													
<i>An. sp.</i> .....			x		x																								
<i>At. graecense</i> .....																													
<i>Str. eriensis</i> .....																													
<i>Str. laminata</i> .....																													
<i>Str. cf. parasol.</i> .....																													
<i>A. bifarium</i> .....																													
<i>A. contextum</i> .....																													
<i>A. cf. distans</i> .....																													
<i>A. multipilatum</i> .....																													
<i>A. papillosum</i> .....			x																										
<i>A. salatricum</i> .....																													
<i>A. sp.</i> .....																													
<i>G. sp. (n. sp. A)</i> .....																													
<i>Amph. ramosa</i> .....	x																												
<i>Amph. sp.</i> .....		x																											
<i>F. tyrganensis</i> .....																													
<i>S. cf. pachytex.</i> .....																													
<i>S. ? sp.</i> .....																													
<i>Sy. sp.</i> .....																													
<i>P. crassa</i> .....																													
<i>H. ? sp.</i> .....																													
<i>Cl. abeona</i> .....																													
<i>Cl. sp. (n. sp. A)</i> .....																													
<i>Stach. ? sp.</i> .....																													
<i>An. cf. artysch.</i> .....																												(x)	

Da die bisher als oberstes Unterdevon (Ems) angesehenen „Korallenkalke“ nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dozent Dr. H. Flügel (Univ. Graz) ebenfalls in das Mitteldevon zu stellen sein dürften, sind aus dem Unterdevon von Graz keine Stromatoporen bekannt. <sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Diese Aussage ist vielleicht in ihrer Gültigkeit einzuschränken: In einer größtenteils aus Brachiopoden, Trilobiten und Korallen bestehenden, neuaufgesammelten Fauna aus der Umgebung von Stiwoll, westlich Graz, wurde von Doz. Dr. H. Flügel ein in Steinkernerhaltung vorliegender, gattungsgener und artmäßig leider nicht näher bestimmbarer Stromatoporenstock gefunden. Nach der Untersuchung der Brachiopoden- und Trilobitenfauna dürfte der Fundort in das Unterdevon einzustufen sein (Bestimmung von Prof. Dr. Erben, Bonn). Damit wären auch aus dem Unterdevon der Ostalpen Stromatoporen bekannt.

Tabelle 4: Fundpunkte und zeitliche Reichweite der Stromatoporen der Karnischen Alpen.

	Olsternig	Monumenz, Val di Coll.	Mte. Germula	Findenig, Mte. Lodin	Kl. Pal	Cianevate	Collon	Ob. Valentin-Tal	Wolayer Törl	Mte. Coglians	Cas. Meledis	Cas. Val Bertat	Morena di Ghivigliana	Unterdeven (Ems)	Unt. Mitteldevon (C.)	Ob. Mitteldevon (G.)	Unt. Oberdevon (Fr.)
<i>An. carnicum</i> .....			x			x											
<i>An. multilamellatum</i> .....				x													
<i>An. cf. subtile</i> .....					x												
<i>An. sp.</i> .....		x												(x)			
<i>Stictostroma sp.</i> .....																	
<i>Str. carnica</i> .....									x	x							
<i>Str. curiosa</i> .....			x														
<i>Str. decora</i> .....															x	x	
<i>A. bifarium</i> .....		x															
<i>A. clathratum</i> .....				x	x												
<i>A. cf. compactum</i> .....					x												
<i>A. papillosum</i> .....			x														
<i>A. perspicuum</i> .....			x										x				
<i>A. regulare</i> .....																	
<i>A. salutricum</i> .....						x											
<i>A. stellulatum</i> .....						x											
<i>A. cf. vastum</i> .....									x								
<i>A. sp.</i> .....	x					x											
<i>Amphipora ? sp.</i> .....		x															
<i>F. cf. tyrganensis</i> .....			x					x									
<i>S. cf. columnaris</i> .....						x								(x)			
<i>S. gentilis</i> .....			x														
<i>Sy cardonai</i> .....			x							x							
<i>Sy. forojuliensis</i> .....			x														
<i>Sy. radiata</i> .....			x														
<i>Sy. sp.</i> .....			x														
<i>S. sp.</i> .....						x											
<i>P. sp.</i> .....																	
<i>H. beuthi</i> .....										x							
<i>H. macroporum</i> .....		x							(x)								
<i>H. sp.</i> .....																x	
<i>Synth. ? cf. actinostr.</i> .....						x										(x)	

In den Karnischen Alpen lassen sich die Fundpunkte Monumenz-Val di Collina in das untere bis obere Mitteldevon, Raum Findenig in das Mitteldevon und die Stromatoporen-Kalke des Kleinen Pal in das obere Mitteldevon einstufen.

Der Vergleich der Lokal-Arten wird durch Neuaufsammlungen verfeinert und stratigraphisch brauchbar gemacht werden.

Die Neubearbeitung hat die ersten Hinweise für die Verwendbarkeit der Stromatoporen als stratigraphische Leitformen auch im Devon der Ostalpen gebracht. Die stellenweise große Häufigkeit der Stromatoporen in sonst fossilararmen paläozoischen Kalken der Ostalpen (besonders der Karnischen Alpen) läßt eine eingehende Bearbeitung von Neuaufsammlungen wünschenswert erscheinen.

#### Literatur

Eine ausführliche Stromatoporen-Bibliographie wurde von Galloway & Jean (1956) veröffentlicht; Ergänzungen hiezu, im wesentlichen über den Ostalpenraum, habe ich (1956 a) zusammengestellt. Das folgende Verzeichnis verzichtet aus diesem Grund auf die Anführung sämtlicher zitierter Autoren.

- Antonijević, I. & Djorđević, M.: Beitrag zur Stratigraphie von Südwest-Mazedonien (Vorbericht). — C. R. Soc. Serbe Géol. pour 1955, 161—164; Belgrad 1957.
- Flügel, E.: Zur Bibliographie der Stromatoporen. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 86, 28—31; Graz 1956 (1956 a).
- Flügel, E.: Revision der devonischen Hydrozoen der Karnischen Alpen. — Carinthia II, 66, 41—60, Taf. 1; Klagenfurt 1956 (1956 b).
- Flügel, E.: Revision der Hydrozoen des Grazer Devons. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49, 129—172, 6 Taf., 4 Tab.; Wien 1956 (1956 c).
- Flügel, E.: Artenrevision von *Actinostroma* Nicholson (Stromatoporoidea). — Erscheint: Anz. Akad. Wiss. Wien 1958.
- Galloway, J. J.: Structure and Classification of the Stromatoporoidea. — Bull. Am. Palaeontol., 37, Nr. 164, 345—480, Taf. 31—37; Ithaca 1957.
- Galloway, J. J. & Jean, J. St., Jr.: A bibliography of the order Stromatoporoidea. — J. Palaeontol., 30, 170—185; Menasha 1956.
- Galloway, J. J. & Jean, J. St., Jr.: Middle Devonian Stromatoporoidea of Indiana, Kentucky and Ohio. — Bull. Am. Palaeontol., 37, Nr. 162, 25—296, Taf. 1—23; Ithaca 1957.
- Kühn, O.: Die Stromatoporen der Karnischen Alpen. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 64/65, 224—235; Graz 1929.
- Lecompte, M.: Les Stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du Bassin de Dinant. — Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Mém. 116 und 117, 1—369, Taf. 1—70; Brüssel 1951/52.
- Yavorsky, V. I.: Stromatoporoidea Sovjetskogo Soyuza, Teil 1. — Trudy, Akad. Schr., 7/8, 1—173, 89 Taf.; Moskau 1955.
- Yavorsky, V. I.: Stromatoporoidea Sovjetskogo Soyuza, Teil 2. — Trudy, Akad. Schr., 18, 1—168, 43 Taf.; Moskau 1957.

# Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe

## Geologische Luftbildinterpretation II

Mit Tafel XVI

von Herwig Holzer \*)

### 1. Einleitung

Im Verlaufe der Arbeiten an der geologischen Karte 1:50.000 Blatt „Mölltal“ (180 und 181) wurde von der Direktion der Geologischen Bundesanstalt angeregt, die Luftbilder der Kreuzeckgruppe geologisch auszuwerten. Die beiliegende Karte stellt das Ergebnis dieser Arbeiten dar, die aus folgenden Gründen unternommen wurden:

Die geologische Feldaufnahme dieses Gebietes erfolgte zur Hauptsache durch H. Beck in den Jahren zwischen 1928 und 1939, mit kleineren späteren Nachträgen. In höchst dankenswerter Weise hat sich in letzter Zeit Herr Bergrat Dr. H. Beck der außerordentlichen Mühe unterzogen, sein reiches Beobachtungsmaterial aufzuarbeiten und in Form einer geologischen Karte 1:50.000 abzuschließen. Die geologische Luftbildinterpretation sollte diese Arbeiten erleichtern und abrunden, besonders in Hinblick auf die Abgrenzung der jüngeren Lockermassen.

Es ergab sich, daß auf Grund der umfangreichen Vorarbeiten von H. Beck, Ch. Exner und anderen Mitarbeitern daran gedacht werden kann, in naher Zukunft an die Drucklegung des gesamten geologischen Kartenblattes Mölltal im Maßstab 1:50.000 zu schreiten. Aus diesem Grunde wurde von dem ursprünglichen Plan abgegangen, zunächst nur die geologische Karte der Kreuzeckgruppe gesondert herzustellen.

Das Bestreben des Autors liegt andererseits darin, die Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen der photogeologischen Methodik an Hand von verschiedenen Beispielen einem größeren Kreise nahezubringen. Wenn wir nun hiermit die photogeologische Karte der Kreuzeckgruppe veröffentlichen, so geschieht dies aus obigem Grunde, sowie aus der Absicht heraus, in diesem bisher recht stiefmütterlich behandelten Gebiete bis zum Erscheinen des Blattes Mölltal eine gewisse Grundlage für weitere Arbeiten zu liefern.

Unserem hochverehrten Herrn Bergrat Dr. H. Beck sei an dieser Stelle für seine großen Bemühungen und die tatkräftige Unterstützung herzlichst gedankt.

### 2. Erläuternde Bemerkungen zur Karte

Über Photogeologie als Hilfsmittel der geologischen Kartierung wurde in früheren Notizen berichtet (H. Holzer 1957, 1958), sodaß wir hier nicht darauf eingehen müssen. Die beigeschlossene Karte bietet im Ver-

\*) Anschrift des Verfassers: Geologische Bundesanstalt Wien, III.



gleich zu den herkömmlichen geologischen Karten ein abweichendes und ungewöhnliches Bild. Sie ist auch keine geologische Karte im Sinne des Wortes, sondern gibt ausschließlich die aus der Vogelschau beobachtbaren Oberflächenverhältnisse wieder. Unsere Karte zeigt, welche Grundlagen für die geologische Feldaufnahme durch eine Auswertung der Luftbilder in einem für derartige Arbeiten relativ ungünstigen Gelände geschaffen werden können. Ungünstig aus dem Grunde, weil die petrographischen Unterschiede der altkristallinen Gesteine im Flugbild nicht zum Ausdruck kommen (gleiche geomorphologische Wertigkeit), und weil weite Flächen von Schutt und Vegetation den Einblick verwehren.

Die Karte basiert auf den vertikalen schwarz-weiß-Luftbildern des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Format  $18 \times 18$  cm mit einem Bildmaßstab von ungefähr 1:20.000 (in den meisten Fällen darunter, etwa um 1:15.000). Ausgewertet wurden insgesamt 337 Photos mit der Bezeichnung D 1460—14657, D 9259—9270, D 4423—4427, C 6370—6394, C 6561—6565, D 15730—15680, C 6612—6616, C 6585—6587, C 6290—6300, C 6335—6349, D 11499—11503, D 15782—15752, D 15615—15641, D 15667—15681, C 6803—6805, C 6782—6783, D 12353—12390, D 4500—4501, D 4481—4487, D 4463—4464, D 12526—12558, D 2785—2787, D 12495—12519.

Die Auswertung wurde mit Hilfe des Luftbildumzeichners (Zeiss-Aerotopograph), bzw. durch phototechnische Maßstabsveränderung unter Heranziehung möglichst vieler Grundkontrollpunkte in die topographische Karte 1:25.000 eingepaßt. Durch die spätere Verkleinerung auf den Maßstab 1:50.000 ergab sich naturgemäß eine Vergrößerung und das Wegfallen mancher Details, die auf den Auswertestreifen im Photomaßstab enthalten waren.

**Geologisches:** Die Kreuzeckgruppe besteht mit Ausnahme der Schollen von kalkalpinem Mesozoikum nördlich der Drau (Drauzug) und geringmächtigen tektonischen Einschaltungen von paläozoischen Sedimenten (H. Beck, Ch. Exner, siehe Literaturverzeichnis) aus altkristallinen Glimmerschiefern und Gneisen. Diese recht eintönigen Schieferserien führen stellenweise Bänder von Amphiboliten und Hornblendeschiefern. Mannigfaltiger ist der Serienbestand im Umkreis des Salzkofelzuges, wo sich grobflaserige Pegmatitgneise nebst Lamellen von zuckerkörnigen Marmoren einstellen („Salzkofelserie“ nach H. Beck). Jünger als die genannten Gesteine sind Ganggesteine von tonalitischer, dioritischer und lamprophyrischer Beschaffenheit, die das Altkristallin meist diskordant durchschlagen.

Wir können uns mit dieser kursorischen Übersicht bescheiden, da die Erläuterungen des in Arbeit befindlichen Blattes Mölltal eine ausführliche Beschreibung bringen werden.

**Luftbildauswertung:** Wie die vorliegende Karte zeigt, war es nicht möglich, an Hand der Luftphotos petrographische Unterscheidungen zu machen. Die meist schmalen Bänder von Amphiboliten usw. kommen morphologisch nicht zum Ausdruck. Die Ganggesteine (mit Mächtigkeiten im Meterbereich) sind mit wenigen Ausnahmen auch im Gelände nicht leicht zu finden; und daß der meist nur unter dem Mikroskop erkennbare Unterschied zwischen Glimmerschiefern und Paragneisen im Luftbild nicht zu sehen ist, liegt auf der Hand. Die photogeologische Karte zeigt daher als

erste Ausscheidung sichtbar anstehenden Fels, d. h., Altkristallin im Allgemeinen, beziehungsweise Mesozoikum des Drauzuges.

Jene ausgedehnten Flächen, wo der anstehende Fels in geringer Tiefe unter Bodenbildungen, Vegetation, oder mehr oder minder mächtiger Schuttverschleierung liegt, wurden abgetrennt. Geländebegehungen werden hier verschiedentlich Anstehendes in kleineren Aufschlüssen an Bächen, Wegen u. ä. antreffen. Immerhin kommt das eigentlich sichtbare Felsgerippe unseres Gebietes deutlich zum Ausdruck.

Die heute gletscherfreie Kreuzeckgruppe trägt eine weiträumige Moränenbedeckung. Sehr gut kommen im Luftbild die Moränenwälle zur Abbildung. Zum Teil umgelagerter Moränenschutt sowie die eiszeitlichen Terrassenschotter auf den Hängen des Drau- und Mölltales sind auf der Karte aus technischen Gründen mit der gleichen Farbe gezeichnet.

Die Abgrenzung von moränenbedeckten Flächen, die vor allem im Waldgebiet im Felde meist sehr mühsam und zeitraubend ist, wird durch die stereoskopische Betrachtung der Luftbilder wesentlich erleichtert. Allerdings sollten diese Grenzen in Zweifelsfällen im Gelände überprüft und korrigiert werden.

Schuttfächer, Bergsturzhalde und Bachschuttkegel zeichnen sich im Luftphoto klar ab und können deshalb bei der Feldbegehung vernachlässigt werden.

Abrißnischen von Rutschungen lassen sich ebenfalls leicht erkennen. Zweckmäßigerweise sollte technischen Projekten aller Art ein genaues Studium der Luftbilder vorangehen.

Ein Anwendungsgebiet, in welchem das Luftbild besondere Bedeutung hat, ist das Erkennen und Verfolgen von Bruchlinien und Störungen. Wie die Erfahrung lehrt, sind solche im Felde oft unauffällig und werden häufig übersehen, da man sie meist nicht im richtigen Blickwinkel oder bei ungünstiger Beleuchtung antrifft. Unter dem Stereoskop treten solche Linien messerscharf hervor, nicht nur im sichtbar anstehenden Fels, sondern auch unter leichter Schuttbedeckung. Auf unserer Karte sind die Störungslinien mit roten Linien hervorgehoben. Auffallend dabei ist, daß im großen und ganzen die Richtungen NW beziehungsweise NE vorherrschen. Wie Herr Prof. Dr. O. Friedrich mitteilte, dienten diese Störungen verschiedentlich als Aufstiegswege für Erzlösungen, die in unserem Gebiete zu zahlreichen kleineren Bergbauen Anlaß gaben.

Aus obigen Darstellungen geht hervor, daß die Auswertung der Luftphotos auch in einem für photogeologische Arbeiten relativ ungünstigen Gebiete immerhin recht gute Vorarbeit für die geologische Feldaufnahme zu leisten vermag und damit die Linienführung der Karte in vielen Fällen verfeinert werden kann.

Sicherlich wird die Luftbildinterpretation niemals die Feldarbeit des Geologen ersetzen können. Wir glauben aber, mit beiliegender Karte gezeigt zu haben, daß die Photogeologie ein Hilfsmittel darstellt, welches die Kartierung erleichtern und unter Umständen viel Zeit und Mühe einzusparen vermag.

### 3. Beobachtungen im Gelände

Während der Begehung im Felde zur Kontrolle und Abrundung der Ergebnisse der Luftbildauswertung wurden in einem lockeren Begehungs-

netz in der ganzen Kreuzeckgruppe Falten- und Streckungsachsen im Handstück- bis Aufschlußbereich gemessen. Aus diesen Messungen wurde ein Achsenplan erstellt, der beiliegender Karte aufgedruckt ist, um auch diese Beobachtungsdaten zu verwerten. Jedes Achsensymbol bedeutet mehrere Messungen.

Die altkristallinen Gesteine der Kreuzeckgruppe haben durchwegs eine straffe Gefügeregelung (ausgenommen die diskordanten Gänge sowie das Mesozoikum des Drauzuges). Schieferung, Lineation und Elongation der Gemengteile sind deutlich ausgeprägt. Die Verformung ist im allgemeinen postkristallin in bezug auf die Glimmerminerale.

In den Hängen gegen das Mölltal liegt die herrschende Achsenrichtung Ost—West (mit leichten Abweichungen), flaches Einfallen (um 30 Grad) herrscht vor. Im zentralen Teil, zwischen Ederplan und Salzkofel, drehen die Achsen in die Nord—Süd-Richtung und haben hier meist steileres Einfallen (um 60 Grad). Gegen das Drautal zu schwenken sie gleichmäßig in die SW bis WSW-Richtung ein, das Einfallen verflacht. Jüngere Überprägungen in Form von Knickungen und Scherfältelung wurde an einigen Stellen beobachtet.

Zur Alterseinstufung kann nur ausgesagt werden, daß die Gefügeregelung älter als die Platznahme der diskordanten Gänge ist.

#### 4. Auswahl an geologischer Literatur

Angel, F. (1930): Gesteine der Kreuzeckgruppe. Mitt. naturwiss. Ver. f. Stmk. 67, p. 7—35.

Beck, H. (1928—1939): Aufnahmsberichte. Verh. G. B. A.

Clark, R. W. (1909): Beiträge zur Petrographie der Eruptivgesteine Kärntens (Kreuzeckgruppe). Verh. G. R. A., p. 277—283.

Exner, Ch. (1955): Aufnahmen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und im südlichen Randgebiet. Verh. G. B. A., p. 17—22.

Exner, Ch. (1956): Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnik-, Rieserferner- und Reisseckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182). Verh. G. B. A., p. 24—27.

Exner, Ch. (1956): Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). Carinthia II, 20. Sonderheft (Angel-Festschrift), p. 32—39.

Friedrich, O. M. (1956): Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe. Ebenda, p. 49—68.

Holzer, H. (1957): Aufnahmen (1956) in der Kreuzeckgruppe (Blatt 180, 191). Verh. G. B. A., p. 34—35.

Holzer, H. und Scharbert, H. (1958): Über Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten). Verh. G. B. A. in Druck.

Mohr, H. (1925): Ein geologisches Profil durch den Kolm bei Dellach im Oberdrautal nebst einigen Erwägungen über die Wurzelnatur des Kristallins nördlich des Draufusses. Verh. G. B. A., p. 96—105.

Morawetz, S. O. (1930): Beiträge zur Geomorphologie der Kreuzeck- und Reisseckgruppe. Veröffentl. Geograph. Inst. Univ. Graz, H. 3.

Peltzmann, I. (1940): Fossilführendes Kambrium in den Ostalpen (Kreuzeckgruppe). Carinthia II, Jg. 130, p. 74—76.

Schwinner, R. (1943): Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (Obersachsenburg, Kärnten). Ber. R. A. f. Bodenforsch., p. 147—156.

Stur, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Täler Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. Jahrb. G. R. A. 7, p. 413.

Arbeiten über Photogeologie: Siehe Literaturverzeichnis in H. Holzer: Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern). Jahrb. G. B. A. 1958; ferner H. Holzer: Über Photogeologie. Montan-Rundschau, H. 2, p. 30—31, Wien 1957.





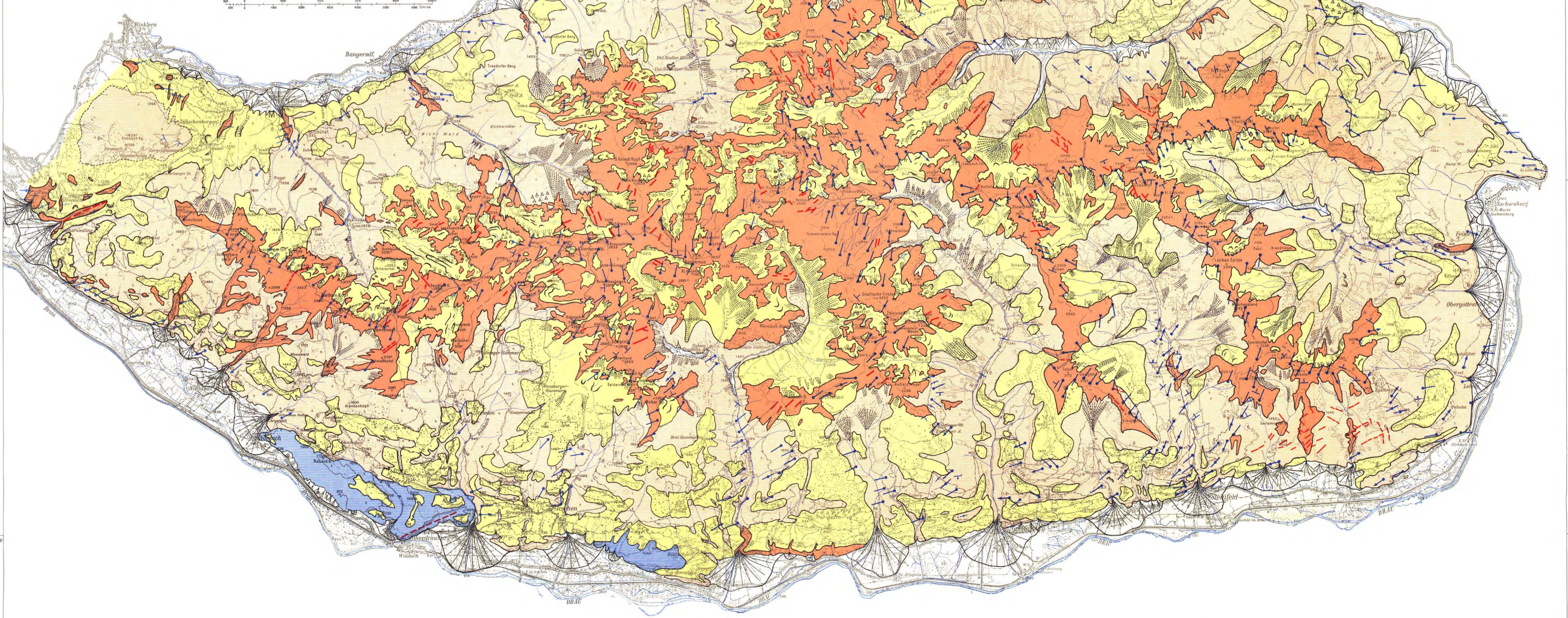
# Photogeologische Karte der Kreuzeckgruppe

von Herwig Holzer 1958

### Zeichenerklärung:

- a) Luftbildauswertung:**
- Anstehender Fels (Gneise und Glimmerschiefer)
  - Anstehender Fels (Kalke u. Dolomite des Drauzuges)
  - Durch Vegetation, Bodenbildungen, Schutt u. a. mehr oder minder verschleieter Fels
  - Moränen, Moränenschutt bzw. Terrassenschotter im Drau- u. Mülltal
  - Moränenwälle
  - Abrissnischen von Rutschungen
  - Bergsturzhalden
  - Schutthalden
  - Bachschuttkegel
  - Talalluvionen
  - Bruchlinien
- b) Im Gelände beobachtet:**
- 0-30°
  - 31-60°
  - über 60°
  - Falten- u. Streckungsachsen
  - junge Oberprägung
  - saigere
  - mittelsteile
  - steile
  - Schichtstellung

Maßstab 1:50.000





## Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal

Von Haymo Heritsch und Peter Paulitsch \*)

(Mit Tafel XVII)

Nur schwer können wir uns entschließen diese Arbeit zu einem vorläufigen Abschluß zu bringen. Es war ja geplant, daß drei Bearbeiter (H. Heritsch, E. Neuwirth, P. Paulitsch) das gesamte Kristallin von Sillian bis zum Pressegger See gemeinsam bearbeiten. Die Arbeit war im wesentlichen abgeschlossen, als E. Neuwirth tödlich verunglückte. Bei der Durchsicht des Nachlasses von E. Neuwirth wurde festgestellt, daß die praktisch schon abgeschlossenen Untersuchungen seines Teiles für eine Veröffentlichung nicht so ausgearbeitet waren, daß sie von fremder Hand zusammengestellt werden konnten. Es wird also auch hier durch den plötzlichen Tod von E. Neuwirth eine tiefe Lücke gerissen.

Wir möchten diese Arbeit dem Andenken an Erich Neuwirth widmen.

Der ursprüngliche Plan enthielt folgende Verteilung der Kartierungsbereiche: H. Heritsch bearbeitet den Bereich vom Podlanigbach bei Birnbaum bis zur Reißkofelrinne und vom Gösseringbach östlich das Gebiet um den Pressegger See bis Latschach; P. Paulitsch das Gebiet östlich der Reißkofelrinne bis zum Gösseringbach bei Hermagor und von Sillian bis zum Gärberbach bei Obertilliach; E. Neuwirth den Bereich östlich des Gärberbaches bis Birnbaum.

Von diesem ursprünglichen Plan kann vorderhand nur das Gebiet von Birnbaum bis zum Pressegger See herausgegeben werden. Es ist aber geplant, die bestehende Lücke in den nächsten Jahren zu schließen.

Während der Arbeit standen wir im dauernden Kontakt miteinander; jedoch zeichnet jeder Autor für die von ihm behandelten und oben abgegrenzten Teile der Arbeit.

Das wesentliche Ziel der Bearbeitung ist die petrographische Erfassung des Kristallinzuges zwischen den Karnischen und Gailtaler Alpen. Im folgenden wird sich zeigen, daß sich gegenüber der grundlegenden Aufnahme von G. Geyer (1901) eine eingehendere Gliederung des Stoffbestandes dieses Kristallins hat erreichen lassen.

Die ältesten Berichte über das Gail-Kristallin finden sich bei L. v. Buch (1824), D. Stur (1856) ferner bei F. Frech (1894). Eine umfassende Literaturübersicht gab F. Heritsch (1936), wobei das Schwergewicht auf den Karnischen Alpen lag. Im Weiterbau von G. Geyers (1901) ursprünglicher Kartierung hat H. Heritsch (1932) bereits neue Gesteinstypen im Raume Kötschach-Mauthen bestimmt und auf die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine hingewiesen. Weitere petrographische Untersuchungen dieses

\*) Anschrift der Verfasser: Graz, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, und Berlin-Charlottenburg, Institut für Mineralogie der Technischen Universität.

Bereiches sind von H. Heritsch (1948, 1957) erschienen. P. Paulitsch (1951) hat im Rahmen der Habilitationsschrift eine eingehende petrographische Bearbeitung des Materials zwischen Reißach und Hermagor niedergelegt.

Während der Begehungen wurden mehrere hundert Gesteinsproben aufgesammelt und mehrere hundert Dünnschliffe petrographisch zum Teil mit dem U-Tisch untersucht. Handstücke und dazugehörige Dünnschliffe sind am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz deponiert.

Die Aufschlüsse gewähren einen guten Einblick in den Stoffbestand und Aufbau dieses Gebirges. Nur in der Almregion waren wir auf Lese-Steine angewiesen.

Ein Versuch der Seriengliederung muß Schematisierung in Kauf nehmen und allmähliche Übergänge bewußt trennen. Der Versuch der Seriengliederung in diesem Raum muß vor allem zwei Tatsachen berücksichtigen. Einmal den verschiedenen Grad der Metamorphose der Gesteine in Richtung von West nach Ost, zum anderen die stofflichen Unterschiede in diesem Kristallin.

Im folgenden Überblick wird in der Weise vorgegangen, daß mit abnehmender Metamorphose von Westen nach Osten fortschreitend die stofflichen Gesteinsunterschiede, in einzelne Gruppen zusammengefaßt, aufgezeigt werden.

Im Meridian von Mauthen etwa treten erstens als südlichste Serie Gesteine auf, die durch eine Staurolith- und Granatführung besonders gekennzeichnet sind. Daran schließt sich zweitens ein Zug von diaphthoritischen Granatglimmerschiefern, in die Gneise und Amphibolite u. a. eingeschaltet sind.

Die Serie der diaphthoritischen Granatglimmerschiefer kann von Birnbaum bis zur Reißkofelrinne verfolgt werden, während die Staurolithführenden Gesteine eine beschränkte Verbreitung haben.

Östlich der Reißkofelrinne treten neben den bekannten diaphthoritischen Granatglimmerschiefern mit den Gneiseinschaltungen noch Phyllite auf. In diesen Phylliten finden sich neue Einschaltungen von graphitischen Phylliten und Quarziten, zum Teil mit Granat; Kalke und Bändermarmore, Grüngesteine, als Chloritschiefer, zum Teil mit Magnetit; gabbrodioritische Gesteine und Malchite.

Im Anschluß an diesen Überblick über die Gesteinsverteilung sollen die einzelnen Gesteinstypen und ihre charakteristischen Fundorte mitgeteilt werden.

### **1. Serie mit Staurolith und Granat führenden Gneisen und Glimmerschiefern**

Diese Gesteine sind der südlichste Zug im Meridian von Mauthen. Sie sind durch die Staurolithführung in den vorherrschenden Gesteinen als Serie deutlich abgegrenzt. Die östlichsten Aufschlüsse liegen bei Höfling. Die westlichsten im vorliegenden Bereich am Südufer der Gail südlich Podlanig. In dieser Serie wurden folgende Gesteinsarten bekannt:

Staurolith-Granat-Glimmerschiefer, Staurolith-Glimmerschiefer, Granat-Glimmerschiefer, Staurolith-Gneise, Staurolith-Granat-Gneise,

Zweiglimmerschiefer mit Querbiotiten, Schiefergneise, injizierte Schiefergneise, Augengneise vom Typus Wetzmann, Hornblendite, Amphibolite mit Reaktionserscheinungen zu Floititen in der Nähe der injizierten Schiefergneise und Augengneise (Gailschlucht W Wetzmann). Alle diese Gesteine zeigen im Verhältnis zur nördlichen Serie eine geringere Diaphthorese. Jüngste Bewegungen erzeugten Mylonite. Nebenbei sei erwähnt, daß in den Aufschlüssen an der Straße N Wetzmann bis zu 1 cm braune Staurolithkristalle gefunden werden können. Die gesamte Serie entspricht nach F. Angel (1940) der Staurolith-Almandinschiefer Fazies II/II mit leichter Diaphthorese dieses Sedimentstoßes. Durch die Diaphthorese werden die Plagioklase wesentlich saurer, Oligoklase bis Albite, und getrübt; der Staurolith und Granat wird chloritisiert.

Bezüglich der genauen Schlißbeschreibungen vergleiche H. Heritsch, 1948 und 1957.

## 2. Serie mit vorherrschenden Granatglimmerschiefern

Nördlich der Serie der Staurolith führenden Gesteine liegt die Serie mit den vorherrschenden Granatglimmerschiefern. Diese Serie reicht von Birnbaum bis zur Reißkofelrinne. Vorausgeschickt sei, daß dieser Zug deutlich diaphthoritisch ist und die Diaphthorese generell im Westen, wie uns auch aus den Arbeiten von E. Neuwirth bekannt ist, schwächer als im Osten ist.

Die häufigsten Gesteine sind: Granatglimmerschiefer, mehr minder stark diaphthoritisch. Entsprechend der sedimentären Anlage finden sich sämtliche Übergänge von glimmerreichen tonigen Typen bis zu Granat- und Glimmerquarziten. Nicht jedes Handstück enthält tatsächlich Granat, so daß es auch Glimmerquarzite gibt.

In westlichen, weniger diaphthorischen, Teilen dieses Abschnittes treten Chloritoid führende Granatglimmerschiefer auf; so z. B. bei Strenge nördlich Podlanig.

An wenigen Stellen kommen Granatglimmerschiefer mit Albitporphyroblasten vor, wie im schmalen Kristallinstreifen zwischen Lanz und Lammerbach nördlich Kötschach.

Diese Albitporphyroblasten zeigen ein sehr schönes  $s_i = s_e$  und sind eine Bildung, die die Deformation überdauert.

Die Granaten zeigen teilweise Einschlußwirbel mit parakristalliner Deformation, teilweise auch  $s_i = s_e$ .

In der Serie mit den Granatglimmerschiefern liegen auch Granat führende Schiefergneise; Plagioklase mit 10—30% An. Außerdem kommen leicht geaugte Granat führende Schiefergneise mit Mikroklinaugen vor. Diese können aufgefaßt werden als ein Übergang zu den später zu beschreibenden Augengneisen.

Eine kartenmäßige Darstellung der eben beschriebenen Varietäten ist wegen des kleinlinsigen starken Wechsels nicht möglich, eine Erfahrung die in ähnlichen Kristallingebieten immer wieder gemacht wird.

Alle oben angeführten Gesteine lassen eine Diaphthorese erkennen. Besonders auffällig ist die Chloritisierung von Granat, dessen Diaphthorese sämtliche Übergänge von unverletztem Granat bis zu Chlorit-Formrelikten zeigt. Parallel dazu verläuft die Umwandlung von Biotit in die verschiedenen

Chlorite, wie Pennin und Klinochlor. Die Diaphthorese kann nun letztlich zu Typen führen, in denen Relikte nach Granat nicht beobachtet werden können und die schon in den vorhergehenden Arbeiten als Phyllite bezeichnet wurden.

Es muß betont werden, daß die Diaphthorese generell so vorgeht, daß im Westen eine geringe Umwandlung zu beobachten ist, doch kommen auch im westlichen Teil dieses Kristallins sehr stark diaphthoritische Gesteine vor, die in der unmittelbaren Umgebung von Kötschach als Phyllite bezeichnet werden.

Die Grenze gegen die besser erhaltenen Granatglimmerschiefer ist dort schwierig zu geben. Die entsprechende Linie in der Karte bedeutet nur die ungefähre Lage dieser Gesteinsgrenze.

Folgende phyllitische Gesteine wurden in diesem Kartenabschnitt beobachtet:

Quarzphyllit, Chloritphyllit, Chlorit-Serizitphyllit, Quarzit, Chlorit-Quarzit und Serizitquarzit.

Außerdem treten noch Chlorit-Serizitphyllite mit Albitporphyroblasten auf, z. B. bei Grafendorf; wobei  $s_i = s_e$ .

In dieser Granatglimmerschiefer-Diaphthorit-Serie treten als Einlagerungen solche auf, die auch kartenmäßig dargestellt werden können. Es sind dies: Schiefergneise bis aplitische Gneise, z. B. in einigen Linsen im südwestlichen Panulwald. Aus den Kartierungen von E. Neuwirth und P. Paulitsch ist bekannt, daß diese Gneise weiter im Westen einen breiten Raum einnehmen.

Als weitere Einschaltungen finden sich auch Zweiglimmerschiefer und -Gneise mit Biotitprophyroblasten. Zum Teil sind diese Biotite als Querbiotite entwickelt und zeigen  $s_i = s_e$ . Präkristalline Deformation zeigen auch die gelegentlichen Albitporphyroblasten. Zwei Linsen dieser Biotit führenden Gesteine sind in der Karte östlich Mandorf und nördlich Höfling eingetragen.

Bei den Amphibolit-Einschaltungen handelt es sich um kleine linsenförmige Vorkommen, u. zw. diaphthoritischer Amphibolit, westlich Kötschach am Weg zur Quote 907 m; vgl. H. Heritsch (1948), östlich Mandorf diaphthoritischer Biotitamphibolit. Zwei weitere Vorkommen von diaphthoritischem Amphibolit liegen östlich Mandorf und nördlich Höfling. Ein besonders stark diaphthoritischer Typ liegt im schmalen Kristallinstreifen nördlich Lanz.

Weit verbreitet sind Augengneise, Typ Dellach, benannt nach dem besten Aufschluß im Steinbruch nördlich Dellach. Zum Unterschied von den Augengneisen bei Wetzmann an der Gail besteht dieses Gestein zum geringeren Teil aus Paläosom. Für eine genaue Beschreibung siehe H. Heritsch (1948).

Die Augen sind in den weniger diaphthoritischen Gesteinen Mikroklin mit vorwiegend Karlsbader Zwillingen. In den diaphthoritischen Typen z. B. bei Passau östlich St. Jakob tritt in den Augen Albitisierung ein.

Diese Gesteine der Serie der Granatglimmerschiefer gehören nach F. Angel (1940) in die Chloritoid-Almandinschiefer Fazies II/I, mit anschließender Diaphthorese.



Sie setzen sich im Streichen über die Reißkofelrinne fort und sind östlich davon zweifellos stärker diaphthoritisch als westlich. Das bringt es nun mit sich, daß in der Kartendarstellung als überwiegendes Gestein Phyllit ausgeschieden ist und nur jene Teile, die noch durch Granatreste und Relikte als Diaphthorite kenntlich sind, als solche abgetrennt sind.

Durch diese Darstellung soll zugleich zum Ausdruck kommen, daß die Gesteine westlich der Reißkofelrinne höher metamorph sind als die Gesteine östlich der Reißkofelrinne.

### 3. Serie mit vorwiegend Phyllit östlich der Reißkofelrinne

Das Phyllitgebiet östlich der Reißkofelrinne läßt sich nach seinen Einschaltungen in zwei Gruppen gliedern.

Eine Serie mit vorwiegend Augengneisen als Einschaltungen und die zweite Serie mit vorwiegend Grüngesteinen. Die Grenze verläuft von der Wurzenalm etwa nach Osten über Satele bis SO von Weißbriach hin. Die Augengneis-Einschaltungen liegen nördlich, die Grüngestein-Einlagerungen südlich davon.

In der Masse der Phyllite tritt eine große Mannigfaltigkeit in den Gemengteilen auf. Es können unterschieden werden: Quarzphyllite, Serizitphyllite, Chloritphyllite und die entsprechenden Mischtypen. Es handelt sich um dünnplattige, dünnschieferige seltener grobblättrige spitzgefaltete Gesteine. Dabei kann para- wie auch postkristalline Verformung bei den einzelnen Gemengteilen erkannt werden. An der Straße bei Reißbach sind auch Magnetit führende Phyllite bekannt. Dazwischen finden sich diaphthoritische, Plagioklas führende Serizitschiefer bis Phyllonite, gelegentlich mit Biotit, und echte diaphthoritische Granatlimmerschiefer.

Mit den Phylliten eng verknüpft kommen immer die Quarzite vor. Eine Abtrennung der einzelnen Quarzitbänke wurde im vorgegebenen Kartenmaßstab nicht durchgeführt. Nach den Schlibbfunden liegen folgende Typen vor: Serizitquarzite, Biotitquarzite, Chloritquarzite und die Mischtypen davon. Hornblendequarzite wurden unter Schimanberg gefunden.

Bemerkenswert in der Gruppe der quarzitischen Gesteine ist ein gangförmiger Quarzmylonit bei der Säge von Hochwart. Auf Grund der Gemengteile und Struktur wird das Gestein als ein tektonischer Mylonit mit quarzitischer und gabbrodioritischer Grundlage aufgefaßt. Vgl. P. Paulitsch (1952).

Das Auftreten von Augengneisen im Kristallin östlich der Reißkofelrinne und ihre große Verbreitung zum Ostrand hin ist ein neues Ergebnis der Aufnahme im nördlichen Teil der Phyllitserie.

Sie sind nun bekannt als Einschaltungen aus dem Raume Dellach und schwenken bei der Reißkofelrinne nach NO ab, bilden hier die Nordgrenze des Kristallins zum Grödener Sandstein oder unmittelbar zur Trias, biegen bei Weißbriach nach SO zum Gösseringbach. Weiter streichen sie nördlich Radnig hin und können noch weiter im Osten nördlich Obervellach geschlagen werden.

Die mikroskopische Untersuchung dieses Augengneiszuges ergab eine gewisse Variationsbreite um den mittleren Typ von Dellach. Der Augen-

gneis auf der Wurzenalm, östlich der Reißkofelrinne, führt Prochlorit. Seine östliche Fortsetzung zeigt neben der porzellanweißen, noch eine stark limonitische Verwitterung, die zum Teil auf eingesprengtes Eisenkarbonat rückführbar ist, wie bei der Mösälalm, bei Dellach und bei Radnig.

Der feingefaltete Augengneis südlich der Mösälalm zeigt Umwandlung des Mikroklin in Schachbrettalbit und gleichzeitig die Bildung von Albit-rundlingen, ähnlich den westlichen diaphthoritischen Typen.

Bemerkenswert sind die Biotit-Chloritverwachsungen in den Augengneisen nördlich der Sausengalm und südlich Weißbriach.

Im Bereich der Sausengalm gibt es noch Schiefergneise und injizierte Schiefergneise mit Mikroklin, z. B. südlich der Mösälalm.

Im südlichen Teil des Phyllitzuges dominieren als Einschaltung die Grüngesteine. Nur an wenigen Stellen sind es Amphibolite, so im Waidegger Graben, bei Danz und im Paludniggraben SW Lassendorf, am Gösseringbach und im Eggforst. Es handelt sich dabei um diaphthoritische, epidotführende Plagioklasamphibolite. Selten sind Diabasfleckschiefer, sie können W der Stöffleralm geschlagen werden. Auch A. Rosival (in G. Geyer, 1901) schreibt, daß es nur wenige Uralitdiabase gibt.

Der überwiegende Teil der Grüngesteine liegt als Albit-Chloritschiefer vor. Dazu können sie noch Epidot, Quarz, Biotit und Kalzit führen. Einige Typen gehen bei Zunahme von Serizit und Abnahme von Plagioklas in Chlorit-Serizitphyllite über. Gelegentlich können sie noch Magnetite führen z. B. bei Hochwart und am Gösseringbach.

Bei den Grüngesteinen können zwei große Züge unterschieden werden. Der eine beginnt gleich östlich der Reißkofelrinne bei Rinsenegg und hat im Kirchbachgraben eine große Mächtigkeit, zieht über die Hochwarter Höhe bis zur Durchspring und nach Lassendorf. Der südliche Zug wechsellagert mit graphitischen Gesteinen nördlich Kreuth; östlich davon gehen sie schon in Serizit-Chloritschiefer (Diaphthorite) über.

Bei Hochwart liegen sie im Kontakt mit gabbrodioritischen Gesteinen. Bei Mitschig, dem südlichsten Vorkommen, geht ein Steinbruch darin um. Entsprechend der großen Variation im Mineralbestand und in der Struktur sowie in der Lagerung müssen mehrere Genesen für diese Grüngesteine in Betracht gezogen werden (vgl. Heritsch, Kahler, Paulitsch, 1953) <sup>1)</sup>.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Einschaltungen von Graphit-Phyllit und Graphit-Quarzit liegt im östlichen Teil des Kristallins um den Guggenberg bei Hermagor und südlich und SO Egg. Es sind dünnblättrige Gesteine, die im Meterbereich untereinander wechsellagern, so daß eine Abtrennung in der Karte nicht durchgeführt wurde. U. d. M. zeigen sie eine große Variation ihrer Gemengteile, können Plagioklas oder Granat führen, sowie auch möglicherweise unbestimmbare Fossilreste.

Bemerkenswert sind ferner die Einschaltungen von Kalken und Bändermarmoren. Schon F. Frech (1894) kennt den Bändermarmor von Reißach und G. Geyer (1901) den Kalk von der Ruine Malenthein bei Hermagor. Ein neuer Aufschluß von blaugrauem Kalk wurde nördlich der Gehöfte von Bergl auf 850 m etwa gefunden. Besteht auch keine geschlossene Verbindung zum Bändermarmor bei Hermagor, so ist der

<sup>1)</sup> Nach der Vielgestaltigkeit des Stoffbestandes dieser Grüngesteine kommt folgende Einstufung in die Mineralzonen nach F. Angel (1940) in Betracht: I/II/1 bis I/IV/1.

mikroskopische Befund beider Kalke ident, nämlich feinkörnig und wenig metamorph. Eine ausführliche Schlibfbeschreibung des Bändermarmors von Reißbach gab P. Paulitsch (1951 und 1954) in den gefügekundlichen Studien. Das gemeinsame der drei nun bekannten Kalklinsen ist ihr enger Verband mit graphitischen Gesteinen. Neben anderen Merkmalen stärken diese Verhältnisse die Annahme der Verwandtschaft dieser zum Teil kristallinen Kalke mit den Kalken südlich der Gail.

Letztlich finden sich in dieser phyllitischen Serie Gänge gabbrodioritischer Eruptiva eingeschaltet, die als Malchite bezeichnet wurden. Der Gang von Reisach war bereits F. Frech (1894) bekannt. Neue Funde konnten SW der Grisitzen-Jochalm, im Kirchbachgraben, ferner bei Grünburg am Gösseringbach und im Eggforst gemacht werden. Vgl. zusammenfassende Darstellung A. Alker, H. Heritsch, P. Paulitsch und W. Zednicek (1952).

Es ist zu betonen, daß alle Übergänge von unveränderten Gängen bis zu autometasomatischen und sogar verschieferten Gängen auftreten. Die Umwandlung kann bis zum Chloritschiefer-Habitus führen. Nur die Art der Zwillingsgesetze der Plagioklase gestattet noch ihre primäre Natur festzuhalten. L. c. S. 765—768.

Bezüglich der jüngsten Bildungen begegneten wir denselben Schwierigkeiten, wie sie auch schon G. Geyer (1901) S. 73, beobachtete. In der Karte wurde deshalb nur unterschieden zwischen den Schuttbildungen des heutigen Entwässerungssystems und den älteren Schuttbildungen. Auf eine weitere Unterteilung wurde verzichtet, da abgesehen von den Schwierigkeiten der Trennung von fluviatilen und glazialen Bildungen nur eine relative Altersgliederung und keine absolute hätte erreicht werden können.

---

Nach den ausführlichen Darstellungen von v. Bemmelen R. W. (1957) können wir uns bezüglich der tektonischen Stellung dieses Kristallins, besonders seiner Nordgrenze kurz fassen.

Das Kristallin zeigt ein generelles OW-Streichen und meist ein sehr steiles Nordfallen, von Ausnahmen abgesehen, wie die Drehung des Streichens im Raume Kötschach nach NW und bei Tröpolach nach NW bis fast NS, und in der unmittelbaren Nähe von Obervellach.

Am Nordrande des Kristallins kommt es im Bereich von Kötschach bis zur Reißkofelrinne zu Verschuppungen mit den Sedimenten der Gailtaler Alpen: Span bei Laas, sowie Schuppen nördlich Grafendorf und Dellach.

Weiter im Osten erscheinen im Kristallin im Bereich von Egg—Fritzen-dorf—Braunitzen neuerdings Triaselemente. Schon F. Heritsch (1936) hat in seiner Karte, Tafel 1, diese Kalke als Trias ausgewiesen. K. Bistritschan (1954) gibt die gleichen Stellen neuerdings in einer Beschreibung an.

Es kann vermutet werden, daß die Stellung der Trias als Analogon aufgefaßt werden kann zu den schon genannten weiter westlich liegenden Triasvorkommen im Kristallin.

Die starke Überdeckung des Kristallins bei Egg mit jungen Aufschüttungen läßt eine eindeutige Aussage nicht zu.

Weiter soll noch erwähnt werden, daß Gerölle von diaphthoritischen Granatglimmerschiefern im Grödener Konglomerat gefunden wurden. Vgl. auch R. W. v. Bemmelen (1957).

Der Südrand des Kristallins ist im vorliegenden Kartenbereich überall von Schutt bedeckt. Von Wetzmann gegen Osten sind es die jungen Aufschüttungen der Gail, von Wetzmann gegen Westen sind es ältere Aufschüttungen.

Die von G. Geyer (1901) im Bereich von Mauthen ausgeschiedenen Phyllite können anchimetamorphen Gesteinen der Karnischen Alpen zugeordnet werden. Über ähnliche Verhältnisse berichten E. Neuwirth (1954) und P. Paulitsch (1954) aus dem Gebiet um Obertilliach.

Von den bei G. Geyer (1901) angegebenen Mineralfundpunkten können nach den heutigen Aufschlußverhältnissen nur mehr Spuren nördlich Dellach beobachtet werden. Es handelt sich dort um im Bachbett anstehende schmale Gänge mit Eisenkarbonaten und Kupferkies.

Auch die ehemaligen Schürfe im interglazialen Kohlenvorkommen südlich Podlanig sind verfallen. Vgl. B. Kubart und R. Schwinner (1923).

Über die Mineralfunde im östlichen Gailkristallin berichtet P. Paulitsch (1953). Es handelt sich um die Vorkommen von der Sausengalm mit Siderit, Zinkblende, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz und Limonit; von Wulzenstratten von Siderit, Arsenkies; von Podlanig mit Hämatit; von Tramun mit Hämatit; bei Jenig mit Pyrolusit; im Paludniggraben mit Talk; bei Guggenberg mit Melantherit; bei Kardutschen mit einem Albit-Quarzgang; bei Reisach mit Magnetit. Die Kristallgrößen liegen im Millimeterbereich.

Vom Ostende des Karierungsgebietes hat H. Heritsch (1952) im Quarzitsteinbruch südlich Latschach Arsenkiese in Einkristallen, Zwillinge und Viellingsbildungen beschrieben.

### Zusammenfassung

Im Anschluß an die mitgeteilten Grundbeobachtungen kann versucht werden ein Bild von der Entwicklung dieses Kristallins zu geben.

Die jüngsten Erscheinungen sind Verbiegungen, die sich im heutigen Relief und der Terrassenbildung feststellen lassen. Vgl. F. Heritsch (1936, S. 190). Wie eingangs erwähnt wurden sie durch die vorliegende Arbeit nicht erfaßt.

Die nächst älteren Vorgänge sind die Verschuppungen des Kristallins mit den Gesteinen der Gailtaler Alpen, die zu einem Zeitpunkt erfolgte, in der das Kristallin bereits den heutigen Zustand erreicht gehabt hat: Die Trias ist nicht metamorph, die diaphthoritischen Granatglimmerschiefer finden sich an vielen Stellen im Grödener Konglomerat.

Der nächst ältere Vorgang dazu ist eine umfassende Diaphthorese, die den Kristallinzug im Westen schwächer erfaßt als im Osten, wie im Auftreten der Granatglimmerschiefer und der Diaphthorite nach Granatglimmerschiefern festgestellt werden kann.

Es scheint wahrscheinlich, daß gleichzeitig mit diesem Vorgang Einschuppungen von aufsteigend metamorphen Gesteinen in die diaphthoritische Serie besonders östlich der Reißkofelrinne stattgefunden haben. Die

Merkmale für diese Deutung können darin gefunden werden, daß im westlichen Kartenteil sicher alle Gesteine Diaphthorite sind, im östlichen Teil dagegen neue Gesteinstypen auftreten. Vor allem die Einschaltungen von Kalken und Bändermarmoren, von stark graphitischen Gesteinen und Diabasfleckschiefern sowie von Magnetit führenden Phylliten und Chloritschiefern. Diese Einschaltungen lassen eine Verwandtschaft mit den Gesteinen aus den Karnischen Alpen südlich der Gail vermuten. Vgl. F. Heritsch (1936).<sup>2)</sup>

Zudem erscheint der Gedanke verlockend, daß die starke Verbreiterung des Kristallins etwa im Meridian von Rattendorf ursächlich mit solchen Einschuppungen zusammenhängt.

Vor der Diaphthorose und Einschuppung lag ein zweitstufig umgewandelter Sedimentstoß vor, der in zwei Serien gegliedert, der Chloritoid-Almandinschiefer Fazies II/I und der Staurolith-Almandinschiefer Fazies II/II nach F. Angel (1940) entspricht. Diese Serien enthalten außerdem noch Amphibolite, Augengneise, injizierte Gneise und Schiefergneise. Bei Wetzmann kommt es zu interessanten Reaktionen zwischen Amphibolit und Gneismaterial. Vgl. H. Heritsch (1957).

Im Anschluß an die Ergebnisse von E. Clar (1953) über das Paläozoikum im Raume Hüttenberg, von K. Metz im Bereich der Grauwackenzone (1953) und von v. Bemmeln (1957) scheint auch dieses Kristallin mit seinem charakteristischen Stoffbestand und seiner Geschichte ein paläozoisches Alter nicht auszuschließen. Vgl. auch F. Heritsch (1936).

### Literatur

- Alker, A., Heritsch, H., Paulitsch, P., Zednicek, W. (1952): Malchite aus dem Gailtal. Teil I—VI. Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl. Abtl. I. 161. S. 645—783.
- Angel, F. (1940): Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jahrb. Univ. Graz. S. 251—304.
- Van Bemmeln, R. W. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen. Jahrb. Geol. B. A. 100. S. 179—212.
- Bistritschan, K. (1953): Bericht über die talgeologischen Aufnahmen im Gail- und Lesachtal. Verh. Geol. B. A. 1954. S. 27—33.
- v. Buch, L. (1824): Geognostische Briefe an Alexander von Humboldt über das südliche Tirol. Hanau.
- Clar, E. (1953): Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinth. Folge 22. S. 225—230.
- Frech, F. (1894): Die Karnischen Alpen. Halle. S. 187, 191.
- Geyer, G. (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauburg—Mauthen. Geol. R. A. Wien.
- Heritsch, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Geol. Inst. Univ. Graz. Besonders S. 94 und 189.
- Heritsch, H. (1932): Aufnahmen im Kristallin des Gailtales. Anzeiger Österr. Akad. Wien, math. nat. Kl. v. 5. 11. 1931, S. 217, und vom 3. 11. 1932, S. 244.
- Heritsch, F. (1948): Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. Mitt. Nat. Ver. Stmk. 77/78. 61—92.
- Heritsch, H. (1952): Arsenkieskristalle von Latschach im Gailtal. Mitt. Bl. Joanneum Graz, 1952, H. 1, S. 12—15.
- Heritsch, H., Kahler, F., Paulitsch, P.: Exkursion ins Gailtal (1953). Fortschr. Min. 32. S. 94—97.

<sup>2)</sup> In diesem Zusammenhang ist es bemerkenswert, daß Malchit-Gänge im beschriebenen Kristallin nur östlich der Reißkofelrinne vorkommen. Weitere Malchit-Gänge finden sich noch weiter östlich davon in den nördlichen Anteilen der Karnischen Alpen bei Maglern usw.

Heritsch, H. (1957): Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westl. Mauthen — ein Beispiel zu Angels Floitit-Umsetzung. Mitt. Nat. Ver. Stmk. Sonderband 1956. Angel-Festband. S. 75—82.

Kubart, B. und Schwinner, R. (1923): Interglaziale Schieferkohlen von der oberen Gail. Österr. botan. Zeitschr. Nr. 9—10, S. 305.

Metz, K. (1953): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien 44, S. 1—84.

Neuwirth, E. (1954): Aufnahmebericht über das Gailtal-Kristallin im Raume Gärberbach—Kärntener Grenze. Verh. Geol. B. A. 1954, S. 51.

Paulitsch, P. (1951): Zweiachsige Kalzite und Gefügeregelung. Der Bänderkalk von Reißbach, Gailtal. TMPM. 3. F. 2, S. 180—197.

Paulitsch, P. (1952): Malchite aus dem Gailtal. Teil V. Sitzber. Österr. Akad. Wien, math. nat. Kl. Abtl. I 161, S. 765—768.

Paulitsch, P. (1953): Mineralfunde im östlichen Gailkristallin. Der Karinthin. Folge 23, S. 281—284.

Paulitsch, P. (1954): Zusammenhang zwischen technischen Eigenschaften und Gefüge eines Marmors. Radex-Rundschau, H. 6, S. 206—213.

Paulitsch, P. (1954): Aufnahmebericht über das Gailtal-Kristallin im Raume Gärberbach—Sillian. Verh. Geol. B. A., S. 52—56.

Stur, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Drau, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetischen Gebiete. Jahrb. K. K. Geol. R. A. VII, S. 415.

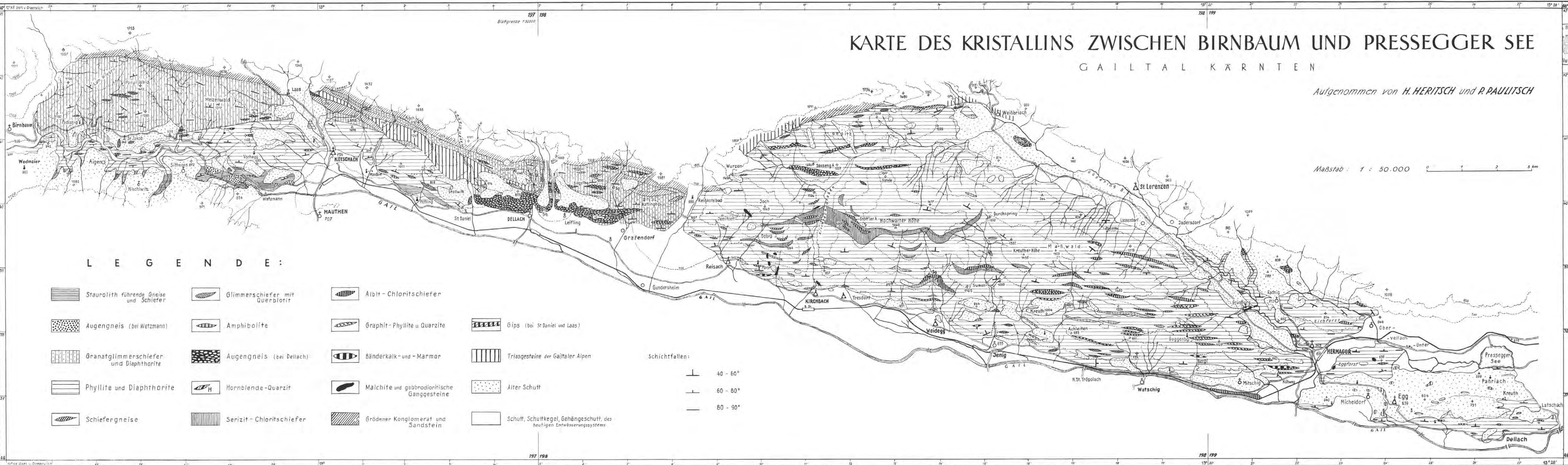


# KARTE DES KRISTALLINS ZWISCHEN BIRNBAUM UND PRESSEGGER SEE

GAILTAL KÄRNTEN

Aufgenommen von H. HERITSCH und P. PAULITSCH

Maßstab 1 : 50.000



## LEGENDE:

- |  |  |  |
|--|--|--|
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

Gips (bei St Daniel und Laas)

Triasgesteine der Gailtaler Alpen

Alter Schutt

Schutt, Schuttkegel, Gehängeschutt, des heutigen Entwässerungssystems

Schichtfallen:

- 40 - 60°
- 60 - 80°
- 80 - 90°

# Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern)

Von Gerhard Fuchs

Mit 1 Textabbildung und 4 Tafeln (XVIII—XXI)

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort .....	202
I. Arbeitsmethoden .....	202
II. Die Gesteine.....	204
A. Der Granatspitzkern und seine Hülle .....	204
1. Der Zentralgneis des Granatspitzkerns .....	204
2. Der Basisamphibolit .....	206
3. Hornblendegarben- und Granatglimmerschiefer .....	207
4. Serpentin .....	208
5. Die Granatspitzhüllschiefer .....	208
6. Karbonatquarzite .....	210
B. Die Riffeldecken .....	211
1. Der Weinbühelamphibolit .....	211
2. Granatglimmerschiefer .....	212
3. Marmor und Kalksilikatfels.....	212
4. Quarzit .....	213
5. Serizit-Chloritgneis .....	213
6. Der Augengneis vom Felber Tauern .....	213
7. Migmatitserie .....	214
a) Aplitisch injizierte und durchtränkte Amphibolite .....	214
b) Aplitisch injizierte und durchtränkte Schiefer.....	215
c) Gefeldspatete Schiefergneise .....	216
d) Hochweißenfeldgranitgneis .....	217
8. Der Zentralgneis des Großvenedigers .....	218
9. Marmor, Karbonatquarzit und Quarzit .....	219
10. Der Knorrkogelgneis .....	220
11. Muskowitschiefer .....	221
12. Weißspitzmesozoikum und Eklogitserie .....	222
C. Die Metamorphose .....	222
III. Tektonik .....	226
1. Der Granatspitzkern und seine Hülle .....	227
2. Die Riffeldecken .....	229
a) Die Untere Riffeldecke .....	230
b) Die Höhere Riffeldecke.....	231
3. Allgemeine tektonische Behandlung des Gebietes .....	233
IV. Regionaler Überblick .....	244
V. Literaturverzeichnis .....	245



## Vorwort

Durch die Dissertation von A. Egger wurde im Jahre 1954 die geologische Problematik der mittleren Hohen Tauern erneut aufgeworfen. Manche Frage, wie etwa die großtektonische Stellung der Zentralgneiskerne der Granatspitze und des Großvenedigers mußte damals offen bleiben, da nördlich von A. Eggers Arbeitsgebiet neuere Aufnahmen fehlten.

Herr Prof. L. Kober übertrug mir als Dissertationsthema die Aufgabe, die geologischen Verhältnisse im Gebiete Granatspitze—Großvenediger zu klären. Ihm verdanke ich, daß ich meine geologische Laufbahn in den Hohen Tauern, einem wissenschaftlich durch seine Problematik so anregenden und interessanten Gebiet, beginnen durfte. Er erweckte durch Vorträge und seine Werke frühzeitig mein Interesse für Fragen der Großtektonik, ohne deren Klärung die Geologie gerade in diesem Teil der Hohen Tauern nicht zu verstehen wäre. An dieser Stelle sei Herrn Prof. L. Kober der gebührende Dank gesagt.

Der Nachfolger Prof. L. Kobers, Herr Prof. E. Clar, beließ mir mein Arbeitsgebiet, wies mich aber an, besonderes Augenmerk auf eine Gliederung der unteren Schieferhülle zu legen. Er lehrte uns auf Exkursionen und in Vorlesungen die kritische Beobachtung und Beachtung auch des Kleinen, der Einzelheiten, wodurch erst große Zusammenhänge zu erkennen sind. Besonderen Dank schulde ich Herrn Prof. E. Clar für zahlreiche wissenschaftliche Aussprachen, die für meine Arbeit äußerst fruchtbringend waren.

Herr Prof. H. Leitmeier, einer der besten Kenner des Großvenedigers und seiner Gesteinswelt, lenkte meinen Blick besonders auf Fragen der Petrogenese, deren Verständnis mir bei der geologischen Bearbeitung von großem Nutzen war. Auch Herrn Prof. H. Leitmeier sei an dieser Stelle mein ergebenster Dank gesagt.

Herr Prof. Ch. Exner stand mir mit seiner reichen, in den Hohen Tauern gesammelten Erfahrung zur Seite, wofür ihm ebenfalls gedankt sei.

Zahlreiche Anregungen, die ich in gemeinsamen Aussprachen gewonnen hatte, verdanke ich Herrn Doz. Dr. G. Frasl.

Herrn Dr. A. Egger danke ich für viele Ratschläge und Hilfen, die er mir zu Beginn meiner wissenschaftlichen Tätigkeit gewährte.

Wenn diese Arbeit einen kleinen Teil zur Erforschung der Hohen Tauern beitrüge, so wird dieser Erfolg meinen Lehrern, aber auch allen jenen zu danken sein, die durch ihre Forschertätigkeit den Grundstein unseres heutigen Wissens legten, auf dem wir aufbauen.

## I. Arbeitsmethoden

Für die Beurteilung von wissenschaftlichen Ergebnissen ist es eine notwendige Voraussetzung, die Arbeitsweise zu kennen, die zu den Erkenntnissen geführt hat. Bevor ich auf eigene Beobachtungen eingehe, möchte ich daher die von mir angewandten Arbeitsmethoden kurz erwähnen.

„Die gegenseitigen Beziehungen von Venediger- und Granatspitzkern“, das Problem meiner Arbeit, ist in erster Linie ein tektonisches. In diesen tiefsten Kernzonen des Gebirges lassen sich jedoch tektonische Fragen nicht als solche allein lösen. Hier gilt es, metamorphe, tektonische und

magmatische Vorgänge in gleicher Weise zu erfassen. Die geologischen Geschehnisse sind nur in ihrer Gesamtheit, als Ganzes, zu verstehen. Dies mußte bei der Auswahl der Arbeitsmethoden berücksichtigt werden.

Während einige in neuester Zeit bearbeitete Bereiche an mein Arbeitsgebiet angrenzen, sind andere Teile desselben nur mangelhaft erforscht. In diesen Nachbargebieten hatte man verschiedene Gesteinsserien ausgeschieden und weitreichende tektonische Parallelisierungen durchgeführt. Mein erstes Ziel war es, die Lücken zwischen den geologisch bekannten Gebieten zu schließen. Dazu war es notwendig, die von den einzelnen Bearbeitern mit verschiedenen Namen belegten Gesteinsserien kennenzulernen. In Übersichtsbegehungen im westlichen Großglocknergebiet (H. P. Cornelius und E. Clar), in der südlichen Granatspitzgruppe (P. C. Benedict) und im südöstlichen Venedigergebiet (A. Egger) verschaffte ich mir Einblick in die stratigraphische und tektonische Ausecheidungsweise der einzelnen Forscher. Nun galt es, in exakter Kartierung die Gesteinszüge weiter zu verfolgen. Ich war bei meiner Kartierung bestrebt, Lücken zu füllen und den Anschluß an bereits bekannte Gebiete herzustellen. Dadurch bildet das von mir kartierte Gebiet keine einheitliche, geschlossene Fläche.

Seine Umgrenzung verläuft im N: Seetörl—Silling K.—Riegel K.—Riegelturn—Bären K.—Hochgasser—Obersee—Plattsee—Hochbirg Höhe—Dichten Kg.—Roter Kg.—Rote Säule—Abreder K.—Sandeben Törl—Roteben Törl—Zungengebiet des Viltragen Kees; im W: Vd. Kessel K.—Alte Prager Htt.—Schlaten Keesgebiet; im S: Gschlöß B.—Gebiet um das Matreier Tauernhaus—Vd. Platten Kg.—Ht. Platten Kg.—Wilden Kg. Nordgrat—Wilden See—Schild Kg.—Stall Kg.; im SE: Schild B.—Tauern B.—Kalser A.—Landeck A.—Goldred Tal; im E: Brochet K.—Seetörl.

Außerdem wurden Bereiche kartiert, die zwar außerhalb meines Arbeitsgebietes liegen, aber bei der Deutung des Gebirgsbaues eine Art Schlüsselstellung einnehmen (z. B. Gebiet des oberen Hollersbachtals).

Die tektonische Stellung der einzelnen Serien trachtete ich durch streichendes Verfolgen zu erkennen. Das Bewegungsbild und die verschiedenen Verformungspläne suchte ich durch Messung der tektonischen Achsen (B-Achsen) zu erfassen. Diese Makrogefügedaten wurden mit den Fallzeichen zusammen in die abgedeckte geologische Karte eingetragen. Um das Pendeln und die Schwankungen der Achsenlagen zu verdeutlichen, wurden die Messungen einzelner Homogenbereiche in Gefügediagrammen dargestellt (Tafel XXI).

Die Bearbeitung eines Kristallgebietes ist heute ohne mikroskopische Untersuchungen undenkbar. Ich mußte mich aber bei meiner Arbeit auf eine kleine Anzahl von Dünnschliffen beschränken. Doch suchte ich diesen Mangel durch systematische Schlifffauswahl zu kompensieren. Die mikroskopischen Untersuchungen sollten das Bild des Mineralbestandes und des Gefüges der einzelnen Gesteinstypen vervollständigen und abrunden. Des weiteren erwartete ich Aufschluß über die Bedingungen bei der Metamorphose und die zeitlichen Beziehungen von Verformung und Metamorphose. Auf diese Weise war es möglich, tektonische Ereignisse in bezug auf die Metamorphose zeitlich einzuordnen. Korngefügemessungen wurden nicht durchgeführt. Ich beschränkte mich bei der Festlegung der Verformungs-

pläne auf die Makrogefügedaten, die bei der Aufgeschlossenheit des Geländes fast überall zu messen waren.

Es wurde versucht, die in verschiedenen Untersuchungen gewonnenen Einzelergebnisse zusammenzufassen und ein Bild vom Ineinandergreifen der einzelnen geologischen Faktoren zu entwerfen. Das geologische Geschehen ist aber nur als Teil eines Ganzen zu verstehen, weshalb auch die regionale Stellung zu berücksichtigen ist. Abschließend wird in dieser Arbeit die großtektonische Lage des bearbeiteten Gebietes kurz zur Darstellung gelangen. Dabei werden außer den oben angeführten Übersichtsbegehungen auch solche im südlichen Venedigergebiete (Badener Htt., Weiß-Spitze, Deffregger Htt., Johannes Htt., Happ, Geiger, Rostocker Htt. und Dreiherrnspitze) mitverwertet.

## II. Die Gesteine

Der folgende Abschnitt soll mit den Gesteinen meines Arbeitsgebietes vertraut machen. Nach tektonischen Einheiten geordnet werden die Gesteine in ihrer Reihenfolge vom Liegenden gegen das Hangende besprochen. Auch die Variationsbreite in den einzelnen Komplexen und die verschiedenen Ausbildungsarten sollen zur Darstellung kommen. Nach der makroskopischen Beschreibung folgt der mikroskopische Befund, sodann werden etwaige Fragen der Metamorphose und Petrogenese behandelt. Die regionale Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen ist der geologischen Karte zu entnehmen, doch soll auf einige typisch entwickelte Vorkommen hingewiesen werden.

Die Trennung der beiden großen tektonischen Einheiten erfolgt in erster Linie auf Grund ihres verschiedenen Gesteinscharakters. Diese Einheiten werden daher schon bei dieser Besprechung der Gesteine berücksichtigt. Die Begriffe Granatspitzkern und -hülle und Riffeldecken wurden im westlichen Glocknergebiet von H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) aufgestellt. Diese Namen werden in dieser Arbeit beibehalten, da festgestellt werden konnte, daß die in meinem Arbeitsgebiet auftretenden Gesteine denen der Glocknergruppe entsprechen.

### A. Der Granatspitzkern und seine Hülle

Diese tektonisch tiefste in meinem Arbeitsgebiet aufgeschlossene Einheit zeigt einige charakteristische Züge: Das hervorstechendste Merkmal ist das Fehlen granitischer Durchtränkung. In den Gesteinen der Granatspitzhülle wird man vergebens nach aplitisch durchschwärmten Schiefen und Amphiboliten und gefeldspateten Gneisen suchen, die in den Riffeldecken eine große Verbreitung besitzen. Auch die Albitporphyroblastenbildung, ein Charakteristikum der Riffeldecken, tritt hier zurück. Andererseits kann man in den Gesteinen der Granatspitzhülle häufig Biotitporphyroblasten beobachten. Der mikroskopische Befund zeigt, daß diese oft recht großen Biotitblättchen in den Schiefen, Amphiboliten und chloritischen Grundgesteinen erst später aufgesproßt sind.

#### 1. Der Zentralgneis des Granatspitzkerns

Dieser ist ein sehr heller, grobkörniger, massiger Orthogneis, der durch große idiomorphe Kalifeldspate ein porphyrisches Gefüge erhält. Nach

dem Grade der tektonischen Beanspruchung lassen sich verschiedene Typen unterscheiden:

a) Porphyrischer Granit: Diese Ausbildungsart ist ziemlich selten. Ich konnte sie nur an der E-Seite des Kaiser Bären K. in der südöstlichen Granatspitzgruppe auffinden. H. Holzer (Lit. 42) beschreibt ein solches Gestein vom Amertaler See, also einem relativ tiefen Kuppelteil. Dieser Typus ist ein heller, grobkörniger Biotitgranit, in dem die Kalifeldspatleisten regellos angeordnet sind. Diese erreichen meist einige Zentimeter Länge und lassen schon makroskopisch die Karlsbader Zwillingnaht erkennen. Quarz tritt in rauchgrauen Körnern auf. Biotit ist der vorherrschende Glimmer; die Blättchen sind regellos im Gestein verteilt.

b) Porphyrischer Granitgneis: Die Kalifeldspatleisten zeigen bereits eine gewisse Einregelung, neben Biotit tritt nun auch Muskowit auf.

c) Zweiglimmeraugengneis: Das Gestein ist durch scharf ausgebildete Parallelgefüge gekennzeichnet. Die Kalifeldspate bilden Augen, die von Hellglimmer überzogen sind. Der Biotit kommt nur in feinen Blättchen vor, die in Linearen angeordnet sind. Der häufigere Muskowit bildet silbrig glänzende Häutchen in S. Die Glimmer bilden jedoch keine zusammenhängenden Lagen. Etwas Chlorit ist zu beobachten.

d) Weißschiefer: Dieser Typus findet sich besonders in den hangenden Kuppelteilen oder an tektonisch besonders beanspruchten Stellen, wie etwa an der SW-Seite des Granatspitzkerns. Der ursprüngliche Feldspat- und Biotitgehalt wurde vollständig zerstört. Das Gestein besteht vorwiegend aus Hellglimmer und Quarz, Albitknoten sind manchmal zu beobachten.

e) Quarzitisches Gebilde: Diese feingebänderten und fast ausschließlich aus Quarz bestehenden Gesteine kommen zusammen mit Weißschiefer an den Zentralgneis-Schieferhüllgrenzen vor.

Die Typen d) und e) bilden nur geringmächtige Lagen in tektonisch besonders beanspruchten Zonen. Es dürfte sich um metamorphe (mechanische) Differentiate handeln. Ich selbst konnte diese Weißschiefer nicht im Schlift untersuchen; doch finden sich Angaben (Lit. 17), daß Verbiegung und Fältelung vorkristallin sind und postkristalline Deformationen fehlen.

Mikroskopischer Befund: Kalifeldspat tritt in unregelmäßig begrenzten Leisten auf. Im Typus a) konnte ich keine Mikroklingitterung feststellen. Es tritt hier nur Faserperthit auf. Bei stärker durchbewegten Typen tritt Ader-Haufenperthit mit flauer Mikroklingitterung auf. Außer Plagioklas und randlich eingepreßtem Glimmer und Quarz enthält er keine Einschlüsse. Karlsbader Zwillinge sind häufig. An Kontakten von Plagioklas und Quarz dringen Myrmekitwarzen in Kalifeldspat ein. Der Kalifeldspat entspricht dem Typus Knaf. III—Knaf. II (Exner). Der Plagioklas ist meist polysynthetisch verzwillingt und enthält echte Fülle (Hellglimmer, Epidotminerale); doch ist der Rand meist klar und von Einschlüssen frei. Es kommen auch unverzwillingte Individuen vor. Der Plagioklas zeigt xenomorphe Umrisse, nur gegen Quarz zeigt er gelegentlich idiomorphe Ausbildung. Kontinuierlich wandernde Auslöschung läßt zonaren Bau erkennen. Der An-Gehalt wurde mit dem U-Tisch bestimmt; er schwankt zwischen 11—16% An. Der Plagioklas ist meist Plag III (Exner), doch



findet sich als Randsaum und in kleinen Körnern auch Plag I (Exner). In einem Schlicke fand sich polysynthetischer Myrmekitplagioklas. Undulöser Quarz bildet meist ein xenomorphes verzahntes Gemenge. Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  dunkelbraun) bildet unregelmäßig begrenzte Blättchen. Pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit sind häufig. Verwachsung von Biotit und Muskowit kommt vor, in stärker durchbewegten Gesteinen wächst Muskowit und Chlorit auf Kosten des Biotit. In den meisten Gesteinen ist Muskowit der vorherrschende Glimmer. Apatit, Zirkon und Titanit („Insekteneier“ in Biotit) sind Nebengemengteile. Die Durchbewegung ist nur in Bezug auf Kalifeldspat und Plag III postkristallin, wie Mörtelzonen um diese Minerale zeigen.

Durch wohlausgebildete Klüftung und Absonderung zerfällt das Gestein in grobes Blockwerk. Die helle Farbe und der grobblockige Gesteinszerfall lassen den Zentralgneis im Gelände schon aus großer Entfernung erkennen. Er verleiht der zentralen Granatspitzgruppe mit ihren charakteristischen Pyramidengipfeln und wild zerrissenen Graten ihr landschaftliches Gepräge.

Basische Schlieren und Einschlüsse von Schiefermaterial fehlen im Zentralgneis; der Granatspitzkern ist überhaupt frei von jeglicher vom Zentralgneis ausgehender Migmatitbildung. Der Kontakt mit den verschiedenen Nebengesteinen ist durchwegs scharf, meist als Bewegungshorizont ausgebildet. Weißschiefer und Quarzit, die ich als metamorphe (mechanische) Differentiale des Zentralgneises betrachte, talkige Schiefer auf Seiten des Basisamphibolits deuten auf starke Durchbewegung an den Kontaktflächen. In dem von mir kartierten Bereiche konnte kein primärer Intrusivkontakt festgestellt werden, hingegen zeigen die Gesteine des Granatspitzkerns alle Anzeichen starker Deformation.

Basische Gänge konnten im Zentralgneis nicht beobachtet werden. Eine ungefähr 1—1½ m mächtige Lage eines basischen Biotitgesteins mit Albitknötchen ist in der Riegelkg-W-Flanke beim Teufelsturm und am Riegelturn dem Zentralgneis eingeschaltet. Diese weithin konkordant im Zentralgneis liegende Lage möchte ich aber eher als tektonisch eingeschaltete und ausgedünnte Granatspitzhüllschiefer auffassen.

## 2. Der Basisamphibolit

Als Basis der Granatspitzhülle überlagert dieses Gestein, außer an der S-Seite des Granatspitzkerns, fast überall den Zentralgneis. Besonders charakteristisch und mächtig (100—150 m) tritt der Basisamphibolit im Gebiete Hochgasser—Bären K. auf. An der SW-Seite des Granatspitzkerns ist er mit dem Zentralgneis verfaltet. Das östlichste Vorkommen in meinem Arbeitsgebiete liegt östlich des Daberbaches am Fuße der Fregeck-N-Flanke. Östlich davon ist der Basisamphibolit tektonisch verdrückt, chloritische Lagen an der Basis der Hüllschiefer sind vielleicht als dessen Reste zu deuten. Im Bereiche der Glocknerkarte von E. Clar und H. P. Cornelius dürfte er östlich des Dorfertaales wieder erscheinen.

Nach der Korngröße und dem Hornblende-Plagioklasverhältnis lassen sich folgende Typen unterscheiden:

a) Der Normaltypus ist ein mittel- bis grobkörniger gebänderter Amphibolit mit plattiger Absonderung. Die hellen Lagen bestehen fast

ausschließlich aus Plagioklas, die dunkelgrünen, oft gesprenkelten, sind reich an Hornblende.

b) Heller Typus: Durch Vorwalten der hellen Substanz entsteht ein lichtgraues Gestein, das vorwiegend aus Plagioklas besteht. In der Plagioklasgrundmasse schwimmen einzelne Hornblendende.

c) Hornblendit: Dieses schwarzgrüne, schwere Gestein zeigt massigen Habitus und wird fast ausschließlich von grober Hornblende gebildet.

d) Amphibolit-Grünschiefer: Diese feinkörnigen dunklen Gesteine enthalten auch Chloritminerale. Biotitporphyroblasten sind häufig zu beobachten.

e) Talkige Schiefer: An Zonen maximaler Durchbewegung, meist am Kontakt gegen den Zentralgneis, finden sich geringmächtige Lagen dieser Gesteine. Sie enthalten kleine, rostig verwitternde Mineralkörner (vermutlich Ankerit).

Ab und zu finden sich in chloritreichen Gesteinen Knollen und Lagen von Karbonat, die ich als metamorphe Produkte deute. Das Ca könnte bei der Biotitisierung und Chloritisierung der Hornblende freigeworden sein.

Mikroskopischer Befund: Hornblende ( $\alpha$  lichtgelbgrün,  $\gamma$  bläulichgrün) ist der wichtigste Hauptgemengteil. Selten zeigt die Hornblende gutausgebildete rhombische Querschnitte, meist zeigt sie unregelmäßige, zerfressene Umrisse. Sie bildet ziemlich große Individuen. Plagioklas ist meist in Lagen angeordnet. Er ist immer xenomorph. Die großen polysynthetischen Plagioklase sind teilweise zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen. Der An-Gehalt beträgt 22—24%. Dieser Typ entspricht Plag III (Exner). Individuen mit nur wenigen breiten Lamellen vermitteln zwischen Plag III und Plag I (Exner). Diese unverzwillingten Körner zeigen oft wandernde Auslöschung. Da sowohl Spaltrisse als auch Zwillingslamellen fehlen, konnte der An-Gehalt nicht genau festgelegt werden. Die Plag I bilden manchmal ziemlich große xenomorphe Individuen. Die bisher genannten Plagioklase sind reich an Einschlüssen (Hellglimmer, Klinozoisit, Quarz). Diese Plagioklase liegen in einem feinkörnigen Pflaster von Plag I (zonarauslöschend). Plag III dürfte der älteste Plagioklas sein; durch Deformation entstand das feine Pflaster, in dem dann die Ballenalbite aufsproßten. Quarz tritt in kleinen xenomorphen Körnchen selten im Plagioklasplaster auf. Klinozoisit ist in Säulchen und körnigen Aggregaten häufig anzutreffen. Meist findet er sich in Plagioklasrändern gegen Hornblende. Chlorit (Klinochlor) wächst auf Kosten der Hornblende. Biotitisierung von Hornblende ist ebenfalls häufig zu beobachten. Bei der Chloritisierung bildet sich aus dem Ti- und Ca-Gehalt der Hornblende Titanit. Erz.

Die Deformation ist präkristallin, nur Plag III zeigt Spuren postkristalliner Deformation.

### 3. Hornblendegarben- und Granatglimmerschiefer

Ein gering mächtiger (1—1½ m) Zug dieser Gesteine ist nordwestlich des Hochgassers im Basisamphibolit eingefaltet. Durch einen gewissen Plagioklasgehalt bestehen Übergänge zu Gneis.

#### 4. Serpentin

Als Gegenstück zu dem Serpentin vom Stubachtal findet sich eine gering mächtige (Länge 10 m, Mächtigkeit 4 m) Linse nordwestlich vom Matreier Tauernhaus im Basisamphibolit. Dieses Vorkommen erwähnt schon H. P. Cornelius (Lit. 19).

#### 5. Die Granatspitzhüllschiefer

Über dem basalen Amphibolit und, wo dieser fehlt, über dem Zentralgneis folgt eine Serie dunkler Glimmerschiefer-Phyllite, Graphitquarzite und Chloritschiefer. Ein gemeinsames Merkmal dieser Gesteine ist die Biotitporphyroblastenbildung. Durch die Verwitterung des Biotits erhalten die Gesteine ein bronzefarbenes Aussehen, welches die Identifizierung dieser Schiefer bei der Feldarbeit sehr erleichtert. Die Mächtigkeit der Hüllschiefer wechselt ziemlich stark. Typisch entwickelt sind sie: Am Aderspitz N-Grat, beim Seetörl, im Gebiet Daberbach—Meßeling und am Weg vom Felber Tauern gegen Mittersill östlich vom Plattachsee. Südlich vom Matreier Tauernhaus greifen die Schiefer auch auf die orographisch rechte Talseite des Tauerntales über.

a) Biotitschiefer: Diese dunkelgrauen, auf den Schichtflächen bronzefarbenen Schiefer können durch einen gewissen Plagioklasgehalt lokal in Gneis übergehen. Vorherrschend ist jedoch stets der dunkle Biotitschiefer.

b) Graphitquarzit: Dieses blaugraue, feingebänderte Gestein besitzt dünnplattige Absonderung. Im S finden sich zonenweise Biotitporphyroblasten, die nicht immer mit dem reliktsch erhaltenen primären sedimentären S übereinstimmen. So können die Biotite anders orientiert sein als der Wechsel feineren und etwas gröberen Kornes, der einem sedimentären Anlagerungsgefüge entstammt. In den Graphitquarziten finden sich oft feine Pyritüberzüge.

c) Dunkelgraue Phyllite: Diese sind meist sehr feinblättrig und können tonschieferartigen Habitus annehmen wie etwa am Aderspitz-N-Grat. Auch etwas sandige Lagen können ihnen eingeschaltet sein. Auf den Schichtflächen kann man manchmal feine Tüpfelchen beobachten.

d) Untergeordnet und meist an der Basis der Hüllschiefer findet man Lagen von Chloritschiefer mit Biotitporphyroblasten. Diese Gesteine deute ich als Reste des tektonisch verdrückten Basisamphibolits.

Mikroskopischer Befund: Quarz bildet ein eckiges Pflaster; es lassen sich feinkörnige an staubförmigem, graphitischem Pigment reiche Lagen und solche gröberen Quarzkornes unterscheiden. Plagioklas ist ziemlich selten. Biotit bildet grobe Scheiter. In nicht pigmentierten Lagen ist er besser entwickelt. Pleochroismus  $n_x$  hellgelb,  $n_y$  rotbraun. Die Biotite sind parallel, aber schräg zur Quarz-Pigmentbänderung angeordnet. Chlorit (blaßgrüner Klinochlor) ist häufig mit Biotit verwachsen, teilweise scheint er sich aus diesem gebildet zu haben. Klinozoisit und Epidot treten in zahlreichen kleinen Körnchen auf. Ziemlich selten sind kleine Granate, Rutil und Apatit. Graphit und Erz sind reichlich im Gestein verteilt. Es sind keine postkristallinen Deformationen zu beobachten.

Auch die Graphitquarzite zeigen u. d. M. durch die Anordnung des graphitischen Pigments in Lagen primäre sedimentäre Strukturen. Diese sind aber meist schräg durchgeschert. Die Scherzonen zeigen größere eckige Quarzkörner mit Chloritoidporphyroblasten und unzähligen Körnchen von Epidotmineralen. Quarz löscht fast glatt aus. Die sehr feinkörnigen graphitreichen Lagen bestehen aus Quarzpflaster, unregelmäßig begrenzten Biotit, Epidot und Graphitstaub. Quer durch das Parallelgefüge greifen große, zonare Chloritoidporphyroblasten, die durch Einschluß der Nachbargemengteile oft Sanduhrstruktur zeigen. Selten finden sich kleine Granate, Erz und Chlorit. Bemerkenswert ist das Auftreten von Querchloritoiden mit heterokinetischen Höfen von Quarz. Der Chloritoid ist parakinematisch gewachsen und zeigte sich wieder als typisches Stressmineral. Er hat die Tendenz, sich in der Nähe bedeutender Bewegungsbahnen zu bilden (Überschiebungsbahn der Riffdecken über die Granatspitzhülle und der Oberen Schieferhülle mit der basalen Eklogitzone über die Riffdecken).

Diese Serie graphitischer Phyllite, Biotitschiefer und Quarzite hat paläozoisches, vermutlich karbonenes Alter. E. Clar fand in den entsprechenden Graphitquarziten des Großglocknergebietes ein Quarzgeröll (Lit. 17). Serien dunkler Glimmerschiefer und Graphitquarzite wurden in den östlichen (Winkler, Lit. 92) und westlichen Hohen Tauern (Sander, Lit. 69) zusammen mit Geröllgneisen beobachtet. In neuerer Zeit hält G. Frasl (Lit. 36) diese Serie für silurisch, da die Graphitquarzite (Lyditabkömmlinge) und Grüngesteine (Diabase) mit Porphyritabkömmlingen zusammen vorkommen.

Für meine Alterseinstufung waren folgende Beobachtungen maßgebend:

1. Die geringe Korngröße, die, wie der mikroskopische Befund zeigt, nicht das Produkt von Phyllonitisation ist. Die Phyllite können stellenweise tonschieferartigen Habitus annehmen.

2. Die Erhaltung primärer sedimentärer Gefügerelikte. Die Annahme einer jungpaläozoischen, auf dem variskischen Massiv transgredierenden Serie erklärt die Punkte 1 und 2. Diese Serie hat nur eine Metamorphose, nämlich die alpidische, mit Durchbewegung (Chloritoide) und Tauernkristallisation (Biotitporphyroblasten) mitgemacht.

3. SW vom Schwarzsee kommen diese Gesteine mit Karbonatquarziten (Trias) verfaltet vor. Es würde eine normale Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Trias vorliegen.

4. Bemerkenswert ist der Sprung in der Mineralfazies zwischen den Hülschiefern und dem Zentralgneis-Basisamphibolitkomplex. Plagioklas tritt zurück, Plag III (Exner) und Kalifeldspate fehlen den Hülschiefern überhaupt.

Diese Beobachtungen lassen sich mit der Annahme einer auf dem variskischen Bau transgredierenden oberkarbonen Serie am besten in Einklang bringen, da die Gesteine in diesem Falle nur die alpidische Orogenese mitgemacht haben.

Die von G. Frasl (Lit. 36) erwähnte Vergesellschaftung dieser Serie mit Porphyroiden steht mit der Annahme karbonen Alters nicht im Gegensatz, da ja im alpinen Raum auch im Perm quarzporphyrisches Material geliefert wurde (Lit. 48, p. 10).

Mag auch das karbone Alter dadurch noch nicht hinreichend bewiesen sein, es steht jedenfalls fest, daß in diesen wenig metamorphen Gesteinen kein Altkristallin steckt, diese Serie also sicher paläozoisch ist.

Dieselbe Serie wurde von P. C. Benedict (Lit. 9) unter dem Namen „Seetörlserie“ als jungpaläozoische Gesteinsfolge gedeutet. Sie soll dem Zentralgneis primär auflagern und vom Basisamphibolit der Granatspitzhülle überschoben sein. P. C. Benedict erkannte nicht, daß die „Seetörlserie“ den Granatspitzhüllschiefern entspricht, der überlagernde Amphibolit aber bereits den Riffdecken angehört. Der Basisamphibolit ist in diesem Bereiche tektonisch verdrückt. Die „Seetörlserie“ ist also mit den Granatspitzhüllschiefern identisch.

## 6. Karbonatquarzite

Schon H. P. Cornelius (Lit. 19) beschreibt ein Vorkommen triadischer Gesteine SW vom Schwarzsee. Die zu 4—5 m mächtigen Linsen ausgewalzten Gesteine bestehen vorwiegend aus Karbonatquarzit: Das helle Gestein zeigt silberige Serizithäutchen und Biotitschüppchen in S. Auch etwas Pyrit ist zu erkennen. Durch Herauslösung der Karbonatsubstanz bei der Verwitterung wird der bändrige Aufbau des Gesteins sichtbar. Die Quarzite sind helle, durch Biotitblättchen manchmal bräunliche Gesteine. Das lineare Gefüge ist in allen diesen Gesteinen gut entwickelt. Diese Triaslinen liegen aber nicht an der Überschiebungslinie der Riffdecken über die Granatspitzhülle, sondern in den Hüllschiefern eingefaltet.

Die Hangendgrenze der Granatspitzhülle bezeichnen vielmehr die dunklen Phyllite und Graphitquarzite, deren geringe Metamorphose in schroffem Gegensatz zu den Migmatitbildungen in den überlagernden Riffdecken steht. Außerdem ist die Überschiebung durch eine besonders durchbewegte Zone kenntlich. H. P. Cornelius (Lit. 19) beschrieb einen präkristallinen Mylonit aus dieser Position. Es handelt sich um ein dunkelgraues bis schwarzes schiefriges Gestein mit kleinen Knötchen. Ein Schriff aus dieser Mylonitzone soll hier besprochen werden:

Durch größere Plagioklasporphyroblasten entsteht linsiges-flatschiges Gefüge. Der Plagioklas ist Albit (Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz); er ist meist unverzwillingt, doch finden sich vereinzelt auch polysynthetische Individuen. Manchmal ist inverser Zonenbau zu beobachten. Die Plagioklase sind reich an Einschlüssen (Granat, Quarz, Graphit, Chlorit, Titanit und Hellglimmer). Einschlußzüge zeigen verlegtes Si. Die Plagioklase sind typische Ballenalbite, vollgepfropft mit Einschlüssen der Nachbarergemengteile. Quarz, etwas undulös auslöschend, bildet xenomorphe Kornzüge. Er kommt auch als wurmförmige Verwachsung in Plagioklas vor. Der vorherrschende dunkle Gemengteil ist Chlorit; er durchzieht in Zügen das Gestein, findet sich aber auch als Querchlorit. Stellenweise wird der Chlorit von Plagioklas umwachsen. Meist ist der Chlorit Klinochlor, doch wurde auch Pennin beobachtet. Durch schwache postkristalline Deformationen wurde der Chlorit geknickt und gefältelt. Granat ist in Umwandlung in Chlorit begriffen. Im Plagioklas scheint er geschützt gewesen zu sein. Die zahlreichen kleinen Granate zeigen durch Graphit- und Quarzeinschlüsse poikilitisches Gefüge. Turmalin ( $n_x$  hellgelb,  $n_y$  gelbbraun) bildet isometrische zonare Körner, die in Zügen angeordnet

sind. Auch er enthält zonare Einschlüsse von Pigment. Muskowit, Titanit und Erz kommen in geringen Mengen vor.

Abgesehen von schwachen Bewegungen, war die Hauptdurchbewegung vorkristallin. Es fehlen sichere Relikte eines vordeformativen Mineralbestandes, doch scheint es sich um ein mylonitisches Mischgestein zu handeln. Der Reichtum an Chlorit und Granat zeigt verwandtschaftliche Beziehungen zum Amphibolit der Riffdecken, während das reichlich verbreitete graphitische Pigment den Granatspitzhüllschiefern entstammen dürfte. Albitporphyroblastenbildung, ein Kennzeichen der Riffdecken, erscheint in diesen Gesteinen zum ersten Mal. Der Turmalin steht vielleicht schon in Beziehung zur Durchgasung und granitischen Durchtränkung der Riffdecken.

## B. Die Riffdecken

Mit diesem Namen belegten H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) in der westlichen Glocknergruppe eine Serie von injizierten Schiefen und Amphiboliten, Orthogneisen, Grünschiefern und mesozoischen Gesteinen. Diese Gesteine bilden ein Schuppenpaket, das durch das gemeinsame Merkmal der Durchtränkung mit granitischen Material ausgezeichnet ist. Ob es sich nun um Kalifeldspatung, aplitische Durchhäderung oder bloß um Albitisation handelt, überall erkennt man Zufuhr sauren, alkalireichen Materials.

### 1. Der Weinbühelamphibolit

An der Basis der Riffdecken liegt überall in meinem Arbeitsgebiet ein Zug aplitisch durchtränkten Amphibolits. Diesem dürften die von E. Clar (Lit. 17) beschriebenen, lagig injizierten Amphibolite aus dem Dorfertal entsprechen.

1. Normaltypus: Es handelt sich um ein dunkel- bis graugrünes, feinkörniges Gestein, das durch die aplitische Substanz ein streifig-fleckiges Aussehen erhält. Das Gestein zeichnet sich durch besondere Zähigkeit aus. Durch Abnahme der Korngröße kann dieser Amphibolit lokal prasinit-ähnlich werden. Typisch sind die unzähligen kleinen Albitknötchen, die das Gestein durchsetzen.

2. Hornblendeaplitgneis: Besonders intensive aplitische Durchtränkung führt zu einem hellen, feinkörnigen Gneis in dem Hornblende, Granat und Glimmer, feinverteilt, schwimmen.

3. Hornblendegneis: Das Endprodukt dieser Migmatitbildung ist ein fleckiger, mittelkörniger Hornblendegneis. Dieser enthält noch Streifen von Amphibolitmaterial.

Sämtliche Typen sind gut geschiefert und zeigen lineares Parallelgefüge, welches dem B entspricht.

Mikroskopischer Befund: Plagioklas tritt meist in Form von Ballenabiten auf. Diese umwachsen sämtliche Nachbarminerale, die sie dann als Einschlußzüge enthalten (meist verlegtes Si). Meist sind die Plagioklasse unverzwillingt, doch konnte auch Zwillingslammelierung beobachtet werden. Wandernde Auslöschung verrät leicht zonaren Bau. Der Angchalt beträgt etwa 10%. Schwach undulöser Quarz ist in den aplitischen Zonen sehr häufig. Hornblende ( $n_x$  hellgelb,  $n_y$  dunkelblaugrün) zeigt unregelmäßige, korrodierte Umrisse. Sie ist in Umwandlung in Biotit



und Chlorit begriffen. Blaßrötlicher Granat ist ziemlich häufig, auch er wandelt sich in Chlorit um. Es kommt sowohl Klinochlor als auch Pennin vor. Die Chlorite entstehen aus Hornblende, Biotit und Granat. Epidot und Klinozoisit treten in zahlreichen Säulchen und Körnern auf. Zum Teil zeigen sie zonaren Aufbau. Auch Orthit wurde beobachtet. Biotit (*n<sub>z</sub>* hellgelb, *n<sub>γ</sub>* dunkelbraun) bildet kleine, unregelmäßig begrenzte Körnchen. Erz. Die Kristallisation hat die Durchbewegung überdauert.

H. Holzer (Lit. 42) bezweifelt die Abtrennbarkeit dieses Amphibolits von dem Basisamphibolit der Granatspitzhülle im Gebiete des Weinbühels.

Der Amphibolit des Weinbühels unterscheidet sich vom Basisamphibolit:

1. Durch die diffuse aplitische Durchträngung und die Albitporphyroblasten;
2. durch geringere Korngröße und größere Zähigkeit;
3. U. d. M. zeichnen sich die hellen Zonen des Weinbühelamphibolits durch Quarzreichtum aus; dem Basisamphibolit fehlt Quarz fast vollkommen;
4. durch größere Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung tritt der Weinbühelamphibolit auch im Gelände morphologisch hervor;
5. der Weinbühelamphibolit neigt zu klüftigem Zerfall, während der Basisamphibolit plattige Absonderung zeigt;
6. der Weinbühelamphibolit wird, abgesehen von einer Ausnahme (Weinbühel), überall vom Basisamphibolit durch die Granatspitzhüllschiefer getrennt.

Trotz vieler Unterschiede können die beiden Gesteine im Handstücke sehr ähnlich aussehen, als Gesteinskomplexe sind sie aber immer unterscheidbar.

Dieser Amphibolit ist vom Felber Tauern durch die südwestliche Granatspitzgruppe bis zur Aderspitze zu verfolgen. Typische Entwicklungen: Weinbühel, Meßeling K., Hauptmer K., Seetörl. Beim Seetörl hielt P. C. Benedict diesen Amphibolit für den Basisamphibolit der Granatspitzhülle. Es konnte aber petrographisch und tektonisch vollkommen klar erwiesen werden, daß die unterlagernde „Seetörlserie“ zu den Granatspitzhüllschiefern, der überlagernde Amphibolit aber bereits zu den Riffeldecken gehört (Lit. 38).

In diesem Amphibolitzuge kommen untergeordnet auch andere Gesteine vor.

## 2. Granatglimmerschiefer

Es handelt sich um Muskowitschiefer mit Granat (4 mm) und strahliger Hornblende. Im Aderspitzegebiet, wo dieses Gestein beobachtet wurde, finden sich auch dünne Bänder und Linsen von Muskowitschiefern mit Chlorit und Albit, Aktinolith und Ankerit führenden Talkserizitschiefern sowie Chlorit-Aktinolithgesteinen. Diese Bildungen dürften an Bewegungszonen liegen.

## 3. Marmor und Kalksilikatfels

W vom Seetörl liegen, schon von P. C. Benedict beschrieben, Schollen von Kalkmarmor im Amphibolit. Granatdiopsidfels und Quarzaggregate mit schwarzgrüner Hornblende sind häufige Randbildungen. Der Marmor hat vermutlich vormesozoisches Alter.

#### 4. Quarzit

Ob das Quarzitband vom Meßelinggipfel primär zum Verband des Amphibolits gehört oder etwa ein aus dem Liegenden eingefalteter Quarzit der Granatspitzhülle ist, ist fraglich. Das Vorkommen liegt nahe den Linsen von Karbonatquarzit südwestlich vom Schwarzsee.

#### 5. Serizit-Chloritgneis

Am Weinbühel liegt ein schmales Band eines hellen aplitartigen Schiefers mit feinen Serizithäutchen und Chloritflecken.

#### 6. Der Augengneis vom Felber Tauern

Über dem Weinbühelamphibolit folgt ein massiger, dickbankiger Gneis von Orthohabitus. Das helle, grobkörnige Gestein ist durch seine großen Kalifeldspateinsprenglinge ausgezeichnet. Das Parallelgefüge ist aber gut entwickelt. Durch tektonische Beanspruchung werden, besonders in den hangenden Partien, die Kalifeldspate zu Augen ausgelängt. Der Glimmer tritt nur in feinen, unzusammenhängenden Schüppehen auf. Biotit und Muskowit kommen vor, letzterer bildet silbrige Häutchen um die Kalifeldspataugen. Die Glimmer spielen mengenmäßig keine große Rolle. Konkordante Aplite sind in diesem Gestein keine seltene Erscheinung. Typisch entwickelt tritt dieser Orthogneis auf am Felber Tauern, über der Hauptmer A. und am Brochet K. In der Knappen K.-NW-Flanke keilt dieser Gneiszug aus. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 100—200 m, kann aber, wie etwa am Brochet K., diesen Betrag weit überschreiten.

Mikroskopischer Befund: Kalifeldspat tritt meist in unregelmäßig begrenzten Körnern auf, die oft zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen sind. Es findet sich scharfgeigterter, fast perthitfreier Mikroklin (Knaf I, Exner) und besonders große Aderperthite mit flauer bis fehlender Gitterung (Knaf III, Exner). Einschlüsse von Plagioklas in den großen Kalifeldspaten sind häufig. Der Mikroklin ist oft nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Myrmekite sind häufig. Auch der Plagioklas tritt in 2 Typen auf: Polysynthetischer Plag III mit harmonischer Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit) zeigt meist deutliche Spuren postkristalliner Deformation. Er findet sich auch als Einschluß in Kalifeldspat. Ohne Spuren von Deformation sind die Ballenalbite (Plag I, Exner). Sie sind unverzwillingt und sind reich an Einschlüssen anderer Gemengteile. Der An Gehalt der Plagioklase schwankt zwischen 5—10%. Manchmal, besonders bei den Ballenalbiten, kam es zur Bildung etwas basischerer Ränder. Die xenomorphen Quarze löschen beinahe glatt aus. Der Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  grünbraun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon und idiomorphe Titanitkörner. Er ist manchmal mit Muskowit verwachsen und zeigt beginnende Umwandlung in Pennin. Körner von Epidot und Klinozoisit sind häufig zonar gebaut. Xenomorphes Karbonat, Granat und einzige Körnchen von Rutil spielen keine große Rolle.

Auf Grund der Ausbildung der Kalifeldspate mit ihren teilweise orientierten Plagioklaseinschlüssen hält G. Frasl (Lit. 36) dieses Gestein für einen ehemaligen Schmelzflußgranit. Dieser Meinung möchte ich mich anschließen. Die Knaf III und Plag III wären Relikte des Granitmineralbestandes. Durch die Deformation wurden diese Minerale teilweise zer-

brochen, die Albitsubstanz der Perthite wurde ausgetrieben und die scharfe Mikroklingitterung geschaffen. Sämtliche andere Gemengeteile zeigen keine Spuren postkristalliner Deformation. Die linsig-flatschige Struktur ist durch die Durchbewegung zustande gekommen.

### 7. Migmatitserie

Auf diesen Augengneis folgt eine sehr mächtige und wechselvoll zusammengesetzte Gesteinsserie, die durch intensive granitische Durchtränkung ausgezeichnet ist. Das Paläosom sind Glimmerschiefer, Schiefergneise und Amphibolite. Die Migmatitbildung äußert sich teils als lagige oder quer durchgreifende aplitische Injektion, als diffuse aplitische Durchtränkung oder als Feldspatung.

H. P. Cornelius hat in seinen Aufnahmekarten den Versuch unternommen, in den aplitischen Migmatiten Amphibolit und Aplitgneis zu trennen. Das Erscheinungsbild ist aber so wechselvoll, die Gesteinszüge sind im Streichen nicht weit zu verfolgen, und die Mächtigkeit der Aplit schwankt in Zentimeter-Meterzehnerbereich. Ich glaube daher, daß eine so scharfe Trennung nicht konsequent durchführbar ist. Es schien mir daher angebracht, die Zusammengehörigkeit dieser Serie durch gemeinsamen Grundton in der Karte zum Ausdruck zu bringen. Durch Übersignaturen wurde in den aplitisch injizierten Typen das Paläosom (Schiefer oder Amphibolit) angedeutet und durch Punktsignatur ein großer Komplex mit Vormacht gefeldspateter Schiefergneise hervorgehoben. Der Hochweißfeldgranit, ein massiges Gestein mit Migmatitpartien, gehört auch dieser Serie an. Er wurde mit eigener Farbe ausgeschieden, da er bei der Granitisation der Migmatitserie seinem Ziel am nächsten gekommen ist.

Es mögen nun einige besonders charakteristische Typen beschrieben werden, es sei aber betont, daß sämtliche Typen durch Übergänge verbunden sind.

a) Aplitisch injizierte und durchtränkte Amphibolite: An der Basis und in den mittleren Teilen der Migmatitserie sind diese Gesteine weitverbreitet. Relativ wenig injiziert finden sie sich: S der Landeck Scharte, über dem Augengneis am Krammbichel und beim Zirbenkreuz. Sehr häufig sind lagig injizierte Typen; die Apliten können nun dünne Feinbänderung verursachen, bilden aber auch mehrere Meter mächtige Lagen. Die Grenzen zwischen Paläosom und Aplit können scharf, aber auch undeutlich verschwommen sein. Letzteres ist besonders in den diffus durchtränkten und diskordant durchäderten Gesteinen der Fall. Die dunklen Lagen bilden Amphibolite, Hornblendegneise, Hornblende-Chlorit- und Chlorit-Biotitgesteine. Albitporphyroblasten sind fast immer zu beobachten. Kleine Granate sind häufig. Epidosit-Granat- und Karbonatknollen, Quarzgängchen mit Chlorit-Epidot und Erz (Pyrit, Magnetit) zeugen von den Stoffmobilisationen, die hier stattgefunden haben.

Mikroskopischer Befund: Plagioklas bildet einschlußarme, unverzwillingte, xenomorphe Individuen. Der Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz ergibt Albit. Quarz, nur wenig undulös, bildet mit Plagioklas ein granoblastisches Gemenge. Hornblende ( $n_x$  hellgrün,  $n_y$  kräftig blaugrün) ist dunkler Hauptgemengteil. Mit ihr kommen zahlreiche Säulchen und Körner von Epidot-Klinozoisit vor. Etwas

Biotit wächst auf Kosten der Hornblende. Blaßrötlicher Granat ist nicht selten. Chlorit ist Umwandlungsprodukt aus Hornblende und Granat. Titanit und Erz sind Nebengemengteile. Sämtliche Gemengteile sind frei von Spuren postkristalliner Deformation.

U. d. M. zeigt ein Aplit, der Granat, Hornblende und Epidot aus dem Nebengestein aufgenommen hat, ein feinkörniges Quarz-Albitpflasters. Der unverzwilligte xenomorphe Albit ist frei von Einschlüssen. Dieses granoblastische Gemenge wird von Hornblende-, Granat- und Epidotreichen Zonen durchzogen. Die Hornblende zeigt Pleochroismus ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  blaugrün). Idiomorpher Epidot-Klinozoisit ist meist zonar gebaut. Orthit hat pleochroitischen Kern ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  dunkelrotbraun). Granat ist meist xenomorph, oft ist er mit Epidot verwachsen. Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  dunkelgrünbraun) und Chlorit spielen keine große Rolle; sie entstehen aus Granat und Hornblende. Titanit, Erz und idiomorpher Zirkon sind Nebengemengteile.

b) Aplitisch injizierte und durchtränkte Schiefer: Eng verbunden mit den oben beschriebenen Gesteinen treten albitisierte und lagig injizierte Biotitgesteine mit mehr oder weniger Chlorit und Epidot auf. Diese, je nach dem Chloritgehalt, bräunlichen bis grünlichen Gesteine sind nicht immer leicht von biotitisierten Amphiboliten zu unterscheiden.

Durch besonders intensive Aplitdurchäderung geht das Flächengefüge verloren; es entsteht ein heller massiger Biotit-Chloritaplitgneis, in dem Schollen des Paläosom schimmern.

Mikroskopischer Befund: Ein aplitisch injizierter Schiefer vom Tauern Kg. zeigt: Der Plagioklas entspricht Plag I (Exner); er ist einfach oder gar nicht verzwilligt. Der An-Gehalt beträgt 1—4%, basische Randbildung (15% An) wurde beobachtet. Die Einschlußzüge (von Biotit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Quarz, Granat, Titanit, Erz und Muskowit) durchziehen in sigmoider Form die Albitporphyroblasten. Das verlegte si zeigt Wachstum der Porphyroblasten während der Durchbewegung an. Quarz bildet mit Plagioklas ein xenomorphes Gemenge, er löscht glatt bis schwach undulös aus. Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  dunkelrotbraun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit. Teilweise ist der Biotit in Umwandlung zu Chlorit und Erz begriffen. Chlorit ist ein blaßgrünlicher, schwach pleochroitischer Klinochlor; er entsteht aus Granat, Hornblende und Biotit. Epidot und Klinozoisit sind oft zonar gebaut und zeigen idiomorphe Korngestalt. Der fast farblose Granat ist teilweise in Biotit und Chlorit umgewandelt. Die Hornblende ( $n\alpha$  hellgrün,  $n\gamma$  blaugrün) ist fast vollständig in Chlorit und Biotit umgewandelt. Apatit bildet ziemlich große idiomorphe Körner. Idiomorpher Titanit, Erz und Karbonat sind Nebengemengteile.

Die Kristallisation hat die Durchbewegung überdauert.

Ein kleingefalteter Schiefergneis aus der Kessel K.-NE-Flanke zeigt u. d. M.: Der Plagioklas ist unverzwilligter Albit (Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz) ohne echte Fülle und entspricht Plag I (Exner). Plag III ist selten. Basische Randbildung ist zu beobachten. Quarz (schwach undulös-glatt auslöschend) bildet ein xenomorphes Pflaster. Der Biotit ( $n\alpha$  hellgelblich,  $n\gamma$  dunkelrotbraun) ist in wohlausgebildeten Scheitern zu Polygonalbögen angeordnet. Um Zirkon finden sich pleo-

chroitische Höfe. Muskowit ist in gleicher Menge wie Biotit vorhanden und mit diesem oft verwachsen. Lichtgrünlicher Klinochlor, der meist aus Biotit entstanden ist, enthält noch dessen Titanit- und Zirkoneinschlüsse. Klinozoisit und Granat sind selten. Titanit und Apatit bilden idiomorphe Körner. Erz. Postkristalline Deformation fehlt.

Bemerkenswert ist, daß sich auch in den Apliten Ballenalbite vom Typus Plag I (Exner) finden. Weiters fehlen den Apliten Strukturen, die an Erstarrungsgefüge erinnern. Es handelt sich anscheinend um ältere Aplite, die unter dem Einfluße der alpidischen Metamorphose umkristallisiert sind.

c) Gefeldspatete Schiefergneise: Diese Gesteine sind besonders in den mittleren und hangenden Teilen der Migmatitserie verbreitet. Teils handelt es sich um Biotitgesteine, die zonenweise von kleinen, runden Kalifeldspaten durchsetzt werden, die so dicht aneinander treten können, daß ein massiger Biotitaugengneis daraus entsteht. Teils sind es silbrig-graue Zweiglimmergneise mit großen Feldspatäugen. Biotit bildet feine Schüppchen, Muskowit überzieht in silbrigen Häutchen die Feldspatäugen. Die gefeldspateten Gesteine wurden zu einem Komplex zusammengefaßt, obwohl in ihnen Zonen mit fehlender oder unbedeutender Feldspatung liegen. Als Ganzes stellen sie aber eine petrographisch-fazielle Einheit dar. In diesen Gesteinen finden sich auch Aplite; H. P. Cornelius kartierte sie, daher als „aplitisch injizierte Schiefer“. Da aber in diesem Komplex die Feldspatung die aplitische Injektion überwiegt, und diese Gesteine in ihrem Erscheinungsbild den aplitisch injizierten Schiefen der unteren Migmatitserie sehr unähnlich sind, fasse ich sie hier als gefeldspatete Schiefer zusammen. Die Kalifeldspate kristallisierten nicht aus einer Schmelze, sondern sproßten durch Stoffzufuhr in den Schiefen auf. Man kann in den prächtig aufgeschlossenen Rundbuckellandschaften sämtliche Übergänge vom gefeldspateten Schiefer zum massigen Augengneis verfolgen. Häufigkeit, Abstand und Größe der Kalifeldspate wechseln zonenweise. Feldgeologisch läßt sich einwandfrei feststellen, daß die Kalifeldspate in die Schiefer eingewandert sind. Ob das zugeführte Material einem Ichor oder einer granitischen Schmelze entstammt ist nicht zu entscheiden.

U. d. M. zeigt ein Schriff aus dem Gebiet östlich der Schlattenkeeszunge: Mikroklin tritt in zwei Typen auf. Die großen xenomorphen Faser-, Ader- oder Haufenperthite zeigen flauere, meist aber fehlende Mikroklingitterung. Es kam zur Bildung von schachbrettgemusterten Haufenperthit (Exner). Die Großindividuen entsprechen Knaf III (Exner). Sie sind oft zerbrochen und von Mörtelkränzen umgeben. Die kleinen xenomorphen Individuen sind perthitfrei und scharf gegittert: Knaf I (Exner). Manchmal findet sich Knaf I als Rand von Knaf III. Der Plagioklas ist polysynthetischer Plag III (Exner) mit nicht allzu dichter Fülle (Hellglimmer, Epidot, Klinozoisit, Quarz). Plag I, unverzwillingt und meist einschlußfrei, tritt im Quarzpflaster oder in den Knaf III auf. Der An-Gehalt schwankt zwischen 8—13%. Etwas undulös auslöschender Quarz bildet mit Plag I und Knaf I ein granoblastisches Gemenge. Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  dunkelbraun) kommt in Blättchengruppen vor. Er enthält zahlreiche Titanitkriställchen (Insekteneier) und pleochroitische Höfe um Orthit und Zirkon. Der Chlorit ist Pennin mit lavendelblauen Interferenzfarben; er entsteht aus Biotit und übernimmt dessen Titaniteinschlüsse. Epidot,

Klinozoisit und Granat sind häufig. Letzter bildet manchmal eigenartige, ringförmige Gebilde. Idiomorpher Apatit, Zirkon und Erz sind Nebengemengteile. Nur Plag III und besonders Knaf III zeigen posttektonische Deformation. Dabei wurde die Perthitsubstanz teilweise ausgetrieben und der Kalifeldspat scharf gegittert.

d) Hochweißenfeldgranitgneis (H. P. Cornelius): Er unterscheidet sich von den gefeldspateten Schiefen durch seinen Orthohabitus. Durch engeres Zusammentreten der Feldspate erhält er massiges Aussehen und zeigt dickbankige Absonderung. Es handelt sich um einen Zweiglimmergneis, in dem aber der Biotit überwiegt. Große Feldspat-Augen verursachen linsiges Gefüge. Bei der Verwitterung treten die Feldspate hervor, und es entsteht die für den Hochweißenfeldgranit typische rauhe Oberfläche, wodurch ein fleckiger, gesprenkelter Farbeindruck erweckt wird.

Mikroskopischer Befund: Mikroclin bildet große Individuen, die aber meist von Mörtelzonen umgeben sind. Mikroklingitterung ist flau, meist fehlt sie aber. Es tritt nur äußerst feiner Faserperthit auf. Myrmekit wurde beobachtet. Auch der Plagioklas bildet große Individuen. Wie die Mikrocline sind auch sie zerbrochen und von Mörtelzonen durchzogen. Sie sind Plag III mit unzähligen feinen Zwillingslamellen und echter Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit). Die Zwillingslamellierung kann auch fehlen. In einem Plag III konnte ich ein ringförmiges Gebilde von Plag I beobachten. Durch Beobachtung der Lichtlinie zeigte sich, daß der Plag I saurer ist als der Plag III. Es dürfte sich um den komplizierten Schnitt einer Verwachsung von Plag I und Plag III handeln. Der An-Gehalt beträgt 13—15%. Man findet auch Plag I als Ballenalbit. Quarz löscht undulös aus, als Einschluß im Mikroclin besitzt er glatte Auslöschung. Biotit ( $n_{\alpha}$  lichtgelb,  $n_{\gamma}$  braun) enthält pleochroitische Höfe um Zirkon; winzige Titanite durchziehen den Biotit in Form der „Insekteneier“. Muskowit ist nicht allzu häufig. Chlorit ist ebenfalls selten; er entsteht aus Biotit. Granat und Klinozoisit besitzen idiomorphe Korngestalt. Idiomorpher Apatit und Titanit, Zirkon, Karbonat und Erz sind Nebengemengteile. Wenn man von der undulösen Auslöschung des Quarzes absieht, beschränken sich die Anzeichen postkristalliner Deformation auf die Knaf III und Plag III.

Durch zahlreiche migmatische Partien verrät der Hochweißenfeldgranit seine Zugehörigkeit zur Migmatitserie. So finden sich in ihm gefeldspatete Schollen von Amphibolit oder Biotitgneis. Im Rundhöckergelände des Sandebentörls kann man diese unverdauten Schiefereinschlüsse besonders gut beobachten. Im Felde gewinnt man den Eindruck einer metasomatischen Herkunft der Feldspate. Auch der mikroskopische Befund spricht nicht gegen diese Annahme. Orientierte Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspat, die nach G. Frasl (Lit. 36) für Schmelzflußgranite typisch sind, fehlen diesem Gestein, ebenso fehlt idiomorpher und zonar gebauter Plagioklas. Ich neige zu der Annahme, daß der Hochweißenfeldgranit metasomatisch aus Schiefermaterial entstanden ist, wobei ich mich besonders auf die Feldbeobachtungen stütze. Die Grenzen des Hochweißenfeldgranits gegen die umgebenden Gesteine sind oft ziemlich scharf. Dies spricht aber nicht gegen die metasomatische Entstehung des Hoch-



weißfeldgranits, da sich diese Gesteine nicht im primären Verband befinden und der Granitisationshof des Venedigers, zu dem der Hochweißfeldgranit gehört, tektonisch gestört ist.

Typisch für den Bereich des Hochweißfeldgranits sind Pegmatitgänge, die das Gestein diskordant und konkordant durchsetzen. Besonders bezeichnend sind die großen, blauen Kalifeldspate, die an den Salbändern angereichert sind. Diese erreichen einen Durchmesser bis zu 5 cm; meist zeigen sie schon makroskopisch deutliche Zerbrechungen. Die einzelnen Trümmer sind durch die helle Grundmasse wieder ausgeheilt. Die Pegmatite sind zweifelsohne jünger als der Hochweißfeldgranit, obwohl er wahrscheinlich demselben Granitisationszyklus angehört wie die aplitische Injektion und die Feldspatung. Man findet dieselben blauen Feldspate auch im Hochweißfeldgranit.

Durch regelmäßige Verteilung der Glimmer kommen manche Partien des Hochweißfeldgranits dem Typus des Zentralgneises recht nahe (z. B. Viehleiten). Diese Gesteine nehmen eine Art Zwischenstellung zwischen Hochweißfeldgranit und Zentralgneis ein. Wir finden also sämtliche Übergänge vom Zentralgneis über den Hochweißfeldgranit zu den gefeldspateten Schiefen; die Grenzen Schiefer—Hochweißfeldgranit und Hochweißfeldgranit—Zentralgneis sind infolge späterer tektonischer Bewegungen scharf ausgebildet worden. Durch das verschiedene, gefügebedingte mechanische Verhalten der Gesteine entstanden die scharfen Grenzen, die Bewegungshorizonte darstellen.

#### 8. Der Zentralgneis des Großvenedigers

In meinem Arbeitsgebiete tritt der Venedigerzentralgneis in zwei Zungen auf: Am weitesten reicht die Weißeneck-Dichtenzunge gegen E. Sie ist vom Kratzenberg See, im obersten Hollersbachtal, bis in das Gebiet des Tauern- und Fechtleben Kg. zu verfolgen. Die eigentliche Venedigerzunge tritt im Gebiet Vd. Kessel K.—Viltragen Kees—Roteben Törl auf.

Der Zentralgneis ist ein heller, massiger Granitgneis von meist mittlerer Korngröße; er kann aber auch grobkörnig oder feinkörnig, fast aplitisch werden. Letzteres ist besonders in der Dichtenzunge zu beobachten. Der regelmäßig verteilte Glimmer ist vorwiegend Biotit mit unscharf begrenzten Blättchen. Ein Charakteristikum des zentralen Venedigerstockes sind die basischen Schlieren. Es handelt sich um linsenförmige Anhäufungen von Biotit, Chlorit (und Hornblende?). In den randnahen Zungenteilen (besonders in der Dichtenzunge) finden sich häufig migmatische Einschlüsse. Im Gebiete der Prager Hütten durchziehen Züge von ziemlich basischem chlorit- und hornblendereichen Gesteinen den normalen hellen Biotitgranitgneis, der die Hauptmasse des Venedigerstockes aufbaut. Im Gebiete der Viltragen Nöcker konnte ich ein feinkörniges tonalitisches Ganggestein im Hochweißfeldgranit beobachten. Das helle Gestein zerfällt durch die Klüftung in ein scharfkantiges Blockwerk. Es dürfte sich um das von Karl (Lit. 44) erwähnte Vorkommen handeln.

U. d. M. zeigt der Zentralgneis der Dichtenzunge ein kristalloblastisches Pflaster von Mikroklin, Plagioklas und Quarz, in dem Inseln von Biotit, Chlorit und Epidot verstreut sind. Der Mikroklin ist perthitfrei und zeigt immer xenomorphe Umrisse. Gitterung ist meist flau. Plagioklas ist meist polysynthetisch und vollgepfropft mit Mikrolithen (Hellglimmer,

Klinozoisit). Es scheint sich um harmonische Fülle zu handeln. Der Vergleich der Brechungsindizes mit Quarz ergibt Albit. Quarz bildet oft ziemlich große Körner; er löscht schwach undulös aus. Der Biotit ( $n_x$  hellgelb,  $n_y$  schwarzbraun) überwiegt bei weitem den Muskowit, der selten in feinen Schüppchen auftritt. Epidot-Klinozoisit bildet Anhäufungen zahlreicher kleiner Körner. Orthit mit dunkelrotbraunem Kern erreicht ziemliche Korngröße. Der Chlorit ist Pennin. Zirkon und Titanit sind Nebengemengteile. Parallelgefüge ist in diesem Schliff nicht zu erkennen.

Die Beobachtungen an den Kontakten des Zentralgneises mit den Gesteinen der Migmatitserie stellen den Geologen vor die Frage: Ist der Zentralgneis ein Schmelzflußgranit, der die ihn umgebenden Gesteine metasomatisch und durch aplitische Injektion verändert hat? Sind die basischen Partien im Zentralgneis Entmischungerscheinungen, basische Konkretionen und assimilierte Schieferanteile? Oder weisen die beobachteten Übergangstypen von den gefeldspateten Schiefen über den Hochweißenfeldgranit zum Zentralgneis darauf hin, daß der gesamte Zentralgneiskörper durch Granitisation aus Schiefermaterial entstanden ist? Die Beantwortung dieser Fragen erfordert intensive petrographische Bearbeitung der Kontaktgesteine und die Untersuchung von Serienschliffen und chemischen Analysen. Das Problem muß daher hier offen bleiben, da die Feldbeobachtungen allein nicht schlüssig sind, zumal der Kontakt- oder Granitisationshof des Venedigers nicht in seinem ursprünglichen Zustand erhalten geblieben ist. Die tektonischen Störungen sind intensiver als man vielfach anzunehmen geneigt war. (Siehe Kapitel III.) Es läßt sich aber abschließend feststellen, daß Vermischung von Schiefer- und Granitmaterial eine bedeutende Rolle gespielt hat. Granitisation des Nebengesteins war bei der Zentralgneisgenese ein wichtiger Vorgang. Der Begriff Granitisation wird hier in dem Sinne gebraucht, daß verschiedene Schiefer und Amphibolite so verändert werden, daß sie in Bezug auf Chemismus, Mineralbestand und Gefüge einem Granit ähnlicher wurden. Die Frage, ob diese Veränderungen durch einen Schmelzflußgranit oder das Aufsteigen einer Migmatitfront hervorgerufen wurde, muß hier offen bleiben, da aus meinen Beobachtungen aus den Randgebieten nicht auf die zentralen Teile des Venedigerzentralgneisstokes geschlossen werden darf.

### 9. Marmor, Karbonatquarzit und Quarzit

In dieser Serie von Migmatiten, Augengneisen und Zentralgneis finden sich in einem bestimmten Niveau Marmor und Quarzite. An der Inneren First E-Flanke kann man intensiv verfaltete Gesteinslinsen (5 m mächtig) ungefähr 100 m weit verfolgen. Die Verwitterung läßt den Wechsel von Quarzit- und Karbonatbändern deutlich hervortreten. Die Dicke der Bänder schwankt zwischen 1—10 cm. Die Gesteinsoberfläche ist gelblich, der frische Bruch meist schneeweiß. Muskowit ist sehr selten; er beschränkt sich auf einige Schüppchen in s. Unter der SE-Wand der Roten Säule fanden sich im Schutt dieselben Gesteine. Westlich und südwestlich der genannten Vorkommen finden sich nur mehr gebänderte Quarzite ohne Karbonat. Diese Gesteine sind durch intensive Durchbewegung zu geringmächtigen Linsen ausgewalzt, die im Streichen nicht weit aushalten (Abreder W-Flanke, W-Weg und Viehleiten).

U. d. M. zeigen diese Gesteine wechselnde Mengen von Quarz und Karbonat. Die beiden Minerale sind Hauptgemengteile. Das xenomorphe Karbonat zeigt Drucklamellen. Der Quarz löscht etwas undulös aus. Die runden Quarzkörner, die als Einschlüsse im Karbonat vorkommen, besitzen vollkommen glatte Auslöschung. Die beiden Hauptgemengteile sind im Schliff gleichmäßig verteilt. Einzelne Albite vom Typus Plag I sind xenomorph und schließen Quarzkörner ein. Ziemlich selten finden sich Klinozoisit, Titanit, Apatit, Muskowit und Erz.

Die Bänderung und den Quarzgehalt betrachte ich als primär sedimentär. Es handelt sich um, entsprechend ihrer Position, stärker durchbewegte permotriadische Gesteine. An tektonisch besonders beanspruchten Stellen (Überschiebung des Hochweißenfeldgranits über die Schiefer und Quarzite) dürfte das Karbonat ausgetrieben worden sein; hier findet sich nur gebänderter Quarzit. Inmitten hochgradig granitisierter Migmatite sind diese triadischen Gesteine frei von jeglicher migmatischer Beeinflussung. Die wenigen Plag I (Exner) treten ja auch in den Kalkglimmerschiefern der Oberen Schieferhülle auf. Der Schluß ist daher ziemlich naheliegend, daß diese mesozoischen Gesteine auf einem variskisch migmatisierten Untergrund abgelagert wurden und während der alpidischen Orogenese durch Faltung und Überschiebung mitten in diese Migmatitserie hinein geraten sind. Die Marmore und Quarzite bezeichnen die Überschiebungszone der Höheren über die Untere Riffldecke<sup>1)</sup>.

#### 10. Der Knorrkogelgneis (H. P. Cornelius).

Über dem mächtigen Migmatitkomplex folgt ein massiger Orthogneis. Dieser ist ein mittel-grobkörniger, fahlgrauer Zweiglimmergneis, in dem aber der Muskowit überwiegt. Mehrere lange Leisten von Kalifeldspat mit zonaren Biotiteinschlüssen sind sehr häufig, besonders in den tieferen Partien des Knorrkogelgneises zu beobachten. In den hangenden Partien wird das Gestein feinkörniger und schiefriger; statt der großen Feldspatkristalle treten von Muskowit überzogene Augen und schließlich nur mehr verschwommene, längliche Flecken auf. Es entsteht so aus dem Knorrkogelgneis ein grauer Schiefergneis mit hellen Flecken als den letzten Resten der gelängten Feldspatindividuen.

U. d. M. zeigt das Gestein linsiges Gefüge. Mikroklin ist fast perthitfrei, die Gitterung ist flau. Es kommt aber sowohl Faser als auch Aderperthit vor. Kleine Körner und die Randpartien der Großindividuen sind meist etwas schärfer gegittert. Letztere enthalten orientierte, regelmäßig begrenzte Plagioklaseinschlüsse, die reich an Mikrolithenfülle sind. Auch Biotit kommt als orientierter Einschluß vor. Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz wurde beobachtet. Myrmekite sind vorhanden. Die Mikrokline sind von Mörtelkränzen umgeben, Scherzonen mit Mörtelgrus und Glimmer durchziehen sie. Plagioklas ist polysynthetisch mit reicher Fülle (Hellglimmer, Klinozoisit, Orthit, Biotit); er entspricht Plag III

<sup>1)</sup> Der Name „Obere“ Riffldecke wird hier vermieden, da diese nach H. P. Cornelius (Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier-Tauerntal [Ostalpen] Ber. d. R. f. Bdf. Wien 1942 p5) nach SW zu bald auskeilt. Westlich des Matreier-Tauerntales fehlt sie bereits. Andererseits sind in meinem Arbeitsgebiet zwei tektonische Einheiten zu erkennen, die als Ganzes dem Komplex der Riffldecken entsprechen.

(Exner). Sie werden manchmal von einem einschlußfreien Saum von Plag I umgeben. Der An-Gehalt zeigt beträchtliche Schwankungen von reinem Albit bis 15% An. Auch der Plagioklas ist postkristallin deformiert. Der Quarz löst fast glatt aus. Der feinschuppige Glimmer ist teils Biotit ( $n\alpha$  hellgelb,  $n\gamma$  grünbraun), teils Muskowit. Der Biotit ist stellenweise in Pennin umgewandelt. Klinozoisit, Epidot, Orthit (mit kastanienbraunem Kern), Titanit und Apatit sind an Glimmerzüge gebunden. Granat ist selten. Erz. Die Deformation ist postkristallin in Bezug auf Mikroclin, Plag III und teilweise Biotit.

F. Karl und O. Schmidegg (Lit. 80) vergleichen dieses Gestein mit dem Ötztaler Altkristallin und halten es für voralpidisch. G. Fraas (Lit. 36) betrachtet den Knorrkogelgneis als Schmelzflußgranit. Der Ausbildung der Kalifeldspate und dem Fehlen von Migmatiterscheinungen nach möchte ich mich deren Meinungen anschließen. Starke mechanische Beanspruchung ist sowohl makroskopisch als mikroskopisch zu beobachten. H. P. Cornelius zeichnet in seiner Aufnahmskarte Lamellen von Knorrkogelgneis in der oberen Migmatitserie ein. F. Karl denkt an Granitisationsverband des Knorrkogelgneis mit den Schiefen im Liegenden. Auch ich konnte beobachten, daß sowohl die Liegend- als auch die Hangendgrenze unscharf und daher schwer zu ziehen ist. Die Augengneislamellen in der oberen Migmatitserie betrachte ich als gefeldspatete Zonen dieser Serie, nicht aber als Knorrkogelgneis. Die Hangendgrenze ist durch die nach oben zunehmende Verschieferung des Knorrkogelgneises unscharf. Das eben besprochene Gestein entspricht dem Luckenkogelgneis (P. C. Benedict, Lit. 9).

## II. Muskowitschiefer

Über dem Knorrkogelgneis folgt eine Serie hellgrauer Muskowitschiefer, die durch verschiedene Übergengenteile mehrere Typen erkennen lassen. Diese Gesteine werden nur makroskopisch beschrieben, da sie mein Arbeitsgebiet nur randlich berühren.

a) Muskowit-Albitschiefer: Sie sind am häufigsten. Durch Quarznauern erhalten sie linsiges Gefüge. Albitknötchen sind zonenweise sehr häufig. Chloritflecken wurden beobachtet.

b) Granatglimmerschiefer: Diese silbrigglänzenden Gesteine enthalten Granaten von 2—3 mm Korndurchmesser. Lagenweise kann dieser Betrag weit überschritten werden. Die grünen Flecken um die Granate zeigen deren beginnende Chloritisierung.

c) Aktinolith- und Chloritoidschiefer: In den Schichtflächen liegen manchmal Säulchen und Stengel von Aktinolith, in den oberen Partien dieser Serie finden sich kleine schwarzgrüne Kriställchen von Chloritoid.

d) Graphitglimmerschiefer-Graphitphyllit: Durch Häufung graphitischen Pigments entwickeln sich aus den Muskowitschiefern gegen das Hangende zu Graphitphyllite. Diese schwärzlichgrauen Gesteine führen Granat und Chloritoid.

Die oben beschriebenen Typen wechsellagern auch; im Gebiet nördlich der Badener Htt. sind ihnen auch Amphibolite eingeschaltet.

## 12. Weißspitzmesozoikum und Eklogitserie (Egger)

Die Gesteine dieses Komplexes wurden sehr eingehend von A. Egger (Lit. 27) beschrieben; ich habe sie nur durch Übersichtsbegehungen kennengelernt:

a) Helle Kalkmarmore mit Serizit und Fuchsit, gelbliche Dolomite und Rauchwacken, helle Quarzite sowie Serizitquarzite gehören dem Mesozoikum an.

b) Die oben genannten Gesteine wechsellagern mit Granatglimmerschiefern, Muskowitschiefern, Granatgraphitschiefern, Granatgraphitphylliten, Graphitquarziten und Graphitschiefern. Diese dürften teilweise der Serie II angehören. Wahrscheinlich handelt es sich um die Verschuppung einer normalen Schichtfolge von Glimmerschiefer ( $\pm$ Granat $\pm$ Chloritoid), Graphitglimmerschiefer, Graphitphyllit, Quarzit und Kalk- und Dolomitmarmor.

Die Graphitgesteine sind jenen der Granatspitzhülle ziemlich ähnlich. Gleich ihnen dürften sie wohl altersmäßig in das Jungpaläozoikum zu stellen sein. Da sie aus den Glimmerschiefern im Liegenden ohne scharfe Grenze hervorgehen, wird auch noch ein Teil der Muskowitschiefer paläozoisches Alter haben. Die hellen Quarzite über den Graphitphylliten sind permotriadisch. Rauchwacken, Dolomite und Kalkmarmore sind sicheres Mesozoikum.

c) Die Eklogite bezeichnen die Basis der Oberen Schieferhülle. Es sind massige oder gebändert-plattige Gesteine von gift- bis flaschengrüner oder violetter Farbe, je nach Überwiegen von Omphazit und Hornblende oder Granat. Feine Muskowitblättchen in s sind sehr charakteristisch. In diesen lebhaft farbigen Gesteinen findet sich auch blauer Disthen (Weißspitze).

Diese charakteristische Gesteinsvergesellschaftung von Granatglimmerschiefern, Chloritoidschiefern, Quarziten, Graphit- und Karbonatgesteinen und Eklogiten findet sich in der südlichen und südöstlichen Venedigergruppe (Egger), in der südlichen Granatspitzgruppe (P. C. Benedict) und in der Glocknergruppe (H. P. Cornelius, E. Clar). Bei Betrachtung dieser Serie wird man an das Mesozoikum der Seidewinkeldecke und die Schwarzkopffolge der Glocknergruppe erinnert. Die Stellung dieser Serie an der Basis der Oberen Schieferhülle ist jedenfalls der Position der oben genannten Gesteinsfolgen sehr ähnlich.

### C. Die Metamorphose

Ich habe somit sämtliche in meinem Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine behandelt und will nun deren Metamorphose kurz besprechen: Die wichtigsten Hinweise auf die Bedingungen der Metamorphose geben der Mineralbestand und das Gefüge. Deren Auswertung wird aber sehr erschwert, da viele Gesteine in ihrem heutigen Zustande das Produkt mehrerer Metamorphosen sind. So können sich neben alpidisch gebildeten Mineralen solche der variskischen oder noch älterer Metamorphosen befinden. Selbst innerhalb der alpidischen Orogenese waren die P/T Bedingungen nicht konstant. Ebenso schwierig ist es, alpidische und ältere Strukturen in den Gesteinen auseinander zu halten.

Betrachtet man die behandelten Gesteine, so läßt sich kein wesentlicher Unterschied in der Mineralfazies erkennen. Dies ist aber nicht verwunderlich, da sich meine Aufnahmen auf die tiefst aufgeschlossenen Stockwerke der Hohen Tauern beschränkten. Wir haben es hier nur mit dem Zentralgneis und mit Gesteinen der Unteren Schieferhülle zu tun.

Der wesentliche Mineralbestand kristallisierte unter den Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolitfazies (A.E.A.-Fazies): In sämtlichen Gesteinen konnte als einziger Plagioklas Albit, manchmal allerdings mit basischem Randsaum von Oligoklasalbit, beobachtet werden. Besonders die polysynthetischen Plag III (Exner) der alpidischen Orogenese gehören in diese Fazies. Wahrscheinlich sind nur die kleinen perthitfreien Mikrokline mit flauer bis scharfer Gitterung hierher zu stellen (Knaf I, Exner). Der Amphibol ist meist eine grünblaue Hornblende. Teilweise sind auch Biotit und Muskowit Bildungen dieser Fazies. Epidot und Klinozoisit kommen in fast allen Gesteinen vor. Ein Teil des in den Gesteinen vorkommenden Granats ist sicher alpidisch gebildet. Dies gilt besonders für die Granatglimmerschiefer an der Überschiebungslinie zwischen Oberer und Unterer Riffdecke. Auch die Chloritoiden der Granatspitzhüllschiefer und der obersten Riffdecke dürften in diese Fazies zu stellen sein. Als echtes „Stressmineral“ scheint sich der Chloritoid nur in Zonen besonders intensiver Durchbewegung gebildet zu haben. Eine solche Zone ist sowohl die obere Granatspitzhülle als auch der Grenzbereich der obersten Riffdecke gegen die Eklogitzone. Die Bildung des Chloritoids fällt in die Zeit der Überschiebungsbewegungen an den oben genannten Zonen. Merkwürdig ist das Auftreten des Chloritoids in den biotitreichen Granatspitzhüllschiefern deshalb, weil dieses Mineral sonst nur in K-armen Bildungsbereichen auftritt. Vielleicht ist dieses Verhalten durch spätere K-Zufuhr im Zusammenhange mit der Biotitporphyroblastenbildung zu erklären. Der Chloritoid hätte sich während der Überschiebungsbewegungen in den Graphitquarziten gebildet; während der die Durchbewegung überdauernden Tauernkristallisation entstand dann unter K-Zufuhr der Biotit. Die Kristallisation unter den Bedingungen der A.E.A.-Fazies überdauerte die Hauptbewegungsphasen in den Hohen Tauern. (Tauernkristallisation B. Sander.)

Der Mineralbestand der A.E.A.-Fazies wurde später teilweise in Minerale der Grünschieferfazies übergeführt. Zwei Phasen der Umwandlung lassen sich erkennen:

1. Umwandlung von Hornblende und Granat in Biotit. (Vielleicht findet diese Reaktion teilweise noch während den Bedingungen der A.E.A.-Fazies unter K-Zufuhr statt);
2. Umwandlung von Hornblende, Granat und Biotit in Chlorit. Aus Biotit entsteht auch teilweise Muskowit.

Auch die Bildung von Karbonat dürfte hierher zu stellen sein. Ballenalbite bildeten sich noch während der Grünschieferfazies; dies beweisen Albitknoten in fast monogenen Chloritgesteinen. Die Reaktionen während der Grünschieferfazies sind in allen Gesteinen zu beobachten, die Prägung des Mineralbestandes durch die A.E.A.-Fazies blieb aber erhalten. Wo junge Bewegungen stattfanden, gelang es der Grünschieferfazies, Mus-



kovit-Chlorit- oder monogene Chloritgesteine zu erzeugen. Unvollständig chloritisierte Granate sind meist die einzigen Relikte des älteren Mineralbestandes.

Während der Metamorphose kam es zu ausgedehnten Stoffmobilisationen; metasomatische Vorgänge, Zufuhr und Abfuhr von Material spielten daher eine große Rolle:

Biotitisierung von Hornblende und Granat und das Aufspalten großer Biotitporphyroblasten (besonders in der Granatspitzhülle) dürften zum Teil auf K-Zufuhr zurückzuführen sein. Dieser Vorgang muß nach der Hauptbewegungsphase stattgefunden haben, da die Biotite vielfach unabhängig vom S-Gefüge gewachsen sind. Biotitisierung ist in den Granatspitzhüllschiefern, dem Basisamphibolit, aber auch in Gesteinen der Riffeldecken zu beobachten.

Die für die Tauern typische Albitporphyroblastenbildung muß mit Alkalizufuhr in Verbindung gebracht werden. Diese kann aber nicht vom Zentralgneis ausgehen, da z. B. im westlichen Glocknergebiet die Granatspitzhülle, die den Zentralgneis direkt überlagert, fast frei von Albitporphyroblasten ist, die Gesteine der Riffeldecken darüber aber vollgeproppft mit Ballenalbiten sind. Die Herkunft der Na-Zufuhr wird irgendwo in der Tiefe angenommen (Lit. 17, 25). Diese Annahme erklärt aber nicht die Armut an Albitporphyroblasten in der Granatspitzhülle. Das Zusammenfallen der stärksten albitisierten Teile der Riffeldecken mit der Gegend starker Aplitudurchdringung fiel auch H. P. Cornelius und E. Clar (Lit. 17) auf. Primärer Zusammenhang wird aber abgelehnt, weil die Aplite selbst albitisiert sind. Ich möchte den Ursprung der Albitisierung doch in der starken granitischen Durchtränkung der Riffeldecken sehen. Hier kam es zur Anhäufung sauren, alkalireichen Materials und hier finden wir auch daher die stärkste Albitknotenbildung. Durch die Tauernkristallisation wurden bedeutende Mengen von Albitsubstanz aus dem granitischen Anteile der Riffeldecken mobilisiert und dieses Material wurde entweder im Ursprungsgestein selbst oder im Nachbargestein in Form von Albitknoten abgesetzt. Wie weit diese Stoffwanderungen reichen können, zeigen Albitporphyroblasten in der Oberen Schieferhülle.

Die Bildung basischer Randzonen um Albit ist häufig zu beobachten. Man dachte an Steigen der Temperatur im Zusammenhange mit der Na-Zufuhr aus der Tiefe gegen Schluß der Metamorphose (Lit. 17). Vielleicht ist die Ursache der inverszonaren Plagioklase im Wärmestau durch die überlagernden ostalpinen Decken zu sehen. Da die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ziemlich gering ist, hätte sich der Temperaturanstieg erst spät bemerkbar gemacht. Die Heraushebung der Tauern und die Abtragung des ostalpinen Daches beendete die Metamorphose.

Die aus der Mineralfazies abzuleitenden Temperaturen von 200—300° C können zwanglos aus der Überlagerung durch das Ostalpin, ohne die Annahme eines Plutons in der Tiefe, erklärt werden (im Gegensatz zu Bederke, Lit. 8 a). Entsprechend dem mittleren geothermischen Gradienten (1° auf 30 m) gelangte dadurch das Penninikum in einen höher thermalen Bereich. Durch die bei der progressiven Metamorphose vor sich gehenden endothermen Reaktionen wurde wohl ein Teil des normalen Wärmestromes

kompensiert, so daß sich der durch die Überlagerung verursachte Temperaturanstieg im Penninikum nicht sofort auswirkte. Es war wohl ein gewisser Zeitraum notwendig, um die Gesteine auf die durch die Mineralvergesellschaftung angezeigten metamorphen Temperaturen aufzuheizen.

Weiter muß man bedenken, daß in den ersten Stadien der Orogenese viel Material aus den kühleren, oberen Schichten in die Tiefe eingefaltet oder im Sinne der Unterströmungstheorie eingesaugt wird; es bildet sich ein Sialtiefenwulst (Ch. Exner). Es ist daher mit einer Verbiegung der Geoisothermen gegen das Erdzentrum zu rechnen. Migmatisierung des in die Tiefe gedrückten Gesteinmaterials setzt ein, aufgeschmolzenes Material und Migma dringen in höhere Orogenteile ein; im Zusammenhang damit werden wohl die Geoisothermen nach aufwärts verbogen. Der normale Wärmestrom der Erde wird folglich in den Anfangsstadien der Orogenese etwas verringert, in den fortgeschrittenen Stadien verstärkt werden. Dies könnte mit einer Ursache für die Bildung inverszonarer Plagioklase sein (fortschreitender Temperaturanstieg im Laufe der Orogenese).

Möglicherweise ist die K-Zufuhr und die durch sie verursachte Biotitisierung der Hornblende die Ursache für inversen Zonenbau. Bei dieser Reaktion wird Ca frei und der Chemismus des Bildungsmilieus der Plagioklase wird dadurch verändert. Die Ursache wäre in diesem Falle in einer Änderung der Konzentration der im Gestein zirkulierenden Lösungen zu suchen.

Die Erscheinung des schachbrettgemusterten Haufenperthits ist vielleicht auch auf Na-Zufuhr zurückzuführen (Metasomatoseprinzip Exner). Zum Teil ist Umlagerung der im Kalifeldspat primär gelösten Albitsubstanz die Ursache (Entmischungsprinzip Exner).

Nachdem wir die Kristallisationsprodukte der hier wirksamen Mineralfazien und einige metasomatische Vorgänge kennen gelernt hatten, wollen wir nun auf die Frage nach Relikten älterer metamorpher Phasen eingehen: Als solche kommen in erster Linie die Knaf III und Plag III mancher Orthogneise in Frage (z. B. Felber Augengneis, Knorrkogelgneis, Hochweißfeldgranit und gefeldspatete Schiefer der Migmatitserie). Die genannten Minerale zeigen oft ziemlich starke Zertrümmerungen und Auslängung in s, während die Kristallisation von Hornblende, Glimmer und Chlorit die Durchbewegung überdauert hat. Knaf III und ein Teil des Plag III sind also älter als die Tauernkristallisation. Kleinere Trümmer von Mikroklin, die dem Typ Knaf I entsprechen, dürften gemeinsam mit Plagioklas und Quarz während der Tauernkristallisation zu einem kristalloblastischen Gemenge umkristallisiert sein. Es tritt die Frage auf, ob die Knaf III und Plag III Relikte einer älteren alpinen Phase sind oder der variskischen Ära entstammen. Die Dünnschliffuntersuchungen geben keine Antwort darauf. Auf Grund geologisch-tektonischer Überlegungen möchte ich diese Relikte eher dem variskischen Zyklus zuordnen.

Es mögen nun die Migmatisierungen, jene metamorphen Bereiche besprochen werden, die von den magmatischen nicht mehr klar abzutrennen sind. Das Charakteristikum der Migmatite ist die intensive Vermischung von granitischer Substanz mit vorher vorhandenen, älteren Gesteinen (Paläosom). In klassischer Form sind diese Erscheinungen in den Riffdecken und speziell in der Migmatitserie zu beobachten:

a) Die schwächste Form der Migmatisation ist die lagenweise Injektion, wo das primäre Parallelgefüge der Gesteine erhalten blieb.

b) Netz und Schollen migmatite: Durch diskordante aplitische Durchädung ging das Parallelgefüge verloren.

c) Diffuse aplitische Durchtränkung: Die Grenzen zwischen Aplit und Paläosom sind verschwommen, Relikte des Paläosoms werden nur schemenhaft abgebildet.

d) Von den bisher genannten aplitischen Migmatiten sind die gefeldspateten Gesteine zu unterscheiden. Sie sind durch das Aufsprossen von Knaf III — Porphyroblasten gekennzeichnet.

e) Der Hochweißenfeldgranitgneis nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen gefeldspatetem Schiefer und Zentralgneis ein. In diesem Migmatitgranit finden sich Partien, die dem Zentralgneis sehr ähnlich sind.

f) Der Zentralgneis enthält stellenweise Einschlüsse von unverdaulichem Schiefermaterial.

Die Mächtigkeit der Migmatitserie nimmt von der Glocknergruppe und der südlichen Granatspitzgruppe (200—300 *m*) gegen W ungeheuer zu. Im Gschlöß—Weißeneckgebiet beträgt die Mächtigkeit bestimmt über 2000 *m*. Feldgeologisch läßt sich einwandfrei der Nachweis erbringen, daß die Migmatite des Glocknergebietes mit denen des Venedigerstockes in Zusammenhang stehen. Die Zunahme der Mächtigkeit und teilweise auch des Granitisationsgrades der Migmatitserie zeigt, daß der Zentralgneiskörper des Venedigers der Herd der Migmatisation gewesen ist. Ich bringe daher die Migmatite der Riffeldecken mit der Bildung des Venedigerkernes in Zusammenhang, im Gegensatz zu H. P. Cornelius, der die Injektion der Riffeldecken für älter hält (Lit. 25). Die Migmatitbildungen und somit auch der Zentralgneis haben entweder frühalpidisches oder variskisches Alter, keineswegs kann man aber den Venedigerzentralgneis als alpidischen Spätgranit auffassen (Lit. 19, 25). Die Möglichkeit, daß manche Partien des Venediger-Zentralgneiskörpers alpidisch gebildet seien, ist durchaus gegeben. F. Karl (Lit. 44 b). Da hauptsächlich geologisch-tektonische Beobachtungen für die oben genannten Annahmen sprechen, wird auf das hier nur angedeutete Zentralgneisproblem im tektonischen Abschnitt eingegangen werden.

### III. Tektonik

Nachdem wir die Gesteine und deren Metamorphose kennengelernt hatten, wollen wir uns mit den Lagerungsverhältnissen beschäftigen. In diesem Abschnitte soll der Gebirgsbau dargestellt werden. Die geologische Karte, die Strukturkarte und Profilerien mögen ein räumliches Bild der manchmal ziemlich komplizierten Lagerungsverhältnisse vermitteln. Durch Gefügediagramme wird der Verformungsplan veranschaulicht. Darstellung der Lagerungsverhältnisse und Verformungsbilder sollen zusammen ein räumliches und zeitliches Bild des Bewegungsablaufs geben.

Bereits im II. Kapitel konnte darauf hingewiesen werden, daß in meinem Arbeitsgebiet zwei in ihrer Fazies verschiedene Großeinheiten zu erkennen sind, von denen die eine zweigeteilt ist:

- Untere Schieferhülle: {
1. Granatspitzkern  
und Hülle:
  2. Riffeldecken
    - a) Untere Riffeldecke mit Weißeneck-Dichtenzunge;
    - b) Höhere Riffeldecke mit Venedigerzunge

Die genannten Einheiten sind durch ihre besonderen Fazien ausgezeichnet. So beschränken sich die Migmatitbildungen auf die Riffeldecken. Es zeigt sich, daß in der Unteren Riffeldecke meist aplitisch durchäderte Amphibolite und Schiefer, in der Höheren vorwiegend Schiefergneise mit Kalifeldspatporphyroblasten auftreten.

Die Überschiebungslinien sind meist durch Zonen intensiver Durchbewegung gekennzeichnet. An ihnen finden sich Leitgesteine, die aber nicht überall vorhanden sind. (Z. B. Graphitquarzite der Granatspitzhülle, praekristalline Mylonite an der Basis der Riffeldecken, Marmore und Quarzite an der Überschiebungslinie der Höheren über die Untere Riffeldecke).

Es möge hier betont werden, daß die „Überschiebung“ von „Decken“ in diesem tieftauriden Stockwerk nicht bedeutet, daß starre Blöcke an Bewegungsbahnen übereinander geschoben wurden. Es ist vielmehr anzunehmen, daß zur Zeit der Hauptbewegungen in den Tauern eine große Teilbeweglichkeit vorhanden war (Fließtektonik). Ein Großteil der Bewegung erfolgte daher innerhalb der Deckenkörper. Als „Decken“ werden hier Serien zusammengefaßt, deren Gesteine ähnlichen petrographischen Charakter aufweisen; die Verschiedenheiten in der petrographischen Fazies dieser Serien machen die Existenz größerer, dazwischen liegender Bewegungsbahnen wahrscheinlich und rechtfertigen den Begriff „Decke“.

### 1. Der Granatspitzkern und seine Hülle

Diese tektonisch tiefste in meinem Arbeitsgebiet aufgeschlossene Einheit fällt allseitig unter den Komplex der Riffeldecken ein. Eine Zentralgneiskuppel wird von geringmächtigen Gesteinen der Granatspitzhülle überlagert. Der Zentralgneis fällt mit 30—40° unter seine Hülle ein. Nur an der SW-Seite des Granatspitzkernes ist der normale kuppelförmige Bau gestört. Hier kann man Zentralgneislamellen beobachten, die in den Gesteinen der Granatspitzhülle stecken. Schiefermaterial befindet sich hier im Liegenden des Zentralgneises. Aus der südwestlichen Granatspitzgruppe beschrieb daher auch L. Kölbl (Lit. 50) das Ausheben des Granatspitzkernes gegen W. In meinem Arbeitsgebiete taucht der Zentralgneis im Gebiet Ader Sp., Seetörl, Landeck T., Glocken Kg. unter die Schieferhülle ein. In der Haupmer-Frögeckflanke kann man Granatspitzhüllschiefer und Basisamphibolit im Liegenden einer Zentralgneislamelle beobachten. Dieser Lappen keilt aber in den Hüllschiefern gegen SW bald aus. Dieser Lamelle entspricht der Zentralgneislappen SW und W des Daberkögeles. Gleich über dem E-Weg liegt hier eine von der Erosion verschonte Scholle aus Zentralgneis der Granatspitzhülle auf. Der Gipfel des Daberkögeles und des Riegel K. wird aber bereits von einer zweiten höheren Zentralgneislamelle gebildet. Dieser entspricht der Zentralgneis

vom Bären K.-Gipfel. In der E-Flanke des Meßeling K. steckt ebenfalls ein Zentralgneiskeil; er entspricht dem Zentralgneiskörper, der das Kar östlich des Grauen und Schwarzen Sees aufbaut. Hier ist eindeutig zu beobachten, daß sich sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des Zentralgneises Schieferhüllgesteine befinden. Eine höhere und eine tiefere Zentralgneislamelle stecken in der südwestlichen Granatspitzgruppe in den Hüllgesteinen. Die geologischen Verhältnisse im Steilabfalle des Hochgassers gegen das Amertal zeigen jedoch, daß die Hauptmasse des Zentralgneises auch im W unter die Untere Schieferhülle untertaucht. Falls der Granatspitzkern gegen W aushebt, müßte man in diesem tief eingeschnittenen Tale die Liegendenschiefer des Zentralgneiskernes beobachten können. Im oberen Amertale steht durchwegs Zentralgneis an.

Die komplizierten Lagerungsverhältnisse in der südwestlichen Granatspitzgruppe sind durch Einpressung von Schiefersynklinalen in den Zentralgneiskörper zustande gekommen. Das Ende dieser Synklinalen ist E vom Grünen See, SSW vom Daberkögele und N vom Daberbach zu beobachten. Die Zentralgneislamellen, welche die Schiefersynklinalen trennen, keilen gegen SW und W aus. Dieses „Ausfasern“ der Zentralgneislamellen gegen W beschreibt auch H. P. Cornelius (Lit. 19).

In der westlichen und südwestlichen Granatspitzgruppe, aus der die Verfaltungen von Zentralgneis mit der Granatspitzhülle eben beschrieben wurden, erreicht die Granatspitzhülle erhebliche Mächtigkeit. Der Basisamphibolit bildet die tieferen Partien der Granatspitzhülle und vertritt in den am weitesten in den Zentralgneis eingepreßten Schiefermulden die Hüllschiefer. Letztere überlagern den Basisamphibolit und fallen mit annähernd gleichem Winkel ein wie die Hänge (Wolgemut A., Daber A.). An den Bacheinschnitten ist der Basisamphibolit im Liegenden der Hüllschiefer aufgeschlossen (mittlerer Lauf des Daber B., unterer und oberer Lauf des Meßeling B.). Die Marmor- und Quarzitlinsen SW vom Schwarzsee gehören einer in den Zentralgneiskern eingepreßten Schiefersynklinale an, sie sind also innerhalb der Granatspitzhülle verfaltet.

Östlich dieses Bereiches mit mächtig und gut entwickelter Granatspitzhülle fehlt der mächtige Basisamphibolit. Die Granatspitzhüllschiefer bilden nur ein geringmächtiges, stellenweise gänzlich auskeilendes Band (Hauptmer K., Glocken Kg. und Seetörl). Gegen die Ader Sp. zu gewinnen die Hüllschiefer wieder an Mächtigkeit. NE von der Hauptmer A. und im Landecktal ist die Granatspitzhülle zur Gänze verdrückt. Der basale Amphibolit der Riffeldecken lagert hier direkt dem Granatspitzkern auf.

Die Durchbewegung erfolgte im Granatspitzkern und dessen Hülle nach N—S- bis NW—SE-Achsen. Aus den Diagrammen (D 7, D 8, Tafel XXI) ist zu ersehen, daß die Achsenlagen ziemlichen Schwankungen unterliegen. So finden sich auch vereinzelt SSW-Achsen. Südlich des Hauptkammes fallen die Achsen gegen S bis SE, nördlich desselben gegen N bis NW ein. Am Hauptkamm selbst, wo die Schichten schwebende Lagerung einnehmen, liegen auch die Achsen horizontal. Dies spricht für eine junge Verbiegung der bei der Hauptdurchbewegung geprägten Strukturen.

Die Vergenz der Hauptbewegungen ist von SW bis WSW gegen NE bis ENE gerichtet. Daher zeigt die SW-Seite des Granatspitzkernes die

intensivste Durchbewegung. Hier kam es zum Stau und zur Einpressung der Granatspitzhülle in den Zentralgneiskern. An der S-Seite des Granatspitzkernes und in dessen Dachregion wurde die Granatspitzhülle von der überfahrenden Schubmasse der Riffdecken ausgedünnt und stellenweise gänzlich verdrückt.

Das Schichtfallen beträgt im S der Granatspitzgruppe ungefähr  $40^\circ$  gegen SE bis SW, in der westlichen  $20^\circ$  gegen WSW bis WNW.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Die Kuppel des Granatspitzkerns taucht allseitig unter die Gesteine der Unteren Schieferhülle ein. In der südwestlichen Granatspitzgruppe sind diese Verhältnisse durch den Stau und die Einpressung der Hüllgesteine in den Zentralgneiskörper kompliziert. Die genauen feldgeologischen Aufnahmen ergaben auch hier, daß die Hauptmasse des Zentralgneises gegen W unter die Granatspitzhülle absinkt und nur in der Dachregion geringmächtige, bald auskeilende Zentralgneis lamellen in der Granatspitzhülle stecken. Die Zentralgneiskuppel muß schon vor der Durchbewegung ziemlich steile Flanken besessen haben, sonst wäre es wohl nicht zu den Stau- und Einpressungserscheinungen der SW-Seite gekommen, sondern zu Ausdünnungen und Abpressungen, wie wir sie in der südlichen Granatspitzgruppe vorfinden.

Die Überschiebungsbahn der Riffdecken wird durch die dunklen Graphitphyllite und -quarzite der Granatspitzhülle gekennzeichnet. Die Deckengrenze verläuft in meinem Arbeitsgebiete vom mittleren Ader Sp.-N-Grat über das Seetörl ins Landecktal und von hier zum Glocken Kg. Zwischen letzterem und dem Hauptmer K. ist der Rundbuckellandschaft der Kelder der Granatspitzzentralgneis im Liegenden des Weinbühelamphibolits halbfensterförmig aufgeschlossen. Vom Hauptmer K. zieht die Deckengrenze durch die Frögeck-N-Flanke ins Tauerntal, von hier in die orographisch rechten Hänge. Durch die schlechten Aufschlußverhältnisse ist westlich des Matreier Tauern Hs. der weitere Verlauf nicht genau feststellbar. Der vom Felber Tauern gegen SSE ziehende Bruch hat hier höhere Einheiten der Riffdecken gegen die Granatspitzhülle versetzt. Die Überschiebungsbahn ist daher im Bereich E vom Krammbühel, im Wolgemut A-Gebiet, nicht aufgeschlossen. Die beiden Deckenkörper stoßen hier an einem Bruch aneinander. Erst vom Weinbühel an ist die Überschiebungsbahn wieder aufgeschlossen, sie ist von hier in nordwestlicher Richtung weiterzuverfolgen. Der Meßeling K. ist eine Deckscholle der Riffdecken. Er besteht aus Weinbühelamphibolit, der schüsselförmig auf ziemlich flachgelagerten Granatspitzhüllschiefern liegt. In diesen steckt der Zentralgneiskeil der Meßeling-E-Flanke.

## 2. Die Riffdecken

Wie schon wiederholt betont wurde, unterscheiden sich die Riffdecken von der Granatspitzhülle durch ihre Migmatitfazies. Innerhalb der Riffdecken lassen sich faziell und tektonisch zwei Einheiten unterscheiden: Eine Untere Riffdecke, die aus aplitisch injizierten Amphiboliten, Schiefen und Orthogneis aufgebaut wird. In der Höheren Riffdecke spielen die injizierten Amphibolite keine bedeutende Rolle; sie wird hauptsächlich aus Schiefergneisen, in denen Kalifeldspatung die aplitische Injektion überwiegt, weiters aus Orthogneisen und Glimmerschiefern aufgebaut. Die



die Riffdecken trennende Fuge wird im Gebiete Sandeben Törl, Abreder K., Innerer First und Viehleiten durch triadische Quarzite und Karbonatgesteine bezeichnet. Das bereits wesentlich reicher entwickelte Weißspitzmesozoikum (A. Egger) bildet die Grenze gegen die mit der Eklogitserie einsetzende Obere Schieferhülle.

Der Begriff der Riffdecken wurde von H. P. Cornelius und E. Clar im westlichen Glocknergebiet geprägt. Um nicht die Literatur noch mehr mit Namen zu belasten, wird hier an dieser Bezeichnung festgehalten, zumal mit Sicherheit festgestellt werden konnte, daß die betreffenden Gesteinsserien meines Arbeitsgebietes den Riffdecken des Großglocknergebietes voll entsprechen. Die hier ausgeschiedene Höhere Riffdecke, muß aber nicht in vollem Umfange der Oberen Riffdecke (Lit. 17) entsprechen.

a) Die Untere Riffdecke: An deren Basis befindet sich überall in meinem Arbeitsgebiet ein aplitisch injizierter und durchtränkter Amphibolitzug. Ich habe dieses Gestein als Weinbühelamphibolit beschrieben. Dieser ist meist durch einen Bewegungshorizont von der unterlagernden Granatspitzhülle getrennt. In diesem Gesteine zeigt sich zum ersten Male die starke aplitische Durchträngung, die für die Untere Riffdecke charakteristisch ist. Ich ziehe daher im Gegensatz zu H. Holzer (Lit. 42) den Weinbühelamphibolit bereits zu den Riffdecken.

Dieser Amphibolitzug ist vom Weinbühel über die Deckscholle des Meßeling K., NW an der Schild A. vorbei zum Frögeck, Haupmer K. und Glocken Kg. zu verfolgen. Von hier zieht er in das Landecktal, zum Seetörl und zur Ader Sp. Die von E. Clar (Lit. 17) aus dem Dorfertale beschriebenen lagig injizierten Amphibolite dürften diesem basalen Amphibolitzug entsprechen.

Über dem Weinbühelamphibolit folgt der Augengneis vom Felber Tauern. Dieser Orthogneis zieht vom Felber Tauern über den Krambühel ins Tauerntal, wird hier von der Verwerfung abgeschnitten und erscheint wieder bei der Schild A. Im Haupmer A.-Gebiet ist er weit verbreitet; von hier streicht er zum Breitlahn K., in das Landecktal und zum Brochet K. In der Knappen K.-NW-Flanke keilt er aus.

Die darüber folgende Migmatitserie ist, wie bereits betont, durch die Vormacht aplitisch injizierter Amphibolite und Schiefer ausgezeichnet. Im Gebiete des Knappen K. noch nicht allzu mächtig, schwillt diese Serie gegen W immer mehr an und erreicht im Gebiete Tauern Kg.—Gschlöß—oberes Hollersbachtal ihre größte Mächtigkeit. Das S-Fallen der südlichen Granatspitzgruppe geht im W in ein SW bis WSW Fallen über, wobei der Fallwinkel geringer wird. In dem Gebiete mit mächtig entwickelter Migmatitserie steckt eine Zunge von Venedigerzentralgneis. Diese zieht vom Kratzenbergsee südlich der Fürther Htt. vorbei über das Weißeneck gegen das Ht. Moos. Da ist die Zentralgneiszung von Schutt und Bergstürzen verdeckt. Im Gebiet um die Dichten Scharte erscheint der Zentralgneis wieder und gewinnt im Dichtenkar weite Verbreitung. Der südlichste Aufschluß liegt bei der Kote 2232 auf der SW Begrenzung des Kares. Zentralgneislappen, die dieser Zunge angehören, stecken in der Gipfelregion der Hochbirg Höhe (2798 m), im Tauern Kg. und Fechtleben Kg.

Die Grenze des Zentralgneises dieser Zunge gegen die umgebenden Migmatite ist im allgemeinen ziemlich unscharf. In den Migmatiten finden sich immer wieder Bänder und Zonen, die dem Zentralgneis sehr ähnlich werden. Hier scheint der primäre Kontakt des Zentralgneises mit den Migmatiten erhalten geblieben zu sein. In den östlichen Bereichen (Hochbirg H., Tauern Kg., Fechtleben Kg.), wo die Weißeneck-Dichtenzunge, vermutlich durch den Widerstand des Granatspitzblockes zu steilem Aufstieg gezwungen wurde, ist die Zentralgneisgrenze scharf ausgebildet. Die intensive Durchbewegung hat die Zentralgneisgrenze als Diskontinuitäts-grenze des mechanischen Verhaltens zu einem Bewegungshorizont umgeformt. Der primäre Intrusions- oder Granitisationsverband ist hier gestört, die Grenze Zentralgneis—Migmatit dadurch deutlicher.

In dieser Zentralgneiszunge finden sich oft ziemlich mächtige Bänder von Migmatit, die ich für primär eingeschaltet halten möchte. Wahrscheinlich veränderte die spätere Durchbewegung die äußere Form dieser primär angelegten Schiefersynklinalen.

Nordwestlich vom Kratzenbergsee taucht der Zentralgneis mit westlichem bis westnordwestlichem Achsengefälle unter die Migmatite ein (D 1, Tafel XXI). Die Vergenz ist in dem Gebiete Kratzenbergsee—Weißeneck gegen N bis NNE gerichtet. Allmählich schwenken die flach liegenden Achsen aus der W—E- in die NW—SE-Richtung ein und nehmen SE-Achsengefälle an (D 4, Hochbirg H., Tafel XXI). Im Gebiete Fechtleben Kg.—südliches Dichtenkar, wo die Zentralgneiszunge endet, herrschen S- bis SSE-Achsen. Diese Zunge bildet einen gegen NE konvexen Bogen, dem die Achsen folgen. Das steile Aufsteigen und die extreme Durchbewegung nach SE bis S fallenden Achsen im Bereiche Tauern Kg.—Fechtleben Kg. dürfte wohl durch das starre Widerlager des Granatspitzkernes bewirkt worden sein.

Die Weißeneck-Dichtenzunge wird von einem mächtigen Komplex aplitisch injizierter Amphibolite überlagert (Dichten Kg., Keespollach, Roter Kg., Abreder K., Ochsen A. und Gschlöb). Verformt wurde dieser Komplex nach Achsen mit südöstlichem bis südlichem Achsengefälle (D 3, Tafel XXI).

Die hangendsten Partien dieser Amphibolite sind mit Schiefergneisen verfaltet. In diesen finden sich zahlreiche Linsen von Quarzit und Marmor (Innerer First, Rote Säule, Abreder K., um das Sandeben Törl und den Westweg, Viehleiten). Diese Gesteine bilden die hangendsten Teile der Unteren Riffeldecke. Sie wurden nach SE- bis S-Achsen äußerst stark durchbewegt.

b) Die Höhere Riffeldecke. Diese Einheit setzt im Gebiete Sandeben Törl—Viehleiten—Gschlöb mit dem Hochweißfeldgranit ein. Mit SW- bis S-Fallen taucht er im W unter den Venedigerzentralgneis, im E stirnt er mit NE- bis SE-Schichtfallen in den Gesteinen der Unteren Riffeldecke. In der Viehleiten kann man intensiv durchbewegte Schiefergneise und Quarzite der Unteren Riffeldecke fensterförmig unter dem Hochweißfeldgranit auftauchen sehen. Im Gebiete südöstlich des Sandeben Törls spießt dieser Granitgneis immer wieder in Stirnlappen in die Gesteine der Unteren Riffeldecke ein oder lagert ihnen in flachen Deck-schollen auf. Wo der Westweg den Inneren Firstkamm quert, steckt solch ein Stirnlappen von beachtlicher Mächtigkeit in den Amphiboliten der

Unteren Riffdecke. Diesem verdanken auch die umgebenden Gesteine ihre starke Durchbewegung (Innerer First, Rote Säule).

Im allgemeinen wurden die Hangendpartien der Unteren Riffdecke in diesem Bereiche nach SE-Achsen verformt, doch wurden die Achsenlagen von den Hochweißenfeldgneisschollen stark beeinflusst. So kann man beobachten, wie sich die Schieferzüge um die starren Hochweißenfeldgneisschollen herum schlingen und unter ihnen hervorquellen. Während der Hochweißenfeldgranit mit konstantem Fallwinkel in die Schiefer und Quarzite eintaucht, sind diese kleingefältelt und passen sich der äußeren Form der Hochweißenfeldgneisschollen an. Die Achsenlagen wechseln in diesem Bereiche besonders stark (D 1, Tafel XXI). Dies ist aber nicht die Folge etwaiger späterer Achsenverstellungen, sondern durch das verschiedene mechanische Verhalten von starrem Hochweißenfeldgneis und leichter verformbareren Schiefen sowie Quarziten bedingt. Die regionale ENE- bis E-Vergenz ist klar zu erkennen, doch haben lokale Einflüsse die Achsenlagen stark beeinflusst (D 1, Tafel XXI). Auch hier ist der E-konvexe Achsenbogen zu erkennen. Im N (Sandeben Törl, Abreder K., Rote Säule, Roter Kg.) herrschen ESE- bis SE-Achsen, die gegen S in die SSE- bis S- und sogar SSW-Richtung umschwenken.

Die im E gegen SE, im W gegen SW fallende Hochweißenfeldgranitmasse wird vom Zentralgneis der Venedigerzunge überlagert. Dieser zeigt 40—50° westliches bis südwestliches Schichtfallen, er hebt also gegen E aus. Dieses Verhalten ist im Bereiche Roteben Törl, Viltragen Nöcker, Gschlöß B., Vd. Kessel K.-NE-Flanke deutlich zu beobachten. In der Kessel K.-E-Flanke werden die Verhältnisse komplizierter. Das SW-Fallen versteilt sich und geht weiter gegen S (Alte Prager Htt., Schlatten Kees) in steiles E-Fallen über (70—80° gegen E). Gesteine der oberen Migmatitserie überlagern hier den Zentralgneis, der gegen SE bis S einfällt. Die Durchbewegung ist in der Nähe der Zentralgneisgrenze besonders intensiv. Die tektonischen Achsen fallen gegen SSW ein (D 5, Tafel XXI).

Die Gesamtvergenz der Venedigerzunge ist, wie deren Ausheben zeigt, gegen N und NE gerichtet. Die S- bis SSW-Achsen, die das steile, walzenähnliche Aufsteigen des E-Randes der Venedigerzunge beherrschen, sind wohl das Ergebnis der tieftauriden Einengungstektonik (D 5, Tafel XXI).

Die Schiefergneise und gefeldspateten Schiefer der oberen Migmatitserie, die den Venedigerzentralgneis überlagern, bauen die N-Hänge auf, die vom Ht. und Vd. Platten Kg. und vom Spitz Kg. gegen das Gschlöß bzw. das Tauerntal abfallen. Lamellen von Hochweißenfeldgneis sind von gefeldspateten Zonen in der oberen Migmatitserie oft schwer zu unterscheiden. Es wurde daher von einer getrennten Ausscheidung in diesen östlichen Gebieten Abstand genommen, da eine gesamte Neukartierung dieses Bereiches dadurch notwendig geworden wäre. Kalifeldspatung und Hochweißenfeldgneis sind ja genetisch innigst miteinander verbunden. Marmore und Quarzite, wie sie sich im W an der Basis der Höheren Riffdecke finden, konnten in diesem östlichen Bereiche nicht aufgefunden werden. Die Überschiebungslinie ist dadurch nicht genau festzulegen. Man kann die Deckengrenze dort annehmen, wo kalifeldspatete Schiefer oder Hochweißenfeldgneis zum ersten Male gegen das Hangende zu auftreten; diese Gesteine fehlen der Unteren

Riffeldecke. Für die Höhere Riffeldecke ist in diesem Bereich auch die starke Vormacht von SW-Achsen charakteristisch. Es konnte jedoch keine scharfe Achsendiskordanz festgestellt werden. Die Überschiebungslinie der Höheren über die Untere Riffeldecke verläuft ungefähr folgendermaßen. Von der Kote 1727 im westlichen Gschlöß an den N-Hängen, die vom Vd. Platten Kg. gegen das Tauerntal abfallen, entlang, quert den Löbben B. bei Kote 1976, den Schild B. bei Kote 1975. N der Kalser A. zieht sie durch die SW-Hänge des Tauerntales in das Gebiet der Landeck A., von dort in die N-Wände des Daxer Kg. und durch die Lucken Kg.-W-Flanke zum südlichen Knappen K. In diesem Bereich ist die Abtrennung der Höheren von der Unteren Riffeldecke also nur auf Grund der verschiedenen Deckenfazies möglich; triadische Gesteine konnten an der Überschiebungslinie nicht gefunden werden.

Der Knorrkogelgneis, der den Migmatitkomplex und die Venedigerzungen überlagert, zieht vom Lucken Kg. über Stall Kg., Schild Kg., Wilden Kg. und Knorr Kg. nach W bis zum Schlatten Kees. Der Versuch, auf Übersichtsbegehungen die westliche Fortsetzung des Knorrkogelgneises aufzufinden, blieb erfolglos. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß der Knorrkogelgneis auskeilt, da er im oberen Dorfertal und weiter westlich nicht mehr angetroffen wurde.

Der Knorrkogelgneis ist im untersuchten Gebiete vorzüglich nach SW- bis WSW-Achsen verformt. Die Querachsen des tieftauriden Stockwerkes scheinen in Annäherung an die mit der Eklogitzone beginnende Obere Schieferhülle in die normale westtauride WSW-Richtung einzuschwenken.

Im Weißspitzmesozoikum und der Eklogitzone herrschen nur mehr mit dem Gebirgsstreichen konforme Achsen. Querachsen scheinen also im wesentlichen auf die Untere Schieferhülle und die Zentralgneiskerne beschränkt zu sein. Dies steht mit den Beobachtungen Ch. Exners (Lit. 32) aus den östlichen Tauern gut in Einklang. O. Schmidegg (Lit. 80) beschreibt allerdings auch aus der Oberen Schieferhülle des Dorfertales steilstehende Querachsen. Auch im Glocknergebiete wurden Querstrukturen in der Oberen Schieferhülle beobachtet (Lit. 15).

### 3. Allgemeine tektonische Behandlung des Gebietes

Im Anschluß an diese tektonische Gliederung folgen einige Bemerkungen zu der Profilserie (Tafel XX):

Profil 1 zeigt die Schichtfolge im östlichsten Teile meines Arbeitsgebietes: Granatspitzhüllschiefer überlagern direkt den Zentralgneis, da der Basisamphibolit hier fehlt. Der Amphibolit der Ader Sp. gehört bereits der Unteren Riffeldecke an. Der Felber Augengneis keilt in der Knappen K.-NW-Flanke aus. Der Luckenkogelgneis entspricht dem Knorrkogelgneis; das Marmorband nördlich vom Grauen Schimmel leitet eine Serie ein, die dem Weißspitzmesozoikum (A. Egger) entspricht.

Profil 2: Die Granatspitzhüllschiefer sind im Bereiche des Seetörls nur mehr gering mächtig; gegen das Landecktal keilen sie vollständig aus. Man beachte die Mächtigkeit des Felber Augengneises im Gebiete Brochet K.—Goldred Tal.

Profil 3: Der Weinbühelamphibolit lagert direkt dem Zentralgneis auf, da die Granatspitzhülle vollständig verdrückt ist.

Profil 4: Auch hier ist die Granatspitzhülle teilweise verdrückt. Zu beachten ist das Anwachsen der Mächtigkeit der Migmatitserie gegen W zu.

Profil 5: Zeigt die Einpressung der Granatspitzhülle in den Zentralgneis. In ziemlicher Mächtigkeit tritt nun auch der Basisamphibolit auf. Die Untere Riffldedecke zieht ungeachtet der Interntektonik von Granatspitzkern und Hülle über diese hinweg. Es sei weiter auf die Verwerfung hingewiesen, die in den Profilen 4—10 aufscheint. Durch sie wurde der Granatspitzkern zur Hochscholle.

Profil 6: Hier erscheint eine zweite höhere Zentralgneislamelle. Es sei auf das weitere Anschwellen der Migmatitserie hingewiesen. Im Gegensatz dazu steht die beiläufig gleichbleibende Mächtigkeit der anderen Gesteinszüge der Riffldeden (Weinbühelamphibolit, Felberaugengneis und Knorrkogelgneis).

Profil 7: Zeigt die Triaslinsen südwestlich vom Schwarzsee. In den Profilen 5—8 ist die bedeutende Mächtigkeit der sonst so gering mächtigen Granatspitzhülle zu beachten. Ich möchte diese Erscheinung auf die Anschoppung (die Einpressung) der Granatspitzhülle zurückführen.

Profil 8: Zeigt das Ausspitzen der Zentralgneislamellen gegen W. Der Meßeling Kg. wird von einer Deckscholle der Riffldeden aufgebaut. Südwestlich desselben werden die Gesteine der Riffldeden staffelförmig gegen den Granatspitzblock abgesetzt.

Profil 9: Veranschaulicht die gegenseitigen Beziehungen von Granatspitz- und Venedigerkern. Der sehr mächtige Basisamphibolit und die fast verdrückten Hüllschiefer tauchen gegen W unter den basalen Amphibolit der Unteren Riffldedecke. Der Bruch, der über den Felber Tauern läuft, versetzt den Augengneis gegen den Weinbühelamphibolit. Etwas schematisch sind die komplizierten Verfaltungen der gegen E aufsteigenden Weißeneck-Dichtenzunge dargestellt. Die Doppelzungenform ist wahrscheinlich durch die tektonische Herausarbeitung eines primären Intrusions- oder Granitisationsverbandes entstanden (Tafel XX). Die Durchwirkung der Migmatite durch Zentralgneisbänder ist zu kompliziert, um tektonisch allein erklärbar zu sein. Das verschiedene mechanische Verhalten von Zentralgneis und Hüllgesteinen gegenüber der Durchbewegung gestaltete die primären Kontakte vielfach zu Bewegungsbahnen um und verursachte so die intensiven Verfaltungen des Zentralgneises in den Migmatiten.

Im Gebiete des Inneren First und südwestlich davon befinden wir uns in den hangendsten Partien der Unteren Riffldedecke. Immer wieder beobachtet man Linsen triadischer Gesteine. Die tektonische Durchbewegung ist besonders intensiv. Der die Höhere Riffldedecke einleitende Hochweißfeldgneis spießt in E-fallenden Stirnlappen in der Unteren Riffldedecke. Im mechanischen Verhalten zeigt er sich wesentlich starrer als die ihn unterlagernden Gesteine. Darüber folgt mit W-Fallen die mächtige Venedigerzunge, die den eigentlichen Stock des Großvenedigers aufbaut.

Profil 10 und 11 zeigen die gleichen Verhältnisse: Die tiefere Zentralgneiszone des Weißeneckgebietes, der die Zentralgneislappen des Tauern Kg. und der Hochbirg Höhe angehören, sowie das häufige Einspießen des Hochweißfeldgneises in die Amphibolite, Schiefer und Quarzite der Unteren Riffeldecke. Der Zentralgneis der Venedigerzone hebt gegen NE aus.

Profil 12 zeigt die geologischen Verhältnisse am W-Ende der Weißeneck-Dichtenzunge. Auffällig ist deren Zweilappigkeit.

Profil 13 zeigt die Beziehungen der Venedigerzone zu den überlagernden Teilen der Höheren Riffeldecke. Mit 40 bis 50° S fällt der Zentralgneis unter die Gesteine der oberen Migmatitserie ein. Der Knorrkogelgneis zieht in ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit vom Lucken Kg. über Stall Kg., Schild Kg., Wilden Kg. nach W zum Knorr Kg. Die Profile 9, 10 und 13 zeigen, daß der Venedigerzentralgneis nur mit Gesteinen der Migmatitserie in Kontakt steht. Der Felber Augengneis schwenkt um die Granatspitzgruppe herum und umläuft in dem untersuchten Gebiet die tektonisch tiefere Granatspitzkuppel. Der Knorrkogelgneis im Hangenden der Migmatitserie zieht über ihr weiter.

Nach dieser Beschreibung der Lagerungsverhältnisse soll nun die Achsenverteilung innerhalb meines Arbeitsgebietes besprochen werden. Die Strukturkarte (Tafel XIX) zeigt die gebietsweise Verteilung der Achsen. Homogene Bereiche wurden der besseren Übersicht wegen in Diagrammen zusammengefaßt (Tafel XXI).

In der Granatspitzgruppe herrschen SE- bis S-Achsen. Es kommen jedoch erhebliche Achsenschwankungen vor, wie etwa in der südlichen Granatspitzgruppe (D 8, Tafel XXI), wo sich auch ziemlich steil stehende Achsen finden. Die Hauptmasse der Achsen fällt jedoch mit 15 bis 35° ein. Das Hauptmer A.-Gebiet ist ebenfalls eine Ausnahme; es herrschen hier SW- bis SSW-Achsen vor. In der westlichen Granatspitzgruppe liegt das Maximum der Achsen deutlich in SSE (D 7, Tafel XXI). Nach diesen Achsen erfolgten die Verfaltungen in der SW-Flanke des Granatspitzkerns. Dieser wurde also nur nach S bis SE-Achsen verformt, da sowohl die SW-Achsen des Hauptmer A.-Gebietes als auch die starken Achsenschwankungen der südlichen Granatspitzgruppe in Gesteinen der Riffeldecken vorkommen.

Westlich des Felber Tauern und im oberen Hollersbachtale kann man beobachten, daß die S- bis SE-Achsen der westlichen Granatspitzgruppe gegen W allmählich in die E—W-Richtung einschwenken. Dabei kehrt sich das Achsengefälle von E nach W um. Besonders gut zeigt die Weißeneck-Dichtenzunge dieses Achsenverhalten: Die W-Achsen des Kratzenbergegebietes gehen allmählich in WNW—ESE-Achsen, weiter östlich in SE- bis SSE-, ja sogar in S-Achsen über (D1, D4, Tafel XXI).

Betrachtet man das Gebiet südwestlich des Tauerntales mit seiner Vormacht von SW-Achsen (D 6, Tafel XXI), so erkennt man, daß die Achsen des östlichen Venedigergebietes in einem großen E-konvexen Bogen angeordnet sind. Auch in dem Gebiete Dichten Kg., Rote Säule, Roter Kg., Innerer First und Abreder K. zeichnet sich diese Bogenform ab, indem im N ESE- bis SE-Achsen, im Gschlöß SSE- bis WSW-Achsen

vorherrschen (D 3, Tafel XXI). Man erkennt also allmählich Änderungen in den Achsenlagen ohne scharfe Achsendiskordanzen.

Im Überschiebungsbereiche der Höheren über die Untere Riffldedecke treten im Sandebentörlgebiet bedeutende Achsenschwankungen auf. In D 2 (Tafel XXI) erkennt man einen horizontalen Gürtel mit einer relativen Häufung der Achsen in WSW. Im Felde kann man beobachten, daß die Verformung der Gesteine der Unteren Riffldedecke von der äußeren Form der Hochweißenfeldgneis-Stirnklappen abhängig ist. So laufen stellenweise die Achsen um Hochweißenfeldgneisschollen herum. Die Schieferzüge winden sich zwischen den einzelnen Lappen hindurch und quellen förmlich unter den starrereren Hochweißenfeldgneisschollen hervor. Deutlich kann man hier den Einfluß der verschiedenen mechanischen Eigenschaften der Gesteine auf die Achsenlagen beobachten. Der gesamte Komplex wird nach gleichem Bewegungsplane deformiert, die verschiedenen Materialeigenschaften üben aber im lokalen Bereich ihren modifizierenden Einfluß auf das in den Gesteinen festgehaltene Bewegungsbild aus.

Im Gebiete Vd. Kessel K.—Schlatten Kees herrschen SSW-Achsen (D 5, Tafel XXI). Nach diesen wurden sowohl der Zentralgneis der Venedigerzunge als auch die ihn umgebenden Gesteine verformt. Auf die gegen E steil aufsteigende Form der Venedigerzunge, die gegen NE bis N den Liegendgesteinen aufgeschoben wurde, ist bereits hingewiesen worden.

Im Gebiet um den Badener Weg wurden ziemliche Achsenschwankungen festgestellt. Es finden sich hier sowohl SE- als auch SW-Achsen (D 5, Tafel XXI).

In den grauen Schiefen im Hangenden des Knorrkogelgneises, den verschiedenen Glimmerschiefen und untergeordnet auftretenden Amphiboliten nördlich der Badener Htt. schwanken die Achsen ziemlich stark. Es ist aber zu beobachten, daß die Querachsen mit der Annäherung an die Obere Schieferhülle zurücktreten. Im Weißspitzmesozoikum, das die Hangendbegrenzung der Riffldeden bildet, herrschen nur mit dem Gebirgsstreichen konforme Achsen. O. Schmidegg beschreibt aus dem Dorfertal steilachsige Verfaltungen aus der Oberen Schieferhülle (Lit. 80).

Neben der regionalen Verbreitung der Achsen interessiert uns vor allem deren Alter.

Überprägungen verschieden alter Achsen fehlen in der Regel. An der Tauerntalstraße konnte bei der Kalser A. eine ESE-Achse beobachtet werden, die von einer SW-Achse überprägt wurde. Im Gebiete der Wolgemut A. verbiegt eine W-Achse eine S-Achse. Südöstlich der Roten Säule wird eine SSE-Achse durch eine W-Achse verdreht. Es handelt sich aber in den genannten Fällen meist um eine sekundäre Großverbiegung der älteren Achsen.

Bei der Kartierung gewinnt man den Eindruck, daß sowohl die mit dem Gebirgsstreichen konformen Achsen als auch die Querachsen gleich alt sind und einem Verformungsgrößakt ihre Entstehung verdanken. Zu ähnlichen Resultaten kommen auch O. Schmidegg (Lit. 80) im Venedigergebiet und Ch. Exner in den östlichen Hohen Tauern (Lit. 32).



Folgende Beobachtungen waren ausschlaggebend, mich den oben genannten Meinungen anzuschließen:

1. Die verschiedenen Achsenrichtungen vertreten sich gebietsweise.

2. Die Grenzen dieser Homogenbereiche sind nicht scharf ausgebildet, sondern es lassen sich fließende Übergänge von einem Bereiche zum anderen erkennen.

3. Diese Übergänge erfolgen durch allmähliches Einschwenken der Achsen in die Richtung des Nachbarbereiches.

4. Stellenweise ist das Achsenumschwenken durch lokale Einflüsse bedingt und im Hundert-Meterbereiche zu verfolgen. Z. B.: Einfluß der Hochweißfeldgneislappen auf die Achsenlagen der Schiefer und Quarzite im Gebiete des Sandebentörls.

Es sind demnach die im Gebirgsstreichen liegenden Achsen und die quer dazu verlaufenden Achsen gleich alt.

Die oben genannten Überprägungserscheinungen wären teils durch lokalen Wechsel der Bewegungsrichtung während eines Verformungsaktes entstanden, teils durch sekundäre Großwellung, welche die Achsen der Hauptbewegungsphase beim Aufstau der Tauern nach der Achse des Gebirgsstreichens verformt hat. Der Einfluß der jungen Hebung ist auch daran zu erkennen, daß die Achsen der Hauptbewegungsphase mit den Schichten, in denen sie abgebildet sind, aufgewölbt wurden. Dadurch fallen die Achsen nördlich und südlich des Hauptkammes von ihm weg. Am Hauptkamme selbst haben sie schwebende Lagerung. Auf den Einfluß der jungen Hebung auf ältere Achsenpläne macht auch G. Frasl aufmerksam (Lit. 35).

Außer diesen Überlegungen betreffend die relativen Altersbeziehungen der Achsen sei der Versuch unternommen, über deren geologisches Alter einige Aussagen zu machen.

1. An verschiedenen Stellen konnte beobachtet werden, daß triadische Gesteine sowohl nach im regionalen Streichen liegenden Achsen als auch nach quer dazu streichenden Achsen verformt wurden (Sandebentörlgebiet, südwestlich vom Schwarzsee, Weißspitzmesozoikum). Es muß sich folglich bei beiden Richtungen um alpidisch entstandene Achsen handeln.

2. Im Überschiebungsbereiche der Höheren über die Untere Riffdecke konnte im Gebiete Roter Kg.—Sandebentörl—Westweg in geringmächtigen, besonders intensiv durchbewegten Zonen das Aufsprossen großer Granate festgestellt werden. In dieser Größe (1 cm Durchmesser) sind Granate der Migmatitserie sonst fremd; sie sind an die Überschiebungslinie gebunden. Die Granate sind zur Zeit der Hauptüberschiebungen, in der auch die tektonischen Achsen geprägt wurden oder nach derselben entstanden. Die Achsen prägenden Hauptbewegungen erfolgten also unter P-T-Bedingungen, die das Aufsprossen großer Granate ermöglichen.

3. Im Dünnschliff zeigt sich, daß Hornblende und Biotit postkinematisch gewachsen sind. Die Tauernkristallisation (B. Sander) hat die Bildung der Achsen überdauert.

Zusammenfassend ergibt sich, daß sowohl E—W, als auch quer zum regionalen Streichen verlaufende Achsen während der

Hauptdurchbewegungsphase des Penninikums geprägt wurden. Es herrschten P-T-Bedingungen, die die Bildung großer Granate ermöglichten. Die Tauernkristallisation ging über den in seinen wesentlichen Zügen bereits fertigen Bau und seine Achsen hinweg.

Wir haben damit sowohl die Lagerungsverhältnisse als auch den Verformungsplan der Gesteine kennengelernt. Es wurden dadurch die Berichte von H. P. Cornelius bestätigt, die besagen, daß der Granatspitzkern gegen W nicht aushebt, sondern unter die Gesteine der Riffdecken taucht. Diese umschließen allseitig die Granatspitzkuppel. Der Venedigerzentralgneis steht mit den Riffdecken, also mit tektonisch höheren Gliedern, in Kontakt als der Granatspitzzentralgneis (Lit. 19).

Nun tritt die Frage an uns heran, ob der Venedigerkern im Sinne H. P. Cornelius' als Spätgranitintrusion aufzufassen sei. Durchbricht er also posttektonisch die alpidischen Strukturen und wurde er nur von den letzten Verformungen der alpidischen Orogenese ergriffen? Handelt es sich etwa um eine synorogene Intrusion während der Hauptdurchbewegung? Oder wurde der bereits fertige Zentralgranit von der alpidischen Orogenese erfaßt und passiv in den alpidischen Bauplan eingeregelt? Ich möchte mich der zuletzt genannten Deutung anschließen. Folgende Beobachtungen waren hierfür ausschlaggebend:

1. Sowohl der Granatspitzkern als auch die Venedigerzungen wurden nach den gleichen Achsen verformt wie die sie umgebende Schieferhülle.

2. Das Anschwellen der Migmatitserie in Annäherung an den Venedigerkern, die Tatsache, daß der Venedigerzentralgneis nur mit Gesteinen der Migmatitserie in Kontakt steht, und die Beobachtungen an den Kontakten lassen erkennen, daß die Migmatisation vom Venedigerkern ausgeht. Die verschiedenen Gesteinszüge der Riffdecken streichen nicht in einen Migmatithof hinein, sondern es zeigt sich, daß der Weinbühelamphibolit und Felber Augengneis in gleichbleibender Mächtigkeit über den Felber Tauern weiter nach N streichen. Sie bleiben also immer im Liegenden der Migmatitserie. Andererseits bleibt der Knorrkogelgneis immer im Hangenden der Migmatite, und es liegen keine Beobachtungen vor, die für sein Hineinstreichen in den Migmatisationshof des Venedigers sprechen.

Die Migmatite finden sich auch in der westlichen Glocknergruppe und gelten dort als ein Charakteristikum der Riffdecken. Denkt man an eine posttektonische Intrusion des Venedigerkernes, so müßte dessen granitisierender Einfluß bis ins Glocknergebiet gereicht haben. Die Gesteine der Granatspitzhülle östlich des Felber Tauern, in 2 km Entfernung von der östlichsten Zentralgneiszunge des Venedigers, zeigen keine Migmatitbildungen. Das Fehlen von Granitisierungen in der Granatspitzhülle, und im Gegensatz dazu die granitische Durchtränkung der höher gelegenen Riffdecken, bereitet auch in der Glocknergruppe Erklärungsschwierigkeiten (Lit. 16, 17, 25). H. P. Cornelius faßte daher die Injektionen der Riffdecken als praetektonisch auf (Lit. 25). Er brachte die Migmatite der Riffdecken also nicht mit dem Venedigerzentralgneis in Verbindung, da er diesen als Spätgranit

betrachtet. Die unter 2. angeführten Beobachtungen und Überlegungen sprechen jedoch gegen eine solche Annahme.

In diesem Zusammenhange wäre vielleicht auch zu erwähnen, daß die Quarzite und Marmore des Gebietes Innerer First—Sandebentörl—Viehleiten im Gegensatze zu ihrer Umgebung keine Migmatisationen erkennen lassen. Die Karbonatgesteine der Roten Säule und des Inneren First sind von der eigentlichen Venedigerzunge ungefähr 2 km entfernt.

Alle bisher angeführten Beobachtungen und Überlegungen ergeben demnach folgendes Bild: Die Zentralgneiskerne des Venedigers und der Granatspitze sind nach dem gleichen Bewegungsplane verformt worden wie ihre Umgebung, die Untere Schieferhülle. Sie wurden passiv dem Deckenbau dieses Gebietes eingeregelt. Der Granatspitzkern und seine Hülle werden von den Riffdecken überschoben. Zwei Zentralgneisungen des Venedigerkernes bilden mit ihren Migmatiten in dem untersuchten Bereiche die Kerne der Riffdecken. Verschiedene Migmatitfazies und trennende Triaslinen lassen die Unterscheidung zweier Riffdecken zu:

Den Kern der Unteren Riffdecke bildet die Weißeneck-Dichtenzunge; diese Einheit ist durch aplitische Migmatittypen, den Weinbühelamphibolit und den Felber Augengneis ausgezeichnet. Durch mesozoische Karbonatgesteine und Quarzite getrennt folgt über ihr die Höhere Riffdecke mit der eigentlichen Venedigerzunge als Kern. Sie ist durch den Hochweißfeldgneis und in den Schiefergneisen durch die Vormacht der Kalifeldspatisierungen gegenüber der aplitischen Injektion, die zweifelsohne auch hier eine gewisse Rolle spielt, ausgezeichnet; weiters durch den Knorrkogelgneis und die Glimmerschiefer in seinem Hangenden; das Weißspitzmesozoikum bezeichnet die Hangendgrenze.

Mit der Eklogitzone (A. Egger) setzt bereits die Obere Schieferhülle ein.

Der Bewegungssinn, die Vergenz dieser Deckenkörper ist für uns von großem Interesse; die beobachteten Achsenlagen geben wichtige Hinweise (Tafel XXI).

In den tieferen Stockwerken sind Querachsen sehr häufig; die wesentlichen Bewegungen erfolgten hier quer zum regionalen Gebirgsstreichen.

Aus SW kommende Bewegungen verursachten die Einpressungen an der SW-Seite des Granatspitzkernes. SSE- bis SE-Achsen sind die beherrschenden Achsen. Der Stauwirkung verdankt die Granatspitzhülle ihre bedeutende Mächtigkeit gerade in diesem Gebiete.

Die Weißeneck-Dichtenzunge zeigt N- bis NE-, in ihrem östlichsten Bereich E-Vergenz. Die gesamte Untere Riffdecke weist in diesem Gebiete NE-Vergenz auf. Die Form der Venedigerzunge deutet eher auf N-Vergenz, die Achsen aber sprechen für E- bis ESE-Vergenz. Für die letzte Bewegungsrichtung sprechen auch die Beobachtungen im Bereiche des Hochweißfeldgneises.

Wie schwierig die SW-Achsen des Gebietes südwestlich vom Tauernthal und um die Hauptmer A. zu deuten sind, ist aus folgenden Überlegungen zu ersehen:

1. Der große E-vergente Achsenbogen ist auf das Vordringen der mächtigen Venedigerscholle gegen E zurückzuführen. Die Schieferhüllgesteine schlingen sich unter dem Einflusse der tieftauriden Einengungstektonik um den starrereren Venedigerblock herum.

2. Die Beobachtungen im Gebiete Hauptmer K.—Daber B. legen folgende Deutung nahe: Das Widerlager des Granatspitzkernes verursachte die SSE- bis SE-Achsen in den tiefsten Partien der Schieferhülle. In der Dachregion des Granatspitzkernes fanden die Schieferhüllgesteine weniger Widerstand, hier eilten sie vielmehr voraus; dieser Vorgang könnte zur bogenförmigen Anordnung der Achsen und somit auch zur Bildung der SW-Achsen beigetragen haben.

3. Auch der Gedanke an zwei verschiedenen gerichtete tektonische Strömungen in verschiedenen Stockwerken wäre in Erwägung zu ziehen. In diesem Falle hätten wir einen tieferen Verformungsplan mit NE- bis E-Vergenz und einen höheren mit NW- oder SE-Vergenz anzunehmen. Der letztgenannte würde in den normalen westtauriden WSW—ENE streichenden Bauplan überleiten.

Keine der obengenannten Deutungsmöglichkeiten ist wohl für sich allein instande, das Problem restlos zu klären. Rein beschreibend ist aber festzustellen, daß die Achsen einen großen NE-vergenten Bogen bilden, der sowohl im S als auch im N in die westtauriden WSW—ENE-Richtung einlenkt. Im S erfolgt dies im Grenzbereiche gegen die Obere Schieferhülle, im N in den Schieferzungen, die von NE her in den Venediger-Zillertaler Kern eingreifen (Abb. 1).

Die Riffeldecken sind als Schubmasse mit NE-Vergenz über den Granatspitzkern und dessen Hülle geschoben worden. Die Wurzeln der Riffeldecken sind im südöstlichen und östlichen Venedigergebiete zu suchen, sie stürzen in der nordwestlichen Glocknergruppe. Dies erklärt die Tatsache, daß die Riffeldecken granitisiert wurden, während die Granatspitzhülle in ihrem Liegenden von Migmatisierung verschont blieb. Die Migmatite wurden eben in fertigem Zustande tektonisch verfrachtet. Der Ursprung der Granitsubstanz kann daher nicht im heutigen, unmittelbaren Untergrunde, sondern nur in der Wurzelregion der Riffeldecken, also im Venedigergebiete gesucht werden. Die stoffliche Ableitung der Albitporphyroblasten aus den an granitischem Material reichen Riffeldecken wurde bereits im II. Kapitel beschrieben.

Bei der tektonischen Behandlung dieses tieferen Bereiches kommt man selbstverständlich auch mit dem Zentralgneisproblem in Berührung. Fragen der Tektonik, der Metamorphose und des Magmatismus sind hier eng und untrennbar verknüpft.

Die Frage, ob der Zentralgneis im Sinne des Transformismus durch Jonenwanderung und Ichorese oder aus einem primären oder anatektischen Schmelzflusse entstanden ist, muß hier offen bleiben.

Nun möge zur Altersfrage des Zentralgneises Stellung genommen werden: Die Überschiebungen, und somit auch die Einregelung des Zentralgneises erfolgten in einer der Hauptdurchbewegungsphasen des Penninikums. Als solche gelten die vorgosauische Phase (Kober) und die laramische Phase (H. P. Cornelius). Das Verformungsbild zeigt, daß der Zentralgneis in bereits festem Zustande deformiert wurde, also älter als die genannten Phasen sein muß.

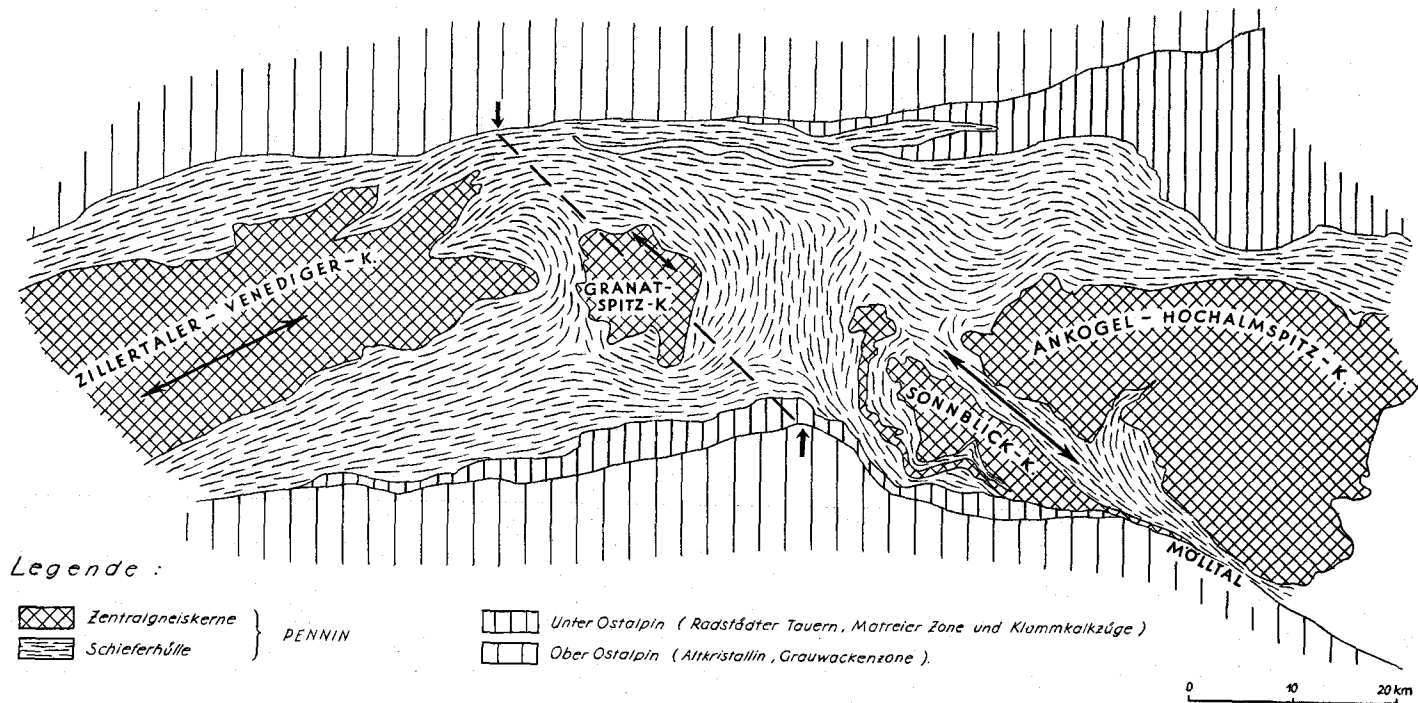


Abb. 1: Tektonogramm der mittleren Hohen Tauern (nach der Geolog. Karte der Republik Österreich von H. Vettors).

Die Schliftuntersuchungen des Hochweißenfeldgneises und der kalifeldspateten Schiefer ergeben, daß die das heutige Gefüge und die tektonischen Achsen schaffende Bewegungsphase jünger als die genannten Gesteine, aber älter als die Tauernkristallisation sein muß.

Es ergibt sich folglich ein frühalpidisches oder voralpidisches Alter des Zentralgneises und seiner Migmatite in dem untersuchten Gebiete. Die mesozoischen Marmore und Quarzite, die inmitten der Venedigermigmatite, nur 2 km vom Zentralgneis der Venedigerzunge entfernt, auftreten, zeigen keine migmatische Beeinflussung. Dies macht ein voralpidisches Alter der Migmatite und somit auch des Zentralgneises wahrscheinlich. Die mesozoischen Gesteine wären auf dem variskischen Migmatit-Zentralgneis-Komplex abgelagert worden. Durch die alpidische Gebirgsbildung gerieten diese Gesteine tief in den Migmatit-Komplex, wo sie heute die tiefgreifende Fuge zwischen Höherer und Unterer Riffldecke anzeigen.

Diese in einem relativ kleinen Gebiete gewonnenen Erkenntnisse schließen die alpidische, anatektische Aufschmelzung anderer Zentralgneispartien nicht aus. Es ergaben jedoch auch die Untersuchungen G. Frasls im nordöstlichen Venedigergebiete, daß der Zentralgneis den Deckenbau nicht durchbricht, sondern passiv eingeregelt ist (Lit. 34). Allerdings zeigt der Zentralgneis, seinen mechanischen Eigenschaften entsprechend, ein, von den ihn umgebenden Hüllgesteinen abweichendes Verhalten gegenüber der Durchbewegung.

Die Möglichkeit, daß manche zentrale Teile des Venedigerstockes alpidisches Alter haben, ist gegeben (Karl, Lit. 44 b).

Wir befaßten uns bisher nur mit den Hauptüberschiebungen, die den Bau des Gebirges bestimmt haben. An der Herausbildung der heute vorhandenen Gebirgsstruktur waren aber auch gewisse Bruchsysteme und steile Aufschiebungen beteiligt.

In dem Kamme, der vom Dichten Kg. nach SW zieht, kann man eine Reihe von Aufschiebungen beobachten. Das Einfallen dieser Bewegungsflächen schwankt zwischen ESE und SSE und beträgt 40°. An diesen Bewegungsflächen wurden die angrenzenden Amphibolite chloritisiert. Reine Chloritgesteine mit vereinzelt Albitporphyroblasten markieren die Bewegungsbahnen. Nach der Mineralfazies handelt es sich um Auf- bzw. Abschiebungen im Zusammenhange mit der jungen Aufpressung des Gebirges. Es herrschten aber noch P-T-Bedingungen, die das Aufspalten von Albiten ermöglichten.

In dieser jüngeren Bewegungsphase erfolgten auch noch an den älteren Überschiebungsbahnen geringfügige Bewegungen. Diese genügten aber zur Chloritisierung von Granat, Hornblende und Biotit. Muskowit war noch stabil.

Jünger als die genannten chloritischen Bewegungsbahnen sind die Brüche, die das Gebirge zerstückelten. Mit diesen Bewegungen waren keine Neumineralisationen mehr verbunden. Es kam zur Ausbildung von Harnischflächen und zur Zerklüftung der angrenzenden Gesteine. Zwei Verwerfungssysteme sind zu erkennen:

1. Ein N—S bis NNW—SSE verlaufendes System.
2. Ein NE—SW bis WSW—ENE verlaufendes System.

Dem ersten gehört die Bruchlinie an, die von NNW über den Felber Tauern zieht. Sie folgt dem oberen Laufe des Tauernbaches, zieht südwestlich am Meßeling Kg. vorbei über die Wolgemut A. ins Tauerntal. An dessen NE-Hängen zieht sie nördlich des Stall Kg. vorbei gegen SSE. Es dürfte sich um mehrere Brüche handeln, die sich gegenseitig ablösen. An dieser Bruchlinie wurde die W- bzw. SW-Scholle abgesetzt. Dadurch kamen die tektonisch höheren Riffldeckengesteine in gleiches Niveau mit dem Granatspitzkern, der eine Hochscholle darstellt. Parallel zu diesem Bruchsystem ziehen Störungen über den Meßeling Kg. und den Glocken Kg.

Dem zweiten System gehören Brüche mit geringerer Sprunghöhe an: Östlich vom Kratzenbergsee verlaufen zwei antithetische Störungen in WSW-Richtung. Östlich der Roten Säule quert ein Bruch den Hauptkamm und verursacht Mylonitisierung der angrenzenden Gesteine. Die Fortsetzung dieser Störung dürfte durch die Tauernklamm in das Felbertal ziehen. Auch der Innere First und der Dichten Kg.-SW-Kamm werden von Verwerfungen zerhackt. In der Landschaft treten diese Störungen scharf hervor. Auch der Tauern Kg.-NW-Grat wird von Verwerfern dieses Systems gequert. Im Schildkar finden sich ebenfalls Störungen, die ihrer WSW—ENE-Strichrichtung nach diesem System angehören.

Die gesamte tektonische Entwicklung läßt sich übersichtlich in folgendem Schema darstellen:

Bewegungen	Tekt. Einheiten (Vergenz)	Metamorphose
		Plag III, Knaf III prae- tektonisch
1. Hauptüber- schiebungen	Höhere Riffl. (+Venediger- zunge) Unt. Riffl. (+Weißeneck- dichtenzunge) Granatspitzkern und Hülle (NE- bis E-Vergenz)	Albit-Epidot-Amphibolit- Fazies (Granat, Chloritoid syn- tektonisch)
		Von Tauernkristallisation über- holt (Hornblende, Biotit, Chlorit, Albit, Knaf I)
2. Junge Auf- bzw. Ab- pressungen	Aufstau des Gebirges (WSW—ENE streichende Bewegungsflächen)	Reine Chloritgesteine $\pm$ ver- einzelte Albitporphyrobl. Chlorit-Muskowitgest. Diaphtorese führt z. Grün- schiefer Fazies (Chlorit- Muskowit-Subfazies)
3. Bruchtektunik	a) NNW—SSE-System b) SW—NE-System	Mylonitisierung ohne Neu- mineralisation



#### IV. Regionaler Überblick

Nachdem wir im vorherigen Abschnitte die tektonischen Ergebnisse dieser Arbeit kennengelernt hatten, wollen wir nun den untersuchten Bereich als Teil eines Ganzen betrachten. Die Geologie gerade dieses Mittelabschnittes der Hohen Tauern ist nämlich nur im Zusammenhange mit dessen Umgebung zu verstehen.

Während der Transport der Überschiebungen im allgemeinen in der S—N-Richtung erfolgte, müssen wir in dem untersuchten Gebiete Überschiebungen quer zum regionalen Gebirgsstreichen annehmen. In den Bereichen tieftaurider Einengungstektonik (Ch. Exner) sind Querbewegungen zwar keine Seltenheit, doch haben wir es hier mit Überschiebungen von mindestens 15 km zu tun. Querbewegungen solchen Ausmaßes sind, meines Wissens, in den Tauern noch nicht bekannt geworden. Zum Verständnisse dieser extremen Quertektonik muß man die besondere großtektonische Position dieses Tauernabschnittes in Betracht ziehen.

Die Tauern beschreiben einen großen, gegen N konvexen Bogen. Der Venediger-Zillertalerkern bildet mit seiner SW—NE-Erstreckung das Rückgrat des westlichen Tauernbogens. Die osttauride NW—SE-Richtung ist in der Mallnitzer Mulde, im Sonnblickkern und in der S-Begrenzung des Penninikums zu erkennen. Selbst die Täler verlaufen in dieser Richtung (das Mölltal von O. Vellach abwärts).

In den mittleren Hohen Tauern treffen diese verschiedenen Streichrichtungen aufeinander. L. Kober (Lit. 48) spricht von einer „Tauernlinie“, die die Scharungslinie ost- und westalpinen Streichens sei und durch die Glocknerdepression verläuft. An ihr erfolgten jüngere E—W-Zusammenschübe.

Die Querstrukturen der Glocknergruppe scheinen diese Ansicht zu bestätigen. Aus den Streichrichtungen der Gesteinszüge geht jedoch hervor, daß die Scharungslinie nicht N—S verläuft, sondern schräg durch die Tauern in NW—SE-Richtung. Am S-Rande des Tauernfensters, in der Matreierzone, erfolgt der scharfe Knick westlich von Heiligenblut. Der weniger scharfe Knick des Tauern-Nordrandes erfolgt zwischen Mühlbach und Mittersill i. Pz. Die Verbindungslinie der beiden Knickpunkte verläuft gerade über dem Granatspitzkern (Abb. 1). Letzter liegt im Grenzbereiche von west- und osttauridem Bauplane. Hier zieht eine Diskontinuitätslinie durch den Bau der Hohen Tauern.

1. Nimmt man an, daß der Tauernbogen bereits geosynklinal oder durch ältere Strukturen primär angelegt war, so ist leicht einzusehen, daß an der Linie, an der zwei verschiedene Strukturrichtungen aneinander stoßen, Ausgleichsbewegungen quer zum Gebirgsstreichen möglich, ja sogar wahrscheinlich sind. Daß solche Querbewegungen vorkommen, beweist die tieftaurische Einengungstektonik mit ihren Querstrukturen. In dem tiefrogenen Stockwerk herrschte Platzmangel. Die starren Zentralgneismassen waren gegenüber der Durchbewegung weniger nachgiebig als die Schieferhülle. Dies beweisen die Verformungsbilder an den Kontakten. Der Großteil der Einengung erfolgte daher in der Schieferhülle. Exner (Lit. 32) vergleicht die Schieferhülle mit einem „durchgekneteten Teig, in dem starre Mandelkerne liegen“. Die bogenförmige Achsenanordnung um die Venedigerzunge macht solch einen Mechanismus

höchstwahrscheinlich. In dem Bereiche, in dem die beiden Baupläne einander trafen, ist es, der Einengungstektonik entsprechend, zu bedeutenden Ausgleichsbewegungen gekommen. Unter dem Einflusse der mächtigen Venedigermasse wurden die Gesteine der Riffdecken ausgepreßt und als Schubmasse über den Granatspitzkern hinweg bis ins westliche Glocknergebiet verfrachtet.

2. Man kann annehmen, daß der Tauernbogen während der alpidischen Orogenese tektonisch angelegt wurde. Beobachtungen, wie der schärfere Knick an der Bogeninnenseite (Tauernsüdrand) und das Ausdünnen der Sonnblickdecke an der Mölltallinie, machen die zweite Möglichkeit, die tektonische Entstehung des Tauernbogens, wahrscheinlicher. Ein stärkeres Vordringen des ostalpinen Altkristallins gegen das Penninikum im Bereiche der Schobergruppe konnte ein Umbiegen im Penninikum bewirkt haben. Bei der Annahme eines sekundären Knicks muß die Einengungstendenz im Knickbereich besonders stark gewesen sein. Infolge mechanischer Gesetze muß die stärkste Einengung in den bogeninneren Teilen stattgefunden haben. Die Ausgleichsbewegungen erfolgten senkrecht zu der NW—SE verlaufenden Knickachse mit NE-Vergerz. In dem tiefrogenen Bereich war wenig Ausweichmöglichkeit vorhanden; die Schieferhüllzüge, die sich zwischen den Zentralgneiskernen hindurch schlingen, zeugen von diesem Kampf um Raum.

Nach seiner Stellung und seinem Verformungsbilde gehört der Granatspitzkern dem osttauriden Bauplane an. Der westtauride Komplex wurde im mittleren Tauernabschnitte dem osttauriden aufgeschoben. Wir sprechen von Überschiebungen, können aber nur die relativen Verschiebungsbeträge beobachten. Es ist ohne weiteres denkbar, daß unter dem Einfluß der Einengungstektonik Schollen in die Tiefe gedrückt und andere ihnen aufgeschoben wurden. Über- und Unterschiebung sind in solch tiefen Orogenteilen nicht mehr zu unterscheiden.

In der Oberen Schieferhülle, in der die starren Zentralgneiskerne fehlen, wirkte sich die Quereinengung nicht so stark aus. Die Querstrukturen der Glocknerdepression sind wohl mit dieser in Zusammenhang zu bringen. Im allgemeinen fand aber die Verformung in der Oberen Schieferhülle nach Achsen statt, die der regionalen Streichrichtung des Gebirges entsprechen. Querstrukturen der Unteren und normal streichenden Strukturen der Oberen Schieferhülle sind gleich alt.

In diesen, manchmal etwas theoretischen Überlegungen wurde versucht, die Einzelbeobachtungen zusammenzufassen und diese einem, die Detailserscheinungen bestimmenden Gesamtmechanismus einzuordnen. Es wurde versucht, auf diesem Wege die Zusammenhänge von Einzelbeobachtungen herauszuarbeiten und dadurch deren Verständnis zu vertiefen.

## V. Literaturverzeichnis

Es wurde getrachtet, besonders die neuere Tauernliteratur zu berücksichtigen. Ältere Arbeiten, die sich nicht direkt mit meinem Arbeitsgebiete beschäftigen, sind in dem Verzeichnisse nicht enthalten. Sie finden sich in den langen Literaturverzeichnissen von H. Fischer (Lit. 33), R. Srbik (Lit. 82), H. P. Cornelius (Lit. 17) und A. Egger (Lit. 27). Sämtliche in der Dissertation angeführten Arbeiten sind in diesem Verzeichnisse enthalten.

1. Angel F., Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol (Venediger). Mitt. nat. V. d. Stmk., 66, 1929.
2. Angel F., Gesteine vom südlichen Großvenediger. (N. Jb. f. Min. etc., Beilagebd. 59, Abt. A, 1929, p. 223.)
3. Angel F. und Heritsch F., Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zbl. f. Min. etc. Abt. B, 10, 1931.
4. Angel F. und Staber R., Migmatite der Ankogel- und Hochalmgruppe. Min. petr. Mitt. Bd. XLI 1937.
5. Angel F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz, 1940, p. 251.
6. Angel F. und Staber R., Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogelgruppe. Wissenschaftl. Alpenvereinsheft Nr. 13, Innsbruck 1952.
7. Becke F., Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt d. Hohen Tauern.
9. internat. Geologenkongreß, Wien 1903, Exkursionsführer 8 u. 9.
8. Becke F., Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern. Hb. f. Min. etc. 1923, 1, p. 234—238.
- 8 a. Bederke E., Über den Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. Geol. Rdsch. Bd. 35, Heft 1. Stuttgart 1947, p. 26—32.
9. Benedict P. C., Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Inaug. Diss. phil. Fak. II, Univ. Zürich 1952.
10. Braumüller E., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. XXX 1937.
11. Braumüller E. u. Prey S. Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. d. R. st. f. Bdf. 1943.
12. Christa E., Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. G. B. A. Wien, 81, 1931, p. 533—634.
13. Clar E., Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil, Rst. f. Bdf., 25, 1, Wien 1939.
14. Clar E., Die geologische Karte des Großglocknergebietes. Karinthin, 1950, p. 168—171.
- 14 a. Clar E., Zur Einführung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Vh. G. B. A., Heft 2, 1953.
15. Clar E., Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. „Gesteine, Erz- und Mineralagerstätten Kärntens“. Carinthia II, 143., Klagenfurt, 1953, p. 176—184.
16. Cornelius H. P. u. Clar E., Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. V. G. B. A. Wien, 1935.
17. Cornelius H. P. u. Clar E., Geologie des Großglocknergebietes. I, Abh. d. Rst. f. Bdf., Wien, 1939, 25.
18. Cornelius H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Ztschr. D. G. G. 92, 1940.
19. Cornelius H. P., Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Zentralgneise. Ber. d. Rst. f. Bdf., 1941, p. 14—20.
20. Cornelius H. P., Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier Tauerntal. Ber. d. Rst. f. Bdf., 1942, p. 1—3.
21. Cornelius H. P., Neue Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 54, 1942, p. 178—182.
22. Cornelius H. P., Geologisches über die Granatspitzgruppe. Ztschr. d. D. A. V., 1942, p. 61—68.
23. Cornelius H. P., Beobachtungen am NE-Ende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). Ber. d. Rst. f. Bdf., 1944, p. 25—31.
24. Cornelius H. P., Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen im Gebiete der Großvenedigergruppe. Anz. d. österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl. 86, 1949, p. 223—224.
25. Cornelius H. P., Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkte der Alpengeologie. Sb. d. österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl., I 158, 1949, p. 543—570.
26. Dal Piaz G. Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. Mem. ist. geol. Univ. Padova; Vol. X, 1934.
27. Egger A., Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). Diss. Univ. Wien, 1954.
28. Exner Ch., Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. Mitt. d. Wiener Min. Ges., 1947, Nr. 100 — Tsch. Min. Petr. Mitt., F. 3, 1. p. 82—87.

29. Exner Ch., Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. F. 3, 1, 1949, p. 197—284.
30. Exner Ch., Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung. (Mitt. österr. Min. Ges. Wien, Nr. 111, 1948/49 = Tsch. Min. Petr. Mitt., F. 3, 2, p. 129—132.
31. Exner Ch., Geologische Probleme der Hohen Tauern. V. G. B. A. Sonderheft C, p. 86—95, Wien, 1952.
32. Exner Ch., Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. „Radex-Rundschau“, Heft 7/8, 1953.
33. Fischer H., Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. Diss. Univ. Wien, 1948.
34. Frasl G., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Diss. Univ. Wien, 1949.
35. Frasl G., Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Verh. G. B. A. Heft 1, 1952.
36. Frasl G., Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei i. Osttirol). Verh. G. B. A., Heft 1., 1955.
37. Frasl G., Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Verh. G. B. A., 1956, Heft 1.
38. Fuchs G., Vorbericht über geologische Untersuchungen im Gebiet Granatspitze—Gr. Venediger. Mitt. d. Geol. u. Bgb. Stud., Wien, 1956.
39. Hammer W., Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau. Mitt. d. Rst. f. Bdf., Zweigst. Wien, 1940.
40. Heim Arn., Geologie der Schweiz. 1916—1922.
41. Heritsch F. und Angel F., Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc. Abt. B, 10, 1931.
42. Holzer H., Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Sitz. Ber. d. österr. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I, 161, Bd. 2 und Heft 3, Wien, 1952.
43. Hottinger A., Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hochaarngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Ecl. Geol. Helv., 1935, 28.
44. Karl F., Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). Verh. G. B. A. Wien 1955. Heft 1, p. 39—43.
- 44 a. Karl F., Aufnahmen 1952 auf den Blättern Wald, Hohe Fürlegg, Prägraten und Dreiherrn Spitze. Vh. G. B. A., 1953, 38—41.
- 44 b. Karl F., Bericht 1955 über Aufnahme auf Blatt Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Verh. G. B. A. Wien 1956. Heft 1, p. 49—54.
45. Klebelsberg R. v., Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin, 1935.
46. Kober L., Das Östliche Tauernfenster. Denkschr. AK. Wiss. Wien, 1922.
47. Kober L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
48. Kober L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer, 1938.
49. Kober L., Bau und Entstehung der Alpen. Wien, 1955.
50. Kölbl L., Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sb. d. AK. Wiss., math. nat. Kl., Abt. I, 133, 1924.
51. Kölbl L., Zur Tektonik des mittleren Abschnitts der Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc., 1924.
52. Kölbl L. u. Schiener A., Zur Petrographie und Tektonik der Großvenedigergruppe in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc., 1928, Abt. B, p. 174—179.
53. Kölbl L., Petrographisch-Geologisches über das Venedigergebiet. Tsch. Min. Petr. Mitt. 40, 1930.
54. Kölbl L., Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Sb. d. AK. Wiss. Wien. math. nat. Kl. Abt. I, 141, 1932, p. 39—66.
55. Kölbl L., Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rsch., 1935.
56. Kraus E., Der Abbau der Gebirge. Borntraeger, Berlin, 1936.
57. Leitmeier H., Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Min. Petr. Mitt., 1937.
58. Leitmeier H., Einige neuere Mineralorkommen im Gebiete des Habachtales. Ein Beitrag zur Erkenntnis und Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Min. Petr. Mitt. 53, 1942.
59. Leitmeier H., Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. 3, 1, 1950.
60. Löwl F., Ein Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern. Jb. K. K. G. R. A., Wien, 1881, p. 445—452.

61. Löwl F., Der Großvenediger. Jb. K. K. G. R. A. 1894, p. 515—532.
62. Löwl F., Der Granatspitzkern Jb. K. K. G. R. A. 1895, p. 615—640.
63. Löwl F., Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. 9. Internat. Geol. Kongreß, Exkursionsführer IX, Wien 1903.
64. Niedzwiedzki J., Aus den Tiroler Zentralalpen. Jb. K. K. G. R. A. 1872, p. 241—252.
65. Peters K., Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. Jb. K. K. G. R. A., Wien, 1854, p. 766—808.
66. Prey S., Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges., Wien, 29, 1936.
67. Prey S. u. Braumüller E., Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern Ber. Rst. f. Bdf., 1943.
68. Sander B., Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. Vh. K. K. G. R. A., 1909, p. 204—206.
69. Sander B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I. Bericht). Denkschr. AK. Wiss. Wien math. nat. Kl., Bd. 82, 1911, p. 258—320.
70. Sander B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (II. Bericht). Jb. G. B. A., Bd. 70, 1920.
71. Sander B., Zur Geologie der Zentralalpen, Jb. G. B. A., 1921.
72. Sander B., Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
73. Sander B., Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes Z. D. G. G., Bd. 91, 1939.
74. Sander B., Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-Petrogr. Inst. d. Univ. Innsbruck. Mitt. Rst. f. Bdf., Zweigst. Wien, Bd. 1, 1940.
75. Sander B., Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. Rst. f. Bdf., Heft 4, 1942.
76. Sander B., Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper (Wien-Innsbruck, 1948—1950).
77. Schaffer F. X., Geologie von Österreich. 2. Aufl., Wien 1951.
78. Scharbert H., Bericht über Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Anz. AK. Wiss. math.nat. Kl. 14, p. 234, Wien, 1952.
79. Scharbert H., Die eklogitischen Gesteine des südlichen Venedigergebietes (Osttirol). Jb. G. B. A. 97, Wien, 1954.
80. Schmidegg O., Geologische Aufnahmen in der Venedigergruppe (Blatt Krimml 151 u. Großglockner 152). Vh. G. B. A., 1956, Heft 1.
- 80 a. Schmidegg O., Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Zell a. Z. (150), Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Verh. G. B. A. 1956 Heft 1.
81. Schwinner R., Die Zentralzone der Ostalpen. (Geologie von Österreich [Lit. 77]), Wien 1951.
82. Srbik R., Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. München-Berlin, 1935.
83. Staub R., Der Bau der Alpen, Beitrag zur Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 52, 1924.
84. Stur D., Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jb. K. K. G. R. A. Wien, 1854, p. 818—852.
85. Termier P., Sur la structure des Hohe Tauern. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 137, 1903, p. 876—876.
86. Termier P., Sur la structure des Alpes orientales: Fenetre des Tauern et zone des racines. C. R. Acad. Sc. Paris 175, 1922. p. 924—930.
87. Wegmann C. E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rsch., 1935.
88. Weinschenk E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Abh. K. bayr. AK. d. Wiss. II. Cl., 18 (3), 1894, p. 651—714.
89. Weinschenk E., Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Ztschr. f. Krist., 26, 1896, p. 337—508.
90. Weinschenk E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abh. d. K. bayr. AK. Wiss. II. Kl., 1903, 22, 2. Abt., p. 261—340.
91. Weinschenk E., Die Resultate einer petrographischen Untersuchung des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Zbltt. f. Min. etc. 1903.
92. Winkler A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. Jb. G. B. A. Wien, 1926, 76, p. 245—322.

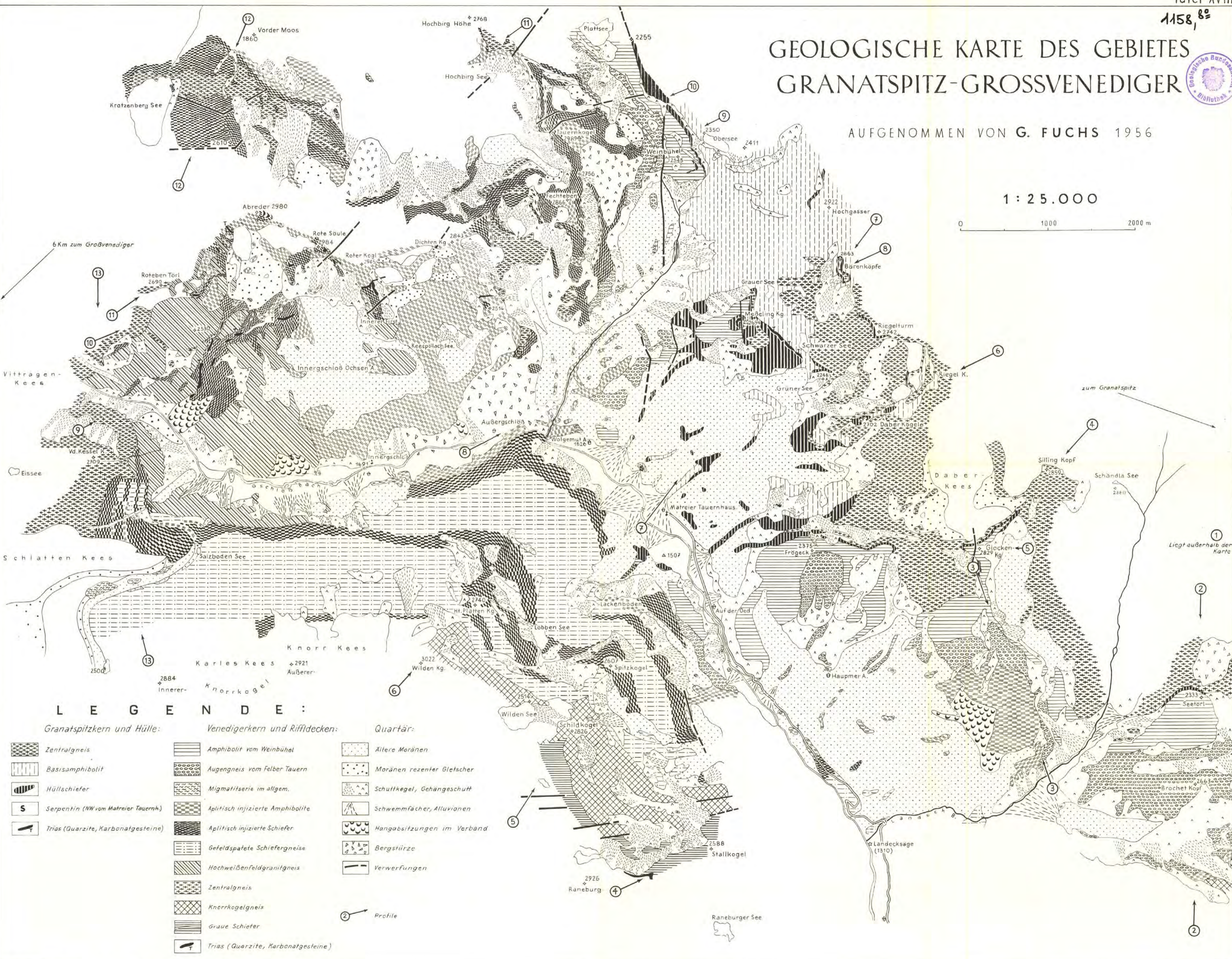
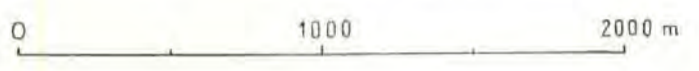


# GEOLOGISCHE KARTe DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER



AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000



## LEGENDE:

<b>Granatspitzkern und Hülle:</b>		<b>Venedigerkern und Riffldecken:</b>		<b>Quartär:</b>	
	Zentralgneis		Amphibolit vom Weinbühel		Ältere Moränen
	Basisamphibolit		Augengneis vom Felber Tauern		Moränen rezenter Gletscher
	Hüllschiefer		Migmatitserie im allgem.		Schuttkegel, Gehängeschutt
	Serpentin (NW vom Matreier Tauernh.)		Aplitisch injizierte Amphibolite		Schwemmfächer, Alluvionen
	Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)		Aplitisch injizierte Schiefer		Hangabsatzungen im Verband
			Gefeldspate Schiefergneise		Bergstürze
			Hochweißfeldgranitgneis		Verwerfungen
			Zentralgneis		
			Knorrkogelgneis		Profile
			Graue Schiefer		
			Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)		



# STRUKTURKARTE DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER

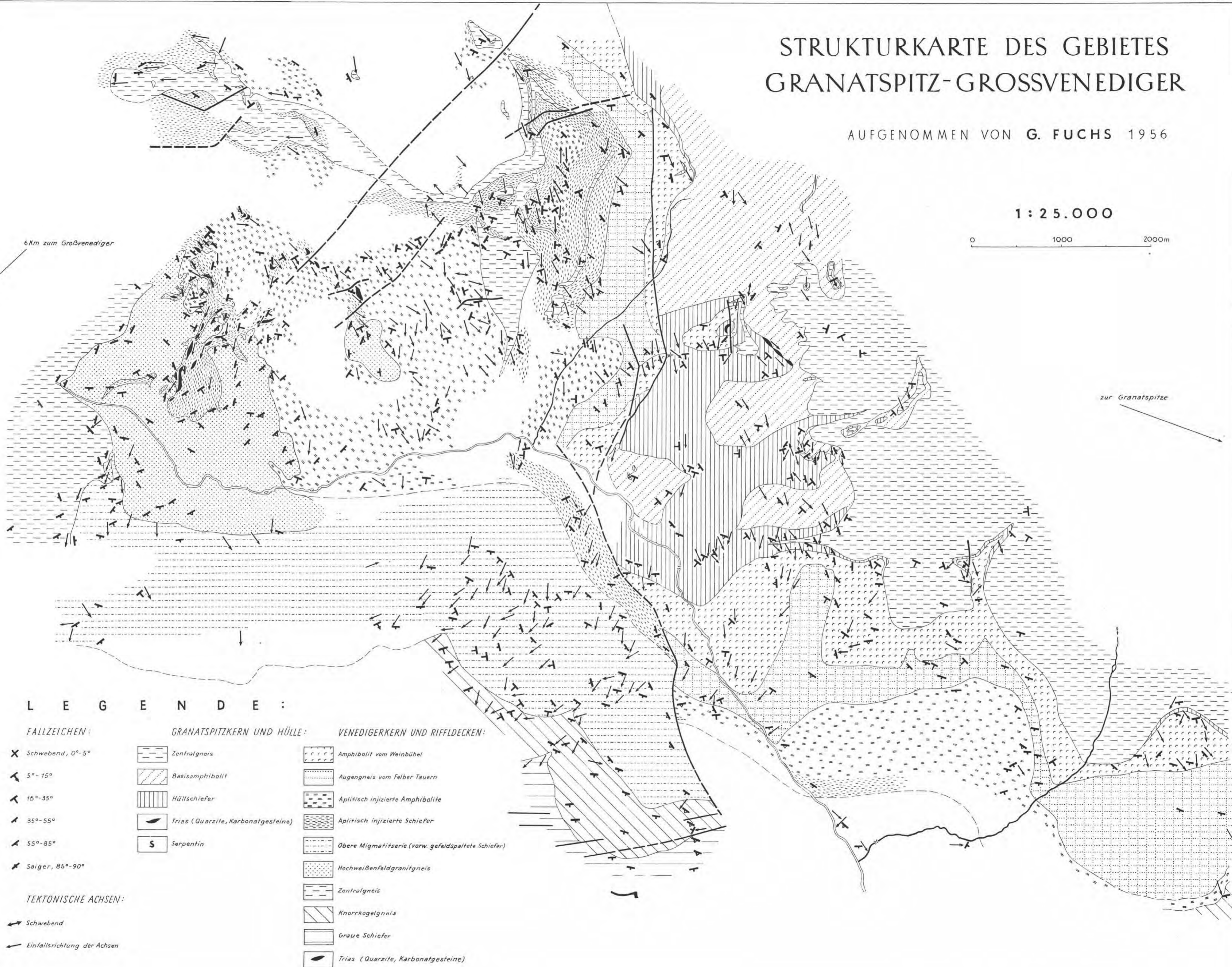
AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000

0 1000 2000m

6 Km zum Großvenediger

zur Granatspitze



## LEGENDE:

### FALLZEICHEN:

- X Schwebend, 0°-5°
- ↖ 5°-15°
- ↗ 15°-35°
- ↘ 35°-55°
- ↙ 55°-85°
- ↕ Saiger, 85°-90°

### TEKTONISCHE ACHSEN:

- ↔ Schwebend
- ↔ Einfallrichtung der Achsen

### GRANATSPITZKERN UND HÜLLE:

- Zentralgneis
- Basisamphibolit
- Hüllschiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)
- S Serpentin

### VENEDIGERKERN UND RIFFLDECKEN:

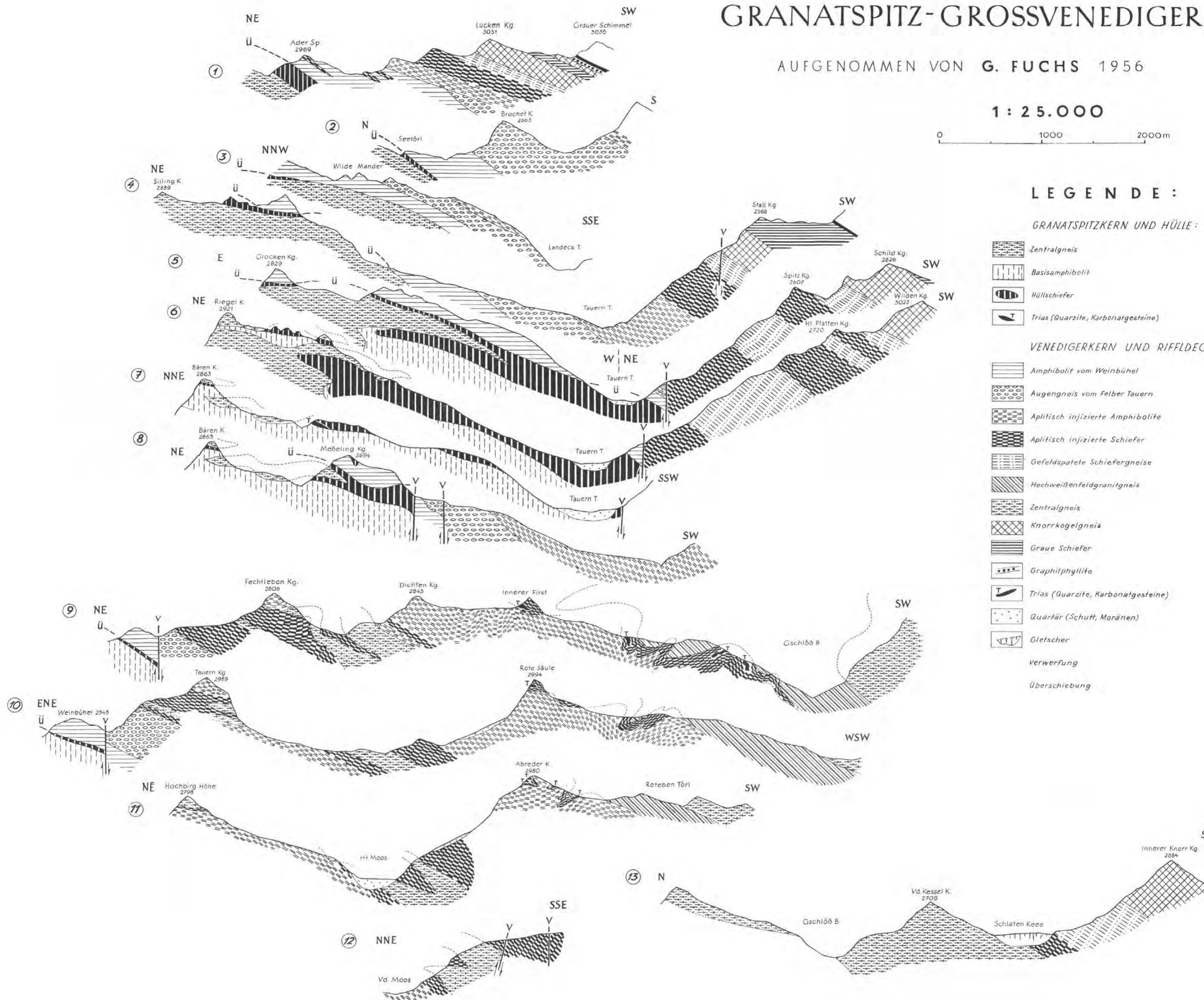
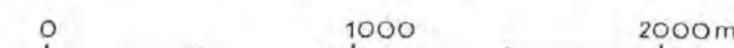
- Amphibolit vom Weinbühel
- Augengneis vom Felber Tauern
- Aplitisch injizierte Amphibolite
- Aplitisch injizierte Schiefer
- Obere Migmatitserie (vorw. gefeldspaltete Schiefer)
- Hochweißenfeldgranitgneis
- Zentralgneis
- Knorrhogelgneis
- Graue Schiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)



# PROFILE DES GEBIETES GRANATSPITZ-GROSSVENEDIGER

AUFGENOMMEN VON G. FUCHS 1956

1 : 25.000



## LEGENDE :

### GRANATSPITZKERN UND HÜLLE :



- Zentralgneis
- Basisamphibolit
- Hüllschiefer
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)

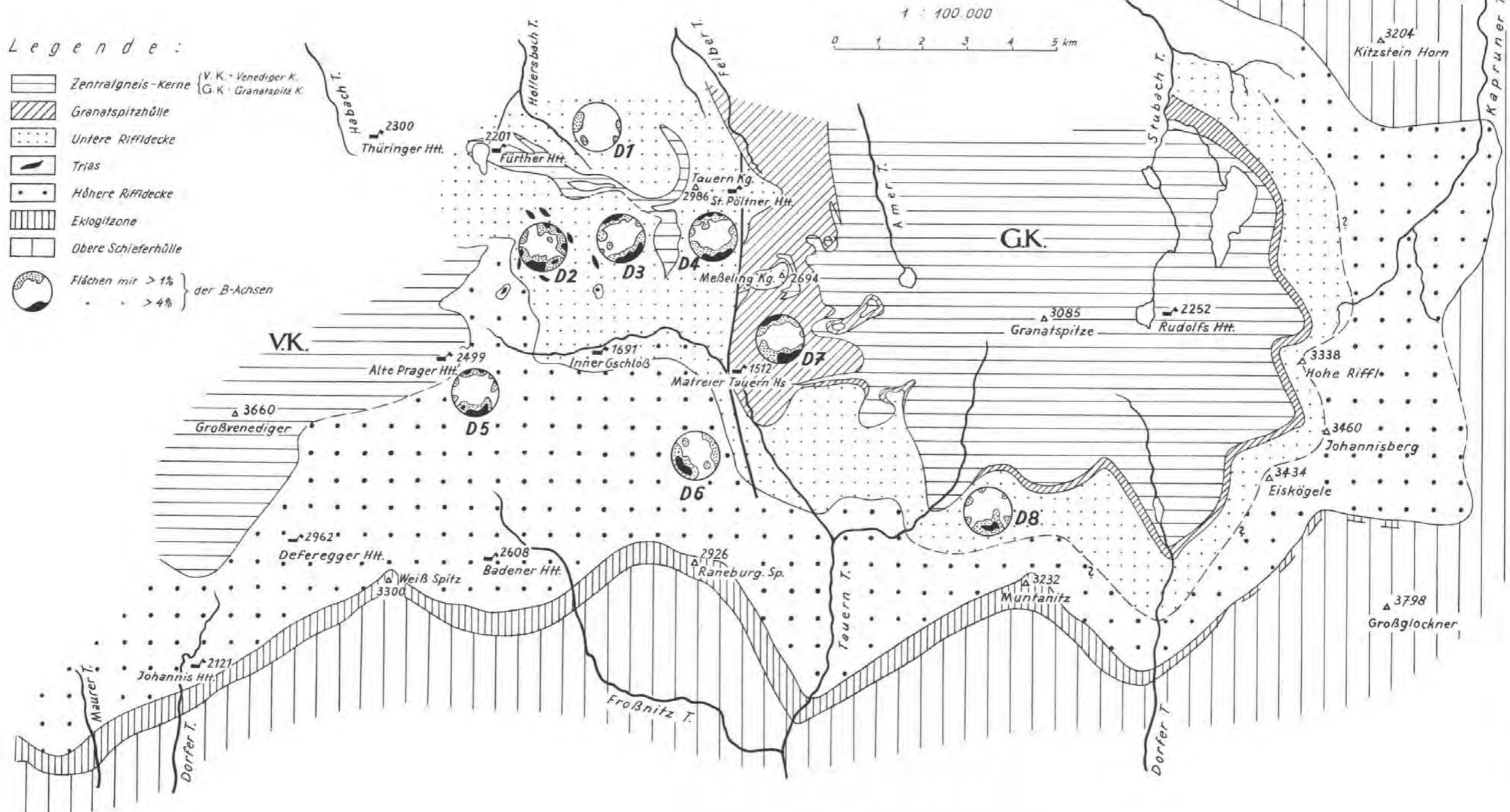
### VENEDIGERKERN UND RIFFLDECKEN :

- Amphibolit vom Weinbühel
- Augengneis vom Felber Tauern
- Aplitisch injizierte Amphibolite
- Aplitisch injizierte Schiefer
- Gefeldspatete Schiefergneise
- Hochweißfeldgranitgneis
- Zentralgneis
- Knorkogelgneis
- Graue Schiefer
- Graphitphyllite
- Trias (Quarzite, Karbonatgesteine)
- Quartär (Schutt, Moränen)
- Gletscher
- Verwerfung
- Überschiebung

# TEKTONOGRAMM DER MITLEREN HOHEN TAUERN von G. FUCHS

## Legende:

-  Zentralgneis-Kerne { V.K. - Venediger K.  
G.K. - Granatspitz K.
-  Granatspitzhülle
-  Untere Riffldecke
-  Trias
-  Höhere Riffldecke
-  Eklogitzone
-  Obere Schieferhülle
-  Flächen mit > 1% } der B-Achsen
-  > 4%



# Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich)

Von Edith Kristan

Mit 3 Textabbildungen und 2 Tafeln (XXII, XXIII)

## Inhalt

	Seite
Vorwort .....	249
Stratigraphie	
Ötscherdecke .....	250
Hallstätterdecke .....	253
Fazies .....	269
Tektonik .....	271
Regionale Beschreibung .....	279
Zusammenfassung .....	289
Literatur .....	290

## Vorwort

Vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer geologischen Neuaufnahme des Gebietes der Hohen Wand und ihrer Umgebung (Nördliche Kalkalpen—Ostrand), welche in den Sommern 1955/56 durchgeführt wurde. Es sollte, gestützt auf eine ins Detail gehende Kartierung, eine gesicherte Stratigraphie aufgestellt, die Zugehörigkeit zur Hallstätterzone geklärt und die tektonische Stellung der Hohen Wand ermittelt werden. In die Untersuchung wurde daher außer der Hohen Wand auch das Miesenbachtal bis zur Piesting einbezogen. Das SE angrenzende Gebiet wurde gleichzeitig von B. Plöchinger kartiert.

Aufrichtigen Dank sagen möchte ich für die Anregung zu dieser Arbeit Herrn Prof. Dr. L. Kober, Herrn Prof. Dr. E. Clar danke ich für die vielfache Förderung meiner Untersuchung, den Herren Prof. Dr. O. Kühn und Prof. Dr. H. Zapfe bin ich für fachliche Ratschläge und Bestimmung der Makrofossilien sehr verbunden. Der Niederösterreichischen Landesregierung verdanke ich eine Subventionierung meiner Arbeit.

## Stratigraphie

Bis in die neueste Zeit war das Alter des „Wandkalkes“ umstritten. Die Trennung der verschiedenen die Hohe Wand aufbauenden Kalktypen war wegen der Ähnlichkeit der Gesteine bei gleichzeitiger Fossilarmut nur unzureichend durchgeführt worden. Auch die Unterscheidung der im Miesenbachtal weit verbreiteten Mergel schien schwierig. Doch ist die Trennung der Kalke und Mergel schon nach rein petrographischen Merkmalen möglich und es konnte eine reichhaltigere Schichtfolge aufge-



stellt werden. Außerdem sind die Mergel auf Mikrofauna untersucht worden und mit dieser ebenfalls zu unterscheiden.

Zwei stratigraphisch und tektonisch differenzierte Einheiten bauen unser Gebiet auf: Die Ötscherdecke und die Hallstätterdecke. Die Ötscherdecke reicht mit ihren südlichsten, nur aus obertriadischen Gesteinen bestehenden Schuppen — vom Kressenberg—Dörrnberg—Zug bis Scheuchenstein im Miesenbachtal — in den Nordteil des Aufnahmegebietes.

Die folgende Beschreibung der Stratigraphie wird für beide Decken getrennt gegeben.

### Ötscherdecke

#### Hauptdolomit

Hauptdolomit leitet als tiefstes Schichtglied die beiden großen hier vorhandenen Schuppen — Kressenberg N-Seite und Kressenberg S-Seite mit Dörrnberg — ein. Es ist ein hell- bis dunkelgrauer, feinstkörniger, meist dichter Dolomit, mit einer Ausnahme im Steinbachgraben ungebant. Er verwittert typisch in eckigen, rhombischen Grus. Auf der NW-Seite des Kressenberges, an der Basis der tieferen Schuppe, erreicht der Hauptdolomit eine Mächtigkeit von ungefähr 140 m, in der zweiten Schuppe, im Steinbachgraben, ist er weit geringer. S vom letzten Haus der Häuserzeile im Steinbachgraben steht im Hohlweg besonders im Bachbett ein ungefähr 5 cm gebankter Hauptdolomit an, das einzige derartige Vorkommen im untersuchten Gebiet. Ebenfalls abweichend ausgebildet findet man ungebantkten Hauptdolomit im Steinbruch S Wopfung, NE Kote 448 (Grillenkogl). Neben dem typischen hellgrauen, grusig verwitternden Dolomit gibt es hier auch noch einen sehr dichten, fast etwas mergeligen, gelblichgrauen, grauioletten oder graugrünen, stellenweise verschwommen gebänderten, manchmal von papierdünnen gelblichgrünen Toneinlagerungen durchsetzten Hauptdolomit.

#### Dachsteinkalk

Er ist von meist dunkelgrauer bis seltener hellgrauer oder graubrauner Farbe. Zuweilen kann er himbeerrot oder grau und himbeerrot gefleckt sein. Stellenweise wird er von vielen weißen Kalzitadern durchzogen. Eine 30—50 cm-Bankung herrscht vor, sie kann jedoch auch dünn sein — 5 cm-Schichtung und Feinstbänderung hell-dunkelgrau — undeutlich werden oder fehlen. Hellgelbe, etwas mergelige Schlieren sind vereinzelt zu beobachten.

Der Dachsteinkalk bildet das mächtigste Schichtglied der Ötscherdecke. Er folgt über dem Hauptdolomit und baut in der unteren Schuppe fast 300 m mächtig die N-Seite des Kressenberges auf und setzt nördlich der Piesting fort. In der oberen Schuppe der Kressenberg-S-Seite und des Dörrnberges ist er weniger mächtig. Mit verschiedenen kleinen Schwankungen fällt der Dachsteinkalk überall mittelsteil gegen SE unter die Kalke der Hohen Wand ein.

Gute Aufschlüsse in typischem Dachsteinkalk gibt es vor allem in der Umgebung von Waldegg, aber auch an der E-Seite der Straße von Waldegg nach Dürnbach stehen die Dachsteinkalke des Dörrnberges, auf der anderen Seite in zwei Steinbrüchen die des Kressenberges an.

Das Alter der oben beschriebenen Dachsteinkalke wird eher norisch als rhätisch angenommen, vor allem deshalb, weil in rhätischem Dachsteinkalk doch mehr Fossilien zu erwarten sind. Dann folgt über dem Dachsteinkalk deutlich unterschieden das sichere Rhät, gerade in diesem Gebiet in mannigfaltiger Fazies ausgebildet. Der norische Dachsteinkalk soll gegen oben auch in rhätische, reich fossilführende Starhemburgschichten übergehen und mit ihnen wechsellagern. Das wurde aber am Kressenberg nirgends beobachtet.

#### Rhät

##### a) Starhemburgschichten

Eines der berühmten Vorkommen von Starhemburgschichten des Piestingtales liegt auch in diesem Aufnahmegebiet. Es ist der in der Literatur unter dem Namen „Hiesel im Brand“ seit alters bekannte Fundpunkt, der allerdings richtig „Haindl im Brand“ zitiert werden muß. Weder das Haus hat den Hofnamen „Hiesel“, noch hat jemals eine Familie Hiesel in ganz Brand gelebt. Das berühmte Vorkommen, ein hausgroßer Felsen aus Starhemburgschichten, liegt gegenüber dem Haus der Familie Haindl auf der anderen Seite des Fahrweges. Es ist ein undeutlich geschichteter grauer Kalk, der nur stellenweise rötliche Lagen, auch Crinoidenlagen, aufweist. Parallel zur Schichtung wird er plattenförmig von der Koralle *Thamnastraea rectilamellosa* Winkler durchzogen. Eine Zusammenstellung der Fauna gibt Bittner (1886) auf S. 101. Meine eigene kleine Aufsammlung erbrachte folgende Fossilien:

- Cidaris cornaliae* Stopp.
- Thamnastraea rectilamellosa* Winkl.
- Pecten* sp.
- Terebratula piriformis* Suess
- Terebratula* sp.
- Rhynchonella subrimosa* Schafh.
- Rhynchonella fissicostata* Suess
- Spiriferina suessi* Winkl.

Fossilführende Starhemburgschichten wurden auch im Steinbruch E Grillenkogel S Wopfung in der Halde des Steinbruchs gefunden, sie sind aber jetzt nicht anstehend anzutreffen. Auch diese grauen oder fleischroten Kalkbrocken mit viel Lumachelle, runden Crinoiden und Seeigeltstacheln durchzieht plattenförmig *Thamnastraea rectilamellosa* Winkler. Folgende Fauna konnte gewonnen werden:

- Thamnastraea rectilamellosa* Winkl.
- Oxytoma inaequivalve* Sow.
- ? *Undularia* sp.
- Terebratula* sp.
- Rhynchonella* cf. *fissicostata* Suess
- Rhynchonella subrimosa* Schafh.

##### b) Kössener Schichten

Sämtliche von Bittner und Kossmat verzeichneten Streifen von Kössener Schichten im Gebiet Kressenberg—Peising—Brand sind nicht durch Fossilien belegt, vielmehr spricht das petrographische Aussehen für Lias.

Ein sicheres Vorkommen von Kössener Schichten dieser Gegend befindet sich am S-Fuß des Kressenberges beim alten Jagdhaus (737). Im Fahrweg, der am Jagdhaus vorbei zum Kressenberg zieht, wurde anstehend ein geringes Vorkommen von harten dunkelgrauen bis schwarzen Kalkmergeln mit weißen Kalzitadern und nicht scharfkantigem Bruch entdeckt, deren Fauna durch rhätische Fossilien charakterisiert ist:

*Modiola minuta* Goldf.  
*Modiola schafhäutli* Stur  
*Lima* cf. *praecursor* Quenst.  
*Pecten* sp.  
*Terebratula piriformis* Suess  
*Terebratula (Rhaetina) gregaria* Suess  
*Rhynchonella subrimosa* Schafh.  
*Rhynchonella fissicostata* Suess  
*Cyrtina koessenensis* Zugm.

#### Lias

Juragesteine haben als das hangendste Schichtglied der unter die Hallstätter Decke untertauchenden Ötscherdecke eine weite Verbreitung. Sie sind aber so ungenügend und unzusammenhängend aufgeschlossen, daß sie keine gültigen Schlüsse hinsichtlich Lagerung und Mächtigkeit zulassen. Sofern sich nicht aus der Kartierung Anhaltspunkte über ihre Lagerung ergeben haben, muß die Reihenfolge der Schichtglieder nach jener aus benachbarten Gebieten derselben tektonischen Einheit eingehalten werden.

##### a) Liasfleckenmergel

Liasfleckenmergel nimmt im Gegensatz zu den anderen, gering verbreiteten Juragesteinen ein weites Gebiet im Miesenbachtal ein, und zwar vom S-Fuß des Kressenberges über das Dürnbachtal bis Scheuchenstein. Südlich von Scheuchenstein kommt die Ötscherdecke nur mehr mit zwei kleinen Flecken von Liasmergeln unter der überlagernden Hallstätter Decke hervor, um dann endgültig unter diese unterzutauchen. Die Niederungen S Waldegg und „Im Brand“ sind ebenfalls in Liasfleckenmergel angelegt.

Hierher wurden gerechnet: Typische harte, scharfkantige, hellgraue Kalkmergel mit dunkelgrauen, länglichen Flecken, dünnplattig bis *cm*-Bankung, die immer eine bis zu  $1\frac{1}{2}$  mm dicke, hellgraue bis hellgraugelbe Verwitterungsrinde aufweisen und abgerundet glatt verwittern — ferner ebensolche hell- bis mittelgraue harte Mergel ohne Flecken, hellgraue bis hellgraublaue und dunkelgraue bis schwarze, weiche, mehr oder weniger scharfkantige Mergelkalke von verschiedenen Grau- bis Brauntönungen. Ein schwarzer, feinkristalliner mergeliger Kalk mit dicker brauner, schrumpeliger Verwitterungsrinde, welcher an zwei Stellen als vereinzelt Lesestücke gemeinsam mit Fleckenmergel auftauchte, muß ebenfalls, da nicht gesondert ausscheidbar, hier dazugerechnet werden.

Typische Liasfleckenmergel gehen oft in mehr oder minder harte und scharfkantige schwarze Mergel über, die den Kössener Schichten ähnlich sehen können. Kössener Schichten haben aber nie so scharf-

kantigen Bruch, verwittern nicht so glatt wie Liasmergel und führen Fossilien.

Relativ gute Aufschlüsse in Liasmergeln findet man an folgenden Stellen: Auf dem Weg vom Gauermannhof nach Ober Miesenbach; im Hohlweg SW Sonnleiten N Dürnbach; am grün markierten Weg von Peisching auf die Hohe Wand SW und S „Im Hartl“; an allen Wegen und SW unterhalb der Waldegger Kirche im Tal von Waldegg.

Alle Schlämmproben aus Liasmergeln erwiesen sich annähernd oder zur Gänze als fossilifer. Eine Probe aus hellgrauen weichen Mergeln SW unterhalb der Waldegger Kirche erbrachte kleine glattschalige Ostracoden und unbestimmbare Dentalinen und Nodosarien in geringer Anzahl, woraus sich aber keinerlei Schlußfolgerungen ziehen lassen.

#### b) Hirlatzkalk

Zwei Typen, ein roter und ein grauer Hirlatzkalk, ließen sich gut unterscheiden.

#### Roter Hirlatzkalk

Der meist dichte oder mehr mergelige rote Kalk mit weißen Kalzitadern enthält im allgemeinen häufig Crinoiden und Belemniten. Er wird nur geringmächtig und kommt nur an wenigen Stellen vor. Der vorwiegend aus Crinoiden bestehende Kalk verwittert zu grobem „Sand“ bzw. Grus (z. B. S „Im Hartl“ südlich von Wopfung).

Vorkommen von typischem Hirlatzkalk: Am S-Fuß des Kressenberges beim Jagdhaus und am E- und W-Ende der Sonnleiten; am Höhenzug Kote 600 zwischen Miesenbach und Steinbachgraben; Große Klaus bei Dürnbach, am Fuß der Hohen Wand; S „Busch“ im Miesenbachtal.

#### Grauer Hirlatzkalk

Es ist ein mittelgrauer, auch graubrauner, etwas mergeliger Kalk mit Crinoiden und selten Belemniten. Meist herrschen die Crinoiden vor mit ganz wenig Kalk als Bindemittel. Wenn der Kalk vorherrscht, wird er von weißen Kalzitadern mit gewellten Scherflächen oft reichlich durchzogen.

Vorkommen: Auf dem Höhenzug Kote 600 zwischen Miesenbach und Steinbachgraben und E und SSE „Zellinger“ im Miesenbachtal.

#### Dogger-Klauskalk

Klauskalk kann nun auch aus dem Miesenbachtal beschrieben werden. Es ist ein sehr harter, braunroter, kieselreicher Kalk mit weißen Kalzitadern, dunkelbraunroten Hornsteinknollen, feinen Manganhäutchen und seltenen Crinoiden und Belemniten.

Die beiden Vorkommen von Klauskalk liegen bei Balbersdorf: Am Weg von Balbersdorf nach Dürnbach S „Balbersteine“ in ungefähr 600 m Höhe, nicht anstehend und, durch Aufgrabungen für eine Lichtleitung erschlossen, nebst Werfener Schichten der Hallstätterdecke im Gebiet vom Sägewerk S Balbersdorf zum Zellinger.

#### Hallstätterdecke

##### Permoskyth

Salz, Haselgebirge, Gips

Im direkten Aufnahmegebiet gibt es keines dieser drei Schichtglieder. Doch beschreibt Čížek ein Vorkommen von „körnigem, mit grünem



Ton sehr gemengtem Gips“ bei Waidmannsfeld, und von Hernstein ist spurenhafte Steinsalz mit Salzton seit alters bekannt.

#### Skyth — Werfener Schichten

Werfener Schichten sind im Miesenbachtal im Gebiet Bachfranz—Am Bach, von Scheuchenstein bis Zellinger und S vom Balberstein E Balbersdorf verbreitet. Die beiden ersten Verbreitungsgebiete waren schon bekannt.

In der Umgebung von Bachfranz—Am Bach gibt es Werfener Schichten von Rot- und Grüntönungen, mit oder ohne Glimmer. NW Nieselhof überwiegen mehr dunkelbraune bis kakaobraune, mittelbraun verwitternde, sehr harte, glasis springende Schiefer mit Glimmerplättchen.

An der Miesenbacher Straße südlich U.-Nußberg, bei der Abzweigung des Weges zur Stoanwandlerhütte, sieht man rotes Gosau-Basiskonglomerat direkt auf dunkelgrünen, glimmerreichen Werfener Schichten transgredieren.

Im Gebiet von Scheuchenstein (im Süden) bis zum Zellinger (im Norden) herrschen mehr rote, rotbraune oder violettbraune, mehr oder weniger glimmerreiche Sandsteine und Schiefer gegenüber grünen Ausbildungen vor. Um Scheuchenstein finden sich einige Aufschlüsse, z. B. in der Wiese N Scheuchenstein, am Abhang zum Ungerbach. Jener von Bittner „nord-nordwestlich von Scheuchenstein im Hohlwege, der ins Tal hinabführt“ beschriebene Aufschluß ist nicht mehr vorhanden. Bittner nennt von hier: *Myacites fassaensis* Wissm., *Myophoria ovata* Schaur. und *Posidonomya clarai* Buch. Der nächste große Aufschluß befindet sich im oberen Hohlweg westlich von Mayerhof. Die von Bittner hier beschriebenen verschiedenen Typen der Werfener Schichten (1886, S. 25) konnten wieder gefunden werden, wechseln aber öfter untereinander. Sie führen stellenweise angehäuft *Anodontophora fassaensis* Wissm. Nicht anstehende rote, glimmerreiche Sandsteine und sandige Schiefer am Gartenrand W Zellinger enthielten:

*Pseudomonotis (Claraia) clarai* Emmr.

*Pseudomonotis (Claraia)* ex aff. *auritae* Hauer

*Anodontophora fassaensis* Wissm.

Durch das Leitfossil *Pseudomonotis (Claraia) clarai* von Scheuchenstein und Zellinger ist eine Einstufung dieses Werfener-Komplexes in das Unter-Skyth (Seiser Schichten) gegeben.

Das dritte Vorkommen liegt in einem schmalen Streifen zwischen den Balbersteinen und dem Höhenzug ESE Balbersdorf. Am Beginn der Wiese zur rechten Seite des Weges E Balbersdorf stehen an der linken Seite in einer kleinen Böschung rote und grüne, sandige Werfener Schichten mit Glimmerplättchen an.

#### Rauh wacke

In Verbindung mit Werfener Schichten, und zwar jeweils an deren W-Seite, kommt spärlich Rauh wacke, nur in Form von Lesesteinen, vor. Sie ist hellgelb bis dunkelgelb und stark verwittert. SW vom Bachfranz verwittern die braunen Werfener Sandsteine teilweise gitterig, rauh wackig, ihre Farbe ändert sich hierbei nicht.

#### Anis

a) Steinalmdolomit (Anisiseher Ramsaudolomit)

Im allgemeinen ist der Steinalmdolomit fein- bis gröber körnig, ungeschichtet, weiß, hellgrau, mittelgrau, grauviolett, violett oder rosa, nicht

ganz glattbrechend. Mitunter ist er etwas mergelig ausgebildet oder wird stellenweise mehr kalkig. Er verwittert nicht zu Grus, sondern bleibt in größeren Brocken mit dünner, durch Furchen gegliederter Verwitterungsrinde.

Typischer Steinalmdolomit baut in beträchtlicher Mächtigkeit die höheren Partien des Hutberges auf, allerdings trifft man ihn meist als Hangschutt. Besser beobachtbar ist er in einem isolierten Felsen S Kote 870 SE Aschersattel. Am Haussteingipfel und in der Zone zwischen Rastbergsattel und N vom Plackles an mehreren Stellen kommt ebenfalls Steinalmdolomit an die Oberfläche.

Direkt ENE hinter dem Rastkreuz am Rastbergsattel beginnt ein kleiner Höhenrücken, der sich nach Osten fortsetzt. Er besteht zum größten Teil aus Steinalmdolomit, der hier aber stellenweise sehr kalkig werden kann. Am südwestlichsten Zipfel dieses Zuges geht er sogar in reinen Steinalm-Riffkalk über. Es ist ein kleines Vorkommen von einer etwa zimmergroßen Ausdehnung. Gleich daneben nördlich und nordöstlich steht wieder Steinalmdolomit an. Der Riffkalk ist dicht, hellbraun bis weiß, weiß verwitternd. Auffallend sind oft zahlreiche große, dünne, regelmäßige Ringe von meist 3 cm Durchmesser. Wie sich herausgestellt hat, sind es Korallen mit sehr vielen und feinen Septen, die aber meist zerstört worden sind. Übrig geblieben ist oft nur die widerstandsfähigere Theca. Dieser Riffkalk unterscheidet sich deutlich vom norischen Riffkalk der Hohen Wand.

Im Südteil der Wandwiese bildet der grauviolette, gelegentlich gelbliche, etwas rauhäckig verwitterte Steinalmdolomit glatte, nur wenig zerfurchte Felsblöcke. Östlich der Wandwiese wird er jedoch untypisch und ist aus dem wenigen Schutt vom Hauptdolomit nicht zu unterscheiden.

#### b) Reiflungerkalk

Als nächstes Schichtglied über dem Steinalmdolomit folgt ein mittelbrauner, kakaobrauner oder auch etwas rötlicher, dichter Kalk mit weißen Kalzitadern. Durchaus rote Lagen können zwischengeschaltet sein. Er ist immer deutlich 5 cm bis 2 dm dick geschichtet und reich an bis kindskopf großen braunen oder braunroten Hornsteinen. Die Schichtflächen der Kalke mit Hornsteinen oder selten eingelagerten dünnen, gelbbraunen bis orangefarbenen Mergel-Linsen oder -Zwischenlagen erscheinen oft wellig bis wellig-knollig. Die selten auftretenden Mergel-, „Schlieren“ (Hutberg-NE, Hutberg-Sattel SE Kote 870) sind kein Charakteristikum dieser Kalke.

Der Reiflungerkalk ist ein einheitlicher Schichtkomplex zwischen Steinalmdolomit im Liegenden und karnischen Mergeln im Hangenden. Daß er über Steinalmdolomit liegt, beweisen Hausstein, Kienberg, Wandwiese usw. Der Reiflungerkalk beginnt über Steinalmdolomit mit einer crinoidenreichen Bank (siehe Fossilzeichen S Hutberggipfel im Basalteil des verkehrten liegenden Reiflungerkalkes), die dem Crinoidenhorizont im Pelson am ehesten entspricht. In dem sonst weiter fossilereeren Kalk findet man nur noch selten vereinzelte große Crinoiden. Große Crinoiden gibt es nach G. Rosenberg aber noch nicht im Hydasp, sondern erst ab Pelson. Beides spräche für oberanisisches Alter der Reiflungerkalke, die auch noch höher reichen können. Die Mächtigkeit beträgt maximal 130 m, der Mittelwert liegt um einiges darunter.

Gute Aufschlüsse in Reiflängerkalk finden sich z. B. im nördlichen Teil und südlich der Wandwiese sowie an der Lanzinger Straße.

Am Hang SSW Wandwiese wurde im nicht anstehenden Reiflängerkalk ein Korallenstock gefunden. Nach der freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. O. Kühn gehört die Koralle zur Gattung *Thecosmilia*, stimmt mit keiner der bekannten nor-rhätischen Korallen überein und ähnelt am ehesten der *Thecosmilia sublaevis* aus dem Oberladin.

#### Karn

Während die Wiesen des unteren Miesenbachtals vorwiegend aus Liasfleckenmergel bestehen, werden diejenigen des oberen Miesenbachtals hauptsächlich von karnischen Mergeln gebildet. Die Grenze liegt bei Scheuchenstein. Auch im Karn ließen sich verschiedene Schichtglieder gut unterscheiden, wegen der wenigen Aufschlüsse aber nicht immer kartmäßig abgegrenzt erfassen. Ein geschlossenes Profil durchs gesamte Karn gibt es hier nicht, die karnische Schichtfolge konnte aber aus Detailprofilen im Hohlweg SSW Dürnbach, S vom Schönthaler, E vom Rastberg usw. zusammengesetzt werden.

##### a) Aonschiefer

Sie sind schwarze, harte, hellgrau verwitternde Kalkschiefer, die von weißen Kalzitadern mehr oder weniger durchzogen werden. Immer weisen sie Schichtung auf, und zwar oft papierdünne, können aber in dicker geschichtete (bis höchstens 2 cm oder selten mehr) Kalkmergel übergehen. Da die Aonschiefer auf der Karte nicht gesondert vermerkt sind, seien einige gute Aufschlüsse in typischen Aonschiefern angeführt:

1. Zu Beginn des Weges, der von der Waldegger Klause am Fuß der Hohen Wand nach NE zieht;
2. im untersten Hohlweg W der Großen Klause SSW Dürnbach;
3. bei Scheuchenstein SE der Kirche und ESE der Kirche;
4. N hinter dem Ungarbach-Hof;
5. SE ober Rastberger am gelb markierten Weg;
6. im Sattel und im Fahrweg E Lanzing, S Kote 700;
7. am markierten Weg SSW Lanzing, SW Kote 846;
8. im Wald SW Hausstein Kote 945;
9. E und SE Aschersattel.

##### b) Halobienschiefer (Reingrabener Schiefer)

Die Halobienschiefer sind meist etwas sandige, graubraune bis dunkelgraue Kalkmergel. Fast immer sind sie nicht mehr in unverwittertem Zustand erhalten und dann von durchwegs mittelbrauner Farbe mit hellgraubrauner oder gelbbrauner äußerer Verwitterungsrinde. Die Halobienschiefer sind geschichtet, nur ist meist von der Schichtung nichts mehr zu sehen, weil sie leicht in kleine, dünne Stückchen zerfallen können (z. B. Hohlweg E Rastbergsattel). Halobienschiefer machen den Hauptanteil des im oberen Miesenbachtal eingezeichneten Karn aus, doch kommen sie auch mit Aonschiefern zusammen vor, was eine Trennung unmöglich macht.

In einer breiten Mulde ziehen die Halobienschiefer vom Miesenbachtal in den Rastbergsattel und von da nach E bis in die Nähe des Plackles. Aus den Mergeln im Hohlweg E Rastbergsattel beschreibt Bittner 1886, S. 60 eine kleine Fauna. Jetzt finden sich nur mehr Stücke mit reicher Muschelbrut, Gastropoden und Bivalven. Eine große Zahl von Schlamm-

proben war bis auf wenige Crinoiden und Seeigelstachel fossilifer. Doch aus den Mergeln mit Fossilgrus am W-Ende des Hohlweges konnte eine schöne Mikrofauna gewonnen werden. Trocholinen mit zahlreichen zarten Umgängen herrschen vor.

Aus schwarzen Tonschiefern, die zusammen mit Cidariskalk auf der alten Halde 350 m NW Gottes Segen-Schacht aufgeschüttet liegen, ergab eine Schlammprobe eine geringe Zahl von Foraminiferen. Außer einer dritten Fundstelle bei Lanzing erwiesen sich die zahlreichen anderen Schlammproben als fossilifer.

Einige gute Aufschlüsse in Halobienschiefern:

1. An der W-Seite des Fahrweges in Kaltenberg und an der E-Seite des Fahrweges SSE Kaltenberg.
2. Am Weg bei Kote 822 W Kl. Kanzel (gelbe Markierung, oberhalb der Einmündung des rot markierten Weges) konnte aus sehr harten Halobienschiefern mit Kalzitadern eine größere Anzahl becherförmiger Seeigelstachel gesammelt werden. Es handelt sich wahrscheinlich um „*Cidaris*“ cf. *alata poculiformis* Bather, bisher nur aus dem Kran von Jeruzsalemhegy (Umgebung Balatonsee) beschrieben. Die glatten becherförmigen Stachel ähneln auch *Radolus funginus* Wanner (beschrieben aus der Trias der Insel Seran — Indonesien).
3. Gefaltete Halobienschiefer im Wegeinschnitt W Mayerhof, E Miesebach.

#### c) Sandstein

Auskunft über die Position des karnischen Sandsteines gibt noch am ehesten der Hohlweg SSW Dürnbach. Von unten (NNE) gegen oben (SSW) passiert man Aonschiefer, Sandstein und Halobienschiefer. Ob diese Abfolge auch eine stratigraphische Ordnung darstellt, ist nicht sicher, da der Weg fast in Streichrichtung eingeschnitten ist. Die Sandsteine sind als besonders sandreiche Partien im Halobienschiefer aufzufassen, der ja häufig beträchtlichen Sandgehalt aufweist. Die Sandsteine sind nicht scharf begrenzt, sondern gehen in den Schiefer über. Im 2. Wegeinschnitt SSW Dürnbach, oberes Ende W Gr. Klausen, sind die Sandsteine von tonig-mergeliger, feinstsandiger bis etwas gröber sandiger, dunkelbrauner bis mittelbrauner Ausbildung. Sie verwittern unregelmäßig blättrig oder in größeren, prismatischen Stücken. Neben Pflanzenhächsel und Muschelgrus führen sie seltener kleine Bivalven. Schlammproben enthielten nur spärlich Crinoidenstielglieder.

Auch im oberen (östlicheren) Hohlweg E Rastberg, vor dem Austritt zur Wiese, stehen braune bis braungraue, fein sandige Mergel bis Sandsteine an. Sie stellen ebenfalls sandigere Lagen in den Halobienschiefern dar.

#### d) Cidariskalk („tuvalische Cidaritenschichten“)

Die Cidariskalke liegen zwischen Halobienschiefern im Liegenden und oberkarnischem Opponitzerkalk im Hangenden. Ihre Lagerung läßt sich am besten im überkippten Profil E Rastbergsattel erkennen (Abb. 1). Die Cidaritenschichten in dieser Position gehören laut Triastabelle von G. Rosenberg 1957 ins Tuval.

Der Cidariskalk ist von charakteristischer, leicht wiederzuerkennender Ausbildung. Die Kalke sind meist dunkelgrau bis dunkelviolettgrau und

weisen in nicht mehr frischem Erhaltungszustand Verwitterungsfarben von Braun-Schattierungen auf. Auch die Verwitterungsrinde ist braun bis gelbbraun bis graugelb oder rostrotbraun knollig. Die Kalke sind von weißen Kalzitadern durchzogen und führen stellenweise Hornsteine oder sind zumindest kieselreich. Durch ihren reichen Kieselgehalt brechen sie sehr hart, scharfkantig muschelrig, splittrig. Der Cidariskalk ist sehr reich

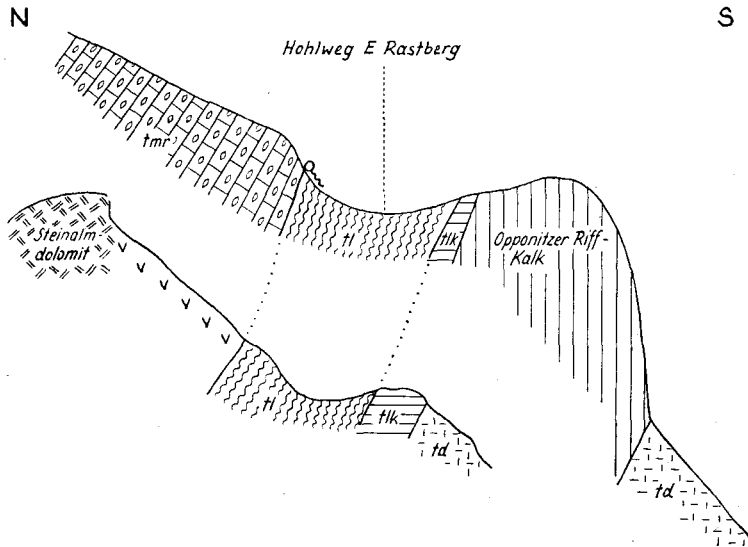


Abb. 1: Profile durch die verkehrte Serie E vom Rastberg.

an Fossilgrus, sodaß die verwitterte Oberfläche mancher Platten ganz mit Bruchstücken von Fossilien bedeckt ist. Es finden sich hauptsächlich verschiedene Seeigelstachel, Seeigelplatten, Cidarisstachel, Crinoiden, seltener Muscheln. Fast stets findet man die keulenförmigen Stachel von *Cidaris dorsata* Braun. Bunte Cidariskalke mit braunen Flecken oder vereinzelt dunkelgrauen eckigen, bis 1 cm großen Kalk-Komponenten vervollständigen die Variationsbreite. Besonders charakteristisch sind röhrenartige Gebilde, die zahlreich den Cidariskalk durchziehen.

Aus den Cidariskalken des Rastbergsattels beschreibt Bittner (1892, S. 74) neben *Cidaris dorsata* und *Cidaris brauni* einige Brachiopoden.

Im Bereich des Rastbergsattels erreichen die Cidariskalke ihre größte Mächtigkeit. Am Weg (gelbe Markierung) vom Rastberger zum Rastberg stehen immer wieder gut 5 cm geschichtete, etliche m mächtige, kakao-braune bis violettgraue Cidariskalke an. S Rastbergsattel ziehen Cidariskalke bis auf eine Höhe von ungefähr 740 m hinab. Stellenweise werden die Kalke hell und reiner oder auch dolomitisch, sodaß sie im einzelnen wohl kaum als karnisch erkennbar wären. Der östliche Cidariskalkzug hat an seinem Unterende von W gegen E z. B. folgenden Schichtbestand: Mergel, 3 m plattiger Kalk ähnlich Reiffingerkalk, 10 m heller, massiger, stellenweise verunreinigter Kalk, ähnlich Wandkalk, Übergang in 2 m, weiter aufwärts viel breiteren hellbraunen bis mittelbraunen Kalk mit röhrenartigen Ge-

bilden, darüber dunkel verwitternder, weißer bis dunkler, körniger, zerfurchter Dolomit. Die Kalkröhrchen sind aber für den Cidariskalk typisch. Der ganze zusammenhängende Zug kann also als Oberkarn eingestuft werden. Vielleicht ist schon ein gewisser Übergang in Opponitzerkalk und -dolomit vorhanden.

Auch östlich vom Rastbergsattel stehen in einer Länge von etwa 500 m S des rot markierten Weges, der zu den Wandwiesen führt, charakteristische Cidariskalke an.

### e) Opponitzerkalk

#### Unreiner Opponitzerkalk

Im Hangenden der tuvalischen Cidariskalke folgen hellbraune, auch scheckige oder bunte, dichte, nicht mehr kieselige, oberkarnische Kalke mit etwas Fossilgrus, die noch selten Cidarisstachel mit *cm*-großem Querschnitt führen. Algen, Korallen und Muscheln finden sich selten. Diese Kalke unterscheiden sich deutlich vom Cidariskalk, ihre genaue Lagerung zeigt Abb. 1. Sie entsprechen auch im Aussehen den Opponitzerkalken.

Diese Kalke stehen E vom Rastbergsattel am Südrand gleich zu Beginn des Weges, der zu den Wandwiesen führt, an. SW Kienberg, NE Rastberg sind Kalke vom gleichen Typus an einem Bruch gegen Steinalmdolomit versetzt.

#### Riffkalk

Im gleichen Profil (Abb. 1) folgen stratigraphisch über den hellbraunen bis bunten Opponitzerkalken weiße Riffkalke. Diese reinen, weißen bis hellbraunen Riffkalke gehören sicherlich noch zum Opponitzerkalk. Darüber folgen der mächtige norische Hauptdolomit und der norische Hallstätterkalk. Die äußere dünne Verwitterungsrinde der Riffkalke ist weiß bis schmutzigweiß. Sie sind hier ungefähr 20 bis 25 m mächtig, führen selten Korallen und vereinzelt Cidarisstachel mit 1 cm großem Durchmesser. Dieser Riffkalk ist vom norischen Hallstätter Riffkalk der Hohen Wand rein äußerlich deutlich verschieden.

#### Opponitzer Schlierenkalk

Der typische Schlierenkalk ist dicht, rein, mittelbraun, von weißen Kalzitadern durchzogen und undeutlich bis deutlich geschichtet, meist 2 dm dick, auch dünner. Er wird reich von horizontal eingelagerten, gelblichen bis gelbrötlichen Schlieren durchsetzt, die sich meist linsenförmig bis 1 cm, selten mehr, verdicken und dann wieder jäh oder langsam verdünnen, bis sie gänzlich aussetzen. Die Schlieren bestehen aus einem mehr mergeligen, weicheren Kalk und verwittern eher. Dadurch erhält der Kalk ein unregelmäßig wellig-knolliges Aussehen.

Untypischer und schwerer erkennbar wird der Schlierenkalk, wenn die Bankung oder auch noch die Schlieren fehlen. Oft können solche massige mittelbraune Kalke mit wenig Schlieren in gut gebankte, schlierenreiche Kalke übergehen. Im Miesenbachtal, wo oft isolierte Felsen von massigem Kalk aus den Wiesen aufragen, kann man wegen der nur kleinen Aufschlüsse nicht so leicht derartige Übergänge beobachten. Trotzdem ist der Schlierenkalk stets gut erfassbar: Reifingerkalk von derselben Farbe und Ausbildung ist immer deutlich und gut geschichtet und führt, ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal, immer Hornsteine. Der Dachsteinkalk, mit dem man vielleicht den Schlierenkalk noch verwechseln könnte, ist heller, ohne



Schlieren und gut gebankt, wobei die Bankung meist einige *dm* oder  $\frac{1}{2}$ — $1$  *m* beträgt. Eine so mächtige Bankung erreichen aber weder der Schlierenkalk noch der Reiflängerkalk.

Schlierenkalk tritt am Fuß der Hohen Wand, an ihrer gesamten NW-Seite vom Schönthaler bis Brand, ohne Unterbrechung auf. Er wird hier 100 bis 150 *m* mächtig. Der Schlierenkalk gehört ins oberste Karn, es ist typischer Opponitzerkalk. Er geht gegen oben in Hauptdolomit über. Dieser Übergang ist besonders gut am NW-Fuß der Hohen Wand, 350 bis 400 *m* SE Schönthaler, zu beobachten. Der hier mittelgraue, leicht bräunliche Schlierenkalk ist ungeschichtet, aber von vielen horizontal eingelagerten, dünnen, mergeligen, gelblichen Schlieren durchzogen, an denen sich das Einfallen mit 090/35 ablesen läßt. Etwa 40 *m* weiter gegen E fällt er 030/35 ein und hat anfangs dasselbe Aussehen wie der eben zuvor beschriebene Schlierenkalk. Er ist insgesamt 40 *m* mächtig. Von da geht er dann in hellgrauen, fein grusig verwitternden Dolomit über, welcher im Übergang vom Kalk noch geschichtet bleibt. Danach kommt abermals Kalk von geringer Mächtigkeit und darüber folgt die einheitliche, mächtige Masse von ungeschichtetem, splittrig kleinbrüchigem, hellgrauem Dolomit.

## Nor

### a) Hauptdolomit

Die größte Verbreitung des Hauptdolomites liegt im südwestlichen Teil der Hohen Wand, von „Unter der Wand“ im Süden über Grünbacher Hütte, Kl. Plackles, Kl. Kanzel bis Kote 1049 im Norden. Er ist meist hellgrau, auch hellgraubraun, dicht bis feinkörnig, und verwittert in feinen Grus. Stellenweise wird der Dolomit von vielen roten Adern durchzogen, wie z. B. in den Hängen oberhalb „Unter der Wand“. Auch kann er ein brecciöses Aussehen dadurch erlangen, daß die einzelnen Dolomitbrocken von viel hellroter, manchmal etwas rauwackiger Bindemasse umgeben sind.

Am nördlichen Ende der Hohen Wand, wo wieder ihre tieferen Schichtglieder sichtbar werden, liegt abermals ziemlich mächtig Hauptdolomit zwischen Opponitzer Schlierenkalk und Hallstätterkalk. Er nimmt die ganze Breite des nördlichen Teiles der „Kurze Wand Leiten“ ein. Im Miesenbachtal spielt er eine bescheidene Rolle.

Der Großteil des Hauptdolomites ist massig ausgebildet. Nur im Übergang vom Schlierenkalk (SE Schönthaler) ist er geschichtet, ebenso am W geneigten Abhang von Kote 1088 SW Plackles, wo er, undeutlich dünn geschichtet, mittelsteil nach Westen einfällt.

### b) Hallstätterkalk

Die wirklich umfassende Beschreibung der Kalke der Hohen Wand von A. Bittner (1886, S. 75) enthält alle vorhandenen Typen. Bei einer neuen Aufnahme war der Versuch zu machen, die verschiedenen Typen voneinander zu trennen, räumlich zu begrenzen und womöglich ihre Aufeinanderfolge festzustellen. Die zweite Aufgabe bestand darin, das neuerdings wieder etwas umstrittene Alter der „Wandkalke“ festzustellen.

Die einzelnen Typen sollen der Reihe nach getrennt beschrieben werden. Die drei ersteren stellen die tieferen Partien des Hallstätterkalkes dar und dürften einander altersmäßig gleich zu stellen sein.

### Roter Hallstätterkalk

Nur größere, einheitliche Partien von rotem Hallstätterkalk wurden kartierungsmäßig ausgeschieden. Lokale Rotfärbungen im hellgraubraunen Hallstätterkalk gibt es ziemlich häufig, sie sind aber nicht separat zu verzeichnen. Der zusammenhängend rote Hallstätterkalk ist dicht, massig, von weißen Kalzitadern nicht zu reich durchzogen. Er ist hellrot oder fleischrot, auch stellenweise in himbeerrot übergehend.

Roten Hallstätterkalk findet man nur im SW der Hohen Wand, wo die tieferen Schichtglieder mehr zutage treten. Seine Hauptverbreitung liegt um den Placklesgipfel, von wo er nach Süden bis hinunter zur angrenzenden Gosau reicht. Der Hallstätterkalk des Kaltenberges ist hellbraun bis rotbraun, meist aber fleischrot bis dunkelrot oder himbeerrot, auch braunrot geflammt.

### Geschichteter Hallstätterkalk

Ein gut geschichteter Hallstätterkalk tritt nur an einer einzigen Stelle auf, und zwar südöstlich vom Plackles, gleich unterhalb des sogenannten Grafenberges (siehe Abb. 3). Der Kalk ist dicht, hellgraubraun bis hellrot bis himbeerrot und von weißen Kalzitadern durchzogen. Genaue Beschreibung siehe Seite 285.

Der Geländberg besteht ebenfalls aus gebanktem Hallstätterkalk. Die Schichtung ist manchmal regelmäßig und deutlich, meist aber schlechter kenntlich. Der Hallstätterkalk ist hier hauptsächlich hellbraungrau, stellenweise rötlich. Auch der rote Kalk der NW-Seite läßt oft deutliche Bankung erkennen.

### Graubrauner Hallstätterkalk

Den Hauptanteil machen massige, dichte, mittel- bis hellbraune, hellgraue oder hellbraungraue Kalke mit weißen Kalzitadern aus. Stellenweise sind sie z. B. hellgrau—himbeerrot geflammt oder haben dickere himbeerrote Lagen, die infolge ihrer Kristallinität flimmern. Die bunten, unreinigten Varianten gibt es mehr in den tieferen Lagen dieses Hallstätterkalkes: Er kann dunklergrau oder schmutzigrotgrau gefleckt sein oder durch kleine bis größere, eckige, dunkelgraue bis braune, scharf gezeichnete oder verschwommene Flecken ein brecciöses Aussehen erhalten. Besonders der „brecciöse“ Typus tritt verhältnismäßig nicht selten auf, vor allem auf der NW-Seite der Hohen Wand, wo die älteren Schichtglieder zutage kommen. Der graubraune Hallstätterkalk ist also an seiner Basis etwas verunreinigt, wird dann rein und gegen oben immer heller, bis sich schließlich über ihm der helle bis weiße Riffkalk aufbaut.

Der reine graubraune Hallstätterkalk enthält Halorellen-reiche Lagen, von denen Prof. Dr. H. Zapfe folgende bestimmen konnte:

*Halorella amphitoma* Bronn.

*Halorella* cf. *amphitoma* Bronn.

*Halorella amphitoma rarecostata* Bittner

*Halorella curvifrons* an *rectifrons* Bittner

*Halorella* sp.

*Halorella amphitoma*, ein Leitfossil des Nor, kommt von den genannten Arten am weitaus häufigsten vor. Fundpunkte: Leitergrabenklamm (Fossilzeichen auf der Karte), NE beim Jägerhaus, S Bromberg u. a. Die Fundorte beschränken sich auf die südliche und südwestliche Hälfte der

Hohen Wand. An ihrer östlichen Seite sind mehr die jüngeren Riffkalke und die noch höheren Schichtglieder verbreitet.

Korallen kommen schon bisweilen vor, wie z. B. *Astracomorpha crassisepta* RSS. in mittelbraunem, seckeligem Hallstätterkalk mit hell- bis dunkelbraunen und dunkelgrauen Flecken.

Im Miesenbachtal bestehen ebenfalls einige der Klippen aus Hallstätterkalk von diesem Typus. Die charakteristischen bunten Varianten finden sich häufig. Hier wurden auch die für die Hallstätter Fazies bezeichnenden norischen Fossilien gefunden. Das Vorkommen „beim Steinbauerhof“ ist schon lange bekannt und Bittner erwähnt von hier:

*Arcestes galeiformis* H.

*Monotis salinaria* Br.

*Halobia distincta* Mojs.

Dieses Vorkommen liegt in einem Höhenzug südlich Kote 755 und nördlich vom Fahrweg, der vom Steinbauerhof hierher heraufführt. Der Steinbauerhof, dessen Name nicht auf der Topographischen Karte verzeichnet ist, liegt nördlich vom Kreuzstein und E Balbersteine. Im hellbraunen bis hellgraubraunen Hallstätterkalk fanden sich Bänke mit Muschelpflaster, von dem jedoch nur Schalenbruchstücke gewonnen werden konnten.

Von den Balbersteinen beschreibt Bittner 1891, S. 272 „außer mehreren Arten von Halobien und wenig zahlreichen Brachiopoden nunmehr auch sichere Monotiskalke, und zwar durchaus solche, welche von der zartgestreiften kleinen Form — *Monotis lineata* Hoern. emend. Mojs. — ausschließlich zusammengesetzt werden“.

Ferner nennt Bittner Daonellen und *Waldheimia* nov. sp. aus Hallstätterkalk SE von Scheuchenstein. Es ist mir leider nicht gelungen, hier Fossilien wieder aufzufinden.

Besonders hinzuweisen ist auf die Hallstätterkalke mit Hallstätter Fossilien von Mühlthal und Hernstein. Sie gehören in dasselbe Niveau der Hallstätterkalke wie der jetzt beschriebene Typus und gleichen ihm auch vollständig. (Vgl. Bittner 1886, S. 72 und 73.)

Die verschiedenen oben beschriebenen Typen des Hallstätterkalkes finden sich also sowohl im Verband der die Hohe Wand aufbauenden Kalke, als auch in den Hallstätterkalk-Schollen im Miesenbachtal. Ihr Aussehen stimmt in charakteristischen Merkmalen überein. An ihrer Zusammengehörigkeit kann nicht gezweifelt werden. Die Bestätigung für ihre Zuordnung zur Hallstätter Fazies liefern die Funde von *Monotis salinaria* im Miesenbachtal und in der Fortsetzung dieser Kalke in Mühlthal und Hernstein. Daß die Hallstätter Kalke tatsächlich noch viel weiter gegen SE, noch über die Hohe Wand hinausreichen, zeigen die Hallstätter Fossilfunde im Emmerbergzug, der ja den Gegenflügel der Hohen Wand jenseits des Gosaubeckens der Neuen Welt repräsentiert.

#### c) Hallstätter Riffkalk

Er ist ein rein weißer oder hellgraubrauner, meist hellbrauner, dichter bis fein kristalliner Riffkalk. Seine aufbauenden Faktoren sind Kalkalgen und Korallen, die sich im frischen Gestein nicht erkennen lassen, die aber zahlreich auswittern, sodaß die grellweiße Verwitterungsrinde oft ganz von ihnen bedeckt ist. Die Kalkalgen gehören einer oder vielleicht mehreren noch nicht beschriebenen Arten an. Sie sind von eigener, für den Hall-

stätter Riffkalk typischer Ausbildung. Außerdem findet man nicht selten Spongien, Bryozoen, Crinoiden, Seeigelstachel, kleine glatte Brachiopoden, sehr selten Ammonitenquerschnitte. Großoolithe und sinterartige Hohlraumausfüllungen von rundlicher, langgestreckter und verzweigter Form sind ebenfalls häufig und charakteristisch. Ferner sind die roten Kluftäderchen bis breiten Klüfte, welche das Gestein oft zahlreich durchsetzen, auffallend. Die Kluftfüllung ist ein roter oder rotbrauner, mergeliger oder häufiger stark kristallinischer, flimmernder Kalk. Auch Kluftbreccien wurden an einigen Stellen beobachtet: In der Kluft liegen eingebettet in roter Grundmasse kleine eckige Brocken desselben Hallstätterkalkes, in dem die Kluft durchzieht. Diese roten Kluftadern sind hauptsächlich im Riffkalk herrschend, wurden aber auch ebenso im hellbraunen oder rötlichen Hallstätterkalk beobachtet.

Die strenge Trennung zwischen braunem Hallstätterkalk und Riffkalk muß in diesem Gebiet eine mehr theoretische bleiben, weil der eine in den anderen übergeht.

Die Hauptverbreitung des Riffkalkes liegt auf der östlichen Seite der Hohen Wand einschließlich Steilabfall. Folgende Fossilien konnten bestimmt werden:

- Montlivaltia norica* Frech  
*Isastraea austriaca* Frech  
*Stylophyllum paradoxum* Frech  
*Stylophylloopsis rudis* Emmer.  
*Astraeomorpha crassisepta* Reuss  
*Gigantostylis* cf. *epigonus* Frech  
*Spongiomorpha ramosa* Frech

Die Korallen in ihrer Gesamtheit sprechen für ein norisches Alter des Riffkalkes. Allerdings sind die triadischen Korallen noch nicht so eingehend bearbeitet, als daß eine sichere Alterseinstufung damit vorgenommen werden könnte. Sie können ins Rhät hinaufreichen, der Riffkalk kann also Nor bis Rhät sein.

Besonders reinweiß ist der Riffkalk z. B. am Dobrilsteig N Herrgottschnitzerhütte ausgebildet. Einige der Hallstätterkalk-Züge im Miesenbachtal, wie z. B. der langgestreckte Zug E Scheuchenstein, bestehen zu einem größeren Teil aus hellbraunem bis weißen Riffkalk.

#### Abfolge des Hallstätterkalkes

hangend	weißer hellbrauner (hellgrauer)	Hallstätter Riffkalk Hallstätter Riffkalk	} +Montlivaltia norica und ande- ren Korallen
	mittel- bis hellbrauner oder hellgrauer	Hallstätterkalk +	
liegend	brauner, bunter, roter, geschichteter	Hallstätterkalk	+ Monotis salinaria, Halorella amphitoma selten Fossilien

#### Rhät

##### a) Rhätmergel

Rhätmergel wurden bisher nur von einer Stelle der Hohen Wand bekannt. Sie liegen in einem schmalen N—S verlaufenden Streifen NW vom Plackles. Dort bieten in der Plackleswiese drei Quellmulden gute Aufschlüsse in

sämtlichen vorhandenen rhätischen Schichtgliedern. Die Mergel haben frisch eine hellblaugraue Farbe, sind aber sehr stark verwittert und meist mittelbraun bis hellbraun erhalten. Diese Kalkmergel sind sehr fossilreich und haben eine schöne reiche Makrofauna sowie Mikrofauna geliefert. Bittner und Kossmat waren die Mergel noch nicht bekannt. Erst O. Gugenberger beschreibt aus den reichen eigenen Aufsammlungen und denen Kittls 1929 die Cephalopoden und Brachiopoden, 1933 die Gastropoden. Dabei stellt er karnische bis rhätische Faunenelemente fest. Wie sich bei meiner Kartierung herausgestellt hat, ist der nördlichste Zipfel des Mergelstreifens mit der Unteren Quellmulde höchstwahrscheinlich Karn. Da aber bei sämtlichen früheren Aufsammlungen keine altersmäßige Schichttrennung im Gelände vorgenommen worden war, blieb die Deutung der Faunenmischung bisher ungeklärt. Trotz dieser karnischen Beimischung ist jedoch das rhätische Alter der übrigen Mergel durch eine typisch rhätische, gut erhaltene Fauna gesichert. Das rhätische Alter hat mir auch Herr Dr. O. Gugenberger bei einer mündlichen Aussprache bestätigt.

Die von O. Gugenberger 1929 beschriebene Brachiopodenfauna zeigt ein überwiegend rhätisches Gepräge, wobei folgende Formen hierfür charakteristisch sind: *Thecidea rhätica*, *Rhynchonella fissicostata*, *Rh. fissicostata* var. *starhembergica*, *Rh. subrimosa*, *Rh. cornigera* var. *kössenensis*, *Cyrtina uncinata*, *C. kössenensis*, *Koninckina rhaetica*, *Thecospira davidsoni*, *Th. haidingeri*, *Zugmayeria rhaetica*, *Terebratula piriiformis* und *Rhaetina gregaria*.

Als karnisch-norische Elemente führt Gugenberger an: *Austriella* cf. *longicollis*, *Spiriferina emmerichi* var. *acerrima*, *Sp. sp. aff. gregaria*, *Sp. sp. aff. orthorhyncha*, *Bittnerula* cf. *zitteli*, *Retzia latiuscula*, *R. cf. humboldti*, *R. aff. laubei*, *Koninckina* cf. *leonhardi*, *Amphiclina laubei*, *Thecospira tenuistriata*, *Th. cf. semseyi* und *Th. cf. tyrolensis*. Zu diesen in der Mehrzahl nicht sicher bestimmbareren Formen bemerkte Gugenberger 1929 selbst: „Einige dieser Formen stehen wohl nur in näheren Beziehungen zu den genannten und stellen gewiß Sondertypen dar, schon darum, weil die Artfassung weiter, als bisher üblich, durchgeführt wurde.“

Eine Zusammenstellung der von Gugenberger bearbeiteten, bestimmten, aber noch nicht publizierten Bivalven vom Plackles hat mir Herr Dr. O. Gugenberger in zuvorkommender Weise zur Verfügung gestellt:

- Cassianella inaequiradiata* Schafh.
- Pecten (Variamussium) schafhütli* Winkl.
- Pecten (Velopecten) braunii* Krow.
- Pecten (Aequipecten) coronatus* Schafh.
- Pecten (Chlamys) cf. valoniensis* Defr.
- Pecten (Chlamys) falgeri* Mer.
- Gervilleia inflata* Schafh.
- Gervilleia praecursor* Quenst.
- Gervilleia bouei* Hau.
- Gervilleia wagneri* Winkl.
- Gervilleia caridata* Winkl.
- Angustella angulata* Münstr.
- Lima azzarolae* Stopp.
- Lima (Radula) praecursor* Quenst.
- Lima sordidae* Winkl.

*Mysidioptera ornata* Sal.  
*Dimyodon richthofeni* Sti.  
*Dimyopsis intusstriata* Emm.  
*Ostrea kössenensis* Winkl.  
*Ostrea (Mortillet) pictetiana* Stopp.  
*Ostrea (Lopha) haidingeriana* Emm.  
*Modiola minima* Sow.  
*Nucula expansa* Wissm.  
*Nucula subobliqua* Orb.  
*Leda deffneri* Opp.  
*Leda bavarica* Winkl.  
*Macrodon rudis* Stopp.  
*Macrodon songavatii* Stopp.  
*Macrodon sturi* Bittner  
*Parallelodon hettangiensis* Terqu.  
*Myophoria inflata* Emmr.  
*Myophoria inaequicostata* Klipst.  
*Trigonia zlabachiensis* Haas  
*Astarte cremulata* Schafh.  
*Cardita austriaca* Hau.  
*Cardita cloacina* Quenst.  
*Cardita lorica* Stopp.  
*Cardita quenstedti* Stopp.  
*Cardita multiradiata* Doster.  
*Cardita minuta* Winkl.  
*Cardita spinosa* Winkl.

Außerdem führt Gugenberger noch 19 neue Arten mit Ähnlichkeit zu Rhätformen und 30 nicht einwandfrei zu klassifizierende Arten an.

Der Fundpunkt ist ziemlich ausgebeutet, man findet selten Muschelchalensplitter, Seeigelstachel, Korallen und Crinoidenstielglieder. Folgende Crinoidengattungen aus Makro- und Mikroproben konnten von Frau Dr. H. Doreck bestimmt werden: *Seirocrinus*, *Pentacrinus*, *Encrinus*, *Entrochus*, *Holocrinus*? und *Cyclocrinus*? Ferner waren nur noch *Isastraea* aff. *profunda* Rss. und *Thecosmilien* zu finden. Hinzu kommen *Stylophyllum polyacanthum* Rss. und *Thamnasteria rectilamellosa* (Winkler) aus der Sammlung O. Ritter, Wien.

#### b) Starhemburgschichten

Von Starhemburgschichten gibt es nur ein einziges Vorkommen auf der Hohen Wand, es liegt nördlich vom Wieser, ist jetzt aber gänzlich verbaut. Bittner beschreibt noch das Anstehende 1886, S. 102, auf der Kossmat-Karte ist es aber nicht verzeichnet. Nach längerem Suchen an der von Bittner beschriebenen Stelle konnte ich im Fahrweg noch einen etwa zweifaustgroßen Brocken eines hellfleischroten, rosa bis weiß verwitterten Starhemburgkalkes finden, aus dem die Fossilien

*Plagiostoma* sp.

*Pecten* sp.

*Oxytoma inaequivalve* Sow. (3 Exemplare)

gewonnen wurden. Aussehen und Fossilien sprechen eindeutig für Starhemburgkalk, womit sein Vorkommen auf der Hohen Wand abermals erwiesen ist.



## Lias

Seine größte Verbreitung befindet sich am Sattel am Ende der Wandstraße zwischen Jägerhaus und Klauser im Norden und W. H. Wieser als südlichem Begrenzungspunkt. Sämtliche auf der Hohen Wand vorkommende Schichtglieder des Lias sind dort vertreten. Sie werden an Hand dieses Vorkommens besprochen.

## a) Unterlias

## Sandstein

Meine Aufgrabungen am Weg, der vom Hasental nach Süden führt, gegenüber vom Stickler, zeigten zuoberst anstehend Hirlatzkalk, tiefer Kieselkalk und dann, in 50 cm Tiefe, zwischen Kieselkalk vereinzelt Brocken von gelbem bis braungelbem Sandstein. In einer zweiten, weiter südlich angelegten Grube, fand ich in 1 m Tiefe zwischen noch vereinzelt Brocken Kieselkalk nun schon anstehende gelbe, braungelbe, mehr oder weniger mergelige Sandsteine. Schlammproben daraus führten nur sehr viele glattschalige Ostracoden. Herr Dr. K. Kollmann hat davon bestimmt:

*Ogmoconcha* aff. *contractula* Triebel

*Bairdia* sp.

Ostracoda indet.

Neben diesen Sandsteinen fanden sich noch einige wenige sandig-mergelige Kalkbrocken von graugrüner oder graugelber Farbe und hellbrauner Verwitterungsrinde. Aus einem dieser Stücke konnte ein

*Ophioceras raricostatum* Zieten

gewonnen werden, ein Leitfossil des Lias  $\beta$ . Somit können die Sandsteine als unterliassisch eingestuft werden.

## b) Mittellias

## Fleckenmergel und Kieselkalke

Im ganzen Gebiet zwischen Klauser und Wieser stehen Fleckenmergel an, ferner hell- bis mittelgraue und selten schwarze, ganz dichte und harte Kieselkalke mit muscheligen Bruch. Am Weg, der zum Hasental abzweigt, gibt es auch Fleckenmergel mit Belemniten und Kieselkalke, Hirlatzkalke herrschen vor. Im Fleckenmergel am Weg zum Saugraben N beim letzten Haus wurde eine

*Terebratula gozzanensis* Parona

gefunden, die häufig im Mittellias vorkommt.

## Hirlatzkalk

Der rote, rotbraune oder gelbrote, hellrot verwitternde, manchmal mergelige Hirlatzkalk bei der Weggabelung zum Hasental, gegenüber Stickler, führt Crinoiden und graue Belemniten. Die gelbrote Abart kann auch gelbliche oder orangefarbene, mergelige Flecken haben.

Seit alters waren zwei Fundpunkte von Lias auf der Hohen Wand bekannt. Der eine ist der vorhin beschriebene beim Wieser, der zweite liegt an der Plateaukante NW Frankenhof. In etwa 780 m Höhe, noch unter der Plateaukante, die gerade hier wenig markant ist, steckt in einer Kluft direkt am Weg ein Felsblock aus rotem, zerschertem Hirlatzkalk

von zirka 2 m<sup>3</sup> Größe, mit Crinoiden und grauen Belemniten. Bittner nennt von hier unter anderem *Harpoceras* cf. *serpentinum* Rein. (1886, S. 119), wodurch ein oberliassisches Alter dieses Kalkes gegeben ist. Weiter oben, im flacheren Stück des Anstieges, konnten noch einige Stücke des von Bittner beschriebenen gelben mergeligen Liaskalkes gesehen werden. Es dürfte hier eine Verwerfung durchziehen und der Lias, eingezwängt, erhalten geblieben sein.

Diesen beiden ist noch ein dritter Lias-Fundort hinzuzufügen. Er liegt an einem nicht markierten Fahrweg, der von der „Peisching Leiten“ S oberhalb der „Kurzen Wand Leiten“ zu Kote 708 und weiter nach Osten von der Hohen Wand hinunter führt. NW Herrgottschnitzerhütte und W Kote 708 finden sich am Wege rote, crinoidenführende, sandig verwitternde Hirlatzkalk mit roten und grauen Komponenten. Daneben gibt es gelb und violettrot gefleckte oder gemaserte Kieselkalk mit muscheligen Bruch.

### Gosau

Die Gosau transgrediert über beide Deckeneinheiten hinweg, sie gehört also gleichermaßen als höchstes Schichtglied zur Ötscherdecke und zur Hallstätterdecke.

#### a) Basisbrekzie

Bei ihrer Transgression hat die Gosau erst den Verwitterungsschutt ihrer Unterlage aufgearbeitet. Die Basisbrekzie ist aus dem direkt darunter anstehenden Gestein gebildet, darüber erst folgt Gosau-Basiskonglomerat.

Der Kaltenberg SW Bachfranz im Miesenbachtal besteht aus Hallstätterkalk, und zwar der größte Teil aus rotem Hallstätterkalk, der nördliche Teil aus braunem. An diesen schließt eine Brekzie, welche als Komponenten nur braunen Hallstätterkalk in meist kleinen Stücken enthält. Die Komponenten sind sehr dicht gepackt und mit rotem Bindemittel verfestigt. Gleich anschließend im NE liegen Gosau-Basiskonglomerate. Südlich von Miesenbach und W vom Steinbauer, N Kreuzstein gibt es ebenfalls diese Basisbrekzie, die nur aus Hallstätterkalkkomponenten besteht. Schön ist sie auch an der NE-Seite des Hirnflitzsteines ausgebildet, der ebenfalls noch rundum von Konglomeraten umgeben ist.

Am eindrucksvollsten ist die Aufarbeitung des Untergrundes und Bildung einer Basisbrekzie aber am Felsen Kote 636 NW Lanzing zu sehen. Dort war zur Zeit der Transgression bereits Reiflängerkalk der Hallstätter Decke freigelegt. Der Felsen besteht aus dünn geschichtetem, verfaltetem, mittelbraunem Reiflängerkalk mit sehr vielen roten und braunen bis kindskopfgroßen Hornsteinen. Der Felsen ist ungefähr 25 m hoch und oben plateauartig flach. Über dem geschichteten Reiflängerkalk kommt in einer variierenden Mächtigkeit bis zu 3 m eine Brekzie, die nur aus eckigen Brocken des darunter liegenden Reiflängerkalkes mit Hornsteinen, sowie aus Hornsteinen, die aus dem Reiflängerkalk herausgewittert waren, besteht. Die höchsten Partien der Brekzie haben schon selten winzige Stücke von hellbraunem, dunkelgrauem oder rötlichem Kalk beigemischt. Auch in dieser Brekzie tritt das rote Bindemittel gegenüber den Komponenten völlig in den Hintergrund. Auf dieser Brekzie lagern, nicht ganz bis zum Steilabfall des Felsens zur Straße reichend, Gosaubasiskonglomerate.

### b) Basiskonglomerat

Die Basis der eigentlichen Gosauablagerungen bilden Konglomerate, deren Komponenten bis Kindskopfgröße erreichen. Meist sind sie jedoch etwas kleiner, faustgroß, oder werden gegen oben noch feiner, ja fast schon sandig. Sie sind reich an exotischen Geröllen.

Im Miesenbachtal haben sich nur Basiskonglomerate erhalten. Höhere Schichtglieder der Gosau fehlen. Die größte Verbreitung haben die Basiskonglomerate im unteren Miesenbachtal zwischen Balbersdorf, Salzer und Steinbachgraben. In den Wiesen WSW Scheuchenstein wird es ganz fein und die Komponenten sind stecknadelkopfgroß oder noch kleiner. Die Zusammensetzung bleibt aber annähernd gleich. Das Bindemittel dieses Konglomerates ist immer dunkelrot bis mittelrot.

In der Gosaumulde von Lanzing ist Basiskonglomerat rundherum am Außenrande aufgeschlossen, besonders beim Kreuz am Sattel Kote 700 NE von Lanzing und am Weg, der von da zu Kote 528 und ins Miesenbachtal führt. Nach Ampferer (S. 43) steht die Gosau von Lanzing mit jener von den Öd- und Pfenningwiesen in einem nur durch kleine Erosionslücken gestörten Zusammenhang und hat denselben Reichtum von bis kopfgroßen exotischen Geröllen, der auch die Gosau an der N-Seite des Bruck—Puchberger Beckens auszeichnet.

Auf die generelle Beschreibung der an die Hohe Wand im SE angrenzenden Gosau der Neuen Welt wurde verzichtet, da diese derzeit von B. Plöching in Detailkartierung aufgenommen wird. Nur einige Stellen, wo die Gosau weit an der Wand emporreicht, sollen im folgenden vermerkt werden.

Ein Quarz-Hornstein-führendes Konglomerat in tiefer Position ist auf Grund der Komponenten als eigener Typus gut erfaßbar. Sein Bindemittel ist nicht rot, sondern braun, gelbbraun oder graubraun, und seine Komponenten, deren überwiegende Zahl aus Quarz und Hornsteinen besteht, erreichen meist Bohnen- bis Nußgröße. Die Komponenten sind hauptsächlich flach und eingeregelt, sodaß man das Einfallen des Gesteins daran messen kann. Dieses Konglomerat ist an der ganzen S- und SE-Seite der Hohen Wand, unter diese einfallend, zu beobachten, scheint aber auch das Basiskonglomerat zu vertreten.

Auf dem Rücken, der den Hirnflitzstein (Kote 611) mit der Hohen Wand verbindet, liegen „augensteinartig“ Komponenten dieses Konglomerates, das auch zu beiden Seiten des Hirnflitzsteins, besonders am Fahrweg W vom Hirnflitzstein, beim Bildbaum, meßbar ansteht.

Im Miesenbachtal gibt es anscheinend diese Konglomerate nicht mehr. In der Mulde von Lanzing wurden sie beobachtet, und zwar am SE-Fuß des Hutberges.

Actaeonellenmergel von typischem Aussehen finden sich im Mittelteil des Gosaubeckens von Lanzing. Mergel mit Nerineen wiederum sind mehr im südwestlichen Ausläufer dieses Beckens anzutreffen.

### Zusammenfassung

Die Kenntnis der Schichtfolge konnte gegenüber der bisherigen Darstellung von Kossmat (1911) und Winkler (1931) in der Ötscherdecke um Klausalk und Hirlatzkalk, in der Hallstätterdecke um neun Schichtglieder bereichert werden.

## Ötscherdecke

Gosau  
Klauskalk  
Liasfleckenmergel  
Roter bzw. grauer Hirlatzkalk  
Kössener Schichten  
Starhemburgschichten  
Dachsteinkalk  
Hauptdolomit

## Hallstätterdecke

		ungefähre Mächtigkeit
O. Kreide .....	Gosau	
Lias .....	{ Hirlatzkalk .....	spurenhaft
	{ Fleckenmergel und Kieselkalk .....	
	{ Sandstein des Lias .....	
Rhät .....	{ Starhemburgschichten .....	20 m
	{ Rhätmergel .....	
Nor .....	{ Weißer bis hellbrauner Hallstätter Riffkalk Mittel- bis hellbrauner oder hellgrauer Hall- stätterkalk .....	200 m
	{ Brauner, bunter, roter und geschichteter Hallstätterkalk .....	
	Hauptdolomit .....	150 m
	Opponitzer Schlierenkalk .....	150 m
	Opponitzer Riffkalk .....	40 m
Karn .....	{ Opponitzerkalk .....	
	Cidariskalk .....	30 m
	Halobienchiefer und Sandstein .....	bis über 100 m
	Aonschiefer .....	10 m
Anis-? Ladin ...	Reiflingerkalk .....	maximal 130 m
Anis .....	Steinalmdolomit .....	über 100 m
Skyth .....	{ Rauhwacke .....	spurenhaft etliche 10 m
	{ Werfener Schichten .....	
Permoskyth ....	Salz, Haselgebirge, Gips	

## Fazies

Jedem, der die Hallstätterzone an verschiedenen Stellen kennengelernt hat, drängt sich die Frage auf, in welcher Art das Ostende der Hallstätterzone in den Kalkalpen mit der klassischen Entwicklung etwa im Salzkammergut übereinstimmt, in welchen Punkten es abweicht. Zunächst fällt sofort die geringe Selbständigkeit der Hallstätter Fazies im Abschnitt Hohe Wand auf. Geringe Selbständigkeit bedeutet Mangel an einer regional verfolgbaren Serie eigener Art, wie man sie etwa auf weiter Strecke im Salzkammergut verfolgen kann. Übergänge zu den Faziesbezirken N und S davon treten auf. Der Charakter der Hallstätter Fazies ist noch am ehesten am norischen Hallstätterkalk, am Hallstätter Riffkalk und an den ? Zlambachmergeln zu erkennen.

Über die beiden für diese Betrachtung wichtigen Schichtglieder sind einige Bemerkungen angebracht. Hallstätter Kalke mit den für diese Fazies bezeichnenden Fossilien sind von Hernstein, Mühlthal, Miesenbach und den Fischauer Bergen bekannt. Mit diesen ident sind die Hallstätter Kalke mit *Halorella amphitoma* der Hohen Wand.

Interessant ist, daß sich über den Hallstätter Kalken der Hohen Wand noch mächtige Riffkalke norischen Alters aufbauen. Diese wurden häufig für ein der Hallstätter Zone fremdes Schichtglied gehalten, daher eher mit dem Dachsteinkalk der Ötscherdecke oder Dachsteindecke verglichen und die Hohe Wand deshalb entweder zur Ötscherdecke oder zur Dachsteindecke gerechnet. Doch sind die Riffkalke in der Hallstätter Fazies gar nicht so fremd, man hat sie nur bisher nicht beachtet. Auf der Hohen Wand geht der norische Hallstätterkalk mit *Halorella amphitoma* in den darüber liegenden norischen Riffkalk über.

Zum Vergleich sei der mir bekannte norische Riffkalk der Hallstätterzone des Salzkammergutes vom Krahstein bei Mitterndorf angeführt.

An der E-Seite des Krahstein wird der Riffkalk von rotem Hallstätterkalk unterlagert, ebenso SW vom Gipfel, dort aber durch Brüche gestört. Der Hallstätter Riffkalk vom Krahstein ähnelt sehr jenem der Hohen Wand, wie ich mich selbst überzeugen konnte. Ebenso häufig sind dort Korallen und die für dieses Gestein charakteristischen Kalkalgen. Der Riffkalk vom Krahstein hat aber noch eine Besonderheit — er führt Megalodonten. Damit nähert er sich dem Dachsteinriffkalk. Für den Hallstätter Riffkalk im allgemeinen aber ist der Reichtum an großen Kalkalgen (und auch an Korallen), die an der Oberfläche typisch herauswittern, charakteristisch.

Anscheinend ist der Hallstätter Riffkalk aber nicht nur auf das Nor beschränkt, sondern kann auch in anderen Stufen vorkommen. So beschreibt Spengler einen vermutlich karnischen Riffkalk, der im Sommerau- und Solingerkogel bei Hallstatt zwischen Reiffingerkalk im Liegenden und unternorischem Hallstätterkalk im Hangenden liegt. Der 200 m mächtige weiße, rot geäderte Riffkalk ist nach Spengler, abgesehen von undeutlichen Korallen und kleinen, an *Posidonia* erinnernden Muscheln, fossilieer.

Während in der Hallstätterzone des Salzkammergutes zwei Faziesgebiete (mergeligere und kalkigere Entwicklung) vorhanden sind und in zwei Decken (Faziesdecken) aufgespalten wurden, erscheint in unserem Gebiet nur eine fazielle und tektonische Einheit. Bereits in den Mürztaler Alpen sind die faziellen Gegensätze in der Hallstätterzone in geringerer Deutlichkeit ausgeprägt, ist die Deckengliederung abweichend von jener des klassischen Gebietes. Wohl aber läßt sich im Abschnitt Hohe Wand eine Faziesabwandlung quer zur Streichrichtung erkennen (NW—SE). Hervorgehoben werden soll hier nur der Gegensatz: wechselvolles und mergeliges Karn und Hauptdolomit im NW, Fehlen dieser Schichtglieder im SE (Emmerbergzug). Damit aber ergibt sich ein nicht uninteressanter Gesichtspunkt, nämlich die Bindung des Nordrandes mit dem Voralpin der Ötscherdecke, des Südrandes mit der hochalpinen Entwicklung. Der Faziesübergang muß sich im tektonisch eingemuldeten Teil der Hallstätter Decke im Untergrund der Neuen Welt—Gosau vollziehen. Die Anklänge der Hallstätter Decke im Emmerbergzug an die Schneebergdecke werden auch durch den mächtigen Wettersteinkalk unterstrichen, die Zuordnung dieser Zone zur Hallstätter Fazies wird aber durch die fossilführenden Hallstätterkalke (B. Plöschinger 1955) gerechtfertigt.

Die Faziesdifferenzen in der tieferen Mitteltrias hingegen sind in allen Einheiten gering, Muschelkalkdolomit bzw. anisischer Ramsaudolomit oder Steinalmdolomit und Reiffingerkalk tritt von der voralpinen bis zur hochalpinen Entwicklung auf.

## Tektonik

Vor Darstellung der eigenen tektonischen Auffassung über den Raum Hohe Wand und Umgebung sollen zuerst die bisherigen Deutungen über die Einfügung des Gebietes in die Großtektonik wiedergegeben werden (Taf. XXII).

Die erste detaillierte Aufnahme und zusammenhängende Beschreibung eines weiten Gebietes, welches auch die Hohe Wand beinhaltet, stammt von A. Bittner 1886. Gestützt auf die Aufnahmen besonders von J. Čížek, D. Stur und L. Hertle, hat er eine Monographie verfaßt, auf welcher hervorragenden Grundlage alle weiteren Arbeiten über dieses Gebiet aufbauen. A. Bittner bezeichnet als erster die Kalke der Hohen Wand als Hallstätterkalk und sieht deren Überkippung gegen die Gosau der Neuen Welt. (Taf. XXII, Fig. 6). Die Schuppung der Kalkvorpalen sowie die Auflagerung der Hohen Wand mit einer Schichtfolge Skyth—Lias auf den Mandlingschuppen hat ebenfalls Bittner schon erkannt. Wie man an seinen Profilen mit den weiten Überschiebungsbahnen ersieht, hat er den Deckenbau geahnt, ja fast gesehen, aber die Zeit hat diese Auffassung noch nicht reifen lassen.

1892 ändert Bittner leider seine wohlfundierte Auffassung über die Hohe Wand und erklärt die „Wandkalke“ als eine „eigentümliche Fazies des Dachsteinkalkes“. Er verbindet nun die Dachsteinkalke der Dürren Wand und die vermeintlichen Dachsteinkalke der Hohen Wand, und dazwischen — im Miesenbachtal — ältere Schichtglieder bis hinunter zum Werfener Schiefer finden, sieht er im Miesenbachtal jetzt einen nordöstlich abzweigenden Ast der Buchberg—Mariazeller Aufbruchzone. Den antiklinalen Bau der zwischen diesen Ast und der Hauptzone sich einschubenden Hohen Wand deutet Bittner nun als offenbar durch diese intermediäre Stellung bedingt.

Die zweite umfassende geologische Darstellung des Gebietes kommt in der Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt, von F. Kossmat 1908—1911 zum Ausdruck. Leider gibt es keine Erläuterungen zu dieser Karte. Die Anwendung der noch so jungen Deckenlehre kommt auf der Karte voll und ganz zum Ausdruck. Kossmat zeichnet z. B. sehr übersichtlich die Schuppung der Mandling sowie die Überschiebungslinie der Hallstätterzone der Hohen Wand.

L. Kober 1909 und 1912 hat das Verdienst, als Erster die Tektonik dieses Gebietes im Sinne der Deckenlehre gelöst und hier die Ötscher-, Hallstätter- und Schneebergdecke nachgewiesen zu haben. Zur Ötscherdecke gehören Mandling und Dürre Wand, welche unter die Hohe Wand einfallen. Die Hohe Wand bildet den östlichsten Abschnitt der Hallstätterdecke (= Hohe Wand-Decke), zur Hochalpinen Decke gehören Schneeberg, Rax, Gahns usw. Überblick gibt Tafel XXII, Fig. 1. Zu der Abtrennung einer Hallstätterdecke berechtigt ihre tektonische Position — über Ötscherdecke, unter Hochalpiner Decke — sowie die faziellen Unterschiede zwischen allen drei Decken und der Nachweis von echten Hallstätterkalken. Die Gosau der Neuen Welt liegt nach L. Kober in einer Synklinalen der Hallstätterdecke (Tafel XXII, Fig. 7). Ferner betont Kober (1926), daß die Rückfalte der Hohen Wand nichts mit der primären Deckentektonik zu tun habe. Die heutige Hochschaltung der Hohen Wand sei durch eine sehr junge,



spätmiozäne, noch wahrscheinlicher durch eine pliozäne Dislokation bewirkt worden.

O. Ampferer ist für eine einfachere Gliederung und sucht Kober's tektonische Einteilung dieses Gebietes zu widerlegen. Die Auffassung der Ötscherdecke als eigene Schubmasse hält er sowohl nach ihrem Schichtbestand als auch nach ihrer Tektonik für berechtigt. Auch mit dem Hengstfenster Kober's erklärt er sich für einverstanden. Dazu beschreibt er noch das Ödenhoffenster, in dem ebenfalls die voralpine Decke auftaucht. Die Existenz der Hallstätterdecke jedoch lehnt Ampferer ab. Er unterscheidet eine Voralpine Decke, eine Hochalpine Decke und darüber an zwei Stellen (Schneealm und Gahns) die Reste einer noch höheren Schubdecke (Tafel XXII, Fig. 2). Die Hohe Wand, deren Rückfaltung er übrigens nicht anerkennt, rechnet Ampferer zur Hochalpinen Decke, weil ihm die Losreißung der Hohen Wand und der Ostfortsetzung des Gahns von den anderen benachbarten Triastafeln für unrichtig erscheint. Dagegen ist zu sagen, daß wohl die Hohe Wand einen Plateaucharakter genau so wie Rax und Schneeberg aufweist, daß aber dieses Merkmal allein nicht genügt, um die Hohe Wand in die gleiche tektonische Position wie Schneeberg und Rax stellen zu dürfen. Dieser Plateaucharakter der Hohen Wand war für O. Ampferer maßgebend für deren Zurechnung zu seiner Hochalpinen Decke. Denn auch er erkennt die nahe Verwandtschaft der Schichtfolge von der Hohen Wand mit der Schichtfolge der Voralpinen Decke. Andererseits weist er im gleichen Absatz (1918, S. 13) darauf hin, daß die Ähnlichkeit der Gipfelkalke von Schneeberg und Hoher Wand ja schon längst betont worden ist. Nun, die Ähnlichkeit besteht insofern, als es sich in beiden Fällen um Riffkalke handelt. Doch ist der Riffkalk vom Schneeberg fossilbelegt ladinischen Alters, während der Riffkalk von der Hohen Wand fossilbelegt ins Nor gehört. Durch meine eigene Kartierung konnte ich mich im Gegensatz zu Ampferer von der Individualität der Hallstätterdecke in der Hohen Wand und im Ödenhoffenster überzeugen.

Für unrichtig hält Ampferer ferner, daß Kober „den gesamten Vorrat von Werfener Schichten“ und die ganzen Gosauablagerungen zur Hallstätterdecke schlägt. „Schon die Abtrennung der Werfener Schichten von der unmittelbar darüber liegenden unteren Trias von Rax—Schneeberg—Gahns ist gewiß nicht zu befürworten. Den einzelnen Schubschollen am Kalkalpensüdrand dürfte auch nicht die Selbständigkeit von eigenen Decken zukommen.“ Ich selbst kenne den Südrand der Kalkalpen zu ungenügend, um mich darüber äußern zu dürfen. Doch über die Werfener Schichten — und deren Abtrennung von der unmittelbar darüber liegenden unteren Trias von Rax—Schneeberg—Gahns — mit denen er sicher jene vom Puchberger Becken meint, bin ich anderer Meinung als Ampferer. (Siehe S. 277.) Die Gosau der Neuen Welt rechne ich im Sinne von Kober zur Hallstätterdecke.

E. Spengler's tektonische Ordnung (1931) ähnelt in großen Zügen jener von Ampferer. Er beschreibt ein voralpines oder basales Gebirge, das der Voralpinen Decke Ampferer's gleichkommt, und eine nächsthöhere Schneeberg Deckscholle, zu welcher er Schneeberg, Rax, Gahns und Hohe Wand rechnet. (Tafel XXII, Fig. 3.) Eine noch höhere Einheit kennt Spengler (im Gegensatz zu Ampferer) nicht. Zwischen dem basalen Gebirge und der Schneeberg-Deckscholle unterscheidet er die Naßwalder und Losenheimer

Schubshollen, die entweder „von der Hauptmasse der Schneebergdecke überfahrene Stirnpartien dieser Decke“ darstellen oder aber „Schubsetzen, die bei der Nordbewegung der Schneebergdecke vom basalen Gebirge abgerissen und mitgeführt wurden“. In beiden Fällen müssen sie also nördlich der Schneebergdecke abgelagert worden sein! Die Hallstätterdecke Kobers lehnt Spengler 1931 ab, revidiert seine Ansicht aber 1951.

Die dritte kartenmäßige Aufnahme des Gebietes der Hohen Wand stammt von H. Winkler 1931. Es handelt sich um eine geologische Kartierung im Maßstab 1 : 25.000 zwischen Waldegg, Hoher Wand, Himberg bei Puchberg und Dürren Wand im Rahmen einer Dissertation. Die Karte zeigt keine nennenswerten Unterschiede gegenüber der Kossmat-Karte Blatt Wiener Neustadt. In seiner tektonischen Auffassung schließt sich Winkler der Ansicht Kobers an. In den Profilen und im Text von H. Winkler kommt seine Auffassung über das vorgosauische Alter des Deckenbaues und den nachgosauischen Nachschub zum Ausdruck, der die Rückfaltung der Hohen Wand und die Überfahrung eines Teiles der Gosau des Miesenbachtals zur Folge gehabt hat (Tafel XXII, Fig. 9).

E. Lahn 1931 und 1934, der für die Hallstätterdecke in diesem Gebiet den Namen Mürzdecke verwendet, schließt sich ebenfalls vollständig der Ansicht Kobers an und sucht diese weiter zu festigen. Lahn beschreibt „von West nach Ost eine Reihe von Kulminationen, in welchen die Mürzdecke höher emporgetragen und vollständiger entwickelt ist, während in den dazwischenliegenden Abschnitten die Schneebergdecke große Mächtigkeit erlangt und die Mürzdecke reduziert ist oder ganz zu fehlen scheint“. Die Hohe Wand faßt er als die östlichste Kulmination der Mürzdecke auf.

F. Trauth 1937 vertritt die Auffassung, daß eine Zone mit Hallstätterkalken relativ autochthon zwischen Voralpin und Hochalpin eingelagert sei („Nordjuvavische Zone“) und eine zweite Hallstätterzone sich primär im Süden des Hochalpin anschließe („Südjuvavische Zone“). Zur Nordjuvavischen Hallstätterzone gehören die Deckschollen aus Hallstätterkalken von Mühlthal und Hernstein, welche der Ötscherdecke aufgeschoben sind, zur Südjuvavischen Zone die Deckschollen des Student, Roßkogel usw., welche auf der Hochalpinen Decke auflagern. Die Hohe Wand, da zu einem großen Teil aus Riffkalken aufgebaut, zählt Trauth jedoch zur Hochalpinen Decke und läßt die Nordjuvavische Zone im Miesenbachtal nördlich der Hohen Wand und südlich der Dürren Wand verlaufen (Tafel XXII, Fig. 4). Trauth hat nämlich die Auffassung, daß die Hallstätterkalke zwischen den großen Riffkalkbereichen in einer tiefen Rinne abgelagert worden seien. Von dieser Anschauung ist man aber wieder abgekommen. Trauth nimmt zu Unrecht eine Trennung zwischen der Hohen Wand und der nördlich daran anschließenden Nordjuvavischen Zone mit Hallstätterkalk vor, weil die Hohe Wand ebenfalls Hallstätterkalk beinhaltet und weil die Hohe Wand nicht in einer nachgosauischen Phase die Nordjuvavische Zone überfahren hat, sondern die gleiche tektonische Position wie jene aufweist.

H. P. Cornelius 1937 und 1951 hingegen entwickelt folgende Hypothese: Auf die Schneebergdecke (basales Gebirge) wird vorgosauisch die Lachalpendecke aufgeschoben. Nachgosauisch wird die Schneebergdecke gegen N vorgeschoben und trägt nun einerseits Reste der Lachalpendecke auf ihrem Rücken, andererseits wickelt sie die Lachalpendecke unter sich

ein, und zwar so weit, „daß die Einwickelung nach S über das Hengstfenster, d. h. über die ganze sichtbare Überschiebungsbreite der Schneebergdecke, zurückreicht“. Cornelius unterscheidet also als Tiefstes die Voralpine Decke, darüber liegt die Schneebergdecke mit Schneeberg, Rax und Hoher Wand, und die höchste Deckeneinheit stellt die Lachalpendecke dar (Tafel XXII, Fig. 5). Für die nachgosauische Aufschiebung der Schneebergdecke führt Cornelius als Beweis an, daß bei der Vogelkirche und beim Wegscheidhof im obersten Voistal die Gosau von Äquivalenten der Schneebergdecke überfahren erscheint. Nach meiner Ansicht kann es sich dort ebenso um junge Dislokationen handeln, die mit der primären Deckentektonik nichts zu tun haben.

Ferner führt Cornelius an, daß die Gosau in den Fenstern des Hengst und von Ödenhof nicht vorhanden ist. Das sei „am besten zu begreifen, wenn die Gosau als Bestandteil der Schneebergdecke über diese Fenster mitgewandert ist“. Begründet wird diese Aussage allerdings nicht. Das Fehlen der Gosau in den Fenstern spricht gerade für vorgosauische Überschiebung. Auch Spengler hat sich 1939 gegen eine nachgosauische Bewegung der Schneebergdecke ausgesprochen und eingewendet, daß Gosauschichten den Überschiebungsrand der Werfener Schichten NW Puchberg übergreifen, und daß dieser Überschiebungsrand in der Gegend der Ruine Starhemberg endgültig unter der Gosau verschwindet. 1951 versucht Cornelius das Problem in der folgenden Weise zu lösen: Die Werfener Schichten des Puchberger Beckens werden nicht mehr insgesamt zur Schneebergdecke geschlagen, sondern der dem Nordrand benachbarte Teil — auf dem Gosau transgrediert — wird als eingewickelte Lachalpendecke mit unbestimmter Grenze gegen Süden betrachtet. „Was endlich die Verhältnisse um die Ruine Starhemberg betrifft“, glaubt Cornelius, „daß die Schubweite der Schneebergdecke bis zum NE-Ende der Hohen Wand wieder auf ungefähr Null abnimmt“. Demnach sollte die Hohe Wand, die Cornelius zur Schneebergdecke rechnet, am NE-Ende unmittelbar mit dem basalen Gebirge zusammenhängen. Einerseits konnte aber erneut der Überschiebungsrand bei „Im Brand“ und E davon kartiert werden, andererseits transgrediert dort die Gosau sowohl auf der Hohen Wand-Einheit (Hirnflietzstein) als auch auf der tieferen Einheit bei Starhemberg. Nun ist aber nicht nur diese Stelle für die vorgosauische Überschiebung der Hohen Wand maßgebend, sondern ebenso die über beiden Einheiten transgredierende Gosau im Miesenbachtal, da ja die Zugehörigkeit der Schollen im Miesenbachtal zur Wandeneinheit erwiesen werden konnte. Da die Hohe Wand jedoch einen Bestandteil der vorgosauisch aufgeschobenen Hallstätterdecke darstellt, ist das Problem hinfällig.

Cornelius lehnte aber eine Hallstätterdecke im Sinne Kobers ab. Wohl kannte er die fossilführenden Hallstätterkalken auf der N-Seite der Schneebergdecke, im „Naßwalder Halbfenster“ auf der N-Seite der Rax und bei Losenheim. Bezüglich Naßwald schließt er sich der Ansicht Spenglers an, der sie als Schubschollen unter der Schneebergdecke deutet. Betreffs Losenheim ist Cornelius anderer Meinung: „Dort ist der Hallstätterkalk ein Glied einer untrennbar mit dem ‚basalen‘ Gebirge verbundenen Schichtfolge“. Der Begriff „Losenheimer Schubschollen“ entfällt somit. Damit aber auch eine Vertretung einer Hallstätterdecke, denn „einzig auf die Naßwalder Schollen kann man eine solche nicht gründen!

Die Deutung als Schubschollen an der Basis der Schneebergdecke genügt für jene vollauf“.

Die von Cornelius als Argument gegen eine selbständige „Losenheim-Scholle“ dort angeführte normale Schichtfolge des basalen Gebirges besteht nicht. Der Dachsteinkalk hat sich als diploporenführender Wettersteinkalk erwiesen. Hallstätterkalk ist vorhanden und kann nicht mit dem „basalen“ Gebirge vereinigt werden. Es hebt sich deutlich eine Hallstätter Schuppe ab. Der Begriff „Losenheimer Schubschollen“ erhält somit wieder seine Berechtigung. Die Hallstätterdecke ist in diesem Bereich nicht allein auf den Naßwalder Schollen, sondern auch auf der Losenheimer Scholle begründet.

Cornelius führt selbst an, „daß es bis jetzt nicht gelingt, eingewickelte Werfener Schichten und solche der Schneebergdecke mit Hilfe fremder Zwischenschaltungen zu trennen“. Doch hält er es für möglich, daß vielleicht die „Hallstätter Kalk-Späne“ im Miesenbachtal, auf Werfener Schichten und mit transgredierender Gosau, im Sinne einer solchen Trennung interpretiert werden können. Cornelius stützt sich dabei auf das Profil von Ampferer (Tafel XXII, Fig. 11). Wie aber gezeigt werden konnte (Tafel XXII, Fig. 13), handelt es sich bei dem angeführten Hallstätterkalk um eine auflagernde Scholle, nicht um eine zwischengeschaltete Klippenreihe. Außerdem gehören diese Hallstätterkalke weder zur Lachalpendecke noch zur Schneebergdecke, sondern eben zur Hallstätterdecke. Gegenüber der Annahme von Cornelius von einer komplizierten Einwicklung der „Lachalpendecke“ in der ganzen Überschiebungsweite der Schneebergdecke erscheint die Auffassung einer Hallstätterdecke im Liegenden der Schneebergdecke wesentlich einfacher.

R. Toth bezweifelt nach eigenen Untersuchungen 1938 das Vorhandensein der Hallstätterdecke an der S-Seite des Schneeberges. Nördlich vom Schneeberg beschreibt er allerdings selbst eine Zone von sicherer Hallstätter Fazies und erwartet völlige Klarheit über die Hallstätterdecke erst nach einer genauen Untersuchung der Hohen Wand und der Miesenbacher Schuppenzone.

1951 ändert E. Spengler seine Auffassung dahingehend, daß er nun die Schollen aus Werfener Schiefer und Hallstätterkalk vom Miesenbachtal und von Hernstein nicht mehr zur Schneebergdecke rechnet, sondern als juvavische, auf die Ötscherdecke aufgeschobene Deckschollen betrachtet. Darüber ist noch vorgosauisch die Schneebergdecke geschoben. Die Hohe Wand zählt Spengler allerdings weiterhin zur Schneebergdecke. Doch nimmt er in diesem Gebiet ähnlich wie Kober nun eine Deckenfolge Ötscherdecke—Hallstätterkalk-Deckscholle—Schneebergdecke an, wobei die Hallstätterkalke nördlich der Schneebergdecke abgelagert worden sind.

Das im Osten anschließende Gebiet Neue Welt—Emmerbergzug und im Süden die Umgebung Grünbachs kartiert derzeit B. Plöchinger. Über seine tektonischen Ansichten liegt noch kein abschließender Bericht vor; mündlich hat mir Herr Dr. B. Plöchinger mitgeteilt, daß er den Zug des Emmerberg und der Fischauer Berge vom Wettersteinkalk des Kienberges N Willendorf im S bis zur Mahlleiten im N zur Hallstätterzone zählt. Die Werfener Schichten des Zweier Waldes, die bereits der Schneebergdecke angehören, dürften höchstwahrscheinlich auf den zur Hallstätterzone gehörenden Schichtgliedern des Kienberges aufliegen.

Meine eigene Meinung über die großtektonische Gliederung des Gebietes soll im folgenden dargestellt werden.

Die Ötscherdecke des Kressenberges und der Dürren Wand mit Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät und Lias fällt überall unter die Kalke der Hohen Wand ein. Die Ötscherdecke ist hier die tiefste Deckeneinheit. Auf ihr liegen sowohl der große Kalkkörper der Hohen Wand, als auch die kleinen Hallstätterkalkschollen des Miesenbachtals. Die Ötscherdecke wird sichtbar überlagert von den Werfener Schichten (Miesenbach und Bachfranz) und vom Karn der Hallstätterdecke, unter dem Liasfleckenmergel als Fenster zutage treten (SE Ober Miesenbach). Die Überlagerung der Hallstätterdecke auf der Ötscherdecke bezeugen außerdem noch die beiden Hallstätterkalkschollen von Mühlthal und Hernstein, welche auf Liasfleckenmergel der Ötscherdecke liegen. Als weiterer wichtiger Beweis muß das Fenster von Ödenhof angeführt werden, in welchem unter einem Rahmen der Schneebergdecke eine Gesteinsfolge der Ötscherdecke und der Hallstätterdecke darüber gemeinsam zutage kommen. Über der Ötscherdecke liegt die Hallstätterdecke.

Die Deckengrenze ist diskordant, da immer jüngere Schichtglieder an die Überschiebungslinie gegen die Ötscherdecke heranstreichen. Im SW sind es noch Werfener Schiefer und Halobienschiefer, im Norden Opponitzer Schlierenkalk, Hauptdolomit, und schließlich ist es nur noch Hallstätterkalk, der auf den Liasfleckenmergeln der Ötscherdecke liegt.

Von manchen Autoren wurden nur die Hallstätterkalkschollen im Miesenbachtal als „Juvavische Deckschollen“ zwischen Ötscherdecke und Schneebergdecke gestellt und der Zusammenhang zwischen ihnen und der Hohen Wand nicht erkannt. Wie aber in den Abschnitten Stratigraphie und Fazies nachgewiesen werden konnte, sind diese Schollen vom gleichen Kalktypus wie die Hohe Wand und nur ein Teil von ihr. Ja die gleichen charakteristischen gesprenkelten, gefleckten Kalke, wie sie auf der Hohen Wand häufig anzutreffen sind, bilden auch einen erklecklichen Teil der Schollen im Miesenbachtal. Es konnte die Zugehörigkeit der Hohen Wand zur Hallstätterdecke nicht nur tektonisch, sondern auch faziell (Hallstätterkalk) nachgewiesen werden. Da nicht nur die einzelnen kleinen Schollen vom Miesenbachtal und die Scholle S vom Ascher, sondern auch der ganze Hohe Wand-Komplex und die Fischauer Berge zur Hallstätterdecke gehören, ja diese sogar noch im Ödenhoffenster auftaucht, ist man berechtigt, statt von „Juvavischen Deckschollen“ oder „Hallstätter Schubschollen“ von einer Hallstätterdecke zu sprechen. In den Fischauer Bergen ist der bunte, sogenannte „Engelsberger Marmor“ durch *Monotis salinaria* Bronn. als norischer Hallstätterkalk gesichert (Plöchinger 1955, S. 73). Hohe Wand und Emmerbergzug hängen wahrscheinlich in der Tiefe der Gosaulde zusammen, wie auch schon L. Kober gesagt hat.

Aus meinem Arbeitsgebiet lassen sich keine Schlüsse auf die Lagerung der Schneebergdecke ziehen. Doch läßt sich am Ödenhoffenster deutlich ersehen, daß die Schneebergdecke als nächste Einheit über der Hallstätterdecke liegt.

Nach eingehender Überprüfung bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß im Gebiet der Hohen Wand nur eine Hallstätterdecke vorhanden ist. Sie enthält eine komplette Schichtfolge von Skyth bis Lias.

Ursprünglich hatte ich hier zwei Hallstätterdecken aus folgenden Gründen vermutet: Den wichtigsten Hinweis für eine Überschiebung lieferte das fossilbelegte, vom Hauptdolomit überschobene Rhät am Plackles. Rhätvorkommen wurden auch in gleicher Position an anderen Stellen vermutet, die den regionalen Charakter der Überschiebung erwiesen hätten. Auch das Fehlen der nur in der Oberen Hallstätterdecke mächtigen Hallstätterkalke und Riffkalke im Liegenden des Rhät vom Plackles, das unmittelbar auf Steinalmdolomit, Reiflangerkalk und Karn (?) liegt, sprach, ebenso wie das mächtige mergelige Karn, für eine untere Decke. Ist doch nahe östlich davon im Liegenden des kalkigen (!) Rhät der Hohen Wand mächtiger Hallstätterkalk und Riffkalk entwickelt.

Dagegen sprach, daß im wesentlichen die Schichtglieder der tieferen Trias auf die Untere, jene der höheren Trias — abgesehen vom Rhät des Plackles — auf die Obere Hallstätterdecke beschränkt sein sollten. Dagegen sprach ferner, daß im weiteren Bereich der Hohen Wand nirgends mehr die Fortsetzung dieser Überschiebungslinie gefunden werden konnte. Nun hat sich gezeigt, daß die übrigen vermuteten Rhätmergelvorkommen, die für die regionale Überschiebung gesprochen hätten, nicht bestehen.

Bestehen bleibt die Tatsache der Aufschuppung des Hauptdolomites auf das fossilbelegte Rhät des Plackles, allerdings gegen W gerichtet. Ihre Fortsetzung streicht gegen N. Sie hat mehr lokale, keine regionale Bedeutung. Sie gehört in die Reihe der zahlreich wiederkehrenden Querstrukturen. Nicht nur der Hangendkontakt des Rhät vom Plackles wird durch eine Aufschuppungsfläche gekennzeichnet, sondern auch die Liegendgrenze des Rhät ist tektonischer Natur. An der Liegendgrenze wurde das Rhät und seine Unterlage relativ gegenüber dem W angrenzenden Flügel versenkt.

Im SW der Hohen Wand schließen an die Schichtglieder der Hallstätterdecke vom Hutberg und Hausstein die Werfener Schichten der Öd- und Pfenningwiesen. Diese Werfener Schichten werden von den meisten Autoren bereits als die Basis der Schneebergdecke aufgefaßt, von einigen anderen, wie z. B. von Kober, werden sie aber noch zur Hallstätterdecke gerechnet. In den Werfener Schichten an der unmittelbaren Grenze meines Arbeitsgebietes konnten keine Messungen durchgeführt werden. Sicher ist aber, daß die Schichtglieder der verkehrten Serie des Hutberg und Hausstein darunter einfallen. Demnach wären die Werfener Schichten eher als Basis zur Schneebergdecke zu rechnen. Wenn auch das Problem von hier aus nicht gelöst werden kann, sei doch zu dieser Frage andererseits noch zu Bedenken gegeben: Wie ich im Gipswerk Pfenningbach sehen konnte, sind mit diesen Werfener Schichten mächtige Gipsvorkommen mit Melaphyr verbunden. Man erinnert sich unwillkürlich an gleiche Vorkommen in verschiedenen Gebieten der Hallstätterzone. Weiters möchte ich darauf hinweisen, daß R. Toth 1938 die schon von Ampferer beschriebenen Hallstätterkalke von Kote 693 SSW Ascher abermals eingehender untersucht und als solche bestätigt hat. Ich selbst sah meist hellgraubraunen, manchmal rötlichen, völlig mit jenem der Hohen Wand identischen Hallstätterkalk. Toth führt großen Reichtum an Halobien an, darunter ein ziemlich unversehrtes Exemplar einer

*Halobia distincta* Mojs.,

dem unternorischen Leitfossil. „Am Südrand scheint diese Hallstätter Klippe dem Werfener Schiefer der Ödwiesen aufzuruhen“. Dies würde



bedeuten, daß zumindest der angrenzende Teil der Werfener Schiefer noch der Hallstätterdecke angehört. Natürlich können die Werfener Schichten derartig verfaltet sein, daß sie nur scheinbar unter den Hallstätterkalken liegen. Momentan sind dort die Aufschlußverhältnisse so schlecht, daß sich nichts weiter dazu sagen läßt.

Es ist möglich, daß die Grenze Hallstätterdecke—Schneebergdecke erst weiter südlich verläuft, und zwar innerhalb der Werfener Schiefer der Pfenningbacher Niederung.

Bezüglich des Alters der Deckenüberschiebung konnten weitere Beweise dafür gefunden werden, daß die Überschiebung der Hallstätterdecke auf die Ötscherdecke vorgausauisch erfolgt war. Die Gosau liegt mit Basis-konglomeraten transgressiv auf Schichtgliedern der Ötscherdecke und der Hallstätterdecke. Das ist schon aus der Karte von Kossmat zu ersehen. Die Gosau von Ober Miesenbach—Scheuchenstein liegt transgressiv z. B. gleichzeitig auf Liasfleckenmergel der Ötscherdecke, die S vom Gauermannhof als „Fenster“ aus ihr auftauchen, ferner auf Halobienschiefern, Hallstätterkalk und Werfener Schichten der Hallstätterdecke. Die südwestliche Fortsetzung des eben besprochenen Gosastreifens liegt ebenfalls auf Werfener Schichten, Halobienschiefern und Hallstätterkalk der Hallstätterdecke, also schon auf deren basalstem Schichtglied. Interessant ist hier, daß die Gosau den an ihrer Basis liegenden Hallstätterkalk SW Bachfranz direkt aufgearbeitet hat. Auf der Deckengrenze Ötscherdecke—Hallstätterdecke liegen die Gosauvorkommen W Leitenbauer—N Busch, N Kreuzstein (mit Hallstätterkalkbasisbrekzie beim Steinbauer) und Steinbachgraben—Salzer—Miesenbach.

Aus allen jenen Vorkommen, wo die Gosau ungestört über die Grenze Hallstätterdecke—Ötscherdecke transgrediert, ersieht man klar das vorgausauische Alter der Überschiebung. Dies zu betonen ist nötig, da H. Winkler glaubte, daß gerade die an der Überschiebungsgrenze gelegenen Gosauvorkommen in einem nachgosauischen, sekundären Vorschub der Hallstätterdecke von dieser überfahren worden seien (Tafel XXII, Fig. 9). Auch die Entstehung der Rückfaltung der Hohen Wand wurde von Winkler in diesem Zusammenhang als nachgosauisch angegeben.

Vor der Gosautransgression wurde die Hallstätterdecke hier bereits stellenweise bis zu den tiefsten Schichtgliedern bzw. total abgetragen. Die Aufarbeitung dieser Schichten in den darüberliegenden Gosaubasislagen zeigt, daß zwischen Deckenüberschiebung und nachfolgender Gosau-Transgression eine ziemliche Zeitspanne für die Abtragung zur Verfügung gestanden sein muß.

Nachgosauische Bewegungen erzeugten Aufwölbungen und Brüche in zwei Richtungen. Ihr Alter erkennt man an der Einmündung der Gosau von Lanzing und der Gosau von Ober Miesenbach und an der Verstellung von Gosau an einem Bruch SW Ober Miesenbach. Ein Nachschub erfolgte abermals von S nach N, genauer von SSE bis SE nach NNW bis NW und bewirkte die Aufwölbung und Rückfaltung der Hohen Wand. Die Existenz der Rückfalte konnte vor allem im Abschnitt zwischen Rastberg und Plackles nachgewiesen werden, wo die Aufwölbung mit normaler und verkehrter Serie durch die Erosion bis zum Steinalmdolomit im Kern angeschnitten ist. Gerade dadurch läßt sich die in neuerer Zeit angezweifelte Rückfaltung der Wand beweisen. Dieser nachgosauische Schub folgte

der vorgosauisch angelegten Deckenüberschiebungsrichtung. Quer darauf, also von SW und NE, wurde das Gebiet zusammengestaucht. Es kam zu Aufwölbungen in der Querrichtung. Diese S—N gerichtete ältere Bewegung und jüngere Zusammenstauchung von E und W ist aus dem ganzen regionalen Verlauf der Kalkalpen erkennbar. Noch jünger ist das System der Querbrüche. Die Existenz eines Längsbruches, der die junge Morphologie des Wandabbruches bedingt, ist zu vermuten, aber noch nicht im einzelnen erfaßt.

### Regionale Beschreibung

Im folgenden werden die natürlichen Einheiten des untersuchten Gebietes von SW nach NE in ihrem stratigraphischen und tektonischen Aufbau besprochen.

#### A. Hutberg (Tafel XXIII, Fig. 2)

Der Hutberg stellt eine gegen W überkippte steile Aufwölbung dar. Die erzeugenden Kräfte wirkten von SW und SE. Der Steinalmdolomit, das tiefste Schichtglied, wurde derart emporgepreßt, daß es jetzt die Gipfelpartie aufbaut — Kulmination der Aufwölbung. Im NE und SW bildet der auflagernde Reiffingerkalk die Bergflanken, während die nächsthöheren karnischen Mergel die Sattelzonen im NW (Ascher) und SE einnehmen. Der gesamte Hutberg und sein Rahmen gehören der Hallstätterdecke an. Die Auflagerung mit karnischem Mergel über dem Lias der Ötscherdecke ist im NW an der Ascherstraße unmittelbar zu beobachten. Im W taucht die hier überkippte Schichtfolge unter die Werfener Schichten der Öd- und Pfenningwiesen ab. Der Steinalmdolomit des Hutberges erscheint an der W-Seite (Kote 870) an einer lokalen Aufwölbung wieder und bildet eine aus dem Reiffingerkalk der Umgebung herausragende Felsrippe. Die gut geschichteten Reiffingerkalk der W-Seite lassen an zahlreichen Stellen das bergwärts gerichtete mittelsteile Einfallen erkennen. Da es sich hier um eine verkehrte Schichtfolge (Steinalmdolomit, Reiffingerkalk, Karn) handelt, ersieht man daraus die überkippte Lage. Der hier seltener hornsteinhaltige Reiffingerkalkzug führt an seinem Südende Crinoiden und Seeigelstachel. An der Ostseite des Hutberges erscheint der überlagernde (bei Berger 330/45 einfallend, NNW Lanzing, an der Straße, 130/50, dort mit oolithischen Gebilden), stärker verfaltete Reiffingerkalk wieder und taucht gegen E unter die Gosau von Lanzing. An seinem N-Ende (SW Kote 636) wird er von einer NW—SE streichenden Störung verstellt. Auf Grund der 135/10 verlaufenden Harnischstriemung am Südeingang des Durchbruchtales vom Lanzinger Bach erweist sich diese Verstellung als Blattverschiebung. Am Nordende der Talschlucht macht sich der Einfluß einer quer darauf stehenden Störungsrichtung geltend.

An den Hutberg schließt im NE die Gosaumulde von Lanzing, an deren Rändern die älteren Schichtglieder, Basiskonglomerate und Sandsteine, aufgeschlossen sind. Im NW-Teil der Mulde ist der anstehende Reiffingerkalk von Kote 636 in der Basisbrekzie direkt aufgearbeitet. Actaeonellenmergel erfüllen den Mittelteil der Mulde. Hinter dem Hause „Toth“ in Lanzing stehen in einem kleinen Aufschluß Actaeonellen-reiche Mergel an. Diese Mulde erfährt nach SW eine Verlängerung, wo sie in einem schmalen Streif von Sandsteinen und Nerineen-führenden Mergeln die SE-Seite des Hutberges bedeckt, hier einen Sattel bildend, und mit Basiskonglomeraten

bis zu den Öd- und Pfenningwiesen herabreicht. Die Anordnung der Lanzinger Gosau gibt Hinweis auf die Richtung der beiden nachgosauischen Zusammenpressungen.

Bittner zeichnet den ganzen Hutberg aus Reiffingerkalk, von Gosau an drei Seiten umschlossen. Im NW grenzt Lias an. Karnische Mergel sind nicht ausgeschieden, doch beschreibt er diese von den nordwestlichen Gehängen des Hutberges als mergelige, dünnplattige Gesteine mit südlichem bis südöstlichem Einfallen und gibt sie zu einer Gruppe der „fraglichen Gesteine“. Von verschiedenen Stellen beschreibt Bittner aus für ihn fraglichen, jetzt als karnisch erkannten Mergeln kleine Brachiopoden, ähnlich einer Koninckina. Kossmat unterscheidet plattigen Muschelkalk und Reiffingerkalk, seine Grenzziehung ist unbegründet. Auch auf dieser Karte sind die im NW auflagernden karnischen Mergel nicht verzeichnet. Dafür zieht Kossmat in der NE-Fortsetzung des Hutberges, entlang des rechten Ufers des Miesenbaches, einen Streifen von plattigem Muschelkalk bis Ober Miesenbach weiter. Dies zu unrecht, weil hier Werfener- und Gosau-Schichten anstehen. Winkler schließt sich der Ansicht Bittners an und verzeichnet hier dieselben Schichtglieder wie die auf der Bittner-Karte ausgeschiedenen.

#### B. Höhenzug Hausstein—Geländ—Rastberg (Tafel XXIII, Fig. 1—4)

Bedingt durch die gleiche Verformungsart, weist der Hausstein einen dem Hutberg ähnlichen Bau auf. Auch hier wurde der Steinalmdolomit (als tiefstes Schichtglied) domartig emporgepreßt und bildet den Gipfel des Haussteins. Er wird rundum von Reiffingerkalk umlagert, der mit dem Hang sehr steil nach Osten und Westen vom Gipfel weg abfällt. Am Süd-Fuß des Haussteins werden die Reiffingerkalke auch von dunklen, dünnplattigen karnischen Mergeln überlagert. Vom Haussteingipfel gegen Norden und dann mehr gegen NE schwenkend zieht eine schmale Reiffingerkalk-Felsrippe weiter. Sie wurde durch die beiden Schubrichtungen angelegt und schwenkt von einer Richtung etwas in die andere. In ihr wurde nicht mehr Steinalmdolomit emporgetragen, aber der Reiffingerkalk noch steil hochgewölbt, wie man am besten bei der sogenannten Josef-Innitzer-Bank NW Geländ sehen kann. Die Schichten fallen dort steil nach SE und NW ein. An der E-Seite dieser Rippe anschließend überlagern karnische Mergel, ebenso wie sie an der W-Seite die Wiesen östlich oberhalb Lanzing und S Kote 846 ausmachen.

Zwischen den emporgewölbten, tieferen Schichtgliedern des Haussteins im SW und des Rastberges im NE hat sich, an einem Bruch W vom Rastberg abgesenkt, die obertriadische Schichtfolge der Hallstätterdecke erhalten. Sie bildet den Geländberg und den NE anschließenden Höhenzug mit Kote 915. Hier ist eine normale Schichtfolge von Opponitzer Schlierenkalk-Hauptdolomit und Hallstätterkalk vorhanden. Der Dolomit, zwischen Schlierenkalk und Hallstätterkalk in eine Höhe von etwa 860 m verlaufend, zieht zwischen Geländ und Kote 915 gegen W schwach ansteigend aufwärts. Er verursacht die Einsattelung der Kammlinie NE vom Geländ. Der Geländberg selbst besteht aus Hallstätterkalk und ist wie die Hohe Wand gegen SE rückgefaltet. Diese Falte ist in der Natur sehr gut zu sehen, etwa vom Weg Grünbach—Unter der Wand und direkt meßbar zu verfolgen. Oberhalb des soeben beschriebenen Sattels fallen die durchwegs deutlich

geschichteten hellen Hallstätterkalke mit 305/40, weiter oben schon steiler mit 320/60 ein. Auf dem Weg zur Naturfreundehütte, fast oben, ist senkrecht stehender und etwas steil gegen SE fallender Hallstätterkalk aufgeschlossen. Hier liegt die Biegung der Falte. Direkt unter der Hütte, also am Gipfel des Geländberges, fallen die Schichten wieder flacher nach NNE (035/55, auf der W-Seite des Berges 040/25) ein.

Die bisherigen Auffassungen vom Bau des Geländberges zeigt Tafel XXII, Fig. 11—13. Die Rückfaltung war unbekannt. Der Geländberg besteht aus Hallstätterkalk, nicht aus Reifingerkalk. Die Klippenreihe Ampferers existiert nicht.

Bittner zeichnet — ungefähr mit richtigen Grenzen, aber nicht untergliedert — den Hausstein als Reifingerkalk, den Geländberg bis zum Rastberg als Hallstätterkalk. Kossmat verbindet fälschlich den Reifingerkalk von Hausstein und Rastberg und zieht ihn über das Gelände durch. Nur am Fuß des Geländberges scheidet er Hallstätterkalk aus. Die Hallstätterkalk-Scholle NW vom Hausstein hat er richtig erkannt. Winkler zieht ebenfalls den Reifingerkalk bis über den Geländberg. Östlich daran anschließend verlaufen in gleicher NNE—SSW-Richtung schmale Streifen von Hauptdolomit, Hallstätterkalk und Reifingerkalk. Die hier vorhandenen Schichtglieder sind erkannt, ihre Verbreitung aber willkürlich eingezeichnet worden.

### C. Rastbergsattel—Plackles—Kienberg (Tafel XXIII, Fig. 1, 5, 6 und Abb. 2)

Im Abschnitt zwischen Rastbergsattel und Plackles kommt die Rückfaltung in der Längsrichtung der Hohen Wand am besten zum Ausdruck. Hier nämlich sind die tieferen Teile des Gebirgsbaues, Anteile der tieferen Schichtglieder der Hallstätterdecke, hoch emporgewölbt und durch die Erosion angeschnitten. Als tiefstes Schichtglied kommt an etlichen Stellen Steinalmdolomit an die Oberfläche. Am überwiegend nordgerichteten Einfallen der Schichten, auch am S-Flügel der Aufwölbung, erkennt man hier deutlich die gegen Süden gerichtete Überkippung, die sich am gesamten SE-Rand der Hohen Wand fortsetzt und auch durch das Einfallen der überkippten Gosau erwiesen wird.

Am Westrand der genannten Zone, am Ostfuß des Rastberges, wird diese Längsaufwölbung durch eine senkrecht darauf verlaufende Bruchzone abgeschnitten.

Der Plackles, in dem der Kern der Rückfaltung gegen E endgültig untertaucht, bildet einen wichtigen Punkt zum Verständnis der Tektonik dieses Gebietes.

#### Einzelheiten:

##### Rastbergsattel

Die Sattelzone zwischen Rastberger (N), Rastbergkreuz und dem S-Fuß der Wand NW „Gottes Segen“ verläuft fast ausschließlich in karnischen Mergeln. Die Zone ist durch einen N—S verlaufenden Bruch und vielleicht durch eine Aufpressung des Untergrundes in Form einer Aufwölbung entstanden. Den Westrahmen des N—S ziehenden Streifens bildet der an einem Bruch im W aufgekippte Reifingerkalk des Rastbergzuges. Dieser sowie die E angrenzenden Partien des Karn zeigen steiles bis sehr steiles Einfallen nach E.

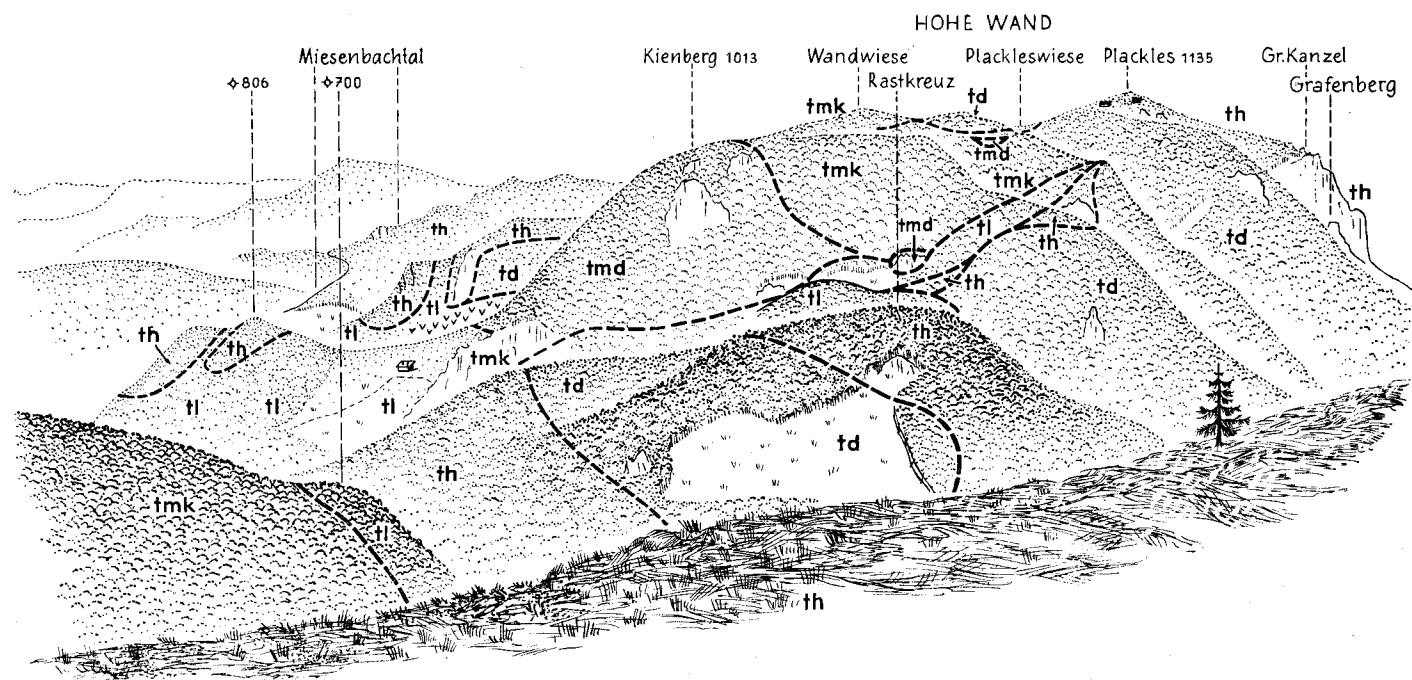


Abb. 2: Ansicht der Hohen Wand von SW (Geländ).

Die Störungen verlaufen in dieser Zone einheitlich N—S und lassen sich in ihrer nördlichen Fortsetzung auch noch im Miesenbachtal erkennen, wo sie sich als Blattverschiebung im Gos austreifen SW Ober Miesenbach äußern. Ebenso ist die Fortsetzung der Brüche nach S in die Gosau zu verfolgen.

In den im Wegabschnitt zwischen Rastberger und Rastbergsattel stellenweise gut aufgeschlossenen karnischen Schichten sind zwei verschiedene Hauptstreichrichtungen kenntlich: NE—SW und N—S.

### Gebiet Rastberg—Plackles—Kienberg

Die Streichrichtung der Aufwölbung zwischen Rastberg und Plackles verläuft W—E. Diese Aufwölbung wird besonders durch den mächtig auftauchenden Steinalmdolomit W Kienberg und im Gebiet der Wandwiesen charakterisiert. Daß es sich hier tatsächlich um eine breite, gegen Süden überkippte Aufwölbungszone handelt, bestätigen folgende Tatsachen: Erstens ist diese Rückfaltung der streichenden Antiklinale — mit Steinalmdolomit im Kern — im Reiffingerkalk der Sattelzone SE Kienberg meßbar aufgeschlossen. Von N gegen S sieht man schrittweise den Übergang von zunächst gegen S aushebenden, dann flach südfallenden Schichten in solche mit steil, später wieder flach nordfallender Richtung. (Siehe Fallzeichen auf der Karte.) Zweitens ist sie gut bei der Wandwiese, morphologisch betont, beobachtbar. Nördlich der Wandwiese fallen die Reiffingerkalk 320/30 bis 310/60 gegen NW ein. Diese gegen Süden aushebenden Schichten bilden eine deutlich hervortretende, etliche Meter hohe Stufe gegenüber der südlich anschließenden, tiefer liegenden, flachwelligen Wandwiese, deren Steinalmdolomit unter dem Reiffingerkalk liegt. Der Reiffingerkalk zieht im Westen, am Westrand der Wandwiese, über den Steinalmdolomit und fällt schließlich S Wandwiese wieder nach N unter diesen ein. Drittens ist die Aufwölbung am Südabfall S Kienberg und S Wandwiese durch die verkehrte Schichtfolge von Steinalmdolomit, Reiffingerkalk (S Wandwiese), Halobienchiefern, Cidariskalk, Opponitzerkalk (Hohlweg E Rastbergsattel—nordfallend!), Hauptdolomit und Hallstätterkalk (N Gottes Segen) markiert. Es handelt sich hier übrigens um das vollständigste Profil in der Hallstätterzone der Hohen Wand überhaupt (Abb. 1 und Tafel XXIII, Fig. 6). Andererseits fällt der breite Nordteil der Aufwölbung mittelsteil nach NNE ein und trägt auf Reiffingerkalk in normaler Folge Schichtglieder des Karn und Nor.

Der Steinalmdolomit W und S Kienberg ist an Brüchen gegenüber dem Karn der Rastbergbucht emporgehoben. Neben den Aufwölbungen erkennt man ein jüngeres System antithetischer Brüche, an denen die Schollen an ihrem W-Rand aufgekippt wurden. Die eine Linie begrenzt den W-Rand des Rastbergkammes, die zweite verläuft an der E-Seite der Rastbergbucht. Die Nordbegrenzung dieser Bucht wird von einem NW—SE verlaufenden Bruch mit beträchtlicher Sprunghöhe gebildet. Eine Schar von N—S gerichteten Brüchen bemerkt man deutlich an der SE-Grenze im Cidariskalk, Opponitzerkalk und Hauptdolomit. Der Verlauf dieses Bruchsystems im Hauptdolomit ist nur an der morphologischen Wirksamkeit (Runsen) erkennbar. Erst seine südliche Fortsetzung in der Gosau ist seit Kossmat bekannt.



Gleichgerichtet wie diese Querbrüche ist die W vom Plackles beginnende Störungslinie, welche sich nach Norden im Aschergraben fortsetzt. Es ist keine Bruchlinie, sondern eine durch die E—W-Zusammenstauchung bewirkte Überschiebungslinie. Das Fehlen des norischen Kalkes und Dolomites im Liegenden der Rhätmergel ist ebenfalls nur tektonisch erklärbar. Es lassen sich folgende Bewegungen der Schollen ablesen: Der im wesentlichen hier durch Steinalmdolomit gekennzeichnete Westflügel ist am stärksten gehoben. Die Hauptdolomit-Hallstätterkalk-Masse im E ist ebenfalls ein Stück emporgetragen, da sie den Rhätmergel des Plackles überschiebt. Der dazwischen eingeschaltete Streifen mit Rhätmergel an der Oberfläche ist relativ am stärksten gegen SE abgesenkt, der unterlagernde Hauptdolomit und Hallstätterkalk muß in der Tiefe verschwunden sein. Etliche bis 3 m lange Blöcke von weißem bis violettrottem Hallstätterkalk, die im Rhätmergel am Nordrand der obersten Quellmulde stecken, sind als solche Schubspäne aufzufassen, kaum als Gehängeschutt. Alle Bewegungen erfolgen nicht an Bruchflächen, sondern an schräg gegen W aushebenden Aufschiebungsflächen. Die von dieser Tektonik bereits vorgefundene Rückfaltung hat insofern für die Anordnung der tektonischen Zonen keinen unmittelbaren Einfluß, als sich die Quertektonik in der beschriebenen Art nur im flacheren, allmählich gegen N abdachenden Flügel äußert, während die Fortsetzung der Störungszone im einheitlichen Hauptdolomit des steil überkippten Südflügels nicht mehr verfolgt werden kann.

Bittner (1889) erblickte im Abschnitt Kienberg—Rastberg—Plackles eine normale Schichtfolge von Reifligerkalk über Lunzer Sandstein und Opponitzerkalk bis zum Hauptdolomit. Er hatte offenbar die verkehrte Schichtfolge in der Zone E vom Rastbergsattel als aufrechte Serie aufgefaßt. Daher deutete er den Hauptdolomit, der N „Unter der Wand“ unter das Karn eingefaltet ist, als Reifligerkalk und verband ihn über den Rastbergkamm mit dem Reifligerkalk des Kienberges. Den Reifligerkalk, der über dem Karn folgt und eigentlich das stratigraphisch Liegende darstellt, bezeichnet er als Opponitzerkalk. Als dessen Fortsetzung wählte er den höheren Teil des Kienbergzuges im NE.

Die Unhaltbarkeit einer Grenzziehung zwischen Reifligerkalk und Opponitzerkalk im einheitlichen Gesteinskomplex des Kienbergzuges wurde von den beiden späteren Bearbeitern des Gebietes erkannt. Kossmat bezeichnete den gesamten Komplex als Reifligerkalk, Winkler als Opponitzerkalk (in Annahme einer aufrechten Serie). Winkler begründete diese Einstufung durch das angebliche Fehlen von Hornsteinen. Tatsächlich aber ist der Kalk gerade hier reich an Hornsteinen. Während das Karn zwischen Rastberg und Plackles von allen Autoren erkannt worden war, wurde das Rhät am Plackles erst von Gugenberger auf Grund der Makrofauna vermutet.

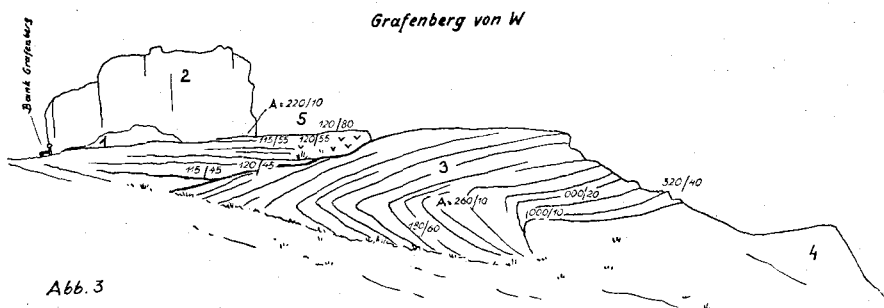
#### D. Hohe Wand (Tafel XXII; Tafel XXIII, Fig. 7—9)

Das Folgende bezieht sich auf den markanten, einheitlichen Bergstock der Hohen Wand im engeren Sinn. Zum Verständnis des Aufbaues der Hohen Wand ist die Erkenntnis der Rückfalte gegen die Neue Welt grundlegend. Es ist das alte, seit E. Suess bekannte (1885), von Ampferer bestrittene Phänomen, das so eindrucksvoll dort hervortritt, wo die tieferen Bauteile im Zuge der Queraufwölbung W vom Plackles die Oberfläche

erreichen. Während am NE-Ende durch das Verschwinden der tieferen Bauteile der Hohen Wand Stratigraphie und Tektonik nicht klar zum Ausdruck kommen und im „Hartl“ Hallstätterkalk unmittelbar auf der Ötscherdecke liegt, erkennt man den Unterbau am SW-Ende der Wand durch das Ausheben der höheren Teile (Wandkalk).

Das tiefste Schichtglied der die Masse der Hohen Wand bildenden Hallstätterdecke ist der Opponitzer Schlierenkalk, der den Sockel des NW-Abfalles in der ganzen Länge aufbaut. Am Westrand zwischen Kleiner Kanzel (N) und dem Wandfuß (S) oberhalb „Unter der Wand“ bildet das nächstjüngere Schichtglied, der Hauptdolomit, die Basis. Außer der zentralen Aufwölbung im Streichen der Wand gibt uns auch die in der Neuen Welt tief eingemuldeten, z. T. überkippte Gosau den Hinweis für die Rückfaltung der Hohen Wand. Die Streichrichtung dieser Rückfaltung, die vorwiegend SW—NE verläuft, schwenkt zwischen Grünbach und Zweiersdorf vorübergehend nach E ein. Daß es sich nicht um ein Abschneiden der Struktur, wie Ampferer vermutet hat, sondern um ein Einschwenken handelt, zeigt das gleichgerichtete Schwenken der Gosaumulde. Dadurch wird ebenso wie durch das Einfallen der Gosau unter den Südfuß der Wand das nachgosauische Alter der Bewegung erwiesen.

Das Umschwenken der Streichrichtung der Rückfaltung vom W—E gerichteten Abschnitt zum SW—NE streichenden Teil ist gerade an der entscheidenden Stelle, nämlich im Grafenberg unter der Großen Kanzel im gut geschichteten Hallstätterkalk ablesbar (Abb. 3). Unter dem Riffkalk



- 1 Brekzie: Komponenten himbeerrot und hellbraun, Bindemittel rotbraun
- 2 massiger, stark zerklüfteter, hellbrauner Hallstätterriffkalk
- 3 himbeer- bis hellroter gebankter Hallstätterkalk
- 4 wie 3, aber ungeschichtet
- 5 dunkelroter, gebankter Hallstätterkalk.

der Grafenkrone erscheint in den dünngeschichteten Hallstätterkalken die hier horizontal gegen S gerichtete Rückfalte, deren Liegendschenkel mit einem abermaligen scharfen Knick steil gegen S endgültig unter den Riffkalk abtaucht. An den unmittelbar meßbaren und an den konstruierten Faltenachsen ist gerade in diesem Bereich die W—E- und die SW—NE-Achsenrichtung zu erkennen. Im Vordergrund der auf Abb. 3 dargestellten Felsrippe herrscht im tieferen Teil die W—E-Achsenrichtung, in der höheren Partie und auf der dem Beschauer abgewendeten (NE-)Seite dominiert bereits die SW—NE-Achsenlage.

Während das SW-Ende der Hohen Wand Aufschluß über den Unterbau gibt, erhalten wir vom NE-Teil Auskunft über die jüngeren Schichtglieder, Rhät, Lias und Gosau. Rhät und Lias hielten sich auf der Hochfläche nur, wo sie an Brüchen eingesenkt worden waren, wie auch schon Bittner erkannt hatte. Das Liasvorkommen beim Klauser und Wieser liegt in einer im großen SE—NW streichenden Bruchzone, die die Anlage des Saugrabens und der Waldegger Klause bedingt hat. Gleiche Brüche durchsetzen auch die Wand weiter im SW. Da sie im einheitlichen Wandkalk verlaufen, sind sie schwerer erfaßbar. Im Verlauf der gleichgerichteten Gräben, die die randnahen Partien des Plateaus gliedern, ist die morphologische Wirksamkeit dieser Brüche, die sich auch z. T. in die Gosau fortsetzen, zu erkennen: So z. B. im Leiter Graben und Hohen Graben. Ein weiteres, in einem Bruch eingesenktes Liasvorkommen wurde in der „Kurzen Wand Leiten“ am NE-Abfall der Hohen Wand entdeckt, wo in schlecht aufgeschlossenem Gelände Hirlatzkalk gegen Hauptdolomit versetzt worden ist.

Zur Frage der Gosautransgression über die Hohe Wand hinweg läßt sich folgende Überlegung anstellen: In der Hauptsache ist die Aufwölbung und Rückfaltung der Hohen Wand nachgosauisch, wie die Einmuldung der Neuen Welt-Gosau zeigt. Ob zur Zeit der Gosau bereits ein Teil des Gebietes der Hohen Wand etwas aus dem Meer ragte oder die Transgression über die gesamte Fläche hinwegging, ist nicht sicher zu entscheiden. Eine einheitliche Transgression ist wahrscheinlicher. Am NE-Ende der Hohen Wand erkennt man z. B. das Emporreichen der Gosau bis auf die Höhe des Kammes W vom Hirnfiltzstein. Dieser ragt als isolierte Hallstätterkalkhöhe aus der ihn umgebenden Gosau, die an der Westseite nur in Rollstücken erhalten ist. Auch die Lagerungsverhältnisse der Gosau am Rande der Neuen Welt sprechen auf der ganzen Längerstreckung für eine zumindest noch weit gegen NW reichende Auflagerung der Gosau. Z. B. erkennt man an der neuen Hohe Wand-Straße zwischen Maiersdorf und Wieser am Wandfuß die überkippte Lagerung vom undeutlich gebankten Hallstätterkalk, von der darunter einfallenden Gosau-Basisbrekzie und dem anschließenden Gosausandstein. Die basalsten Anteile der Gosaubrekzie, die in Hohlräume und Spalten des Hallstätterkalkes eindrang, sind dort an der Straße unmittelbar rechts neben der Gedenktafel in anormaler, aufgekippter Position zu sehen. Die Brekzie enthält in einem roten, kalkigen Bindemittel eckige Komponenten aus hellbraunem Hallstätterkalk und selten aus dunkelgrauem Kalk. Das Bindemittel führt eine gosauische Brachiopodenfauna. Ebendieselbe Gosau-Basisbrekzie am Fuß der Felswände 250 m SW davon lieferte eine gleichartige Fauna, aus der Prof. Dr. H. Zapfe freundlicherweise folgende Brachiopoden bestimmte:

*Rhynchonella difformis* Lam.  
cf. *Terebratulina* sp.

*Rhynchonella difformis* ist nach O. Kühn (1947) eher für die höheren Niveaus der Gosauschichten kennzeichnend.

An etlichen Stellen der Hochfläche in der Nähe des Wandabsturzes — also in relativ hoher Position — trifft man eine Brekzie des lichten Hallstätterkalkes mit roter Grundmasse an. Eine Brekzie gleicher Art in den an die Gosau angrenzenden Gebieten der Hallstätterkalkschollen gibt es an mehreren

Stellen auch, wie beschrieben, im Miesenbachtal. Ob die Brekzien auf der Hochfläche der Wand der Gosautransgression ihre Entstehung verdanken, bleibe dahingestellt.

Die verschiedenen Meinungen bezüglich der altersmäßigen Stellung der „Wandkalke“ wurden bereits zum Teil referiert. Zu ergänzen ist hier noch, daß D. Stur, 1871, gestützt auf die liassische Fauna aus dem Hirlatzkalk von der Plateaukante NW Frankenhof, den gesamten Kalk der Hohen Wand für eine eigentümliche Fazies des Hirlatzkalkes, für unteren Lias gehalten hat. G. Arthaber (1905, S. 385) nahm an, daß die Kalke der Hohen Wand „petrographisch eine Mittelstellung zwischen Hochgebirgs-Korallenkalk und Hallstätterkalk einnehmen und eher ersterem zuneigen“. A. Till 1908 faßte den Wandkalk als eine Übergangsfazies des Hauptdolomites in den Dachsteinkalk auf. Zu einer von den bisherigen Ansichten abweichenden Anschauung über das Alter der Wandkalke kam R. Toth 1935. Pia bestimmte ihm Diploporen von der Hohen Wand als *Macroporella cf. beneckeii* Sal., hob aber die doch verschiedenen Merkmale gegenüber der ladinischen Art hervor. So kam Toth zu der Ansicht, daß „wenn es sich bloß um eine Variation von *Macroporella beneckeii* Sal. und nicht um eine neue, bisher unbekannte obertriadische Diploporenspezies handelt, wenigstens der nordöstliche Sporn der Hohen Wand dem Wettersteinkalk angehört“. Tatsächlich aber besteht der gesamte Wandabbruch, auch der NE-Sporn, aus obertriadischem Riffkalk. Kalkalgen sind an seiner Zusammensetzung maßgeblich beteiligt, das vermutete ladinische Alter der von Toth angeführten, nicht mit Sicherheit bestimmten Alge kann auf Grund der Lagerung der Kalke und der darin vorhandenen norischen Korallen nicht mehr aufrecht erhalten werden.

### E. Miesenbachtal—Dürnbachtal

Die Anlage der weiten Niederung des Miesenbachtals und Dürnbachtals kommt durch das Zusammenwirken zweier Faktoren zustande. Einerseits stellt die Niederung eine Ausräumungszone in den weitverbreiteten Mergeln dar, andererseits verläuft sie entlang der Überschiebungslinie zwischen Hallstätter Zone und Ötscherdecke. Während im oberen Miesenbachtal bis Scheuchenstein hauptsächlich karnische Mergel der Hallstätterdecke verbreitet sind, werden die Wiesen des Unteren Miesenbachtals und des Dürnbachtals vorwiegend durch Liasfleckenmergel der Ötscherdecke bedingt. Auf beiden Mergelzonen liegen klippenartig isolierte einzelne Schollen von Hallstätterkalk. Der Miesenbach bildet die ungefähre westliche Begrenzung der Hallstätterdecke. Nur W von Scheuchenstein vermerkt Kossmat auf seiner Karte noch Hallstätterkalk an der linken Seite des Baches.

Auf karnischen Mergeln der Hallstätterdecke liegen z. B. die Hallstätterkalkschollen des Kaltenberg, die Schollen S Kaltenberg oder die Hochleiten, auf Liasfleckenmergel der Ötscherdecke z. B. die Schollen E Mayerhof, W Leitenbauer u. a. Auf beiden Mergeln gleichzeitig liegt die große Scholle E Scheuchenstein mit den Koten 726, 783 und 735. Etliche der Schollen, wie z. B. jene W Mayerhof, bestehen aus demselben Opponitzer Schlierenkalk, der auch die Basis der Hohen Wand ausmacht, andere bestehen aus Hallstätterkalk (z. B. Schollen S Kaltenberg), auch mit *Monotis salinaria* (Kote 755 NNW Kreuzstein). Es kehren dieselben Kalk-

Typen wie auf der Hohen Wand wieder. Einige Schollen beinhalten eine reichhaltigere Schichtfolge. Der Kaltenberg ist aus rotem Hallstätterkalk und hellem Riffkalk aufgebaut, die Scholle E Scheuchenstein aus Opponitzer Schlierenkalk und Hallstätterkalk, der niedrige Felszug W vom Kreuzstein aus Hauptdolomit und Hallstätterkalk. Der den Opponitzer Schlierenkalk überlagernde Hauptdolomit ist auf der Hochleiten erhalten geblieben. Man erkennt deutlich zwei von Kote 749, dem Gipfel, nach SSE (150/80) steil herabziehende Brüche, welche Opponitzer Schlierenkalk begrenzen. Durch den rechten Bruch wurde die auflagernde Hauptdolomitplatte abgesetzt, sodaß sie am Hang des Felszuges dahinzieht. Erst im weiteren Verlauf gegen NE hebt die Scholle soweit aus, daß der Dolomit den Kamm einnimmt. Am linken Bruch wurden karnische Mergel emporgehoben. Sie besitzen deutliche 1—2 dm Schichtung und streichen mit steilem Einfallen quer zu dem Bruch (150/70 und 170/88). In der Landschaft kommt dieser schmale Mergelzug als Ausräumungszone zum Ausdruck.

Während Bittner noch den Großteil der Mergel zur Gosau schlägt und auch die einzelnen Schollen zu zwei großen Verbreitungsgebieten von Reifingerkalk NE Scheuchenstein und Dachsteinkalk E Miesenbach zusammenzieht, hat Kossmat die Schollen schon weitgehend untergliedert und richtig eingestuft. Die Liasfleckenmergel sind in großen Zügen richtig erkannt. Winklers Karte zeigt im Abschnitt Miesenbachtal gegenüber der Karte von Kossmat keine wesentlichen Abweichungen.

Kurz sei noch auf das Profil Mayerhof—Miesenbach eingegangen. In der westlichen Fortsetzung der Werfener Schichten W Mayerhof hebt sich ein morphologisch deutlich hervortretender Rücken ab, der aus dünnplattigen dunkelgrauen karnischen Kalkmergeln aufgebaut wird. In dem ungefähr 40 m langen Aufschluß im Hohlweg läßt sich aus den ziemlich verfalteten Mergeln eine zweimalige Aufwölbung mit nordnordöstlicher Streichrichtung ablesen. Bittner hat dieses Karn zu den Werfener Schichten gerechnet, die Einstufung aber als nicht sicher hervorgehoben. Till hielt diese Mergel für Muschelkalk. Kossmat zeichnete hier einen durchgehenden Zug von Hallstätterkalk ein. Es besteht aber nur der Rücken links vom Ungerbach aus Hallstätterkalk, der Höhenzug rechts vom Bach wird wie erwähnt von karnischen Kalkmergeln und Schiefen gebildet. Nur der westlichste Zipfel dieses Bergrückens, direkt am rechten Ufer des Miesenbaches, stellt eine Gosau-Basisbrekzie aus Hallstätterkalk dar.

#### F. Kressenberg—Brand

Der Kressenberg gehört mit einer Schichtfolge von Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Liasfleckenmergel schon zur Gänze der Ötscherdecke an. In ihm finden die breiten Schuppenzonen von der Mandling ihre südliche Fortsetzung. Die Schichtglieder des Kressenberges, und hier wieder deutlich meßbar vor allem der Dachsteinkalk, fallen durchschnittlich mittelsteil gegen SW, also unter die Hohe Wand ein. Wie schon Bittner und Kossmat gezeichnet haben, wird der Kressenberg aus zwei von Süden aufgefahrene Schuppen aufgebaut. Die Grenze zwischen beiden Schuppen verläuft in etwas gekrümmter Linie in E—W-Richtung über den Berg und teilt ihn ungefähr in der Mitte. Sie ist in der durch Liasmergel bedingten Ausräumungszone auch morphologisch deutlich erkennbar. Zur nördlichen

Schuppe gehört außer der Nordseite des Kressenberges der Höhenzug W vom Steinbachgraben vom Hauptdolomit bis zum Lias im Süden. Die zweite Schuppe beginnt wieder mit Hauptdolomit. Sie setzt sich noch in den Dörrnberg fort.

Kossmat zeichnet am ganzen Südrand der nördlichen Schuppe einen etwa gleichmäßig breiten Streifen von Kössener Schichten. Ich kann mich seiner Ansicht nicht anschließen, weil ich dafür nirgends eine Bestätigung gefunden habe. Hingegen ist die Zone der Liasfleckenmergel um Waldegg viel breiter. Die ganze Mulde S der Kirche von Waldegg einschließlich Kote 463 bis zur Straße NW Dörrnberg ist in Liasmergeln angelegt. Der Hauptdolomit, der die nächste Schuppe einleitet, ist in der von Kossmat gezeichneten Mächtigkeit im Steinbachgraben vorhanden. Der breite Streifen aber, der auf den Osthängen des Berges herabziehen und sich NW vom Dörrnberg noch fortsetzen soll, existiert nicht. Statt dessen gibt es N Kote 630 nur ein kleines schmales Vorkommen. Fossilführende Kössener Schichten können nur beim Jagdhaus S Kressenberg nachgewiesen werden. Die sonstigen bei Kossmat eingezeichneten Züge von Kössener Schichten wurden durchwegs aus schon im Stratigraphischen Teil angeführten Gründen in Lias umgedeutet. Hervorzuheben ist, daß der Bergzug zwischen Miesenbach und Steinbach eine reichhaltigere Schichtfolge im Lias beinhaltet als der Kressenberg.

Mit den karnischen Mergeln bei der Waldegger Klause ist das nördlichste Vorkommen von tieferen Schichten der Hallstätterdecke markiert. Im Gebiet von Brand liegen die nördlichsten Ausläufer der Hallstätterdecke der Hohen Wand — „Im Hartl“ nur mehr mit Hallstätterkalk — direkt auf Liasfleckenmergel und Dach steirkalk der Ötscherdecke.

### Zusammenfassung

Das Gebiet der Hohen Wand zwischen Piestingtal und Ascher wurde stratigraphisch und tektonisch untersucht. Die Zugehörigkeit der Hohen Wand und der Schollenlandschaft im Miesenbachtal zur Hallstätterdecke wurde erwiesen. In beiden Gebieten erscheinen dieselben Schichtglieder mit gleicher fazieller Ausbildung, darunter Hallstätter Riffkalk und Hallstätterkalk, der im Miesenbachtal und in der nordöstlichen Fortsetzung der Zone, in Mühlthal und in Hernstein, eine typische Hallstätter Fauna führt. Über der gegen SE untertauchenden, geschuppten Ötscherdecke liegt eine einheitliche Hallstätterdecke mit einer nun reich untergliederten Schichtfolge vom Permoskyth bis zum Mittellias. Im „Wandkalk“ konnte eine stratigraphische Abfolge von vier charakteristischen Schichtgliedern ermittelt werden, und zwar Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, Hallstätterkalk und Hallstätter Riffkalk. Die Hauptmasse des Wandkalkes gehört also dem Noran, Ladin ist darin nicht vorhanden. In den karnischen und rhätischen Mergeln wurde eine reiche Mikrofauna entdeckt. Die auffälligste tektonische Erscheinung neben dem Deckenbau ist die sekundäre Rückfaltung der Hohen Wand gegen die Gosaumulde der Neuen Welt. Die nun erkannte Aufwölbung der älteren Schichtglieder zwischen Plackles und Rastberg ist eine weitere Bestätigung hierfür. Ebenfalls markant äußert sich mehrfach eine noch jüngere Quertektonik in Aufwölbung, Aufschuppung und in Brüchen.



## Literatur

- Ein umfassendes Verzeichnis der älteren Literatur befindet sich in Bittner-Hernstein 1886.
- Ampferer, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl., 96, 1918, 1—56.
- Arthaber, G.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. In Frech: *Lethaea geognostica*, 2, 3. Abt., 1905, 223—472.
- Bittner, A.: Die geologischen Verhältnisse. In Becker: *Hernstein*. 1, Wien 1886, 1—174.
- Bittner, A.: Ein neuer Fund von Brachiopoden des Hallstätter Kalkes auf dem Naßkör und die Hallstätter Brachiopoden von Mühlthal bei Piesting. *Verh. G. B. A.*, 1889, 145—147.
- Bittner, A.: Eine triadische *Conularia*. *Verh. G. B. A.*, 1890, 177—178.
- Bittner, A.: Zwei neue Funde von *Monotis* in N. Ö. *Verh. G. B. A.*, 1891, 272—273.
- Bittner, A.: Aus dem Miesenbachtale. *Verh. G. B. A.*, 1892, 72—76.
- Cornelius, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. *Jb. G. B. A.* 87, 1937, 133—194.
- Cornelius, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. *Jb. G. B. A.* 89, 1939, 27.
- Cornelius, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. *Jb. G. B. A.*, Sonderbd. 2, Wien 1951.
- Cornelius, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. *Jb. G. B. A.*, Sonderbd. 4, Wien 1952.
- Gugenberger, O.: Obertriadische Cephalopoden und Brachiopoden des Plackles auf der Hohen Wand. *Anz. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl.*, 66, 1929, 54—56.
- Gugenberger, O.: Die obertriadische Fauna des Plackles auf der Hohen Wand (N. Ö.) 3, Gastropoden. *Anz. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl.*, 70, 1933, 103—104.
- Kober, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 2, 1909, 492.
- Kober, L.: Bau und Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. *Mitt. Naturw. Ver. Univ. Wien*, 9, 5, 1911, 73—84.
- Kober, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. *Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl.*, 88, 1912, 345—396.
- Kober, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 5, 1912, 368—481.
- Kober, L.: Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926. Verl. J. Springer.
- Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Wien 1955. Verl. Fr. Deuticke.
- Kossmat, F.: Geologische Spezialkarte 1: 75.000, Blatt Wiener Neustadt, 1908 bis 1911. Herausg. G. B. A., Wien.
- Kristan, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhof-Fenster und Semmering-Mesozoikum (Exkursionsbericht). *Mitt. Ges. Geol.-Bb. Stud. Wien*, 4, 1956, 43—46.
- Kristan, E.: Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. *Jb. G. B. A.*, 100, Wien 1957, 269—298.
- Kristan, E.: Die Geologie der Hohen Wand und ihrer Umgebung (N. Ö.) *Diss. Phil. Geol. Inst. Univ. Wien*, 1958.
- Lichtenecker, N.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I, Die nordöstlichsten Alpen. *Geogr. Jber. Österr.*, 19, 1938, 1—82.
- Lahn, E.: Der Bau der niederösterreichisch-steirischen Kalkhochalpen (Schneebergalpen). *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, BB, 71, 1934, 241—266.
- Lahn, E.: Zum geologischen Bau des Rax- und Schneealpengebietes. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 23, (1930) 1931, 1—34.
- Petrascheck, W.: Die Gosau der „Neuen Welt“ bei Wiener Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. *BHM.*, 89, 1941, 9.

Plöching, B.: Aufnahmen auf den Blättern Wiener Neustadt (76) und Puchberg (75). Verh. G. B. A. Wien, 1955-57.

Schaffer, F. X.: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Leipzig u. Wien 1927, Verl. Fr. Deuticke.

Spengler, E.: Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jb. G. B. A., 81, 1931, 487—532.

Spengler, E.: Erl. Geol. Spezialkarte Rep. Österr., Blatt Schneeberg—St. Ägyd. Wien 1931, G. B. A. Wien.

Spengler, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In Schaffer: Geologie von Österreich. Wien 1951, 302—413.

Stur, D.: Geologie der Steiermark. Graz 1871.

Thurner, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. SB. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl. I, 160, Wien 1951, 639—672.

Till, A.: Über einige geologische Exkursionen im Gebiete der Hohen Wand. Verh. G. B. A. 8, 1908, 167—181.

Toth, R.: Stratigraphische Beobachtungen in Triskalken des Gebietes der Hohen Wand in Niederösterreich. Anz. Ak. Wiss. Wien, m-nat. Kl., 72, 1935, 40—42.

Toth, R.: Die östlichen Vorlagen des Wiener Schneeberges. Ann. Nathist. Mus. Wien, 49, 1938, 1—42.

Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1937, 473—573.

Winkler, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Wand und ihrer Umgebung. Diss. Phil. Geol. Inst. Univ. Wien, 1931.

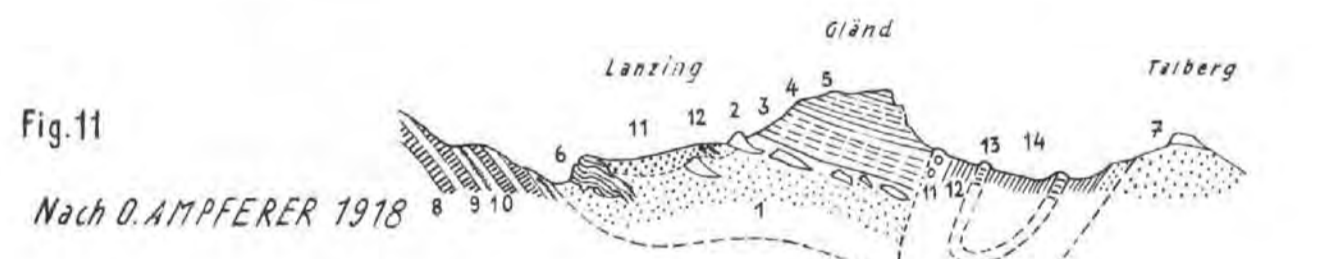
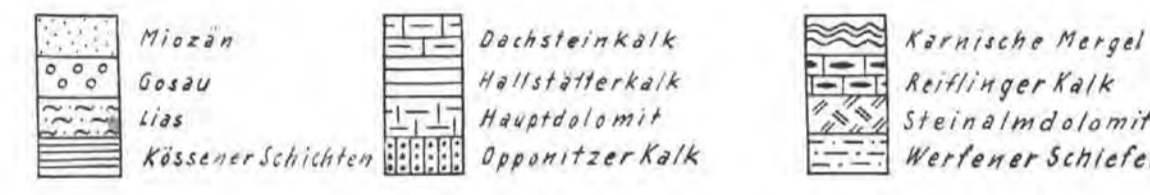
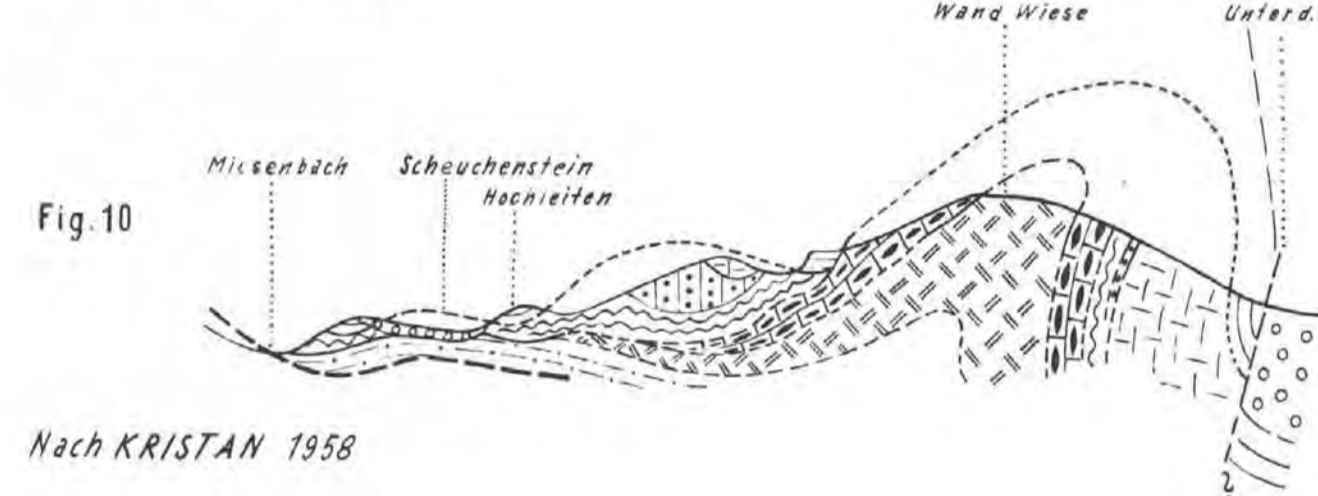
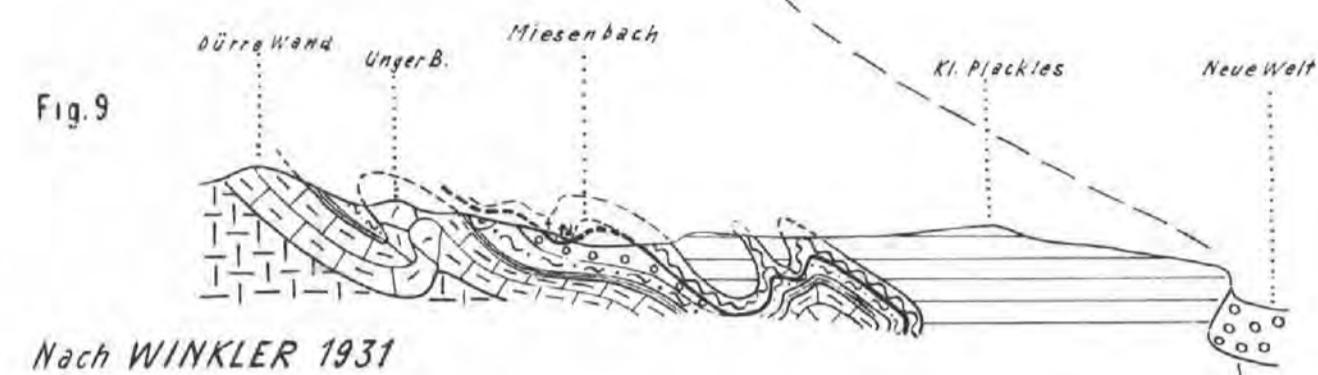
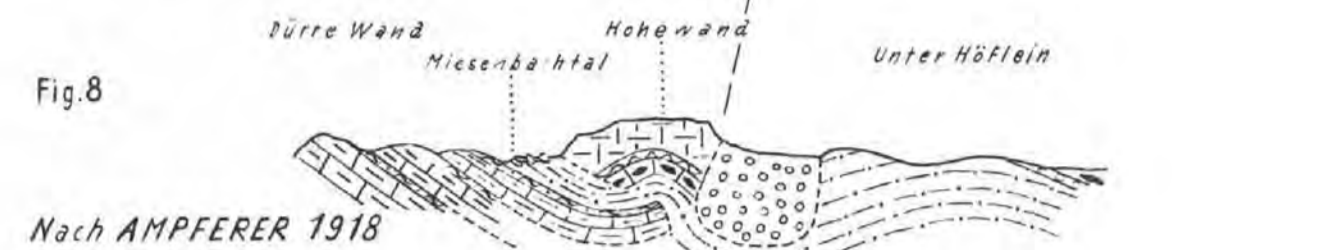
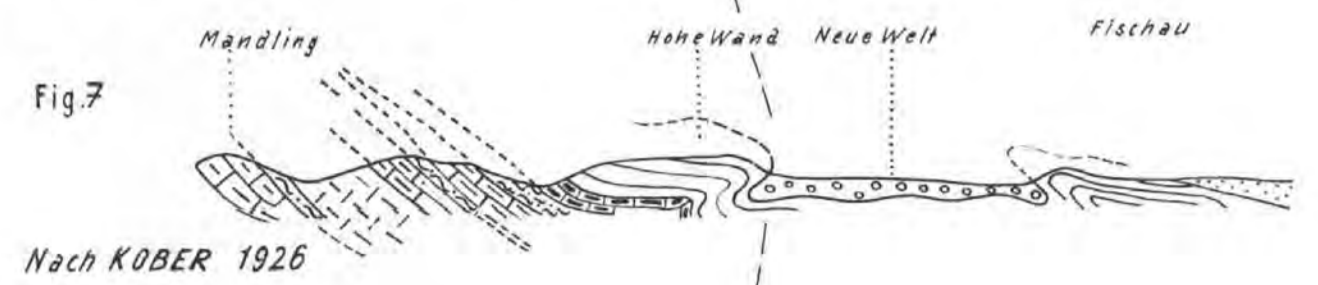
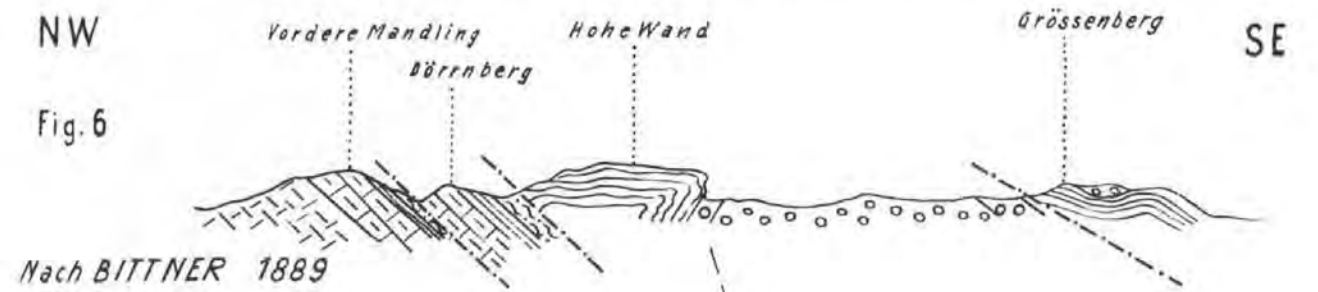
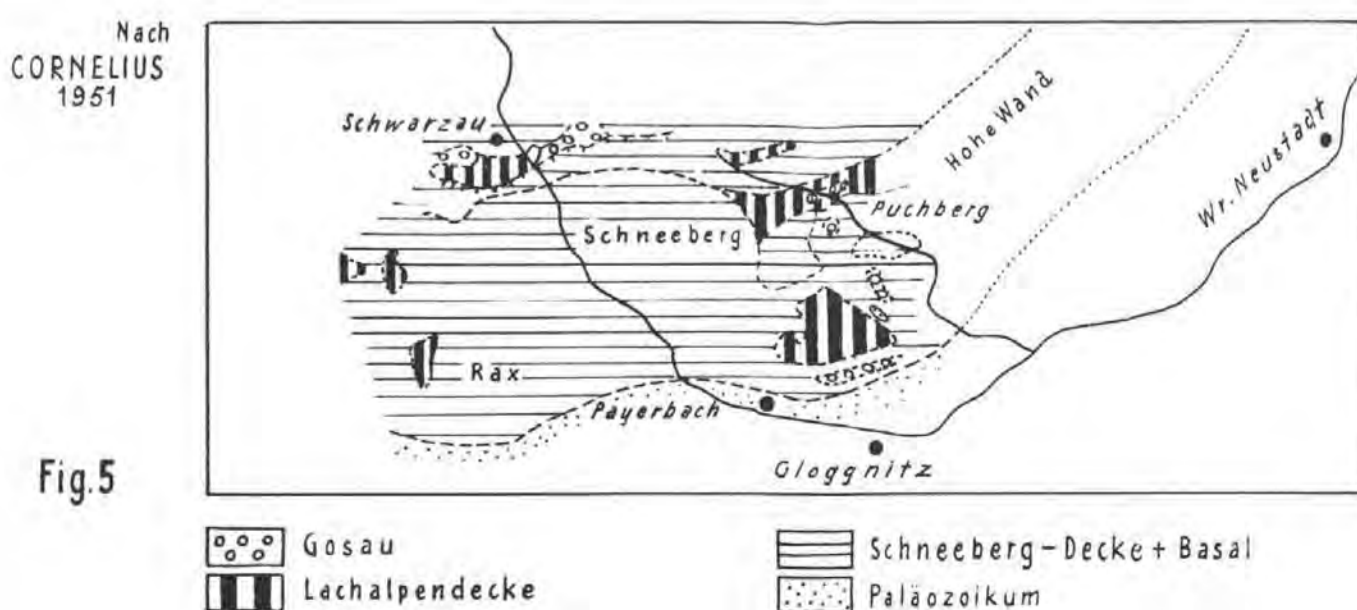
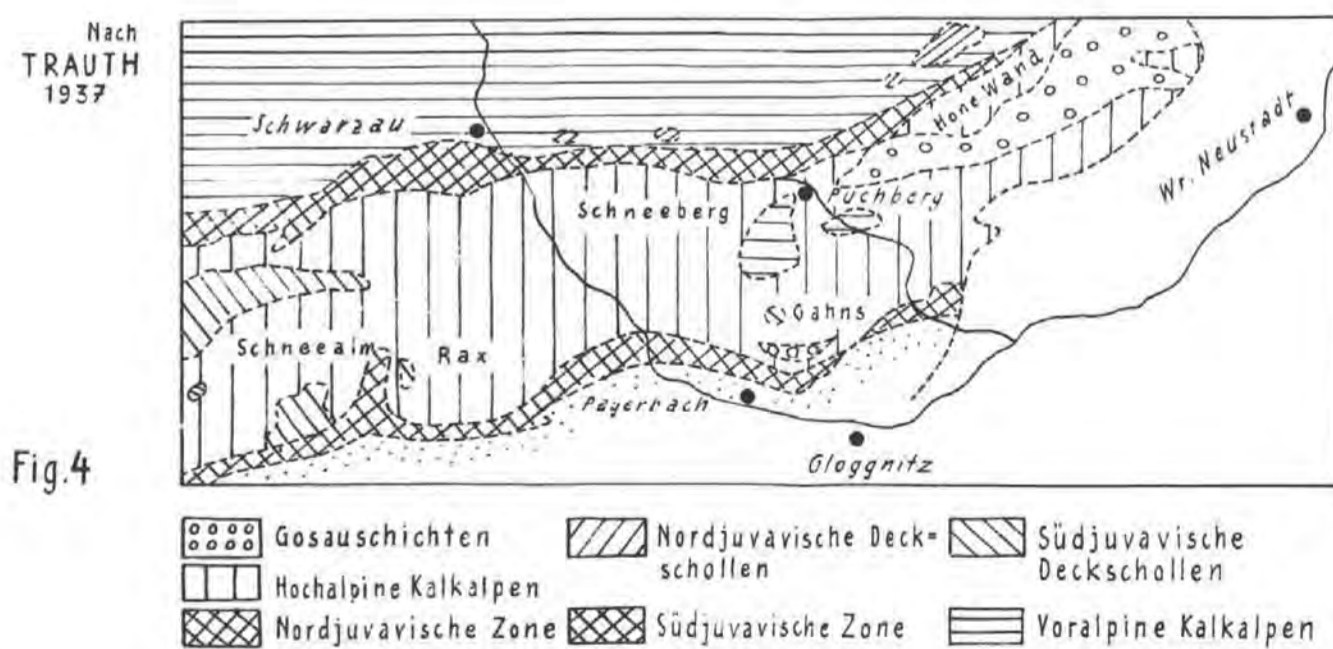
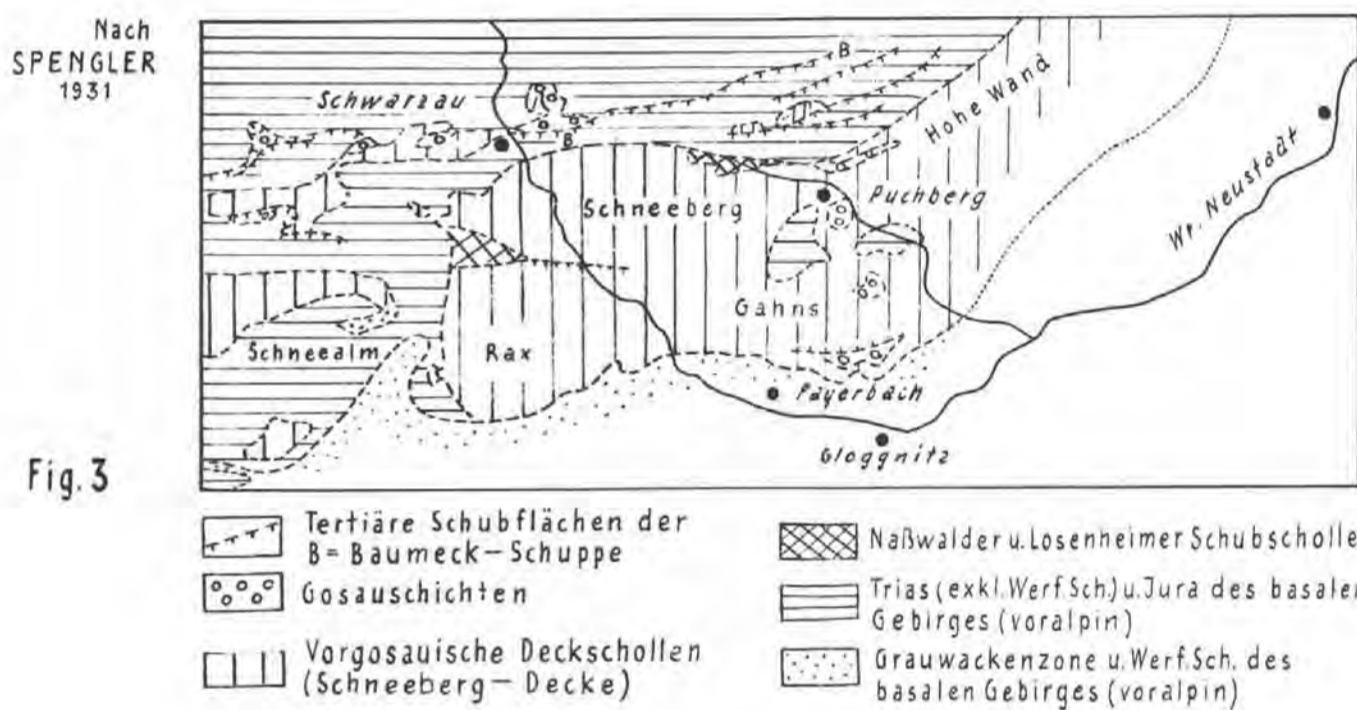
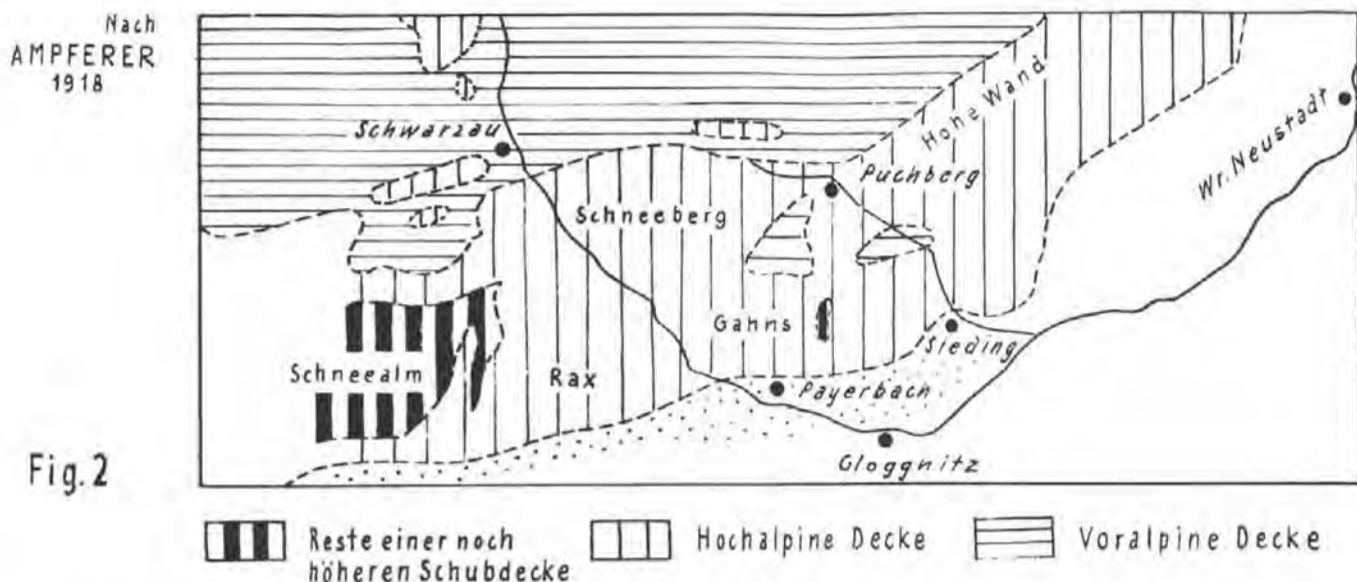
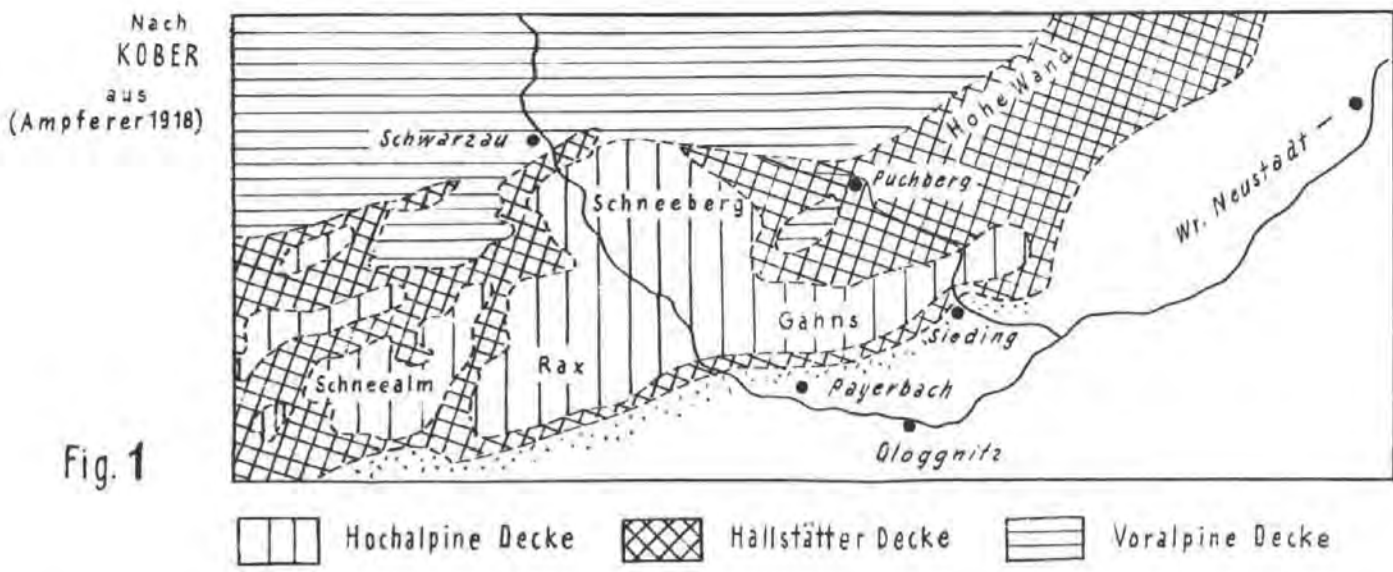
Winkler-Hermaden, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957, Springer Verlag.

# DIE AUFFASSUNGEN VOM BAU DER HOHEN WAND UND IHRER UMGEBUNG.

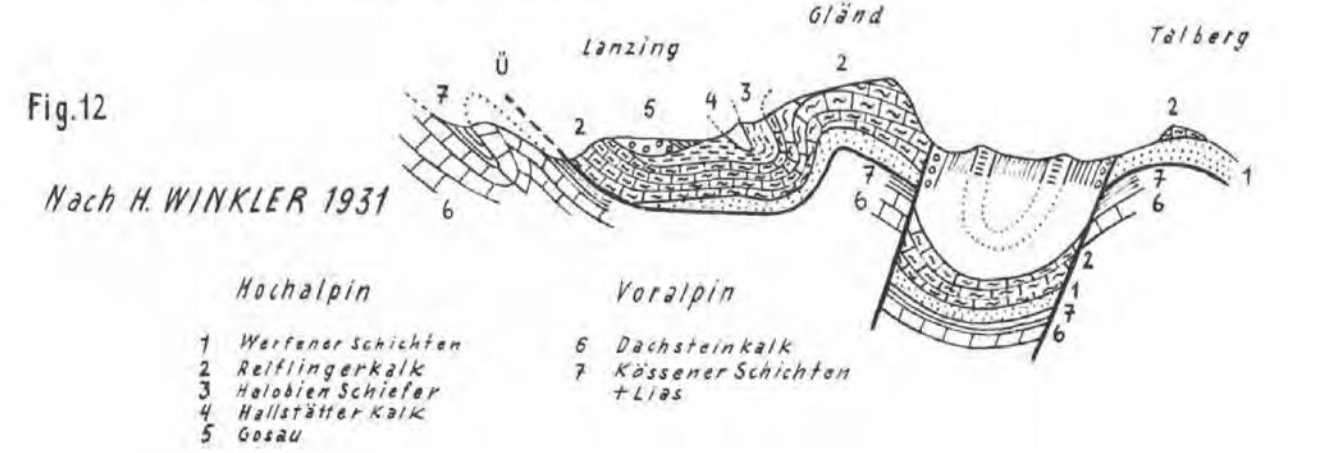
ZUSAMMENGESTELLT VON E. KRISTAN 1958

VERSCHIEDENE AUFFASSUNGEN ÜBER DIE TEKTONIK DER ÖSTL. KALKHOCHALPEN:

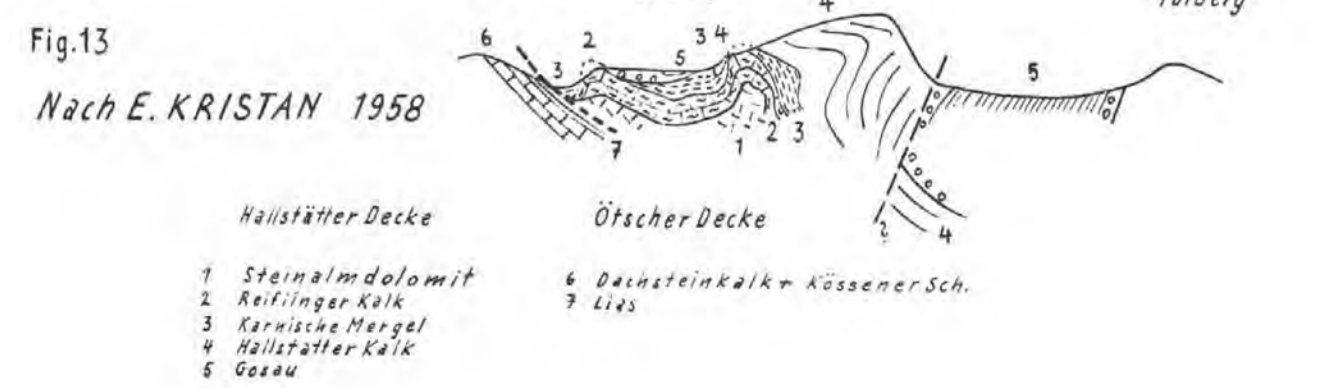
SAMMELPROFILE DURCH DIE HOHE WAND:



- |  |                                |
|--|--------------------------------|
| 1 Werfener Schiefer  | 7 Schneeweiße Kälke            |
| 2 Klippenreihe aus schneeweißen Kälken   | 8 Dachsteinkalk                |
| 3 Graue, ziemlich dünn-schichtige Kälke mit runden grauen Hornsteinen. Die grauen Kälke gehen in rote, gelbe, fleischfarbene Kälke über. | 9 Kössener Schichten           |
| 4 Gelblichgraue, breccienartige Kälke  | 10 Lias-Jura                   |
| 5 Helle, gelbliche, fleischrote Kälke mit Hornsteinen Ähnlichkeit mit 3  | 11 Rote Gosaukonglomerate      |
| 6 Wohlgeschichtete graue Kälke   | 12 Gosauergel mit Kohlenflözen |
|  | 13 Orbitiflitsandsteine        |
|  | 14 Inoceramenmergel            |



- |                      |                             |
|----------------------|-----------------------------|
| <b>Hochalpin</b>     | <b>Voralpin</b>             |
| 1 Werfener Schichten | 6 Dachsteinkalk             |
| 2 Reiflinger Kalk    | 7 Kössener Schichten + Lias |
| 3 Helobien Schiefer  |                             |
| 4 Hallstätter Kalk   |                             |
| 5 Gosau              |                             |

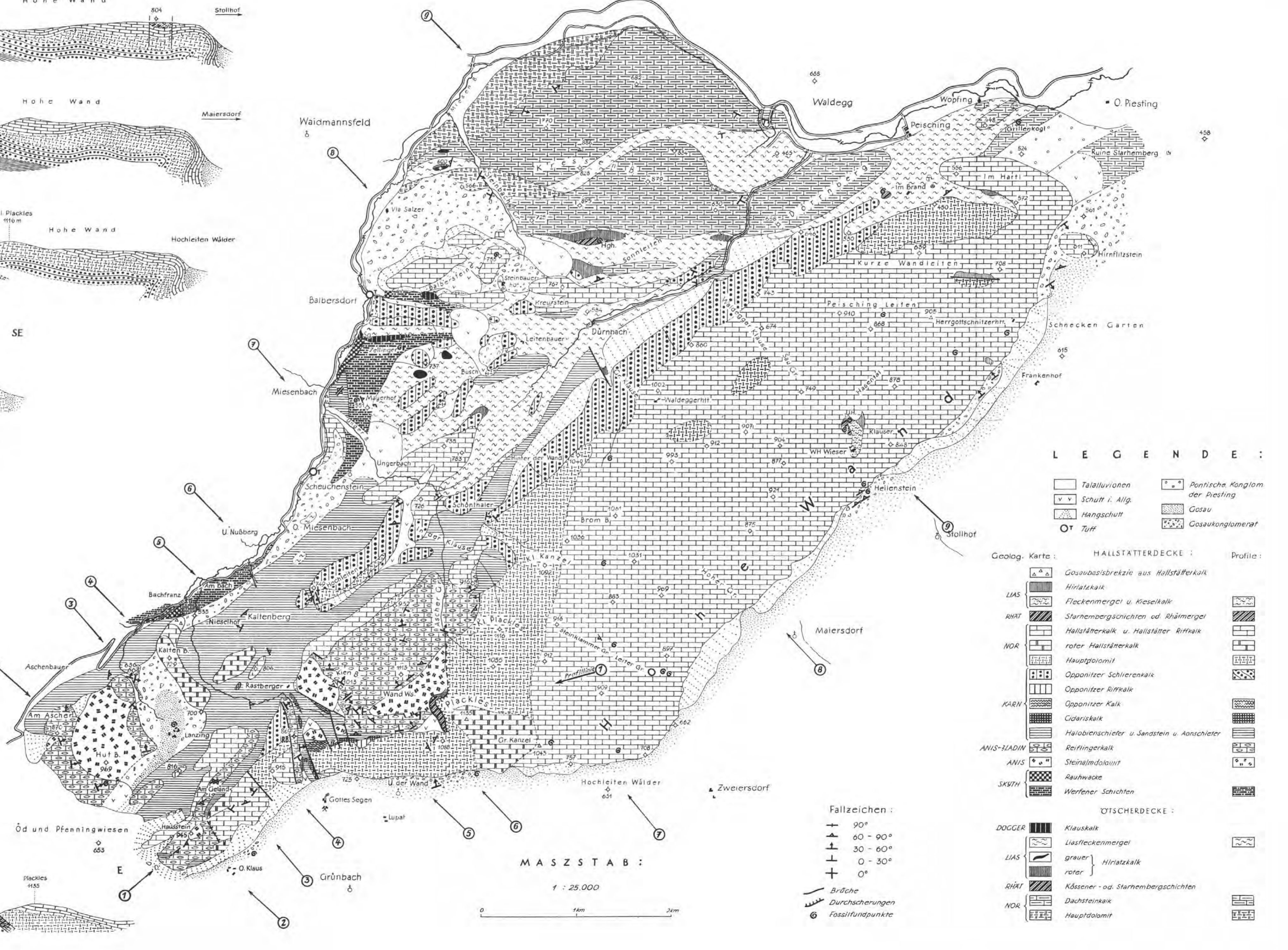
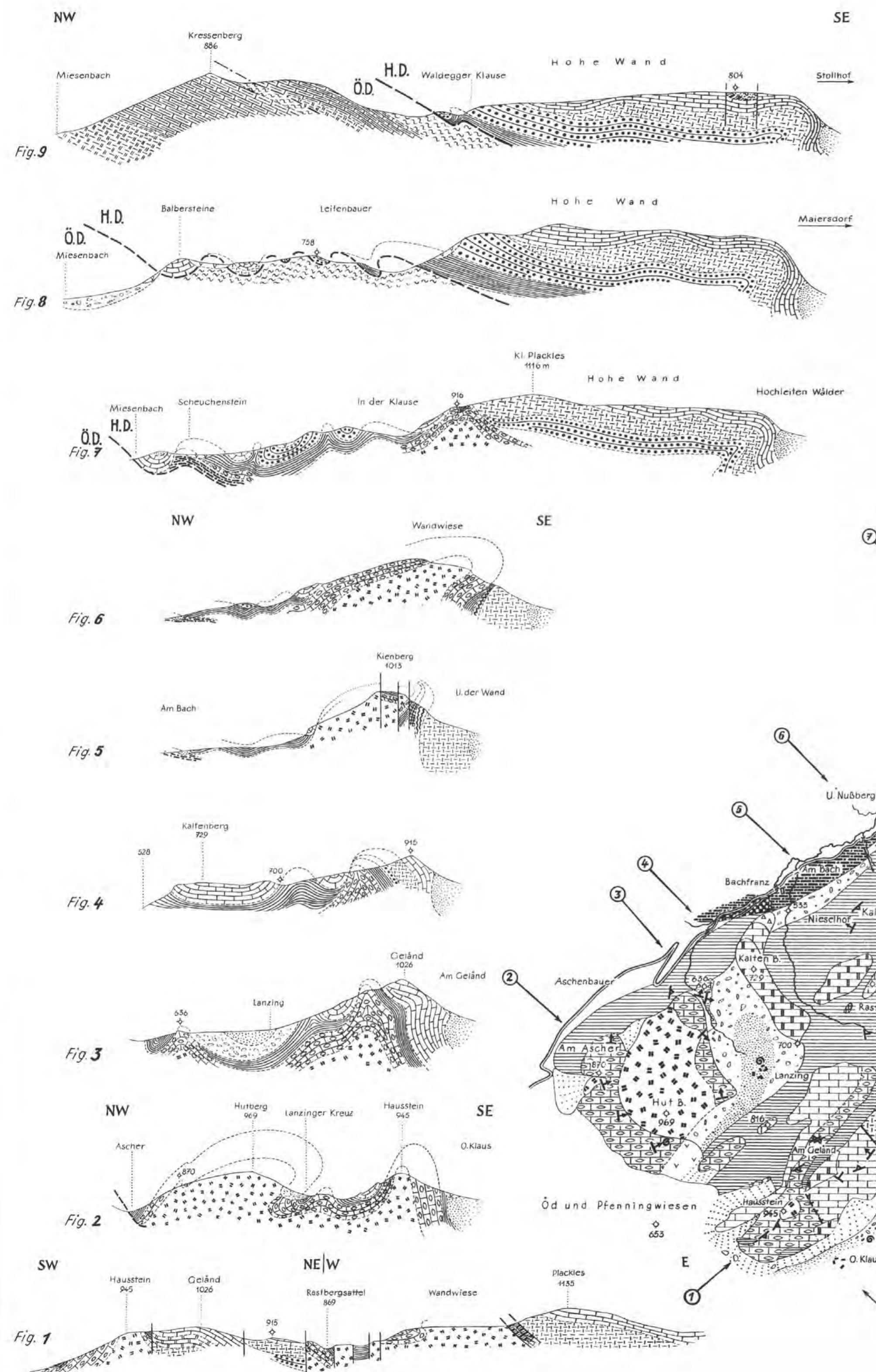


- |                          |                                 |
|--------------------------|---------------------------------|
| <b>Hallstätter Decke</b> | <b>Ötscher Decke</b>            |
| 1 Steinalmdolomit        | 6 Dachsteinkalk + Kössener Sch. |
| 2 Reiflinger Kalk        | 7 Lias                          |
| 3 Karnische Mergel       |                                 |
| 4 Hallstätter Kalk       |                                 |
| 5 Gosau                  |                                 |



# GEOLOGISCHE KARTE UND PROFILE DER HOHEN WAND

VON EDITH KRISTAN 1955/56



**LEGENDE :**

	Talalluvionen		Pontische Konglom der Presting
	Schutt i. Allg.		Gosau
	Hangschutt		Gosaukonglomerat
	Tuff		

<b>Geolog. Karte :</b>	<b>HALLSTÄTTERDECKE :</b>	<b>Profile :</b>	
	Gosaubasisbrekzie aus Hallstätterkalk		Hiriatkalk
<b>LIAS</b>		Fleckenmergel u. Kieselkalk	
<b>RHÄT</b>		Starhemborgschichten od. Rhämergel	
		Hallstätterkalk u. Hallstätter Riffkalk	
<b>NOR</b>		roter Hallstätterkalk	
		Hauptdolomit	
<b>KÄRN</b>		Opponitzer Schlierenkalk	
		Opponitzer Riffkalk	
		Opponitzer Kalk	
		Cidariskalk	
		Halobienchiefer u. Sandstein u. Aonschiefer	
<b>ANIS-BLADIN</b>		Reiflingerkalk	
<b>ANIS</b>		Steinmoldolomit	
<b>SKYTH</b>		Rauhwaacke	
		Werfener Schichten	
	<b>OTSCHERDECKE :</b>		
<b>DOGGER</b>		Klauskalk	
<b>LIAS</b>		Liasfleckenmergel	
		grauer Hiriatkalk	
		roter Hiriatkalk	
<b>RHÄT</b>		Kässener- od. Starhemborgschichten	
<b>NOR</b>		Dachsteinkalk	
		Hauptdolomit	

**Fallzeichen :**

	90°
	60 - 90°
	30 - 60°
	0 - 30°
	0°

**MASZSTAB :**

1 : 25.000

0 1km 2km





## Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels

Von **B. Plöching**, mit Beiträgen von **R. Oberhauser** (Mikropaläontologie)  
und **G. Woletz** (Schwermineralanalyse)

Mit Tafel XXIV und 4 Textabbildungen

### Inhalt:

1. Das Molasseprofil an der Bregenzer Ach .....	293
A: Die Tonmergelstufe und die Bausteinzone bei Egg .....	293
B. Die Weißachschichten der Hofer und der Lingenauer Teilmulde .....	295
a) Die Weißachschichten der Hofer Teilmulde .....	295
b) Die Weißachschichten der Lingenauer Teilmulde .....	301
C. Die Bausteinzone SO der Weißachmündung .....	308
D. Die nördliche Zone der Weißachschichten und die Zone der „granitischen Molasse“ bis zum Wirtatobel .....	310
2. Das Molasseprofil am Wirtatobel .....	313
3. G. Woletz: Schwermineraluntersuchung .....	317
Zusammenfassung .....	320
Literatur .....	321

Der Bearbeitung des Molasseprofils entlang der Bregenzer Ach und des Wirtatobels lag die Absicht zugrunde, neue feldgeologische, mikropaläontologische und sediment-petrographische Beobachtungen zu sammeln, um sie bei im Vorarlberger Bereich zu erwartenden Explorationsarbeiten als moderne Unterlage verfügbar zu haben. Die Feldaufnahmen wurden 1953 durchgeführt, die Ausarbeitung des Berichtes erfolgte Anfang 1958.

Makropaläontologische Fragen bleiben unerörtert. Wenn auch von genauen Gerölluntersuchungen abgesehen wurde, so geben doch die vorwiegend in der chattischen Molasse als umgelagert zu betrachtenden Foraminiferen Hinweise auf die Herkunft der Ablagerungen. Eine autochthone Mikrofauna findet sich in den Proben der oberen Meeresmolasse.

Die Profilbeschreibung geht von S (Egg) nach N (Wirtatobel) und ist in zwei Abschnitte unterteilt: 1. dem Molasseprofil an der Bregenzer Ach und 2. dem Molasseprofil am Wirtatobel. Dabei wird der 1. Abschnitt nach tektonischen Gesichtspunkten in Teilprofilbeschreibungen gegliedert. Die Proben sind nach ihrer Entnahmestelle von S nach N und unter Berücksichtigung der Lage im Schichtverband nummeriert; nur einige in gleicher Weise ausgewertete Proben, welche dankenswerterweise von Herrn Dr. R. Grill und Herrn Dr. H. Bürgl aufgesammelt worden sind, haben keine Nummer.

Den allgemeinen geologischen Daten und den Beschreibungen der Probeentnahmestellen ist jedem Teilprofil der mikropaläontologische Befund angefügt. Die Ergebnisse der Schwermineraluntersuchung finden sich hingegen gesondert im 3. Abschnitt.

### 1. Das Molasseprofil an der Bregenzer Ach

(Tafel XXIV, Profil 1)

#### A. Die Tonmergelstufe und die Bausteinzone bei Egg.

Die dem Rupel zuzuweisenden marinen, zum Teil brackischen Tonmergelschiefer stellen das tiefste Schichtglied in unserem Profil dar. Mit steilem N-Fallen ruhen sie südlich von Egg dem Alpenrand, u. zw. Schichtgliedern des helvetischen Ablagerungsraumes, auf. Nächst der Kirche von Egg ist ihr Übergang in die brackische Bausteinzone zu ersehen.

Detaillierte Profile durch die Tonmergel- und Bausteinzone sind von A. Heim (1928, Fig. 10, S. 23/24) sowie von F. Muheim (1934, S. 185)



gegeben worden. Aus ihnen geht die Lage der Cyrenen-führenden Schichten hervor, die nach E. Baumberger (1928, S. 51) die stampische Form *Cyrena semistriata* führen. Die Hauptyrenenbank befindet sich wenige 10 m liegend der Nagelfluhlagen der Bausteinzone.

In unserem Profil ist die Tonmergelstufe in rund 100 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Der Kontakt Helvetikum-Molasse ist moränenbedeckt; trotzdem kann nach dem ersten Helvetikumsaufschluß, etwa 400 m S der Brücke in Egg, angenommen werden, daß die Tonmergelstufe eine an die 350 m breite Zone bildet.

Man sieht vorwiegend hellgraue Tonmergel und sandige Mergel mit glimmer- und pflanzenhäckselreichen Schichtflächen sowie geröllführende Sandsteinlagen und vereinzelte Nagelfluhlinsen. Gegen das Liegende ist eine Wechsellagerung Tonmergel-Sandstein zu beobachten.

Der Schlämmrückstand der glimmerreichen Tonmergel der Proben 2 und 3 (siehe unten) zeigt mehrere Ostracoden. Herrn Dr. Kollmann verdanken wir hieraus die Bestimmung von *Cytheridea ventricosa* Görlich, einer Leitform aus dem Rupel. F. Görlich (1953, S. 137) führt bereits ihr Vorkommen in der Bausteinzone von Egg an.

Eine von Herrn Dr. H. Bürgl 400 m S der Brücke Egg genommene Probe aus der Tonmergelstufe beinhaltet großwüchsige Haplophragmoiden, während eine von Herrn Dr. R. Grill im gleichen Schichtpaket aufgesammelte Probe *Truncorotalia* sp., Globigerinen vom *bulloides*-Typ und Ostracoden aufweist. Lediglich die Ostracoden dürften autochthon sein.

Die etwa 50 m mächtigen Konglomerate der Bausteinzone des Bregenzer Waldes führen nach Muheim (1943) mehr als 90% oberostalpinen Material und 8% eines dunklen Dolomites. Zwischen den Nagelfluhbänken befinden sich kalkige Sandsteine und vereinzelt auch Tonmergel marinbrackischer Natur eingeschaltet. Die Schichtflächen der Tonmergel wie auch der Gesteine der Bausteinzone sind häufig mit kohligem Pflanzenhäcksel belegt.

In der südbayerischen Molasse wurde durch Hölzl (1948) und Zeil (1954) nachgewiesen, daß die Konglomerate der Bausteinzone zum Teil bereits dem Chatt zugehören.

Nach K. Boden, welcher 1931 eine Geröllanalyse vom Konglomerat bei Egg gegeben hat, beinhaltet dieses etwa 50% graue und schwarze Dolomite. Muheim (1934) konnte dem äquivalenten Konglomerat bei Großdorf nur zu einem geringen Prozentsatz Dolomitgerölle entnehmen. Als Hauptbestandteil nennt Muheim (1934, S. 196) ostalpine Gesteine: Trias-Juragerölle und als nicht unwesentlichen Bestandteil Eozängerölle. Auch Quarz soll verhältnismäßig viel darinnen vorkommen.

Welchem Wechsel die Meinungen betreffs der Herkunft der Gerölle, so vor allem der Dolomitgerölle, unterliegen, darauf verweisen uns H. Hagn und W. Zeil (1955, S. 572—573).

Folgende Proben wurden der Tonmergelstufe vom Liegenden zum Hangenden entnommen:

- 1: Nächst dem Achknie S von Egg, rechtsufrig, aus 83° NNW-fallenden, grauen, sandigen Tonmergeln, die mit grauen Sandsteinen wechsellagern.
- 2—4: Am rechten Achufer S von Egg, in gleichmäßigen Abständen aus einem 15 m mächtigen, grauen Tonmergelpaket der Eggschichten. In den glimmerreichen Tonmergeln fällt die Einstreuung einzelner Gerölle aus ostalpinen Kalken und Eozän-sandsteinen sowie die Einschaltung von Konglomeratlinsen auf. Das Tonmergelpaket befindet sich im Liegenden der Hauptyrenenbank und fällt 80° gegen NNW.

5—6: Rechtsufrig, an der Basis der Nagelfluhlagen der Bausteinzone, aus einem 15m mächtigen Schichtpaket grauer, sandiger Mergel mit Kalkschottereinstreuung, im Hangenden der Tonmergelhauptzone.

## B. Die Weißbachschichten der Hofer und der Lingenauer Teilmulde.

Die Nagelfluhlagen der Bausteinzone bilden die Grenze zwischen den marinen Tonschiefern des Rupels und der bunten, chattischen Molasse im Hangenden = den buntgefärbten Tonmergeln und Sandsteinen mit ihren Konglomerateinschaltungen, die als Weißbachschichten bekannt sind.

Unsere Untersuchungen bestätigen nur, was in den Arbeiten von E. Kraus (1935 und 1950), von H. Hagn (1950), von O. Ganss und P. Schmidt-Thomé (1953) und auch in der Arbeit über die Land- und Süßwasserschnecken von H. K. Zöbelein (1953) schon überzeugend dargestellt wurde, nämlich, daß es sich um limnisch-fluvioterrestrische Ablagerungen handelt. Dasselbe gilt auch für die nördliche Zone der Weißbachschichten (S. 310).

In den Konglomerateinschaltungen überwiegen Gerölle aus dem oberostalpinen Mesozoikum und Eozängerölle. Nur untergeordnet finden sich Gerölle aus dunklem Dolomit und kristallinen Gesteinen (vgl. B. Kordiuk, 1938, S. 33)<sup>1)</sup>.

Die 5 km breite, mit Weißbachschichten erfüllte Großmulde, die von der Bausteinzone bei Egg bis zur Bausteinzone 1 km S der Weißbachmündung reicht, wird durch die Tuppener Aufsattelung in die Hofer und in die Lingenauer Teilmulde gegliedert. O der Bregenzer Ach verschmelzen offenbar beide Mulden zur Steinebergmulde von Ganss und Schmidt-Thomé (1955), die strukturell der Murnauer Mulde entspricht.

Obwohl die Hofer Teilmulde bis zum Synklinalkern N von Egg als die von A. Heim (1928, Taf. I) vermerkte, zum Rheintal streichende Synklinale von Maltach zu identifizieren ist, wurde hier die Bezeichnung „Hofer Teilmulde“ gewählt. Sie mag, wie die übrigen Benennungen, nur auf das Bregenzer Achprofil Bezug haben. A. Heim (1928, Taf. I) zeigt auf, daß zwischen der Fluh-Amenegger Faltenüberschiebung, welche die Maltener Synklinale bis östlich der Schwarzachquerung im N begrenzt, und der Antiklinale von Tuppen kein Zusammenhang besteht.

### a) Die Weißbachschichten der Hofer Teilmulde.

Steil S-fallende, nur an der Schmiedlebachmündung vorübergehend überkippte, vorwiegend bunte, sandige Mergel mit Sandsteinzwischenlagen bilden bis zum Achknie N von Egg das unmittelbare Hangende der Bausteinzone. Mit den am Achknie normal aufruhenden, durch Wechselagerung aus den Mergeln und Sandsteinen hervorgehenden Konglomeraten gehören sie zum etwa 250 m mächtigen, vorwiegend steil N-fallenden S-Flügel der Hofer Teilmulde. Ein überkipptes Gesteinspaket beobachtet man innerhalb der Mergel-Sandsteinzone. Entlang der Muldenachse verläuft eine O—W-Störung und verursacht sichtlich den bis zum E-Werk Egg W-gerichteten Lauf der Bregenzer Ach. Die Mächtigkeit der den Synklinalkern bildenden Konglomerate mag sich auf etwa 100 m belaufen.

<sup>1)</sup> F. Muheim (1934, S. 230) führt als Unterscheidungsmerkmal zu den Geröllkomponenten der Bausteinzone u. a. den größeren Gerölldurchmesser und das Zurücktreten von Quarz- und Dolomitgeröllen an.

Am E-Werk Egg, wo die Ach in die N-Richtung umbiegt, treten am sanft S-fallenden, an die 500 m Mächtigkeit erreichenden N-Flügel der Synklinale, zwischen B.km<sup>1)</sup> 22,5 und 22,4 wiederum graue und bunte Mergelpartien unter den Konglomeraten zutage (Abb. 1). Der Übergang von den Kalknagelfluhlagen zu den Mergeln und Sandsteinen erfolgt auch hier durch Wechsellagerung.

Nächst der Probeentnahmestelle 48 sieht man hell- und dunkelgraue Mergel im Liegenden und im Hangenden einer Sandsteinbank seitlich in bunte Mergel übergehen. Das dürfte für eine Trockenlegung und Oxydation nach der Auffaltung sprechen.

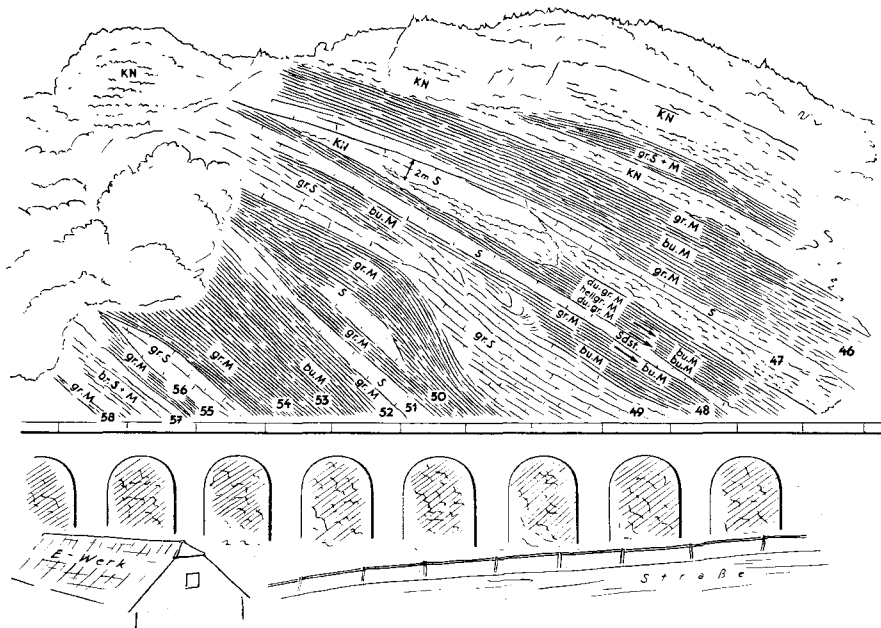


Abb. 1: Die Weißsachsichten beim E-Werk Egg (N-Flügel der Lingener Teilmulde). KN = Kalknagelfluh, gr. (br.) S = grauer (brauner) ± mergeliger Sandstein, gr. (bu.) M | grauer (bunter) ± sandiger Mergel

Das Aufschlußbild mag uns auch die schichtparallele Biegegleitung zeigen, wie sie sich im Grenzbereich zwischen den mechanisch verschieden reagierenden Sandsteinen der Probennummer 49 und den Mergeln der Nr. 48 abzeichnet. Zweifellos hängt diese mit der Anlage der Mulde zusammen.

Wie sehr die plastische Deformation in Molassemergeln selbst das Korngefüge durchbewegt, darüber berichtet uns G. Voll (1953).

Das Auskeilen der Konglomerate in der Bank der Probennummer 47 mag ebenso auf die Gleitung zur Muldenmitte hin Bezug haben. Der kleine Verwurf hierin entspricht dem relativ starren Verhalten des Gesteins. Im allgemeinen verweist der seitliche wie auch der vertikale Schichtenwechsel auf eine unruhige Sedimentation.

Aus dem S-Flügel der Hofer Teilmulde wurden vom Liegenden zum Hangenden entnommen:

<sup>1)</sup> B.km = Bahnkilometer.

Am rechten Achufer die Proben

- 7: Hangend der Nagelfluhlagen der Bausteinzone, aus einem 50° NNO-fallenden, bunten, glimmerreichen Sandstein.
- 8: Aus den bunten, *cm*-mächtigen Mergelzwischenlagen in den Sandsteinen der Probe 7.
- 9: 10 *m* hangend der Probe 8, aus *dm*-mächtigen, sandigen, bunten Mergelzwischenlagen innerhalb der ebenso *dm*-mächtigen Sandsteinlagen.
- 10: 5 *m* hangend der Probe 9, aus einer bunten Mergel einschaltung.
- 11: 5 *m* hangend der Probe 10, zwischen Schmiedlebachmündung und Fluhbrücke, aus bunten Mergeln.
- 12 u. 13: 5 *m* hangend von Probe 11, aus mürben, bunten, sandigen Mergeln, die vereinzelte, *dm*-mächtige, bunte Sandmergelzwischenlagen aufweisen.
- 14: 3 *m* hangend von Probe 13, aus bunten Mergeln im Liegenden mehrerer *dm*- bis ½ *m* mächtiger Sandsteinbänke.
- 15: 5 *m* hangend von Probe 14, aus bunten Mergeln.
- 16: 3 *m* hangend von Probe 13, aus grauen Mergeln innerhalb grauer Sandsteinlagen.
- 17: 3 *m* hangend von Probe 16, aus grauen und bunten, glimmerreichen Mergeln.
- 18: 5 *m* hangend von Probe 17, aus bunten Mergeln, im Liegenden von überkippten, steil S-fallenden Sandsteinbänken.
- 19: 15 *m* N der Probe 18, aus einer Einschaltung grauer Mergel innerhalb grauer Sandsteinbänke.
- 20: 5 *m* hangend von Probe 19, aus grauen Mergeln.
- 21: 3 *m* hangend von Probe 20, aus steil SSW-fallenden bunten Mergeln.
- 22: Nach 50 *m* aufschlußloser Strecke, am linken, südlichen Schmiedlebachufer, 200 *m* O der Mündung in die Ach, aus bunten, sandigen, grau gefleckten Mergeln innerhalb graubrauner und bunter mergeliger Sandsteine.
- 23 a, b, c: 50 *m* W der Straßenquerung über den Schmiedlebach, aus bunten, *dm*-mächtigen Mergellagen innerhalb ebenso mächtiger, 55° NNO-fallender Sandsteinbänke.
- Vom linken Ufer die Proben
- 24—26: Gegenüber der Schmiedlebachmündung, aus den geschichteten, steil NNO-fallenden, bunten, sandigen Mergeln.

Vom rechten Ufer die Proben

- 27: 20 *m* N der Schmiedlebachmündung, aus einer 70° NNW-fallenden, 1,5 *m* mächtigen, glimmerreichen, grauen Sandsteinbank.
- 28: 10 *m* hangend von Probe 24, aus einer 2 *m* mächtigen, harten, grauen Kalksandsteinbank.
- 29—37: Von 20 *m* N der Schmiedlebachmündung bis zum Achknie N von Egg, aus etwa 50 *m* mächtigen, steil N-fallenden Mergeln und Sandsteinen. Im Detail sind es gegen das Hangende:
- 1,5 *m* grünlichgrauer und violetter Mürbsandstein (Probe 29),
  - 0,5 *m* *dm*-mächtiger, dolomitischer Sandstein mit bunter Mergelzwischenlage,
  - 3,0 *m* mürber, mergeliger Sandstein,
  - 1,0 *m* *dm*-gebankter, grünlichgrauer, zäher Mergel (Probe 30),
  - 2,5 *m* graue und grünlichgraue, sandige Mergel (Probe 31),
  - 2,0 *m* ½ *m* bis *m*-mächtige, dolomitische Sandsteinlagen, mit verkohltem Pflanzenhäcksel und Pyritknollen, getrennt durch eine *dm*-mächtige, graue Mergellage (Probe 32),
  - 0,5 *m* graue, an Pflanzenhäcksel reiche Mergel (Probe 33),
  - 2,5 *m* *dm* bis ½ *m* mächtige, graue, mergelige Sandsteinlagen mit ebenso mächtigen Mergelzwischenlagen.
  - 4,0 *m* ungeschichtete, bläulichgraue Mergel (Probe 34),
  - 3,0 *m* hellgrauer, glimmerreicher Mergelsand,
  - 5,0 *m* schieferiger Mergelsandstein,
  - 3,0 *m* *dm*-gebankter, hellgrauer, rostig anwitternder Sandstein,
  - 1,0 *m* graubrauner, ebenso rostig anwitternder Mergel (Probe 35),
  - 3,0 *m* *dm*-mächtige, mergelige Mürbsandsteinlagen, überführend in sandige, graue Mergel,
  - 3,0 *m* sandige, graue, ungeschichtete Mergel (Probe 36),
  - 1,5 *m* sandige, graue Mergel mit *dm*-mächtigen Sandmergellagen (Probe 37).

Ferner die Proben

- 38 u. 39: Vom Achknie N von Egg, aus den Sandsteinen im Liegenden der mächtigen Nagelfluhlagen im Kern der Hofer Teilmulde.
- 40: Linksufrig, wenige Meter O der Rohrleitung des E-Werkes Egg, aus den weichen, geschichteten, grauen Mergeln.

Fossilführende Proben	Oberkreide (aufgearbeitet)			Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)				Alt-Tertiär (autochthon ?)					
	Globotruncanen vom <i>lapparenti</i> -Typ	<i>Stensjöina pommerana</i>	<i>Globorotalites</i> sp.	<i>Globigerinen</i> vom <i>bulloides</i> -Typ	<i>Truncorotalia</i> cf. <i>aragonensis</i>	<i>Truncorotalia</i> sp.	Nummulites sp.	Begleitende Faunen- elemente	<i>Cyclammina</i> sp.	Rhizosolenien	Fischzähne	Kleingastropoden	Schalenreste
8	s			ns				s					
9				ns									
11	s			ns				ns					
13				ns									
14				ns		s		ns					
17				s									
19				s									
20		s		s				s					
21				s				s					
22	s			ns				s					
23 a			s	ns					s ?				ns
23 b				ns		s		s					
24				ns									
25				ns							s		
26				ns				s		ns			
29				ns		s							
30				ns									
31				ns	s	s	s	s				ns	
35				ns									
36				ns									
37				ns									
40				ns									

s = selten    ns = nicht selten

Tabelle 1: Mikrofossilien aus dem S-Flügel der Hofer Teilmulde

Der Schwerpunkt des Fauneninhalts liegt im aufgearbeiteten Alt-Tertiär. Die Globigerinenschüttungen dürften wohl hauptsächlich aus Globigerinenschiefern des höheren Eozäns stammen. Vereinzelte Truncorotalien und Oberkreideforaminiferen belegen auch Umlagerungen aus dem tieferen Eozän und Paleozän bzw. aus dem Bereich Turon bis Ober-Senon. Ein vereinzelter Nummulit ist erwähnenswert.

Als begleitende, vermutlich umgelagerte Faunenelemente wurden neben Radiolarien die Foraminiferengattungen *Spiroplectamina*, *Lagena*, *Pseudoglandulina*, *Dentalina*, *Gyroidina*, *Pseudovalvulineria*, *Bulimina* und *Uvigerina* festgestellt.

Autochthone Elemente sind sehr selten und nichtssagend.

Dem N-Flügel der Hofer Teilmulde entstammen folgende vom Hangenden zum Liegenden entnommene Proben:

- 41: Im Bachgraben, der beim E-Werk Egg in das Achtal mündet, aus 50° N-fallenden, bunten, fleckigen Mergeln.
- 42: 50 m N der Probe 58, aus rostig anwitternden, grauen, S-fallenden Mergeln, die von den 40 m W davon anstehenden, 40° SSO-fallenden, gebankten, glaukonitischen Sandsteinen durch eine Störung abgesetzt werden.
- 43—45: Linksufrig, entsprechend dem Niveau der Proben 46—58 am rechten Achufer:
  - 43: 100 m SW vom E-Werk, an der Straße, aus einer 23° S-fallenden, m-mächtigen, grauen Sandsteinbank.
  - 44: Aus den m-mächtigen, bunten Sandmergeln im Hangenden der Sandsteinbank von Probe 43.
  - 45: Aus den 5 m mächtigen, bunten Sandmergeln im Liegenden der Sandsteinbank von Probe 43.
- 46—58: Am rechten Achufer, N vom E-Werk Egg: Siehe Aufschlußskizze Abb. 1, S.
- 59: 50 m N vom E-Werk Egg, aus grauen, sandigen Mergeln an der Basis einer 20° WSW-fallenden Nagelfluhbank.
- 60: Ebenso an der Straße zwischen E-Werk und Tuppen, aus einer mürben, dm-mächtigen Mergelsandsteinbank innerhalb sandiger Mergel, 10 m liegend von Probe 59.
- 61: Etwa 30 m liegend der Probe 60, aus 40° S-fallenden, mehrere Meter mächtigen, glaukonitreichen Mergeln mit Sandsteinquetschlinen.
- 62: Etwa 25 m liegend der Probe 65, aus fleckigen, rot und grün gefärbten Mergeln.
- 63: 15 m liegend von Probe 62, aus Mergeln, die mit mergeligen Sandsteinen wechsel-lagern und deren Schichtflächen reich an Pflanzenhäcksel sind.
- 64—66: Am rechten Achufer, aus einem Gesteinsniveau, das dem der Proben 59—63 entspricht:
  - 64: 50 m N E-Werk, aus sanft SSO-fallenden, ziegelroten bis braunen, sandigen Mergeln.
  - 65: 20 m N der Entnahmestelle von Probe 64, aus ebenso bunten Mergeln.
  - 66: 150 m N vom E-Werk, aus 10° OSO-fallenden, bunten Mergeln.
- 67: Linksufrig, vom Bachgraben gegenüber B.km 22,1, aus bunten Mergeln.
- 68: Von der Straße nach Tuppen, an der Bachmündung gegenüber B.km 22,1, aus hell-grauen, ungeschichteten Mergeln.
- 69: 200 m N der Probe 68, aus braungrauen Mergeln.
- 70: Am rechten Ufer, NO von Hof, bei B.km 22, aus einer glaukonit- und glimmerreichen Sandsteinlage innerhalb intensiv rot gefärbter Mergel.
- 71: Bei B.km 22, aus bunten Mergeln.
- 72: N B.km 22,0, aus 40° SO-fallenden, bunten Mergeln.
- 74 u. 75: Aus etwa dem gleichen Niveau wie die Proben 72 und 73, vom linken Ufer, gegenüber B.km 22,0, aus sanft SSO-fallenden, bunten Mergeln, die gegen das Liegende zunehmend von schiefrigen Mergelsanden abgelöst werden.
- 76: 10 m liegend von Probe 75, aus grauen, glimmerreichen Mergeln.
- 77: 3 m liegend von Probe 76, aus bunten Mergeln.
- 78: 5 m liegend von Probe 76, aus bunten Mergeln.
- 79: 2 m liegend von Probe 78, aus bunten Mergeln.
- 80: 5 m liegend von Probe 79, aus bunten Mergeln.
- 81: 3 m liegend von Probe 80, aus bunten Mergeln.



Fossil- führende Proben	Oberkreide (aufgearbeitet)			Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)				Alt-Tertiär (autochthon?)	
	<i>Globotruncanen</i> v. <i>lappareni</i> -Typ	<i>Globotruncana</i> <i>fornicata</i>	<i>Pleurostomella</i> sp.	<i>Globigerinen</i> v. <i>bulloides</i> -Typ	<i>Truncorotalia</i> ex gr. <i>crassata</i>	<i>Truncorotalia</i> sp.	Begleitende Faunen- elemente	Rhizosolenien	Fischzähne
41				ns					
44				ns			s		
45		s		ns			s		
46								ns	
47		s		ns			s		
48				ns					
51				ns			s		
52				ns					
53				ns			s		
54				ns					
55				ns		s			
59				ns					
60			s	ns					
61				ns					
62				ns		s	s		
63				ns	s				
64	s			ns			s		
65				ns					
66				ns					
67				ns					
68				ns					
69				h					s
71				ns			ns		
72				ns			s	ns	
74				ns			s		
75				ns		s			
76				ns					
77				ns					
78				h			h		
80				ns					
81	s			ns					

s = selten ns = nicht selten h = häufig

Tabelle 2: Mikrofossilien aus dem N-Flügel der Hofer Teilmulde

Dieser alpenrandnahe Profilbereich zeigt fast in jeder Probe reichliche Umlagerungen aus vermutlich eozänen Globigerinenschiefen. Hinweise auf Paleozän und Oberkreide (im wesentlichen Senon) treten zurück. An begleitenden, vermutlich ebenso umgelagerten Faunenelementen finden sich neben Radiolarien die Foraminiferengattungen *Spiroplectamina*, *Lagena*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Anomalina*, *Cibicides*, *Bulimina* und *Loxostomum*.

Autochthone Fossilreste sind uncharakteristisch und selten.

b) Die Weißbachschichten der Lingenauer Teilmulde.

Die linksufrig aufgeschlossene Sandsteinaufsattelung bei Tuppen, die „Tuppener Antiklinale“, trennt die Hofer Teilmulde von der nördlich davon gelegenen Lingenauer Teilmulde (vgl. A. Heim, 1928, Taf. I). Die bunten Mergel der Probe 81 werden durch einen saigeren Verwurf von den mittelsteil SSO-fallenden, *dm-* bis  $\frac{1}{2}$  *m-*mächtigen Sandsteinen (Probe 82) abgesetzt. Aus dieser Fallrichtung des S-Flügels und dem mittelsteilen ONO-Fallen der Sandsteinbänke mit ihren schiefrig-mergeligen Zwischenlagen (Probe 83) am N-Flügel der Aufwölbung geht das sanfte östliche Achsenfallen hervor. Auch die rechtsufrig von Muheim (1934) gemessenen Fallrichtungen entsprechen dieser Vorstellung.

Die Probe 83 führt vermutlich umgelagerten Alttertiär-Plankton: Globigerinen vom *bulloides*-Typ und seltene Truncorotalien.

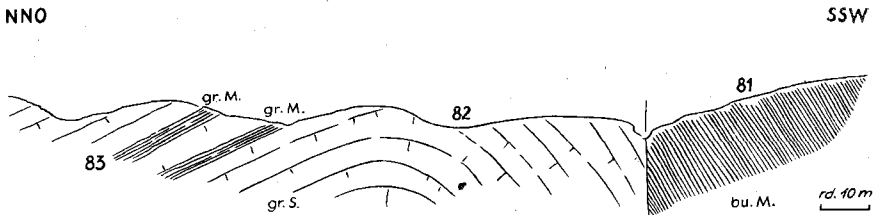


Abb. 2: Die Weißbachschichten der Tuppener Antiklinale. gr. S = grauer Sandstein, gr. (bu.) M = grauer (bunter) Mergel

Gegen den Muldenkern der Lingenauer Synklinale, N der E.-St. Lingenau bei Kranzen, nehmen die Sandsteine und diesen untergeordnet auch die Konglomerate einen größeren Raum ein als die damit wechsellagernden bunten, teilweise intensiv roten Mergel.

Die Mächtigkeit des S-Flügels der Lingenauer Teilmulde kann auf etwa 400 *m* geschätzt werden. Entsprechend des asymmetrischen Baues besitzt der Mulden-Nordflügel, bis zur Basis der Weißbachschichten bei B.km 16,3, eine rund 2300 *m* mächtige Serie vornehmlich bunter Mergel, in die sich erst gegen die Basis größere Sandsteinpartien einschalten. Das SSO-Fallen der Schichten der nördlichen Synklinalfanke wird gegen das Liegende allmählich steiler, überschreitet aber nicht 50°. Erst innerhalb der unterlagernden, verschuppten Bausteinzone tritt eine wesentliche Schichtversteilung ein.

Aus der Kartenskizze von A. Heim (1928, Taf. I) geht hervor, daß sich die Faltenüberschiebung der Zone Fluh-Amenegg gegen O, nach Querung der Schwarzach, nicht mehr zur Bregenzer Ach hin fortsetzt. Man könnte jedoch gemäß der Situation im W erwarten, daß es an der Ach, etwa im

Bereich der E.-St. Langenegg-Krumbach, innerhalb der Weißbachschichten zu einer flachen Aufschuppung kommt.

Wegen des „vergeblichen Suchens“ nach den Eggsschichten in jenem Abschnitt des Bregenzer-Ach-Teiles nimmt A. Heim (1928, S. 33) ein Verflachen und Untertauchen der Antiklinale von Fluh-Amenegg gegen O, mit ungefähr 20°igem Achsenfallen an. F. Muheim zeigt die Möglichkeit einer Verschuppung in seinem Profil (1934, Taf. VII) dadurch auf, daß er zwischen Kote 660 und Au — unter Fragezeichen — eine N-gerichtete, spitze Aufsattelung der Bausteinzone in die Weißbachschichten hineinzeichnet, u. zw. bis nahe zum Niveau der Ach.

Unser Profil auf Tafel XXIV gibt die Stelle an, wo nahe der H.-St. Langenegg-Krumbach, zwischen B.km 18,5 und 18,6, eine flache, N-vergente Aufschuppung am ehesten für möglich gehalten wird. Neben sandigen Mergeln finden sich dort graue verschieferte, leistungsmächtige Tonmergel des Rupel (?). Mikrofossilien sind in der Probe keine enthalten, was auch eher im Sinn der genannten Auffassung auszulegen sein mag, denn die Tonmergel der Bausteinschichten SO der Weißbachmündung zeigen keine Mikrofauna, während die Mergel der Weißbachschichten im allgemeinen umgelagerte Mikrofossilien besitzen.

Sicher ist, daß von dieser genannten Stelle gegen N eine andere Fazies der Weißbachschichten vorliegt. Die bisher häufig intensiv bunt gefärbten Ablagerungen werden von vorwiegend braun gefärbten Weißbachschichten abgelöst. Daß dieses Zurücktreten der Buntfärbung ein tieferes stratigraphisches Niveau kennzeichnet, dafür spricht auch die Tatsache, daß zwischen den an die 600—700 m mächtigen, vorwiegend braunen Mergeln und der Bausteinzone SO der Weißbachmündung, an die 150 m mächtige, graue, vorwiegend aus Mergeln bestehende Sedimente auftreten.

Folgende, vom Liegenden zum Hangenden führende Proben entstammen dem S-Flügel der Lingenauer Teilmulde:

- 84: 20 m N des Tuppener Antiklinalscheitels, hangend der Probe 83, aus einer 15 m mächtigen Partie 20° O-fallender, vorwiegend brauner, dm-mächtiger Mergelsande und bunter Mergel.
- 85: Linkes Achufer, 10 m hangend der Sandsteine der Tuppener Antiklinale, aus 30° NNO-fallenden Mergeln.
- 86: 10 m hangend Probe 85, aus 20° N-fallenden, bunten Mergeln mit „fossilen Regentropfen“ auf den Schichtflächen.
- 87: Etwa 30 m hangend der Probe 86, aus 55° ONO-fallenden, m-mächtigen Sandsteinbänken mit konglomeratischen Einschaltungen. Die kantengerundeten Kalkgerölle erreichen nur einen Durchmesser von 3 cm.
- 88: 60 m NO der Probe 87, aus grauen, 30° NNO-fallenden, schiefriigen Mergelsandsteinen.
- 89: N B.km 21,4, aus bunten Mergeln.
- 90: Bei B.km 21,4, aus 15° O-fallenden, glaukonitreichen, grau-grünen Mergeln.
- 91: Hangend der Probe 90, aus m-mächtigen, grauen Sandsteinbänken.
- 92: Wenige Meter hangend der Probe 91, aus einem mürben, braunen Sandstein.
- 93: 10 m hangend von Probe 92, aus bunten, sandigen Mergeln.
- 94: Linkes Ufer, gegenüber der Subersachmündung, aus mittelsteil NNO-fallenden Mergelsandsteinen.
- 95: Knapp S der Subersachmündung, aus einem mittelkörnigen, dunkelgrauen Sandstein. Neben den dunklen Dolomitkomponenten zahlreiche Muskowitschüppchen.
- 96: S der Subersachmündung, aus 30° O-fallenden grauen Sandmergeln, die mit harten Kalksandsteinen wechsellagern.
- 97: 1 m hangend der Probe 96, aus grauen Mergeln.
- 98: Nächst B.km 21,1, aus einem 10 m mächtigen, 25° ONO-fallenden Paket bunter Mergel.

- 99: Unmittelbar hangend Probe 98, aus graugrünen Mergeln, die von einer 3 m mächtigen Kalknagelfluhbank überlagert werden.
- 100: Bei B.km 21, aus einer dunkelgrauen, sehr feinsandigen, pyritführenden Kalksandsteinbank eines bis 12 m mächtigen Sandsteinpaketes im Hangenden einer Nagelfluhbank. Schichtflächen mit Pflanzenhäcksel und fossilen Blättern.
- 101: SSW der H.-St. Lingenau, linksufrig, aus einem 25° O-fallenden Sandstein.
- 102: 50 m hangend der Probe 101, aus einem 45° NO-fallenden, graubraunen Sandmergel.

Fossil-führende Proben	Oberkreide aufgearbeitet		Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)					Alt-Tertiär (autochthon ?)	
	<i>Globotruncana fornicata</i>	<i>Gavelinella</i> sp.	Globigerinen vom <i>bulloides</i> -Typ	<i>Truncorotalia</i> cf. <i>aragonensis</i>	<i>Truncorotalia</i> ex gr. <i>crassata</i>	<i>Truncorotalia</i> sp.	Begleitende Faunen-elemente	Rhizosolentien	Fischzähne
84			ns						
85			ns						
88			ns			s			s
89			ns						
90			h			s	ns		
92			ns						
97			s						
98			s						
99			ns		s				
105			s					ns	
107	s	s	ns	s			s		
108			ns						
109			ns						
110			s						
111		s	ns						
113			ns						
117			ns						

s = selten ns = nicht selten h = häufig

Tabelle 3: Mikrofossilien aus dem S-Flügel der Lingenauer Teilmulde

- 103—104: An der Straße N H.-St. Lingenau, aus 25° NO-fallenden, *cm*- bis *dm*-mächtigen Sandsteinbänken, die mit graubraunen Sandmergeln wechsellagern.
- 105: N der Subersachmündung, bei B.km 20,9, aus einer 25° ONO-fallenden, an Pflanzenhäckseln reichen Mergelsandlage im Hangenden einer 3 *m* mächtigen Nagelfluhbänk.
- 106: Unmittelbar hangend der Probe 105, aus dem gleichen Sandsteinpaket, jedoch aus einer glaukonitreichen Lage.
- 107: Zwischen B.km 20,9 und 20,8, hangend der Probe 106, aus bunten, sandigen Mergeln, die gegen das Hangende mit abnehmend mächtigen Mergelsandlagen wechsellagern.
- 108: Hangend der Probe 107, aus bunten, sandigen Mergeln, die mit Mergelsanden wechsellagern.
- 109: An der Straße NO H.-St. Lingenau, zwischen B.km 20,7 und 20,8, aus 15° NO-fallenden, bunten, weichen Mergeln (Niveau der Proben 105—108).
- 110: 5 *m* hangend der Probe 109, aus grauen bis intensiv roten Sandmergeln.
- 111 u. 112: An der Spitzkehre der Straße O zwischen B.km 20,4 und 20,5, aus dem gleichen Niveau wie Probe 110, u. zw. aus sanft NO-fallenden, bunten Mergeln.
- 113: Bei B.km 20,8, aus 25° ONO-fallenden, bunten, sandigen Mergeln.
- 114: Unmittelbar hangend von Probe 113, aus gleichsinnig einfallenden, in 20 *m* Mächtigkeit aufgeschlossenen Sandsteinbänken.
- 115: 1 *m* hangend der Probe 114, aus einer *dm*-mächtigen, grauen bis bläulichgrauen, harten, griffeligen Mergelinschaltung.
- 116: 1 *m* hangend der Probe 115, aus einer braunen, glimmerreichen Sandsteinlage.
- 117—118: An der Straße O der H.-St. Lingenau, N B.km 20,8, aus einem NO-fallenden, mürben, grauen Sandstein.

Das übliche Faunenbild der Weißbachschichten; reiche Umlagerungen aus eozenen Globigerinenschiefern, spärliche Hinweise auf Paleozän und Senon, autochthone Elemente unbedeutend. Unter den begleitenden umgelagerten Faunenelementen fallen die Gattungen *Anomalina*, *Uvigerina* und *Bolivina* auf.

Dem N-Flügel der Lingenauer Teilmulde wurden vom Hangenden zum Liegenden folgende Proben entnommen:

- 119: An der Brücke zwischen B.km 20,3 und 20,4, aus bunten 25° OSO-fallenden Mergeln.
- 120: Im Liegenden der Probe 119, aus bunten, sandigen Mergeln.
- 121: 100 *m* N der Achbrücke, aus 20° O-fallenden, bunten Mergeln.
- 122: Im Graben O B.km 20,2, aus 20° OSO-fallenden, bunten Mergeln.
- 123: 5 *m* liegend von Probe 122, aus den bunten Mergeln.
- 124: 3 *m* liegend von Probe 123, aus den bunten Mergeln.
- 124 a: Unmittelbar liegend Probe 124, aus einem rotbraunen, feinsandigen Mergelkalk.
- 125: Linkes Ufer, gegenüber B.km 20,3, aus 15° NO-fallenden, bunten Mergeln.
- 126: Linkes Ufer, gegenüber B.km 20,2, aus 35° S-fallenden, bunten, sandigen Mergeln mit *m*-mächtigen Sandsteinzwischenlagen.
- 127: 50 *m* N der Probe 126, aus den mit Sandsteinbänken wechsellagernden bunten Mergeln.
- 128: 200 *m* N der Probe 127, aus 35° S-fallenden bunten Mergeln.
- 129: 80 *m* N der Probe 128, aus den gleichsinnig einfallenden bunten Mergeln. Sie wechsellagern mit *m*-mächtigen Sandsteinbänken.
- 130: Aus einer Sandsteinbank 5 *m* liegend von Probe 129.
- 131: 20 *m* liegend der Probe 130, aus faziesgleichen bunten Mergeln.
- 132: S vom Pommerngraben, nächst B.km 19,7, aus 25° OSO-fallenden bunten Mergeln.
- 133—138: SO H.-St. Oberlangenegg, zwischen B.km 12,2 und 19,1, aus 35° SSO-fallenden braunen bis violettroten Mergeln mit Sandsteinzwischenlagen, von S gegen N, von 10 zu 10 *m* entnommen.
- 139: Bei B.km 19,2, aus einer 3 *m* mächtigen, 17 *m* langen, grauen Kalksandsteinlinie innerhalb der bunten, sandigen Mergel.
- 140: Zwischen B.km 18,9 und 19,0, aus grauen, plattigen, glimmerreichen Sandmergeln im Liegenden von *dm*- bis  $\frac{1}{2}$  *m* mächtigen Sandsteinbänken.
- 141: Linkes Ufer, gegenüber B.km 18,9, aus einer 40° SSO-fallenden, grauen bis gelblichbraunen,  $\frac{1}{2}$  *m* mächtigen Sandsteinbank eines Sandsteinpaketes mit vorwiegend grauen, sandigen Mergelzwischenlagen.

- 142: 10 m liegend von Probe 141, aus 44° SSO-fallenden, bunten Mergeln im Liegenden einer 1½ m mächtigen Sandsteinbank.
- 143: Etwa 15 m liegend von Probe 142, aus einer bunten Mergelschicht.
- 144: Etwa 50 m liegend von Probe 143, aus intensiv violettroten, weichen Mergeln.
- 145: 200 m O der Achbrücke bei der H.(St. Langenegg-Krumbach, aus den bunten Mergeln.
- 146: 20 m W der Bachmündung bei B.km 18,6, aus 35—45° SSO-fallenden, grauen, sandigen Mergeln.
- 147: Unmittelbar liegend von Probe 146, aus einem gleichsinnig einfallenden, glimmerreichen Kalksandstein.
- 148: 10 m liegend der Probe 147, aus 35° SO-fallenden, grauen, leistmergelartigen Tonmergeln, die mit Sandsteinen wechsellagern (Rupel?).
- 149: Bei B.km 18,5, aus grauen Mergeln, wenige Meter liegend der Probe 148.
- 150: An der Achbrücke bei der H.-St. Langenegg-Krumbach, B.km 18,4, aus 44° OSO-fallenden, bunten Mergeln an der Basis *dm*-gebankter Sandsteine und Mergelsande.
- 151: An der Wegkreuzung nächst der Brücke bei H.-St. Langenegg-Krumbach, etwa 20 m liegend von Probe 150, aus einem 40° OSO-fallenden, 5 m mächtigen Mergelsand.
- 152: Bei B.km 18,3, etwa 30 m liegend von Probe 151, aus braunen, sandigen Mergeln, die mit Mergelsanden wechsellagern.
- 153: Linksufrig, W gegenüber der H.-St. Langenegg-Krumbach, aus bunten, sandigen Mergeln.
- 154: Bei B.km 18,1, aus 35° SSO-fallenden, braunen und grauen Mergeln.
- 155—157: An der Straßenschlinge O B.km 18,1, aus 30° SSO-fallenden bunten Mergeln, die mit *dm*- bis ½m mächtigen Sand- und Sandsteinlagen wechsellagern; von 5 zu 5 m gegen das Hangende.
- 158: 20 m liegend von Probe 154, aus bunten, sandigen Mergeln, die mit Mergelsanden wechsellagern.
- 159: Zwischen B.km 18,0 und 18,1, aus *dm*—½ m mächtigen Mergelsanden im Liegenden einer Serie, die gegen das Hangende eine Zunahme von Sandsteinzwischenlagen zeigt.
- 160: S B.km 18,0, 10 m liegend der Probe 159, aus vorwiegend braunen Mergeln, welchen sich bis ½ m mächtige Sandsteinlagen zwischenlagern.
- 161: Zwischen B.km 17,9 und 18,0, etwa 50 m liegend von Probe 160, aus 40° gegen SSO-fallenden, bunten Mergeln.
- 162: Bei B.km 17,9, aus 47° gegen 165° einfallenden, *m*-mächtigen Sandsteinbänken.
- 163: Linksufrig, gegenüber B.km 18,1, aus 25° OSO-fallenden Sandsteinbänken.
- 164: Linkes Ufer, an der Achschlinge W H.-St. Langenegg-Krumbach, S gegenüber B.km 17,3, aus 27° gegen 173° fallenden bunten Mergeln.
- 165: Aus den mit den Mergeln der Probe 164 wechsellagernden Sandsteinbänken.
- 166: Aus den 40° SSO-fallenden Sandsteinbänken gleichen Niveaus, 50 m ONO der Probe 165.
- 167—170: Linksufrig, S gegenüber B.km 17,2, an der Achschlinge, von 10 zu 10 m Entfernung, vom Liegenden zum Hangenden, aus bunten, sandigen Mergeln.
- 171: 10 m liegend von Probe 167, aus 40° gegen 192° fallenden, bläulichgrauen, gelblich anwitternden Mergeln.
- 172 (a—h): Linksufrig, gegenüber B.km 17,1—17,2, von 10 zu 10 m Entfernung, vom Liegenden zum Hangenden, aus 30—40° in südlicher Richtung einfallenden sandigen Mergeln, die mit Mergelsandbänken wechsellagern.
- 173: Bei B.km 17,4, aus stahlgrauen und braunen Mergelsanden, die über *m*-mächtigen Sandsteinbänken liegen.
- 174: Liegend der Probe 173, aus vorwiegend ziegelroten Mergeln.
- 175: 5 m liegend der Probe 174, aus bunten Mergeln.
- 176: 5 m liegend der Probe 175, aus 30° SW-fallenden, bunten Mergeln, die mit 30—40 cm mächtigen Mergelsanden wechsellagern.
- 177: Bei B.km 17,6, aus bunten, vorwiegend braunen Mergeln.
- 178: Bei B.km 16,9, aus bunten Mergeln.
- 179: Linksufrig, SW gegenüber B.km 16,7, aus mittelsteil S-fallenden, vorwiegend braunen Mergeln.
- 180: 5 m liegend von Probe 179, aus ebenso braunen Mergeln.
- 181: 5 m liegend der Probe 180, aus bunten, vorwiegend braunen Mergeln.



Fossilführende Proben	Oberkreide + Flysch (aufgearbeitet)							Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)			Alt-Tertiär (autochthon?)					
	<i>Globotruncanen v. apenninica</i> -Typ	<i>Globotruncanen v. lapparenti</i> -Typ	<i>Globotruncana ex gr. fornicata</i>	<i>Globotruncana</i> sp.	<i>Globorotalites</i> sp.	<i>Gümbelina</i> sp.	<i>Spiroplectammina laevis</i>	Flyschsandschaler	Globigerinen vom <i>bulloides</i> -Typ	<i>Truncorotalia ex gr. aragonensis</i>	<i>Truncorotalia ex gr. crassata</i>	<i>Truncorotalia</i> sp.	Nummuliten und Discocyclinen	Begleitende Faunenelemente	Rhizosolentien	Fischzähne
119								ns					s	ns		
120								ns								
121								ns	s							
122								ns								
123								ns			ns					
124								h			s					
125								ns					s			
126								ns					s			
127								s								
129								ns					s			
131								h			s					
132								ns	s				s			
133								h			s		h			
134								s								
135							s	s								
136								ns		s			s			
137			s	s				ns			s					
138		ns					s	ns		s					s	
140			s					ns								
141								ns								
142								ns					s			
143							s	ns					ns			
146								ns								
150								ns								
152							s	ns					s			

s = selten ns = nicht selten h = häufig

Tabelle 4a: Mikrofossilien aus dem N-Flügel der Lingenauer Teilmulde

Fossilführende Proben	Oberkreide + Flysch (aufgearbeitet)							Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)			Alt-Tertiär (autochthon ?)					
	Globotruncanen v. <i>appenninica</i> -Typ	Globotruncanen v. <i>lapparentis</i> -Typ	<i>Globotruncana</i> ex gr. <i>formicata</i>	<i>Globotruncana</i> sp.	<i>Globorolalites</i> sp.	<i>Gümbelina</i> sp.	<i>Spiroplectammina laevis</i>	Flyschsandschaler	Globigerinen vom <i>bulloides</i> -Typ	<i>Truncorotalia</i> ex gr. <i>aragonensis</i>	<i>Truncorotalia</i> ex gr. <i>crassata</i>	<i>Truncorotalia</i> sp.	Nummuliten und Discocyclinen	Begleitende Faunenelemente	Rhizosolenien	Fischzähne
155								ns				ns	s			
156		s						s								
158								s								
160								ns								
161								ns								
163								ns					s			
166								h			s		h		s	
168								h			ns					
169							s	h								
170								ns					ns			
171								ns					s			
172 b					s			ns					s			
172 c								ns			s		s			
172 e								ns					s		s	
172 f								s								
172 g								ns		s			ns			
172 h			s				s	ns					s			
174			s			s		ns								
175	s							ns					s			
177								ns								
179								ns					s			
180		s						h					s			
181								ns		s			s			
186								ns		s						s
189								ns			s					

s = selten, ns = nicht selten, h = häufig

Tabelle 4b: Mikrofossilien aus dem N-Flügel der Lingenauer Teilmulde

- 182: S von B.km 16,6, 10 m liegend der Probe 181, aus 55° S-fallenden, bunten Mergeln, die mit mehreren *dm*-mächtigen Mergelsandlagen wechsellagern.
- 183: Rechtes Ufer, zwischen B.km 16,6 und 16,7, aus 50° SO-fallenden, braunen Mergeln mit *dm*-mächtigen Sandsteinzwischenlagen.
- 184: Linksufrig, S B.km 16,5, aus grauen Sandsteinen mit Blattfossilien.
- 185, 186: 25 m O B.km 16,5, aus einer 50° gegen 150° fallenden, in das Achflußbett hineinstreichenden, harten, grauen Sandsteinbank.
- 187: Zwischen B.km 16,4 und 16,5, aus einem 45° gegen 150° fallenden, *dm*-mächtigen Sandstein.
- 188: O B.km 16,4, aus 45° SSO-fallenden, grauen Mergeln, die *dm*- bis *m*-gebankten Sandsteinen zwischengeschaltet sind.
- 189: N B.km 16,4, etwa 25 m liegend der Probe 188, aus 45° SSO-fallenden, hellgrauen, sandigen, glimmerreichen Mergeln.

Dieser längste Profilabschnitt zeigt nach N fortschreitend eine deutliche Zunahme an sterilen Proben. Trotzdem findet sich neben dem üblichen Alttertiärplankton auch noch ein umfassendes Oberkreidespektrum vom Cenoman bis ins Obersenon. Daneben bemerken wir Hinweise auf Flyschumlagerungen, die durch die Gattungen *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Rzehakina* und *Plectorecurvoides* belegt werden. Nummuliten und Discoeyclinen sind ebenfalls zu verzeichnen. Von Dr. Bürgl bei B.km 19,2 (etwa dem Niveau von Probe 133 entsprechend) aufgesammeltes Material enthielt, neben Nummuliten mit Glaukonitausfüllungen, sogar Chapmaninen!

Unter den begleitenden, umgelagerten Faunenelementen sind neben Radiolarien die Foraminiferengattungen *Gaudryina*, *Dorothia*, *Lagena*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Gyroïdina*, *Eponides*, *Rotalia*, *Anomalina*, *Cibicides*, *Bulimina* und *Uvigerina* zu verzeichnen.

Unter den autochthonen Elementen zeigen sich zum erstenmal Characeenreste.

### C. Die Bausteinzone SO der Weißachmündung.

1 km SO der Weißachmündung erodiert zwischen B.km 16 und 16,3 die Bregenzer Ach in einem tiefen Einschnitt ein 220—250 m mächtiges, steil SSO-fallendes Sandsteinpaket. Es handelt sich, wie durch A. Heim (1928, S. 13, 14) erkannt, um stampische Gesteine, die den „Horverschichten“ der Zone vom Schwarzachtobel zuzurechnen sind. Diese Untere Meeresmolasse von Haselstauden sieht M. Richter schon 1925 (S. 313, 314) als die Fortsetzung der Molasse von Steigbach und vom Oberen Weißachtal an und bezeichnet die Zone als N-Rand der Murnauer Mulde.

Es liegt hier folglich der nördliche Gegenflügel der Bausteinzone von Egg vor, der N-Rand einer Großmulde, die in sich die Weißbachschichten der Hofer und der Lingenauer Teilmulde aufnimmt. Auf die Möglichkeit der Unterteilung der Lingenauer Teilmulde durch eine in den N-Flügel hineinzuverlegende flache Aufschuppung wurde bereits S. 302 hingewiesen.

Die von A. Heim im Schwarzachtobelprofil nachgewiesene Überschiebung der stampischen Unteren Meeresmolasse auf die nördliche Zone der Weißbachschichten, der „Zone von Inngrüne“, streicht über die Bregenzer Ach. In unserem Profil dürfte sie knapp N der Bleigrabenmündung verlaufen. Im Bachgraben treten noch Mergel der Unteren Meeresmolasse auf. Gewiß können auch bei dieser Aufschuppung die plastischen Mergel der Tonmergelstufe als die Träger der Abscherung vom Untergrund betrachtet werden (vgl. M. Richter, 1950, S. 178).

Wie bei der Schichtfolge am Schwarzachtobel, so zeigen sich auch in diesem Profil den Sandsteinen Tonmergel eingeschaltet, die eine Ver-

schuppung des stampischen Gesteinspaketes für möglich erscheinen lassen (siehe A. Heim, 1928, S. 13—14, und F. Muheim, 1934, S. 202). Die Abb. 3, S. 309, mag diese Situation am Aufschluß veranschaulichen und auch zeigen, wie sich die Schichten gegen N, dem Liegenden zu, versteilen.

Die feinschichtigen, *dm*- bis *m*-gebankten Sandsteine sind teilweise geröllführend und weisen gelegentlich dünne Nagelfluhlagen auf. Dunkle Kalke und Quarze bilden einen wichtigen Bestandteil. Zwischen den Sandsteinbänken beobachtet man die *cm*- bis *dm*-mächtigen, dunkelgrauen, glimmerreichen Tonmergellagen. Sie sind reich an verkohlten Pflanzenresten und weisen auf den Schichtflächen auch Kriechspuren und Rippelmarken auf.

Ein 10 *m* mächtiges Paket glimmerreicher, schieferiger Tonmergel, welches das normale Hangende der Sandsteine bildet, stellt bereits eine Übergangsschicht zu den allmählich bunt werdenden chattischen Weißachschiefern dar.

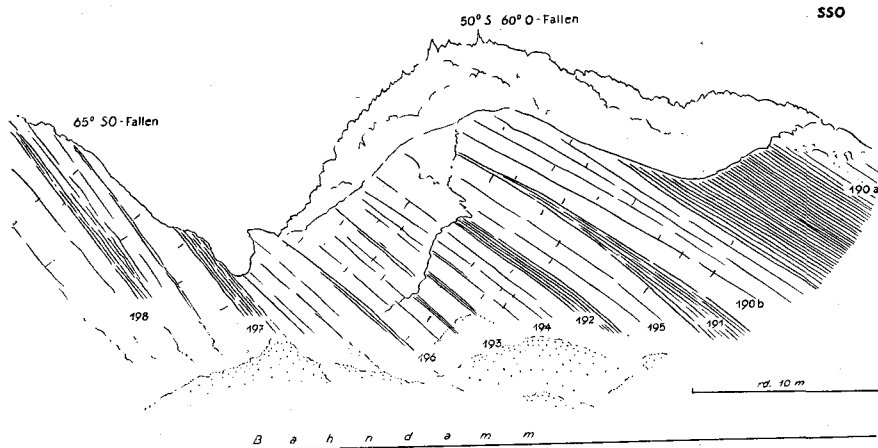


Abb. 3: Aufschluß in der Bausteinzone SO der Weißachmündung, zwischen B.km 16,1 und 16,2.

Proben (siehe dazu Abb. 3):

- 190 a: Schiefrige, dunkelgraue, tonige Mergel im Hangenden der Sandsteinbänke.
- 190 b: Aus der hangendsten, mittelsteil SSO-fallenden Bank der hellen, bräunlichgrauen bis grauen, feinkörnigen, kalkigen Sandsteine.
- 191—193: Aus den dunklen Tonmergeleinschaltungen innerhalb der mittelsteil SSO-fallenden, *dm*- bis *m*-mächtigen Sandsteinbänke.
- 194—196: Aus den 50° OSO-fallenden, an verkohlten Pflanzenresten reichen Sandsteinbänken.
- 197: Aus der *m*-mächtigen Schieferntonlage zwischen den im S sanfter, im N steiler einfallenden Sandsteinbänken der „Horverschichten“. Längs dieser ist es möglicherweise zu einer Verschuppung und somit Verdoppelung der stampischen Ablagerungen gekommen.
- 198: Aus schiefrig-plattigen, mit Rippelmarken und Kriechspuren versehenen, pflanzenhäckselreichen Sandsteinen, 5 *m* liegend der Probe 197.
- 199: N außerhalb der Skizze, nächst B.km 16,0, an der Bleigrabenmündung, etwa 50 *m* liegend der Sandsteine, aus einem 65° SSO-fallenden, stahlgrauen Mergel mit Mergelsandzwischenlagen.
- 200: Ebenso nächst B.km 16,0, aus grauen, braun anwitternden, glänzenden, leistmergelähnlichen Mergeln.

Die diesem Profilteil entnommenen 12 Schlammproben sind durchwegs mikrofossilleer, was als auffallendes Merkmal gegenüber den an umgelagerten Foraminiferen reichen Weißbachschichten gewertet werden kann. Ein von Dr. Grill bei B.km 16,3 aufgesammeltes Probenmaterial enthält vereinzelte Kleinschnecken und Characeenreste.

#### D. Die nördliche Zone der Weißbachschichten und die Zone der granitischen Molasse bis zum Wirtatobel.

Nächst der H.-St. Doren-Sulzberg, etwas N davon, verläuft in ONO-Richtung der Scheitel der „nördlichen Antiklinale“. Sie ist von einer steil S-fallenden Störung betroffen, die wohl eine N-gerichtete Aufschuppung des S-Flügels kennzeichnet (vgl. F. Muheim, 1934, S. 261). Nach Auffassung von A. Heim (1928, S. 45) entspricht die Antiklinale einer alten Schwelle, denn N von ihr kamen ziemlich unvermittelt die an die 1600 m Mächtigkeit erlangenden, geröllfreien, bzw. -armen, feldspatreichen Sandsteine der Unteren Süßwassermolasse zum Absatz: die „granitische Molasse“ des Aquitan.

Es sind graue, muskowitzreiche Kalksandsteine, die mit der Lupe betrachtet vielfach Glaukonitkörner,  $\pm$  zersetzte rote Feldspate, Hornsteinbröckchen und organische Substanz erkennen lassen. Die in tieferen Niveaus der granitischen Molasse häufig zwischengeschalteten grauen und braunen Mergel dürften auf die stratigraphische Verknüpfung mit den liegenden Weißbachschichten hinweisen. Der Schweremineralbestand gibt offenbar keinen Hinweis, der für einen getrennten Sedimentationsraum sprechen würde (siehe S. 319).

Den steil SSO-fallenden S-Flügel der Antiklinale bauen, im Bereich zwischen dem N-Rand der Bausteinzone SO der Weißachmündung und der Scheitelzone, die an die 1500 m mächtigen Weißbachschichten. Zusammen mit den Weißbachschichten des Antiklinalscheitels gehören sie nach A. Heim (1928) der Zone von Inngrüne zu.

Bei diesen Weißbachschichten handelt es sich um bräunliche, untergeordnet auch rötliche und grünliche Mergel mit eingeschalteten Mergel- und Kalksandsteinen. Nur im Hangenden der Serie treten am linken Achufer, W von B.km 15,4 und 15,5, in einem 60° SSO-fallenden Gesteinspaket 2 m mächtige Kalknagelfluhlagen auf. S der Weißachmündung scheint eine rote Mergeleinschaltung ein höheres Niveau innerhalb der Weißbachschichten anzuzeigen (vgl. A. Heim, 1928, S. 12).

Das Achknie nahe der Weißachmündung mag mit der NO—SW-Störung in Zusammenhang zu bringen sein, die S gegenüber B.km 14,6 sanft SO-fallende Mergel im N von vorwiegend steil SSO-fallenden Mergeln im S absetzt.

Aus der nördlichen Zone der Weißbachschichten wurden von S nach N, vom Hangenden zum Liegenden, folgende Proben entnommen:

- 201: Linksufrig, gegenüber B.km 15,5, aus einem 10 m mächtigen, grauen, sandigen, glimmerreichen Mergel.
- 202: Unmittelbar liegend von Probe 201, aus einem 15 m mächtigen Paket steil SSO-fallender grauer Mergel.
- 203: Wenige Meter liegend von Probe 202, aus einem 5 m mächtigen 75° SSO-fallenden, graubraunen, sandigen Mergel im Hangenden einer 3 m mächtigen Kalknagelfluhbank, in der schwarze Dolomite bis zu Faustgröße und einzeln nußgroße rote Hornsteingerölle enthalten sind.

- 204: 10 m liegend der Probe 203, aus hellgrauen, sandigen Mergeln im Liegenden der Kalknagelfluhbank.
- 205: Linksufrig, knapp östlich der Störung S gegenüber B.km 14,6—14,7, aus 15° SO-fallenden, bunten, sandigen Mergeln.
- 206: Knapp W der Störung, aus 45° SO-fallenden, sandigen Mergeln.
- 207: 15 m liegend der Probe 206, aus bunten, sandigen Mergeln.
- 208: 5 m liegend der Probe 207, aus 65° SSO-fallenden, grauen, schiefrigen Mergeln.
- 209: 5 m liegend der Probe 208, aus 55° SSO-fallenden bunten Mergeln.
- 210: 40 m liegend der Probe 209, aus einer m-mächtigen Mergelzwischenlage innerhalb dm-mächtiger Mergelsandsteine, im Liegenden einer 3 m mächtigen Kalksandsteinbank.
- 211: Wenige Meter liegend der Probe 210, aus 55° SSO-fallenden, braunen Sandmergeln, die mit dm- bis ½ m mächtigen Mergelsandsteinbanken wechsellagern.
- 212: 10 m liegend der Probe 211, aus einer mergeligen Sandsteinlage innerhalb brauner Sandmergel.
- 213: Etwa 20 m liegend der Probe 212, aus 50° S-fallenden, braunen Sandmergeln.
- 214: 50 m N der Probe 213, W B.km 14,4, aus einem 70° SSO-fallenden graubraunen Mergel im Liegenden einer 5 m mächtigen Kalksandsteinbank.
- 215: Linksufrig, W gegenüber B.km 14,3, aus einer 3 m mächtigen Kalksandsteinbank innerhalb der braunen sandigen Mergel.
- 216: 60 m N von Probe 215, aus braunen, sandigen Mergeln mit Kalkgeröllen bis zu 1 cm Durchmesser.
- 217: Bei B.km 14,1, aus einer mächtigen Bank eines hellen, harten, feinkörnigen Kalksandsteines.
- 218: 150 m S der Brücke bei H.-St. Doren, aus einer 2,5 m mächtigen Kalksandsteinlage.
- 219: 100 m S der Brücke, aus einer 1 m mächtigen, mürben Mergelsandsteinbank mit graubraunen, sandigen Zwischenlagen.
- 220: 20 m S der Brücke, etwa 100 m liegend der Probe 219, aus graubraunen, sandigen Mergeln.

Fossil-führende Proben	Oberkreide (aufgearbeitet)	Alt-Tertiär (aufgearbeitet ?)		Alt-Tertiär (autochthon ?)					
	<i>Gümbelina</i> sp.	Globigerinen v. <i>bulloides</i> -Typ	Begleitende Faunenelemente	Rhizosolenien	<i>Chara</i> ex aff. <i>molassica</i>	<i>Chara meriani meriani</i>	<i>Chara</i> ex aff. <i>ulmensis</i>	<i>Chara</i> cf. <i>lagenalis</i>	<i>Tolypella parvula</i> ?
202		ns	s						
205	s	ns							
210					ns	s			
213		ns	s						
216				ns					
219				ns					
220				s			ns	ns	s

Tabelle 5: Mikrofossilien aus der nördlichen Zone der Weißschichten



- 221: Bei der Brückenmaut, aus einer 5 *cm* mächtigen, bunten Mergellage und einer 1 *m* mächtigen, braunen Sandmergellage als Einschaltung innerhalb der 75° OSO-fallenden Sandsteinbänke.
- 222—224: Bei B.km 13,4, aus 75° NW-fallenden, schiefrigen, grauen Mergelsanden knapp N des Antiklinalscheitels. Sie befinden sich im Hangenden dickbankiger, grauer, steil NW-fallender Sandsteine und zählen nach F. Muheim (1934, S. 261) mit diesen zusammen bereits zur granitischen Molasse. Sicherlich handelt es sich hier um Übergangsschichten.

In diesem bereits alpenrandfernen Profilabschnitt der Weißschichten mehrt sich, wohl infolge des Ausklingens der vermutlich von Süden kommenden Foraminiferenschüttungen, der Anteil an sterilen Proben. Immerhin zeigen noch drei Proben umgelagerte Globigerinen und eine Probe eine einzelne *Gümbelina*. Unter den begleitenden Faunenelementen sind nur noch *Lenticulina* und *Anomalina* zu verzeichnen.

Dafür findet sich nun in zwei Proben reicheres Characeenmaterial, wodurch ein vorwiegend limnisches Milieu bekräftigt wird.

Von Dr. Bürgl in diesem Profilabschnitt aufgesammelte Proben bei B.km 15,35 (entspricht etwa Probe 204) und bei B.km 14,5 (entspricht etwa Probe 210) führen Rhizosolenien.

In der etwa 1600 *m* mächtigen, dem Aquitan zuzuordnenden, durchwegs N-fallenden granitischen Molasse wurden von S nach N, vom Liegenden zum Hangenden, folgende Proben aufgesammelt:

- 225: Linksufrig, 80 *m* N der Brücke Doren, aus einem hellbraunen Arkosesandstein der granitischen Molasse mit graugrünen Tongallen.
- 226: 20 *m* hangend der Probe 225, aus einem 6 *m* mächtigen Paket, grauer und brauner, sandiger Mergel.
- 227: Aus der im Hangenden der Probe 226 anstehenden, 1,5 *m* mächtigen Kalksandsteinbank.
- 228: Wenige Meter hangend der Probe 227, aus mittelsteil N-fallenden, stahlgrauen bis braunen, sandigen Mergeln.
- 229: Linkes Achufer, 100 *m* N der Probe 228, W von B.km 13,2, aus einem dichten kalkigen Sandstein.
- 230: 50 *m* N der Probe 229, aus dem hellgrauen, grob- bis mittelkörnigen Sandstein der granitischen Molasse.
- 231: Rechtsufrig, etwa 400 *m* hangend der Probe 230, knapp O der Rotachmündung, bei B.km 12,5, aus einem Arkosesandstein mit sehr gut erhaltenen verkohlten Pflanzenresten<sup>1)</sup>. Die Sandsteine weisen Kreuzschichtung und gelegentlich Geröll-einstreuungen auf.
- 232: Bei B.km 11,7, aus einem violettrotten bis dunkelbraunen und graugrünen Mergel, der sich in 20° NNW-fallenden Sandsteinen der granitischen Molasse eingeschaltet findet. An die 70 *m* liegend der Probe 232 zeigen sich bei B.km 12,0 35° N-fallende, an Pyritknollen reiche Arkosesandsteine mit schiefrigen Sandmergellagen.
- 233: Bei B.km 11,7, aus mürben, rosa gefärbten Mergelsanden, die mit mürben, graubraunen Sandsteinen wechsellagern.
- 234—235: 20 *m* W B.km 11,0, etwa 100 *m* hangend der Probe 233, aus 30° NNW-fallenden, granitischen Sandsteinen, die am Übergang zu *dm*-mächtigen, grauen Mergel-einschaltungen durch ihren Feldspatreichtum rosa gefärbt sind.
- 236: Bei B.km 10,6, aus etwa dem gleichen Niveau wie die Proben 234 und 235, aus weichen Mergelsandsteineinschaltungen im hellen Arkosesandstein.
- 237: Bei B.km 10,3, aus einer dünn-schichtigen, an bunten Feldspaten besonders reichen, Einschaltung innerhalb grauer granitischer Sandsteine.
- 238: Nächst H. St. Hälerau, zwischen B.km 10,1 und 10,2, aus einem 40° NW-fallenden Sandstein der granitischen Molasse.

<sup>1)</sup> Aus diesem Horizont führen C. Schmidt und F. Müller, 1911, S. 356, ein rund 50 *cm* mächtiges Kohleflöz an, das am linken Ufer, gegenüber der Rotachmündung beschürft worden ist. Auch bei der H.-St. Doren und bei Kennelbach sollen ähnliche Vorkommen gefunden worden sein.

Von den 14 hier aufgesammelten Proben führt Probe 226 einen Characeenrest. Von Dr. Bürgl auf B.km 11,8 entnommenes Material (entspricht etwa Probe 231) zeigt ebenfalls Characeen, darunter *Chara meriani meriani* Unger. Umgelagerte Foraminiferen konnten in der granitischen Molasse nicht mehr festgestellt werden.

## 2. Das Molasseprofil am Wirtatobel

(Tafel XXIV, Profil 2)

Die Erforschungsgeschichte, angefangen von A. R. Schmidt (1879) und Gümbel (1896) bis A. Heim, E. Baumberger, H. Stehlin, F. Fussenegger (1928)<sup>1)</sup>, bekundet uns, daß in diesem Profil eines der bedeutendsten miozänen Molasseprofile vorliegt.

Beim Eintritt in das Tobel quert man eine noch an die 300 m mächtige, durchwegs sanft N-fallende Serie der aquitanen „granitischen“ Molasse, vielfach feldspatreiche Arkosesandsteine mit vorwiegend braunen Mergelsandzwischenlagen.

Eine nur wenige Meter mächtige Konglomeratbank, die am Fuße des Steilabfalles in 480 m SH ansteht, stellt nach A. Heim (1928, S. 9) das Basiskonglomerat der marinen Sandsteine des Burdigals dar. Die Tatsache, daß sich bereits hierin vor allem Flyschgerölle zeigen, weist darauf hin, daß sich der Flysch mit Beginn des burdigalen Transgressionszyklus schon nahe dem Alpenrand befunden hat.

G. Woletz (S. 317) bestätigt diese Grenzziehung auf dem Wege der Schwermineralanalyse: Mit dem Sandstein im unmittelbaren Hangenden der Basiskonglomerate setzen schlagartig die epidotreichen Proben des Burdigals ein. Nachdem einerseits der Sandstein dem des Aquitan sehr ähnlich ist und anderseits nach R. Oberhauser (S. 316) erst in der Flözregion, nahe der Burdigal-Helvet-Grenze, eine autochthone Mikrofauna beobachtet werden kann, ist diesem Unterscheidungsmerkmal besonderer Wert zuzulegen. Nur insofern ist im Gelände eine Abweichung zwischen den beiden Ablagerungen gegeben, als die aquitanen Sandsteine im Gegensatz zu den etwas mergelreicheren burdigalen Sandsteinen durchwegs mit schärferen Flächen von ihren Mergel einschaltungen getrennt erscheinen.

Die überlagernde, an die 50 m mächtige, marine Nagelfluh entspricht nach A. Heim jener des Kanzelfelsens. Gegen das Hangende nehmen darinnen hellgraue bis blaßrote Sandsteinzwischenlagen an Zahl und Mächtigkeit zu, bis sie schließlich gegenüber den Nagelfluhlagen überwiegen. Erst nahe der Brücke über das Wirtatobel treten innerhalb der wechsellagernden Serie von geröllführenden Sanden, quarzreichen Sandsteinen und an verkohltem Pflanzenhäcksel reichen Mergeln mehrere Bänke der bunten Nagelfluh auf. Sie kann mit A. Heim der Gebhardsbergnagelfluh gegenübergestellt werden.

Die Regression im höheren Burdigal kennzeichnet auch die in der Hangendserie durch das Wirtatobel-Pechkohlenflöz offenbar werdende Süßwasserbildung. Mit A. Heim sehen wir hierin den Grenzhorizont zwischen Burdigal und Helvet.

<sup>1)</sup> Die Publikation von Th. Vollmayr (1955) war uns leider nicht zugänglich.

Der Graben des Sägebaches, der das Wirtatobel von der Mühle Wirtatobel gegen N verlängert, schneidet tief in das durch rotes Bindemittel bunt gefärbte Strandkonglomerat des Helvet ein.

Die Grenze zwischen dem hier an die 400—500 *m* mächtigen Helvet und dem Torton ist im Profil etwa 150 *m* N der Säge Reichart etwa dort erreicht, wo die liegenden bunten Nagelfluhbänke mit ihren Kalksandsteinzwischenlagen den Unteren Silvanaschichten der Oberen Süßwassermolasse Platz machen. Am Übergang zeigen sich vornehmlich sandige, rostbraune, untergeordnet hellgraue und bläulichgraue Mergel mit ebenso gefärbten, dünnen Kalksandsteinzwischenlagen. Eine 5 *m* mächtige Nagelfluhbank schaltet sich noch zwischen diesen Schichten und der Hangenden, etwa 200 *m* mächtig werdenden, terrestrischen Mergelserie („Flinz“) ein.

Die grüne bis blaugrüne Farbe der Mergel ist nach G. Abele, B. Fuchs und W. Stephan (1955, S. 46) der Reduktion der Eisenverbindung unter Wasser zuzuschreiben, während ihr rostbrauner Farbton durch Verwitterung an der Erdoberfläche entstanden sein dürfte.

Die überlagernden mächtigen Konglomerate mit ihren Sandstein- und Mergellagen entsprechen nach A. Heim (1928, S. 7) der Klausen-Nagelfluhrippe bei Bregenz. Sie bestehen im wesentlichen aus Flyschgeröllen (vgl. Schmidt-Thomé u. O. Ganss, 1955, S. 23).

Das Wirtatobelprofil wird durch folgende vom Liegenden zum Hangenden gehende Proben belegt:

- 239: An der Wirtatobelmündung in das Bregenzer Ach-Tal, aus einem hellen Arkose-sandstein der granitischen Molasse.
- 240: Im Tobel, 300 *m* N der Mündung in die Ach, etwa 20 *m* hangend der Probe 239, aus einem 30° gegen N-fallenden, glimmerreichen, granitischen Sandstein.
- 241: 500 *m* N der Wirtatobelmündung, etwa 50 *m* hangend der Probe 240, aus einem 30° NNW-fallenden, grauen Sandstein.
- 242: 300 *m* W der Probe 241, etwa 30 *m* hangend davon, aus 30° NNW-fallenden, braunen, untergeordnet, graugrünen sandigen Mergeln mit bis ½ *m* mächtigen Mergelsandsteinzwischenlagen.
- 243: 150 *m* NW der Probe 242, aus einem 20° NNW-fallenden, grauen, mürben Mergel-sand.
- 244: Unmittelbar hangend 243, aus einem 3 *m* mächtigen, graubraunen Arkosesandstein der granitischen Molasse. Zahlreiche rote Feldspate sind enthalten.
- 245: Am Steilabfall des Wirtatobels, aus einem 50 *m* mächtigen, undeutlich gebankten Sandsteinpaket im Hangenden einer 2—4 *m* mächtigen Nagelfluhbank, welche die Grenze zwischen Aquitan und Burdigal bildet. Die bis faustgroßen Gerölle bestehen vornehmlich aus Flyschsandstein.
- 246: 50 *m* hangend der Probe 245, aus einem mächtigen grauen, fossilereichen Sandstein, der durch seinen Gehalt an roten Feldspatkörnern noch an die Sandsteine der granitischen Molasse erinnert.
- 247: Im Tobel, in etwa 540 *m* SH, aus dem roten, kalkig-sandigen Bindemittel eines verstürzten Konglomerates, das etwa 50 *m* mächtig sein dürfte. Es ist die Hauptnagelfluhbank des Kanzelfelsens (vgl. A. Heim, 1928, Taf. I), deren Komponenten bis kopfgroß sind.
- 248: Etwa 50 *m* hangend von Probe 247, aus einem 23° N-fallenden, *m*-gebankten, mürben, braunen Sandstein mit intensiv roten, tonigen Zwischenlagen, als Einschaltung in der Hauptnagelfluhbank. Gegen das Hangende werden die Sandsteineinschaltungen offenbar mächtiger und zahlreicher.
- 249: An der Straße von der Wirtatobelbrücke zum Stollen, aus einem grauen, sandigen Mergel.
- 250: An der Weggabelung nächst der Brücke Wirtatobel, wenige Meter hangend der Probe 249, aus einem 10° WNW-fallenden, dünn-schichtigen, grauen, glimmerreichen Mergelsand.

- 251: 30 m S der Brücke über das Wirtatobel, aus einer bunten, tonig-sandigen Einschaltung an der Basis der Nagelfluhlagen. Die leicht verkitteten Sande beinhalten Flyschgerölle. Die Probe ist etwa aus dem gleichen Niveau wie Probe 249.
- 252: An der Straße SO der Säge am Wirtatobel, aus einem 23° gegen NNW-fallenden, blaßroten, glimmerreichen, kalkigen Sandstein, dem gegen das Hangende folgen: 10 m Sandstein, eine Konglomeratbank mit buntem Bindemittel, 5 m Sandstein, 6 m Konglomerat, 15 m grauer, gebankter Mürbsandstein mit bunten, sandigen Schieferzwischenlagen, 5 m Konglomerat, 1 m dm-gebankter Sandstein, 5 m harter Kalksandstein.

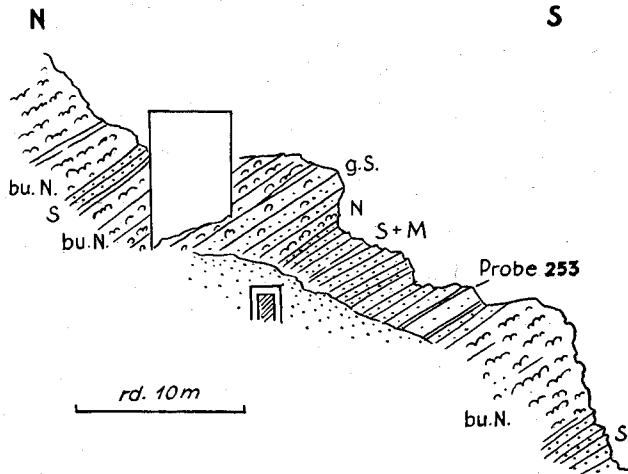


Abb. 4: Die burdigale Molasse an der Wirtatobelbrücke. (bu.)N = (bunte) Nagelfluh, (g.)S = (geröllführender) Sandstein, S+M = quarzreiche Sandsteine, wechsellagernd mit z. T. bunten, an verkohlten Pflanzenresten reichen Mergeln.

- 253—256: Unmittelbar liegend des Kohleflözes, u. zw.:
- 253: Unter der Wirtatobelbrücke, wenige Meter liegend des an dieser Stelle angenommenen Flözes, aus einem 20° NNW-fallenden, dünn-schichtigen, bunten Mergelsand (siehe Abb. 4).
- 254: Am Stollenmundloch unter der Wirtatobelbrücke, aus einem braunen Sandstein, dessen Schichtflächen Rippelmarken aufweisen.
- 255: Unmittelbar hangend der Probe 254, aus einem sanft N-fallenden, glaukonitführenden, quarzreichen Sandstein innerhalb glimmerreicher Sandsteine.
- 256: Wenige Dezimeter hangend der Probe 255, aus einem sanft N-fallenden, grauen, glimmerreichen Tonmergel mit verkohlten Pflanzenresten und mit Schneckenschalen.
- 257—259: Vom Flözhorizont, an der Einzeichnung „Stollen“ auf Blatt 1:25.000, Sektion 4943/4, u. zw.:
- 257—258: Aus 25° NNW-fallenden, dünn-schichtigen, grauen, sandigen Mergeln.
- 259: Aus einem hellgrauen, schiefrigen Mergelsandstein mit glimmerbelegten Schichtflächen.
- 260—262: Aus dem unmittelbaren Hangenden des Flözes, u. zw.:
- 260: Einige Meter hangend von Probe 253, aus grauen und bunten Mergelsanden.
- 261: Wenige Meter W der Brücke über das Wirtatobel, aus dem 20° gegen NNW fallenden, hell-bräunlichgrauen, quarzreichen Sandstein.
- 262: Östlich der Autobushaltestelle, wenige Meter hangend der Probe 261, aus einem 1,5 m mächtigen, violettrotten, zum Teil geflammt Sandstein. Wie der Sandstein linsenförmige Konglomerateinschlaltungen aufweist, so zeigen sich in der hangenden Nagelfluhbank bunte Sandsteinlinsen. Zwischen der mit scharfer Grenze einsetzenden Nagelfluh und dem Sandstein greift gegen O eine Mergelsandzunge vor.
- 263: Am Sägebach, in etwa 720 m SH, aus einer 20° N-fallenden, 70 cm mächtigen Sandsteineinschlaltung im bunten Grobkonglomerat.

- 264: Nahe Grasreith, am linken Bachufer, etwa 100 m N der Probe 263, aus einer *dm*-mächtigen, violettroten, schiefrigen Mürbsandsteinlage zwischen einer *dm*-mächtigen, hellen Sandsteinbank im Liegenden und einer Nagelfluhbank im Hangenden. Die Gerölle, hauptsächlich Flyschsandsteine, sind bis über kopfgroß und werden durch ein rotes, kalkig-toniges Bindemittel zusammengehalten.
- 265: Am Sägebach, in 760 m SH, aus einer 70 cm mächtigen, rostbraunen, grobkörnigen Kalksandsteinbank innerhalb der bunten Nagelfluh.
- 266: Im Bachbett SW der Säge Reichart, K. 784, bei der Übersetzung des Fahrweges auf das rechte Ufer, aus einem dünn-schichtigen Sandstein.
- 267: 150 m N der Säge Reichart, aus einem vorwiegend rostbraunen, untergeordnet hellgrauen und bläulichgrauen Mergel mit *dm*-mächtigen Einschaltungen hellbraun anwitternder, grünlich bis bläulichgrauer Kalksandsteine, überlagert von einer 30° gegen NNO-fallenden, 5 m mächtigen Nagelfluhbank. Hier liegt ungefähr die Helvet-Torton-Grenze.
- 268: Aus den *dm*-mächtigen Kalksandsteinlagen in den Mergeln der Probe 267.
- 269: An der zweiten Brücke, S der Kote 827, aus rotbraunen, grünlichgrau durchmengten, sandigen Mergeln („Flinz“) der Oberen Süßwassermolasse (Silvanaschichten).
- 270: Tieftobel, 150 m N Kote 827, aus 20° NNW-fallenden, rostbraun bis rot durchmischten, grauen Kalksandsteinen.
- 271: Tieftobel, etwa 100 m N der Probe 270, aus einem rostbraunen Sandstein mit ebenso rostbraun verwitterten, bis zu kopfgroßen Flyschsandsteingeröllen.

Die dem Aquitan und dem Torton entstammenden Proben des Molasseprofils am Wirtatobel sind fossilleer. Lediglich im Bereich der Flözregion, um die Burdigal-Helvet-Grenze, zeigen 7 Proben sehr kleinwüchsige, autochthone Faunen von schlechtem Erhaltungszustand. Es handelt sich um eine kümmerwüchsige *Cibicides*-*Elphidien*-*Rotalien*-Fauna, die kaltes, schlammiges Seichtwasser bewohnt haben dürfte. Ostracoden und Lageniden, außer der Gattung *Lagena*, fehlen.

Probe 250: *Nonion* aff. *commune* Orb.

*Cibicides* aff. *boueanus* (Orb.)

*Cibicides cryptomphalus* (Reuss)?

*Rotalia beccarii* (Linné)

*Bulimina elegans* Orb. (2mal)

*Trifarina bradyi* Cushman (1mal)

*Globigerina bulloides* Orb.

usw.

Probe 253: *Nonion* aff. *commune* Orb.

*Nonion* sp.

*Elphidium* cf. *minutum* (Reuss)

*Elphidium* cf. *fichtelianum* (Orb.)

*Elphidium* sp.

*Lagena striatula* (Egger)

*Lagena* cf. *alata* (Reuss)

*Cibicides* aff. *boueanus* (Orb.)

*Cibicides cryptomphalus* (Reuss)?

*Cibicides* sp.

*Rotalia beccarii* (Linné)

*Bulimina* aff. *elongata* Orb.

*Angulogerina angulosa* (Williamson) (1mal)

*Trifarina bradyi* Cushman (1mal)

*Bolivinooides* aff. *concinna* Knipscheer u. Martin

*Globigerina bulloides* Orb.

*Globigerina triloba* Reuss

usw.

- Probe 254: *Cibicides* sp. (?)
- Probe 256: *Elphidium fichtelianum* (Orb.)  
*Elphidium* cf. *minutum* (Reuss)  
 usw.
- Probe 258: *Nonion* sp.  
*Elphidium* cf. *minutum* (Reuss)  
*Elphidium* cf. *fichtelianum* (Orb.)  
*Elphidium* sp.  
*Cibicides* sp.  
*Globigerina bulloides* Orb.  
 usw.
- Probe 260: *Elphidium* sp. (1mal)
- Probe 262: *Nonion* aff. *commune* Orb.  
*Elphidium* aff. *flexuosum* (Orb.)  
*Elphidium* sp.  
*Cibicides* aff. *boueanus* (Orb.)  
*Cibicides lobatulus* (J. u. P.)  
*Discorbis squammula* (Reuss)  
*Rotalia beccarii* (Linné)  
 usw.

### 3. G. Woletz: Schwermineraluntersuchung

Für die Untersuchung wurden feinsandige Schichten ausgewählt. Sie enthalten in der Feinsandfraktion von 0,05 bis 0,1 mm nur wenig oder mäßig viel Schwerminerale. Unter diesen Schwermineralen ( $d = \text{über } 2,8$ ) sind die durchsichtigen in der Überzahl, die opaken treten dagegen zurück. Chlorit erreicht nur manchmal hohe Werte. In vielen Proben ist wenig Glaukonit vorhanden. An Neubildungen im Sediment ist fallweise Baryt zu verzeichnen.

Die für die Charakteristik wichtigen „übrigen durchsichtigen Schwerminerale“ sind hauptsächlich Granat, daneben Zirkon, Apatit, wenig Rutil, Turmalin, Staurolith, selten Chromit und in gewissen Horizonten Epidot.

Innerhalb der oligozänen Schichtglieder, vom Rupel bis zum Aquitan, sind Schwankungen im gegenseitigen Zahlenverhältnis von Granat, Zirkon und Apatit festzustellen. Sie scheinen durch lokale Einflüsse bedingt zu sein, wie auch in anderen Abschnitten des Molassetroges, und sind daher nicht als Kriterien für Horizontierungen zu verwenden.

Zu der im Oligozän herrschenden Schwermineralgesellschaft tritt im Burdigal noch der Epidot hinzu. Damit ist in diesem Abschnitt der Molasse ein auffallendes Merkmal für die Änderung der Sedimentation an der Wende Oligozän/Miozän gegeben.

Aus den darüberliegenden Helvet- und Tortonablagerungen wurden nur wenige Proben untersucht. Es zeigt sich eine Schwermineralgesellschaft, in der Granat herrscht. Daneben sind Zirkon, Rutil, Turmalin in deutlichen Mengen und wenig Apatit und Staurolith vorhanden.

In der folgenden Tabelle seien einige Beispiele angeführt, die aus 39 Analysen ausgewählt wurden.



Torton:	
268, 150 m N Säge Reichart, am Sägebach, hell graugelber Kalksandstein, hart	
265, am Sägebach, in 760 m SH, hell ockerfarbiger, grobkörniger Sandstein, kalkig, hart .....	
Helvet:	
263, am Sägebach, in etwa 720 m SH, hell gelbgrauer, mittelkörniger Sandstein, kalkig .....	
261, wenige Meter W der Brücke über den Wirtatobel, hell bräunlichgrauer, mittelkörniger Sandstein, kalkig, dünn-schichtig .....	
Burdigal:	
252, an der Straße SO der Säge am Wirtatobel, hell graurosa feinkörniger Sandstein, kalkig .....	
Straße S Fluh, hellgrauer feinkörniger Sandstein, kalkig, etwas Glimmer, mürb	
Kurve W Wirtatobel, S Fluh, über dem Kanzelfelsen-Konglomerat hellgrauer und schwach grünlicher Sandstein, feinkörnig, kalkig, etwas mürb .....	
245, am Steilabfall des Wirtatobels, hellgrauer, feinkörniger Sandstein, kalkig ..	
Oligozän:	
230, linkes Ufer, W zwischen B.km 13,1 und 13,2, hellgrauer, grob- bis mittelkörniger Sandstein, kalkig mit bis 4 mm großen Tonmergelfetzen .....	
229, W von B.km 13,2, hellgrauer, feinstkörniger Sandstein, kalkig, hart .....	
217, bei B.km 14,1, hellgrauer, feinkörniger Sandstein, dünnbankig, kalkig .....	
190, bei B.km 16,3, hell braungrauer, feinkörniger Sandstein, kalkig .....	
124 a, bei B.km 20,2, rotbrauner, feinstsandiger Mergelkalk .....	
100, bei B.km 21,0, mittelgrauer, feinstsandiger Mergelkalk .....	
Schmiedlebach, E-Werk Egg, hell bräunlichgrauer, grobkörniger Sandstein, kalkig	
Die Nummern der Proben stimmen mit den Nummern der Profilbeschreibung überein.	
<b>Erklärung der Abkürzungen in der Tabelle:</b>	
Schwermineralmengen in der Fraktion 0.1—0.05 mm.	
sehr wenig .....	unter 1%
wenig .....	zirka 1— 3%
mäßig viel .....	zirka 3— 6%
viel .....	zirka 6—10%
sehr viel .....	über 10%
(Die Mengen wurden in Stichproben gewogen, sonst geschätzt.)	

Tabelle 6: Schwermineral-Verteilung

Schwer- mineral- mengen in der Fraktion 0.1—0.05	Schwerminerale 100%					„übrige durchsichtige Minerale“ = d M 100%										
	Op	BC	Gl	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Ep	St	Cd	Ho
wenig	44	1			55		42	12	32	10	2			2		
mäßig viel	42				58		49	10	28	6	2			5		
mäßig viel	35	+	+		64		67	7	16	5	1			4		
mäßig viel	18	1	2		79		80	4	8	4	1			3		
viel	16	+			83		20	3	5	2	10		57	3		
viel	14	2			84		49	1	2	1	10	1	35	1		
sehr viel	19	1	1		79		33		3	2	13		46	2		+
viel	25	5	2		68		43	1	8	2	10		34	2		
viel	13	3			84		89	+	4	1	3			2		+
sehr wenig	10	24			66		52	+	13	4	29			+		+
mäßig viel	10		+	65	24		61	9	18	7	4			1		
mäßig viel	15	+	+		84		75	8	9	5	2			1		
wenig	46	6	2		46	+	43	7	32	10	7					+
sehr wenig	64		1	8	27		48	6	39	1	5			1		
mäßig viel	13	2			85		74	1	7	5	5			7	1	

Op ..... opake Körner  
 BC ..... Biotit + Chlorit  
 Gl ..... Glaukonit  
 Ba ..... Baryt  
 dM ..... übrige durchsichtige  
 Minerale

} zusammen  
 100%

Cr ..... Chromit  
 Gr ..... Granat  
 Ru ..... Rutil  
 Zi ..... Zirkon  
 Tu ..... Turmalin  
 Ap ..... Apatit  
 Ti ..... Titanit  
 Ep ..... Epidot  
 St ..... Staurolith  
 Cd ..... Chloritoid  
 Ho ..... Hornblende

} „übrige  
 durch-  
 sichtige  
 Minerale“,  
 zusammen  
 100%

+ in den Zahlenreihen bedeutet: weniger als 1%.

in Molasse-Sandsteinen.

### Zusammenfassung

Im Bregenzer-Ach-Tal ist bei Egg ein etwa 100 *m* mächtiges Paket steil N-fallender, Ostracoden-führender Tonmergel und Sandsteine des Rupel freigelegt. Vom südlichsten Aufschluß bis zum moränenbedeckten Kontakt mit den Gesteinen des Alpennordrandes, in unserem Falle den Mergeln des Helvetikums, sind es gegen S noch an die 250 *m*. Über der Gesteinsserie der Tonmergelzone liegt mit gleichsinnigem Einfallen die Bausteinzone des Rupel-Chatt-Grenzbereiches.

Gegen N folgt eine 5 *km* breite, mit den chattischen, limno-fluviatilen Weißbachschichten erfüllte Großmulde, welche durch die Tuppener Antiklinale in 2 Teilmulden, die Hofer und die Lingenauer Teilmulde, gegliedert ist. Die südlicher gelegene, 1 *km* breite Hofer Teilmulde zeigt einen steil N-fallenden, mehrfach gestörten S-Flügel, der an die 250 *m* mächtig ist und einen etwa doppelt so mächtigen, mittelsteil S-fallenden N-Flügel. Der O—W streichenden Muldenachse folgt eine Längsstörung.

Einen noch auffallenderen asymmetrischen Bau besitzt die Lingenauer Teilmulde, deren S-Flügel an die 400 *m* mächtig ist und deren N-Flügel, ungeachtet einer im Bereich der H.-St. Langenegg möglichen Verschuppung, eine etwa 2300 *m* mächtige Serie aufweist. Die Asymmetrie mag in beiden Fällen Folge des während der Faltung gegen N wandernden Sedimentationsraumes sein. Die gegen N abklingende Bewegungsintensität kann der in dieser Richtung ruhiger werdenden Sedimentation abgeleitet werden.

Die Weißbachschichten dieses Profilabschnittes zeigen umgelagerte Groß- und Kleinforaminiferen aus dem Alttertiär (Helvetikum?), darunter vorwiegend Globigerinen. Auch finden sich Faunenelemente aus der Oberkreide, wahrscheinlich aus dem Helvetikum, und Flyschsandschaler eingestreut, die zusammen kaum ein Prozent der gesamten umgelagerten Foraminiferen ausmachen. Das Näherrücken der Flyschdecken wird durch das erstmalige Auftreten von Flyschsandschalern in den Weißbachschichten des N-Flügels der Lingenauer Teilmulde veranschaulicht.

In den Weißbachschichten macht sich gegen die Bausteinzone, welche S der Weißbachmündung die nördliche Unterlage bildet, ein Fazieswechsel bemerkbar. Die mit Tonmergel verschuppte, gegen N zunehmend steil S-fallende Bausteinzone ist etwa 200—250 *m* mächtig. Sie ist nächst des Bleigrabens den vorwiegend steil SSO-fallenden, etwa 1500 *m* mächtigen Sandsteinen und Mergeln der nördlichen, alpenrandfernen Zone der Weißbachschichten aufgeschoben, in welcher umgelagerte Foraminiferen bereits sehr selten werden. Hingegen treten hier autochthone Characeen auf.

Am „Antiklinalscheidel“ von Doren findet die steil S-fallende Serie der Weißbachschichten anormalen Kontakt mit den von hier bis zum nördlichen Ende unseres Profils nur mehr in nördlicher Richtung einfallenden Molasseablagerungen. Nach einer etwa 300 *m* mächtigen Übergangsserie überlagern die einförmigen, hellen, aquitanen Sandsteine der „granitischen“ Molasse. In etwa 1600 *m* Mächtigkeit nehmen sie bis N der Wirtatobelmündung eine 3 *km* breite Zone ein. Während umgelagerte Foraminiferen in unseren Proben aus der „granitischen“ Molasse fehlen, finden sich vereinzelt Characeenreste.

Die Aquitan-Burdigal-Grenze wird im Wirtatobel nach A. Heim durch eine nur wenige Meter mächtige Konglomeratbank gekenn-

zeichnet. Ihre Flyschkomponenten mögen andeuten, daß mit Beginn des burdigalen Transgressionszyklus die Flyschdecken dem Alpenrand nahe lagen.

Wie aus den Schwermineralspektren ersichtlich, stellt sich im Gegensatz zu den Spektren älterer Sandsteine nun ganz unvermittelt ein Epidot-reichtum ein. Er ist in unserem Profil für das gesamte burdigale Schichtpaket kennzeichnend.

Im höheren Burdigal kommt die nun einsetzende Regressionsphase durch zunehmend mächtige Nagelfluheinschaltungen und durch das Pechkohleflöz des Wirtatobels zum Ausdruck. Mit A. Heim legen wir in die Flözzone die Grenze Burdigal-Helvet. Die vorwiegend grauen, meist glimmerreichen Mergelsande dieses Bereiches führen eine kümmerwüchsige Cibicides-Elphidien-Rotalien-Fauna.

Das sanft N-fallende, 400—500 m mächtige, fast ausschließlich aus Flyschgeröllen bestehende, bunte Strandkonglomerat des Helvet wird schließlich von ebenso sanft N-fallenden tortonen Süßwasserablagerungen überdeckt.

#### Literatur:

Abele, G., Fuchs B. u. Stephan W.: Die westliche bayerische Vorlandmolasse. Erl. z. geol. Übersichtskarte d. süddeutschen Molasse, 1: 300.000, München 1955.

Aberer, R. u. Braumüller, E.: Die miozäne Molasse am Alpenordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. Jb. Geol. B. A., 92, Wien 1948.

Baumberger, E.: Bivalven aus dem südalpinen Stampien des Vorarlbergs, mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems. Eclog. Geol. Helv., 30, Lausanne 1937.

Blumrich, J.: Das Kohlenvorkommen im Wirtatobel bei Bregenz. 13. Jahresber. d. k. k. Staatsgymn. Bregenz 1908.

Büchi, P. U. u. Knipscheer, H. C. G.: Zur Geologie der Oberen Meeresmolasse von St. Gallen. Eclog. Geol. Helv., 48, Basel 1955.

Fahrion, H. u. Straub, E. W.: Die Mikrofossilien der Molasse aus der Bohrung Scherstetten 1. Geologica Bavarica, 24, München 1955.

Ganss, O., Schmidt-Thomé P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. Z. Dsch. Geol. Ges., 105, Jg. 1953, Hannover 1955.

Görlich, F.: Ostracoden der Cytherideinae aus der tertiären Molasse Bayerns. Senckenbergiana, 34, 1953, S. 137.

Grill, R. u. Waldmann, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jb. Geol. B. A., 94, Wien 1951.

Hagn, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. Geologica Bavarica, 5, München 1950.

Hagn, H. u. Hölzl, O.: Zur Grenzziehung Katt/Aquitain in der bayerischen Molasse. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1954, Stuttgart 1954.

Hagn, H. u. Zeil, W.: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate in Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und ihre Bedeutung für die Paläographie der subalpinen Molasse. Geol. Jb. 69, Hannover 1955.

Heim, A., Baumberger E., u. Stehlin H. G.; Fussenegger S.: Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. V. Schw. naturf. Ges. Zürich, 73, 1928.

Heim, H.: Zum Problem der Alpenmolassekontakte. Eclog. Geol. Helv., 25, Lausanne 1932.

Janoschek, R.: Die Molassezone. In: „Erdöl in Österreich“, Verl. Natur und Technik, Wien 1957.

Kordiuk, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassegebirges. Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., H. 187, Berlin 1938.

Kraus, E.: Zur Baugeschichte des Alpenvorlandes. Z. Dsch. Geol. Ges., **102**, Hannover 1951.

Muheim, F.: Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. Ecol. Geol. Helv., **27**, Zürich 1934.

Richter, M.: Über die Untere Meeresmolasse zwischen Lech und Rhein. Zbl. Min. usw., Jg. 1925, B, S. 309—314, Stuttgart 1925.

Schmidt, C. u. Müller, F.: Die Kohleflöze in der Molasse bei Bregenz. Zsch. f. prakt. Geol., H. 10, **19**, 1911.

Schmidt-Thomé, P. u. Ganss O.: Die subalpine Molasse zwischen Bodensee und Salzach. Erl. z. geol. Übersichtskarte d. süddeutschen Molasse, 1: 300.000, München 1955.

Straub, W. W.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm. Geol. Jb., **66**, Hannover 1952.

Tollmann, A.: Die Mikrofauna des Burdigals von Eggenburg (N. Ö.). Sitz.-Ber. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Abt. I, **166**, Wien 1957.

Voll, G.: Zur Mechanik der Molasseverformung. Geologica Bavarica, **17**, München 1953.

Vollmayr, Th.: Die gefaltete Molasse zwischen Iller und Rhein. Dahlgrün-Festschrift, Hannover 1955 b.

Wanner, J.: Das Allgäuer Molasse- oder Nagelfluhgebirge. Verl. G. Holzner, Weiler im Allgäu, 1952.

Wieseneder, H.: Petrographische Analyse der Sedimentationsabfolge in der nord-alpinen Saumtiefe Ober- und Niederbayerns. N. Jb. f. Min. usw., Abt. B, **88**, Stuttgart 1944.

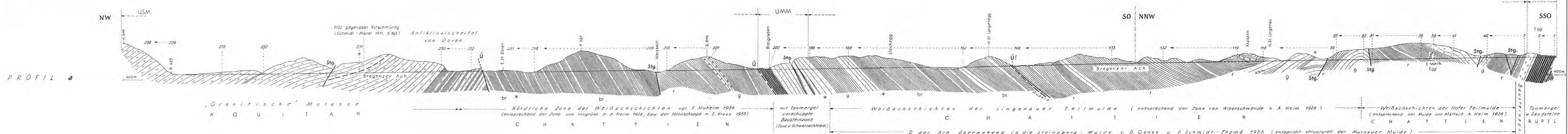
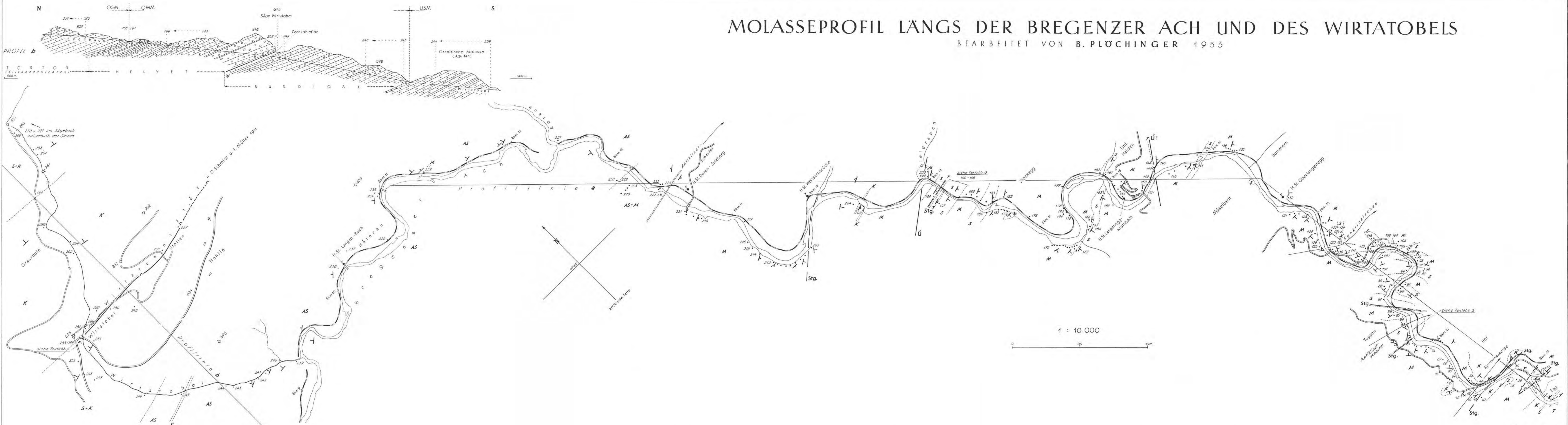
Zöbelein, H. K.: Funde von Land- und Süßwasserschnecken in der chattischen und aquitanischen Bunten Molasse des bayerischen Allgäus. Z. Dsch. Geol. Ges., **105**, Hannover 1955.

Zöbelein, H. K., Görlich, F. u. Knipscheer, H. C. G.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. Abh. d. Hess. Landesamtes, H. 23, Wiesbaden 1957.



# MOLASSEPROFIL LÄNGS DER BREGENZER ACH UND DES WIRTATOBELS

BEARBEITET VON B. PLÖCHINGER 1953



### LEGENDE:

- Vorwiegender Gesteinsbestand:**
- Tonmergel
  - Mergel mit Mergelsand u. Kalksandsteinlagen
  - Sandsteine i.a.
  - vorw. Arkose-Sandsteine
  - Konglomerate
- Vorherrschender Farbton in der „bunten Molasse“ der Weißbachschichten:**
- g - grau
  - br - braun
  - r - rot
- Stratigraphische Einheiten:**
- OSM - Obere Süßwassermolasse
  - OMM - Obere Meeressmolasse
  - USM - Untere Süßwassermolasse
  - UMM - Untere Meeressmolasse
- Geologische Zeichen:**
- Ü - Überschiebung
  - Stg - Störung
  - 1-271 - Probenentnahmestellen
  - \* - Fundstellen von Pflanzenfossilien
  - Bkm 9-21 - Bahnkilometer
  - ∠ -30°
  - ∠ -60°
  - ∠ -90°
  - ∠ -steilger



# Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern

Von Günther Frasl \*)

Mit 1 Tafel (XXV) und 4 Abb. im Text

## Inhalt

Zusammenfassung .....	324
Vorwort und Einführung .....	324
Die bisherige Entwicklung der Stratigraphie .....	329
Die neue Seriengliederung .....	341
<b>I. Die jüngeren Serien</b>	
Serie C: Die „Wustkogelserie“ — (? permisch-skythisch) .....	343
Serie D: Die Karbonatgesteine der Trias .....	349
Serie E: Die Bündnerschiefer-Serie .....	353
Die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer .....	354
Die Dolomitbreccien .....	357
Die Quarzite .....	359
Die jungen schwarzen Phyllite (= Rauriser Phyllite) .....	361
Zur Abtrennung einer eigenen „Schwarzkopffolge“ .....	367
Die hellen Chloritoidschiefer der „Brennkogeldecke“ .....	368
Die Bündnerschiefergneise .....	369
Dolomite .....	372
Radiolarit und ? Aptychenkalk .....	374
Die mesozoischen Ophiolithe .....	374
Die Prasinite, Grünschiefer und Gabbroamphibolite .....	376
Die eklogitischen Gesteine .....	382
Serpentine .....	384
Die Grundzüge der Schichtfolge im Mesozoikum des Glocknergebietes .....	386
Überblick über die mesozoische Schichtfolge des Fuscher- und Seidlwinkl- Rauriser-Tales .....	392
Die Bündnerschieferserie im Liegenden der Seidlwinkl-Trias .....	392
Die Seidlwinkl-Trias .....	394
Die Bündnerschieferserie im Hangenden der Seidlwinkl-Trias .....	395
Die Fuscher Schieferhülle .....	398
Die Existenzfrage einer eigenen „Sandstein-Brecciendecke“ .....	401
Das Mesozoikum im übrigen Gebiet der mittleren Hohen Tauern .....	403
<b>II. Die älteren, vormesozoischen Serien</b>	
Serie A: Altkristalline Gesteine .....	407
Serie B: Die „Habachserie“ — eine paläozoische Geosynklinalbildung .....	411
Die alten schwarzen Phyllite (= Habachphyllite) und ihre Ein- lagerungen .....	412
Muskowitquarzite und Paragneise sowie Hellglimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer .....	417
Kalkmarmor .....	418
Die metamorph gewordenen sauren Vulkanite samt den Por- phyrmaterialschiefern .....	421
Die metamorphen intermediären Magmatite .....	426
Die Metabasite .....	432
Serpentin, Peridotit und Pyroxenit .....	438
Sonstige, vorläufig der Habachserie zugerechnete Gesteine .....	441
Zur Altersfrage der Habachserie .....	442
Zusammenfassung der Seriengliederung .....	445
Zur Frage der Nordgrenze und der Südgrenze der Schieferhülle .....	448
Einführende Bemerkungen zum inneren Bau der mittleren Hohen Tauern .....	454
Literaturverzeichnis .....	466
Bemerkungen zu den Karten auf Tafel XXV .....	471

\*) Adresse: Doz. Dr. G. Frasl, Hochschule f. Bodenkultur, Wien XVIII, Gregor Mendel-Straße 33.



### Zusammenfassung

Es wird auf Grund der Übersicht über eine Reihe von schönen Vorarbeiten und auf Grund von jahrelangen eigenen Untersuchungen eine verbesserte Gliederung der bisher noch immer fossilereen Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern vorgelegt, wobei fünf stratigraphische Serien aufgestellt wurden, deren Umfang aus den Verbandsverhältnissen recht klar hervorgeht. Während das Alter der beiden ältesten Serien noch recht ungewiß ist, ist bei den jüngeren Serien bereits eine ungefähre Zuordnung zu gewissen Formationen möglich. Folgende Serien werden nun unterschieden:

- A. Zweitstufiges „Altkristallin“.
- B. Habachserie; eine Schwarzschiefer-Ophiolith-Serie mit z. T. saureren Effusivgesteinen — hauptsächlich Altpaläozoikum?
- C. Wustkogelserie; grünliche Schiefer-, Arkosegneis- und Quarzserie — z. T. Perm?, Skyth.
- D. Triadische Karbonatgesteinsserie;
- E. Bündnerschieferserie mit Ophiolithen; sie enthält große Mengen schwarzer Phyllite neben Kalkphylliten (Kalkglimmerschiefern), Quarziten, Dolomitreccien u. a. —? oberste Trias, Jura, Kreide?

Im Zuge der Seriengliederung wird auch auf einige schwach metamorphe Gesteinsarten besonders hingewiesen, deren Ausgangsmaterial geologisch interessant ist und die bisher noch gar nicht oder zu wenig beachtet worden sind: so z. B. besonders auf die stratigraphisch bedeutsamen Derivate saurer Vulkanite; auf ehemals intermediäre Vulkanite — wobei in einem Beispiel noch die ursprünglichen Blasenhöhlräume abgebildet sind —; auf grobophitische Diabasschiefer in der Habachserie und grobophitische, splitisierte Diabase, die zur Bündnerschieferserie gerechnet werden; schließlich auch auf Arkosegneise der Wustkogelserie und Arkosegneise der Bündnerschieferserie.

Schon die vorgelegte Seriengliederung, die eine spätere Verfeinerung zuläßt, führt zu einem Kartenbild, welches besonders durch das geschlossene Auftreten von Mesozoikum in der Glocknerdepression von den bisher gewohnten Vorstellungen absticht, welche dort eine ganz starke Verschupfung von Mesozoikum mit Paläozoikum annahmen. Daß dementsprechend auch in der Auffassung über den Baustil sowie in der Deckengliederung der mittleren Hohen Tauern gewisse grundsätzliche Änderungen notwendig sind, wird in einem Anhang begründet.

### Vorwort und Einführung

Im Gesteinsuntergrund der ganzen Hohen Tauern wird dem Zentralgneis (Granit- und Granodiorit-Gneis) traditionsgemäß die sogenannte Schieferhülle, also die Summe aller übrigen Gesteine, gegenübergestellt, und diese sind epi- bis mesozonal metamorph. Die Altersgliederung dieser somit völlig ungenetisch definierten Schieferhülle ist das Thema der hier vorliegenden Abhandlung, wobei in diesem Fall entsprechend dem Schwerpunkt der eigenen Untersuchungen nur der Mittelabschnitt der Hohen Tauern behandelt werden soll, also der Raum zwischen dem Gerlospaß oder dem Krimmler Achenal im Westen und der Linie Rauristal—Seidlwinkltal—Heiligenblut im Osten. Dieser Raum ist in Ost—West-Richtung

etwa 60 km lang und hat eine Breite von etwa 30 km, denn soviel Abstand ist zwischen dem Salzachtal im Norden und der anschließenden Matreier Zone im Süden. Da mir davon die Nordabdachung der Hohen Tauern weitaus besser bekannt ist, steht sie immer im Vordergrund der Betrachtung, doch könnten die dort gewonnenen Erfahrungen über die Seriengliederung auch auf das kleinere Gebiet der Südabdachung angewandt werden.

In den solchermaßen abgegrenzten mittleren Hohen Tauern befindet sich nicht nur der höchste Berg der Hohen Tauern, der Großglockner; auch durch die Großglockner-Hochalpenstraße und die gigantischen Kraftwerksanlagen des Kapruner Tales sind sie weit über die Grenzen unseres Landes bekannt. — Die mittleren Hohen Tauern besitzen aber auch einen Markstein in der Entwicklung der Alpengeologie, die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ aus dem Jahre 1935 und dazu die monographische Beschreibung des Baumaterials dieser Berge (1939), beide von H. P. Cornelius und E. Clar \*). Auch sonst ist in den mittleren Hohen Tauern in geologischer Hinsicht sehr intensiv geforscht worden, worüber der historische Abschnitt referiert.

Und nun, rund zwei Jahrzehnte nach dem Erscheinen der zitierten wegweisenden Darstellung über das Baumaterial des Großglocknergebietes, ist es endlich so weit, daß eine stratigraphische Seriengliederung aufgestellt werden kann, die für das ganze Gebiet der mittleren Hohen Tauern Geltung besitzt. Es ist auch endlich möglich, auf Grund der verschiedenen Detailstudien eine geologische Übersichtskarte über die ganzen mittleren Hohen Tauern im Maßstab 1:100.000 herauszubringen. Diese Karte faßt die Vielfalt der auftretenden Gesteine unter Abzug ihrer alpidischen Metamorphose zu geologischen Serien zusammen, wobei in einer Serie alle Gesteine vereinigt sind — ob Sedimentite oder Magmatite, ob Effusiva oder Intrusiva — die z. B. innerhalb einer Ära der Geosynklinalbildung oder etwa einer hauptsächlich kontinentalen Epoche entstanden sind. Nur bei der sogenannten „alkristallinen“ Serie wurde die höhere und allem Dafürhalten nach recht alte, jedenfalls voralpidische Metamorphose als wesentliches Serienmerkmal gewählt. Während z. B. die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar die einzelne Gesteinsart, wie z. B. den Prasinit, möglichst genau von jeder anderen Gesteinsart, wie dem Epidotamphibolit, dem Gabbroamphibolit, einem injizierten Prasinit oder Serpentin usw. abgrenzt, jedoch z. B. vor- und nachtriadische Quarzite in einer einzigen Signatur vereinigt, obwohl die Möglichkeit der altersmäßigen Zweiteilung der Quarzite bereits damals erkannt wurde — während also der bleibende Wert der Glocknerkarte besonders in seinem petrographischen Einteilungsprinzip verankert ist, wird hier einmal die andere Seite der Geologie in den Vordergrund der Betrachtung gestellt: die stratigraphische Serie. Beide Arten von Darstellungen, die mehr petrographische und die mehr stratigraphische geologische Karte haben nebeneinander ihren Sinn und ihre Daseinsberechtigung, und man braucht die petrographische Karte ebenso als Grundlage für eine zusammenfassende Seriengliederung, wie von dieser stratigraphischen Seriengliederung dann die weitere tektonische Gliederung

\*) Im folgenden werden die gemeinsamen Arbeiten von Cornelius und Clar in den Literaturhinweisen meist kurz als (C. u. C.) zitiert.

in Decken und Schuppen und damit ein großer Teil unserer Vorstellungen vom hiesigen Gebirgsbau abhängt.

Eine genaue Beschreibung der einzelnen Gesteine ist in den meisten Fällen nicht mehr notwendig gewesen, da auf die bereits vorhandenen Beschreibungen verwiesen werden konnte, in erster Linie auf die Glocknermonographie von Cornelius und Clar. Bei manchen Gesteinstypen konnte aber erst jetzt durch eine forcierte Suche nach Relikten der Schleier der Metamorphose so weit gelüftet werden, daß ihre Herkunft deutlich ablesbar ist, und diese Fälle, die in der Regel auch stratigraphisch sehr von Bedeutung sind, wurden etwas näher beleuchtet. Dazu gehören jene Grünschiefer, die z. B. nachweisbar aus ophitischen Diabasen oder aber aus ebensolchen Spiliten hervorgegangen sind. Dazu gehören auch die heute metamorph vorliegenden sauren Effusiva, die z. T. in Form von tuffitischen Einstreuungen auftreten und oft nur schwer erkennbar, aber auf jeden Fall maßgebend für die stratigraphische Einordnung der sie begleitenden Gesteine in eine vortriadische Serie sind. Dazu gehören schließlich auch die nun in den mittleren Hohen Tauern erstmalig erkannten, metamorph gewordenen intermediären Vulkanite, die serienmäßig u. a. mit gewissen sauren Vulkaniten zusammenhängen — und schließlich wurden auch Arkosegneise in zweierlei Serien u. a. m. beschrieben.

Noch immer ist in den mittleren Hohen Tauern kein einziges näher bestimmtes Fossil in jenen Gesteinen gefunden worden, die mit Sicherheit zur Schieferhülle gerechnet werden können. Erst in den Randzonen, deren genaue Abgrenzung und tektonische Bedeutung derzeit noch diskutiert wird, sind vereinzelte Fossilfunde geglückt. So ist also die stratigraphische Gliederung der eigentlichen Schieferhülle noch immer von der Beobachtung des inneren Serienzusammenhanges und von Vergleichen dieser Serien mit ähnlichen und im Alter bereits besser fixierten Serien der Alpen abhängig.

Eines der ersten Ziele der hiesigen geologischen Forschung war es deshalb, den Schleier der Metamorphose zu durchschauen und so weit als nur möglich das Ausgangssubstrat zu erkennen. Ausgehend von den am niedrigsten metamorphen Gebietsteilen wurde sodann nach den Zusammenhängen eines jeden Gesteins mit benachbarten, andersartigen gesucht, z. B. nach den Anzeichen primärer Übergänge oder nach klaren Altersbeziehungen durch die sedimentäre Einstreuung von Trümmern des einen Gesteins in das andere oder nach regelmäßigen Einlagerungen von stratigraphischem Leitwert, wie von Gips, Lyditen oder sauren Effusiven. In Fortführung früherer derartiger Bemühungen konnte gerade durch die Beachtung solcher im Gebiet der mittleren Hohen Tauern selbst beobachtbaren Zusammenhänge eine neue stratigraphische Seriengliederung aufgestellt werden, wonach sich erfreulicherweise ergab, daß die auf diese Weise gefundenen Serien vielfach über die bisherigen Vorstellungen hinaus mit bekannten, außerhalb der Hohen Tauern befindlichen Gesteinsserien übereinstimmen.

Als stratigraphische Serie wurde dabei jeweils eine Reihe von ehemaligen Sediment- und eventuell auch Eruptivgesteinen bezeichnet, die unter sich engere genetische und daher auch altersmäßige Bindungen besitzen als zur nächsten Serie, wobei die Grenze zwischen zwei Serien im allgemeinen durch einen Umschwung in der Entstehungsgeschichte begründet ist — etwa durch den Wandel von marinen zu kontinentalen Ablagerun-

gen oder von einer vorzüglich chemisch-organogenen Karbonatgesteinsbildung zu mächtigen tonig-sandigen Ablagerungen mit Gerölleinstreuungen und ophiolithischem Magmatismus. Die einzelne Serie hat dabei ein Ausmaß, das sich am besten mit der Bündnerschieferserie der Schweizer Alpen oder der Magdalensbergserie Kärntens vergleichen läßt, d. h. eine solche Serie kann sich noch über die Zeit einer einzelnen Formation hinaus erstrecken. Der Umfang der einzelnen Serie und die Altersreihung der fünf aufgestellten Serien war aus den Beobachtungen im Untersuchungsbereich recht gut zu erschließen, dagegen gibt es noch große Schwierigkeiten bei dem Versuch, die Serien an die sonst übliche Formationsgliederung genauer anzuschließen. So besteht in keinem einzigen Fall ein Grund zu der Annahme, daß sich der Beginn oder das Ende der Entstehung einer solchen in den mittleren Hohen Tauern erkannten Serie genau mit einer Formationsgrenze deckt. Das hat uns auch veranlaßt, vorläufig nur eine Seriengliederung vorzulegen, und es wird wohl noch geraume Zeit dauern, bis hier die naturgegebene Seriengliederung einmal durch eine durchgehende Formations- und Stufengliederung abgelöst wird, soweit das bei der vorliegenden Fossilleere überhaupt jemals der Fall sein wird.

Die stratigraphische Seriengliederung selbst ist übrigens auf jeden Fall noch einer Verfeinerung zugänglich. Man kann z. B. eine einzelne Serie in Abteilungen aufspalten, sobald man durch weitere Forschungen Anhaltspunkte dafür hat. Besonders wichtig ist aber folgendes: man kann bereits auf Grund der Serieneinteilung in stratigraphischer Hinsicht mit den verschiedenen fest umrissenen und mit einem Sammelnamen belegten Gesteinsfolgen operieren, auch wenn man darin noch keine Fossilien gefunden hat und auch wenn man sich über die Lage der Formationsgrenzen innerhalb derselben Gesteinsfolge noch so recht im ungewissen ist.

Nur am Rande der in den Vordergrund gerückten stratigraphischen Seriengliederung wurde auch die tektonische Gliederung der mittleren Hohen Tauern berücksichtigt. Gewiß darf man die bestehende deckentheoretische Einteilung in penninische und ostalpine Körper nicht übersehen, aber sie wurde hier nicht als Voraussetzung für irgendwelche stratigraphische Ableitungen genommen, sondern nur manchmal mit unseren Felderfahrten verglichen, u. zw. besonders im strittigen Grenzgebiet zwischen diesen beiden tektonischen Großeinheiten. Auf Tafel XXV sind die bisher üblichen groß- und lokaltektonischen Abgrenzungen zusammengestellt, wobei dem penninischen Tauerngebiet (Zentralgneise und Schieferhülle) die in Österreich meist als unterostalpin angesehenen Rahmenzonen (Matreier Zone im Süden; Krimmler Trias—Nordrahmenzone—Radstädter Decken im Norden) mit anderer Signatur gegenübergestellt sind. An diese Rahmenzonen schließen sich ganz im Süden das ostalpine Altkristallin und ganz im Norden die zum ostalpinen Deckenkörper gerechnete Quarzphyllitzone und Grauwackenzone an.

Hier soll zwar nur die Schieferhülle einer näheren Betrachtung unterzogen werden. Das geht aber nicht unter strikter Ausschließung jener Gebiete, die bisher als Rahmenzonen abgegrenzt wurden. Es stellte sich nämlich auch jetzt nebenbei wieder heraus, daß an diesen Grenzen noch immer gerüttelt werden kann und daß es zwischen beiden Gebieten oft mehr Verbindendes als Trennendes gibt. Unantastbar fest sind erst die Grenzen gegen das Altkristallin im Süden und gegen die Quarzphyllit- und

Grauwackenzone im Norden. — Zur Frage der Abgrenzung der Schieferhülle gegen die Matreier Zone habe ich nichts Neues beizutragen, dagegen erscheint nun im Norden auf Grund der Übersicht über den ganzen Mittelabschnitt der Hohen Tauern der ursprünglich zusammenhängende Ablagerungsraum der Schieferhülle größer, als bisher vielfach angenommen wurde. Ja, es liegen gute Gründe dafür vor, daß die „Nordrahmenzone“, die H. P. Cornelius in der Nähe der Salzach von der Schieferhülle abtrennte, in Wirklichkeit noch zur Gänze zur Schieferhülle gehört. Es erscheint mir auch sehr zweifelhaft, ob eine eigene „Sandstein-Brecciendecke“ im Sinne E. Braumüllers von der Schieferhülle abgetrennt und der unteren Radstädter Decke gleichgesetzt werden kann, und deshalb müssen auch diese Gebiete in die Betrachtung über die Seriengliederung der Schieferhülle einbezogen werden. — Auch innerhalb der Schieferhülle selbst wurde bei der Zusammenfassung der Gesteinsfolgen zu stratigraphischen Serien zuerst von den bisher üblichen Deckengliederungen abgesehen, damit die Stratigraphie nicht von vornherein mit tektonischen Vorurteilen belastet werde. Aus der neuen Stratigraphie ergab sich dann auch tatsächlich ein in vieler Beziehung verändertes, von weniger Deckengrenzen und Verschuppungen beherrschtes Bild, das gegenüber den bisherigen Auffassungen einem wesentlich ruhigeren Baustil entspricht.

Nun noch einige Worte über die eigenen Untersuchungen im Gelände.

Als Aufnahmskarten standen glücklicherweise bereits in fast allen Gebietsteilen die neuen Blätter der Österreichischen Karte 1 : 25.000 zur Verfügung. Nur in der Nähe des Salzachtales war die behelfsmäßige Verwendung von einigen Sektionen der alten Österreichischen Karte 1 : 25.000 unumgänglich.

Meine ersten Kartierungen betrafen auf Anregung von Prof. L. Kober (Wien) in den Jahren 1947—1949 die Krimmler Gegend; daran schloß sich — dem eigenen Interesse folgend — 1950 eine Untersuchung der Umgebung des Endes der Habachzunge. In den Jahren 1951—1955 und 1957 habe ich dann auf Grund von Kartierungsaufträgen als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt meine Beobachtungen weiter im Osten der mittleren Hohen Tauern fortsetzen können. Dort wurde zuerst der NW-Teil von Blatt Rauris (154) — genauer gesagt nördlich des Tauernhauptkammes und westlich der Linie Rauris—Wörth—Edlenkopf—Krumlkeeskopf — im Maßstab 1 : 25.000 kartiert, wovon ein ganz kleiner Teil auf der Umgebungskarte von Bad Gastein 1956 bereits im Druck erschienen ist. Weitere Kartierungen betrafen die nördlich und westlich an die geologische Karte des Großglocknergebietes von Cornelius und Clar 1935 anschließenden Gebiete, wodurch der Zusammenhang mit den anfänglichen Untersuchungen im Krimmler Raum hergestellt wurde. Für diese Außenaufnahmen standen in den Sommermonaten jeweils ein Teil der vorlesungsfreien Zeit zur Verfügung. — Abgesehen von einer geologischen Studie über die beiden Sulzbachzungen (Frasl 1953 c) und petrographischen Arbeiten, die sich mit einer kleinen Ausnahme hauptsächlich auf die Zentralgneise beziehen, liegen über die Untersuchungsergebnisse bisher nur kurze Aufnahmsberichte gedruckt vor.

Die Grundzüge der nun vorliegenden Seriengliederung wurden aber schon am 11. Feber 1955 in einem Vortrag unter dem Titel: „Zur Strati-

graphie und Tektonik der mittleren Hohen Tauern“ bei der Generalversammlung der Geologischen Gesellschaft in Wien dargelegt, woran sich 14 Tage später ein eigener Diskussionsabend anschloß. Somit war die neue Serienkonzeption in allen wesentlichen Teilen, z. B. auch in bezug auf die durchgeführte Zweiteilung der Massen des Schwarzphyllits (I. in das Hauptgestein einer fest umrissenen vormesozoischen Serie und II. in das Hauptgestein der Bündnerschieferserie) im hiesigen Fachkreis seit 1955 bekannt. Damals wurde auch bereits eine geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 25.000 vorgelegt, die von Krimml bis Rauris und von Zell am See bis Heiligenblut reichte und die bereits zu dieser Zeit alle wesentlichen Züge der hier beigelegten Tafel XXV aufwies.

Für die Ermöglichung und Förderung der Untersuchungen gebührt mein Dank in gleicher Weise Herrn Prof. Dr. H. Küpper als Direktor der Geologischen Bundesanstalt, der die Außenaufnahmen durch die Erteilung der jährlichen Kartierungsaufträge unterstützte, und auch meinen Vorgesetzten am Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur (Wien). In dieser Eigenschaft waren es nacheinander die Herren Prof. Dr. A. Till, Prof. Dr. J. Fink und seit 1954 Prof. Dr. Ing. H. Franz, die durch die Einräumung einer entsprechenden Kartierungszeit in den vorlesungsfreien Sommermonaten und weitgehend auch im Institut den Fortgang der Untersuchungen förderten. Meine Frau war an den Forschungen im Gelände und auch bei der Ausarbeitung in Wien in solchem Maße beteiligt, daß diese Arbeit bis zu einem gewissen Grade als eine gemeinsame zu bezeichnen ist.

## Die bisherige Entwicklung der Stratigraphie der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern

Die Frage nach dem Alter der kristallinen Gesteine der Schieferhülle ist in den mittleren Hohen Tauern erst seit gut hundert Jahren so richtig aktuell geworden, seitdem nämlich B. Studer die ersten Vergleiche mit den Schweizer Alpen angestellt (1848) und K. Peters im Auftrag der damals neugegründeten Geologischen Reichsanstalt im Verein mit M. V. Lipold die nördlichen Tauerntäler großflächig kartiert hat (1853). Die fortgesetzten ernsthaften Bemühungen in dieser Richtung führten aber erst viel später, nämlich in den Dreißigerjahren dieses Jahrhunderts zu jenen Erfolgen, die schließlich den in den letzten Jahren ziemlich allgemein verbreiteten Vorstellungen über das Alter der Schieferhüllengesteine zugrunde lagen.

Es sind durchaus nicht wenige Bemühungen zur Aufklärung geologischer Fragen, die in diese Zeit zwischen die ersten Pioniertage und die Dreißigerjahre fallen. Z. B. konnten Cornelius und Clar 1939 die stattliche Zahl von 55 Veröffentlichungen anführen, die sich vor 1930 auf die Geologie des Gebietes der Großglocknerkarte \*) beziehen! Im ganzen Bereich der mittleren Hohen Tauern sind es selbstverständlich weit mehr, und davon sollen hier nur einige ausgewählte angeführt werden, um so mehr, als die ältere Geschichte der Tauernforschung mit besonderer Berücksichtigung der Ent-

\*) Vgl. Tafel XXV



wicklung der Stratigraphie ohnehin schon in mehreren neueren Werken vorbildlich zusammengefaßt ist, so in der eben zitierten Glocknermonographie von Cornelius und Clar, dann für die östlich bis ans Rauriser Tal anschließenden Berge in den Zusammenfassungen von Hottinger (1935) sowie Braumüller (1939) und für die Krimmler Gegend von Dietiker (1938). Mit besonderer Einföhlung hat Exner den historischen Abschnitt in den erst letzthin erschienenen Erläuterungen zu Blatt Gastein (1957 a) geschrieben, wobei auch die meisten älteren, für die mittleren Hohen Tauern wichtigen Entwicklungsstadien der stratigraphischen Vorstellungen recht ausführlich verzeichnet sind.

Wesentliche Voraussetzungen für die Kenntnis des Aufbaus der Berge westlich der Linie Stubachtal—Dorfertal, also im Gebiet des Granatspitzkernes und der Venedigerzungen, schuf F. Löwl um die Jahrhundertwende auf Grund weitausgreifender Begehungen. Er sorgte auch für die Verbreitung dieses recht gut fundierten Wissens, u. zw. besonders in einem Führer für den Wiener Internationalen Geologenkongreß im Jahre 1903. 1900 gibt C. Diener die ersten und fast allein gebliebenen, genau bestimm- baren Fossilfunde in diesem Raum bekannt — es sind dies Wirtelalgen aus der Krimmler Trias. Ins Jahr 1903 fällt auch die für die Altersauf- fassung der ganzen Schieferhülle richtunggebende Reise P. Termiers in die Hohen Tauern, nach welcher er die Theorie aufstellte, die Hohen Tauern seien ein großes tektonisches Fenster, in dem die Gesteine der Schweizer Alpen wieder zum Vorschein kämen. Aus diesem Grunde schätzt er die höhere Schieferhülle entsprechend der Stratigraphie der vergleich- baren Schweizer Berge als mesozoisch ein.

In den folgenden Jahrzehnten nahm Th. Ohnesorge in Anschluß an die nördliche Grauwackenzone auch den ganzen Nordrand der mittleren Hohen Tauern geologisch auf, doch von seinen hiesigen Beobachtungen blieben im wesentlichen nur einige unfertige Manuskriptkarten und ein kleiner Artikel über das Gebiet nördlich Krimml (1929) der Nachwelt erhalten. Seine Aufsammlungen von Fossilresten im Wennis-Veitlehener Kalk westlich der Ortschaft Hollersbach veranlaßten F. Heritsch (1919) zur Mitteilung über wahrscheinlich altpaläozoische Fossilreste (Favositiden u. a.) in der Schieferhülle. Diese Angaben sind aber erst kürzlich durch an derselben Stelle gemachte Fossilfunde von H. Fischer (1955) sehr in Frage gestellt worden.

Von Osten her greifen zu derselben Zeit die Untersuchungen L. Kober's in den Mittelteil der Hohen Tauern herüber. Die Modereckdecke wird z. B. von hier aus in die Literatur eingeführt als die höchste aus Zentralgneis und Schieferhülle bestehende Decke des Pennins der Hohen Tauern. Als paläo- zoische Anteile der Schieferhülle werden von Kober (1922) Grauwacken, Porphyrdecken und Konglomerate angegeben, mesozoisch seien Quarzite, Dolomite, Kalke, Schiefer usw.

Schon zwei Jahre später brachte R. Staub in seinem „Bau der Alpen“ wie vorher P. Termier wieder rein auf Grund des allerdings meist sehr passenden Vergleichs mit dem stratigraphisch bereits viel besser gegliederten Pennin der Schweizer Alpen eine sehr detaillierte Gliederung der Schiefer hülle der Hohen Tauern heraus. Diese lautete, wenn wir oben mit den jüngsten Gesteinen beginnen, folgendermaßen:

7. Penninischer Flysch (Kreide bis Tertiär).
6. Bündnerschiefer-Ophiolitserie mit Liasbreccien, jünger als Trias.
5. Kalkig-dolomitische Trias.
4. Tafeliger Quarzit an der Basis der Trias.
3. Karbonhorizont; wenig metamorphe Graphitquarzite und -schiefer. Sandsteine und Arkosen.
2. Casannaschieferserie: Quarzitischer Schiefer und Glimmerschiefer,
1. Tiefere, stark metamorphe Schieferserie (Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritoidgesteine) sowie die genannte Goldbergserie (Biotitschiefer, Gabbros, Marmor, Kalksilikatfels).

Daß diese frisch importierte stratigraphische Gliederung nicht gleich von allen Ostalpengeologen als gültig aufgenommen wurde, versteht sich; aber heute kann man wohl sagen, daß sie mehr Beachtung verdient hätte, obwohl die eine Grundfeste davon sich tatsächlich recht bald als widerlegbar erweisen sollte. Staub hatte dabei nämlich regelmäßig den Gehalt an z. B. Granat, Chloritoid, Disthen und Biotit als Anzeiger für ein hohes Alter des betreffenden Gesteines gewertet, während Cornelius und Clar dann die alpidische Bildungsmöglichkeit dieser Mineralien in vielen Fällen nachweisen konnten. (C. u. C. 1939). Zumindest den Gedanken an eine nachtriadische Bündnerschiefer-Ophiolitserie mit Einschluß größerer Bestände von Schwarphylliten hätte man aber wohlwollender prüfen sollen und schon viel früher übernehmen können. So jedoch haben in den Hohen Tauern bis etwa zum Jahre 1950 fast nur Staubs eigene Schüler diesen Begriff überhaupt, und sogar weitgehend richtig, verwendet.

Besonders wichtig für die allgemeine Anerkennung des mesozoischen Alters eines Teiles der Tauernschieferhülle war schließlich, daß L. Kober die vom Unterostalpin der Radstädter Decken her bekannten, sicher mesozoischen Dolomitbreccien zum erstenmale auch im Inneren der Schieferhülle fand. Das war 1928 bei der Pfandlscharte der Fall, wenige *km* westlich der Scheitelstrecke der Großglocknerstraße. Etwa in derselben Zeit untersuchte L. Kölbl die Granatspitzgruppe, doch weniger die Schieferhülle als den Gneiskern, und um das Jahr 1930 griffen die Arbeiten F. Angels aus dem Altkristallin der Schobergruppe, also vom Süden, auf die mittleren Hohen Tauern über. Sein Name ist besonders mit den Bemühungen um die Abtrennung eines Altkristallin-Anteiles in der südlichen Schieferhülle verbunden.

Damit sind wir bereits bei den Dreißigerjahren angelangt, die als ein Jahrzehnt der ganz besonders intensiven Forschungstätigkeit im Mittelstück der Hohen Tauern außerordentliche Fortschritte der Kartierung, der Gesteinsbeschreibung und z. T. auch der Sicherung und Verfeinerung der Stratigraphie mit sich brachte.

Der Übersichtlichkeit wegen beginnen wir im Westen mit der Skizzierung der wichtigsten Neuerungen. — Revolutionierend wirkte dort die 1932 erschienene, relativ kurze, aber sehr inhaltsreiche Studie über das Nordostende des Großvenedigergebietes von L. Kölbl. In ihr wurde zwar nur wenig Wert auf eine eingehendere Altersgliederung der Schieferhülle gelegt, und auf jeden Fall wurden die diesbezüglichen Ideen Staubs nicht aufgegriffen. Trotzdem hat diese Studie bisher eine ganz hervorragende Rolle

in der Alterseinschätzung großer Teile der nördlichen Hohen Tauern gespielt, denn Kölbl behauptete in dieser Arbeit nicht weniger, als daß der Zentralgneis der nördlichen Venedigerzungen (Sulzbachzungen, Habachzunge) nicht nur die bei Krimml von Westen her an ihn heranreichende Schieferhülle einschließlich der Krimmler Trias („Trias der Neßlinger Wand“) schräg abschneiden und dann auch intrusiv in die Grauwackenzone \*) hineingreifen würde, sondern daß sich noch dazu in diesem Gebiet eine tektonische Grenze zwischen dem penninischen Tauernfenster (= Schieferhülle) und seinem ostalpinen Rahmen (= Grauwackenzone) von der Bedeutung einer Fenstergrenze überhaupt nicht nachweisen lasse.

Im Westen von Krimml hat kurz darauf R. Staub einen seiner Schüler eingesetzt, welcher die dort mehrere *km* breite Gesteinsserie zwischen Zentralgneis und Quarzphyllitzone stratigraphisch und tektonisch zu gliedern hatte. Es war dies H. Dietiker, der hier die Staubsche Seriengliederung und auch dessen Deckenschema mit gutem Geschick anwandte. Erwähnenswert ist am ehesten die richtige Ansprache einer eigenen Bündnerschieferserie beim Plattenkogel NW Krimml, die hauptsächlich aus schwarzem Phyllit, Kalkphyllit und Grüngesteinen besteht. Weiße bis grünlichweiße Quarzite, Arkosen und Porphyroide werden von ihm an die permo-skythische Triasbasis gestellt. Der Hochstegenkalk wird als Trias bis Lias eingestuft, und das ganze ältere Material wird ohne besondere Überzeugungskraft in wenig „Karbon“ und viel „Kristallin“ untergeteilt, wobei das letztere recht verschiedenartig ausgebildet sein kann. Dieser angeblich vorkarbone „kristalline“ Anteil der Schieferhülle ist — wie auch bei den anderen Dissertanten Staubs — am meisten revisionsbedürftig. Trotzdem ist die von Dietiker versuchte Gliederung der Schieferhülle in einzelne stratigraphische Serien als für die damaligen Voraussetzungen recht gut gelungen zu bezeichnen. Beachtlich erscheint noch, daß im Gegensatz zum anschließenden Arbeitsgebiet Kölbls in seinem Arbeitsgebiet auf rund 30 *km* Länge die Grenze der Schieferhülle (einschließlich der als „grisonid“ aufgefaßten Krimmler Trias) gegen die Quarzphyllitzone (= Grauwackenzone bei Kölbl) scharf und sicher zu ziehen war.

Grundsätzlich anders als die Arbeitsmethoden von Dietiker und auch Kölbl sind jene von W. Hammer, der zu Mitte der Dreißigerjahre den Tauernnordrand westlich des Stubachtales für die Geologische Bundesanstalt kartierte. Seine Zielsetzung war die Kartenaufnahme auf petrographischer Grundlage, während er sich bei der stratigraphischen und tektonischen Auslegung äußerst zurückhaltend verhielt. Ihm kommt seine große petrographische Erfahrung sehr zugute, wodurch sich die Angaben über die jeweils auftretenden kristallinen Gesteine in den Vordergrund seiner Berichte schieben, und das bringt es hauptsächlich mit sich, daß diese Berichte nicht so rasch veraltet sein werden. In Fortführung der Aufnahmen Ohnesorges vollendet Hammer den südlich der Salzach liegenden Abschnitt des Tauernnordrandes zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal für das Blatt Kitzbühel—Zell am See der Geologischen Spezialkarte (1935, 1937). Dabei stellt er nur die Kalk- und Kalkphyllitzüge südlich

\*) Mit Kober, Hammer u. a. bezeichnen wir diese in Wirklichkeit nördlich der Salzach anschließende Zone dort genauer als Quarzphyllitzone.

Uttendorf (Enzinger Wand!) und Wilhelmsdorf ins Mesozoikum, einen nicht näher bestimmten Teil der begleitenden Quarzite sieht er als permotriassisch an, und alles andere, mengenmäßig bei weitem Überwiegende wird als vor-mesozoisch angegeben, als ein Teil der „Unteren Schieferhülle“. An dieser Einteilung ist bis heute nur insofern gerüttelt worden, als man wahrscheinlich ein geringeres Alter des Wennis-Veitlehener Kalkzuges und der eng umgrenzten Phyllite in Begleitung der Trias der Enzinger Wand annehmen darf.

A. Hottinger war wiederum ein Dissertant aus der Schule R. Staubs. Er untersuchte viel weiter im Osten hauptsächlich den Raum zwischen Fuscher- und Rauriser (Seidlwinkl-) Tal von der Salzach angefangen bis zum Hauptkamm, und er hat auch den ersten kühnen Versuch unternommen, die Schichtfolge in der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern übersichtlich in einem Idealprofil darzustellen. Er zeichnet folgende zwei Profile (1935, S. 285 und S. 291), wovon das eine, welches die „Schichtserie der Modereckdecke“ charakterisieren soll, für jenen Raum gemünzt ist,

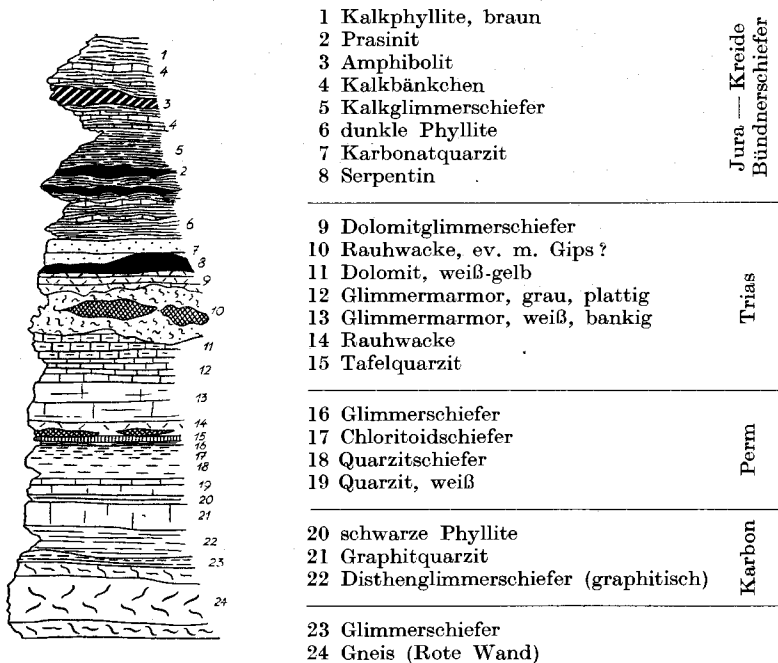


Abb. 1. Schichtserie der Modereckdecke. Nach A. Hottinger 1935.

den Cornelius und Clar etwa zur gleichen Zeit der Seidlwinkldecke, Brennkogeldecke und der Oberen Schieferhülle zusammengenommen zuge-rechnet haben: also für den zentralen Bereich der Tauernkuppel. Das andere Profil Hottingers, auf welchem die „Schichtserie der nördlichen Matreier Zone“ dargestellt ist, entspricht dem nördlich davon bis zur

Salzach anschließenden Gebietsstreifen, den H. P. Cornelius als Nordrahmenzone zu bezeichnen pflegte (vgl. Tafel XXV).

Heute kann man diese Profile in sehr vieler Hinsicht noch immer als gültig ansehen, und wenn man weiß, wie unterschiedlich und unklar hier die Vorstellungen über die Stratigraphie vor den Dreißigerjahren waren,

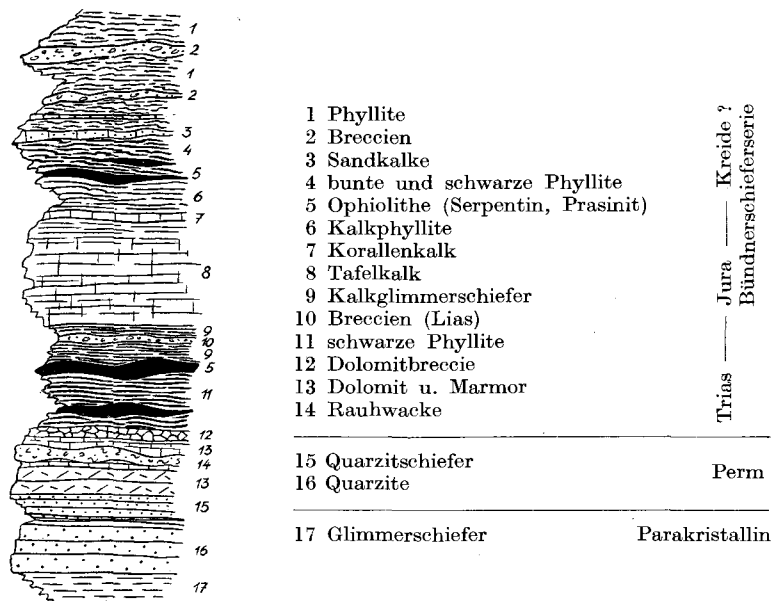


Abb. 2. Schichtserie der nördlichen Matreier Zone. Nach A. Hottinger 1935.

dann muß man dieser Leistung eines Dissertanten hohe Achtung zollen, auch wenn ein Gutteil der Grundgedanken der stratigraphischen Gliederung auf das Konto seines Lehrers zu buchen ist. Der Zeit voraus war jedenfalls die Aufstellung einer mächtigen Bündnerschieferserie in diesem Raum unter Einschluß eines großen Teiles der schwarzen Phyllite; andererseits ergab sich im Zuge der jetzt vorgelegten Seriengliederung eine starke Einschränkung im Umfang der damals als vormesozoisch angesehenen Schichten.

H. P. Cornelius und E. Clar hatten ihre Großglocknerkarte in etwa denselben Jahren aufgenommen wie Hottinger das Gebiet zwischen Fuscher und Rauriser Tal. Sie gingen dabei ihre eigenen Wege und ließen sich auch später in der monographischen Beschreibung des Baumaterials des Glocknergebietes (C. u. C. 1939, besonders S. 271, 239) in ihren Grundgedanken über die Stratigraphie nicht davon beeinflussen, daß Hottinger schon 1935 in seiner Hauptarbeit einen Teil ihres Gebietes beschrieben und nach obigem Schema stratigraphisch gedeutet hatte. Dementsprechend gibt es gar manche Unterschiede in der Alterseinstufung, wie man beim Vergleich ihrer hier abgedruckten Schemata bald erkennt.

Übersicht über die Schichtfolgen der tektonischen Einheiten des Großglocknergebietes nach Cornelius und Clar 1939 (vereinfacht unter Weglassung der Matreier Zone).

	Riffdecken und Granatspitzhülle	Brennkogel- und Seidlwinkeldecke	Obere Schieferhülle	Nordrahmen
Jura	—	—	—	—
(Rhät. ? und Lias)	Kalkglimmerschiefer Breccien	Kalkglimmerschiefer „Knotenschiefer“ Breccien Quarzite z. T. ?	Kalkglimmerschiefer	Kalkschiefer bis Kalkglimmersch. Breccien Quarzite z. T. ? Sandsteine und Arkosen
Trias	Dolomit u. Marmor  Quarzit z. T.	Dolomit u. Marmor Rauhwanke, Gips Grüne Serizitschiefer Quarzit z. T. Helle Chloritoidschiefer ?	Dolomit	Dolomit u. Marmor. Gips, Rauhwanke, grüne Serizitschiefer Quarzit z. T. Chloritoidschiefer z. T. ?
Perm ?	—	—	—	Bunter Schiefer Porphyroid ?
Paläozoikum wesentl. vorvariszisch	Phyllite bis Glimmerschiefer ? mit schwarzem Quarzit und Prasiniten ?	Dunkle Phyllite Quarzit z. T.	Dunkle Phyllite z. T.	Dunkle Phyllite mit schwarzem Quarzit. Lichte Quarzite z. T. ? Prasinite und Gabbroamphibolit
Vorpaläozoisch	Glimmerschiefer Grungesteine Aplitische Injektion, Orthogneise z. T., Amphibolit und Peridotit ?	—	—	Glimmerschiefer Grungesteine z. T. Amphibolit

Die kartenmäßigen Abgrenzungen der tektonischen Einheiten des Gebietes der Großglocknerkarte wurden zum besseren Verständnis dieser und der folgenden Ausführungen auf Tafel XXV eingetragen, u. zw. in dem rechteckig eingerahmten Gebiet südlich Zell a. See; die Grenzlinien sind dem Erläuterungsheft der Glocknerkarte von Cornelius und Clar entnommen. Cornelius und Clar stellen darin die beiden ostalpinen Rahmenzonen (Matreier Zone, Nordrahmenzone) der Schieferhülle des Tauernfensters gegenüber. Die Schieferhülle wird wieder in den Deckenkörper der „Oberen Schieferhülle“ und die verschiedenen tektonischen Einheiten der „Unteren Schieferhülle“ (Granatspitzkern und -hülle, Riffdecken, Seidlwinkeldecke, Brennkogeldecke) gegliedert.

Der bemerkenswerteste Unterschied der stratigraphischen Vorstellungen von Cornelius und Clar gegenüber jenen Hottingers ergibt sich daraus, daß die von letzterem zum Mesozoikum gestellten Massen kalkarmer Bünd-

nerschiefer bei Cornelius und Clar unter dem Namen „Dunkle Phyllite“ als die wichtigsten Repräsentanten des Paläozoikums fungieren. Dieser Unterschied wirkt sich bei der tabellarischen Gegenüberstellung der beiden Auffassungen bei weitem nicht so sehr aus wie flächenmäßig auf den Karten oder auch bei der tektonischen Auswertung. Bemerkenswert ist weiter, daß die Ophiolithe hier unter die Kalkglimmerschiefer und mehr neben die Triassedimente gestellt sind, doch ist das im Jahr 1949 noch von Cornelius selbst korrigiert worden: die Ophiolithe wären demnach Jura im weitesten Sinn, fallweise auch bis Unterkreide (1949, S. 551). Das mesozoische Alter wird aber von Cornelius und Clar nur den Ophiolithen der oberen Schieferhülle zugebilligt, den Grüngesteinen aller anderen tektonischen Einheiten hingegen nicht!

Trotz der heute notwendig erscheinenden Änderung der stratigraphischen und tektonischen Gliederung ist jedenfalls die Karte des Großglocknergebietes und der allein erschienene erste Teil der „Geologie des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar wegen der Genauigkeit der Untersuchung und der sorgfältigen Wiedergabe bei weitem die hervorstechendste Großtat auf dem Gebiet geologischer Forschung und ihrer Darstellung in den Hohen Tauern, und ihr Niveau ist wegen des außergewöhnlichen dafür notwendigen physischen und psychischen Einsatzes in vieler Hinsicht bis heute noch nicht wieder erreicht worden. Die trefflichen Beschreibungen und die durchsichtige Art der Ableitung stratigraphischer und tektonischer Schlüsse erleichtert eine gründliche Einarbeitung in alle hiesigen Probleme und damit auch eine konstruktive Weiterarbeit. Schließlich ist es ja oft so, daß bei der Überfülle der beobachteten Einzelheiten und der zu lösenden Probleme zwar Ansätze für eine bessere Lösung vorhanden sind — wie z. B. die Beobachtung des Überganges von offenbar nachtriadischen Knotenschiefern in Schwarzphyllite, die als paläozoisch angesehen werden (C. u. C. 1939, S. 428) —, daß aber die Auswertung noch unterblieben ist. Dazu kommt freilich, daß sich oft erst dann einfachere Lösungen in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht abzeichnen, sobald ein Überblick über einen wesentlich größeren Raum möglich ist, weil eben in einem engbegrenzten Gebiet kaum jemals sämtliche beweiskräftigen Stellen für die Lösung solch weitreichender Fragen vereinigt sind.

Auf alle Fälle ist die Art der Darstellung des Glocknergebietes durch Cornelius und Clar, gerade weil man dabei nach entsprechender Einarbeitung im selben Raum das Sichergestellte vom Fraglichen gut unterscheiden kann, die günstigste Vorarbeit, die sich der nachfolgende Geologe bei Kartierungen im anschließenden Gebiet und bei der schließlichen Zusammenfassung der Stratigraphie und Tektonik des ganzen umliegenden Raumes nur wünschen kann. Man hat dann, weil die meisten petrographischen Fragen schon gelöst sind, z. B. den Kopf eher für die Beachtung der natürlichen Verknüpfung der Gesteine im Gelände frei und kommt so eher zu einer naturgemäßen Zusammenfassung in Serien. Es kann aber andererseits ein dornenvoller Weg sein, in einem solchen bereits in einer berühmten Arbeit dargestellten Gebiet überhaupt mit einer neuen stratigraphischen und tektonischen Gliederung durchzudringen.

Als E. Braumüller als Schüler von F. E. Sueß in seiner Kartierung im Osten an das Aufnahmegebiet von H. P. Cornelius anschloß und dabei zwischen Fusch und Rauris etwa die nördliche Hälfte des Hottingerschen



Arbeitsgebietes nochmals genauer erfaßte, nahm er sich jedenfalls die Glocknerkarte zum Vorbild und übernahm für die dortige Schieferhülle auch mit geringfügigen Ausnahmen die von Cornelius und Clar vorgeschlagene Stratigraphie, während ihn die Vorarbeit Hottingers hauptsächlich zu Kritik herausforderte. Daher wurde auch das mengenmäßig wichtigste Gestein dieses Gebietes, der von Hottinger zur Bündnerschieferserie gerechnete Schwarzphyllit, als paläozoisch, als Hauptbestandteil der unteren Schieferhülle angesprochen (= „Fuscher Phyllit“ nach Cornelius und Braumüller). Durch diese Auslegung ergibt sich das Bild einer intensiven Verschuppung der unteren Schieferhülle mit den jedenfalls nachtriadischen Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern, die nun als eigene Decke („Obere Schieferhülle“) von oben her in komplizierter Form in der Unteren Schieferhülle stirnen sollen. — Mehr in der Nähe der Salzach scheidet Braumüller eine eigene „Sandstein-Brecciendecke“ aus, die er der Unteren Radstätter Decke tektonisch gleichsetzt. Bei dieser erkennt er das im wesentlichen nachtriadische Alter der vorwiegend feinkörnigen bis grobklastischen Sedimente, und auch da erklärt er die häufige Verknüpfung und Wechsellagerung mit schwarzen Phylliten durch eine Verschuppung der Unteren Radstätter Decke mit dem Paläozoikum der Unteren Schieferhülle. Ja letztere reicht nach dieser Darstellung sogar noch weiter nach Norden und ist dort mit der wieder von oben her stirnenden „Klammkalkzone“ (Oberen Radstätter Decke) verschuppt. Die Existenz der von Hottinger in der Nähe der Salzach ausgeschiedene Zone von penninischem Flysch läßt sich nach Braumüllers Beobachtungen in keiner Weise bestätigen.

Aus diesen Ergebnissen Braumüllers, dann aus seinen anschließenden Kartierungsergebnissen in der Gegend von Wörth, wo er den Zusammenhang der Schwarzphyllite des Nordens mit dem Schwarzphyllit der inneren Hohen Tauern (Mallnitzer Mulde) unter einer Deckenstirne der Oberen Schieferhülle findet und aus der Arbeitsgemeinschaft mit S. Prey, der von Süden her, also von Heiligenblut und vom Sonnblick her kommend, ihm die Hand reicht, ergibt sich eine neue tektonische Gliederung dieses N—S über die ganzen Hohen Tauern sich erstreckenden Streifens der Schieferhülle (Braumüller und Prey). Diese bis heute gebräuchliche Gliederung des östlichsten Abschnitts der mittleren Hohen Tauern weicht besonders in der Grenzziehung der Schieferhülle gegen den nördlichen ostalpinen Rahmen stark von der Auffassung von Cornelius und Clar ab, und deshalb wurden diese beiden tektonischen Einteilungen, die uns die Orientierung bei der folgenden Besprechung der einzelnen Schichtglieder wegen der Anknüpfung an die bisherigen Vorstellungen wesentlich erleichtern, auch auf der Tafel XXV kartenmäßig nebeneinander gestellt. Dabei wurde das ganze Gebiet östlich der Glocknerkarte und östlich des Fuschertales nach Braumüller und Prey 1943 gegliedert.

Inzwischen setzten E. Clar und besonders H. P. Cornelius ihre Kartierungen auf den übrigen drei Seiten außerhalb der Großglocknerkarte fort, doch sind davon in der Regel nur kurze Aufnahmsberichte sowie meist lückenhafte Manuskriptkarten vorhanden. Die letzteren befinden sich in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt, Wien, und waren mir in dankenswerter Weise zugänglich. Die Kartierungen südlich der Salzach zwischen Fuscher- und Stubachtal sind außerdem bereits 1935 für die geologische Karte von Kitzbühel—Zell a. See verwendet worden. Kurze

zusammenfassende Darstellungen aus der Feder von H. P. Cornelius findet man in den unter „1940“ und „1942 e“ zitierten Arbeiten, wobei die zweitgenannte einen guten Überblick über die Granatspitzgruppe vermittelt. Auch auf diesen zwar nicht abgeschlossenen, aber in der Abgrenzung einzelner Gesteinszüge sehr zuverlässigen Grundlagen war später ein Weiterbauen sehr erleichtert. Cornelius selbst war es nicht mehr vergönnt, auch diese weitere Kartierung noch zu Ende zu führen oder wenigstens wesentliche tektonische Konsequenzen z. B. für die Lage des Tauernnordrandes aus den bereits vorhandenen Beobachtungen zu ziehen, was er nach der Erkennung des Untertauchens der Oberen Schieferhülle auf der Westseite des Stubachtales und nach seinen weiteren Beobachtungen bereits hätte wagen können \*). Seine Manuskriptkarten aus dem Gebiet zwischen der Großglocknerkarte im Osten und meiner Karte des Gebietes der Sulzbachungen und der Habachzunge (Frasl 1953 c) im Westen waren jedenfalls neben eigenen ergänzenden Begehungen in diesem Raum die wichtigsten Unterlagen für die Zeichnung des betreffenden Teiles der hier beigegebenen Hauptkarte (Tafel XXV).

Mit dem Fortschreiten des zweiten Weltkrieges erlosch zusehends die geologische Forschung in unserem Gebiet; so ist als Ausnahme 1944 von der SE-Seite der Habachzunge das Ergebnis einer engbegrenzten Kartierung von H. P. Cornelius veröffentlicht worden, und die Studie W. Petrascheks über das Bergbauggebiet am Ostende der Habachzunge kam als nächstes erst 1947 heraus.

Nach dieser Unterbrechung der Forschungstätigkeit war zuerst eine Reihe von Schülern L. Kobers in den mittleren Hohen Tauern tätig, und zwar sollte als erstes die Frage des Nordrahmens des Tauernfensters gelöst werden (H. Fischer, H. Holzer, G. Frasl; in Tirol anschließend O. Thiele und E. Kupka). Dann hatte W. J. Schmidt die Kartierung der Matreier Zone im Süden der Tauern zur Aufgabe, und schließlich folgten A. Egger und G. Fuchs mit Untersuchungen der Schieferhülle auf der Südseite des Hauptkammes. Bei diesen Arbeiten stand meist die tektonische Zielsetzung im Vordergrund; in Fragen der Stratigraphie hielten sie sich im wesentlichen an die von Kober 1939 skizzierten, z. T. recht anpassungsfähigen Altersvorstellungen, sodaß die Altersgliederung in dem einen Aufnahmegebiet sich wie bei Staub mehr an die Stratigraphie des Schweizer Pennins anschloß, im anderen eher an die von Cornelius und Clar gegebene Altersgliederung der Schieferhülle. Wertvoll war jedenfalls, daß dabei größere Gebiete im Maßstab 1:25.000 kartiert wurden, von denen vorher keine genaueren modernen Karten existierten. Wenn viele Abschnitte davon trotzdem schon wieder einer Revision bedürften, dann liegt das u. a. einmal daran, daß jede neue stratigraphische Erkenntnis, die aus dem einen Aufnahmegebiet gewonnen wird, auch Änderungen in der streichenden Fortsetzung notwendig macht, und zweitens an dem für eine zeitlich begrenzte Dissertationsarbeit in der Hochgebirgsregion oft relativ großen Arbeitsgebiet.

Letzteres ist z. B. bei den Aufnahmen H. Fischers zu bedenken, der das Gebiet zwischen dem Habach und der Stubache vom Salzahtal bis rund 10 km nach Süden untersuchte. Von seinen Ergebnissen ist schließlich nur ein kleiner Bruchteil veröffentlicht worden (Fischer 1949), und die

\*) Man vgl. die Schlüsse von W. Del Negro 1950, S. 225.

dabei zugrunde gelegten stratigraphischen Einstufungen der verschiedenen Gesteine ins Altpaläozoikum oder in viel geringerem Maße in Trias und Perm konnten nun im wesentlichen beibehalten werden. Als Änderungen sind in erster Linie die Ausscheidung eines „Altkristallins“ nach H. P. Cornelius und die Abgrenzung einer kleineren Partie von Bündnerschiefern bei Uttendorf zu nennen.

H. Holzer kartierte im östlich anschließenden Raum, der zwischen der Stubache und dem Dietelsbachtal nahe Kaprun nördlich und westlich der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar übrigblieb. Aber auch diesen Raum hatte Cornelius schon größtenteils untersucht und die wichtigsten Gesteine beschrieben (C. u. C. 1939), sodaß Holzer kaum über wesentliche neue Funde berichten konnte und sich daher mehr der Tektonik und Stratigraphie zuwandte. Daher spiegeln sich in seinen kurzen Berichten am ehesten die tastenden Versuche und sukzessiven Fortschritte in diesen Hinsichten ab, wobei außer der Frage nach der Lage der Nordgrenze des Tauernfensters (vgl. Seite 387) besonders das Problem im Vordergrund stand, ob ein Teil oder sogar die ganzen schwarzen Phyllite und damit auch die in sie eingelagerten Gesteine anstatt zum Paläozoikum oder gar zum Altkristallin — wie Cornelius annahm — nicht in Wirklichkeit eher ins Mesozoikum zu stellen seien (Holzer 1949—1953).

Noch bevor die ersten Mitteilungen und Ergebnisse der Schüler Kobers gedruckt waren, erschien die „Geologie von Salzburg“ von W. Del Negro (1949), und diese enthielt eine kritische Sichtung der bis dahin publizierten Studien über die Stratigraphie und Tektonik des Salzburger Anteils an den Hohen Tauern und somit auch über den größten Teil der mittleren Hohen Tauern. Diese Überschau über die damalige Literatur, aus der Del Negro geschickt das Wichtigste verwendet und die er auf Grund einiger eigener Kontrollbeobachtungen in besonders kritischen Gebieten untermauert hat, gibt wohl am besten die damals von den meisten Ostalpengeologen anerkannte Anschauung über die Stratigraphie der Hohen Tauern wieder, die sich ganz auf die Ergebnisse von Cornelius und Clar stützte und den davon abweichenden Vorstellungen z. B. Hottingers keine wohlwollende Beachtung schenkte. Also findet man kein Wort über die Existenz einer weitgehend phyllitisch ausgebildeten Bündnerschieferserie, sondern die dunklen Phyllite sind allesamt noch beim Paläozoikum eingereiht. Die Quarzite werden als größtenteils paläozoisch und teilweise permotriadisch angeführt. Außer diesen Gesteinen gehören noch die Karbonatgesteine der Trias, die Dolomitbreccien und auch einzelne Kalkglimmerschieferbänder des Lias zum sedimentären Anteil der „Unteren Schieferhülle“. Als umgewandelte Erstarrungsgesteine dieser „Unteren Schieferhülle“ werden von Del Negro nur Amphibolite und Serpentin mit Peridotit, Talkschiefer und Strahlsteinschiefer angegeben. Die „Obere Schieferhülle“ besteht nach dieser 1949 sichtlich noch hochaktuellen Einteilung nur aus nachtriadischem Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer mit Dolomitbreccien an der Basis und dazu Prasiniten (Grünschiefern) fraglicher Herkunft \*) sowie Epidot- und Gabbroamphibolit, Peridotit und Serpentin samt seinen Begleitgesteinen. Nachtriadische schwarze Phyllite und Quarzite sind also damals noch nicht spruchreif. — Diese Zusammenstellung im Buche

\*) Aus Diabas oder rückschreitend aus Amphibolit!

Del Negros gibt ein sehr getreues Abbild der Situation zu Beginn jener Untersuchungen, welche zu der hier vorliegenden neuen Seriengliederung führten und damit zur eindeutigen Abkehr von einer derartigen unnatürlichen Gliederung der Schieferhülle in eine „Untere“ und eine „Obere“ Schieferhülle.

Dieselbe stratigraphische Gliederung nach Cornelius u. Clar aus dem Jahre 1939 finden wir übrigens auch noch 1951, u. zw. hat sie damals S. Prey unverändert in einen Exkursionsführer über die Glocknerstraße übernommen.

Die Zusammenstellung Del Negros hat aber auch heute noch nicht nur einen historischen Wert wegen der Übersicht über die damals anerkannte Altersgliederung der Schieferhülle, sondern sie ist durch ihre kurze Zusammenfassung der Gesteinsfolgen in den einzelnen Tälern auch heute noch ein wertvoller Behelf für die Einführung in die Geologie in den mittleren Hohen Tauern, weil sonst für den Fernerstehenden die diesbezüglichen Notizen in den zahlreichen sich gebietsweise oft überschneidenden Spezialarbeiten fast unübersehbar sind.

Im Gegensatz dazu ist eine andere Zusammenfassung über fast denselben Raum, die etwa gleichzeitig damit erschienen ist, nicht in demselben Maße für die Einführung Fernerstehender geeignet. Gemeint ist der Artikel über die Bausteinvorkommen des Ober- und Unterpinzgauer von A. Haiden (1950). Diese Zusammenstellung der Erfahrungen über die dortigen Bausteine aus der Feder des über beträchtliche Lokalkenntnisse verfügenden Leiters der Wildbachverbauung, der in anderen Gebieten auch als Amateurgeologe erfolgreich war, enthält nämlich eine derart anfechtbare Altersgliederung der Schieferhülle, daß Holzer (1951) und Frasl u. Heissel (1953) sich bereits veranlaßt sahen, auf einige der unhaltbaren Angaben hinzuweisen.

Die nun folgenden Jahre waren ganz allgemein hauptsächlich der Sammlung neuer Felderfahrungen gewidmet, und deshalb kamen nur kleinere Berichte über Teilgebiete der mittleren Hohen Tauern heraus, in denen sich aber doch schon wichtige Neuerungen ankündigen. Dazu gehören die jährlichen Aufnahmeberichte über Kartierungen im Gebiet zwischen Rauriser und Felbertal (Frasl 1952 bis 1956), deren stratigraphische Ergebnisse den Neuerungen der anschließend vorgelegten Seriengliederung in erster Linie zugrunde liegen; dann ein Bericht von H. Holzer (1952) über Aufnahmen bei der St.-Pöltener Hütte westlich des Granatspitzkerns, wobei aber stratigraphische Fragen kaum angeschnitten wurden. Bemerkenswert ist die erstmalige Auffindung von Mangananreicherungshorizonten in Verbindung mit Radiolariten in der Schieferhülle, und zwar in Zusammenhang mit den Vorbereitungsarbeiten für den Sperrenbau beim Moserboden im Kapruner Tal. G. Horninger stellt diese Gesteinsbänder in den oberen Jura (1954).

Auch an anderen Stellen wird die geologische Forschung durch die vielen Kraftwerksbauten befruchtet, doch nur bei wenigen derartigen Studien kommt der stratigraphisch Interessierte auf seine Rechnung, so beim Stollenprofil durch das äußere Stubachtal (Bistritschan 1953), bei den Meldungen Horningers über Funde von Gips am Tauernnordrand SW Taxenbach und über ein dunkles Ganggestein im Granatspitzkern (Horninger 1956) und besonders bei den Beobachtungen von K. Bistritschan und E. Braumüller im nördlichen Rauristal (1958). Braumüller legt dabei nämlich die Gründe vor, warum er die dortigen Massen von schwarzen Phylliten von nun an auch nicht mehr als paläozoisch, sondern eher als nachtriadisch ansieht.

Zu nennen wären aus der letzten Zeit noch die neueste, aber in stratigraphischer Hinsicht sehr allgemein und äußerst vorsichtig gehaltene

Einführung zu einer Exkursion über die Glocknerstraße (E. Clar 1953) und dann die Veröffentlichung der Dissertation des Staub-Schülers P. C. Benedict (1952). Dessen Arbeitsgebiet war die Schieferhülle im Süden des Granatspitzkerns zwischen Dorfer Tal und Matreier Tauerntal. Bessere oder sicherere Grundlagen für die Stratigraphie der mittleren Hohen Tauern, als vorher bekannt waren, gehen aus dieser Studie jedoch nicht hervor, ja die darin als wesentliche Neuerung hingestellte und als karbonisch aufgefaßte „Seetörlserie“ im unmittelbaren Hangenden des Zentralgneises des Granatspitzkerns erscheint in der Neubearbeitung des Gebietes durch G. Fuchs (1956) schon wieder in einem anderen Licht. Interessant zu werden versprechen die Funde von Quarzit und Marmor, die in einigen Linsen am Tauernhauptkamm ausgerechnet in Migmatiten der östlichen Grenzregion des Venedigerkerns stecken und welche Fuchs als triadisch ansieht.

Seit dem Jahre 1951 haben schließlich O. Schmidegg und F. Karl ihr gemeinsames Aufnahmgebiet vom Westen her kommend im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt bis zum Hollersbach nach Osten ausgedehnt. Aus den bisherigen kurzen Aufnahmsberichten geht jedoch über ihre dieses Gebiet betreffenden stratigraphischen Ansichten nur wenig hervor, doch scheinen sich keine irgenwie größerflächigen Abweichungen von der von G. Frasl 1949 und 1953 skizzierten Alterseinteilung in mesozoische und vormesozoische Gesteine abzuzeichnen. Der südlich anschließende Kartierungsbereich von Karl und Schmidegg im Umkreis der Venedigerzunge wurde mit Rücksicht auf das Fehlen bisheriger genauerer Karten und auf die in absehbarer Zeit zu erwartenden Veröffentlichungen der neueren Kartierungsergebnisse überhaupt nicht in die anschließend zusammengestellten Betrachtungen über die Seriengliederung der mittleren Hohen Tauern einbezogen, obwohl dadurch die Westgrenze des zu besprechenden Gebietes stark verwinkelt erscheint. — In den letzten Jahren reichen übrigens auch Kartierungen von W. Senarclens-Grancy vom südlichen Altkristallin der Lasörlinggruppe auf das Tauerngebiet randlich herüber.

Daß für die im Anschluß vorzulegende neue Seriengliederung aus der neueren geologischen Literatur über die westlichen und östlichen Hohen Tauern wesentliche Anregungen zu erhalten gewesen wären, ist kaum zu behaupten, denn dafür boten die darüber veröffentlichten Angaben noch zuwenig Anhaltspunkte. Es hat aber den Anschein, als würden die Auffassungen über das Alter der Gesteine in allen drei Teilen der Hohen Tauern immer schöner konvergieren. Auf einige wichtigere Vergleiche mit den beiderseits anschließenden Teilen werde ich dann im weiteren Verlauf der Arbeit an etlichen Stellen hinweisen.

## Die neue Seriengliederung

Bereits in der Einleitung wurde kurz dargelegt, was in dieser Abhandlung unter einer stratigraphischen Serie verstanden wird und daß man sich am besten mit einer aus der Beobachtung der Zusammenhänge im Gelände erschließbaren Seriengliederung behilft, solange eine Formations- oder gar Stufengliederung in diesem Raum noch mit derartig vielen Fragezeichen behaftet ist wie heutzutage.

Woran die Zusammenhänge innerhalb einer Serie zu erkennen waren, ist an Hand von zwei Beispielen rasch erklärt. In der paläozoischen Habachserie findet man z. B. in den schwarzen Phylliten stellenweise angehäuft papierdünne weißliche, seltener blaßgrüne Flecken von mehreren *cm* Größe. Diese werden in günstigeren Fällen dicker und die weißen darunter geben sich manchmal sogar noch als bis faustgroße Einstreuungen mit porphyrischem Gefüge und typischen Ergußgesteinseinsprenglingen von Quarz und Feldspat zu erkennen. In diesem Fall ist der genetische Zusammenhang der ursprünglichen bituminösen Tonablagerung und der Einstreuung pyroklastischer Komponenten sicher, und da die anschließenden vulkanogenen Gesteinsmassen ihrerseits in manchen Randbereichen massenhaft dunkle Phyllitfasern enthalten, ist die zeitliche Einheit der Bildung beider Substrate zumindest für die Genauigkeit der hier angestrebten ersten Gliederung genügend belegt. — Ähnlich ist es bei der Bündnerschieferserie, in der man dieselben, z. T. sehr wechselhaften Zusammensetzungen der einzelnen Gesteinslagen findet wie vergleichsweise auch in der Flyschzone des Wienerwaldes; nur daß in den Hohen Tauern die variablen Gemenge von Ton, Kalk und Sand — es sind alle Mischungsglieder in Übergangsstreifen vorhanden — epi- bis beinahe mesozonal metamorph geworden sind. Gerade hierbei ist ein Sammelbegriff notwendig; denn obwohl man die wichtigeren, petrographisch verschiedenen Gesteinszüge auch auf der Karte ausscheiden kann, wäre es hier für die Stratigraphie und Tektonik ebenso sinnlos wie innerhalb z. B. der Kahlenberger Schichten des Wienerwaldes, die alle Meter und Dezimeter vor sich gehenden Veränderungen in der Zusammensetzung bis ins Detail zu verfolgen. Bei einer derartig abwechslungsreichen Sedimentation braucht man auch schon deshalb einen Sammelnamen um die Bedeutung der vielen in einer Karte eingezeichneten, aber in Wirklichkeit oft unscharfen Gesteinsgrenzen z. B. zwischen Bändern von zusammengehörigen Phylliten, Kalkglimmerschiefern oder Quarziten im richtigen Lichte erscheinen zu lassen. Der stratigraphische Wert und ebenso der tektonische Wert solcher Grenzlinien könnte sonst gerade bei der Bündnerschieferserie mit ihren oszillierenden Sedimentationsbedingungen, aber auch bei anderen Serien stark überschätzt werden.

Gewiß gibt es auch unzählige scharfe Grenzen primärer und tektonischer Entstehung (z. B. besonders oft durch Schuppung); aber wenn man hier den Umfang und die Abgrenzung größerer stratigraphischer Einheiten erfassen will, muß man in erster Linie das Verbindende suchen und dann wird man schon sehen, wo zwischen den so gewonnenen größeren primär-genetischen Einheiten keine Verbindungen mehr zu finden sind, und dort liegen dann die Grenzen der Serien.

Aus der Übersicht über die im historischen Teil angeführten bisherigen Auffassungen über die Stratigraphie der Schieferhülle geht hervor, daß man sich am ehesten über die Existenz und die Abgrenzung der Karbonatgesteine der Trias klar und einig wurde. Danach müssen auch die Dolomitbreccien, sobald sie Trümmer aus der Trias enthalten, nachtriadisch sein, was allgemein anerkannt ist. Außerdem ist man sich auch weitgehend einig über das mesozoische Alter der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer, jedoch schon weniger über das mesozoische Alter der damit verbundenen Ophiolithe. Die stratigraphische Stellung der übrigen, vorwiegend älteren Gesteine wird noch viel unterschiedlicher angegeben. Deshalb wird also

in dieser Studie zuerst mit der Erfassung des Bestandes der jüngeren Serien begonnen, wobei die Karbonatgesteine der Trias die wichtigsten Stützen für eine Einordnung in die Formationsgliederung sind.

Um aber das umfangreiche Material über die Serienbestände und Serienfolge in einer einigermaßen übersichtlichen Aneinanderreihung vorzulegen, wurde darauf verzichtet, von Anfang an streng nach jener Folge vorzugehen, in der man ein Gestein nach dem anderen auf Grund der beobachtbaren Verbandsverhältnisse an die wenigen Angelpunkte der Stratigraphie — d. h. in der Hauptsache an die karbonatische Trias und die aus ihr entstandenen Geröllhorizonte — anhängen und damit einreihen kann. Es wurde also hier mit der Beschreibung der permoskythischen „Wustkogelserie“ begonnen, deren stratigraphische Stellung durch die strenge Bindung an die Basis der Trias gegeben war, und darauf folgt die kurze Charakterisierung der Karbonatgesteinsserie der Trias selbst. Nach dieser wird dann der Inhalt der besonders mächtigen, im wesentlichen nachtriadischen Bündnerschieferserie Stück für Stück abgeleitet. — Erst sobald der Umfang und Inhalt dieser drei jüngeren Serien — welche wahrscheinlich zusammen vom oberen Perm bis in die untere Kreide reichen — dargestellt ist, werden die übrigen, sicher älteren Gesteinsbestände gesichtet und bei diesen wird eine kleinere Partie offenbar altkristalliner, d. h. in einer früheren Orogenese mesozonal umgeprägter Gesteine (Serie A) von den sehr umfangreichen Massen der meist weniger metamorph erscheinenden „Habachserie“ abgetrennt.

Beginnen wir demnach mit der Besprechung der permoskythischen „Wustkogelserie“, auch wenn sie die geringmächtigste und daher unbedeutendste unter allen fünf Serien der Schieferhülle ist.

## I. Die jüngeren Serien

### Serie C: Die „Wustkogelserie“: geringmächtige, grün-weiße Schieferserie an der Basis der Karbonatgesteine der Trias\*)

Die hierher gerechneten Gesteine sind einerseits durch ihre Lagerungsbeziehungen gegenüber der relativ noch am sichersten altersmäßig festlegbaren Karbonatgesteinsserie der Trias (= Serie D) fixiert, indem sie an manchen Profilen (z. B. SE Uttendorf) zwischen dieser und der Serie B (= Habachserie) eingeschaltet sind, sowie auch weil sie in dem mehrere *km* mächtigen, normalen Schichtstoß östlich der Glocknerstraße eindeutig an der Basis der Trias liegen. Andererseits ist die Serie durch die Gesteinsausbildung charakterisiert, die sich in engen Grenzen hält, indem hierzu im wesentlichen nur Quarzite, Arkosegneise und Hellglimmerschiefer gehören, bei denen der grünlichgraue Farbton nur selten einem reinen Weiß Platz macht.

\*) Diese Serie wurde nach dem Wustkogel (2507 *m*) im Hintergrund des Seidlwinkltales benannt, einem felsigen Bergrücken 2,5 *km* östlich vom Mittertörl der Großglockner-Hochalpenstraße und ebensoweit NE vom Hoctor-Tunnel, also grob genommen etwa 25 *km* S bis SSE von Zell am See. Die obersten Meter des Wustkogels bestehen zwar aus Rauhwaacken, doch unter ihnen ziehen rundherum die quarzitischen und gerade da auch geröllführenden Schiefer der Wustkogelserie durch, welche die obersten Partien dieses N—S verlaufenden Rückens auf etwa 1,5 *km* Länge fast allein aufbauen.



Diese Abgrenzung und Charakterisierung der Wustkogelserie ist für große Teile der mittleren Hohen Tauern neu, denn bisher wurde von Cornelius und Clar ebenso wie von H. Holzer und H. Fischer die Masse der hellen Quarzite einheitlich ausgeschieden und als permotriadisch angesehen, auch wenn wir heute den überwiegenden Anteil davon aus verschiedenen Gründen als zur Serie E (= Bündnerschieferserie) gehörig abtrennen müssen. A. Hottinger hat zwar bereits mit großem Geschick vor-, früh- und nachtriadische Quarzite zu unterscheiden versucht, aber dafür die in Wirklichkeit hierher an die Triasbasis gehörigen Arkosegneise und Glimmerschiefer des Wustkogel-Hirzkar-Zuges als karbonisch oder sogar älter aufgefaßt. Nur in der Auffassung der permotriadischen Quarzite in dem von E. Braumüller 1939 dargestellten Gebiet trat keine Änderung ein.

Trotzdem haben mich nicht die schon außerhalb meines eigentlichen Arbeitsgebietes gelegenen, zuletzt angeführten Permotriasgesteine Braumüllers zur Aufstellung dieser Serie bewogen, sondern ich kam erstmals auf diesen Gedanken im Verlauf der Kartierung der Seidlwinkltrias im hinteren Seidlwinkltal (Frasl 1953 b). Dort hob sich eine grünstichige, praktisch karbonatfreie Schieferserie ab, die zugleich die Basis der mächtigen, weithin flach und normal liegenden Trias als auch den Kern einer riesigen liegenden Falte bildete, welche damit aus (?) Perm, Trias und außen mächtigen Bündnerschiefern bestand (s. S. 394 f.). Diese grünliche Schiefer- und Quarziterie paßte einmal ganz gut zu der Vorstellung, daß sie durch die hier gewohnte, schwache Regionalmetamorphose aus ursprünglich rotem Grödener Sandstein, aus Buntsandstein oder Werfener Schichten entstanden sei. Die hiesige Ausbildung der Serie paßte aber auch gut zu den apfelgrünen Quarziten Radstädter Art, die von verschiedenen Stellen in der Umrahmung des Tauernfensters als permotriadisch angegeben werden. Und sie steht auch durchaus nicht im Widerspruch zu jenen Bildungen, die man derzeit in entsprechenden Teilen der Schweizer Alpen im allgemeinen als permotriadische Quarzite und Schiefer bezeichnet (J. Cadisch 1953). Die Alterseinschätzung der Serie und ihre Abgrenzung bestätigte sich dann bei der Kartierung im Raum des nördlichen Stubach- bis Kaprunertales, wo die als Serie C bezeichnete Gesteinsvergesellschaftung in mehreren Profilen zwischen dem durch Graphitquarzite und saure Effusiva als paläozoisch gekennzeichneten Schwarzphyllit (Habach-Phyllit) einerseits und der Trias-Bündnerschieferabfolge andererseits liegt.

Im hinteren Seidlwinkltal ist eine für die Serie besonders charakteristische Gesteinsart schon von E. Clar prägnant beschrieben worden, nämlich eine glimmerreiche, quarzitishe Arkose S des Labbodens („Läbboden“ bei Clar; C u. C 1939, S. 115). Es ist dem hinzuzufügen, daß hauptsächlich derartige Arkoseschiefer bis mehr plattige Arkosegneise, die in der Karte mit der Signatur der Wustkogelserie eingetragen sind, relativ große Flächen in der Umgebung des Wustkogels aufbauen und von dort W der Weissenbachscharte als etwa 30 m mächtige Basis der Seidlwinkltrias über dem Tauernhauptkamm nach S ziehen.

In den aus dem Ostabfall des Wustkogels stammenden großen Blöcken der darunter liegenden Lokalmoräne sind in den Arkosegneisen auch häufig bis faustgroß werdende, linsenförmig verquetschte Gerölle von hellen Massengesteinen zu finden (Frasl, 1955, S. 23). Zwei Schiffe ergaben eindeutig die Herkunft von Geröllen aus einem relativ groben Quarzporphyr, der auch makroskopisch auf Grund der mehrere Millimeter großen Quarz- und Feldspateinsprenglinge in einigen Proben erkannt werden konnte, sowie

aus einem stark ruptuell deformierten Pegmatit. Dazwischen sind bis über 1 cm groß werdende, zum Teil noch rosa gefärbte Kalifeldspate eingestreut, von denen einer nach dem mikroskopischen Bild wahrscheinlich aus einem Granit stammt. Die grünlichgrauen Hellglimmer dieses geröllführenden Arkosegneises sind stark doppelbrechend bei einem Achsenwinkel von  $2 V_x = 26^\circ$  (nach Trögers Bestimmungstabellen typisch für Phengit) sowie deutlich pleochroitisch. Dem gleichen auch die im weiteren als Phengite bezeichneten Glimmer der anderen Vorkommen von Quarziten und Schiefern der Wustkogelserie im Seidlwinkltales.

Grünliche, z. T. struppige Phengitschiefer bis plattige, phengitreiche Arkosegneise \*) (mit massenhaft reliktschen Kalifeldspaten von 1—2 mm Größe) bilden dann auf der dem Wustkogel im N gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales auf rund 2100 m Höhe ein z. T. 150 m mächtig werdendes Schieferband, an dessen Hangendgrenze gegen den Triasmarmor und Dolomit der Hummelwand auch einige m mächtige, rein weiße Quarzite gefunden wurden. Mehr quarzitisches wird auch die Ausbildung desselben Gesteinszuges auf der Baumgartlalm und Hirzkaralm, wo am N-Ende des ganzen Zuges bei „k“ der Kartenbezeichnung „Hirzkaralm“ wieder an der Grenze gegen die karbonatische Trias ein rein weißer Quarzit auftritt.

Diese eindeutige Paragesteinslage wurde von L. Kober (1922 und 1938) in seinen Karten als „Zentralgneis der Modereckdecke“ eingetragen. Es ist dies aber hier kein stark deformierter Granitgneis, und dasselbe gilt auch für die südlich der Weißbachscharte von Kober als Zentralgneis eingetragene Fortsetzung dieser grünlichen Paragesteinslage, doch mögen dort kleinere Granitgneisreste noch nebenbei auftreten. Etwas ganz Entsprechendes gilt überdies auch für die tiefere Gneislage im Modereckgebiet, die von Kober ebenso als Zentralgneis der Modereckdecke ausgeschieden wurde, nun jedoch im Kapitel „Bündenerschiefergneise“ besprochen werden muß (s. S. 369 f.). Wir werden demnach von der seit Jahrzehnten eingebürgerten Vorstellung abgehen müssen, daß eine „Modereckdecke“ im Sinne einer selbständigen, rund 30 km langen und dabei nur 50—100 m mächtigen, also enorm ausgewalzten Granitgneislamelle (mit etwas zugehöriger Schieferhülle) existiert, wie wir sie aus Kobers Profilen gewohnt sind.

Einen ersten, bisher wenig beachteten Schritt in dieser Richtung hat bereits A. Hottinger 1935 gemacht, als es ihm soeben genannten, höchstwahrscheinlich permotriadischen Paragneis und Schieferzug Wustkogel—Hirzkar nur an ganz wenigen, sehr eng umgrenzten Stellen Gneis (Orthogneis laut S. 265) und das übrige als Parakristallin und Graphitquarzit ausschied, die jedoch permisch, karbonisch oder älter sein konnten. Aber auch da konnten an den angegebenen Lokalitäten bei genauer Nachsuche keine echten Orthogneise wiedergefunden werden. Ebenso ist es nicht möglich, die Eintragung von Orthogneis im Höllbachgraben bei Ferleiten (Hottinger, 1935, S. 265) zu übernehmen. — Hottinger hat auch versucht aus diesem Zusammenhang einige ganz geringmächtige Quarzitbänder als Triasquarzit abzutrennen, doch erscheint es derzeit wohl als verfrüht, anzugeben, wo in dieser Serie die Grenze zwischen Perm und Trias liegt. Hottinger unterschied zwischen einem tafeligen Glimmerquarzit oder Tafelquarzit der basalen Trias, und einer Schichtfolge von weißem, teils massigem, teils schiefrigem Quarzit (Quarzites feuilletés), ferner Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer usw., welche als permisch abzutrennen seien (1935, S. 285).

Die östliche Fortsetzung derselben Schiefer-, Arkosegneis- und Quarzitlage ist in ganz entsprechender Lagerung an der Basis der Seidlwinkltrias auch auf der gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales vorhanden. Sie ist im felsigen Westabfall des Schaflegerkopfes, des Sagkogels und der unbenannten Spitze P. 2615 als auffallend grünlichweißes Band schon von der Edelweißspitze, dem Aussichtsberg der Großglocknerstraße, sichtbar. Es beginnt im Norden unter dem Rettenkar bei P. 2060 m (vgl. S. 394) und zieht dann nach SE bis fast an den Gipfel des Sagkogels hinauf und über-

\*) Schätzungsweise Mineralzusammensetzung eines dieser Arkosegneise im Dünnschliff: 45 Kalifeldspat, 25 Quarz, 25 Phengit, 5 Karbonat.

quert den Kamm zum Krumltal schließlich östlich der Seen des Gamskarls, wovon es in Richtung auf die Rohmoser-Alm steil nach E abfällt. Die in der Nähe ebenfalls grünlichweiß aussehenden, plattigen Phengitquarzite sind hier meist sehr feinkörnig und dürften einen relativ hohen Feldspatgehalt besitzen. Sie ähneln weniger den horizontmäßig entsprechenden Arkoseschiefern und Quarziten am gegenüberliegenden Hang des Seidlwinkltales als einem Teil der feldspathhaltigen Phengitquarzite des äußeren Stubachtales.

Der also im Seidlwinkltal charakteristisch ausgebildeten Wustkogelserie entsprechen die mehr oder minder feldspathhaltigen Quarzite bis phengitreichen Schiefer beiderseits des nördlichen Stubachtales, die zwischen den Karbonatgesteinen der Trias und dem paläozoischen Schwarzphyllit lagern. Ebenda hat H. Holzer neben anderen Quarziten auch größere Partien von grünlichen „quarzreichen Serizitchloritschiefern“ als permotriadisch eingestuft (Holzer 1949, S. 12).

Wegen der geringeren Metamorphose ist der Phengitschiefer hier gegenüber den vorgenannten Vorkommen im Inneren der Hohen Tauern feinkristalliner und milder, doch ist er auch hier durch die grünlichgrauen Phengite mit kleinem Achsenwinkel charakterisiert.

Es bestand kein Grund, beim Stubachtal noch weitere Gesteinsarten in die Wustkogelserie einzubeziehen; so fehlen auch hier Effusivgesteine, die sonst im Perm recht häufig sind.

Die Eintragung der vorwiegend östlich des Stubachtales bis zum Kaprunental aneinandergereihten Vorkommen der Wustkogelserie in der beigegebenen Karte (Tafel XXV) erfolgte nach den Veröffentlichungen von H. P. Cornelius, H. Fischer u. H. Holzer sowie eigenen Beobachtungen. Daß hier der ursprüngliche Kontakt mit der Trias z. T. gestört ist, wie H. P. Cornelius bemerkt hat (C. u. C. 1939), darf uns bei einer derartigen Auswalzung der Trias, die hier viel, viel weiter gegangen ist als in den besser erhaltenen Profilen des Seidlwinkltales, nicht wundern. Man sieht es ja auch den Karbonatgesteinsvorkommen der Trias an, daß sie nicht nur in wechselndem Maß an Mächtigkeit verloren haben, sondern auch mit der Serie C = Wustkogelserie in Linsen zerrissen wurden. Diese liegen nunmehr ungefähr an einer Linie, nämlich an der Grenzlinie der mesozoischen Serien D+E gegen das geschlossene Verbreitungsgebiet der vormesozoischen Serien A+B.

Es bleibt noch die Frage nach der Zugehörigkeit dieser schon nahe der Salzach liegenden Vorkommen der Wustkogelserie zur Schieferhülle zu besprechen. — Nach H. P. Cornelius liegen die Gesteine inmitten der ostalpinen „Nordrahmenzone“, nach H. Fischer 1947 und H. Holzer 1949 bilden sie die Basis der unterostalpinen Schuppenzone. 1953 ging Holzer dazu über, die Grenze der Schieferhülle aus faziellen Gründen bis an die Salzach zu verlegen, sodaß auch die Permotrias bereits zur Schieferhülle fällt. — Diese letztgenannte Auffassung finden wir nach der heutigen großräumigen Übersicht über die Gesamtsituation in den mittleren und östlichen Hohen Tauern bestätigt, besonders durch die streichenden Verbindungen der hier peripheren Gesteinszüge mit weiter im Osten zentraler gelegenen, aber sonst entsprechenden Gesteinszügen, aber auch durch die faziellen Zusammenhänge im betreffenden Raum (s. S. 450).

Die dritte Anhäufung von Gesteinen der Wustkogelserie befindet sich im Fuscher- und Rauriser Tal wieder nahe der Salzach. Dort wurden auf Grund der Angaben E. Braumüllers die entsprechenden weißen Serizit-quarzite und hellgrünen Serizitschiefer hierhergestellt, die er tektonisch z. T. noch zur Fuscher Schieferhülle, zum anderen Teil aber schon zur unterostalpinen Breccien-Sandsteinzone rechnet. Darin hatte H. P. Cornelius westlich des Fuscher Tales sogar gipsführende Rauhdecken gefunden, während Rauhdecken ohne Gips an verschiedenen Stellen damit verbunden sind (Braumüller 1939, S. 102).

Bemerkenswert ist nebenbei ein Versuch von H. P. Cornelius, außer Quarziten auch andere Gesteinsarten ins Perm zu stellen. So hat Cornelius z. B. das permische Alter von bunten Schiefern im Brucker Wald (unmittelbar beim Talboden des Salzachtales) angenommen. Nach seinen Angaben sind dort sehr feinblättrige Schiefer von lichtgrüner und violetter Farbe mit mesozoischen Gesteinen verknüpft, wobei der lichtgrüne Schiefer sehr wahrscheinlich als Porphyroid bezeichnet werden kann. In Verbindung damit wird außerdem grünlichweißer Quarzit und ein grauer, sehr dünnblättriger Schiefer angegeben, alle Gesteine in jeweils nur wenige *m* mächtigen Lagen.

Daß diese bunte, hier nur ganz lokal auftretende Gesteinsfolge tatsächlich ins Perm zu stellen sein mag, wird durch die Veröffentlichungen M. Starks über das Gebiet südlich der Klammkalkzüge zwischen Großarl- und Gasteiner Tal recht wahrscheinlich gemacht. Stark beschrieb nämlich von dort in mehreren ausgezeichneten Studien einen etliche 100 *m* mächtigen Quarzit-Serizitschieferhorizont mit u. a. Porphyr-, Granit- und Schiefergeröllen, mit Lagen von Porphyroiden und Grünschiefern (mit ophitischem und Diabasporphyr-Reliktgefüge) sowie mit deren Tuffen und Tuffiten. Das Aussehen der apfelgrünen, weißen, grauen, seltener dunkleren oder anders gefärbten (auch gefleckten) Serizitschiefer und Quarzite soll durchaus manchen geschieferten alpinen Verrucanovorkommen, so z. B. einem Verrucano von Ilanz (Graubünden) gleichen. Es erscheint bemerkenswert, daß dieser Serieninhalt auch bezüglich der Vulkanite sehr an das Glarner und Bündener Perm, aber auch jenes von Mitteldeutschland erinnert (J. Cadisch und E. Niggli 1955, S. 44 f., 132), wenn auch Stark hier im Gegensatz zu dort noch keine Spillite und Keratophyre erkannte (Stark 1940, S. 43—44 \*).

Ein weiterer Seitenblick auf die östlichen Hohen Tauern zeigt uns, daß Ch. Exner eine Gesteinsverknüpfung, die unserer Serie C entsprechen würde, dort nicht gefunden hat. Die betreffenden Gesteine sind von ihm auf die Ausscheidungen des Triasquarzits (mit fraglicher Beteiligung von Perm) und einer jungpaläozoischen Schieferserie aufgeteilt. Eine Trennung von Triasquarzit und den höchstwahrscheinlich auch dort vorkommenden nachtriadischen Quarziten wurde von Ch. Exner nicht versucht.

Die Ausscheidung der Wustkogelserie in der Gegend von Krimml machte einige Schwierigkeiten, weil ihre Sonderstellung dort zur Zeit meiner Kartierungen im Krimmler Gebiet (1947 bis 1949) noch nicht klar erkannt war, andererseits aber über die in dieser Gegend in den letzten Jahren erfolgten Kartenaufnahmen von O. Schmidegg und F. Karl nur kurze Vorberichte vorliegen. Es ist aber erfreulicherweise hier im Anschlußgebiet gegen die westlichen Hohen Tauern eine sehr gute Übereinstimmung in der derzeitigen Serienabgrenzung festzustellen, denn im anschließenden Gerlosgebiet hat O. Schmidegg (1949) ebenfalls eine „Serie der grünen Quarz-

\*) Starks Beschreibung der Gesteinstypen läßt jedoch bei den dort unter Nr. 12 und 13 von Au im Großarltal angeführten Gesteinen den Verdacht aufkeimen, daß diese doch ursprünglich Spillite gewesen sein könnten (Stark 1939, S. 66—68).

Serizitgrauwacken“ beschrieben, innerhalb welcher die Quarzite hauptsächlich im Hangenden auftreten und zugleich der Triasbasis angehören. Schmideggs Altersangabe hierfür lautet: vermutlich Permotrias, vielleicht z. T. auch älter (1949, S. 5 u. 8). Beim Zillertal ist darin an mehreren Stellen Gips gefunden worden.

Eine ähnliche Alterseinstufung der Gesteine dieser Serie finden wir im Gerlosgebiet auch bei H. Dietiker (1938) und O. Thiele (1951), während Th. Ohnesorge (1929) die sogenannten „lichtgrünen Serizitgrauwacken“ beim Gerlospaß eher als nachtriadisch ansah. Eine petrographische Bearbeitung der Serie C im Gerlostal mit besonderer Beachtung der Einstreuungen von saurem Effusivmaterial liegt von F. Karl (1951) vor.

Auf Tafel XXV wurde in der Umgebung von Krimml nur ein einziges Vorkommen von grünen Quarziten und Serizitphylliten als Wustkogelserie ausgeschieden, nämlich in den „Öfen“ SE des Plattenkogels, in Übereinstimmung mit der gleichen Alterseinschätzung durch O. Schmidegg. Demgegenüber wurde die quarzitische Basis der Krimmler Trias (Dietiker) ebenso wie die Trias selbst bereits als zur Rahmenzone gehörig aufgefaßt, und genauso erging es auch den grünlichen Quarziten des östlichen Walder-Wieser-Waldes (zwischen P. 1363 und P. 1166), sowie den schon oben erwähnten „lichtgrünen Serizitgrauwacken“ (Ohnesorge) beim Gerlospaß, denn alle drei Vorkommen von wahrscheinlich permoskythischen Gesteinen sind eng mit der Krimmler Trias verbunden. Unsicher ist es jedoch, ob die kleine Insel von Arkosen, Grauwacken- und Porphyrmaterialschiefern, die im Süden an den Triasdolomit südlich Neukirchen anschließt und die vorläufig zur Habachserie (s. u.) gestellt wurde, nicht vielleicht doch besser an die Wustkogelserie anzuschließen wäre. Dasselbe gilt auch für die Porphyroide vom Schiedhof (Untersulzbach; man vergleiche dazu S. 425).

Aus diesem Überblick kann man schließen, daß sich in den mittleren Hohen Tauern eine inhaltlich eng begrenzte Serie aufstellen läßt, die fast in jedem Vorkommen an die Karbonatgesteine der Trias gebunden ist und stratigraphisch an deren Basis gehört. Sie ist in der Hauptsache aus Sandsteinen, Arkosen und Tonschiefern entstanden, nur vereinzelt geröllführend, und enthält mancherorts in geringen Mengen Rauhwacken und Gips. Charakteristisch ist für diese Schieferserie der grünliche Farbton, also grünlichgrau bis weiß, während die graphitische graue bis schwarze Färbung in sonst ähnlichen Schieferen und Quarziten auf die Zugehörigkeit zu anderen Serien (Habachserie oder Bündnerschieferserie) schließen läßt. Die Masse der Quarzite gehört nach der vorliegenden Einteilung auch gar nicht mehr an die Triasbasis: in Wirklichkeit ist der größte Teil der Quarzite in den mittleren Hohen Tauern vielmehr zur Bündnerschieferserie zu rechnen (s. d.).

Wahrscheinlich liegt hier in der Wustkogelserie die metamorphe Ausbildung einer Schichtfolge vor, welche ursprünglich aus einem kontinentalen Perm von Art des Grödener Sandsteins (mit einer beträchtlichen Beteiligung von umgelagertem Porphyrmaterial) sowie aus einem mit Sicherheit anzunehmenden skythischen Anteil bestand, der entweder in der Buntsandsteinfazies oder in der teilweise tonigeren Fazies der Werfener Schichten ausgebildet war. Kalk und Dolomit aus den Bellerophonschichten ist bisher noch nicht erkannt worden, und dementsprechend ist auch die Grenze zwischen

Perm und Trias ungewiß. Ebenso ist ungewiß, ob die Serie C das gesamte Perm von Anfang an erfaßt oder ob nicht doch auch die Serie B (s. d.) noch bis ins untere Perm reicht.

### Serie D: Die Karbonatgesteine der Trias

Die Trias hat sich bisher als einzige Formation im besprochenen Gebiet der mittleren Hohen Tauern als fossilführend erwiesen, und zwar an einigen von der Tauernmetamorphose nur mehr schwach betroffenen Stellen im Grenzgebiet gegen die ostalpine Grauwackenzone. Beide fossilführenden Triasvorkommen können mit mehr oder minder großer Bestimmtheit zum Unterostalpin gestellt werden (s. u.). Trotzdem sie aber ihrer großtektonischen und fazialen Einstufung nach im Grenz- oder Übergangsbereich zwischen der penninischen Schieferhülle und der Hauptentwicklung der ostalpinen Deckenmassen liegen, ist ihre Kenntnis für die stratigraphische Parallelisierung der sonst entsprechenden, aber bisher fossilfreien Gesteinsserie im Inneren der Schieferhülle von großer Bedeutung.

Der eine von diesen Karbonatgesteinszügen, bei dem die Fossilführung schon lange bekannt ist, ist

#### die Krimmler Trias.

Dort hat C. Diener schon 1900 von seinem ersten Wirtelalgenfund in Kalken der Nesslinger Wand (2 km nördlich von Krimml) berichten können. Diese Kalkalgen wurden 1912 von J. Pia als *Physoporella pauciforata* beschrieben. Bei der Nesslinger Wand und an zwei weiter östlich gelegenen Stellen der Krimmler Trias (gleich westlich des Obersulzbaches sowie 1½ km südlich Neukirchen) habe ich später wieder die gleichen Wirtelalgen gefunden (Frasl 1953 c)\*).

Die Krimmler Trias, die von L. Kober ins Unterostalpin gestellt wird, während sie R. Staub und seine Schüler zum Mittelostalpin rechnen, ist im hier beschriebenen Gebiet östlich des Gerlospasses auf eine Länge von etwa 11 km bekannt. Sie hat da ihre Hauptverbreitung zwischen dem Gerlospaß und Sulzau (vgl. G. Dietiker 1938). Im Osten davon sind derzeit nur zwei ganz kleine Vorkommen aufgeschlossen, eines am Untersulzbach gegenüber dem Schiedhof und eines direkt S von Neukirchen am Rande der Salzach-Talebene (Frasl 1949, 1953 c).

Neben hauptsächlich grauen, weißen und gelben, sehr feinkristallinen Kalken und Dolomiten gehören zum Stoffbestand der Krimmler Trias in viel geringerem Ausmaß auch Rauhacken, kleine Gipslinsen und möglicherweise auch karnische oder rhätische phyllitische Gesteine. Permisch-skytische, z. T. feldspatführende Quarzite und quarzitisches Schiefer liegen an ihrer Basis (H. Dietiker 1938, G. Frasl 1953).

Diese anscheinend sehr vollständige, wenn auch noch nicht durchgehend stratigraphisch gegliederte Triasabfolge ist ein vortreffliches und zugleich auch in den mittleren Hohen Tauern das naheliegendste Vergleichsbeispiel für jene Triasvorkommen, die in den inneren Teilen der Schieferhülle liegen. Demgegenüber ist das als nächstes zu nennende Beispiel für solche Vergleichs-

\*) Der von A. Haiden 1950 aus der Krimmler Trias angegebene Fund eines Gastropoden von der Art *Turbo solitarius* kann nach der in dankenswerter Weise ermöglichten Besichtigung der Bruchstücke leider nicht bestätigt werden.

zwecke schon bedeutend weniger geeignet. Dieses zweite größere Karbonatgesteinsvorkommen am Nordrand der Schieferhülle, das bisher Triasfossilien geliefert hat, ist

der Wennis-Veitlehener Kalk,

welcher gleich südlich vom Mühlbach (im Salzachtal, zwischen Habach- und Hollersbachtal) liegt. Daraus wurden erst vor wenigen Jahren einige Fossilreste von G. Rosenberg als *Colospongia dubia* bestimmt und der betreffende Teil des Kalkzuges daher zu den Partnachkalken gestellt. Außerdem wurden bei dieser Gelegenheit auch Spuren von Diploporen und Korallen angegeben. Diese Funde H. Fischers (1955) stammen von demselben Platz etwa  $1\frac{1}{2}$  km SW des Hollersbaches, an dem schon vorher Th. Ohnesorge und auch G. Frasl Fossilien gefunden hatten \*). Es steht jedoch in auffälligem Gegensatz zu der Angabe von Triasfossilien durch Fischer, daß diejenigen Fossilien, die Th. Ohnesorge gefunden hatte, von F. Heritsch 1918 in einer kleinen Studie als Favositiden und Monticuliporiden beschrieben wurden und daß dementsprechend der Wennis-Veitlehener Kalk von Heritsch — wegen der schlechten Erhaltung der Fossilien nur mit Vorbehalt — ins Altpaläozoikum gestellt wurde.

Wie dem auch schließlich und endlich sei, es hat die Festlegung des Alters beim Wennis-Veitlehener Kalk — soweit man heute abschätzen kann — ja doch nur eine eher lokale Bedeutung, nämlich für den geschlossenen Kalkzug selbst (s. u.).

Der Wennis-Veitlehener Kalk wurde zwar auf der beigegebenen tektonischen Übersichtsskizze nach Fischer ins Unterostalpin gestellt, doch möchte ich darauf nicht allzuviel Gewicht legen, denn einmal ist die spezielle Ausbildung der wenigen hier vorkommenden Kalkarten nicht so ohne weiteres der viel bunteren Zusammensetzung der ebenfalls als unterostalpin eingetragenen Krimmler Trias gleichzustellen. Es ist zwar Gips \*\*) (von A. R. Schmidt und H. Fischer) sowie ganz wenig Quarzit in der Begleitung des Kalkmarmors gefunden worden, dagegen fehlen die Massen von Dolomit und Rauhwacken sowie die charakteristischen jüngeren und älteren Begleitgesteine der Krimmler Trias. Die hier vorwiegend auftretenden grauen Kalkmarmore lassen sich aber mit ebenso unspezifisch aussehenden aus den verschiedensten Serien der Ostalpen vergleichen.

\*) Der Fundort der von G. Frasl (1953 c) und H. Fischer gefundenen Fossilien kann nach der neuen, 1954 erschienen Österreichischen Karte 1:25.000, Blatt 122/3, wie folgt angegeben werden: Wehrwald SW der Ortschaft Hollersbach, westlich des Vitlech-Grabens. Die Fossilien liegen dort — wenn man von Fossilspuren im ausgesprengten Anstehenden absieht — in kleineren Blöcken direkt am eingezeichneten Fahrweg fast in der Hälfte der Strecke zwischen P. 1147 und der kleinen Brücke über den Vitlech-Graben. Unter den von mir gefundenen Fossilresten erscheint mir das Auftreten eines hellgrauen Crinoiden-Dolomits am abgesprengten Wegrand erwähnenswert. Er sieht nämlich den von H. P. Cornelius u. B. Plöchinger (Jahrbuch GBA, Wien, 95, 1952, S. 154) erwähnten Crinoidenbreccien im Gutensteiner Dolomit des Arlsteins bei Abtenau (Lammertal) so weitgehend ähnlich, daß man bei Berücksichtigung der hiesigen Metamorphose an eine Gleichstellung beider Bildungen denken kann. Das Gutensteiner Niveau würde sehr gut zu der Angabe der zeitlich nahestehenden Partnachkalke durch Fischer und Rosenberg passen. — Herrn Dr. Benno Plöchinger danke ich für die freundliche Vorweisung seiner Vergleichsstücke.

\*\*) Ob dieser Gips sedimentär entstanden und damit für stratigraphische Zwecke verwendbar ist oder ob er genetisch an die dortigen Erzgänge gebunden ist, ist eine noch immer offene Frage.



Außerdem wird der Wenns-Veitlehener Kalk — gleichgültig ob er nun tatsächlich zum unterostalpinen Rahmen oder schon eher zur Schieferhülle gehört — kaum für die Ermöglichung der in dieser Arbeit angestrebten Seriengliederung der Schieferhülle zu brauchen sein, weil man an seinen Grenzen keinen normalstratigraphischen Verband findet. Nach den bisherigen Beschreibungen, die H. Fischer zitiert, ist er auf allen Seiten, die nicht von Schutt verhüllt sind, durch  $\pm$  steile Störungsflächen begrenzt. So ist auch die für den Zusammenhang mit der Schieferhülle und besonders für das Verhältnis zum nahen Zentralgneis der nahen Habachzunge in erster Linie maßgebliche Südgrenze des Kalkmarmors z. B. durch Mylonite von bedeutender Mächtigkeit — Fischer gibt an einer Stelle 10 bis 20 m an! — charakterisiert. W. Heissel legte deshalb 1950 hier die „Nordrandstörung“ der Hohen Tauern durch, die er von Wagrein im Osten bis nördlich der Gerlosplatte verfolgt hatte (s. S. 451).

Wenden wir uns nun jenen zumindest der Krimmler Trias altersmäßig entsprechenden Karbonatgesteinsvorkommen zu, die sicher der Schieferhülle angehören!

Hierbei denkt man im allgemeinen in erster Linie an die Kalkmarmore, Dolomite und Rauwacken in Verbindung mit einigen kleinen Gipsvorkommen, die an ihrer Basis von den im vorigen Kapitel erwähnten permisch-skythischen, meist quarzitischen Schiefergesteinen begleitet werden und deren größtes Vorkommen hauptsächlich im Gebiet des Seidlwinkltales liegt. Dasselbe wird auch von der Scheitelstrecke der Großglockner-Hochalpenstraße (Hochtor—Fuschertörl—Edelweiß-Spitze) an mehreren Stellen gequert. Dafür ist von Cornelius und Clar der zumeist verwendete Namen „Seidlwinkltrias“ geprägt worden. S. Prey nennt dieselbe „Hochtortrias“ und A. Hottinger sieht hierin das Hauptvorkommen seiner „Moderecktrias“, indem er sie wie L. Kober zur Modereckdecke stellt. Daneben gibt es eine größere Anzahl kleinerer und verstreuter Vorkommen von karbonatischer Trias, welche hauptsächlich aus der geologischen Karte des Großglocknergebietes von H. P. Cornelius und E. Clar herauszulesen waren, oder aber in der Geologischen Karte 1 : 75.000 von Zell am See und weiteren Aufnahmen von Cornelius, Braumüller, Holzer u. a. eingetragen sind und welche nach eigenen Ergänzungen in die beigegebene Karte (Tafel XXV) übernommen werden konnten. Die schönste Beschreibung der Gesteine dieser Karbonatserie der Trias lieferten Cornelius und Clar (1939, bes. S. 120—126).

Es ist zwar bisher noch nicht geglückt in einem dieser Vorkommen innerhalb der Schieferhülle näher bestimmbare Fossilreste nachzuweisen, aber schon E. Clar findet „die Vergesellschaftung von mächtigen Kalken, mächtigen Dolomiten, mächtigen Rauwacken und Gips ohne eine wesentliche Schieferbegleitung so bezeichnend, daß man diese geologische Gruppe billigerweise mit Kober und Hottinger nur in die Trias stellen kann“ (C. u. C., 1939, S. 126). Dieser Einstufung haben sich seither die meisten lokalen und regionalen Bearbeiter im wesentlichen angeschlossen. Nur R. Schwinner wollte noch 1951 (S. 217) ganz allgemein in den Hohen Tauern die Marmore von den triadischen Dolomiten und Rauwacken trennen und in den oberen Jura verlegen. Eine solche Aufteilung der Dolomite und Kalkmarmore auf Trias und Oberjura entspricht jedoch keinesfalls den Gegebenheiten der Natur, denn von der primär-sedimentären

Zusammenghörigkeit dieser beiden Gesteine und ihrer unlösbaren Verbundenheit mit den hier massenhaft auftretenden Rauhacken kann man sich sehr leicht an den verschiedenen prachtvollen Hochgebirgsaufschlüssen der Seidlwinkltrias überzeugen, sei es z. B. gleich E des Hochtors der Großglocknerstraße am flachen Osthang des Tauernkopfes oder beim Mittertörl in unmittelbarer Nähe des Tunnels, sei es im weiträumigen Baumgartlkar oder aber in den hohen Kalk- und Dolomitwänden westlich der Maschl-Alm oder SE der Gruber-Alm im Seidlwinkltal.

Die Karbonatgesteinsserie der Seidlwinkltrias zeigt eine unverkennbare Verwandtschaft mit der oben erwähnten fossilführenden Krimmler Trias, aber auch der bekannten Triasentwicklung der Radstädter Berge. Die Seidlwinkltrias ist zugleich auch das am besten entwickelte Beispiel der Trias innerhalb der Schieferhülle, doch unterscheiden sich die weiter vorliegenden Triasvorkommen davon meist nur durch ein kleineres Volumen und eine gewisse Verarmung im Bezug auf die Vielfalt der auftretenden Gesteinsabarten. — In manchen sehr kleinen, abgetrennten Linsen ist aber schließlich nur mehr eine der bei voller Entwicklung üblicherweise miteinander gekoppelten Karbonatgesteinsabarten vorhanden, und dann ist auch die Zuweisung zur Trias nicht mehr so sicher möglich als bei kompletter Serienausbildung. Solche Zweifelsfälle ergeben sich hier und in den östlichen Hohen Tauern bei einer Reihe von sehr kleinen Bändern oder Linsen von Dolomit- oder Kalkmarmor, und diese sollten in Zukunft nicht automatisch als Trias angesehen werden, sondern auch auf die Möglichkeit der Zugehörigkeit zu einer anderen Serie geprüft werden. So gibt es z. B. in der Bündnerschieferserie auch Dolomitanreicherungen, die durch eine lokale Anreicherung von Triasschutt erklärt werden können (vgl. S. 372 f.). Andere isolierte Kalkmarme oder Mg, Fe-reiche Karbonatgesteine gehören eher zur Habachserie. Sobald wir aber irgendwo die Kombination von Kalkmarmor, besonders gelbem Dolomit und Rauhacke, neben grünlichweißen, quarzreichen Schiefen finden, werden wir wohl nicht fehlgehen, wenn wir diese insgesamt in die Trias stellen, und daran habe ich mich bei der Übersichtskarte über die Verteilung der Gesteinsserien der Schieferhülle soweit als möglich gehalten.

Während wir also bei der Frage nach dem Umfang der Karbonatgesteinsserie der Trias schon recht klar sehen, stehen wir bei der Stufengliederung innerhalb der Trias auch bei der am mächtigsten und schönsten entwickelten Seidlwinkltrias noch immer ganz am Anfang. Die von Cornelius und Clar 1939 (S. 126 f. u. S. 239) aufgezeigten verschiedenen Gliederungsmöglichkeiten sind trotz neuerer Deutungsversuche (z. B. von H. Fischer 1947 für die Enzinger Wand) noch immer nebeneinander gültig, weil die wenigen Anhaltspunkte noch nicht für eine Entscheidung ausreichen. Das kann aber den Wert der Karbonatgesteinsserie der Trias als Fixpunkt für die Seriengliederung der Schieferhülle nicht im geringsten schmälern. So weist z. B. die Anhäufung von Trümmern der triadischen Karbonatgesteinsserie in anderen Gesteinen unumgänglich auf die Zugehörigkeit des betreffenden metamorphen Trümmergesteines zur relativ jüngeren Bündnerschieferserie hin, und niemand wird z. B. bei der bunten Dolomite und Kalke der Trias enthaltenden Blockbreccie im Gebiet des Königstuhlhorns (s. S. 358) diese Zuweisung zur im wesentlichen nach-triadischen Bündnerschieferserie widerlegen können.

## Serie E: Die Bündnerschiefer-Serie

Diese Serie, die jünger ist als die Masse der Karbonatgesteine der Trias, hat im Großglocknergebiet eine derart ähnliche Ausbildung wie in den unter- bis mittelpenninischen Decken von Wallis, Tessin und Graubünden, daß wir zur ersten kurzen Charakteristik die Darstellung der dortigen Bündnerschiefer-Serie von J. Cadisch (1953, S. 192) wörtlich übernehmen können und damit die große Übereinstimmung unterstreichen:

„Die Bündnerschiefer-Serie umfaßt eine wechselnde Folge von Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarziten mit allen Übergängen dieser Gesteine, mit Sandkalken, Sandsteinen usw., d. h. eine orogene Serie. Die meist dunkle Farbe der Gesteine wird durch den Gehalt an organischer Substanz (Graphitoid) bewirkt.“ — Freilich hat die Metamorphose dann z. B. aus den Kalkschiefern, die im Nordosten bei Rauris noch recht gut erhalten sind, nun zu meist Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer gemacht und dementsprechend entstanden aus den Tonschiefern Phyllite (auch mit Granat und Disthen), usw.

In diese Schichtfolge gehören außerdem die bekannten Dolomitreccien. Begleitet werden die Bündnerschiefer von Ophioliten, also von basischen (und auch ultrabasischen) Eruptivgesteinen, und beide gemeinsam liegen nun in epi- bis schwach mesometamorphem Zustand vor.

Um die Weite der Verbreitung zu übersehen, genügt fürs erste ein Blick auf die beigegegebene Karte, die auch erstmalig die Geschlossenheit des Auftretens dieser Serie (einschließlich der Trias) vor Augen führen soll, im Gegensatz zu den verschiedenen bisherigen Darstellungen, die eine viel weitergehende Verschuppung von Mesozoikum und Paläozoikum (sowie Altkristallin) zur Grundlage hatten.

Abgesehen von den oft zitierten ersten Gleichstellungen dieser Schiefer in den Tauern mit jenen der Schweizer Alpen durch Studer und abgesehen von den weiteren Vergleichen von Termier, Uhlig, Kober, Stark, Staub u. a., in welchen der Begriff der Bündner Schiefer bereits verwendet wurde, hat sich bisher in den mittleren Hohen Tauern der Schweizer Dissertant A. Hottinger (1935) am meisten durch die erste genauere Ausscheidung dieser Serie auf seiner geologischen Karte des Gebietes zwischen Fuscher- und Rauriser Tal verdient gemacht. Die Existenz dieser Serie wurde aber dennoch lange Zeit nicht anerkannt. Jedenfalls fehlte die Bezeichnung „Bündnerschiefer“ in den offiziellen österreichischen Karten der Hohen Tauern vollkommen, als ich bei den Kartierungen im Seidlwinkltal (1953 b) die Notwendigkeit des Gebrauchs einer Serienbezeichnung für die vielen durch Übergänge miteinander verbundenen Abarten von Schiefen mit tonig-kalkig-sandigem Ausgangsmaterial und etwa gleichem (mesozoischem) Alter erkannte. Es erschien mir schon damals richtig und nicht zuviel gewagt, hier — mit gewissen Änderungen der von Hottinger gewählten Abgrenzung — den Begriff „Bündnerschiefer-Serie“ zu übernehmen und zugleich damit die verwandten Gesteine auf der Karte enger zusammenzufassen.

Da seither die Bezeichnung „Bündnerschiefer“ bereits Eingang in die neue geologische Karte der Umgebung von Gastein (Exner 1956) gefunden hat, die einen wesentlichen Teil der östlichen Hohen Tauern umfaßt, ist anzunehmen, daß sich dieser Name nun auch auf österreichischer Seite für die hier dem namengebenden Gebiet entsprechende Serie durchsetzen wird.

Warum wir zum Inhalt der Bündnerschiefer-Serie gegenüber dem von Hotttinger im Jahre 1935 angegebenen Umfang von schwarzen Phylliten, Kalkglimmerschiefern bis Glimmermarmoren, Karbonatquarziten und Liasbreccien auch noch diejenigen schwarzen Phyllite, Graphitquarzite und graphitischen Disthenglimmerschiefer, die bei ihm das Karbon repräsentieren, sowie einige andere Gesteine (z. B. Bündnerschiefergneise) rechnen können, das wird bei der folgenden Darstellung der einzelnen wichtigeren Gesteinsgruppen dieser Serie erklärt werden.

Dabei gehen wir von den Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern sowie den Dolomitbreccien aus, weil bei ihnen das nachtriadische Alter schon in weitesten Kreisen anerkannt ist, und leiten erst dann die Zusammenhänge mit den übrigen Schichtgliedern derselben Serie ab, woran sich eine Besprechung der jungen Ophiolithe anschließt.

### Die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer

Über diese leicht erkennbaren und weitverbreiteten Gesteine ist schon so viel geschrieben worden, daß es kaum etwas Neues hinzuzufügen gibt. Fassen wir also zuerst einige bisherige Ergebnisse zusammen.

Von allen bisher in den mittleren Hohen Tauern kartierten Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern kann man annehmen, daß sie in die Bündnerschiefer-Serie gehören; jedenfalls wurden sie auch von den verschiedenen bisherigen Bearbeitern des Gebietes als einheitlich bezüglich ihres Alters, und da im allgemeinen als nachtriadisch aufgefaßt. In den letzten Jahrzehnten haben von den Kennern des Gebietes wohl nur L. Kölbl (1935) und neuerdings A. Haiden die Kalkglimmerschiefer ins Paläozoikum gestellt. Gewiß gibt es sonst in den Ostalpen auch im Paläozoikum Kalkphyllite in ziemlicher Menge, man braucht da nur in nächster Nähe die Grauwackenzone bei Lend als Vergleich heranziehen, oder das Murauer Paläozoikum. Und doch fehlen dort — um nur zwei Argumente dagegen anzuführen — einerseits die Einstreuungen von Triasdolomitgeröllen, die hier oft in Dolomitbreccien mit kalkigem Bindemittel überleiten, und andererseits fehlt auch innerhalb unseres Gebietes jeder Zusammenhang mit jenem Schwarzphyllit, welcher z. B. durch saure tuffitische Verunreinigungen als vormesozoisch gekennzeichnet ist (vgl. S. 363).

Daß auch in der Trias (z. B. von Wennis-Veitlehen) in ganz geringen Mengen Mergelabkömmlinge gefunden wurden, die sich von den nachtriadischen Kalkphylliten vorläufig nicht unterscheiden lassen, sei nur nebenbei erwähnt. Derartige triadische Vorkommen sind aber in den mittleren Hohen Tauern so klein, daß sie bisher noch nie in einer Karte von den Kalken der Trias abgetrennt wurden.

Regionale Verteilung. — In dem dem Salzsachtal näheren Bereich des Kapruner, Fuscher, Wolfbach- und Rauriser Tales treten wegen der dort allgemein niedrigeren Metamorphose hauptsächlich Kalkphyllite auf, oder aber bei ursprünglich geringerem Tongehalt meist blaue Kalke (Braumüller 1939, S. 73).

Dabei ist auffallend, daß auch ein Kalk, der schon 4 km vom Rand entfernt in der Schieferhülle liegt, wie z. B. der graue Kalk, welcher im Rauriser Tal in einem direkt an der Grenze von Blatt Rauris und Blatt Saalfelden der Karte 1:50.000 befindlichen Steinbruch sehr gut aufge-

geschlossen ist, nach eigenen Beobachtungen von einem Teil der Klammkalke der Kitzlochklamm — also der oberen Radstädter Decke nach E. Braumüller — dem Aussehen nach überhaupt nicht zu unterscheiden ist. Damit ist A. Hottingers Aussage bestätigt, der 1935 (S. 288) angibt, dunkle tafelige Kalke der Drei Brüder—Bernkogel-Zone seien faziell das beste Zwischenglied zwischen den echten Kalkphylliten und den schwarzen Klammkalcken der Radstädter Decken. Er leitete daraus den Schluß ab, Kalkphyllit, „Tafelkalk“ und Klammkalk dürften ungefähr gleichen Alters sein. — Braumüller konnte übrigens in solchen z. T. Dolomitgerölle führenden Kalken der Sandstein-Brecciendecke aus dem Wolfbachtal sogar noch Crinoidenreste nachweisen (1939, S. 77) \*). Eine weitere Besonderheit ist die lokale Ausbildung von hellgrünlichen Serizitschiefern im Kalkphyllit- bis Kalkglimmerschieferzug des Baukogels westlich Rauris.

Hier im Norden, wie auch im zentralen Bereich der Hohen Tauern sind auch noch Tüpfelkalke erhalten geblieben, die den manchmal zum Vergleich herangezogenen paläozoischen Kalkschiefererien östlich der Hohen Tauern fehlen (Cornelius und Clar, 1939, S. 272).

Braumüller beschreibt solche Tüpfelkalke aus der noch am wenigsten metamorphen Sandstein-Brecciendecke (1939, S. 75). Völlig gleichartige Typen fand ich in massiger bis schiefriger Ausbildung einige *km* S davon am Baukogel bei Rauris (Frasl 1953 b). Eine nähere Beschreibung der Tüpfelkalke von zwei Fundpunkten der Nordrahmenzone (Schreckkogel, Langweidkopf) sowie von fünf Punkten der Oberen Schieferhülle in Verbindung mit einer eingehenden Diskussion der Entstehung und der stratigraphischen Bewertbarkeit gaben Cornelius und Clar 1939 (S. 137 und 237).

Gegen das Innere der Hohen Tauern hin werden die Kalkphyllite durch den höher kristallinen Kalkglimmerschiefer ersetzt, dessen Variationsbreite Cornelius und Clar (1939, S. 131 ff.) ausgezeichnet charakterisierten, und der ganz allgemein als die bedeutendste Komponente der „Oberen Schieferhülle“ angesehen wurde. Kleine Kalkglimmerschiefer-vorkommen offenbar desselben Alters wurden von Cornelius und Clar (1939) aus tektonischen Gründen auch zur Brennkogeldecke, zu den Riffdecken und zur Granatspitzhülle gestellt. Über die Fortsetzung der Kalkglimmerschiefer über den Rand der Glocknerkarte hinaus nach SW liegen neuere Angaben von H. P. Cornelius, P. C. Benedict und A. Egger vor. Die Kalkglimmerschiefer-vorkommen beim Untertauchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal hat wiederum Cornelius (1935) bekanntgemacht, und über die Kalkglimmerschiefer- bis Kalkphyllitvorkommen am Abhang gegen das Salzachtal zwischen Stubach- und Dietelsbachtal gibt außer der Beschreibung von Cornelius (C. u. C. 1939, S. 236) und dem Kartenblatt „Kitzbüchel—Zell am See“ auch eine Studie von H. Holzer (1949) einige Auskunft. Daß schließlich der sogenannte „Gneismarmor“ von Willmersdorf westlich vom Ausgang des Stubachtales (H. Fischer 1947) ebenfalls hierher gehört, hat H. Holzer (1953 b) bereits richtiggestellt.

\*) Ein zweiter Fundpunkt derselben hellgrauen, plattigen Crinoidenkalke liegt am östlichen Hang des Wolfbachtals. Sie sind dort in dezimeterdicken Lagen den übrigen kalkhaltigen Bündnerschiefern eingelagert, welche durch den von Taxenbach ins Wolfbachtal führenden Fahrweg angeschnitten sind (östlich der Brücke 1041 auf etwa 1160 m Höhe).

Schließlich befinden sich nach fast 25 km Unterbrechung einige kleinere Vorkommen von Kalkphyllit und Kieselschnurkalk — wie bei der Oberen Schieferhülle in enger Verbindung mit Ophiolithen — erst wieder W des Obersulzbaches, nämlich S des Ortes Wald im Walder-Wieser-Wald und beim Plattenkogel NW Krimml, wie aus den Karten von H. Dietiker (1939) und von G. Frasl (1953 c) zu entnehmen ist. Dietiker stellt sie dabei nach westalpinem Muster bereits zu seiner „Schistes-lustrés-Decke“, deren Zusammensetzung etwa unserer Bündnerschiefer-Serie entspricht. Die zuletzt genannten Vorkommen wurden auch von O. Schmidegg und F. Karl im Rahmen der amtlichen Kartierung der letzten Jahre zur nachtriadischen Serie gestellt.

In den zentralen Teilen der Schieferhülle ging übrigens die Metamorphose der Kalkglimmerschiefer so weit, daß auch darin Granat sprossen konnte (C. u. C., S. 135) und auf einer gemeinsamen Exkursion fanden Exner und ich bei der Türchlwand lokal auch massenhaft graue Disthen-Porphroblasten von max. 2 cm Länge im Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle (Exner 1952). Schon durch diese Beobachtungen ist für den engeren Raum die Bildungsmöglichkeit dieser beiden Mineralarten in alpidischer Zeit sichergestellt, und es wäre verkehrt, wollte man manche Granatphyllite, Granatmuskowitschiefer sowie Rhätizitschiefer dieser Gegend nur des Gehaltes an Granat oder Disthen wegen als vormesozoisch oder gar als „altkristallin“ erklären. Das gilt z. B. für die von Cornelius und Clar in den meisten Fällen in engstem Zusammenhang mit Kalkglimmerschiefern gefundenen, meist recht geringmächtigen Granatphyllite und Granatmuskowitschieferlagen innerhalb der „Oberen Schieferhülle“.

Für die Erklärung der Herkunft der von Cornelius und Clar erstmals beachtetten und ausführlich beschriebenen „Granatmuskowitschiefer“ und auch der sonstigen „Hellglimmerschiefer“ der „Oberen Schieferhülle“ (C. u. C. 1939, S. 140 ff.) erscheint mir übrigens die von Prof. P. Bearth anlässlich einer gemeinsamen Exkursion ins Stubachtal auf Grund westalpiner Erfahrungen geäußerte Idee recht glücklich, ihren Kieselsäurereichtum mit der bei untermeerischen Effusionen von Ophiolithen freiwerdenden Kieselsäure in Zusammenhang zu bringen. Tatsächlich liegen sie in der Regel an der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Prasinit. — Daß sie nicht einfach auf eine Kontaktwirkung der Ophiolithe auf die ursprünglich vorhandenen Mergel zurückgeführt werden können, haben bereits Cornelius und Clar (1939, S. 147) erkannt. Gewiß konnte man 1939 noch eher an eine Ableitung dieser Granatmuskowitschiefer aus dem Altkristallin denken, weil damals auch eine Herleitung der zugehörigen Prasinite aus dem Altkristallin noch für möglich gehalten wurde. Heute, nachdem auch Cornelius und Clar diese Prasinite als nachtriadisch ansehen, wären die Granatmuskowitschiefer jedoch die einzigen Altkristallinreste in der geschlossenen Mesozoikumsfolge — und da ausgerechnet regelmäßig an der Grenze Kalkglimmerschiefer-Prasinit eingeschuppt! Das ist in höchstem Maße unwahrscheinlich.

Zwischen den Kalkphylliten (Kalkglimmerschiefern) einerseits und verschiedenen anderen Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie andererseits gibt es vielerorts Übergänge. Sie beweisen den genetischen Zusammenhang innerhalb der ganzen Serie. Bedeutsam sind vor allem die Übergänge

1. in kalkfreie dunkle Phyllite,
2. in Dolomitbreccien,
3. in Karbonatquarzite.

Näheres darüber wird — soweit notwendig — in den anschließenden, von diesen Gesteinen handelnden Kapiteln zu lesen sein. Und zwar schließt hier als nächstes die Besprechung der Dolomitbreccien an, weil ihr nach-triadisches Alter wegen der oftmals noch als solche erkennbaren Trias-dolomitfragmente kaum von jemanden bezweifelt wird.

### Die Dolomitbreccien

Wenn wir von jenen außergewöhnlichen Dolomitbreccien des Salzachtales absehen, die fast allein aus Dolomitbruchstücken bestehen, nur sehr wenig Bindemittel besitzen und die bei Taxenbach von E. Braumüller (1939, S. 59 f.), sowie beim Gerlospañ von G. Frasl (1953 c) noch zur Trias gerechnet wurden, dann sind die zahlreichen Vorkommen von Dolomitbreccien im allgemeinen — trotz ihres oft sehr verschiedenartigen Aussehens — in die Bündnerschiefer-Serie zu stellen.

Mit E. Clars und H. P. Cornelius kann man folgende Abarten unterscheiden: schieferig-kalkige Breccien, quarzitishe Breccien (= „Quarzitbreccien“), die beide nach dem Bindemittel so benannt sind, und die selteneren, Schieferbrocken führenden „Schieferbreccien“. Daß die Quarzitbreccien sowie solche mit Arkose-Bindemittel auch in der Schieferhülle im Streichen in andere mit kalkigem bis phyllitischem Bindemittel übergehen können und daher auch altersmäßig zusammengehören, hat H. P. Cornelius 1942 berichtet (1942 b, S. 49—51). Die verschiedenen Arten sind von den unterostalpinen Randgebieten bis zu den tektonisch tiefsten der heute aufgeschlossenen Anteile der Bündnerschiefer-Serie immer wieder anzutreffen, und man kann daher aus dem Auftreten von Breccien jedenfalls keinen Unterschied zwischen dem unterostalpinen und penninischen Faziesgebiet ableiten, mit der einen Ausnahme, daß man bisher in der Schieferhülle noch keine Äquivalente der unterostalpinen bunten Schwarzeckbreccie E. Clars erkannt hat, die von verschiedenen Autoren als besonders jung, nämlich als unter- oder oberkretazisch angesehen werden.

Nachdem L. Kober 1928 die ersten Vorkommen von Dolomitbreccien in der Schieferhülle gefunden und das Gestein als mesozoische, sedimentogene Breccie erkannt hatte, waren es wieder Cornelius und Clars, welche die verdienstvollsten Fortschritte bei der weiteren Kartierung und Erforschung dieser eigenartigen und stratigraphisch so bedeutsamen Gesteinsgruppe brachten. Sie erkannten die weite Verbreitung derselben in vielen, oft sehr kleinen Vorkommen; sie hatten auch genügend Beobachtungen gesammelt, um sämtliche beschriebene Breccien „ohne jeden Vorbehalt als sedimentogen“ erklären zu können. Der Vergleich mit verschiedenen besser datierbaren Breccienvorkommen in der Umrahmung des Tauernfensters erlaubte ihnen schließlich die Annahme posttriadischen Alters, nachdem die Gegenprobe, nämlich der Vergleich dieser speziellen Arten mit sicher paläozoischen grobklastischen Gesteinen der Ostalpen, negativ ausfiel. Ob aber wirklich alle die verschiedenen Dolomitbreccien der Schieferhülle ausschließlich in den Lias gehören? Diese zeitliche Begrenzung erscheint mir etwas zu eng; eher dürften in einem etwas längeren Zeitraum (Rhät bis Dogger ?) immer wieder da und dort Grobeinstreuungen erfolgt sein.



Zu den groben Komponenten gehören außer Dolomiten auch Kalke und viel seltener dunkle Phyllitbrocken sowie Quarzite, aber praktisch nie grüne Gesteine. — Daß diese Komponenten teilweise schon in gerundetem Zustand eingeschaltet wurden, ist anzunehmen, deshalb braucht man den Namen „Breccie“ nicht gleich ändern. Heute liegen die groben Komponenten ohnehin oft sehr weitgehend tektonisch deformiert vor. Cornelius und Clar gaben als Beispiele das Verhältnis des größten zum kleinsten Durchmesser mit 10 : 1 oder 5 : 1 an. Besonders stark ausgeplättete Exemplare kann man z. B. leicht an der Glocknerstraße sehen, so auf der Paßhöhe direkt über dem Hochtortunnel, aber auch bei Randabweisern der Straße selbst, die an der Scheitelstrecke zwischen Hochtort und Fuscherkarkopf oft aus weißen Quarziten bestehen, deren dunkle \*), langgezogene Dolomit-schollen in Form von Löchern auswittern. Andererseits sind gerade die größten Breccien des ganzen Gebietes (Königstuhlm, westliches Seidl-winkltal, etwa 100 m östlich P. 2417 und besonders schön im groben Blockwerk des darunterliegenden Kars) relativ wenig geschiefert. Ihre einzelnen isometrischen Dolomitblöcke haben bis 1 m Durchmesser, nur der Kalkmarmor war nachgiebiger und ist nunmehr linsenförmig bis bandartig verquält (Frasl 1953 b).

Es wurde schon oben vermerkt, daß praktisch niemals Prasinite oder andere grüne Gesteine als Trümmer in diesen Breccien der mittleren Hohen Tauern vorkommen. Daraus kann man schließen, daß wahrscheinlich die Bildung dieser jungen basischen Eruptiva im wesentlichen erst nach der Sedimentation des Grob-schutts erfolgte. Da jedoch die Breccienbildung allem Anschein nach fast auf die ganze Dauer der Bündnerschiefer-Sedimentation verteilt war, ist anzunehmen, daß die Masse der jungen Ophiolithe erst recht spät extrudiert und intrudiert ist.

Die Breccien gehen an manchen Stellen durch Überhandnehmen der feinen Fraktionen und durch langsames Aufhören der Einstreuung der groben Fraktion sukzessive in andere Gesteine über. Das ist besonders bei den Übergängen in Quarzite interessant (Clar 1939, S. 129 f.), denn früher wurden alle Quarzite zumeist als viel älter angesehen. Dasselbe Ausklingen der Gerölleinstreuung ist von E. Braumüller (1939, S. 129, 75, 103) im Arkosesandstein, in Kalken und Kalkphylliten und wieder von E. Clar (1939, S. 127 f.) in Knotenschiefern der Brennkogeldecke beobachtet worden. Daß Dolomitgerölle nur selten direkt in phyllitischem Bindemittel gefunden wurden (z. B. H. Holzer 1953 a) ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß Gerölle eher zusammen mit Sanden und nur selten mit Tonen abgelagert werden. Trotzdem sind verschiedenartige Breccien in den größeren Phyllitgebieten sehr häufig, und ihre Einschaltung kann nicht einfach jedesmal als tektonische Einschuppung erklärt werden.

---

\*) Die oft sehr dunkle Farbe der Dolomite ist möglicherweise eine erst später erworbene Eigenschaft, nämlich durch Pigmentaufnahme während der Metamorphose entstanden. Daß auch in den Dolomitfragmenten noch ein gewisser Stoffwechsel geherrscht haben kann, wird dadurch belegt, daß ausgerechnet die dunkelblaugrauen Dolomitflatschen der Breccien N des Krummlkeeskopfes manchmal durch und durch von kleinen Turmalinnadeln durchsiebt sind. . . Im übrigen sind z. B. bei Uttendorf (Lerch-wandweg ober P. 1014) die Dolomitfragmente bei Anwesenheit von genügend phyllitischem, dunkelgrauem Bindemittel auch selbst allgemein viel dunkler grau gefärbt, als in anderen damit zusammenhängenden Breccienlagen, denen im Meterbereich ein solches Binde-mittel fehlt.

Noch wenig bekannte Vorkommen von Dolomitbreccien sind in einem 6 km langen Streifen 50—200 m N der geschlossenen Oberen Schieferhülle im Weixelbachtal und weiter bis zur Seidlwinklache zu finden, wo sie die Höhe 1100 m schneidet, dann über der Baumgartl Alm in 1730 m Höhe und  $\frac{1}{2}$  km S davon in 1900 m Höhe; in weiter Verbreitung treten sie im Diesbachkar zwischen P. 2246 und P. 2673 auf sowie NE davon zwischen P. 2314 und der Wasserfallhöhe. — Die Übergänge in andere Gesteine derselben Serie können dabei so stetig verlaufen, daß man manchmal — z. B. beim Krummlkeeskopf — nur ganz willkürliche Grenzlinien in die Karte einzeichnen kann; das ist zugleich wieder ein Hinweis auf die Zusammengehörigkeit der ganzen Serie.

### Die Quarzite

Während in der vorhergegangenen Zeit die Quarzite im allgemeinen als der Triasbasis angehörig und noch tiefer eingestuft wurden \*), hat es A. Hottinger — bewogen durch die in den Westalpen bereits weiter vorgetriebene Gliederung der Bündnerschiefer-Serie — zuerst unternommen, vorerst einmal wenigstens die Karbonatquarzite als ein nachtriadisches Gestein in der Karte auszuscheiden. Damit hat er jedoch nur einen geringen Teil der Bündnerschieferquarzite seines Aufnahmegebietes als solche erkannt, die Masse verblieb beim Karbon oder bei der Trias.

Cornelius und Clar haben dann 1939 einen weiteren entscheidenden Schritt getan, indem sie entsprechend der oben erwähnten schrittweisen Übergänge in Dolomitbreccien nicht nur für karbonatreiche Quarzite, sondern auch für praktisch karbonatfreie Quarzite den Schluß zogen, daß diese auch nachtriadisch sein können. Dabei mußten sie aber zugeben, daß sich letztere durch nichts von den übrigen Quarziten unterscheiden, welche in großer Zahl den für paläozoisch gehaltenen Phylliten der Brennkogeldecke stratigraphisch eingelagert sind, und dementsprechend auch eher für paläozoisch angesehen wurden. Zu einer klaren Aufteilung auf einen jungen Anteil und einen paläozoischen Teil der Quarzite und zu ihrer getrennten Ausscheidung auf der Karte kam es damals nicht. Wenn wir jedoch auch die Phyllite der Brennkogeldecke in die Bündnerschiefer-Serie stellen, wie es in der vorliegenden Abhandlung geschieht, dann entkommen wir der stets undankbaren Aufgabe, völlig gleichartige Gesteine verschiedenen Formationen zuteilen zu müssen. Daraus sieht man schon, daß heute weit mehr Quarzite als nachtriadisch eingeschätzt werden, als bisher üblich war.

Nach der hier vorgenommenen und auf der Karte angedeuteten Aufteilung der Schieferhülle in junge und alte Serien liegt bei weitem der größte Teil aller quarzitischer Gesteine der mittleren Hohen Tauern im geschlossenen Gebiet der Bündnerschiefer-Serie und ist auch tatsächlich dazu zu rechnen. Dem Bereich oder Grenzbereich der vormesozoischen Serien unserer Karte verbleibt dann eine kleine Anzahl weißer und grünlichweißer Quarzite, die mit den permotriadischen Arkoseschiefern und -gneisen gemeinsam ausgeschieden wurden, und außerdem nur mehr eine geringe Anzahl fast verschwindend kleiner Vorkommen von meist fast schwarzem Graphitquarzit (Lydit). Diese Graphitquarzite hat auch Cornelius bereits als etwas völlig anderes ausgeschieden (siehe S. 414). Es wäre demnach

\*) Die Idee Th. Ohnesorges (1929), die nördlich der Krimmler Trias auftretenden hellgrünen Quarzserizitschiefer gehörten stratigraphisch über die Trias, hat sich nicht halten können (O. Schmidegg 1949; Frasl 1953 c, S. 179).

wohl das einfachste, hier auf die Beschreibung der früh- und vortriadischen Quarzite in anderen Kapiteln zu verweisen und ansonsten bloß anzumerken, daß alle übrigen hier auftretenden und bisher von anderen Autoren beschriebenen Typen mit höchster Wahrscheinlichkeit nachtriadisch sind. Trotzdem seien nun nach einer kurzen Übersicht über die Artenmannigfaltigkeit noch einige Bemerkungen über verschiedene wichtigere Abarten der Bündnerschieferquarzite angeschlossen.

Neben den rein weißen Quarziten, die aus einem reinen Quarzsand herzuleiten sind, gibt es auch solche, die ursprünglich ein mehr oder minder kalkiges oder toniges Bindemittel besaßen, die einen geringen Bitumengehalt hatten oder Feldspat, Glimmer oder feinste Schieferbruchstücke führten. Alles das liegt heute in metamorpher Form vor. Eine genauere Vorstellung vom Aussehen einiger der genannten Quarzite vermittelt dem Fernstehenden am besten Clars Beschreibung in der Glocknermonographie (1939, S. 113 und 114; nicht S. 115!).

Anschließend seien einige neuere Beispiele dazu angeführt:

Kalkschnurquarzite und Karbonatquarzite mit gleichmäßig verteiltem Kalkgehalt sind im Seidlwinkltal in großer Menge und klassischer Ausbildung zu finden, z. B. an den Felsabstürzen der nördlichen Vorlage des Wustkogels zwischen P. 2447, P. 2142 und P. 2162, dann am Steilabfall des Gamskarls gegen die Diesbachalm und schließlich in den Wänden des Mäuskarkopfes gegen das Söhlkarl.

Klastischer Feldspat (meist Kalifeldspat) und oft auch Hellglimmerschuppen führender Quarzit macht einen größeren Teil des auf ungefähr 7 km verfolgbaren und im E etwa 100 m mächtig werdenden Quarzituges aus, der im Seidlwinkltal auch an vielen Stellen Dolomitfragmente und quarzitisches Dolomitbreccien einschließt und gegen N schrittweise in Schwarzphyllit überleitet. Er erstreckt sich von der Edweinalm im E über P. 2132 der Königstuhlmalm, dann an der Rieger-Almhütte und der Embach Hochalm nördlich vorbei bis an den steilen Abfall ins Fuschertal. Dort stammen jene Bergsturzböcke von diesem Quarzitug, welche z. T. durch die Glocknerstraße 500 m S der Embachkapelle angeschnitten und bereits auf der Glocknerkarte von Cornelius und Clar als (anstehender) Quarzit ausgeschieden sind. Diese Quarzite sind meist hellgrau bis weiß, bei Anwitterung meist gelblich-bräunlich getönt, und in den Übergangsbereichen gegen die Schwarzphyllite auch selbst ins Dunkelgraue verfärbt, niemals aber hellgrünlich wie diejenigen der Triasbasis.

Die eben genannten feldspatführenden Quarzite haben weiter nördlich, nahe dem Salzaachtal, ihre ebenso feldspat- und glimmerführenden, aber weniger metamorphen Gegenstücke („Arkosesandsteine“ und Quarzite) in der Sandstein-Brecciendecke E. Braumüllers, der sie auch genauer beschrieb und schon als nachtriadisch einstuft (1939, S. 69—72). Als Zwischenglied zwischen beiden — der örtlichen Stellung und der Metamorphose nach — möchte ich nach eigenen Beobachtungen den „Muskowitquarzit“ aus der Fuscher Schieferhülle Braumüllers hier anführen (Braumüller 1939, S. 89 f.), den er noch ins Paläozoikum stellte, weil er damals besonders die enge Bindung an die umgebenden Fuscher Phyllite berücksichtigte. Man darf annehmen, daß Braumüller auf die damals betonte Unterscheidung der beiden genannten Quarzite, deren Ähnlichkeit er selbst zugegeben hat, heute nicht mehr besteht, da ja auch er die Fuscher Phyllite

nun bereits als nachtriadisch ansieht. Damit fällt übrigens wieder ein Unterschied der nach Braumüller unterostalpinen „Sandstein-Brecciendecke“ gegenüber der penninischen Schieferhülle weg (vgl. S. 401 f.).

An allen drei genannten Stellen sind die feldspat- und muskowitzführenden Quarzite z. T. graphitisch verfärbt, obwohl sie da und dort durch Dolomit-einstreuungen als nachtriadisch ausgewiesen sind. Daran sieht man schon, daß sich die Abtrennung von (karbonischen) „Graphitquarziten“ im Sinne von Hottinger nicht so leicht durchführen läßt.

Hottinger verstand unter seinen „Graphitquarziten“ etwas ganz anderes als die von Cornelius und Clar ebenso als „Graphitquarzite“ bezeichneten Lyditabkömmlinge, wie aus dem Vergleich der Arbeit Hottingers mit der Karte und der Monographie von Cornelius und Clar ganz eindeutig hervorgeht. Da auch die Ausscheidungen des Graphitquarzites auf Hottingers Karte viel zu großzügig ausgefallen sind (vgl. Braumüller 1939, S. 87) und in Wirklichkeit z. B. große Partien von karbonatführenden helleren Quarziten beinhalten, wird es das beste sein, in Zukunft die Bezeichnung „Graphitquarzit“ nur mehr im Sinne von Cornelius und Clar zu gebrauchen. Die somit ihres schönen Namens entkleideten Gesteine sind oft derart eng mit Karbonatquarziten und Kalkschnurquarziten verbunden, daß ich sie ohne Zögern neben die übrigen Quarzite der Bündnerschiefer-Serie stelle. Sie werden damit ohne besondere Bezeichnung bei den Bündnerschieferquarziten eingereiht.

Es ist ja ohne Schwierigkeit zu erkennen, was Hottinger u. a. bewogen haben mag, die „Graphitquarzite“ als karbonisch abzutrennen, nämlich die Unmöglichkeit, eine durchgehend verwendbare Grenze zwischen ihnen und dem „Parakristallin im allgemeinen“ zu finden. Als „Parakristallin“ verstand er aber alles Schieferige, das irgendwie höher metamorph aussah und meist Disthen, Chloritoid, Granat oder Feldspat führte. Daß diese Mineralien auch alpidisch gesproßt sein könnten — wie Cornelius und Clar später bewiesen —, dieser Gedanke ließ sich offenbar mit der bestehenden Schulmeinung damals nicht vereinen, und dementsprechend mußte das „Parakristallin“ alt und auch der damit verbundene Graphitquarzit alt, also vormesozoisch, sein.

Cornelius und Clar haben ebenso wie auch Hottinger und Braumüller die stratigraphische Zusammengehörigkeit vieler Quarzite mit den umgebenden schwarzen Phylliten erkannt, die wir hier anschließen.

### Die jungen schwarzen Phyllite (=Rauriser Phyllite)

In größtem Maße sind in den mittleren (und auch östlichen) Hohen Tauern Gesteine verbreitet, die durch epizonale Metamorphose aus schwarzen Tonen entstanden sind. Entsprechend ihrer mengenmäßigen Bedeutung ist auch ihre Altersstellung von großem Interesse, doch in dieser Hinsicht gehen die Meinungen in den letzten Jahrzehnten sehr auseinander. Von manchen Autoren wurden alle derartigen Gesteine als paläozoisch betrachtet (z. B. Braumüller 1939; m. E.: C. u. C. 1939), andere bevorzugten für ihre Teilgebiete eine Einstufung in die mesozoische Zeit (Holzer 1953 a; Bistritschan und Braumüller 1958) und schließlich gab es auch, Versuche, paläozoische und mesozoische Anteile nebeneinander gelten zu lassen (z. B. Kober 1912, Hottinger 1935, Holzer 1949, Exner 1952, Schmidt 1950/52 und Frasl 1954/55). In letzterem Falle wurden jedoch

die beiden altersverschiedenen Teile meist sehr unterschiedlich voneinander abgegrenzt, sodaß die verschiedenen Detailkarten in dieser Hinsicht nie zusammenpaßten.

Aus dem Überblick über die mittleren Hohen Tauern, dem Abwägen der bisherigen Argumente, dem Besuch der für die verschiedenen Meinungen maßgeblichen Fundpunkte sowie auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen (siehe unten) ist im Lauf der letzten Jahre folgende Alterseinstufung der schwarzen Phyllite herangereift, die den weiteren Nachprüfungen an neuen Profilen stets gut standhielt:

1. Es gibt in wesentlichen Mengen nebeneinander vormesozoische und mesozoische schwarze Phyllite.
2. Beide Anteile sind am besten durch ihre Fremdeinlagerungen und Serienengenossen voneinander zu unterscheiden.
3. Beide Anteile sind räumlich gut voneinander getrennt und haben ihre Verbreitung in folgenden geschlossenen Gebieten: die alten mehr im W, im Zentralgneis-Amphibolit-Bereich; die jungen mehr im E und S, gemeinsam mit Trias, Kalkglimmerschiefer und Prasinit.

Die genauere Aufteilung ist aus der beiliegenden Karte ersichtlich. Gewiß werden sich in der Zukunft an manchen Stellen noch exaktere Abgrenzungen und weitere Unterteilungen dieser beiden Substrate ergeben, aber hier geht es fürs erste einmal um die prinzipielle Aufteilung, die den Weg für solche Verfeinerungen erst vorbereiten soll.

Die Einstufung der schwarzen Phyllite ist — weil diese immer wieder mit den verschiedensten Gesteinen wechsellagern — entscheidend für unsere Vorstellungen vom Deckenbau, ja vom ganzen Bauplan der mittleren Hohen Tauern, besonders in der nördlichen Glocknergruppe. Nach unserer Einsicht ist nämlich der Bau hauptsächlich auf Grund der hier vorgeschlagenen Serienzuordnung der schwarzen Phyllite längst nicht so kompliziert, wie bisher im allgemeinen angenommen wurde (s. u.).

#### Zur Nomenklatur der schwarzen Phyllite

Von den verschiedenen Lokalnamen, die für schwarze Phyllite in den mittleren und östlichen Hohen Tauern eingeführt wurden, z. B. „Arler Kalkphyllit“ (M. Stark 1912, S. 208 und 218), „Riffelschiefer“ (M. Stark 1912, S. 197 und 218) und „Fuscher Phyllit“ (H. P. Cornelius 1931, S. 105) \*) ist nur der letztgenannte in den mittleren Hohen Tauern gebräuchlich geworden. So wurde z. B. in allen diesbezüglichen Schriften von Cornelius sowie von Braumüller immer der Name „Fuscher Phyllit“ für das Hauptgestein der Nordrahmenzone im Norden der Großglocknerkarte und ihrer streichenden Verlängerung verwendet. Und doch erscheint es mir günstiger, diese Bezeichnung in Zukunft nicht mehr zu benutzen, und zwar aus folgendem Grund:

Wie die beigegebene Karte zeigt, sind wir heute in dem von Cornelius 1939 (S. 207—219) als typisches Verbreitungsgebiet des „Fuscher Phyllits“ gekennzeichneten Raum zwischen Fuscher- und Stubachtal gezwungen, diesen in alte und junge Anteile aufzugliedern. Die meisten nicht von fernher bezogenen Argumente für ein paläozoisches (am ehesten silurisches)

\*) An allen drei namengebenden Orten liegen übrigens Phyllite vor, die ich als mesozoisch ansehe, obwohl die Autoren dieser Begriffe selbst eher an paläozoische Schichten dachten.

Alter hat Cornelius (C. u. C. 1939, S. 222) dabei aus dem auch heute als paläozoisch angesehenen Anteil bezogen, wie z. B. die Verbindung mit Altkristallin, die Einschaltung lyditverdächtiger Quarzite oder der — damals noch sehr fraglich erscheinenden — Porphyroide. Dagegen liegt die namensgebende Ortschaft Fusch nach unserer Gliederung bereits im größeren, mesozoischen Anteil, wo z. B. die bestehende enge Verknüpfung mit Kalkglimmerschiefern von Cornelius nur ungern zur Kenntnis genommen wurde, wie aus den ausweichenden Erklärungen über die Übergänge zwischen Kalkglimmerschiefer und Fuscher Phyllit hervorgeht (C. u. C. 1939, S. 207).

Heute ist also das Originalgebiet des Fuscher Phyllits in zwei altersverschiedene Teile gespalten, und die definitionsmäßige Beschreibung durch den Autor (C. u. C. 1939, S. 207 ff.) ist als ganze weder auf den einen noch auf den anderen Teil zu beziehen \*). Man müßte nun entweder dem alten Begriff einen völlig neuen Sinn geben, indem nur die Phyllite der engsten Umgebung von Fusch — also mit Beschränkung auf den als nachtriadisch erkannten Anteil — eine neue gründliche Beschreibung finden würden. Oder man nimmt gleich zwei neue Namen, wobei mir folgende Lösung für die Phyllite der ganzen mittleren Hohen Tauern noch am günstigsten erscheint:

„Habach-Phyllit“ ist die treffendste Bezeichnung für den vormesozoischen Anteil. Dieser wurde, da kein größerer Ort direkt und ausschließlich im Bereich der alten Phyllite liegt, nach der Ortschaft Habach am Ausgang des bekannten Habachtals benannt, wo die äußersten  $2\frac{1}{2}$  km des Tales hauptsächlich in diese alten Phyllite von z. T. noch sehr geringer Metamorphose eingeschnitten sind. Die Habach-Phyllite führen da (gegen den Gamskogel hin) die typischen Einlagerungen metamorpher saurer (!) bis basischer Effusiva, und die Grenzen gegen die anschließenden Gesteine sind hier besonders am ostschauenden Hang reich an interessanten und für diesen alten Phyllit charakteristischen Erscheinungen. Dazu gehören besonders die durch tuffogene Verunreinigung verursachten hellen Flecken, aber auch die Einstreuung von größeren vulkanischen Fragmenten meist saurer Zusammensetzung (vgl. S. 412 f.).

„Rauriser Phyllit“ sei die neue Bezeichnung für den nachtriadischen Phyllit im Bereich der Schieferhülle. Er ist nach dem Hauptort des Rauriser-tales benannt, in dessen Umkreis von 1 km nur zweifelsfreie junge Phyllite in großer Mächtigkeit, mit recht geringer metamorpher Überprägung gegenüber dem sedimentären Ausgangsmaterial und in typischer Verbindung mit den anderen Gliedern der Bündnerschiefer-Serie anstehen.

Eine gründliche petrographische Untersuchung, ausgehend von den am wenigsten metamorphen Spielarten, wäre in beiden Fällen noch notwendig, um so weit als möglich generell vorhandene Unterschiede zwischen den alten und den jungen Phylliten herauszufinden, doch dürften diese Unterschiede auch bei näherer Durchsicht des Materials wahrscheinlich gar nicht

\*) Eine irrtümliche Fossil-Fundmeldung hat den Begriff des „Fuscher Phyllits“ noch zusätzlich belastet. A. Haiden bezeichnet ihn nämlich 1949 als „pflanzenführenden, oberkarbonischen Fuscherphyllit“ und gibt als Grund dafür den Fund von „schön erhaltenen Calamitenversteinerungen“ südlich des Baukogels bei Rauris an (1949, S. 138). Diese „Versteinerungen“ haben sich inzwischen als Stengeltektonite des Phyllits erwiesen (Frasl u. Heissel 1953, S. 150), und das ist auch von A. Haiden selbst bestätigt worden, wie aus einer öffentlichen Diskussionsbemerkung (W. del Negro 1954) hervorgeht.

so leicht zu erkennen sein, da schon allein das gemeinsame Schicksal während der alpidischen Metamorphosierung so manches ausgeglichen haben wird.

Für beide Phyllite ist übrigens z. T. die Bezeichnung „Schwarzphyllit“ (Braumüller 1936, 1939) in Gebrauch und wird auch hier ohne jegliche Altersbindung manchmal angewandt. Ob man sie außerdem besser als „schwarze“ oder als „dunkelgraue Phyllite“ bezeichnet, ist gleichfalls für die hiesigen Fragestellungen unwesentlich, danach lassen sich ja doch die jüngeren von den vormesozoischen Phylliten nicht unterscheiden.

Zu den mesozoischen dunklen Phylliten gehören neben denen der Bündnerschiefer-Serie möglicherweise auch solche der Mitteltrias, wie z. B. in den Radstädter Bergen (Clar, Tollmann u. a.). Aber außer bei der Krimmler Trias ergab sich bisher noch bei keinem anderen noch so großen Triasvorkommen der mittleren Hohen Tauern ein irgendwie näher begründbarer Verdacht auf das Auftreten solcher mitteltriadischer Phyllite. Wir können solche daher vernachlässigen und beziehen uns demgemäß im folgenden nur auf die dunkelgrauen, im wesentlichen kalkfreien bis sehr kalkarmen Phyllite der Bündnerschiefer-Serie.

Die besten Gesteinsbeschreibungen der jungen Schwarzphyllite stammen wie fast immer von Cornelius und Clar, wobei wir uns auf das Zitieren der von ihnen in den Kapiteln über die Brennkogeldecke und die Obere Schieferhülle charakterisierten Phyllite beschränken müssen (C. u. C. 1939, besonders 102—112), weil die anderen tektonischen Einheiten auch alte Phyllite beinhalten. Auch alle von E. Braumüller unter dem Namen „Fuscher Phyllit“ beschriebenen Typen und Vorkommen stellen wir hierher zu den jungen, den Rauriser Phylliten (1939, S. 85—87 und 1957). — Ergänzend kann auf den öfters etwas ins Bläulichgraue spielenden Farbton hingewiesen werden, den manche Phyllite der Bündnerschiefer-Serie mit den — auf frischem Bruch ebenso bläulichgrauen, aber meist etwas helleren — Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern sowie manchen jungen Quarziten teilen, und der den alten Phylliten recht allgemein abgeht. Andererseits fehlen im jungen Phyllit vollkommen die hellen Flecke und Flatschen, die im alten Phyllit von saurem vulkanogenem Material herrühren. (Vgl. S. 412).

Übrigens haben schon Cornelius und Clar erkannt, daß keine zwingenden Gründe dafür bestehen, einen Teil dieser phyllitischen Gesteinsfolge nur wegen des Wachstums von Granat, Chloritoid, Disthen und Albit („Knotenschiefer“ z. T.) als Erzeugnis einer älteren Metamorphose hinzustellen und abzutrennen (C. u. C. 1939, S. 113, 278). Diese Mineralien sind in alpidischer Zeit stabil gewesen, und ihr Wachstum hat die Hauptdeformation des Gesteins überdauert.

Worin bestehen nun eigentlich die beim jungen Phyllit schon mehrmals erwähnten engen und vielfachen Beziehungen mit den übrigen Gliedern der Bündnerschiefer-Serie?

Sie machen sich nicht nur in einem ständigen Wechsel mit diesen anderen Gesteinen bemerkbar, sodaß man also immer wieder Quarzitlagen, Breccienstreifen und -linsen sowie Kalkphyllitbänder dem Schwarzphyllit eingelagert oder aber umgekehrt z. B. Schwarzphyllitbänder in die großen Kalkglimmerschiefermassen der Oberen Schieferhülle eingelagert findet, was mit einigem Willen auch tektonisch gedeutet werden könnte. Diese Verbindungen besitzen vielmehr sehr oft auch den Charakter von lang-



samen, schrittweisen Übergängen des einen Gesteins in das andere. Derartige Übergänge in Dolomitbreccien und Quarzite sind schon in den beiden vorherigen Kapiteln angeführt worden. Davon ist besonders der „Knotenschiefer“ des Spielmanns zwischen Fuscher- und Mölltal als Bindeglied zwischen Breccie und Phyllit bemerkenswert, einmal weil der dunkelgraue Knotenschiefer eine ehemalige tonreiche Feinbreccie ist (E. Clar in C. u. C. 1939, S. 106) und zweitens, weil auch E. Clar in diesem Zusammenhang erkannte, daß nicht nur der Knotenschiefer nachtriadisch sein müsse, sondern auch ein damals noch nicht sicher abgrenzbarer Anteil des umgebenden, nicht knotigen Phyllits (C. u. C. 1939, S. 106).

Der wichtigste und am weitesten verbreitete Übergang ist aber jener vom Phyllit in den Kalkphyllit (oder Kalkglimmerschiefer). Seine Bedeutung wurde ebenso oft klar erkannt wie unterschätzt und die Erscheinung z. T. sedimentär, z. T. aber auch als Folge einer sekundären Stoffwanderung gedeutet.

Die Existenz- und Entstehungsfrage dieses Überganges hat für die Alterseinschätzung des Phyllits eine solche Bedeutung gewonnen, daß wir ihrer Besprechung anschließend etwas mehr Raum geben müssen. Es ist das zugleich ein Musterbeispiel für das zähe Ringen um die geologische Erkenntnis in diesem fossilereeren Gebiet, von allen Beteiligten mit ehrlichem Bestreben, mühsamer Feldarbeit und Ausdauer getragen.

Manche Autoren haben ja schon längst genau erkannt, daß die vorwiegend kalkfreien Phyllite streckenweise doch kalkreicher werden. So schreibt z. B. M. Stark 1912 (S. 197) über die „Riffelschiefer“ der östlichen Hohen Tauern, die unseren nachtriadischen Phylliten entsprechen (Exner 1952): „Carbonat in geringer Menge läßt sich oft feststellen.“ Das gleiche gilt für den „Arler Kalkphyllit“ Starks, den er 1912 kurz folgendermaßen charakterisierte (S. 218): „Schwarz, meist dünnblättrig, seltener mit Kalkbänkchen.“

Für A. Hottinger war 1935 im Glocknerstraßenbereich der Übergang zwischen den beiden Gesteinen, die also auch altersmäßig zusammenhängen mußten, bereits ganz selbstverständlich (1935, S. 274): „... Von dem oben beschriebenen Bündnerschiefertyp gelangt man zum eigentlichen Phyllit, wenn der Calcitgehalt stärker zurücktritt“, und die Kartenauscheidung „Bündnerschiefer im allgemeinen“ umfaßt beide Gesteine. In dieser Zeit aber glaubten Cornelius und Clar der auf solchen Beobachtungen basierenden Serienzusammenfassung nicht folgen zu können: sie trennten die Phyllite von den Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern ab und waren eher geneigt, den Hauptteil der ersteren unter die Trias und die letzteren darüber zu stellen, auch wenn es in ihrem Erläuterungsheft zur Glocknerkarte ganz allgemein von den (besonders von E. Clar untersuchten) Phylliten der Brennkogeldecke heißt: „... bei Karbonatgehalt und Quarzarmut sehr weich und mürbe, bei höherem Quarzgehalt und Karbonatfreiheit hart und wetterfest (Steinbruch Ferleiten-N).“

A. Kieslinger schließt 1937 an die damals bereits fertige Großglocknerkarte im SE an, aber ihm erscheint wiederum die darauf durchgeführte strenge Trennung von kalkfreiem und kalkreichem Schiefer als nicht auf sein Gebiet übertragbar. Er schreibt (1937, S. 64): „Es ist mir aber sehr genau bekannt, daß die Kalkglimmerschiefer von ziemlich reinen Marmoren auf der einen Seite bis zu kalkarmen oder -freien Schiefern auf der anderen

Seite wechseln, ...“ und „Durch allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes ergeben sich alle Übergänge zu ‚schwarzen‘, mürben, dünnblättrigen Glimmerschiefern; die fließenden faziellen Übergänge ... scheinen mir eine Abtrennung ebenso unmöglich wie unberechtigt zu machen.“

H. P. Cornelius sieht 1939 dagegen die Sachlage wieder ganz anders (C. u. C. 1939, S. 207): Die Abtrennung der Fuscher Phyllite „von den Kalkglimmerschiefern der oberen Schieferhülle ist im allgemeinen gut durchführbar, trotz gelegentlicher Übergänge. Daß dieselben nur vorge-tauscht sind: durch die innige Verschuppung, eventuell durch Lösungs-transport von  $\text{CaCO}_3$ , wird ganz klar an jenen Stellen, wo sich im Gegenteil fremdartige Schichtglieder trennend einschieben.“

E. Braumüller geht 1939 ganz konform mit Cornelius, auch noch im Jahre 1943, also trotz der Kenntnis von Kieslingers Einwänden (Braumüller und Prey 1943, S. 117). Er zeichnet demzufolge auch ausgerechnet zwischen den Kalkglimmerschiefern (und Prasiniten) einerseits und den Schwarzphylliten andererseits immer wieder die Deckengrenzen zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle ein, wobei es nicht Wunder nehmen kann, daß dann die Deckengrenzen sehr komplizierte Formen annehmen und die beiden Deckenkörper ganz hübsch miteinander verspleißt erscheinen.

Gegenüber der Vorstellung, daß die Natur so große Komplikationen aufweise, setzt sich jedoch in den folgenden Jahren das Einfachheitsprinzip unaufhaltsam durch.

1939, 1940, 1949 und 1952 hat auch Ch. Exner vom Katschberggebiet her kommand in den östlichen Hohen Tauern auf die fließenden faziellen Übergänge zwischen mesozoischen Kalkphylliten und manchen Schwarzphylliten aufmerksam gemacht. 1951 rollte G. Frasl (1952, S. 17) diese Grenzfrage im Arbeitsgebiet von Braumüller und Hottinger wieder auf, indem er auf relativ mächtige, sedimentogene Übergangsstreifen zwischen beiden dementsprechend gemeinsam als nachtriadisch aufgefaßten Substraten hinwies. Dem schloß sich 1953 H. Holzer anlässlich seiner Kartierung des Tauernnordrandes zwischen Stubach- und Kaprunertal unter Anführung einiger Beispiele voll an.

Braumüller verharrte jedoch auch dann noch immer bei der strengen Trennung, denn in einer veröffentlichten Diskussionsbemerkung (del Negro 1954, S. 51) heißt es: „Der von Frasl und Holzer angenommene Übergang des Schwarzphyllits in Kalkphyllit kann auch tektonisch sein; ist doch in den Tauern alles tektonisch umgeformt. Dr. Braumüller sah sich nach neuerlicher Begehung der Gebiete, in denen nach Frasl der Übergang zu sehen ist, nicht veranlaßt, die früher angenommenen Grenzen zu ändern. Die obere Schieferhülle ist von den Fuscher Phylliten tektonisch (gesperrt vom Ref.) zu trennen.“

Erst drei Jahre später hat sich Braumüller endlich selbst durch Beobachtungen an Stollenaufschlüssen des Rauristales davon überzeugt, daß im schwarzen Phyllit mächtige kalkfreie Lagen und Lagen mit einem auffallend höheren Kalkgehalt in einer derartigen Weise miteinander verbunden sind, daß nun auch für ihn die stratigraphische Zusammengehörigkeit beider außer Zweifel steht (1958, S. 99). Aus erklärlichen Gründen vermeidet er noch die Bezeichnung „Übergang“ für die Verbundenheit beide Substrate, und er bemüht sich auch an drei Stellen (1958, S. 101 bis 103) noch immer, die stratigraphische Beweiskraft oder Bedeutung

der vorher von Exner, Frasl und Holzer beschriebenen Übergänge als Bindeglieder zwischen nicht bis stark kalkhaltigen Phylliten (Kalkphylliten) einzuschränken. Aber wichtig ist schließlich doch nur, daß auch ihn die Beobachtungen des unmittelbaren Zusammenhanges (= Überganges) beider Substrate jetzt zu der Annahme des gemeinsamen mesozoischen Alters geführt haben (etwa Rhät bis Lias nach Braumüller). Auch er erkennt also die primär-stratigraphische Verbundenheit von (jungem) Schwarzphyllit und Kalkphyllit an, und damit hat es auch im Rauriser Gebiet keinen Sinn mehr, ausgerechnet zwischen diesen beiden Gesteinen immer die Deckengrenze zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle einzuzichnen, was Braumüller nun auch unterläßt.

Aus dieser Zusammenstellung geht auf alle Fälle hervor, daß Übergänge zwischen Schwarzphyllit und Kalkphyllit (oder Kalkglimmerschiefer) nicht zu leugnen sind und daß es hierbei sämtliche Prozentsätze von Kalkgehalt ebenso wie im sedimentären Bereich zwischen Ton und Mergel gibt. Es wurden von den meisten Autoren in den zitierten Arbeiten gute und flächenmäßig ausgedehnte Beispiele von solchen Übergängen angegeben, die in diesem Ausmaß keinesfalls mehr durch lokale Wanderung des Kalziumkarbonats entlang von Störungslinien erklärt werden können. Diese Reihe von einander bestätigenden Aussagen aus verschiedenen Abschnitten der mittleren und östlichen Hohen Tauern sollten sich diejenigen vor Augen halten, die noch immer an der Existenz und stratigraphischen Bedeutung der Übergänge zweifeln. Für mich steht es jedenfalls fest: Die nachtriadischen Kalkglimmerschiefer und -phyllite stehen in einem Ablagerungsverband mit kalkarmen bis -freien Schwarzphylliten \*), der in Form von oft schrittweisen Übergängen an vielen Stellen trotz der Tektonisierung noch erhalten ist, und diese Schwarzphyllite müssen demnach ebenso nachtriadisch sein. Wie schon anfangs gesagt, gilt das jedoch nicht für alle Schwarzphyllite der Hohen Tauern.

Die anschließend erwähnte Gesteinsfolge steht — wie schon nach der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar zu schließen ist — mit den normal ausgebildeten, jungen Schwarzphylliten im Gelände im engsten Zusammenhang, und es soll nun die Frage aufgerollt werden, in welchem stratigraphisch-tektonischen Verhältnis sie zu diesen steht.

#### Zur Abtrennung einer eigenen „Schwarzkopffolge“

Zwischen Fuscher- und Seidlwinkltal wurde von H. P. Cornelius und E. Clar im Bereich der Brennkogeldecke eine Gesteinsfolge von den übrigen Schiefen der Brennkogeldecke abgetrennt, die aus schwarzen graphitischen Chloritoidschiefern, Rhäritchloritoidschiefern und graphitischen Phylliten in inniger Wechsellagerung mit weißen, karbonatfreien Quarziten besteht (C. u. C. 1935). Charakteristisch ist für sie ein meist hoher Graphitgehalt und dann die Umkristallisation unter etwas höheren mineralfaziellen Bedingungen (Disthen!) gegenüber den übrigen Teilen der Brennkogeldecke.

\*) Wie die erst kürzlich erschienene Darstellung von Ch. Exner in den „Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein“ (1957 a, S. 98 f.) beweist, stimmen seine im östlich anschließenden Gasteiner Gebiet gewonnenen Erfahrungen über die primäre Zusammengehörigkeit von Kalkphyllit und Schwarzphyllit damit völlig überein, sodaß auch in dieser Hinsicht einer einheitlichen geologischen Darstellung der mittleren und östlichen Tauern nichts im Wege steht.

Diese nach dem Schwarzkopf E Ferleiten benannte Gesteinsfolge wurde 1935 als „sicher paläozoisch“, 1939 als „wahrscheinlich paläozoisch“ bezeichnet. E. Clar hatte aber damals schon erkannt, daß in diesen Gesteinen so wie auch sonst in der Brennkogeldecke weder Disthen noch Granat instabile Relikte aus einer voralpidischen Phase der Gesteinswerdung sind, denn bei beiden hat die Kristallisationsphase noch die Durchbewegung ebenso überdauert wie auch beim Chloritoid (C. u. C. 1939, S. 278). Der Disthengehalt darf also in keiner Weise als Indikator für ein höheres Alter angesehen werden. Außerdem fand ich 1953 die von Clar zur Schwarzkopffolge gestellten Gesteine gerade im namensgebenden Schwarzkopfgebiet durch das gleiche höherkristalline Aussehen mit gewissen als nachtriadisch bekannten Gesteinen (Kalkglimmerschiefern, Kalkschnurquarziten sowie auch mit einem Dolomitflatschen führenden Schiefer, an dessen Brecciennatur ich nach dem Vergleich mit anderen Lokalitäten [z. B. Hochtör] heute nicht mehr zweifle) derart eng verbunden, daß ich von einer primärsedimentären Zusammengehörigkeit mit letzteren überzeugt bin (Frasl 1954a, S. 39). Übrigens ist auch der zuerst genannte hohe Graphitgehalt der Schwarzkopffolge nicht auf die von Clar dazugestellten Gesteine beschränkt, denn auch die eingeschalteten Kalkglimmerschieferbänder erscheinen hier dunkler (z. B. Abflußrinne vom Grünsee), als dies sonst meist der Fall ist.

Dementsprechend halte ich die „Schwarzkopffolge“ für nichts anderes als eine etwas höher kristalline Fazies innerhalb des kalkarmen Anteiles der Bündnerschiefer-Serie. Die Folge davon ist, daß die „Brennkogeldecke“ daraufhin gar keine vortriadischen Elemente mehr enthält, nachdem wir die Quarzite und Schwarzphyllite schon vorhin abgestrichen haben und die Dolomitbreccien, Chloritoidschiefer und grünen Gesteine (s. u.) ebenso spät- bis nachtriadisch sind.

Cornelius und Clar betonten eine gewisse Verwandtschaft zwischen der „Schwarzkopffolge“ und hellen Chloritoidschiefern, die ebenso in der Brennkogeldecke auftreten (1939, S. 119). Deren Besprechung sei deshalb hier angeschlossen.

#### **Die hellen Chloritoidschiefer der „Brennkogeldecke“**

Unter diesem Namen trug E. Clar „dünnplattige bis blättrige, weiße, grünlichweiße und hellgraue serizitische Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit karbonatfreien weißen Quarziten“, bei denen eine feine schwarze Punktierung der Schichtflächen mit Chloritoid bezeichnend ist, in die Großglocknerkarte ein. Auch Disthen kann in ihnen — wenn auch ganz selten — auftreten (C. u. C. 1935).

E. Clar vermutet permotriadisches Alter, weil die hellen Chloritoidschiefer sich regelmäßig zwischen die Phyllite der Brennkogeldecke und die Seidlwinkltrias einschalten (C. u. C. 1935). Da ich heute die genannten Phyllite aber — wie weiter oben schon begründet — zur Bündnerschiefer-Serie rechne, würde das Gestein eher zu Ende der Trias eingestuft gehören: etwa dem Quartenschiefer der Westalpen vergleichbar. Von einer genauen Gleichstellung kann derzeit natürlich noch keine Rede sein. Da diese Chloritoidschiefer petrographisch eher Beziehungen zur nachtriadischen Gesteinsserie haben als zu den Dolomiten und Marmoren der Trias, wurden sie hier im Verband der Bündnerschiefer-Serie mit erfaßt. Wo aber

tatsächlich die genaue Grenze zwischen Rhät und Lias im Gestein liegt und ob sie überhaupt in irgendeiner Form deutlich ausgeprägt ist, das muß heute noch unbeantwortet bleiben.

### Die Bündnerschiefergneise

Diese mit jungen, z. T. Dolomitgerölle führenden Schwarzphylliten, Quarziten und Karbonatquarziten offensichtlich wegen der gemeinsamen Sedimentation des Ausgangsmaterials durch Übergänge verbundenen, feldspatreichen Gesteine sind z. T. aus Arkosen entstanden. In diesem Falle sind neben den neugesproßten Feldspaten auch noch Relikte zu erkennen, die vor ihrer Regenerierung oft schon mehr oder minder verwittert waren (s. u.). Solche Arkosegneise lassen sich z. T. auch dem Aussehen nach sehr gut mit den weniger metamorphen Arkoseschiefern vergleichen, die E. Braumüller 1939 aus seiner „Sandstein-Brecciendecke“ nahe der Salzach beschrieben hat, und schon damals als nachtriadisch einstuft.

Als Bündnerschiefergneise kann man aber auch solche Gneise bezeichnen, die hauptsächlich durch Albitisierung aus feinkörnigeren kalkfreien Bündnerschiefern hervorgegangen sind, für die aber wegen ihres Mineralbestandes von hauptsächlich Feldspat, dann Quarz und wenig Glimmer sowie auch wegen ihrer beachtlichen Festigkeit und nur geringen Schieferigkeit die Bezeichnung „Albitporphyroblastenschiefer“ nicht mehr gut paßt.

Beide Arten von Bündnerschiefergneisen sind im hinteren Seidlwinkltal z. T. in kilometerweit verfolgbaren Lagen vorhanden (Frasl 1953/b, 1954/a). Ihr Gegenstück ist wohl in den von W. Nabholz beschriebenen Bündnerschiefergneisen östlich der Tessiner Kulmination zu sehen (1945; besonders S. 49).

Beginnen wir die Beschreibung mit einem zwar etwas aberranten und nur wenig verbreiteten Typus, an dessen sedimentärem Ursprung jedoch schon wegen des großen Kalkgehaltes gar nicht zu zweifeln ist. Es ist das ein sehr hell grünlichgrauer, lichtockerfarbig anwitternder kalkreicher Arkosegneis, der innerhalb sonst meist kalkfreier Bündnerschiefer im hinteren Seidlwinkltal bisher an drei Fundpunkten erkannt wurde:

1. Am leichtesten erreichbar ist das besonders aus sedimentologischen Gründen interessante Gestein am Almweg, der von der Gruber-Alm zur Baumgartl-Grundalm führt, und zwar auf der Hälfte des Weges auf etwa 1510 *m* Höhe. Hier quert der Weg eine nur wenige Meter hohe Felsrippe, die möglicherweise schon etwas verrutscht ist und nur aus diesem etwas streifigen, mit sehr rauher Oberfläche verwitternden Gestein besteht.
2. In größerer Ausdehnung ist dieser metamorphe Feldspat-Sandkalk etwa 2½ *km* S davon und zugleich S der Diesbach-Almhütte durch Bergzerreißung aufgeschlossen, und zwar recht schön und mit ganz klaren Übergängen in andere Bündnerschiefer in jener Scholle des Bergzerreißungsgebietes, die auf der Karte 1:25.000 den Meßpunkt 2112 *m* trägt.
3. Weitere größere Partien davon, und zwar meterdicke Lagen, die in metamorphe Sandschnurkalke, in Karbonatquarzite und kalkfreie Bündnerschiefergneise überleiten, sind am Fuß des felsigen Abfalls vom Gamskarl in Richtung auf P. 2215 zu finden, in einer Höhe von etwa 2340 *m*.

Die kurze Beschreibung einer Probe aus dem erstgenannten Vorkommen möge, da ja der Schwerpunkt dieser Abhandlung auf der Beantwortung der Altersfragen liegt, für die allgemeine Charakterisierung genügen:

Im Mittel ist etwas weniger Kalkspat vorhanden als weißer, trüber Kalifeldspat, Quarz und grünlicher Hellglimmer zusammen. Durchschnittliche Korngröße bei allen angegebenen Bestandteilen 1—2 mm, doch können einzelne Kalifeldspate auch 5 mm erreichen. In dem deutlicher nach s als nach B geregelten Gestein wechseln kalkreichere mit fast kalkfreien Lagen.

Im Mikroskop fällt besonders das ungewöhnliche Aussehen des Kalifeldspats auf. Hierbei kann man einen meist durch verschiedene andere Substanzen verunreinigten Kern vom stellenweise bis 0,2 mm breit werdenden, stets klaren Anwachssaum unterscheiden. Der öfters als Einfachzwilling mit krummer Verwachsungsfläche ausgebildete Kern ist noch dazu meist auffällig schachbrettmustert, der Saum aber ein ganz zart gegitterter (lamellierter) Mikroklin ohne Perthitentmischung. — Die Genese des Saumes ist leicht und mit Sicherheit als ein posttektonisches Weiterwachsen bei niedriger Temperatur zu erklären. Etwas komplizierter ist die Entstehung des Kernes selbst, wofür noch folgende Beobachtungen angeführt seien: Die Erfüllung mit anderen Substanzen ist nicht einheitlich. Meist liegt bei Schachbrettmusterung zugleich auch eine mehr oder minder starke Kalzitdurchsetzung des Kalifeldspats vor, ganz von der Art, wie sie H. F. Huttenlocher 1946 von schachbrettalbitisierten Kalifeldspaten von Naters (Wallis) beschrieben und auch gezeichnet hat (besonders Figur 4 seiner Abhandlung). Gewisse seltener vorkommende Kernpartien, die nicht scharf von den anderen abgegrenzt sind, weisen hingegen keine Schachbrettmusterung, aber auch keine Gitterung auf, sondern haben eine eher einheitlich erscheinende Auslöschung, und sie erscheinen durch sehr viele winzige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse wie bestäubt (Orthoklasrelikte?). Mit zunehmend deutlicher werdender Schachbrettmusterung verschwindet regelmäßig diese Bestäubung. Ausgeheilte Risse des Kernes sind ebenso durch das Verschwinden der Poren beiderseits des Risses, aber auch durch die Entwicklung von feinsten Hellglimmerschuppen markiert.

Die wahrscheinlichste Abfolge der Bildungsstadien dürfte die sein: Ursprünglich magmatische Kalifeldspate (Orthoklase?) wurden entweder zuerst einsedimentiert und die stärker verwitterten Teile (Ca-Einfuhr!) nachträglich schachbrettalbitisiert; oder es wurden umgekehrt die zuerst schachbrettalbitisierten Teile des Feldspatkorns eher von der Verwitterung angegriffen\*). Bei der im wesentlichen die Durchbewegung noch überdauernden, sicher nachjurassischen Hauptkristallisation sind schließlich nicht nur die Anwachssäume gewachsen, sondern es wurden dabei auch die Schachbrettalbite in einen nun schachbrettmusterten Mikroklin umgewandelt.

Weitgehend ähnliche Feldspatrelikte sind auch in den mengenmäßig viel bedeutenderen, praktisch kalkfreien Arkosegneisen enthalten,

\*) Das würde jedoch eine mindestens vorjurassische, wenn nicht vormesozoische Schachbrettalbitisierung des spätestens im Jura oberflächlich aufgearbeiteten, feldspatliefernden Granits (oder Quarzporphyrs?) wahrscheinlich machen.

so z. B. in dem langgestreckten Arkosegneiszug, der im Seidlwinkltal nahe P. 1456 beginnt, unmittelbar ober P. 1681 den Wasserfall des in der Karte unbenannten, aus dem Diesbachkar kommenden „Spritzbaches“ in mindestens 50 m Mächtigkeit überschreitet und dann nach SSW auf 6 km Länge bis knapp an die Weißenbachscharte heran durchzieht (Frasl 1954 a, 1955). Dem Aussehen nach könnten große Partien davon für einen normalen, stark verschieferten Granitgneis gehalten werden, und es ist dzt. im SW (bei P. 2459), da ich noch nicht so viele Schliffe anfertigen konnte, auch nicht 100%ig auszuschließen, daß in geringem Ausmaß vielleicht noch ein mitgerissener Teil des ursprünglichen Granituntergrundes an der Zusammensetzung dieses Gneiszuges beteiligt ist (vgl. S. 393). Bei der breitesten Entwicklung beim Spritzbachfall und auch westlich des Vorderen Moderecks jedoch ergaben die Schliffe gute Hinweise auf den ursprünglichen Arkosecharakter der vielfach augig erscheinenden Paragneise. Dabei wurden für die Schliffe jeweils die am wenigsten schiefriegen, größten und den normalen Granitgneisen am ähnlichsten sehenden Typen ausgewählt.

Makroskopisch ist zumeist der Feldspat (bis 1 cm) der wichtigste Bestandteil, dann folgt der helle, ganz schwach grünlich gefärbte Glimmer und schließlich ziemlich unscheinbar der linsenförmig ausgewalzte Quarz. Beim Feldspat fallen dem geübten Betrachter neben den vorwiegenden recht klaren Körnern besonders solche auf, die durch intensive Trübung porzellanartig weiß erscheinen. Noch deutlicher treten letztere auf angeschliffenen, nassen Flächen aus ihrer Umgebung heraus: das sind die Kalifeldspate mit deutlichen Relikteigenschaften.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ist man zuerst erstaunt, zwar alte Kalifeldspate, aber keine Plagioklasrelikte mit der sonst im Zentralgneis üblichen Lamellierung und Füllung zu finden. Das ist aber bei der Verwitterungsauslese des langsamer verwitternden Kalifeldspates durchaus verständlich. Die neuen Kalifeldspate — und diese beherrschen bei weitem das Feld über die Albite — sind ebenso wie die neuen Albite und wie die Anwachsränder bei den Relikten klar und amöboid und weisen außerdem eine äußerst zarte Gitterung auf. Hingegen sind die reliktschen Partien deutlich eckige Bruchstücke, mehr oder weniger getrübt und häufig nach dem Karlsbader oder Bavenoer Gesetz verzwillingt. Ähnlich wie bei den reliktschen Feldspatkernen in den vorher beschriebenen kalkreichen Arkosegneisen sind auch hier die Kerne entweder durch massenhaft auftretende größere Poren getrübt oder aber in der Nähe von Sprüngen und Scherflächen im Kristall sowie bei Vorhandensein einer Schachbrettfeldung aufgeklart. Nur überwiegen hier in den bisherigen Schliffen die getrühten Teile bei weitem über diejenigen, die man wieder als z. T. kalkspatdurchsetzten, schachbrettgemusterten Mikroklin bezeichnen kann. Dieselben z. T. getrühten Kalifeldspatrelikte wie beim Spritzbachfall fand ich übrigens 1951 auch in einem makro- und mikroskopisch ganz den hiesigen entsprechenden und in jungen Schwarzphyllit überleitenden Arkosegneisen des Krumltales SE P. 1743 anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit Prof. Ch. Exner in dessen Aufnahmegebiet. Die trübenden Poren erreichen übrigens beim Spritzbach eine Größe von 0,01 mm (0,04 in extremen Fällen!) und gleichen jenen Poren, die auch in den absolut eindeutig klastischen und manchmal durch Hämatitfitter noch rot gefärbten Kalifeld-



spaten des Kristallingerölle führenden (permotriadischen) Arkosegneis-horizontes am Wustkogel auftreten.

In allen diesen Arkosegneisen sind die Hellglimmer mehr oder minder pleochroitisch (farblos-blaßgrün) und haben einen kleinen Achsenwinkel, sodaß sie zu den für Paragneise charakteristischen Phengiten gehören.

Arkosegneise der eben genannten Bündnerschiefergneislage (Spritzbachfall—Weißenbachscharte) sind außerdem noch in größerer Verbreitung in der Mulde des Spritzbaches um P. 1813 angeschnitten (Frasl 1955). Ein höherer Gneiszug, der schon weniger Relikte führt und besonders deutliche Übergänge in andere Gesteine der Bündnerschiefer-Serie aufweist, beginnt östlich P. 1413 des Talweges (Frasl 1954a) bei P. 1515 am Fuß der Wände unter dem Rettenkar und zieht nach SSE ins Gamskarl; ein Ausläufer davon überschreitet 500 m südlich des Gamskarkopfes den Grat zum Krumltal. Bis 100 m mächtige Bündnerschiefergneise bilden eine abgeschlossene, flach W fallende Platte um das Hintere Modereck herum. Ihre Eckpunkte können etwa durch das Vordere Modereck (P. 2614), P. 2971 und P. 2702 markiert werden (Frasl 1954a), doch ist hier die Zusammensetzung und das Aussehen nicht einheitlich. Außer den mengenmäßig zurücktretenden deutlich reliktführenden Arkosegneisen (z. B. P. 2971) beteiligen sich daran viel eher dunkelgraue Gneise, die in Albitporphyroblastenschiefer übergehen, und dann auch in relativ große Massen fast weiße, albitreiche Feinkorn-Plattengneise (besonders unter P. 2688). In der dunkelgrauen Art kommen z. B. am Hauptkamm östlich des Hinteren Moderecks als färbender Gemengteil derartig intensiv pleochroitische Hellglimmer vor (farblos—grünlich), wie ich es bei einem stark doppelbrechenden Hellglimmer sonst noch nie beobachtet habe. Es sind dies Phengite, die sogar einachsrig werden. In dem erwähnten weißen Plattengneis dagegen sind auch die Glimmer farblos, und schließlich gibt es auch Bündnerschiefergneise, die neben dem Hellglimmer noch jungen, braungrünen Biotit sowie Chlorit führen.

Nicht unerwähnt bleiben sollen die Bündnerschiefergneise unter dem Almweg von der Gruber A. im Seidlwinkltal zur Baumgartl-Grundalm sowie diejenigen genau W der Gollehen A. am Fuß des Abhanges gleich über dem flachen Schuttkegel im Liegenden der Seidlwinkltrias.

Man sieht also, daß im Seidlwinkltal Bündnerschiefergneise in größerer Verbreitung und auch in größerer Variabilität auftreten. Dementsprechend wäre eine genaue petrographische Bearbeitung derselben eine durchaus lohnende Aufgabe; umso mehr, als es sicher ist, daß die Gneise sich auch auf der Südseite der Hohen Tauern fortsetzen und dort so manches, was bisher als Granitgneislamelle angesehen wurde, in Wirklichkeit ein Paragneis ist. Sicherlich wird man dabei auch dort die Bündnerschiefergneise von den Arkosegneisen des permotriadischen Horizontes unterscheiden müssen, doch das ist nicht so schwer. Schon allein die Farbe gibt einen recht brauchbaren Anhaltspunkt: weiß und grau sind die Bündnerschiefergneise, viel deutlicher grünlich gefärbt sind im allgemeinen die Paragneise an der Triasbasis.

### Dolomite

Erst in den letzten Jahren wurde der Möglichkeit, daß sich auch innerhalb der Bündnerschiefer-Serie kleinere Dolomitanhäufungen gebildet haben

könnten, mehr Beachtung geschenkt. Das soll nicht etwa bedeuten, daß man heute annehmen würde, in nachtriadischer Zeit hätten hier günstige Bildungsbedingungen für Dolomit geherrscht. Es ist vielmehr an eine stellenweise mehr oder minder reine Wiederablagerung feinklastischen Dolomits zu denken, der von einer exogenen Aufbereitung von Triasdolomit abzuleiten ist. Daher wählte ich im Jahre 1955 (S. 23) dafür die Bezeichnung „resedimentierter Triasdolomit“. Damals wurde die unmittelbar nördlich des Hinteren Moderecks an einem mehreren 100 m langen, polymikten Karbonatgesteinstreifen gemachte Beobachtung als Beispiel angeführt, wonach ein normaler Kalkglimmerschiefer durch Mengenzunahme eines offenbar detritären Dolomitanteils in einen gelblichweißen Dolomit übergeht, welcher schließlich gewissen Dolomiten der geschlossenen Seidlwinkltrias weitgehend gleicht.

Zu gleicher Zeit wurde die große Bedeutung dieser Bildungsmöglichkeit nachtriadischer Dolomitmassen für unsere tektonischen Vorstellungen erkannt. Hatte man nämlich bis dahin größere oder kleinere Dolomitlinsen im Bündnerschiefer gefunden, so war es das Naheliegendste, sie als eingeschuppte Trias zu deuten, und dafür waren wieder weiterreichende Bewegungsbahnen bei jeder einzelnen Dolomitlinse notwendig. Sind jedoch demgegenüber diese Dolomitlinsen durch sedimentäre Umlagerung während des Absatzes der Bündnerschiefer-Serie entstanden, dann kann man durch Verzicht auf etliche Bewegungsbahnen wiederum mit einer schlichteren Lokaltektunik, ja sogar mit einem anderen Durchbewegungstypus und Baustil rechnen.

Vergleichbare nachtriadische Dolomitbänke hat E. Clar schon in der Glocknermonographie (1939, S. 128 f.) aus der Brennkogeldecke beschrieben. Das eine Vorkommen davon steht in engstem Zusammenhang mit den schiefrig-kalkigen Dolomitbreccien von Pfandlscharte und Spielmann, wobei sich die Dolomitschollen „bis zum völligen Verschwinden des Bindemittels dicht aneinanderlegen, so daß stark linear gestreckte, flachlinsige bis dünnplattige, verschieden grau oder weiß geflaserte Dolomite entstehen, deren Brecciennatur an sich nicht mehr erkennbar ist“. Außerdem werden von E. Clar zwei Bänder von fast reinem Dolomit, die auf die gleiche Weise entstanden sind, vom Hochtor sowie eines vom Taurerberg angegeben, wo sie in quarzitisches Breccien überleiten.

Es wird notwendig sein, nach diesen Erfahrungen die Herkunft der verschiedensten kleinen Dolomitvorkommen zu prüfen, um nicht automatisch bei jedem das triadische Alter und die zugehörige Bewegungsbahn als gesichert anzusehen, umso mehr, als in letzter Zeit auch A. Tollmann in den Radstädter Tauern jurassisch resedimentierte Dolomite erkannt hat, wie er mir in freundlicher Weise mündlich mitteilte (1957).

Bei der Zusammenstellung der Karte (Tafel XXV) konnte die Erkenntnis der Existenz resedimentierter Dolomite jedenfalls erst zum geringen Teil berücksichtigt werden und fast alle kleineren Dolomitlinsen wurden daher wie bislang im allgemeinen als Trias verzeichnet. Im übrigen kann aber auch die Entstehung mancher kleiner Vorkommen von Kalkmarmor, die sich von den normalen Triasmarmoren im Aussehen nicht unterscheiden, auf eine entsprechende Weise durch spätere Resedimentation erklärt werden.

Zum Abschluß der Besprechung der Bündnerschiefer-Serie und als Überleitung zum Kapitel über die jungen Ophiolithe noch rasch einige Bemerkungen über

### Radiolarit und ? Aptychenkalk

Wenn wir von den vielen kleinen Vorkommen von grün verfärbtem Radiolarit in der Matreier Zone (C. u. C. 1939, S. 264 f.) absehen, weil diese meist als unterostalpin angesehen wird, ist ein Radiolaritfund in den mittleren Hohen Tauern bisher nur von G. Horninger (1954, S. 56 ff.) gemeldet worden, und zwar beim Felsausbruch für die Moosersperre des Kapruner Tales. Horninger beschreibt dabei aus der Schieferhülle genauer eine etwa 2 m mächtige Folge von grünem Karbonatquarzit mit einem weißen Kalkmarmorband und zwei Mangan-Mineralbändern von etwa 20 und 10 cm Dicke. Diese Abfolge wird mit dem bekannten Radiolarit und Aptychenkalk des oberen Jura der Radstädter Tauern verglichen, und Horninger stellt danach auch hier den Karbonatquarzit als ehemaligen Radiolarit und den Marmor als ehemaligen Aptychenkalk in den Oberjura.

Bemerkenswert erscheint mir, daß sich im Liegenden wie im Hangenden dieser nur 2 m dicken Folge ein mächtiger Prasinit befindet, was in den Radstädter Tauern oder den entsprechenden Vorkommen der Tarntaler Berge nicht zutrifft. Es ist nun die Frage, ob diesem Radiolarit samt dem Kalkband und den Mangananhäufungen tatsächlich ein so besonderer stratigraphischer Wert zugesprochen werden muß, wie Horninger annimmt. Es gibt nämlich auch die Möglichkeit, daß alle drei chemischen Ausfällungsprodukte direkt bei einem submarinen Erguß des anschließenden Ophioliths abgeschieden wurden und dann ganz vom Alter des Ophioliths abhängen — eine Idee, die Prof. P. Bearth im Sommer 1956 angesichts dieser Fragestellung mir gegenüber aussprach.

Damit sind wir bereits bei den jungen Ophiolithen angelangt.

### Die mesozoischen Ophiolithe

Seit 100 Jahren wird die Tauernschieferhülle mit entsprechenden Schiefen der Schweizer Alpen verglichen, und seit dieser Zeit wurde auch immer wieder die weitestgehende Übereinstimmung der Ophiolithe hüben und drüben betont. Trotzdem befindet sich die Alterseinstufung der Grüngesteine der Hohen Tauern bis heute noch immer in Fluß. Um den derzeitigen Wissensstand bezüglich der Altersfrage zu überblicken, muß man kurz die entscheidende Entwicklung der verschiedenen Vorstellungen in den letzten 20 Jahren verfolgen. Es ist ja von größter tektonischer Bedeutung, ob eine Reihe von Grüngesteinszügen als altkristallin, paläozoisch oder nachtriadisch angesehen wird. Davon hängt nämlich die Schlichtheit oder Kompliziertheit des ganzen Bauplanes mit ab, und wenn man nicht die in den dreißiger Jahren aktuellen Ideen über das Alter der Grüngesteine kennt, wird man niemals manche damalige und auch bis auf den heutigen Tag noch immer unwidersprochene tektonische Vorstellungen über die mittleren Hohen Tauern (z. B. ein komplizierter mehrphasiger Bau mit tektonischen Mischserien) verstehen.

In den letzten zwei Jahrzehnten war vor allem H. P. Cornelius tonangebend in der Meinungsbildung über Stratigraphie und Tektonik der mittleren Hohen Tauern, und auch seine Auffassung über die Ophiolithe hat sich in diesem Zeitraum entscheidend gewandelt, wie man am besten am Beispiel der jeweiligen Einschätzung des Alters der großen Grüngesteinsmassen der damaligen „Oberen Schieferhülle“ erkennen kann.

1935 konnte er sich (gemeinsam mit E. Clar) noch nicht eindeutig für die aufsteigend oder absteigend metamorphe Entstehung dieser Prasinite und Eklogite entscheiden, und damit blieb auch die Altersfrage wie beim Serpentin in Schwebel. Betont wird, daß die Einschaltung in Kalkglimmerschiefer mindestens in den meisten Fällen tektonisch erfolgt ist (C. u. C. 1935).

1939 neigt er und auch E. Clar am ehesten zur Annahme mesozoischen Alters, nachdem durch viele Beobachtungen die Wahrscheinlichkeit einer Herleitung aus dem Altkristallin (Angel) geschwunden ist. Triadische oder frühliassische Ergüsse und Tuffe werden als Ausgangsmaterial erwogen (C. u. C. 1939, S. 196).

1941 spricht H. P. Cornelius nicht mehr vom Trias, sondern gibt nur mehr dem nahezu sicheren Gefühl Ausdruck, daß zumindest ein Teil der Ophiolithe der penninischen Zone der Alpen (auch der Tauern) „im Jura intrudiert und auch (wohl submarin) zutage getreten ist“. (1941 a).

1949 sieht Cornelius schließlich die Ideen, die ihre Wurzeln im Jahre 1935 haben, rundum weitgehend bestätigt: die penninischen Ophiolithe sind jurassisch und können fallweise auch in die Unterkreide reichen.

H. P. Cornelius hat aber auch letztthin noch (1949) seine anfänglichen Zweifel an der Zuweisung von Grüngesteinen der Hohen Tauern zur jungen Ophiolithserie nur in bezug auf jene Bestände fallen lassen, die er zur tektonischen Einheit der Oberen Schieferhülle rechnete, dagegen nicht bei denen aus der Unteren Schieferhülle und erst recht nicht für die Vorkommen der Rahmenserien, also auch seiner Nordrahmenzone. Er wagte es also auch bei dieser Gelegenheit noch nicht, auch nur die mit den schon damals als mesozoisch angesehenen Kalkglimmerschiefern verknüpften Ophiolithe der anderen genannten tektonischen Einheiten ebenso ins Mesozoikum zu stellen: Diese wurden weiterhin allesamt nach dem in der Monographie (C. u. C. 1939, S. 271) gegebenen Zeitschema als paläozoisch (wesentlich vorvariszisch) und vorpaläozoisch angesehen! Dabei hätten ihm die Ergebnisse von A. Hottinger (1935) einiges zu denken geben müssen.

A. Hottinger hatte wie u. a. seine tektonische Karte zeigt, einen Grüngesteinszug von der Nordrahmenzone des Fuscher Tales nach E hin bis über das Rauriser Tal ins Gasteiner Tal verfolgt, wo eine Trennung in einen alten Ophiolith der „Nordrahmenzone“ und einen jungen Ophiolith der „Oberen Schieferhülle“ völlig abwegig erscheint, was ja in der neuen Gasteiner Karte von Ch. Exner eindeutig bestätigt wird. Hottinger kam sogar nach anderen Deutungsversuchen, die er zurücknehmen mußte, schon 1935 zu dem Schluß, daß alle grünen Gesteine im Gebiet zwischen Heiligenblut und Bruck oder Taxenbach an der Salzach — also auch die „Amphibolite“ des Nordrahmens — als mesozoisch anzusprechen sind, weil sie zur nachtriadischen Bündnerschiefer-Serie gehören.

Dem können wir uns nun aber voll anschließen und sogar auf ein weiteres Gebiet übertragen, wie die beigegebene Karte zeigt. Für das auch außerhalb der Oberen Schieferhülle nachtriadische Alter zumindest eines Teiles der Metabasite sprechen z. B. die engen Beziehungen zwischen Prasinit und sicher nachtriadischen Dolomitbreccien an einer Stelle der Nordrahmenzone, die mir 1952 in der Kammregion zwischen Fuscher und Seidlwinkltal, genauer zwischen Weixelbach- und Königstuhlm auffielen. Dort zieht eine WNW streichende, steilstehende und geringmächtige Lage von 1 km Länge über den Kamm, sodaß sie genau durch P. 2214 geht. In dieser

ganzen Länge besteht sie auf der gegen S gekehrten Seite aus Dolomitreccien, im N dagegen aus Prasinit. Sie ist in dunkle Phyllite eingelagert, welche durch die in der Nähe besagter Breccien- und Prasinitlage zahlreichen Kalkglimmerschieferbänder und Dolomitreccien als typisch nachtriadisch gekennzeichnet sind. Gleich S davon, am besten zu sehen in den Felsen beiderseits P. 2417, ist in einer anderen Lage der Zusammenhang zwischen beiden Substraten wieder gegeben. Und zwar treten hier z. T. Dolomitreccien mit Albitchloritschiefer als Bindemittel auf, z. T. aber die auf S. 358 bereits erwähnten Blockbreccien, die nur wenig basisches Material zwischen den Blöcken führen.

Es gibt aber noch eine andere interessante Beziehung zwischen ophiolithischem Material einerseits und Dolomitreccien andererseits, die uns in der Stratigraphie noch weiter führt: Ophiolithtrümmer sind in diesen Breccien nämlich im Gegensatz zu anderen mesozoischen Gesteinen praktisch nie enthalten, und diese Beobachtung paßt zu dem aus anderen Beobachtungen gezogenen Schluß: Die Masse der Ophilithe ist noch jünger als die Ablagerung der Dolomitreccien. Es ist mir nämlich z. B. gelegentlich der Kartierungen in der nordöstlichen Großglocknergruppe (1954a) für dieses Gebiet die Regelmäßigkeit aufgefallen, mit welcher die großen Prasinitmassen in den als normal angesehenen Profilen über dem Kalkglimmerschiefer liegen, und nur geringe Teile unter ihnen. Es fiel aber gleichzeitig auch auf, daß die Serpentine (und auch die Eklogite) eher tiefer unten in den gleichen Profilen stecken. Über die Abfolge der mesozoischen Schichten wird jedoch erst in einem späteren Kapitel näheres zu lesen sein — vorerst wenden wir uns den weiteren Gesteinen zu, die zu den Ophiolithen gehören.

### Die Prasinite und Gabbroamphibolite

Die alpidische Metamorphose hat alte und junge Gesteine von basischem Chemismus in gleicher Weise z. B. zu Prasiniten oder Gabbroamphiboliten umprägen können, sodaß es zuerst einmal notwendig erscheint, anzugeben, welche davon nach unseren Erfahrungen über den Inhalt der nachtriadischen Serie zu den jungen Ophiolithen gestellt werden können. Unter Verwendung der bisher üblichen Bezeichnungsweise der tektonischen Einheiten rechnen wir dazu:

#### 1. in der bisherigen Oberen Schieferhülle

in erster Linie alle Prasinite und verwandten Gesteine, die Cornelius und Clar in ihrer Monographie auf S. 152—175 bestens gekennzeichnet haben, sowie auch den in Anschluß daran beschriebenen Gabbroamphibolit,

dann die Prasinite und verwandten Gesteine der SW-Fortsetzung der auf der Großglocknerkarte dargestellten Oberen Schieferhülle, auf deren Verbreitung sich in neuerer Zeit hauptsächlich kürzere Hinweise von E. Clar, H. P. Cornelius, P. C. Benedict sowie eine unveröffentlichte Dissertation von A. Egger beziehen,

die Prasinite in der Nähe des Untertauchens der Oberen Schieferhülle im Stubachtal (Cornelius 1935)

nach eigenen Kartierungen sehr große Massen besonders östlich des Seidlwinkltales als direkte Fortsetzung der Oberen Schieferhülle des Glocknergebietes;

## 2. in den Riffdecken und der Granatspitz-Hülle:

Von den grünen Gesteinen, die Cornelius als ehemals basische Bestandsmassen im Abschnitt über die Riffdecken (1939, S. 72—83) sowie über die Granatspitzhülle (1939, S. 53 ff.) beschrieben und in die Großglocknerkarte eingetragen hat, möchte ich nur die ganz bescheidenen Vorkommen von Prasiniten hierherstellen, die durch eine enge Verbindung mit Kalkglimmerschiefern, Dolomitbreccien und phyllitischen, oft stark albitisierten Schiefern als zur Bündnerschiefer-Serie gehörig angesehen werden können: Unter dem Richtzeitsedl, zwischen der Neualm und dem Hochalpl im Stubachtal, und dann am steilen Westabfall der Zollspitze zwischen mittlerem und oberem Fruschnitzgang im Dorfertal. Wahrscheinlich gehört eben deswegen auch ein wesentlicher Teil der schwächtigen Prasinitbänder vom Hochsedlgrat und Sedlgratköpfl östlich der Tauernmoosseen sowie NW der Hohen Riff und unter der oberen Ödenwinkelscharte hierher. Dagegen stelle ich auf Grund der Karte und Beschreibung von Cornelius und Clar sowie meiner eigenen Beobachtungen über die Seriengebundenheit im Gebiet des Stubach- und des Kaprunertales dort die Masse der übrigen Amphibolite und Prasinite — insbesondere die „lagenweise injizierten Prasinite“ — mit Beruhigung zu den vormesozoischen Schichtserien (vgl. S. 436 f.);

## 3. in der Nordrahmenzone

die von Cornelius (C. u. C. 1939, S. 216 ff.) angeführten Gabbroamphibolite (mit Ausnahme des Vorkommens S der Trias am Stubachtal-Ausgang, Weg zur Seetalalm); einen gewissen Anteil der damit im Zusammenhang beschriebenen Prasinite (l. c., S. 219 ff.) der aus der hier beigegebenen Karte ersichtlich ist, ergänzt um das Grünschiefervorkommen E der Sigmund Thun Klamm im Kapruner Tal im Hangenden der Kalkglimmerschieferzüge (Cornelius 1939). Dann in der östlichen Fortsetzung der Nordrahmenzone — also in der Fuscher Schieferhülle Braumüllers — alle Grünschiefer, Prasinite und auch Gabbroamphibolite aus dem Aufnahmegebiet E. Braumüllers (1939).

## 4. bei Krimml

die Grünschiefer, Prasinite und Epidotamphibolite des Plattenkogels und vom Walder Wieser Wald (H. Dietiker 1939, G. Frasl 1949, 1953 c), die dort in einer der Oberen Schieferhülle der Glocknergruppe entsprechenden Serie auftreten, wenn auch in viel geringerem Ausmaß.

Bei weitem die meisten mesozoischen basischen Gesteine wurden in diesem Raum so weitgehend metamorphosiert, daß vom Ausgangsgestein weder Mineralien noch Strukturerelikte erhalten sind. So sind uns nur aus den ausnahmsweise unvollkommen umgewandelten Gesteinen, sowie aus den chemischen Analysen einige Hinweise auf die Abkunft dieser hier in so großen Massen auftretenden grünen Gesteine bekannt.

Bisher ist nur eine einzige Analyse davon aus den mittleren Hohen Tauern veröffentlicht worden, und zwar durch F. Angel (1954): der vom Hohen Rat am Stüdlgrat (beim Großglockner) stammende Prasinit wurde dem mihairitischen Magmentypus nach der Niggelischen Gliederung zugeschrieben. Angel zitierte bei gleicher Gelegenheit noch drei ältere Analysen von mesozoischen Prasiniten aus der Mallnitzer Mulde (Gasteiner Karte

1956), die hier zum Vergleich herangezogen werden können. Bei diesen wird die Zusammensetzung als „mihairitisch bis normalgabbroid“, „pyroxengabbroid“ und „pyroxengabbroid bis mihairitisch“ angegeben. Auch die von A. Bianchi (dal Piazz u. A. Bianchi 1934) vom Valle Rossa — also von der westlichen Verlängerung der Oberen Schieferhülle — veröffentlichte Prasinitanalyse weist auf ein dem pazifischen Stamm zugehöriges Gestein hin; denn es wird als „gabbroid, eher kalkreich (mit einer Tendenz zum Issitgabbro)“ bezeichnet. Unter diesen chemisch untersuchten Prasiniten waren demnach keine, die einem Spilit entsprächen, da als Werte für  $\text{alk} : 5-8$  und für  $c : 26,5-31,5$  angegeben werden.

Die mikroskopische Untersuchung der reliktführenden Grünschiefer dieser Serie bestätigte z. T. diese Vorstellung von der chemischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine.

M. Stark beschrieb bereits 1907 aus den Grünschiefern der östlichen Hohen Tauern (vom Bernkogel östlich Rauris und noch weiter östlich bis zum Großarlal) reliktsche Pyroxene und braune Hornblenden sowie Ophitstruktur. In diesen Gesteinen ist der nun auftretende Albit — wie die 1950 publizierten, ergänzenden Beobachtungen von M. Stark zeigen — in der Regel mit Mineralien der Epidotgruppe gefüllt, woraus ich auf einen ursprünglich höheren Ca-Gehalt der Plagioklase vor der Regionalmetamorphose schließe.

Bald fand man auch in der westlichen Fortsetzung der von Stark beschriebenen Grünschiefer mit Reliktstrukturen und Reliktmineralien ebensolche Gesteine, und zwar war es Hottinger (1934, 1935) im Gebiet zwischen Rauriser und Fuschertal — wobei ein wesentlicher Teil davon erst durch Braumüller (1939, S. 91—94) näher beschrieben wurde — und es war zwischen Fuscher- und Stubachtal H. P. Cornelius (C. u. C. 1939, S. 216—219).

Cornelius zählte diese schon in seiner Nordrahmenzone liegenden, reliktführenden Grünschiefer noch zur paläozoischen Schichtfolge — weil er ja auch den sie umhüllenden „Fuscher Phyllit“ ins Paläozoikum stellte — und bezeichnete sie als „Gabbroamphibolite“. E. Braumüller ist ihm darin gefolgt, hatte aber mit der Abgrenzung dieser als alt angesehenen „Gabbroamphibolite“ gegenüber dem auch von ihm für mesozoisch gehaltenen Grünschiefer und Prasinit der nördlichen Stirnzapfen seiner „Oberen Schieferhülle“ begrifflicherweise einige Mühe (1939). Da aber die Gabbroamphibolite stets einschließenden Fuscher Phyllite neuerdings auch von E. Braumüller selbst als nachtriadisch angesehen werden (1957), ist wohl anzunehmen, daß er auf diese Unterscheidung zwischen „alten“ und „jungen“ Grünschiefern der Fuscher Schieferhülle jetzt kaum mehr so viel Wert legen wird. Übrigens hat ja auch Hottinger 1935 in seiner abschließenden Arbeit (S. 277) die in den vorhergegangenen Jahren von ihm gepflogene Alterseinstufung dieser Gesteine als „alte Amphibolite“ korrigiert und bereits damals ihre Zugehörigkeit zu den jungen Grünschiefern der Bündnerschiefer-Serie erkannt.

Ein weiteres Beispiel von Prasiniten mit z. T. noch unveränderten Reliktmineralien sind die Prasinite mit Pyroxenrelikten, die beim Plattenkogel NW Krimml auftreten. Diese stellte übrigens bereits H. Dietiker (1939) zur nachtriadischen Ophiolithserie.



In den mittleren Hohen Tauern sind außerdem schon seit langer Zeit Prasinite mit hellen Pseudomorphosen aus der Oberen Schieferhülle der Umgebung des Glockners studiert worden (F. Angel 1929; M. Stark 1930), wobei es zu unterschiedlichen Deutungen der Entstehung der Pseudomorphosen (aus Granat oder aus Feldspat) kam und damit zur Ableitung aus einem Eklogit oder aber aus einem Diabasporphyrit. Nach der sorgfältigen Bearbeitung des Themas durch Cornelius und Clar (1939, S. 171—175) hat schließlich H. P. Cornelius in einer kleinen Studie den Schlußstrich unter die Diskussion gezogen (1942c) und gezeigt, daß hierbei am ehesten ein (bereits vormetamorph verändertes) porphyritisches Ergußgestein als Ausgangsmaterial angenommen werden könne.

Schließlich gehört zu jenen mesozoischen grünen Gesteinen, auf deren Ausgangsmaterial schon bisher nähere Schlüsse möglich waren, jener Gabbroamphibolit der Oberen Schieferhülle, der im einzelnen in bis zu 500 m langen Linsen auftritt und den Cornelius und Clar (1939, S. 175 f.) vom Beilwieseck und Königsstuhl — das ist zwischen dem Stubachtal und dem Süden des Rattensbachtals — und auch von verstreuten Vorkommen im südlichen Abschnitt der Oberen Schieferhülle beschrieben haben. Daß hierbei das ursprüngliche Gestein tatsächlich ein z. T. recht grober Gabbro war, dafür sprechen u. a. die bis  $2 \times 3$  cm großen, gedrungenen Hornblenden (C. u. C. 1939). Hier ist also die Bezeichnung Gabbroamphibolit durchaus gerechtfertigt. Man darf aber hier mit diesem Namen nicht gleich die Vorstellung verbinden, daß dieses geschieferte Hornblende-Feldspat-Gestein einmal die Amphibolitfazies durchlaufen hätte; es ist vielmehr anzunehmen, daß es ebenso wie die damit zusammenhängenden Prasinite und Kalkglimmerschiefer niemals mehr als eine bis zur Prasinitfazies aufsteigende Metamorphose erlitten hat.

Während aber bei diesen „Gabbroamphiboliten“ der Oberen Schieferhülle die Herkunftsfrage schon von Cornelius und Clar eindeutig geklärt war, kann man das von den feiner gekörnten sogenannten, „Gabbroamphiboliten“ der Nordrahmenzone, die schon weiter oben einmal erwähnt wurden, durchaus nicht behaupten. Bei solchen Deutungsschwierigkeiten wird die Sache meist interessant, und so ist es auch hier bei einem Teil der von Cornelius und Clar (1939, S. 216 ff.) im Kapitel „Gabbroamphibolite“ beschriebenen Gesteine.

Die meisten dieser „Gabbroamphibolite“ der Nordrahmenzone sind nach den übereinstimmenden Berichten von Cornelius und Clar, Braumüller und nach eigenen Beobachtungen zum Unterschied von jenen der Oberen Schieferhülle feiner gekörnt, denn die meist unscharf begrenzten Flächen, die etwa der Größe der ursprünglichen Mineralkörner entsprechen dürften, sind nur wenige mm groß. In jenen weniger umgewandelten Fällen, in welchen man aus dem heutigen Mineralbestand noch auf das Ausgangsmaterial schließen kann, ist der Felspat zumeist ein dicht mit Epidotmineralien und nur untergeordnet mit Hellglimmer gefüllter Albit (C. u. C. 1939, S. 217; Braumüller 1939, S. 92 f.), also aller Wahrscheinlichkeit nach ein regionalmetamorph umgewandelter Plagioklas mit ursprünglich hohem An-Gehalt. Auch bei diesen Gabbro- oder Diabasamphiboliten ist die Metamorphose über die Grünschieferfazies mit der entsprechenden Bildung von strahlsteinartiger Hornblende und Chlorit aus

den dunklen Komponenten und mit dem Zerfall der Plagioklase nie hinausgegangen, was schon H. P. Cornelius erkannt hat.

Daneben gibt es in derselben Gegend aber auch seltener auftretende Abarten, auf welche zuerst Cornelius (C. u. C. 1939, S. 218 f.) ebenso im Kapitel über die „Gabbroamphibolite“ seiner Nordrahmenzone hingewiesen hat, ohne eine einfache Erklärung dafür zu finden. In diesen ist der seiner ganzen Ausbildung nach reliktsische Plagioklas ein ungefüllter oder nur spärlich mit Serizit (und Epidot?) gefüllter Albit. Die Genese dieser merkwürdigen Bildungen, bei denen übrigens Stilpnomelan \*) der vorherrschende dunkle Bestandteil sein kann, ist erst nach einem Neufund ganz entsprechender Albit-Stilpnomelan-Gesteine im Wolfbachtal (Frasl 1954a) mit einiger Wahrscheinlichkeit zu erklären. Dort sind nämlich nicht nur Trümmer der ursprünglichen Plagioklase vorhanden, sondern diese sind noch als dünne und kaum zerbrochene Tafeln erhalten und das Gestein ist z. T. vollkommen ungeschiefert. Das Korngefüge ist dabei z. T. ausgezeichnet regellos und ophitisch, z. T. sogar sehr grob ophitisch, da die schmalen Plagioklasleisten bis 15 mm lang werden. Diese Gesteine muß man also auch wegen der Struktur von den Gabbroamphiboliten abtrennen, und nicht nur, weil sie oft gar keinen Amphibol besitzen. Deswegen und auch wegen des in manchen Fällen ausnahmsweise völlig ungeschieferten Erhaltungszustandes sei dieser seltene Gesteinstypus im folgenden etwas eingehender besprochen.

Zuerst wurden davon nur etliche bis halbmetergroße Blöcke im Wolfbachtal an der N-Grenze von Blatt Fusch gefunden. Sie lagen dort in dem vom W herunterkommenden Bachgerinne auf 1240 m Höhe, etwa 250 m NNW der Oberhaus-Grundalm. Im grobophitischen Gestein sieht man mit freiem Auge zwischen den gut erhaltenen oder etwas zerhackten, weißen bis grünlichweißen Plagioklasleisten im allgemeinen nur eine braune, samtartig erscheinende, äußerst feinschuppige Füllmasse (das eisenreiche Mineral Stilpnomelan); daneben ganz selten einzelne Quarzkörper und schließlich zellige Hohlräume, wahrscheinlich nach ausgewittertem Karbonat. Die Ausmessung unter dem Mikroskop ergab für die ursprünglichen Raumanteile etwa folgende Zahlen: 46 Feldspat, 46 Mafite, 7 Erz, 1 Apatit. In den Zwickeln zwischen den Feldspaten bedeckt Stilpnomelan oft allein größere Flächen. Dessen Eigenschaften entsprechen genau der Cornelius'schen Beschreibung (C. u. C. 1939, S. 218):  $X = Y =$  rötlich goldbraun bis braungelb,  $Z =$  braunschwarz; schwache Doppelbrechung; dünne Blättchen mit der Tendenz zur Büschel- und Rosettenbildung und einem Durchmesser von meist 0,1 bis 0,3 mm; der Achsenwinkel ist sehr klein. — Der

\*) H. P. Cornelius bezeichnete dasselbe Mineral als „Chrysobiotit“, also als eine besondere Abart des Biotits, die in Form von winzigen Büscheln und Rosetten auffälligerweise unter niedrigeren Metamorphosebedingungen wachsen konnte, als sonst Biotite zu tun pflegen. Farbe, Pleochroismus, Glanz und besonders die Formentwicklung in Verbindung mit der Spaltbarkeit stimmen jedoch derart gut mit der Mineralart Stilpnomelan überein, daß ich an die Identität zumindest in hiesigen Fälle glaube. Ja gerade die Erkenntnis von Cornelius, daß das braune, schuppige, nur selten geldrollenförmige Mineral hier unter Bedingungen entstanden ist, die das Wachstum des Biotits im allgemeinen noch nicht erlauben, läßt sich recht gut als Argument für die Einreihung bei der — wenn wir von der Kristallisation auf Erzlagerstätten absehen — allgemein bei recht geringer Metamorphose entstandenen Mineralart Stilpnomelan verwenden. Freilich hat man erst in den letzten Jahren die weite Verbreitung von Stilpnomelan in schwach metamorphen Gesteinen so recht erkannt. — Eine Untersuchung mittels Röntgenstrahlen zur eindeutigen Bestimmung steht leider noch aus.

Feldspat ist Albit ( $-17^\circ$  Auslöschung  $\perp$  MP) mit z. T. sehr breiten Lamellen; nur hier und da findet man darin ein winziges Körnchen eines Epidotminerals, welches einer Füllung entsprechen könnte. Ansonsten liegen die wenigen größeren Epidote immer außerhalb der Feldspate. Dagegen sind größere Partien des Feldspats von feinstschuppigem, ganz schwach grünlichem Hellglimmer durchsetzt und z. T. sogar ersetzt.

Ohne auf weitere Einzelheiten einzugehen, folgen gleich einige Bemerkungen zur Genese. Der Albit hat hier im Gegensatz zu den sauren Plagioklasen anderer gröber ophitischer Diabase der Hohen Tauern (z. B. südlich Fellern bei Mittersill oder im nördlichen Hollersbachtal) keine Füllung mit Epidotmineralien. Dort sind die Plagioklasleisten meist ganz vollgestopft damit und waren demnach vor der Metamorphose bestimmt basisch. Hier aber waren die Plagioklasleisten offenbar schon vor der Tauernmetamorphose sauer, sonst hätte sich ja massenhaft Epidot oder Zoisit im Feldspat bilden müssen, wie die anderen Beispiele zeigen.

Daher ist anzunehmen, daß das ophitische basische Ausgangsgestein schon vor der Regionalmetamorphose Albit enthielt statt Ca-reicher Plagioklasse, und das verweist uns auf die Spilitgruppe. Es ist schwierig, das Gestein kurz und prägnant zu benennen, da es zwar ungeschiefert, aber doch regionalmetamorph ist. Aber in Anlehnung an die für die Spilite und Kissenlaven der Schweiz von M. Vuagnat (1946) gewählten Bezeichnungen kann man diesem sonderbaren Gestein wohl am ehesten den Namen „intersertaler Albit-Stilpnomelan-Diabas“ geben. Übrigens gibt auch Vuagnat an, daß dort der Albit oft von Hellglimmerschuppen durchsiebt ist, auch Kalkspat und Quarz treten dort wie hier auf. Ein wesentlicher Unterschied besteht bloß durch das Auftreten von Stilpnomelan, doch von diesem hat schon Cornelius mit Bestimmtheit angenommen, daß er aus Chlorit entstanden ist, sodaß wir einen intersertalen Albit-Chlorit-Diabas als vormetamorphes Substrat annehmen dürfen.

Mithin ist es höchstwahrscheinlich, daß wir hier ein Glied der Spilite und Kissenlaven vor uns haben, und es wird in Zukunft wichtig sein, auch nach weiteren Resten davon im hoch darüber anstehenden Prasinitzug zu suchen, um eventuelle Kissenformen oder variolitische Reliktgefüge in Ergänzung dessen zu finden. Wahrscheinlich bilden die unverschiefert gebliebenen Albit-Stilpnomelan-Diabase im Prasinitzug nur relativ verschwindend kleine Partien, darum wurden sie auch bisher trotz genaueren Studiums dieses Zuges (vgl. E. Braumüller, 1939, S. 109) übersehen.

Anläßlich einer Übersichtsbegehung im letzten Sommer (1957) konnten weitere Fallstücke davon in der nächsten Nähe des wahrscheinlichen Anstehenden gefunden werden, und zwar in 1630 m Höhe auf dem in der Karte eingetragenen Fußsteig zwischen P. 1682 und der Winkler-Hochalm, dort, wo man von S her kommend die Grenze des Schwarzphyllits gegen den südlichsten Prasinitzug gerade überschritten hat. — Weitere kleine Blöcke des gleichen Albit-Stilpnomelan-Gesteins fand ich dann  $\frac{1}{2}$  km N davon, nämlich etwa 170 m WSW der Winkler-Hochalm am markierten Aufstieg zum Achen-Kopf (Drei Brüder). Schließlich ist dasselbe Material auch gut 1 km westlich vom letztgenannten Fundpunkt etwa 50 m S der in der Karte 1 : 25.000 eingezeichneten Gabelung des Fußweges über der Schaidmoos-Hochalm im groben Blockwerk zwischen anderen Metabasiten vorhanden (1790 m Höhe). — Darüber hinaus erscheint mir noch erwähnenswert,

daß auf der gegenüberliegenden Talseite des Schaidmoosgrabens, in etwa 240 *m* Kartenabstand von P. 1729 gegen SSE, auf 1690 *m* Höhe Blöcke eines weißlichgrünen, splitverächtigen und dabei vor der schwachen Verschieferung anscheinend knolligen Metabasits gesehen wurden.

Die Ableitung der Entstehung ist besonders wegen des eindeutig ophitischen Gefüges bei den aus dem Wolfbachtal stammenden Proben leichter gewesen als bei den mineralogisch ganz genauso zusammengesetzten Abarten der „Gabbroamphibolite“, die Cornelius (l. c., S. 218—219) beschrieben hat. Er hat damals angenommen, daß bei einem stark ausgewalzten Gabbroamphibolit zuerst eine Chloritisierung der Hornblenden stattgefunden hat und dieses Gestein dann durch K-haltige Lösungen zur heutigen Mineralzusammensetzung kam. Heute können und müssen wir das im Wolfbachtal vorliegende Endprodukt — des erhaltenen magmatischen Gefüges wegen — unmittelbar vom Vulkanit ableiten und dieselbe Herkunft aus einem splitisierten Diabas auch für die von Cornelius erwähnten Vorkommen (Graben W Bärenreitalm, westlich Kaprun; Vordere Judendorfer Alm, Westseite des unteren Fuschertales) annehmen, trotzdem dort wegen der intensiven Verschieferung das magmatogene Gefüge nicht mehr erhalten ist.

Daß am angegebenen Fundpunkt bei der Oberhaus-Grundalm im Wolfbachtal neben der oben beschriebenen, besonders groben Art von intersertalem Albit-Stilpnomelan-Diabas auch noch eine etwas feinere, intersertale und schwach geschieferte Abart gefunden wurde, die fast ebensoviel Chlorit mit parallel eingewachsenen jungen Hornblendestengeln (grün, fast farblos, maximale Auslöschungsschiefe 22°) wie Stilpnomelan führte, und daß schließlich eine noch feinere, nicht geschieferte intersertale Art mit besonders hohem Feldspatgehalt (Albit, maximal 5 *mm*) gefunden wurde, sei nur anhangsweise erwähnt. Außerdem wurde aus dem Schutt des Wolfbaches direkt an der Kartengrenze ein blaßgrünes, ophitisches Gestein aufgelesen, welches neben dem bei weitem überwiegenden Albit (2 *mm*, mit typischer Hellglimmerfülle und nur ganz wenig Epidot) noch hauptsächlich blassen Chlorit und sehr wenig Stilpnomelan enthält. Die Apatitspieße werden darin bis 1 *mm* lang.

Nach dem allen ist bei einem Teil unserer nachtriadischen Prasinite und Grünschiefer mit einem splitischen Ausgangsmaterial, also wahrscheinlich submarinen Ergüssen, zu rechnen, während schon hier erwähnt werden kann, daß mir in den mittleren Hohen Tauern bei den alten Metabasiten mit Reliktgefüge bisher noch keine Beispiele untergekommen sind, die Splitisierungserscheinungen zeigten, wogegen Derivate grobophitischer normaler Diabase recht häufig sind.

### Die eklogitischen Gesteine

treten ebenso in der Bündnerschiefer-Serie auf. Bis 30 *m* mächtige linsenförmige Vorkommen davon sind seit langem vom südlichen Venedigergebiet bekannt (Weinschenk) und in der Folgezeit von Angel, Wieseneder und neuerdings von Cornelius und Scharbert (1954b, mit Literaturzusammenstellung) näher untersucht worden. Sie liegen dort meist nahe der Basis des mächtigen nachtriadischen Prasinit- und Kalkglimmerschieferkomplexes der Oberen Schieferhülle, in enger Verbindung mit dessen Gesteinen.

Eklogite und granatführende Prasinite wurden auch an verschiedenen Punkten der südlichen Glocknergruppe ausführlich von E. Clar beschrieben (C. u. C. 1939). Sie liegen z. T. in dem mächtigen Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle, wie z. B. der berühmteste, über 1 *km* lange Zug östlich der Gamsgrube, dessen Blockwerk bequem auf einem ebenen, vom obersten

Parkplatz der Glocknerstraße beim Franz-Josefs-Haus ausgehenden Spazierweg zu erreichen ist. Andernteils, wie in der Nähe des Hochtors der Glocknerstraße (Gr. Margrützenkopf), sind sie den dunklen nachtriadischen Phylliten in deren obersten Horizonten eingeschaltet \*). Im Verlauf der jüngsten Kartierung wurde weiter östlich ein neues Vorkommen derartiger eklogitischer Prasinite zwischen dem Vorderen und Hinteren Modereck, also  $3\frac{1}{2}$  km östlich des Hochtors, aufgefunden (Frasl, 1954 a). Letztere befinden sich bereits in jener kalkarmen, nachtriadischen Phyllitserie, die im Liegenden der Seidlwinkl-Trias sichtbar wird.

Entstehung und Alter: Unsere Eklogite stellen uns ebenso wie die entsprechenden Gesteine aus den nachtriadischen Ophiolithen der Schweizer Alpen vor schwierige genetische Probleme. Auch hier sind es keine „echten Eklogite“ im klassischen Sinne katazonalen Omphazit-Granat-Gesteine, sondern — wie E. Clar elegant bewies und H. Scharbert bestätigte — unter etwas wechselnden Bedingungen der Prasinitfazies direkt aus basischem Eruptivgesteinsmaterial — z. B. kalkhaltigen, geschichteten Tuffen (E. Clar) — entstanden, während F. Angel noch eine „altkristalline“ Bildungsphase mit typomorph drittstufiger (z. T. zweistufiger) Kristallisation voraussetzte.

Es besteht nun, da eine absteigend metamorphe Bildung aus ursprünglich hochmetamorphem „Altkristallin“ nicht mehr angenommen zu werden braucht, eigentlich kein Grund, die Eklogite altersmäßig aus der Reihe der verschiedenen nachtriadischen Ophiolithe herauszunehmen, mit denen sie durch die gleichen Begleitgesteine serienmäßig und z. T. auch durch Übergänge verbunden sind. Für das mesozoische Alter traten bisher ein: H. P. Cornelius und E. Clar (1939), H. Scharbert (1952, 1954) und G. Frasl (1954 a).

Der Möglichkeit, daß autometamorphe Prozesse eine größere Rolle bei der Bildung der eklogitischen Gesteine gespielt haben könnten, hat man bisher in den Hohen Tauern noch kaum Beachtung geschenkt. Hingegen wurde die Möglichkeit einer Abhängigkeit der Eklogitbildung von der Entstehung junger Zentralgneiskörper von E. Weinschenk und H. Scharbert für das südliche Venedigergebiet in Betracht gezogen. Das wurde jedoch erst jüngst verneint von F. Karl (1955). Für die Vorkommen der Glocknergruppe ist die Unabhängigkeit der Eklogitbildung von den Zentralgneiskörpern schon wegen der großen Entfernung der beiden Gesteine voneinander ganz klar.

Die drei chemischen Analysen eklogitischer Gesteine, die Scharbert (1954) anführen kann, kommen einem normalen basaltischen Ausgangsgestein sehr nahe, wenn auch sedimentäre Verunreinigungen eine gewisse Rolle spielen mögen. Wegen des hohen Ca- und niedrigen Na-Gehaltes waren es ursprünglich bestimmt keine Spilitite.

Davon weicht jedoch die eine der beiden neuen Analysen von Gastaldit-Eklogit und Barroisit-Eklogit aus dem Südvenedigergebiet auffallend ab, die F. Schaidler ausgeführt und F. Angel 1957 veröffentlicht hat. Der Gastaldit-Eklogit von der Hohen Achsel steht nämlich danach chemisch schon eher einem Spilit nahe (4,21% Na<sub>2</sub>O und 7,18% CaO).

\*) Diesen stelle ich die zwei kurzen Eklogitzüge in den Riffldecken als westliche Entsprechung gegenüber, die E. Clar E und NE Schöneben im Dorfertal in die Glocknerkarte eingezeichnet hat.

### Serpentine

Daß die recht zahlreichen Serpentinorkommen der mittleren Hohen Tauern verschiedenen Serien angehören und demnach auch altersmäßig verschieden eingestuft gehören, haben Cornelius und Clar 1939 bereits dargelegt. Sie stellten für ihren Aufnahmebereich die mit der „Oberen Schieferhülle“ verbundenen Serpentine ins Mesozoikum, während diejenigen aus der Granatspitzhülle mit Vorbehalt als vorpaläozoisch eingestuft wurden (C. u. C. 1939, S. 217).

Dem können wir im Prinzip folgen, wenn wir nachstehende Serpentine der Bündnerschiefer-Serie zurechnen und damit als jünger als die karbonatische Trias einstufen:

a) Die von Cornelius und Clar (1939, S. 178—195) angeführten Serpentinorkommen der „Oberen Schieferhülle“, die aber — wie Cornelius und Clar bereits bewußt war — nicht immer streng an die geschlossene Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie gebunden, sondern auch in die oberen Teile der „Brennkogeldecke“ eingeschaltet sind, deren Gesteine damals noch in der Hauptsache als paläozoisch aufgefaßt wurden. Heute, da auch die Phyllite, Quarzite usw. dieser ehemaligen Brennkogeldecke zur Bündnerschiefer-Serie gestellt werden können und daher auch diese Serpentine rundum von nachtriadischen Schichten umgeben sind, kann man sogar mit noch größerer Bestimmtheit für das geringe Alter und gegen die Angelsche Herleitung aus dem Altkristallin eintreten, als das Cornelius und Clar (1939, S. 196 f.) schon mit guten Gründen getan haben. An Einzelorkommen wäre hier besonders in Erinnerung zu bringen: der Heiligenbluter Serpentinzug, der im S bei Döllach beginnt, aus locker aneinandergereihten größeren Linsen besteht und nach rund 20 km Länge sein Nordende beim Brennkogel, also schon N des Hochtors der Glocknerstraße, hat;

der Serpentin des Hochtengipfels,

die vielen Serpentinorkommen im Raum zwischen dem oberen Mühlbachtal und dem Stubachtal (Ferschbach—Beilwieseck—Steingasse—Lakarscharte, dann Wintergasse—Hackbrettler), dann

der Serpentin der Romariswand an der Hauptwasserscheide sowie an den Fruschnitzscharten (westlich des Großglockners).

Serpentinlinsen begleiten auch das Grenzgebiet zwischen Kalkglimmerschiefer und vorwiegend kalkfreiem Phyllit beiderseits der Bärenschlucht des Fuschertales, und in der östlichen Fortsetzung dieser von Cornelius und Clar (1939, S. 195) angegebenen kleinen Vorkommen befinden sich ebensolche bei P. 2566 (W vom Königstuhlhorn);

b) die beiden kleineren Serpentinorkommen, die E. Clar im Abschnitt über die Riffeldecken beschrieb (C. u. C. 1939, S. 84, Westhang der Zollspitze und Zollspitze) sind so weitgehend an Kalkglimmerschiefer gebunden, daß schon damals die Tendenz spürbar war, sie den Serpentin der Oberen Schieferhülle gleichzustellen;

c) den Serpentin vom Rauriser Tauernhaus, bei dem schon Hottinger (1935) das Zusammenvorkommen mit Bündnerschiefern erkannte, wenn auch in diesem Fall ausnahmsweise einmal unter der Seidlwinkltrias (also bereits in der „Fleissdecke“ Hottingers) gelegen;

d) eine über 200 *m* lange Serpentinlinse unter der Penninghofalm westlich Rauris, die ich auf der Geologischen Karte der Umgebung von Gastein eintragen konnte und bei der eine große bewaldete Halde die früher starke Verwertung des hier gebrochenen Steins ahnen läßt. Außerdem ist das von Cornelius (1939) beschriebene und zur Nordrahmenzone gestellte Vorkommen unter der Vögerl-Hochalm im Dietlsbachtal (Blatt Kitzbühel) hier einzureihen, und schließlich gehören auch die Talkschiefervorkommen bei Judendorf nördlich von Fusch hierher (C. u. C. 1939), die in dunklen Phylliten der Bündnerschiefer-Serie stecken. In vergleichbarer Position liegt auch der Talkschiefer am Viehtriebweg der Weixelbachalm (ENEP. 2288, auf 2120 *m* Höhe) im Weixelbachtal, den ich 1952 fand;

e) die von E. Braumüller (1939) zu seiner „Sandstein-Breccien-decke“ gestellten, ebenfalls kleineren Serpentinvorkommen, die zwischen dem Fuscher- und dem Rauristal zu einer lockeren Kette aneinandergereiht sind, welche nur mehr etwa 1–2 *km* S der Salzach liegt;

f) westlich Krimml ist ein stark strapazierter Serpentin von wenigen Meterzehnern Länge im Bachbett genau S der Schönmoos-Hochalm aufgeschlossen, dessen Zugehörigkeit zur Reihe der jungen Serpentine noch fraglich ist. Er liegt nämlich ausgerechnet an einer Störungslinie.

Braumüller (1939) sieht die Serpentine seines Gebietes als nachtriadisch an, mit der von Cornelius und Clar 1939 geübten Aufteilung können wir — wie schon gesagt — konform gehen, und soweit sie in dem Gebiet zwischen Fuscher- und Rauristal liegen, stellte übrigens auch Hottinger (1935) alle Serpentine in die mesozoische Schichtreihe, und zwar über die karbonatischen Triasablagerungen. Somit besteht offensichtlich eine schöne Übereinstimmung in der Altersauffassung dieser Serpentine bei den verschiedenen Autoren — eine Einhelligkeit, die umso erfreulicher ist, als diese Autoren durchaus nicht einer Schule angehören und sonst gerade bei der Alterseinstufung der Serpentine auch in großen nichtmetamorphen Gebieten (z. B. Balkan, Kleinasien) ziemliche Uneinigkeit herrscht.

Die erwähnten nachtriadischen Serpentine stehen in den meisten Fällen nicht mit den Prasiniten derselben Serie in engerem Zusammenhang. Meistens sind sie genauer als Antigoritserpentine zu bezeichnen (C. u. C. 1939), seltener ist die Umwandlung in Chrysotilserpentin (Braumüller 1939). Die gute Erhaltung primärer Strukturen in Form von Pseudomorphosen nach Pyroxen fiel Braumüller in den aus der Nähe des Salzachtales erwähnten Serpentin auf, doch ergibt sich daraus kein Gegensatz zu den Serpentin im Inneren der Tauern, wie er damals annahm (1939, S. 79). Im Heiligenbluter Serpentinzug findet man nämlich allenthalben sogar noch die reliktschen Pyroxene selbst (C. u. C. 1939). Ein weiteres Beispiel besonders großer und schöner Pyroxenrelikte fand ich in Fallstücken von Serpentin an der Straße südlich Wörth, die 1951 durch eine Lawine von jener Serpentinlinse hierher transportiert wurden, welche Ch. Exner schon außerhalb meines Kartierungsbereiches dann auch tatsächlich im steilen Ostabfall des Plattecks auffand (Gasteiner Karte). Dieses Vorkommen liegt aber wiederum in der Tauernschieferhülle, auch nach Braumüllers Einteilung etwa 10 *km* von deren Nordgrenze entfernt, und zwar ausgerechnet in der von Braumüller bekanntgemachten „Deckenstirn von Wörth“.



Gegenüber den Serpentininen der älteren Serien weisen die eben angeführten Vorkommen einen prinzipiellen Unterschied auf: sie sind niemals mit Peridotiten verknüpft (vgl. S. 439 f.).

In Verbindung mit den Serpentininen treten an verschiedenen Stellen schöne Kalksilikatschiefer und Silikatmarmore sowie Talkschiefer auf (C. u. C. 1939). Auch der in der NW-Ecke der Großglocknerkarte verzeichnete „Epidotamphibolit“ (C. u. C. S. 176 ff.), bei dem Cornelius einen sehr Fe- und Ti-reichen Pyroxenit als Ausgangsmaterial angenommen hat, ist in die Nähe der jungen Serpentine zu stellen.

Mit dieser kurzen Besprechung der jungen Ophiolithe ist wohl so viel über die einzelnen mesozoischen Gesteine gesagt, daß die jetzige Bedeutung und ungefähre Abgrenzung der im folgenden verwendeten Begriffe als hinlänglich bekannt vorausgesetzt werden darf. Ich möchte daraufhin versuchen, über die allgemeine Zuweisung dieser Gesteine ins Mesozoikum hinausgehend auch noch eine relative Altersordnung innerhalb der mesozoischen Schichten aufzustellen, auch wenn wir vorläufig bei der Zuweisung einzelner Gesteine z. B. zu gewissen Stufen des Jura oder bezüglich der Lage der Formationsgrenzen noch recht im dunkeln herumtasten.

### Die Grundzüge der Schichtfolge im Mesozoikum des Glocknergebietes

In dieser Hinsicht gibt es eine Anzahl beachtlicher Vorarbeiten, die dann mit den eigenen Erfahrungen verglichen werden können.

Als Ausgangspunkt für die Diskussion der wahrscheinlichen Schichtfolge im Mesozoikum möchte ich die bereits im historischen Teil (S. 333 f.) abgedruckten Idealprofile Hottingers aus dem Jahre 1935 heranziehen, denn zu einer recht ähnlichen Grundvorstellung sind wir heute wieder zurückgekommen, auch wenn sie sich im einzelnen nicht ganz mit jener deckt.

Hottinger hat damals auch schon an der Basis der aus Kalkmarmoren, Dolomiten und Rauhacken mit Gips bestehenden Karbonatgesteinsserie der Trias verschiedene permoskythische Quarzite angenommen. Die Summe der wahrscheinlich von der obersten Trias bis in die Kreide reichenden Absatzgesteine wurde zur Bündnerschiefer-Serie zusammengefaßt, mit der auch gleichalterige Ophiolithe aufs engste verbunden sind. Die Bündnerschiefer-Serie besteht nach seiner Aufstellung in der Hauptsache aus dunklen Phylliten und Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefern, die schon primär mit z. T. recht mächtigen Tafelkalken, aber auch mit geringmächtigen Korallenkalken, Sandkalken, Karbonatquarziten und verschiedenen Breccienhorizonten abwechseln, und in dieser wechselhaften Serie, in welcher die einzelnen genannten Gesteinsarten nicht unbedingt an einen streng umrissenen stratigraphischen Horizont gebunden sind, stecken auch die Ophiolithe linsen- bis lagenförmig in ganz verschiedener Höhe. Eine Regelmäßigkeit in der Abfolge dieser verschiedenen Bündnerschiefergesteine oder einen Schwerpunkt der mehr kalkigen oder mehr tonigen, der sandigen oder grobklastischen Sedimentation innerhalb der Bündnerschiefer hat Hottinger damals noch nicht angeben können.

Cornelius und Clar stellten in ihrer Hauptarbeit im Jahre 1939 unabhängig davon eine teilweise recht ähnliche Stratigraphie des Mesozoikums innerhalb der Schieferhülle auf (vgl. S. 335), die z. B. in der Trias mit jener

Hottingers prinzipiell übereinstimmt, aber darüber hinaus nur bis in den Lias hinaufreicht, sodaß nach dieser Vorstellung die Sedimentation der Schieferhülle mit dem Lias abgeschlossen gewesen wäre. Für diesen kurzen, jüngsten Zeitabschnitt (Rhät? und Lias) werden ähnlich wie von Hottinger für die ganze Bündnerschiefer-Serie auch von Cornelius und Clar Kalke, Kalkglimmerschiefer und Breccien, dann Sandsteine, Arkosen und feinschichtige „Knotenschiefer“ angegeben; auch ein Teil der Quarzite könnte ihrer Meinung nach dazu gehören — aber die Beteiligung irgend welcher schwarzer Phyllite, die doch in der Bündnerschiefer-Serie Hottingers eine dominierende Rolle spielen, wird nicht angenommen. Bei diesen jüngsten Sedimenten wird der Kalkglimmerschiefer im Allgemeinen über die Quarzite und übrigen Gesteinsarten gestellt, und auch die Ophiolithe reichen nach dieser Einstufung von Cornelius und Clar von der Trias nur bis unter die Kalkglimmerschiefer-Serie. Die liassischen Mergel (= Kalkglimmerschiefer) wären danach die jüngsten Gesteine der Schieferhülle überhaupt gewesen. Erst 1949 nimmt Cornelius an, daß die Ophiolithe auch fallweise bis in die Unterkreide reichen könnten.

Zu einer ähnlichen Gliederung kommt später auch H. Holzer am Tauernnordrand. Er hat dort die Cornelius'sche Nordrahmenzone zwischen dem Stubach- und Dietelsbachtal in zwei Ost—West-verlaufende Streifen zerlegt (Abb. 3), deren nördlicher praktisch nur aus mesozoischen Gesteinen bestehen soll und als „Unterostalpine Schuppenzone“ bezeichnet wurde, während der südliche Streifen Bildungen des variszischen Zyklus umfassen soll und zur Schieferhülle gerechnet wurde. Der mesozoische Anteil hat nach der Vorstellung Holzers folgende Schichtfolge (1949, S. 16):

Lias und	Kalk- und Dolomitbreccien, Marmore z. T.,
jünger (?)	graphitische Phyllite
Rhät	Kalkschiefer, kieselige Kalke (?)
	Kalkmarmore,
	Dolomite, dolomitische Kalke
Skyth	Quarzite,
	quarzreiche Serizitchloritschiefer.
Perm	

Das mengenmäßig bei weitem überwiegende Gestein ist in dem betreffenden Gebiet der schwarze Phyllit, dessen Altersstellung demnach eine besondere Bedeutung zukommt. Für dessen Einreihung war maßgeblich, daß L. Kober seit 1912 immer wieder von den sogenannten „Pyritschiefern“ in der oberen Trias und im Lias der ebenfalls unterostalpinen Radstädter Tauern sprach. Die Amphibolite innerhalb dieser schwarzen Phyllite sind nach Holzer unsicherer Stellung, vielleicht Späne von Altkristallin.

Als im Jahre 1951 die Führer für die Exkursion zur 100-Jahr-Feier der Geologischen Bundesanstalt herauskamen, bestanden noch immer dieselben unterschiedlichen Auffassungen wie 1939 nebeneinander. Das sieht man deutlich an einer Gegenüberstellung des Führers über die Glocknerstraße von S. Prey (1951, S. 96), der vollkommen auf der Stratigraphie

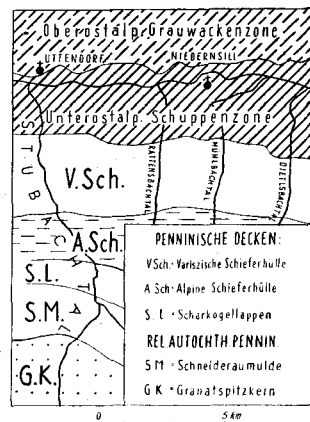


Abb. 3: Tektonische Gliederung im Gebiet des nördlichen Stubai nach H. HOLZER 1949, im Maßstab der tektonischen Übersicht auf Tafel XXV.

der Glocknermonographie beruht und nach dem daher z. B. alle Phyllite noch immer als paläozoisch angegeben werden, und des Führers „Gastein—Mallnitz“ von Ch. Exner. Dieser besaß den Mut, die Hauptmasse der mesozoischen Schieferhülle nach Hottinger als „Bündner-Schiefer (schistes lustrés)“ zu bezeichnen (1951, S. 79). Die Bestandteile dieser Bündnerschiefer-Serie wurden damals allerdings nur kunterbunt angeführt („vielfache Wechsellagerungen von Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern, Schwarzphylliten, Grünschiefern (einschließlich eklogitischer Typen), Serpentin, Karbonatquarziten, Quarziten, glimmerreichen Kalkmarmoren“) und dann ist die nicht näher begründete Bemerkung angeschlossen, daß in den stratigraphisch höchsten Lagen der Tauernschieferhülle der Kalkgehalt der Phyllite zurücktrete (Schwarzphyllit). Das letztere hat übrigens auch R. Stark schon 1912 (S. 14) behauptet und steht übrigens im Widerspruch zu jener Auffassung, die Exner selbst in einem Vortrag anlässlich derselben 100-Jahr-Feier vertrat (1952, S. 88). Bei dieser Gelegenheit betrachtete er nämlich den Schwarzphyllit — abgesehen von der Anerkennung der Existenz karnischer und paläozoischer Schwarzphyllite (z. B. Fuscher Phyllite) — als Lias, eventuell auch Rhät. Dabei stützte er sich auf eigene Beobachtungen an den sogenannten „Riffelschiefern“ der Riffelscharte und des Niedersachsenhauses zwischen Gastein- und Rauristal in den östlichen Tauern, wo diese Schwarzphyllite über Quarzit, Rauhacke und Triasdolomit und unter dem Kalkphyllit liegen.

Soweit waren die verschiedenen Vorstellungen über die Schichtfolge des Mesozoikums in den mittleren und östlichen Hohen Tauern gediehen, als ich 1951 begann, im Fuscher-, Seidlwinkl- und Wolfbachtal sowie westlich Rauris für die Geologische Bundesanstalt zu kartieren.

Schon auf Grund von Erfahrungen der ersten Aufnahmesaison konnte angesichts des Profils Edlenkopf—Seidlwinkltal die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Serie der höher metamorphen Schwarzphyllite, die der Brennkogeldecke entspricht, „nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch zwischen die Seidlwinkltrias und die wohl jurassischen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer gehört, also an die Wende von Trias und Jura“. (Frasl 1952). Danach haben wir hier in den mittleren Hohen Tauern prinzipiell dieselbe Abfolge der mesozoischen Ablagerungen, wie Ch. Exner weiter im E von der Riffelscharte angegeben hat. Es folgte dem u. a. die Erkenntnis, daß auch gewisse Gneise zur Bündnerschiefer-Serie zu stellen sind („Bündnerschiefergneise“), andere Arkosegneise und Quarzite jedoch an die Basis der Trias, weil sie z. B. NW der Baumgartl H. A. mit Rauhacke, Marmor und Dolomit in wahrscheinlich stratigraphischem Verband stehen (Frasl 1953 b). Der von Hottinger angegebene Umfang des Begriffs „Bündnerschieferserie“ wurde dabei noch durch die Einbeziehung von dessen „Graphitquarzit“ und einem Teil des „Parakristallin im allgemeinen“ erweitert, und auch die „Fuscher Phyllite“ Braumüllers konnten dazugestellt werden (Frasl 1954).

Meine Kartierungsarbeiten gingen jahrelang mit denen von Ch. Exner weiter im E parallel, und so gingen auch die Erkenntnisse über die junge Schieferhülle hier und dort ziemlich parallel: Die Zeit war nach den vorhergegangenen grundlegenden Arbeiten anderer eben reif geworden für eine Neugliederung der Schieferhülle, und da dieselben Probleme auch mit etwa derselben Gründlichkeit angegangen wurden, war von vornherein

eine bessere Übereinstimmung zu erwarten, als zwischen den gleichzeitigen Kartierungen von Cornelius und Clar einerseits und Hottinger andererseits im Glocknergebiet existierte. So zählt Exner 1953 (S. 419) der Reihe nach folgende Gesteine zu den Bündnerschiefern: „mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite, Dolomitreccien führende Phyllite und Quarzite, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore und eingeschaltete Grünschiefer und Serpentine“. In meinem Aufnahmebericht für 1953 ist diese Reihenfolge noch etwas genauer präzisiert. Sie hat sich in der damaligen Fassung im Laufe der weiteren Untersuchungen gut bewährt, gilt heute noch in vollem Umfang und sei deshalb im Wortlaut wiedergegeben (Frasl 1954 a):

Vom Tauernhauptkamm (Hochtor—Modereck) bis 2 km N der Verbindungslinie Fusch—Rauris zeichnet sich im großen mehrmals „dieselbe Abfolge von unten nach oben (von S nach N) ab:

(N) 3. Prasinite oder Grünschiefer.

2. Kalkglimmerschiefer (Kalkphyllit oder hierhergehöriger Kalkmarmor).

(S) 1. Schwarzphyllit.

Das dürfte im Prinzip die nachtriadische Abfolge sein, wobei jedoch die Grünschiefer nur mit dem Schwerpunkt ihrer Entwicklung das jüngste Glied darstellen und der Kalkgehalt der Schiefer sich nur mit einer beschränkten Regelmäßigkeit in diese Reihung fügt. Die Serpentine stecken vorzüglich nahe der „Grenze“ von Schwarzphyllit und Kalkphyllit, und die Dolomitreccien sind auf beinahe alle Horizonte verteilt. Quarzite und Arkosen zeigen eine regelmäßige Bindung an die Schwarzphyllite.“

Das bedeutet aber — auf die Gliederung von Cornelius und Clar angewandt — folgendes: Die Seidlwinkltrias trägt als normales Hangendes die kalkarme Phyllitserie mit Quarziten usw., die Cornelius und Clar als eigene „Brennkoegeldecke“ aufgefaßt hatten, und diese leitet oben in die Kalkglimmerschiefer über, die ihrerseits von der Hauptmasse der Prasinite überdeckt werden, wobei Kalkglimmerschiefer und Prasinite zusammen von Cornelius und Clar als „Obere Schieferhülle“ bezeichnet wurden. Somit sehen wir hier statt dreier „Decken“ (Seidlwinkldecke, Brennkoegeldecke, Obere Schieferhülle) nur mehr eine einzige, normale, hauptsächlich stratigraphische Abfolge, auch wenn z. B. die Trias in sich ebenso geschuppt ist wie z. B. die kalkarme Schieferserie. Die im N folgenden, nur wenig anders gearteten Wiederholungen dieser Schichtfolge werden im nächsten Kapitel erläutert.

Seit neuester Zeit stimmt auch E. Braumüller diesem Schema der mesozoischen Schichtfolge (Trias—kalkarme Bündnerschiefer—kalkreiche Bündnerschiefer—Masse der Ophiolithe) zu. Auch er hat erkannt, daß auch andere bekannte und besonders interessante Profile dann besser verstanden werden können, wenn man die Schwarzphyllite darin nicht mehr als paläozoisch ansieht, sondern eher als mesozoisch (Rhät bis Lias; Bistritschan u. Braumüller 1958).

Da wäre als das eine hervorragende Beispiel das Profil beim Untertauen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal zu nennen, welches H. P. Cornelius zum größten Teil bekanntgemacht hat (1935, S. 146, und 1942 e, S. 65). Man sieht dort vor sich die Form einer km-großen, stehenden Falte, deren Scheitel zwischen der Hofer HA. und der Holland HA. mit etwa 20° Gefälle nach W abtaucht, d. i. etwa 1200 m über dem Einschnitt des Stubach-

tales, in dem der Kern der Falte aufgeschlossen ist. In diesem Kern liegt der Prasinit der unteren Geierwand, dessen Westende noch unterhalb P. 1235 verschwindet, sowie der Kalkglimmerschiefer der oberen Geierwand, der bereits etwas höher, bis zur Almhütte 1432 *m* hinaufreicht. Um diesen Kern herum legen sich schwarze Phyllite, die bei ihrer mächtigsten Entfaltung (zwischen Unterkopf und P. 2181 am Anstieg zum Brustinger) auch z. T. kalkhaltig sind und dort auch größere Dolomit- und Rauhwackenlinsen führen. Der Triasdolomit und -marmor sowie der zugehörige Quarzit ist aber erst in den tektonisch höchsten Partien der stehenden Falte angereichert, wo die Trias deutlich bogenförmig die schwarzen Phyllite überspannt. Diese Falte wird dann im S, oben und im N von einer grundsätzlich fremden Serie umgeben, die aus metamorphosierten vormesozoischen Substraten (ehemals Tone, basische und saure Eruptiva) besteht. Beste Erklärung: Die mesozoische Schichtfolge, unten Trias, dann kalkarme und kalkreiche Bündnerschiefer und ganz oben Ophiolith, wurde zuerst zu einer Mulde verfaultet. Diese Mulde wurde dann im Laufe der alpidischen Verformung auf den Kopf gestellt, sodaß die ursprüngliche Muldensohle mit der Trias am höchsten zu liegen kam und bei nichtstratigraphischer Betrachtung auch als Faltenscheitel angesehen werden kann.

Ein weiteres wichtiges Beispiel, bei dem Braumüller und Prey schon lange die prinzipielle Bedeutung für die Stratigraphie der weiteren Umgebung erkannt haben, sind die Synklinen südlich des Sonnblickkernes, wo „die dunklen Phyllite regelmäßig zwischen der Trias und den Kalkglimmerschiefern liegen“ (1943, S. 133). Auch Braumüller hat heute eingesehen, daß man dabei sehr gut ohne die Zwangsvorstellung von einer Mehrphasigkeit des Baues auskommt, wenn man die Schichtfolge Trias—Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer als die normale Ablagerungsfolge ansieht und nicht — wie er 1943 annahm — erst die Phyllite aus dem Unterostalpin als dessen Paläozoikum herholt, sie zwischen die Trias und die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle einwickelt und dann alles gemeinsam verfaultet (Bistritschan u. Braumüller 1958).

In Anbetracht dieser mehrmals in charakteristischen Profilen vorhandenen Abfolge von Trias—Schwarzphyllit—Kalkphyllit—Grünschiefer können wir das von Ch. Exner 1957 in seinen Erläuterungen zur Geologischen Karte von Gastein besonders auf S. 153 dargelegte Sedimentationsschema nicht für die mittleren Hohen Tauern übernehmen. Damit kehrt er nämlich zu seiner bereits 1951 dargelegten und nachher zeitweilig wieder aufgegebenen Auffassung zurück, daß in den östlichen Hohen Tauern im autochthonen Sedimentmantel die Schwarzphyllite über den Kalkglimmerschiefern und erst recht im „Deckensystem der oberen Schieferhülle“ in der Schichtfolge über Trias, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (samt Albitepidotamphibolit und Serpentin) liegen.

Ein Grund für eine derartige Einstufung mag darin zu sehen sein, daß Exner im klassischen Profil des Angertales den unter einem sehr mächtigen Schichtstoß von Schwarzphylliten liegenden Angertalmarmor wieder traditionsgemäß mit dem Hochstegenkalk des Westens vergleicht (1957 a, S. 153) und deshalb diesen Liegendmarmorzug in den oberen Jura stellt, sodaß die darüber befindlichen Schwarzphyllite im wesentlichen jünger als oberer Jura sein müßten. — Bezüglich dieser stratigraphischen Einstufung des Angertalmarmors ist jedoch größte Vorsicht am Platze. Einmal

werden in Tirol unter der Bezeichnung „Hochstegenkalk“ eine ganze Reihe von verschiedenen aussehenden Kalken und Dolomiten in mehreren übereinander liegenden und durch andere Gesteine voneinander getrennten Gesteinszügen verstanden, und auch G. Mutschlechner (1956, S. 164) sieht das Oberjura-Alter bei der Neubearbeitung des in mancher Hinsicht angezweifelten *Perisphinctes*-Fundes nur für den umschließenden Teil des „Hochstegenkalks“ als gesichert an. Andere Züge desselben könnten also durchaus auch ins ältere Mesozoikum gehören! Außerdem stammt gerade dieser Fossilfund vom Hochstege nach Mutschlechner genau genommen aus einem grauen Dolomitblock eines Dolomitmarmorsteinbruches, und im Gasteiner Gebiet verstand man bisher unter dem „Angertalmarmor“ noch immer einen Kalkmarmor!

Schließlich aber gibt es gegenüber den von Becke bis Exner immer wieder zum Vergleich herangezogenen Hochstegenkalken auch andere, dem Gasteiner Gebiet viel näher liegende Kalkmarmore, und zwar beim Hochtörl der Großglocknerstraße in Verbindung (siehe auch S. 351 f.) mit Rauhwacke, Dolomit und Gips, und diesen Schichtstoß sehen wir mit H. P. Cornelius und E. Clar sowie A. Hottinger als Trias an („Seidelwinkeltrias“). Es scheint mir nun durchaus wahrscheinlich, daß in gleicher Weise außer den Dolomitmarmoren samt Rauhwacken auch die Kalkmarmore, die im Angertal bei Gastein über dem Zentralgneis und Quarzit des Hochalm-Ankogel-Massivs liegen, in die Trias zu stellen wären. An dieser Vorstellung können auch die dort den Kalkmarmoren stratigraphisch eingeschalteten, aber an Mengen zurücktretenden Kalkglimmerschiefer nichts ändern, denn es ist ja auch an anderen Orten — wie z. B. im Unterostalpin der Tauernumrahmung — die Ablagerung von Mergeln in verschiedenen Stufen der Trias nachgewiesen. So hat z. B. erst unlängst A. Tollmann (Verh. G. B. A. 1956) neuerdings bestimmbare Korallen und Crinoiden in rhätischen, dunklen Kalkschiefern der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern) gefunden. — Ich kann mich auch nicht der neuen Exnerschen Auffassung anschließen, daß die großen Kalkglimmerschiefermassen seines „Deckensystems der oberen Schieferhülle“ (Türchlwand, Gamskarlkogel) — welches er aus einem ehemals weiter südlich gelegenen Sedimentationstrog abzuleiten versucht — mit den wenigen Kalkglimmerschiefern im Verband des Angertalmarmors gleich alt wären. Nach meiner Vermutung gehören im Angertal-Profil die letzteren Kalkglimmerschiefer mit dem Angertalmarmor sowie Dolomit und Quarzit zur normalen Trias, dann folgt die Masse der Schwarzphyllite, während die zuerst genannten, sehr mächtigen Kalkglimmerschiefer (mitsamt den zugehörigen Metabasiten, die man lange Zeit gemeinsam als die Repräsentanten der „Oberen Schieferhülle“ betrachtet hat) auch hier wie im Bereich der Glocknerstraße stratigraphisch über die Masse der Schwarzphyllite zu stellen sein dürften \*). Ch. Exner hatte übrigens genau dieses stratigraphische Schema schon einmal (1952 und 1953) für das Gebiet der Riffelscharte SW Gastein angewandt (siehe oben), jedoch hat er es nun ohne nähere Begründung fallengelassen.

\*) Dabei ist nicht auszuschließen, daß auch in den mittleren Hohen Tauern relativ geringere Anteile des Schwarzphyllits noch jünger sein können als die Bildung der großen Massen von Kalkglimmerschiefern und Metabasiten, wonach man dann ältere und jüngere Rauriser Phyllite zu unterscheiden haben wird (vgl. auch S. 399).

Ist es nun möglich, diese relative Altersabfolge innerhalb des Mesozoikums in das absolute Zeitschema einzubauen? — Das ist gar nicht so einfach, denn es ist nicht einmal möglich, mit einiger Sicherheit das Ende der Sedimentation im Schieferhüllenbereich der mittleren Hohen Tauern in eine bestimmte stratigraphische Stufe zu stellen.

Wenn die Radiolarite und Mangananreicherungen bei der Moosersperre im Kaprunertal tatsächlich den obersten Jura repräsentieren, wie Horninger im Vergleich mit unterostalpinen Vorkommen der Ostalpen und verschiedenen Beispielen der Westalpen annimmt, dann erscheint die Andauer der Sedimentation in der Schieferhülle zumindest für den ganzen Jura gesichert. Eine Fortdauer der Sedimentation darüber hinaus bis in die Unterkreide wurde z. B. von Staub, Kober, Hottinger, Exner u. a. angenommen, doch kommen wir da vorläufig über den bloßen Verdacht auf Grund des allgemeinen Vergleiches mit der Sedimentation im Pennin der Schweiz nicht hinaus. Am ehesten käme kretazisches Alter wohl für einen Großteil der Ophiolithe in Frage.

L. Kober nimmt auf Grund des regionalen Überblicks an, daß das Tauernfenster bereits vorgosauisch überschoben wurde und daß demnach mit einem Auftreten von Oberkreidesedimenten nicht mehr zu rechnen ist. Dagegen schloß Hottinger Oberkreidebildungen nicht ausdrücklich aus, als er nach R. Staub gewisse Gesteine am Tauernnordrand zwischen Bruck und Taxenbach noch als Flyschbildungen bezeichnete, die wohl Jura und Kreide umfassen sollten, jedoch kein Tertiär. Die Existenz einer derartigen Flyschbildung wurde aber bald darauf auf Grund einer genauen Untersuchung desselben Streifens von E. Braumüller (1939, S. 130 f.) bestritten.

Betrachten wir nun die Schichtfolge im Raum der schönsten und mächtigsten Entwicklung des Mesozoikums in den mittleren Hohen Tauern etwas näher.

## **Überblick über die mesozoische Schichtfolge des Fuscher- und des Seidlwinkel-Rauriser-Tales**

Wir beginnen diese kurze Betrachtung bei der tektonisch tiefsten Einheit im Hintergrund des Seidlwinkltales und schreiten dann nach oben und N weiter, bis fast an die Salzach. Auf diese Weise ist es möglich, bei normalen Serien mit dem ältesten Schichtglied zu beginnen und dann Schicht auf Schicht entsprechend der Ablagerungsfolge durchzugehen.

### **Die Bündnerschieferserie im Liegenden der Seidlwinkl-Trias**

Dieses von der Seidlwinkltrias überschobene, tiefste Paket von Bündnerschiefern bedeckt im Hintergrund des Seidlwinkltales eine Fläche von fast 20 km<sup>2</sup> und reicht von der Weißenbachscharte, dem Hinteren Modereck und dem Krummlkeeskopf am Hauptkamm bis zur Gollehen-Alm im Grund des Seidlwinkltales.

In dieser vorwiegend kalkarmen Serie fehlt neben dem mengenmäßig an erster Stelle stehenden Schwarzphyllit kein einziges bezeichnendes Glied der Bündnerschiefer (Frasl 1953 b, 1954 a, 1955). Die verschiedenen Breccien, Quarzite, dann Kalkglimmerschiefer und Prasinite samt Serpentin sind am Aufbau beteiligt. Auch eklogitische Prasinite kommen in geringen Mengen vor (zwischen Hinterem und Vorderem Modereck). Hier wurde auch die Bedeutung des resedimentierten Dolomits erkannt, doch ist derzeit



nicht auszuschließen, daß daneben einige kleinere Dolomit- und Marmorlinsen noch als echte Triasspäne in der Serie stecken. Außerdem sind hier die relativ größten Lagen von Bündnerschiefergneisen (Arkosegneise und porphyroblastische Albitgneise) vorhanden.

Gerade bei den Gneisen ergibt sich ein noch nicht ganz geklärtes Problem.

Der z. T. granitisch aussehende Gneis vom Grund des Weißenbachkars (Großes Fleiß-Tal) hatte entgegen den Behauptungen von A. Hottinger (1935, S. 298) doch noch eine Fortsetzung nördlich der Weißenbachscharte, denn entsprechend der NS-gerichteten, schwach N-fallenden Achsenlage kommt er gleich N der Weißenbachscharte wieder zum Vorschein und wurde auf 6 km Länge bis zum Wasserfall des Spritzbaches im Seidlwinkltal (P. 1681) verfolgt. Schon 1955 wurde berichtet, daß dieser etwa 100 m mächtig werdende Gneiszug in sich offensichtliche Paraanteile, also Arkosegneise und junge Feldspatporphyroblastenschiefer, mit geringen Anteilen vom Aussehen eines normalen Granitgneises vereinigt, aber auch diese sind nach mikroskopischem Befund zumindest z. T. aus Arkose entstanden (siehe S. 371 f.). Die Paragneise sind durch Übergänge auch eng mit Schwarzhylliten verbunden, die im Liegenden des Gneises Dolomitgerölle führen; die Paragneise sind daher „Bündnerschiefergneise“. — Hier steht die Antwort auf die Frage vorläufig noch aus, ob dabei tatsächlich noch kleine Partien eines verschiefert Granits vorhanden sind oder ob ausschließlich Arkosegneise vorliegen.

Wenn nördlich der Weißenbachscharte tatsächlich noch Reste von Granitgneis vorhanden sein sollten, dann brauchen sie durchaus nicht als etwas völlig Fremdes, als weit transportierte Schubspäne innerhalb der Bündnerschiefer aufgefaßt werden, denn es ist ja der sedimentäre Zusammenhang mit den Arkosen noch gegeben. Es ist ja durchaus wahrscheinlich, daß eine junge Arkose oder überhaupt ein Bündnerschiefer-Sediment direkt auf dem kristallinen Untergrund abgelagert wurde. So tief hat die damalige Abtragung auf jeden Fall gegriffen, denn sonst wären nicht neben den Dolomitreccien, die ihre Trümmer aus dem Schutt der Trias bezogen, auch noch Arkosen und die vielen Quarzsandsteine entstanden. Dementsprechend kann der unmittelbare Kontakt zwischen Bündnerschiefer und Zentralgneis hier wie anderswo (z. B. Sonnblickkern) durch Transgression zustande gekommen sein, und es ist dabei nicht unbedingt notwendig anzunehmen, die beiden Substrate wären erst durch die Verschuppung miteinander in direkten Kontakt gekommen, obwohl in dieser Gegend tektonische Verschiebungen selbstverständlich bei der Gestaltung aller Körper kräftig mitgewirkt haben.

Bei Vorhandensein eines echten Granitgneises würde dieser nach L. Kober und auch nach S. Prey (1938) den Kern der „Modereckdecke“ darstellen. Kober hat jedoch dem Granitgneis auf jeden Fall eine viel zu große Ausdehnung zugeschrieben, indem er nicht nur Bündnerschiefergneise sondern auch die Arkosegneise und -schiefer an der Basis der Seidlwinkltrias dazustellen.

Durch die Verfolgung einiger markanter Lagen, z. B. von Gneis, Kalkglimmerschiefer oder Quarzit, die oft mehrere Kilometer weit in flacher Lagerung durchziehen, kann man bis zu einem gewissen Grad auch in dieser Serie eine räumliche Ordnung, nämlich einen ausgesprochenen Lagenbau, erkennen. Trotzdem möchte ich nicht hier mit der stratigraphischen Deu-

tung der Schichtfolge beginnen, sondern lieber bei dem nächsten, besonders mächtigen Schichtpaket, welches unten mit der Seidlwinkltrias beginnt, mit Bündnerschiefern fortsetzt und mit Prasiniten oben abschließt.

### Die Seidlwinkl-Trias

wurde von Cornelius und Clar als der Hauptbestandteil einer eigenen Decke, eben der Seidlwinkldecke, aufgefaßt. Auch wenn wir heute die Deckengrenzen anders ziehen, so bleibt bestehen, daß die Seidlwinkltrias an ihrer Unterseite überschoben ist, und zwar mehr als 5 *km* weit über die vorher genannten nachtriadischen Schiefer des hinteren Seidlwinkltales. Auch ohne auf die Stratigraphie der Karbonatgesteine der Trias näher achtzugeben, kann man schon heute mit Bestimmtheit bei der Seidlwinkltrias einen Liegend- und einen Hangendschenkel einer weitreichenden liegenden Falte unterscheiden, deren Kern von der Wustkogelserie (Arkosegneisen, Arkoseschiefern, grünen Phengitschiefern und weißem Quarzit) gebildet wird. Diese wahrscheinlich permisch-skythische Triasbasis ist von der Weißenbachscharte (P. 2689) — wo sie interessanterweise von Prey (1938) mit den „Rote-Wand-Gneisen“ der Stanziwurten verbunden wurde — über den Wustkogel bis P. 2480, also 1 *km* nach N, durchzuziehen. Kleinere Fundpunkte sind dann oberhalb P. 2110 und bei P. 2328 im Ursprungskar der Seidlwinkl-Ache, wo sie E. Clar schon als etwas Besonderes erkannt hat, und sie mit den ostalpinen Werfener Schiefen verglich (Clar 1932, S. 77; C. u. C. 1939, S. 115). Diese Arkosegneise usw. werden dann wieder zwischen der Hummelwand und P. 1965 bis 150 *m* mächtig, dann breiten sie sich besonders in dem verrutschten Gelände ober der Baumgartl HA. und ober der Hirzkarhütte aus, wo sie etwa bei „k“ der Kartenbezeichnung „Hirzkaralm“\*) ihre Stirne haben. Um diese Stirn herum verbinden sich die Karbonatgesteinsmassen der Trias, die sich in der Hauptsache im Hangenden der genannten Triasbasisgesteine befinden, mit jenen des Liegendschenkels, der unter der Hirzkarhütte vorbei wieder nach S zieht. Nach einer Unterbrechung durch das Bergsturzgelände ist im Graben NW der Baumgartl HA. zufällig auf 1820 *m* Höhe die Liegendgrenze des Arkosegneises der Wustkogelserie gegen Marmor und Dolomit aufgeschlossen, dann erst wieder nach Überwindung eines weiteren Rutschgeländes etwas oberhalb des Vorkopfes bei P. 1965, wo Dolomit und Kalkmarmor des Liegendschenkels etwa 50 *m* mächtig werden. Von dort ist die Liegendserie noch eine kurze Strecke nach SW zu verfolgen. In noch dürftigerer Erhaltung ist der Liegendschenkel schließlich noch am Ostfuß der Kote 2459 und bis zur Weißenbachscharte nach S nachzuweisen, wo meine Kartierung endete.

Die östliche Fortsetzung dieser Großfalte ist auf der E-Seite des Seidlwinkltales aufgeschlossen. Der hier die Permotrias vertretende, relativ glimmerärmere Paragneis in ihrem Kern kommt gleich nördlich der Scharte des Gamskarls auf 2500—2520 *m* Höhe mit steilem Osteinfallen vom Krumltal herüber, zieht knapp unter dem Sag-Kogel durch nach NW und stirnt nach  $2\frac{1}{4}$  *km* Länge in dem kleinen Blockfeld unter P. 2060. Der Liegendschenkel der Trias ist hier höchstens 50 *m* mächtig, aber in der ganzen Länge erhalten. — Verbindet man die beiden vordersten (nördlichsten) Punkte der Triasbasisgesteine, dann erhält man eine NW—SE-Richtung der Faltenachse, die mit der Sonnblick-Richtung Exners gleichläuft.

\*) Österr. Karte 1: 25.000.

Die Vergenz der Falte ist NE. Die Gesteinsmassen karbonatischer Trias, welche den quarzitischeschiefrigen Kern umhüllen, reichen im Grund des Seidlwinkltales noch fast 3 km nach Norden und zwar bis zur Gollehen-Alm. Die Stirn der Trias taucht dort so tief ein, daß sie auch in den untersten Teilen der beiden Talflanken noch nicht aufgeschlossen ist.

Es ist klar, daß bei dieser Sachlage auch mit einem Mitschleifen von nachtriadischen Gesteinen in den liegendsten Teilen der Decke gerechnet werden kann, sodaß die Deckengrenze nicht automatisch mit dem tiefsten Vorkommen von Triasgesteinen gleichgesetzt werden darf, aber sie dürfte eher in deren Nähe anzusetzen sein als in größerer Entfernung.

Diese Decke, deren Kern also in den permotriassischen Arkosegesteinen der Wustkogelserie zu sehen ist, besteht aber meiner Überzeugung nach nicht nur aus der Trias — sie umfaßt im Gegenteil auch die im Hangenden davon befindliche mächtige Abfolge nachtriadischer Gesteine: Schwarzphyllite—Kalkglimmerschiefer—Prasinite. Also bilden die „Seidlwinkldecke“, die „Brennkogeldecke“ und auch die „Obere Schieferhülle“ (in der Abgrenzung von Cornelius und Clar) nun gemeinsam eine einzige Decke. Wenn wir die Mächtigkeiten der drei bisherigen Einheiten nur überschlagsmäßig zusammenstellen, 500 m für die erstgenannte, über 1 km für die zweite und 1½ km für die Obere Schieferhülle veranschlagen, dann kommen wir auf insgesamt 3 km Mächtigkeit dieser mesozoischen Serie. Gewiß mag ein Teil davon auf Konto der tektonischen Anschuppung gehen, aber für die ungefähre Vorstellung der Schichtenmächtigkeit des Mesozoikums bietet diese Zahl jedenfalls einen recht brauchbaren Anhaltspunkt.

#### Die Bündnerschieferserie im Hangenden der Seidenwinkltrias

Diese Serie entspricht der „Brennkogeldecke“ und der „Oberen Schieferhülle“ im Sinne von H. P. Cornelius und E. Clar.

Im direkten Hangenden der Karbonatgesteine der Trias hat E. Clar zuerst helle Chloritoidschiefer gefunden (vgl. S. 368). Es liegt nahe, diese mit Quartenschiefern zu vergleichen, wozu mir aber vorläufig die Kenntnis der Schweizer Vorkommen fehlt. Dann folgen die von Cornelius und Clar im Kapitel über die Brennkogeldecke der Glocknermonographie (1939) ausführlich beschriebenen Gesteine einschließlich der Schwarzkopfserie, die nun bloß als eine etwas ungewöhnliche Ausbildung der normalen, kalkarmen Bündnerschieferserie angesehen wird. Die Begründung, warum die Gesteine der „Brennkogeldecke“ heute nicht mehr als paläozoisch angesehen werden, ist bei der Betrachtung über die einzelnen Gesteine schon vorweggenommen worden. Die wichtigsten Schichtglieder sind dunkle Phyllite und dann verschiedene Arten von Quarziten (u. a. Karbonatquarzite; Arkosen sind hier kaum bekannt), kleine Kalkglimmerschieferbänder (die sedimentär oder z. T. auch tektonisch in diese Lage gekommen sind) und kleine Dolomitbreccien-Vorkommen, die hier viel seltener sind als im Liegenden der Seidlwinkltrias. Diese Gesteine können vielleicht Rhät bis Lias repräsentieren. Die eklogitischen Gesteine (z. B. Margrätzen-K.) und die gerade hier z. T. sehr mächtigen Serpentinlinsen (z. B. Brennkogel) sind eher nahe der Hangendgrenze eingeschaltet (C. u. C. 1939).

Ein besonderes Kapitel in der bisherigen Deutung der Stratigraphie stellen die Dolomitlinsen dar, die sich ebenfalls nahe der Hangendgrenze der eben genannten Serie befinden. Am größten ist davon das etwa 4 km

lange Dolomitband von maximal 100 m Mächtigkeit, welches W und N von Ferleiten im Fuschertal der Obergrenze des Schwarzphyllitkomplexes etwa gleichläuft. Cornelius und Clar nehmen 1935 zur Erklärung dafür, daß diese Dolomite mit anderen auffälligen Gesteinen (wie Marmor, Rauhwaacke, an anderen Stellen Liasbreccien, eklogitische Gesteine und Prasinite) ausgerechnet nahe der Basis der geschlossenen Kalkphyllit-Prasinitmasse („Obere Schieferhülle“) auftreten, an, die bunte Vermischung all dieser Gesteine könne nur an einer größeren Bewegungsbahn erfolgt sein, „deren Vorhandensein die Obere Schieferhülle zu einer selbständigen tektonischen Einheit stempelt“. Außerdem waren es auch diese Dolomite, die E. Braumüller (1939) und S. Prey (1936, 1951) in den vergangenen Jahren dazu bewogen haben, die darunter befindlichen Schwarzphyllite (und damit alle Schwarzphyllite) für paläozoisch zu halten (E. Braumüller 1957).

Ich möchte nicht daran zweifeln, daß westlich von Ferleiten die Untergrenze der Oberen Schieferhülle tatsächlich eine Bewegungsbahn darstellt. Warum sollten sich bei den allgemeinen alpidischen Gleitbewegungen nicht ausgerechnet dort größere Verschiebungen in der ursprünglichen Abfolge Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer ergeben, wo die beiden verschieden teilbeweglichen Materialien aneinanderstoßen? Gerade hier im W von Ferleiten, schon in der Nähe des Kapruner Tales ist eine solche Einschuppung älterer Elemente vom W her durchaus begreiflich, denn dort im Kapruner- und Stubachtal ist ja die Trias- und Liasunterlage des Kalkglimmerschiefers zwischen diesem und dem tatsächlich vormesozoischen harten Untergrund unendlich verquält und irgendwohin ausgequetscht worden. Trias und Lias sind, wie wir oben angegeben haben, im Fuschertal zusammen maximal  $1\frac{1}{2}$  km mächtig, im Kapruner Tal dagegen nur mehr 100 oder noch weniger Meter! Man muß nur bedenken: ein derart gewaltiger Unterschied besteht auf eine Entfernung von rund 5 bis 8 km; da ist es doch nicht verwunderlich, wenn westlich Ferleiten die ursprüngliche Ordnung etwas aus den Fugen geraten ist. Aber sehen wir uns das Verhältnis zwischen derselben kalkarmen Serie und dem Kalkglimmerschiefer einmal weiter im E an, in etwas größerem Abstand vom Untertauchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal, welches für die Frage nach der Bewegungsrichtung eine besondere Bedeutung hat! Z. B. in den kleinen Karen westlich des Königsstuhlhorns (2604 m) ist diese Grenzregion prachtvoll aufgeschlossen, gut zugänglich und zugleich auch durch einen mehrere Meterzehner mächtigen Übergang zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit gekennzeichnet (Frasl 1954 a). Dieser Übergang ist aber kein Zufall oder ein Spiel der Natur, sondern ist auch weiter im E, schon auf der anderen Seite des Seidlwinkltales, mehrmals zu sehen: z. B. auf der Bockkaralm und im Rettenkar. Übrigens stecken gerade dort auf der rechten orographischen Flanke des Seidlwinkltales wieder — wenn auch viel kleinere — Triaslinien in der Bündnerschieferserie; aber diese liegen nun nicht mehr ausgerechnet zwischen Schwarzphyllit im Liegenden und Kalkglimmerschiefer im Hangenden, wie bei Ferleiten, sondern diese haben unter sich die durch Übergang verbundene Folge Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer, und über sich nochmals die komplette und durch Übergang verbundene Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer-Folge, die dann schließlich so wie man erwarten möchte, den Prasinit des Bockkarsees trägt. Hier reicht die Schub-

fläche in ein stratigraphisch noch höheres Stockwerk als bei Ferleiten, nämlich mitten in die Kalkglimmerschiefer.

Wir kommen demnach zu dem sehr gut für die Erklärung der Summe der natürlichen Gegebenheiten geeigneten Schluß, daß der ursprüngliche Verband zwischen der kalkarmen und der kalkreichen Gruppe der Bündnerschieferserie (der ehemaligen „Brennkogeldecke“ und der „Oberen Schieferhülle“) in begünstigten Lagen noch deutlich als Übergang erkennbar ist, daß dieser ursprüngliche Verband ansonsten aber oft durch Schuppung innerhalb der mesozoischen Schichtfolge gestört ist.

Man braucht also zur Erklärung der Ferleitener Situation, wo an demselben Kontakt zwischen kalkarmen und kalkreichen Bündnerschiefern einmal ein Übergang sichtbar ist und ein andermal Triaslinsen dazwischen liegen, nicht unbedingt die dortigen Dolomite als resedimentiert zu erklären (obwohl auch diese großen Dolomitlinsen in dieser Hinsicht überprüft werden sollten). Auf keinen Fall aber zwingen uns die Ferleitener Dolomitlinsen zur Annahme paläozoischen Alters für den Phyllit in ihrem Liegenden.

Der kalkarme, untere Teil der Bündnerschieferserie, der uns bisher unter dem Namen „Brennkogeldecke“ vertraut war, ist relativ arm an Prasiniten, die ebenso wie die recht bedeutenden Serpentinmassen auf die höheren und höchsten Horizonte dieses unteren Teiles beschränkt sind. Ähnlich ist es beim oberen kalkreichen Teil der Bündnerschieferserie, wie man aus den weniger gestörten, östlicheren Profilen (im Fuscher- und Seidlwinkltal) sehen kann. Dort liegt der Prasinit im wesentlichen über dem Kalkglimmerschiefer und bildet — meinen Erfahrungen entsprechend — hier auch den Abschluß der Schichtserie und Decke nach oben hin. Wenn auch in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes“ (C. u. C. 1935) für die „Obere Schieferhülle“ noch angenommen wird, daß darin eine wilde Verschuppung zwischen jurassischem Kalkglimmerschiefer, einem Prasinit unbekanntem, vielleicht sogar altkristallinen Alters und von Schwarzphyllit und Granatglimmerschiefer — die für Paläozoikum oder Altkristallin gehalten werden könnten — stattgefunden hat, ja daß man daher gerade hier ein schönes Beispiel einer tektonischen Mischserie vor sich habe, „die selbst erst aus tektonisch verschieden beheimateten Gebieten zusammengeschweißt worden ist“ — heute dürfen wir mit geringeren Schubweiten der einzelnen Schuppen rechnen. Es besteht nämlich kein triftiger Grund mehr, eines der genannten Gesteine aus der jungen Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie auszuschließen, sodaß eine Notwendigkeit zur Annahme einer weitreichenden Schubbahn an den beiden Grenzflächen einer jeden Phyllit- oder Prasinit-Einlagerung heute nicht mehr besteht. Besonders die z. T. Granat führenden Phyllite dürften in überwiegender Zahl ursprünglich tonige Einlagerungen im Mergel gewesen sein, welche Möglichkeit auch schon Cornelius und Clar 1935 für einen geringeren Teil in Erwägung gezogen haben. — Daß es bei der großen Mächtigkeit der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefermassen anläßlich der alpidischen Deformation nicht nur zu einer Kornregelung sondern auch zur Ausbildung von Scherflächen, zur Laminierung hier und zur Anschuppung und Vervielfachung da gekommen ist, darüber besteht kein Zweifel; eine mehrphasige Tektonik jedoch — im Sinne einer Vermischung von Elementen verschiedener Ablagerungsräume und einer nachherigen

gemeinsamen Umfaltung — braucht zur Erklärung des hiesigen Serienbestandes nicht mehr angenommen zu werden.

Eine Besonderheit an der Hangendgrenze dieser Bündnerschiefer-Ophiolithserie sei hier noch anhangsweise erwähnt: der „Edwein-Gneis“ (Frasl 1952, 1953 b). Im Seidlwinkltal ist an beiden Talseiten über der „Klausen“ ein sehr feinkörniger Epigneis entwickelt, der an beiden Hängen etwa 150 m mächtig und je 1½ km lang wird. Geringmächtige Ausläufer davon reichen nach W in der streichenden Verlängerung bis ins Fuschertal. Dieser Gneis ist mit dem mächtigen Prasinitzug der oberen Schieferhülle durch schrittweisen Übergang verbunden und kann nur jünger sein als jener. Ich habe 1952 anlässlich der kurzen Beschreibung die Meinung ausgesprochen, daß dieser feinkörnige, z. T. bänderige, hell grüngraue Albit-Chlorit-Gneis zur Gänze durch Einwirkung saurer Lösungen aus dem Prasinit entstanden ist. Ein genetischer Zusammenhang mit irgend welchen Granitgneisen ist in keiner Weise anzunehmen, eher dürfte in diesem Fall an eine lokale Stoffwanderung an der Überschiebungsbahn zu denken sein, die hier im Hangenden folgt. Es wäre noch die Möglichkeit erwägenswert, daß hier als jüngste Ablagerung eventuell Tuffite in umgewandelter Form vorlägen, deren nicht vulkanogener Anteil recht kieselsäurereich war. Die freiäugig beobachteten Übergangserscheinungen lassen auch diese Erklärung zu, und makroskopische wie mikroskopische Reliktgefüge sind nicht mehr erhalten, sobald man nicht die manchmal auftretende Bänderung als ein solches Reliktgefüge betrachtet.

Eine weitgehend entsprechende Gneisbildung im Zusammenhang mit Prasinit hat dann H. Holzer noch weiter im W gefunden; und zwar im Mühlbachtal bei der Polzer-Grundalm (Holzer 1953 a).

Wir können nun diese besonders mächtige, geschlossene Mesozoikumsabfolge mit ihrer grundsätzlichen Reihung: Triasgesteine—kalkarme—kalkreiche Bündnerschiefer—Prasinite verlassen und ihr das im N anschließende Gebiet der Bündnerschieferschuppen in fazieller Hinsicht entgegnenstellen. Es ist dies in Anlehnung an E. Braumüller (1939)

#### die Fuscher Schieferhülle,

die sich vom N-Rand der bisherigen Oberen Schieferhülle (z. B. Riegeralm bei Bad Fusch) bis ins Salzachtal erstreckt, also bei Fusch etwa 10 km breit ist. Auch davon soll wieder hauptsächlich das Gebiet zwischen Fuscher- und Rauriser-Tal betrachtet werden.

Es wäre Übertreibung, würde man behaupten, daß hier die Schuppen-  
grenzen als Gegensatz zu den Schichtzusammenhängen schon heute so gut bekannt wären, daß es einfach keine anderen Möglichkeiten der Trennung oder Zusammenhänge gebe. Trotzdem kann und muß man es wagen, gewisse Leitlinien zu skizzieren und den allgemeinen Serienbestand mit jenem der tieferen Einheiten ganz allgemein zu vergleichen. So fassen wir die folgende, im Weixelbachtal östlich Fusch im N an die vorige Serie anschließende Schichtgruppe als stratigraphische und tektonische Einheit auf (Weixelbachschuppe). Sie hat im S (zuunterst) in einem 200 m mächtigen Streifen die grobklastischen Elemente sowie Quarzite angehäuft, dann besteht sie auf 3—4 km Breite aus meist steilstehendem Schwarzphyllit mit sehr gering mächtigen Prasinit- (Gabbro- oder Diabasamphibolit-) Lamellen, und danach geht der Schwarzphyllit in den folgenden, an seiner

Basis Dolomitgerölle führenden Kalkglimmerschieferstreifen über (Tristenwandkopf). Nach maximal 500 m Breite weicht die Kalkvormacht wieder einem schmäleren Phyllitband (250 m), das kalkarm bis kalkfrei ist, und erst darüber bildet der mächtige Prasinitzug (Badhaus-A.—Angerer A.—Rauris) den wahrscheinlichen Abschluß der Serie. — A. Hottinger, und im Wolfbachtal auch E. Braumüller haben schon richtig erkannt, daß die z. T. reliktführenden „Gabbroamphibolite“ als kleine Lamellen in der Hauptmasse des Schwarzphyllits auftreten, also in der Mitte der Schichtserie, während der oben abschließende Prasinitzug nicht durch Reliktminerale oder Reliktgefüge ausgezeichnet ist. Sollte darin der Unterschied zwischen Intrusivfazies (unten) und Effusivfazies (oben) wirklich so deutlich erkennbar in Erscheinung treten?

Die Schichtserie der Weixelbachschuppe weist deutlich gewisse Abweichungen gegenüber der zuvor genannten, unmittelbar über der Seidlwinkltrias liegenden Bündnerschiefer-Serie auf, so z. B. die Beschränkung der Quarzite auf die tiefsten Lagen, die geringere Mächtigkeit der Kalkglimmerschiefer und — wie auch bei der nächsten im N folgenden Kulisse — auch noch eine Rekurrenz der kalkfreien Tonbildung vor den Ergüssen (?) der basischen Gesteine, die den Schichtstoß abschließen. Derartige abweichende Ausbildungen in der mengenmäßigen Beteiligung der einzelnen Gesteinsarten sind bei einer orogenen Sedimentation durchaus zu verstehen; sie müssen also durchaus nicht durch tektonische Anschoppung oder Auswälzung erzeugt worden sein.

Am südlichen Hang des Weixelbachtals befindet sich übrigens an der basalen Überschiebungsfläche der Weixelbachschuppe eine Gneislage von 1 km Länge und bis 10 m Mächtigkeit (Frasl 1953 b). Das Gestein hat das Aussehen eines stark strapazierten, fein- bis mittelkörnigen Granitgneises und steht im Gelände in engstem Zusammenhang mit feldspathhaltigen Bündnerschiefer-Quarziten, die stellenweise Dolomitgerölle eingesedimentiert haben. Die Schlibbilder des Gneises zeigen nun tatsächlich ein Mengenverhältnis von Kalkfeldspat zu Albit, Quarz, Glimmer, Apatit usw., wie man es von normalen Graniten gewohnt ist, nur ist es mir derzeit auf Grund des strukturellen Bildes in dem zum kleinen Teil noch fast regellosen Gestein wegen der nachträglichen Veränderungen durch die alpidische Metamorphose — insbesondere die Rekristallisation — nicht möglich, eindeutig zu entscheiden, ob die Zertrümmerung der ursprünglich größeren Feldspate auf bloße Durchbewegung im festen Gestein oder auch auf eine geringfügige sedimentäre Verlagerung zurückzuführen ist. Zur jungen Kristallisation gehört jedenfalls auch die Ausbildung des pleochroitischen, nahezu einachsigen Hellglimmers (Phengit). — Theoretisch ist der Unterschied zwischen den Begriffen „Granitgneislamelle“ und „Arkosegneislage“ freilich ein sehr bedeutender. Betrachtet man aber den engen Zusammenhang von Granit mit Arkosen völlig gleichen Mineralgehaltes in der Natur, dann kann man ermesnen, daß die Entscheidung ob Ortho- oder Paragneis in diesem Falle keine so grundsätzliche Änderung der geologischen Deutung der hiesigen Situation in sich birgt. Die Erkenntnis, daß hier die Bündnerschieferserie vor der Tektonisierung über ein granitisches Gestein transgrediert ist, bleibt in beiden Fällen aufrecht; und diese Transgression nach lokaler Abtragung der ganzen Triasserie kann bereits als ein Hinweis auf eine schon recht beachtliche orogene Bewegung im Untergrund zu Beginn der örtlichen Bündnerschiefersedimentation gedeutet werden, was ich schon 1953 annahm.

Schubspäne und größere Linsen von Trias kommen in der Fuscher Schieferhülle nur mehr in geringerem Maß ans Tageslicht, ganz kleine Späne davon nahe der Basis der Weixelbachschuppe und dann erst wieder in einer höheren Schuppe bei der Erlhofalm (Hottinger, Braumüller).

Nördlich der Weixelbachschuppe schließt ein Schichtstoß von Bündnerschiefern an, der anscheinend eine recht ähnliche Schichtfolge besitzt, nämlich wenn man die untere, relativ mächtige kalkärmere Schichtgruppe



den Kalkphyllitlagen der Drei Brüder und dem Prasinit im Hangenden davon gegenüberstellt. Es ist aber hier bereits zu berücksichtigen, daß da nicht mehr wie bei der Weixelbachschuppe ein (mit Einschränkungen, — Seidlwinktal!) recht übersichtlicher Lagenbau herrscht, sondern daß hier und weiter im N ein Bautypus ausgebildet ist, bei dem die Gleitbrettektonek schon die Tendenz zeigt, in einen Stengel- und Walzenbau mit flach W-fallender Achse (Braumüller) überzuleiten. Braumüller hat diese Erscheinung früher als Abschnürung von zahlreichen, mächtigen Stirnschuppen der „Oberen Schieferhülle“ in der „Unteren Schieferhülle“ gedeutet (Braumüller 1939, Braumüller u. Prey 1943). Die damals in dieser Gegend gezeichneten scharfen Deckengrenzen zwischen „Oberer“ und „Unterer Schieferhülle“ hat Braumüller inzwischen selbst in normale Gesteinsgrenzen umgewandelt (Bistritschan u. Braumüller 1958), und auch diese sind in der Natur zumindest zwischen Kalkphyllit und Schwarzphyllit nicht immer so scharf (Frasl 1952, S. 17, 1953 b, S. 35, 1954 a, S. 40). Wer daran auch heute noch zweifelt, der sollte einmal selbst den „Grenzen“ zwischen beiden Gesteinen in der Kammregion und am Westabfall der Schreckalpshöhe gegen das Sulzbachtal nachgehen. Die Frage ist dann höchstens, bei welchem Prozentsatz  $\text{CaCO}_3$  man eine „Grenze“ annehmen will, denn auch Braumüller hat nun die sukzessive Kalkzunahme im Schwarzphyllit erkannt (1958).

Hier und weiter im N bis zur Sandstein-Breccien-Decke (s. u.) ist es schwer, zu einem sicheren Urteil über die Schichtfolge innerhalb des Mesozoikums und über die Bewegungsflächen zu kommen, wo doch jedes Korn gegen das nächste in verschiedenem Maß in Bewegung war. Die allgemeine Durchsicherung hat hier nämlich eine mesozoische Serie ergriffen, von welcher angenommen werden kann, daß sie schon bei ihrer Ablagerung als orogene Serie örtlich recht wechselhaft zusammengesetzt war, bei der also z. B. die Sandablagerungen, die grobklastischen Einstreuungen oder der höhere Kalkgehalt im Ton nicht streng an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden sein müssen.

Die Bündnerschiefer-Serie ist hier schwächer metamorph, aber sonst nicht grundsätzlich verschieden gegenüber jener der vorher genannten südlicheren Einheiten. Es sind dieselben Sedimente vorhanden, wenn auch nicht unbedingt in den gleichen Mengenverhältnissen wie dort.

Um das Bild abzurunden, mag an dieser Stelle nur noch ergänzt werden, daß sich hier die Verformung überdies nicht nur auf eine einzige Einengung mit den heute maßgeblichen EW-Achsen beschränkt haben dürfte, sondern ein dringender Verdacht besteht, daß vorher schon eine andere, dazu querstehende Einengung von Bedeutung war, die ebenso Verbiegungen und Durchsicherungen der ursprünglichen Sedimentfolge erzeugen konnte und die in den NS-Strukturen in den zentralen Teilen der Tauernwölbung noch ihre Vergleichsstücke hat. Gewiß könnte man auch in der Fuscher Schieferhülle über 5 oder 10 km Länge z. T. recht schöne, durchgehende Seriegrenzen ziehen und auch „Schichtfolgen“ aufstellen, aber dann ändern sich auf einmal die Zusammenhänge, und über weitere Strecken läßt sich die im kleineren Bereich aufgestellte, recht klare Einteilung der Schichtgruppierung nicht mehr halten, was sicherlich nicht zuletzt auf das Konto der erwähnten mehrphasigen und achsendivergenten Tektonik zu setzen ist.

Gehen wir nun gleich zur

### Existenzfrage einer eigenen Sandstein-Brecciendecke

im Sinne E. Braumüllers über, die er als eine unterostalpine Einheit der „Unteren Radstädter Decke“ gleichstellt, also der Schieferhülle gegenüberstellt. Ihre Abgrenzung ist auf Tafel XXV nahe der Salzach bei Bruck und Taxenbach eingezeichnet, wobei sie als U. R. D. = Untere Radstätter Decke bezeichnet wird.

Braumüller sah sich hier zu Ende der Dreißigerjahre auf Grund der Alterseinschätzung der Gesteine und gewisser fazieller und großtektonischer Erwägungen veranlaßt, eine stark zerschlissene tektonische Grenze zwischen dem Schwarzphyllit der Fuscher Schieferhülle einerseits und den nachtriadischen Gesteinen der Sandstein-Brecciendecke andererseits zu zeichnen. Solange die Schwarzphyllite als paläozoisch erachtet wurden (Braumüller 1939, Braumüller u. Prey 1943), war hier das Durchlegen einer Deckengrenze gegen die nachtriadischen Sandsteine, Breccien usw. hin eher verständlich. Aber heute sieht auch E. Braumüller alle diese Gesteine als ungefähr gleich alt an; und trotzdem beläßt er die alte, komplizierte Grenzziehung (vgl. die Profile bei Bistritschan u. Braumüller 1958), die noch dazu die Grenze zwischen Pennin und Ostalpin sein soll, denn nach seiner Auffassung ist die Sandstein-Brecciendecke eine von oben her im penninischen Phyllit stirnende unterostalpine Decke.

Meiner Ansicht nach dürfte nun auch hier eine andere Lesart derselben Detailprofile mehr der Natur entsprechen: wenn man nämlich dieser „Deckengrenze“ die besondere tektonische Bedeutung nimmt und sie als etwas durchaus Gleichwertiges neben die übrigen Gesteinsgrenzen stellt.

Was spricht nun für die Zusammengehörigkeit der bisher verschiedenen Decken zugewiesenen Substrate?

Einmal ist kein triftiger Grund dafür vorhanden, der hier die Verbindung zwischen dem jungen Phyllit und dem damit abwechselnden, ebenfalls jungen, jetzt metamorphen Sandstein (samt Breccie usw.) in einer einzigen Decke ausschließen würde, und diese Verbindung ist sowohl in den tieferen Horizonten der Schieferhülle als auch in den Radstädter- und Tarntaler Bergen gegeben. Bei der Bündnerschiefer-Sedimentation — und diesem Sedimentationstyp gehören auch die Gesteine der Sandstein-Brecciendecke an — ist eine Verzahnung von Tonen und Sanden schon im Verlauf der Ablagerung selbst durchaus denkbar und wahrscheinlich. Überdies ist eine Aufarbeitung des schwarzen Tones in ziemlicher Nähe der Wiedereinbettung als wahrscheinlichste Erklärung für die in den Sandstein- und Arkoseschiefern stellenweise in großer Zahl eingestreuten Phyllitfatschen anzusehen, bei denen schon Braumüller die Entstehung aus eingesedimentierten Brocken erkannt hat (1939).

Besonders wichtig ist sodann die Feststellung der vollkommenen sedimentär-faziellen Gleichheit aller in der Sandstein-Brecciendecke Braumüllers auftretender Gesteine mit entsprechenden, meist nur stärker metamorph gewordenen Substraten innerhalb der mehr zentral gelegenen Teile der jungen Schieferhülle. Einige diesbezügliche Gesteinsvergleiche wurden in vorstehenden Kapiteln bereits festgehalten, so z. B. für die Arkosen und Sandsteine auf S. 360 f., für die Tüpfelkalke auf S. 355; für die Dolomitbreccien, die jungen Quarzite und Karbonatquarzite ist die

Gleichstellung bei einiger Kenntnis beider Räume selbstverständlich. Auch die Äquivalenz der Serpentine in beiden Bereichen ist eine vollkommene (vgl. S. 385), obwohl Braumüller deren Unterschiedlichkeit betont. — Gewiß scheint der Unterschied zwischen der faziellen Ausbildung der „Sandstein-Brecciendecke“ und des von Braumüller zum Vergleich kartierten, relativ kleinen Schieferhüllengebietes z. B. im inneren Wolfbachtal nicht überbrückbar zu sein, wenn man nur diesen eng begrenzten Raum überblickt. Aber innerhalb eines größeren Bereiches, schon wenn man bloß das Seidlwinkl- und Fuscher Tal zusätzlich kennt, wird die grundsätzliche Übereinstimmung der Ausbildung der „Schieferhülle“ und der „Sandstein-Brecciendecke“ klar: sobald man nämlich die Mengen- und Verteilungsverhältnisse der ehemals tonigen, sandigen, kalkigen und grobklastischen Substrate in den tieferen Tauerntälern mit jenen des inneren Wolfbachtals einschließlich der Sandstein-Brecciendecke vergleicht.

Folgende zwei Lösungen dürften nun den Gegebenheiten der Natur am ehesten gerecht werden:

Entweder es gehören beide Gebiete — die „Schieferhülle“ und die „Sandstein-Brecciendecke“ — zum selben Ablagerungsbereich und man begnügt sich in diesem Fall mit dem Wissen, daß alle Gesteine beider Gebiete einen mehr oder weniger großen Teil von Gleitbewegungen auf sich genommen haben, ohne jedoch durch eine stark verästelte Überschiebungsfäche vom Rang einer Deckengrenze voneinander getrennt zu sein;

oder man kann vielleicht für die Sandstein-Breccienzone auch eine randliche Entwicklung der Schieferhülle schon in der Nachbarschaft des unterostalpinen Ablagerungsraumes annehmen und die Bewegungshorizonte, in denen die Sandsteine und Breccien heute angereichert sind, mögen tatsächlich in die unteren Radstädter Decken der typischen Lokalitäten der Radstädter Berge hinein verfolgbar sein; aber man sollte auch dann keine scharfen „Deckengrenzen“ dort ziehen, wo zusammenhängende Gleitflächen mit einer derart überragenden tektonischen Bedeutung in der Natur nicht nachzuweisen sind.

J. Cadisch hat bereits allgemein und damit auch hier gültig ausgesprochen, daß Bezeichnungen wie „penninisch“ und „ostalpin“ für Zwecke der Großgliederung geschaffen sind und es einem Trugschluß gleich käme, wollten wir zwischen diese Faziesbereiche (Ablagerungsräume) scharfe Grenzen legen, die in natura gar nicht gegeben sind (Cadisch 1953, S. 242). Gewiß kann man da und dort Gesteinsgrenzen eine Strecke weit verfolgen, aber sie haben in der Natur oft weder tektonisch noch faziell die außerordentliche Bedeutung, die durch die namentliche Trennung von Pennin und Unterostalpin in der schriftlichen Ausarbeitung behauptet wird.

Wenn ich mich trotzdem zum Zweck einer übersichtlichen, d. h. in großtektonische Vorstellungen rasch einordenbaren Darstellung zu einer Entscheidung zwischen beiden oben angeführten Lösungen entschließe, dann ziehe ich die erste Möglichkeit vor. Danach wird vorgeschlagen, das Gebiet der bisherigen „Sandstein-Brecciendecke“ einfach der Schieferhülle — genauer gesagt der Fuscher Schieferhülle — einzugliedern. Wenn man dann noch besonderen Wert darauf legt, innerhalb der Fuscher Schieferhülle einzelne Zonen nach markanten Gesteinen zu unterscheiden, dann kann man sinngemäß die Bezeichnung „Sandstein-Breccienzone“ wählen, ohne ihr jedoch einen anderen Rang zuzubilligen, als z. B. dem „Drei

Brüder—Baukogelzug“ Braumüllers (1939, S. 143), der ebenso ein Teil der Fuscher Schieferhülle ist, aber hauptsächlich Kalkphyllite und Grünschiefer enthält.

Zwischen das bisher beschriebene Verbreitungsgebiet des Mesozoikums der Schieferhülle im S und die Grauwackenzone des Salzachtales im N schiebt sich zwischen Fuscher- und Rauristal noch ein etwa 1 km breiter Streifen ein, der besonders durch das Schmälerwerden und schließliche Aufhören der von E ins Gebiet hereinreichenden Klammkalkzüge charakterisiert ist, und in dem E. Braumüller (1939 und 1957) eine Verzahnung der Oberen Radstädter Decke mit dem penninischen Fuscher Phyllit einzeichnet. Als wesentliche Bestandteile der unterostalpinen Oberen Radstädter Decke wurden angegeben: in erster Linie Klammkalke, hellgrüne Quarzserizitschiefer und Quarzite „Radstädter Art“ (R. Schwinner). Mit den Schiefen (Perm) sind häufig Rauhwacken verbunden, und in der letzten Zeit hat G. Horninger auch über größere Gipslinsen in demselben Verband berichtet, die obertags zwar nicht erkennbar waren, aber durch Wasserkraftstollen SE Högmoos angefahren wurden (Horninger 1956). Außerdem sind noch Radstädter Dolomit und Kalk sowie Pyritschiefer und Breccien bekannt, die ins Mesozoikum gestellt werden (Braumüller 1939). Die Zusammensetzung der Oberen Radstädter Decke erinnert demgemäß nur mehr schwach an das Vorherrschen der Bündnerschiefer-Serie weiter im S.

Die Salzach liegt im Abschnitt Bruck—Taxenbach bereits zur Gänze im Paläozoikum der nördlichen Grauwackenzone, sodaß hier die Übersicht über die mesozoischen Gesteine der Schieferhülle im Gebiet zwischen dem Fuscher und dem Seidlwinkl—Rauris-Tal abgeschlossen werden kann.

### **Das Mesozoikum im übrigen Gebiet der mittleren Hohen Tauern**

Die beigegebene Karte soll einen Überblick über die Verbreitung des Mesozoikums vermitteln. Die größte Masse bildet die direkte Fortsetzung der eben beschriebenen Trias-Bündnerschiefer-Folgen aus dem Fuscher- und Rauriser Tal. So ist z. B. die Verbreitung der „Oberen Schieferhülle“ nach S, SW und NW hin schon von Clar und Cornelius in vielen Berichten dargestellt worden und damit war die Hauptmasse des Mesozoikums bereits bekannt. Am südlichen Gehänge des Salzachtales wurden ebenfalls von H. P. Cornelius (nach Vorarbeiten von Th. Ohnesorge) vom Ausgang des Fuscher Tales nach W bis zum Ausgang des Stubachtales bereits Linsen mesozoischer Gesteine (meist Trias + Kalkglimmerschiefer) kartiert, wenn auch damals alle schwarzen Phyllite und Gabbroamphibolite noch als alt galten (Blatt Kitzbühel—Zell a. S.). Auch das Westende dieses Mesozoikumszuges wurde schon 1935 bei Wilhelmsdorf erkannt (Hammer 1935). Während aber Cornelius diese Gesteine im Salzachtal zur ostalpinen Nordrahmenzone stellte, fand Hammer, daß sie innerhalb der Unteren Schieferhülle liegen. Auch später war deren tektonische Position nicht ganz geklärt. H. Fischer (1947), der besonders die Trias der Enzingerwand untersuchte, und H. Holzer (1949), der schon die Schwarzphyllite z. T. dazu rechnete, sahen das Mesozoikum zuerst als Teil des unterostalpinen Tauernrahmens an. Holzer vereinigte es aber 1953 wieder mit der Schieferhülle, und dem können wir ohne Zögern beipflichten, denn die östliche

Fortsetzung dieses Mesozoikums vom Ausgang des Stubachtales streicht nach SSE tief in die Tauern hinein (bis in die Fuscher Schieferhülle bei Wörth im Rauriser Tal) und verbindet sich im Seidlwinkltal (Frasl 1952, 1953 b) und im Hüttwinkltal (Braumüller u. Prey 1943) sogar mit den zentral gelegenen Teilen der jungen Schieferhülle.

Wenden wir uns — nach bloßer Erwähnung der Trias von Wens-Veitlehen (S. 350), deren Einstufung in das Deckenschema noch eine offene Frage bildet — noch weiter nach W in die Umgebung von Krimml. Wenn wir dort von der meist zum Unterostalpin gestellten Krimmler Trias und deren engeren Begleitern absehen, dann haben wir in der Gegend des Plattenkogels und am S-Rand des Walder Wieser Waldes ein besonders durch Kalkglimmerschiefer und Prasinite gekennzeichnetes Mesozoikum, welches sicher der Schieferhülle angehört. Dieses hat Dietiker 1938 zuerst erkannt und sogar eine eigene Schistes lustrés-Decke ausgeschieden. Während in der Zusammensetzung dieses Mesozoikums eine recht gute Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Glocknerstraßengebiet besteht, ist für den Hochstegenkalk, der von Mayrhofen im Zillertal noch über Krimml nach E hinausreicht, im Glocknergebiet kein richtiges Gegenstück bekannt.

Als Alter des Hochstegenkalkes wurde von Dietiker auf Grund von Vergleichen mit der Schweiz Trias bis Lias angenommen. Später hat R. Klebelsberg einen Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales als *Perisphinctes* beschrieben (Klebelsberg 1940), dessen Bestimmung und Herkunft neuerdings von G. Mutschlechner bestätigt wurde; wenigstens für den umschließenden Teil des „Hochstegenkalkes“ ist nach seinen Angaben Malm bzw. Untermalm gesichert, wobei sich das fossilführende Gestein genau genommen als ein Dolomitmarmor herausstellte und man auch von „Hochstegendolomit“ sprechen könnte. An dem allgemein mesozoischen Alter auch der weiter ab vom Fossilfundpunkt gelegenen Hochstegenkalkzüge kann jedenfalls nicht gezweifelt werden, wenn auch anzunehmen ist, daß nicht alles Material, das dzt. als „Hochstegenkalk“ bezeichnet wird, ausnahmslos in den Malm gehört. Einige nähere Angaben über die kleinen Hochstegenkalkvorkommen bei Krimml konnte ich 1953 veröffentlichen (Frasl 1953, S. 167 f.), zugleich aber auch das Problem anschneiden, ob der ganz dünn ausgewalzte „Hachelkopfmarmor“, der die Krimmler Gneiswalze (und damit auch die beiden Sulzbachungen) bei ihrem Untertauchen nach E auf größere Flächen einhüllt, noch zum Hochstegenkalk gehört. Jedenfalls liegt der Hachelkopfmarmor in der Verlängerung des Hochstegenkalkes, er liegt ebenso wie dieser z. T. auf Zentralgneis, und möglicherweise hat er nur wegen seiner anderen Exposition gegenüber der Tektonik und Metamorphose ein anderes Aussehen bekommen (Frasl 1953 c, S. 159 ff., S. 164 ff.). Der Hachelkopfmarmor hat eine große theoretische Bedeutung für die Erklärung der Entstehung der beiden Sulzbachungen des Zentralgneises (Frasl 1953 c, S. 170—173, und Frasl 1957). O. Schmidegg hat übrigens eine in der tektonischen Stellung und auch sonst durchaus entsprechende Kalklamelle, die den zwischen Schönach- und Wimmertal abtauchenden Ahornkern bedeckt, nicht wie Thiele (1951, S. 11—13) zum Hochstegenkalk gerechnet, sondern mit dem Karbon des Nösslach-Jochs verglichen (Schmidegg 1949). Wenn man dementsprechend auch beim Hachelkopfmarmor dasselbe Alter an-

nehmen würde, ergäbe sich schon allein daraus hier wie dort ein höchstens oberkarbones Alter für den darunter liegenden Zentralgneis, doch daran ändert sich kaum etwas, wenn der Hachelkopfmarmor zum Hochstegenkalk gehört und mesozoisch ist (Schmidegg 1949, Thiele 1951, Frasl 1949, 1953 c und 1957).

Eine Reihe von unzweifelhaften Triaslinen hat Cornelius südlich vom Granatspitzkern und der Venedigerzunge gefunden (z. B. 1942 a, Profil in 1942 e). Dort hat H. P. Cornelius 1938 und 1942 einen geringmächtigen „Hangenteil der Riffdecken“ beschrieben (Froßnitzwand, Dabernitzkogel, Raneburgsee, Winterbrücke, N. Muntanitz), der aus schwarzen Granatphylliten, Granatmuskowitschiefern und Eklogiten ohne alle aplitische Injektion — die sonst für die Riffdecke charakteristisch ist — besteht und diese heftig verfaltet und verschuppt mit Quarzit, Dolomit und Rauhwacke sowie Kalkglimmerschiefer. Diese ganze Serie entspricht meiner Erfahrung nach durchaus dem höchstmetamorphen Anteil des Glocknermesozoikums im Hintergrund des Seidlwinkltales und im Brennkogelgebiet beim Hochtort der Großglocknerstraße. Deshalb wird sie auch auf Tafel XXV zum Mesozoikum gestellt, wobei die dabei mächtigsten Gesteine, die schwarzen Granatphyllite und Granatmuskowitschiefer, als kalkarme untere Bündnerschiefer aufgefaßt werden. Diese Serie ist hier zwischen den härteren, älteren Gesteinen der Riffdecke und den großen Massen der Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gruppe aufs ärgste ausgewalzt worden; sie bildete offenbar das Schmiermittel bei den alpidischen Abschiebungen der jungen Schieferhülle vom älteren und starrerem Untergrund.

Außerdem gab Cornelius (1941 b) vom Ostfuß des Messeling-Kg. innerhalb der Granatspitzhülle — also nicht an deren Obergrenze! — linsenförmigen Quarzit mit Dolomit, Marmor und braunen Kalkschiefern von wenigen *m* Mächtigkeit an, die als Trias angesehen wurden. Ich habe an derselben Stelle 1954 nur Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Marmor gesehen, aber keinen Dolomit (ebenso wie G. Fuchs 1956) und möchte auch nachtriadisches Alter in Erwägung ziehen.

Schließlich fand G. Fuchs auch am Hauptkamm zwischen Hollersbach- und Matreier Tauerntal einige kleine Linsen von Quarzit und Marmor, für die er triadisches Alter annimmt (Innerer First, Fuchs 1956; entsprechende Vorkommen bei der Roten Säule, beim Abreder Kopf und beim Sandebentörl wurden in einem Vortrag 1956 erstmals von ihm erwähnt). Ihr Verhältnis zu den nahen Zentralgneisen des Venedigers zu erforschen ist wegen der Altersfrage des Venedigergneises eine äußerst wichtige Aufgabe.

Zum Abschluß des Abschnittes über die mesozoischen Gesteine sind noch einige Bemerkungen über die Ausdehnung des Mesozoikums in jenem Bereich der „Riffdecken“ (Cornelius u. Clar) am Platz, als diese auf der geologischen Karte des Großglocknergebietes zu verfolgen sind. Obwohl hier neuerdings nur einige orientierende Begehungen in Hinblick auf die Anwendung der neuen Seriengliederung gemacht wurden, ist es dennoch bereits klar geworden, daß man da größere Gesteinspartien dem Mesozoikum zuweisen kann, als bisher angenommen wurde (G. u. E. Frasl 1956). Gewiß hat hier die intensivere, aber noch immer epi- bis höchstens mesozonale Metamorphose — speziell die durchgreifende Albitisierung — den ursprünglichen Charakter vieler Gesteine weitgehend verändert, und so ist es auch sichtlich zu Konvergenzerscheinungen gekommen. Wenn man dieses aber

berücksichtigt und nach dem vortetamorphen Zustand forsch, dann ist es durchaus möglich, die von H. P. Cornelius im Schränbachgebiet und Reichensbergkar östlich der Schneiderau (Stubachtal) in die Glocknerkarte eingetragenen „Orthogneise i. A.“ in zwei Anteile aufzugliedern, nämlich in gröbere Gneise von tatsächlichem Orthohabitus (Granitgneise, Schränbach 1450—1600 *m* Höhe) und anderseits in die darüber liegenden Albitporphyroblastenschiefer, die sedimentären Ursprungs sind und offenbar stratigraphisch mit dem linsenförmig eingelagerten, sicheren Mesozoikum (Dolomitbreccien, Kalkglimmerschiefer, Quarzite, Prasinite, Triaskalke und -dolomite) verbunden sind. Danach fasse ich diese Albitporphyroblastenschiefer als albitisierte Bündnerschiefer auf, womit jedoch die Tektonik in diesem Gebiet einiges von dem imposanten Eindruck des Bestehens einer wilden Verschuppung zwischen mesozoischen und vormesozoischen Gesteinen einbüßt und nur die Verschuppung im Mesozoikum selbst bestehen bleibt, also in jenem Material, welches bei der alpidischen Verformung wahrscheinlich noch leichter verformbar war. Zu dieser Vorstellung, daß hier eine einfachere Tektonik vorliegt, trägt des weiteren bei, daß im selben Gebiet (z. B. Neualm) die von Cornelius als „aplitisch injizierte Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ eingetragenen Gesteine ihren glimmerschieferartigen Habitus tatsächlich auch ohne aplitische Injektion bekommen haben können und ebenso wie beim oben genannten Beispiel eher als stärker veränderte Bündnerschiefer (Rauriser Phyllite) aufgefaßt werden können. Sie sind wiederum mit den oben erwähnten sicher mesozoischen Gesteinen aufs engste verbunden, und in ihnen wurden auch bei der Neualm verschiedene Dolomitgerölle eingestreut gefunden (Frasl 1956).

Auch von den von Cornelius und Clar als „aplitisch injizierte Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ ausgeschiedenen Gesteinen muß also in unserer Karte ein Teil zum Mesozoikum gestellt werden, wenn auch die Zuweisung zur Bündnerschieferserie oder den vormesozoischen Serien im weiteren Anschluß nach Osten und Süden vorläufig nur vermutungsweise erfolgen kann, da darüber noch keine eingehenderen eigenen Beobachtungen vorliegen. Aber schon in der Glockner-Monographie selbst gibt es einzelne Hinweise auf die engere Bindung mancher „injizierter Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ an das Mesozoikum. Da ist in erster Linie die Beschreibung einer stark veränderten, glimmerschieferähnlichen Dolomitbreccie auf der S-Flanke des Johannisberges zu nennen (C. u. C. 1939, S. 99) und dann der Dolomitlinsen führende, albitisierte und biotitreiche Schiefer vom S-Abhang des Johannisberges, bei welchen auch Cornelius und Clar schon die Möglichkeit erwogen haben, daß hierin eine nachtriadische Sedimentärbreccie zu sehen sei (C. u. C. 1939, S. 87). Danach läßt sich aber das Alter der Gesteine in den Profilen der Riffdecken auch hier im Süden umdeuten. Die sich daraus ergebende Veränderung des Kartenbildes ist auf Tafel XXV versuchsweise dargestellt.

Unterziehen wir als Beispiel bloß die Profile östlich des Dorfertaales bis hinauf zum Säulspitz oder zur Zollspitze auf Grund der Großglocknerkarte von Cornelius u. Clar und der dazugehörigen Beschreibungen einmal einer genaueren Durchsicht. — Daß der Gesteinsbestand unter den auffallenden Marmorbändern eine Fortsetzung des vormesozoischen Deckenkernes vom Hocheiser- und Scharkogelgebiet im Norden ist, daran möchte ich nicht zweifeln. Jedoch über dem Marmor könnte alles zum Mesozoikum gehören, obwohl man auch dann weiter oben mit einer tektonischen Wiederholung rechnen muß. Das untere Schichtpaket enthält danach an der Basis die Kalk- und Dolomit-



marmore, die auch von Cornelius u. Clar als Trias aufgefaßt werden, und darüber die normale Bündnerschieferserie. Sie beginnt mit der kalkarmen Abteilung mit dem Rauriser Phyllit als Hauptgestein. Da hinein passen sehr gut die eklogitischen Prasinite und die phyllitischen Granatglimmerschiefer, denn sie kommen im gleichen stratigraphischen Stockwerk in der viel mächtigeren Entwicklung der Bündnerschieferserie des tieferen Seidlwinkltales und beim Brennkogel ebenso vor. Darüber folgt der Kalkglimmerschieferzug vom Säulgang der Glocknerkarte und schließlich etwas Prasinit. Das zweite, obere Schichtpaket — d. h. die „Obere Riffdecke“ im Sinne von Cornelius u. Clar — würde dann nochmals mit der kalkarmen unteren Abteilung der Bündnerschieferserie in höher metamorpher Ausbildung — und daher als „injizierter Glimmerschiefer oder Biotitgneis“ eingetragen — beginnen, worauf die mächtige kalkreiche Abteilung der Bündnerschieferserie mit massenhaft Prasinit und Serpentin (d. i. die bisherige „Obere Schieferhülle“) unmittelbar folgt. — Ist diese Annahme richtig, dann hat die „Obere Riffdecke“ wahrscheinlich gar keinen eigenen vormesozoischen Kern und dann braucht man auch nicht mehr mit einer so besonders tiefgreifenden Überschiebungsfäche rechnen (vgl. S. 458).

### Die älteren, vormesozoischen Serien

Etwa die Hälfte der Fläche der mittleren Hohen Tauern nehmen die vormesozoischen Serien einschließlich der Zentralgneise ein. Das kann man schon heute mit aller Bestimmtheit aussprechen, obwohl die Grenze zwischen Perm und Untertrias im einzelnen noch unsicher ist. Diese Unsicherheit betrifft aber keine großen Flächen, und sie kann auch das unkomplizierte Bild nicht zerstören, das die geologische Karte nun durch die auf Grund der neuen Stratigraphie erfolgte Aufteilung in großenteils geschlossene vormesozoische und ebenso großenteils geschlossene mesozoische Flächen erhält.

Diese grundsätzliche Trennung von alten und jungen Serien ist der Leitfaden der ganzen hier vorgelegten Abhandlung und es würde dieser ersten Anforderung nach Trennung der zwei genannten Komplexe auch genügen, wenn anschließend die alten, vormesozoischen Gesteine z. B. in einer Reihung nach der petrographischen Zugehörigkeit des voralpinen Ausgangsmaterials vorgestellt und den mesozoischen gegenübergestellt würden.

Über diese einfache Gegenüberstellung der beiden Komplexe hinaus ist es aber heute in begrenztem Ausmaß bereits möglich, auch die vormesozoischen Gesteine in verschiedene Serien zu gliedern. Nun gibt es für jede der zwei bisher unterscheidbaren vormesozoischen Serien besonders charakteristische Verbreitungsgebiete, und auf diese Mustergebiete wird sich die folgende kurze Beschreibung hauptsächlich beziehen, um auch innerhalb der vormesozoischen Gesteinsreihe eine — wenn auch nur ganz rohe — stratigraphische Gliederung einzuführen.

Es ist kein leichtes Beginnen, wenn man die vormesozoischen Gesteine nach ihrem Alter einteilen will. Ganz abgesehen davon, daß ja jede Fossilspur fehlt, ist es auch schwer die einzelnen Produkte dieses Bildungsraumes mit bestimmten Gesteinen aus dem Altkristallin oder Paläozoikum im ostalpinen Bereich zu parallelisieren, nicht nur weil z. B. die Sedimentations- und Metamorphosebedingungen von Ort zu Ort verschieden sein konnten, sondern schon allein wegen der alpidischen metamorphen Überprägung, die in den mittleren Hohen Tauern alles ausnahmslos in irgendeiner Weise verändert hat. Und dann — gibt es nicht auch in der Grauwackenzone und im ostalpinen Altkristallin noch genug Probleme von entscheidender Bedeutung? Man braucht dann nur an die Umwälzungen zu denken, die sich

im steirisch-kärntnerischen Raum unter der Führung von E. Clar und K. Metz anbahnen und nach denen es so gut wie sicher ist, daß das sogenannte „Altkristallin“ gar nicht — wie man früher angenommen hat — präkambrisch sein muß, sondern daß auch Altpaläozoikum noch in größerem Ausmaß in die mesozonale und vielleicht sogar in die katazonale Umwandlung einbezogen wurde, die man früher als das Kennzeichen des Altkristallins ansah. Andererseits wird auch gerade jetzt die Stratigraphie der nahen Grauwackenzone bei Bischofshofen von W. Heissel einer gründlichen Revision unterzogen. Auf einmal werden dort kilometerweit permische und karbonische Gesteine ausgeschieden, während man bisher rundum nur Altpaläozoikum oder Mesozoikum kannte. Auch diese Entwicklung ist noch nicht abgeschlossen; denn den nunmehr ins Jungpaläozoikum gestellten auffälligen Gesteinstypen werden gewiß noch andere, mehr unscheinbare Gesteine folgen — z. B. ein Teil der Phyllite und Grünschiefer —, die bei der Kartierung schwerer vom sicher vorhandenen Altpaläozoikum zu unterscheiden sind.

Trotzdem sei es gewagt, auch in den mittleren Hohen Tauern folgende zwei alte Serien zu unterscheiden, die vorsichtshalber mit Buchstaben gekennzeichnet werden, solange sich die Altersfragen noch zu sehr in Schwebelage befinden:

Serie A: mesozonales (und katazonales?) Altkristallin;

Serie B: ein paläozoisches Substrat, bei dem vorläufig kaum Hinweise auf eine voralpidische Regionalmetamorphose erkennbar sind, wenn wir vom Einfluß der aplitischen und pegmatitischen Durchdringung durch gewisse Zentralgneise in deren nächster Nähe absehen.

Bei der Besprechung der jungen Serien wurde mit der relativ ältesten begonnen, und dementsprechend setzen wir hier ebenso die wahrscheinlich älteste Serie an die Spitze.

### Serie A: Altkristalline Gesteine

Ihre klarste Entwicklung hat diese Serie im Felber- und Stubachtal knapp 5 km südlich der Salzach. Dort ziehen sich ihre Gesteine in EW-Richtung über 8½ km Länge (bei 2½ km Breite) hin (siehe Tafel XXV). Die Geologische Karte von Österreich von H. Vettters verzeichnet dort noch ein schieferiges Altpaläozoikum, und erst H. P. Cornelius hat den altkristallinen Charakter erkannt. Aber gerade Cornelius, der das Verdienst hat, das Altkristallin als solches erkannt zu haben, hat auch seine Ausdehnung im E am meisten überschätzt und in der Glocknermonographie etliche Gesteine dazugestellt, deren Relikte nicht von einer alten, höherstufigen Kristallisation hergeleitet werden können, sondern magmatischer Herkunft sind (s. u.). Deshalb ist es auch nicht möglich, wegen der näheren Charakteristik der altkristallinen Gesteine einfach auf die ausführliche Beschreibung in der Glocknermonographie zu verweisen.

Im Felber- und Stubachtal mit dem dazwischen liegenden Zwölferkogel \*) als wichtigste Erhebung ist das Altkristallin noch am wenigsten von der alpidischen Tauernmetamorphose überprägt worden und deshalb noch am ehesten von den umgebenden paläozoischen Gesteinen abzutrennen, die niemals eine derartige, offensichtlich ältere und dabei sehr intensive Meta-

\*) Dieser wurde von H. P. Cornelius entsprechend den Eintragungen auf den alten österreichischen Karten immer als „Scheibelberg“ bezeichnet.

morphose mitgemacht haben. Deshalb sei dieses Altkristallin hier als Muster herausgestellt, dessen näheres Studium später wahrscheinlich zur klareren Abtrennung des altkristallinen Anteils im alpidisch stärker metamorph überprägten zentralen oder südlichen Teil der Tauernkuppel beitragen wird.

Nach den Beschreibungen und Bemerkungen von H. P. Cornelius (1935, S. 146; 1938, S. 40; 1940, S. 284, und 1942 e, S. 60), nach seiner unfertigen Manuskriptkarte (1 : 25.000, Blatt 152/2), weiters nach der Geologischen Karte von Kitzbühel und Zell am See sowie den Bemerkungen Hammers zu dieser Karte (1937, S. 106 f.) sowie nach eigenen Beobachtungen (Frasl 1955, S. 24; 1956, S. 34) kann dieses Altkristallin annähernd so abgegrenzt werden, wie es auf der hier beigegebenen Karte geschehen ist. Folgender Stoffbestand ist dabei durch die alte Kristallisation ausgezeichnet:

**Amphibolite.** Die grobkörnigen, oft fast massigen Amphibolite überwiegen gegenüber den anderen Gesteinen. Sie haben manchmal fast schwarze Hornblenden, die übrigens im Mikroskop noch z. T. braun und nur in den grenznäheren Teilen grün verfärbt sind. Sehr häufig führen sie auffallend groß werdende Granaten (bis über 20 mm) und sehen damit Granatamphiboliten der Muriden oder des Moldanubikums sehr ähnlich. Während Hammer nur Gabbroamphibolite nennt, dürfte auch z. T. Paramphibolit vorliegen. Der von Hammer erwogene genetische Zusammenhang mit Porphyroiden erscheint mir höchst fraglich, denn letztere besitzen bei weitem keine so hohe Metamorphose wie die Amphibolite. Die altkristallinen Amphibolite können auch in granatführende Hornblende-gneise übergehen und mit diesen und auch mit aplitischen Lagen bänderig abwechseln. Quergreifende, z. T. granatführende \*) Aplite haben vielerorts die Amphibolite durchschlagen. Wem es nur um das Aufsammeln repräsentativer Proben geht, der findet die schönste Auswahl gleich neben der Stubachtalstraße im Bachbett des Sturmbaches (knapp 1 km S des Krafthauses) oder unter dem Waldrand W und SW vom Wiesen-WH. In den randnahen Teilen, z. B. in der Nähe des Abtauchens nach W im Felbertal und gegen E im Stubachtal, sind Übergänge zu Prasiniten entwickelt, die sich z. T. nur schwer von anderen aus jüngeren Magmatiten hervorgegangenen Prasiniten unterscheiden lassen, während sonst der altkristalline Habitus sehr deutlich ausgeprägt ist. Über die Grüngesteine vom Ostende im Stubachtal (bei Wiedrechtshausen) hat Cornelius ausführlich berichtet (C. u. C. 1939, S. 203 ff.).

**Pegmatitgneise** und sehr grob gefeldspatete Muskowitschiefer. Diese hellen Gesteine, die besonders beiderseits des Felbertales entwickelt sind, haben mengenmäßig schon weniger Bedeutung; ihre EW verlaufenden, steilstehenden Züge erreichen mehr im S aber doch bis 100 und sogar 200 m Mächtigkeit. Fallstücke davon liegen am orographisch linken Ufer am Fahrweg 500 m S von „Schied“ in großer Menge herum. Die Sprossung der großen sauren Plagioklase paßt in ihrer Eigenart nicht zur alpidischen Metamorphose, sondern ist altkristallin.

Muskowitschiefer und Muskowitphyllite, die im Felbertal wie auch im Stubachtal eher im N-Teil des Altkristallins angehäuft sind und deren Züge mehrere 100 m Mächtigkeit erreichen, sind z. T. sicher

\*) Die großen Granaten dieser altkristallinen Gesteine sind besonders in den Randpartien oft chloritisiert.

aus alten Granatglimmerschiefern hervorgegangen, denn die Granate oder zentimetergroßen Chloritpseudomorphosen nach den Granaten sind noch da und dort erkennbar. Z. T. aber — und das gilt besonders für die phyllitischen Typen — gehören sie bereits mehr zu den paläozoischen Typen der Serie B, was schon W. Hammer 1937 erkannt hat. Eine Trennungslinie zwischen beiden wird nur schwer zu ziehen sein.

Die Möglichkeit, daß der große Serpentinstock des äußeren Felbertales ebenso zum Altkristallin gehört, ist nicht von der Hand zu weisen, obwohl ich ihn wegen seiner engen Bindung an die schwarzen Phyllite der Serie B eher zu dieser stelle (s. u.).

Daraus ergibt sich, daß die Abgrenzung im S mit Sicherheit so gezogen werden konnte, wie sie in der Karte wiedergegeben ist, wogegen der Grenze im N noch erhebliche Unsicherheit anhaftet. In den nördlichen Teil ist eher zuviel als zuwenig einbezogen worden.

Das tatsächliche Ostende dieses Altkristallins liegt  $1\frac{1}{2}$  km E Wiedrechtshausen im Stubachtal (Frasl 1956), während H. P. Cornelius in der Glocknermonographie im Kapitel über die altkristallinen Schiefer der Nordrahmenzone (C. u. C. 1939, S. 197—203) noch eine Reihe anderer Gesteine hierherstellte und damit zur Auffassung kam, das Altkristallin würde keilförmig bis über das Kapruner Tal zum Roßkopf (unter dem Imbachhorn) reichen.

Von den fünf Gruppen kristalliner Schiefer, welche Cornelius bei diesem Anlaß zum Altkristallin gerechnet hat, ist nur bei den unter „e)“ genannten Grüngesteinen von Wiedrechtshausen die altkristalline Herkunft sichergestellt, da sie das (bereits weniger typisch ausgebildete) Ende der Amphibolitzüge im Zwölferkogelprofil (Scheibelberg) darstellen. Dagegen besitzen die unter a) bis d) genannten „phyllitischen Glimmerschiefer“, „Chloritfleckenschiefer“, „Grünschiefer“ und auch die „Gesteine der kleineren Vorkommen“ höchstens Ergußsteinrelikte, aber keine Relikte einer meso- oder katazonalen Kristallisation, und sie müssen entsprechend ihrer engen Verbindung mit dem alten schwarzen Phyllit zur Habachserie gestellt werden (siehe dort; Frasl 1956, S. 34 f.).

In der Glocknermonographie von Cornelius und Clar wurden auch die in den Riffdecken auftretenden Glimmerschiefer, Grüngesteine, aplitischen Injektionen und ein Teil der dortigen Orthogneise als vorpaläozoisch angesehen (C. u. C. 1939, S. 271). Des weiteren wurde ebendort auch das vorpaläozoische Alter von Glimmerschiefer, Amphibolit und Peridotit der Granatspitzhülle erwogen, doch sind in beiden Fällen noch viele Fragen offen. Ich würde den Serpentin und zumindest einen großen Teil des Amphibolits der Granatspitzhülle eher zur Habachserie rechnen, weil dieser nicht nur in den höheren tektonischen Einheiten, sondern auch hier manchmal eine enge Bindung an den alten Habachphyllit oder dessen höherkristallinen Vertreter (Biotitporphyroblastenschiefer) besitzt.

Interessant sind in diesem Zusammenhang schließlich noch die Kartierungsergebnisse von O. Schmidegg (1955 b) im S der Venedigergruppe, wo eine Serie hochkristalliner Gesteine abgetrennt wird, die am ehesten den altkristallinen Gneisen des Ötztales gleichen oder aber den dortigen Glimmerschiefern, Amphiboliten und Augengneisen. Diese von Schmidegg zum Altkristallin gestellte Gesteinsserie — und davon besonders leicht

verfolgt der Knorrkogelgneis \*) (Bezeichnung nach Cornelius; = „Luckenkogelgneis“ von Benedict) — zieht nach E noch über das Matreier Tauerntal hinaus in die südliche Granatspitzgruppe. Zum Altkristallin gehören da nach meinen Beobachtungen am ehesten die „injizierten, grauen Muskowitgneise“ mit den manchmal über 1 cm großen pegmatitischen Muskowittafeln sowie der „Riesenaugengneis“ beim Dabernitz-Kees (Schildbach, über 2400 m Höhe), die H. P. Cornelius mit den angeführten Bezeichnungen schon in seiner Manuskriptkarte ausgeschieden hat. Beim Riesenaugengneis haben die bis 3 cm großen Feldspate eine heftige Kornzertrümmerung über sich ergehen lassen müssen.

Eine hinreichende Abgrenzung des altkristallinen Gesteines ist jedenfalls dzt. im S und SW der Granatspitzgruppe ebenso schwer möglich wie in der engeren Umgebung des Granatspitzkernes, und deshalb werden hier die Serien A und B in der Karte zusammengezogen. Lediglich die Verbreitung der schönen Entwicklung des Altkristallins im nördlichen Stubach- und Felbertal ist auf Tafel XXV durch eine Signatur angedeutet.

### Serie B: Die Habachserie — eine paläozoische Geosynklinalbildung

Die Habachserie \*\*) hat eine weit größere Verbreitung als die vorige und ist überhaupt die wichtigste vormesozoische Serie in den mittleren Hohen Tauern. Wie bei allen Serien ist auch bei ihr die alpidische Metamorphose im N — gegen das Salzachtal zu — am geringsten gewesen, und dementsprechend sollte man mit dem Studium ihrer Gesteine auch immer dort beginnen. Man kann sie in z. T. recht guter Erhaltung im äußeren Habachtal antreffen, dann in größter Mächtigkeit im Hollersbachtal. Während sie im Felber- und Stubachtal noch immer mächtig ist, aber schon mit anderen Serien abwechselt, findet man weiter nach E hin bis ins Kapuner Tal nur mehr Ausläufer, die aber deshalb petrographisch nicht weniger interessant sind.

In der Zusammensetzung dieser Serie dominieren einmal schwarze Phyllite und dann magmatogene Gesteine in hauptsächlich epizonaler Metamorphose: Von den in erster Linie basischen Tiefen- und Ergußgesteinen angefangen geht diese Reihe über intermediäre zu sauren Ergußgesteinen, wobei jeweils auch Tuffe und Tuffite an der Serienzusammen-

\*) Es wird nicht leicht sein, beim Knorrkogelgneis zu begründen, inwiefern er sich gegenüber den variszisch intrudierten Zentralgneisen in der Kristallisationsgeschichte unterscheidet, damit die Annahme einer altkristallinen Überprägung und damit eines wahrscheinlich größeren Alters auch tatsächlich gerechtfertigt erscheint (vgl. Frasl 1958, S. 371).

\*\*) Die Bezeichnung Habachserie wurde vom Habachtal und der an seinem Ausgang liegenden Ortschaft Habach übernommen, denn dort ist diese Serie beinahe in ihrer ganzen Vielfalt und zum Teil sehr wenig metamorph entwickelt und mit keiner anderen zu verwechseln. Typisch ist in erster Linie das nördliche Talstück von Habach bis zur Krameralm, in welchem die schwarzen Habachphyllite in Zusammenhang mit den anschließenden sauren, intermediären und basischen vulkanogenen Metamorphiten, aber auch mit Serpentin, Serizitquarzitschiefer und Paragneis zu finden sind, was zusammen der Habachmulde (Frasl, 1953 c) entspricht. Und wenn mich nicht alles täuscht, dann verläuft auch das von der Moaralm südlich an die Habachzunge anschließende Talstück wieder ganz oder zumindest in der Hauptsache in der Habachserie, wobei dort die Metamorphite von basischen Magmatiten überwiegen.

setzung in größerer Menge beteiligt sind; hier sind wegen der bedeutenden Vorkommen im Stubach- und Felbertal noch die Serpentine anzuschließen.

Beginnen wir mit der Besprechung der metamorph gewordenen Sedimentgesteine, soweit an deren ursprünglicher Zusammensetzung vulkanische Lockermassen nicht in größerer Menge beteiligt waren.

### Die alten schwarzen Phyllite und ihre Einlagerungen

Es wurde schon im Kapitel über die jungen schwarzen Phyllite begründet, daß der Name „Fuscher Phyllit“ nicht mehr für die vormesozoischen Phyllite angewandt werden kann, da gerade beim Ort Fusch die jungen Phyllite auftreten. Ich habe deshalb vorgeschlagen, wenn man schon einen Lokalnamen verwenden will, die Bezeichnung „Habachphyllit“ für den alten Schwarzphyllit einzuführen (S. 363). Dort im Habachtal ist dieser alte Phyllit von dem am Talausgang gelegenen Wirtshaus Wurnitsch angefangen etwa 2 km weit taleinwärts typisch ausgebildet und leicht zu erreichen, und man kann ihn dort auch in prachtvoller Aufgeschlossenheit am nahen Gamskogel und bis über den Kamm zwischen Leutachkopf und Popberg nach W ausgiebig studieren. Gerade am Gamskogel findet man die am wenigsten metamorph aussehenden, manchmal noch ebenflächigen Typen. Hier im Habachtal sind aber auch die fleckigen Abarten zu sehen, die nur in den alten Phylliten vorkommen. Auf diese Phyllite mit mehreren cm großen, oft papierdünnen helleren und dunkleren Flasern habe ich schon 1953 aufmerksam gemacht (1953 c, S. 182). Solche sind z. B. am Fuß des Abhanges E und NE vom WH. Wurnitsch (P. 867) bequem zu erreichen, wenn auch dort in längst nicht so schöner Ausbildung und in so großen Massen wie z. B. am Leutachkopf und von dort gegen den Popberg hin, wo sie deutlich als vermittelndes Glied zwischen dem schwarzen Phyllit und dem „Heuschartenkopfgneis“ (Frasl 1949, 1953 c, S. 182) stehen. Damals wurde in eben diesem Zusammenhang von einer 50 m mächtigen „diffusen Übergangszone“ des Phyllits in den feinstkörnigen Gneis gesprochen, und in dieser Zone ist auch tatsächlich zu beobachten, wie die hellen Flecken im Phyllit immer zahlreicher werden und schließlich überwiegen, sodaß dann umgekehrt nur wenige dunkle phyllitische Flecken von einigen cm Größe in dem hellgrauen, fast weißen albit- und quarzreichen Schiefer schwimmen, der schließlich in einen kompakten Feinkorngneis übergeht. Die damals gewählte Bezeichnung „Mischgestein“ für das Material dieser Übergangszone war nicht ganz glücklich, weil sie im allgemeinen für Migmatite, für Granisationsprodukte gilt, während hier die Mischung der beiden Komponenten gewiß schon bei der Sedimentation erfolgte. Denn auch der Heuschartenkopfgneis hat sich inzwischen als ein vergneistes, saures Effusivmaterial herausgestellt: mächtige Tufflagen oder Porphyrmaterial-Arkosen sind dafür in der Hauptsache als Ausgangsmaterial anzunehmen (s. u.). Die hellen Flecken stammen also von sauren, tuffogenen oder z. T. entsprechenden arenitischen Einstreuungen ab, und das allein ist schon ein wichtiger Hinweis auf vormesozoisches Alter. Daß dabei aber wirklich tuffogene oder ganz allgemein vulkanische Verunreinigungen vorliegen, dieser Nachweis gelang mir erst später in einem anderen, ebenfalls bestens aufgeschlossenen Gebiet, welches für das Studium des typischen alten Schwarzphyllits und seiner Begleiter (z. B. Lydit) nicht weniger wichtig als jenes vom Habachtal ist. Es ist das die

Hochregion SE Uttendorf: um das Scheidegg (2214 m), besonders im Moserkarl und gegen den Flachbühel (2050 m)\*). Hier haben die hellen Einstreuungen manchmal noch eine Dicke bis zu einigen Zentimetern, eventuell auch eine Walzenform, und in günstigen Fällen findet man darin noch das fast ungestörte porphyrische Gefüge mit 2 mm großen, grauen, idiomorphen und mehrfach verzwilligten Albiteinsprenglingen von gedrungenem Bau neben bis 4 mm großen, klaren Quarzeinsprenglingen in einer feineren Feldspat-Quarzgrundmasse. Auch deutlich granophyrische Fortwachsungen um kleinere Feldspate, wie man sie sonst in Quarzporphyren öfters findet, traten in einem Schriff auf (Frasl 1955, S. 35). Solche eindeutige Vulkanitreste sind aber auch hier selten gegenüber den meist einsprenglingsfreien hellen Flecken, mit denen sie durch Übergangsformen verbunden und die wahrscheinlich aus hauptsächlich glasigen und einsprenglingsarmen Aschen entstanden sind. Die Metamorphose hat davon nur mehr ein feinstes, geregeltes Albit-Quarz-Gekörnle übriggelassen, das mehr oder minder der Grundmasse in den porphyrischen Brocken gleicht, besonders wenn man deren stärker ausgewalzte und verschieferte Enden zum Vergleich heranzieht.

Neben den sauren, hellgrauen bis fast weißen vulkanogenen Einstreuungen in den alten Schwarzphyllit kommen aber auch in der Erscheinungsform ähnliche hell- bis dunkelgrüne Flecken und Schlieren vor, die aus einem etwas basischeren Effusivmaterial entstanden sind. Derartiges habe ich nicht nur im Gebiet des Scheideggs gefunden, sondern in besonders schöner Ausbildung treten solche wegen der verschiedenen Farben der einzelnen vulkanischen Komponenten z. T. recht bunten Gesteine westlich des Habachtales auf P. 2311 auf, d. i. zwischen Gamskogel und Leutachkopf und zugleich S der Wildalm. Dort wurden sie 1948 bei einer gemeinsamen Begehung von Herrn Prof. Dr. Ch. Exner und mir erstmals beobachtet und von Exner (1949, S. 415) als ein „Knollengneis“ bezeichnet, der dem Pochart-Knollengneis des Gasteiner Gebietes täuschend ähnlich sehe. So wie dort meinte Exner damals auch hier keinen „Konglomeratgneis“ vor sich zu haben, sondern eine „stoffliche Grobmengung zwischen schwarzem Phyllit und aplitischem Material aus dem benachbarten Granitgneis“ (also unserem nun als vulkanogen bis sedimentogen erkannten „Heuschartenkopfgneis“). Es ist hier aber keine Spur von einem irgendwie granit- oder aplitähnlichen Neosom zu bemerken, welches das phyllitische Material als Paläosom durchbrechen, umschließen oder aufschwemmen würde, sondern es sind vielmehr die weißen bis grünen, wenig deformierten Fragmente (Effusivgesteinstrümmer) dicht gepackt, während sich die mengenmäßig zurücktretende, graphitisch gefärbte Phyllitsubstanz um diese Trümmer herumlegt. Es liegt also auf P. 2311 zweifellos ein grobklastisches Gestein vor\*\*). Ob es dem ähnlich aussehenden Gestein der Pochartscharte stratigraphisch gleichgesetzt werden kann, welches Exner auf der Gasteiner

\*) Die von A. Haiden (1950, S. 138) vom Ursprungskar des Hauptmannsbaches ebenfalls zwischen Flachbühel und Scheidegg angegebenen „Konglomerate“ sind offenbar dasselbe wie die hier beschriebenen Phyllite mit pyroklastischen Einstreuungen.

\*\*) Auch O. Schmidegg gibt neuerdings, 1955, S. 72, aus dieser Gegend „Schiefer und Gneise mit dunklen Flecken (Biotit), oft leicht graphitisch, auch konglomeratisch“ an, und denkt auch an vulkanische Mitwirkung (Agglomerate). Wegen der Heuschartenkopfgneise vgl. S. 422.



Karte (1956) nun doch als Geröllgneis ausscheidet und als jungpaläozoisch ansieht, ist vorläufig noch ungewiß, wäre aber auch für das genauere Alter des Habachphyllits von Bedeutung.

Die Verunreinigung des Phyllits durch vorwiegend saures vulkanisches Material ist ein leicht erfaßbares, aber leider nicht überall auftretendes Kennzeichen, daß der betreffende Phyllit nicht zur mesozoischen Serie gehört. Auf eine weitere Verknüpfung mit einigen typischen paläozoischen Gesteinen hat zuerst H. P. Cornelius aufmerksam gemacht, nämlich auf das Vorkommen von meist fast schwarzen Graphitquarzitügen in diesem Phyllit. Es ist nämlich so gut wie gewiß, daß diese Graphitquarzite in der von Cornelius angegebenen engeren Fassung des Begriffes (C. u. C. 1939, S. 211 und S. 45) aus Lyditen entstanden sind, denen sie oft noch weitgehend ähnlich sehen. Daß man aber die von Hottinger (1935) ebenso als „Graphitquarzite“ bezeichneten Gesteine der Bündnerschiefer-Serie nicht auch hierherstellen darf, wurde schon auf S. 361 begründet. Cornelius hat solche aus Lyditen abzuleitende Quarzite bereits von etlichen Stellen aus dem Bereich seiner Nordrahmenzone zwischen dem nördlichen Stubachtal (besonders unter den Scheidegg) und dem nördlichen Kapruner Tal angegeben, und die umgebenden Quarzphyllite gehören auch aus anderen Gründen (z. B. Porphyroide, Stellung zwischen Triasbasis und Altkristallin) auch tatsächlich zum Paläozoikum. Der Graphitquarzit von der Schiederscharte westlich des Stubachtales ließ sich noch weiter ins Felbertal nach W verfolgen (Cornelius 1935, Fischer 1947). H. P. Cornelius fand aber Graphitquarzit nicht nur an diesen Stellen, die er zur Nordrahmenzone rechnete, sondern auch in der viel tiefer gelegenen Granatspitzhülle. Dort liegen sie sowohl im hinteren Stubachtal wie auch im Abschlußkar des Felbertales N der St.-Pöltener Hütte jedesmal in dunkelgrauen Biotitporphyroblastenschiefern (C. u. C. 1939, S. 44; Cornelius 1941 b). Diese phyllitischen „Schiefer mit Biotitporphyroblasten“ sind aber nichts anderes als der Habachphyllit in etwas höher metamorpher Fazies, was schon daraus hervorgeht, daß z. B. beiderseits der Gabelung des Felbertales in den normalen Schwarzphylliten an manchen Stellen eine Biotitprossung eingesetzt hat, wodurch ohne scharfe Grenze Biotitporphyroblastenschiefer entstanden sind, die H. P. Cornelius selbst in seiner Manuskriptkarte bei der Felbermailinger und Moser Alm als solche gegenüber dem schwarzen Phyllit ausgeschieden hat. Übrigens hat auch E. Clar schon bei seiner Kartierung der Riffdecken im Dorfertal die im N anschließend daran von Cornelius durchgeführte strenge Unterscheidung in „Biotitporphyroblastenschiefer“ gegenüber den „Glimmerschiefern und Phylliten“ nicht übernommen, sondern mehr auf das Verbindende geachtet („Biotitreiche Glimmerschiefer“, C. u. C. 1939, S. 59). Damit aber werden die aus den schwarzen Tönen und den Kieselschiefern entstandenen Gesteine zum Bindeglied zwischen der Gesteinsreihe der Granatspitzhülle und den im N anschließenden, tektonischen höheren und ebenfalls paläozoischen Horizonten, die bei Mittersill bis an die Salzach heranreichen.

H. P. Cornelius beschrieb in der Glocknermonographie im Abschnitt über die Nordrahmenzone (C. u. C. 1939, S. 210—215) außer dem Graphitquarzit noch einige andere Einlagerungen im Schwarzphyllit, die im geschlossenen Verbreitungsgebiet des Paläozoikums zwischen Stubach- und Kaprunertal vorkommen, daneben aber auch solche, die nach der jetzigen

Aufteilung schon in das mesozoische Gebiet fallen. Zum paläozoischen Anteil gehören davon folgende Gesteine:

a) „Konglomerat.“ Dieses nicht anstehend gefundene, geschieferte Gestein aus dem Mühlbachtal hat ein Bindemittel von schwarzem Phyllit und darin verschiedene feinschieferige Gesteinsbrocken (grau, grünlich, bräunlich, schwarz) mit auffällig schwacher Auslese. Der Verdacht, daß es mit dem oben erwähnten grobklastischen Gestein von P. 2311 westlich des Habachtals verwandt sein könnte, müßte erst durch neuerliche vergleichende Untersuchungen bestätigt werden. Mit den Bündnerschiefer-Breccien ist es nicht im mindesten zu vergleichen.

b) „Grauwacke ? der Moseralm.“ Dieser hell grünlichgraue Psammit bis Psephit, den H. P. Cornelius am Weg gleich N der Moser HA. (S Uttendorf) entdeckte, ist nach meinen Proben als mäßig saurer Tuffit zu werten, auf welche Möglichkeit auch schon Cornelius hinwies. Ergänzt sei, daß darin manchmal auch größere Lyditfragmente auftreten. — Dieses Gestein würde unter gar keinen Umständen ins Mesozoikum passen und liegt auch im Profil unter der Triasbasis.

c) „Chloritoidschiefer.“ Davon gehören aber nur jene zum Paläozoikum, welche von H. P. Cornelius unter  $\beta$ ) als dem zweiten Typus angehörig angegeben sind. Es sind das grobflaserige Serizitgesteine mit reichlich Quarzlinzen und massenhaft bis 10 mm großen Chloritoidtafeln, wovon man leicht gute Handstücke am Talweg des Mühlbachtals etwas außerhalb P. 1045 im Liegenden der Trias aufsammeln kann. Daß die Chloritoid- und die begleitenden Disthene auch in diesem Fall erst im spät- bis posttektonischen Abschnitt der Gesteinsgeschichte gesproßt sind, hat Cornelius bereits erkannt (C. u. C. 1939, S. 213). Ihr Auftreten kann also stratigraphisch nicht ausgewertet werden, umso mehr, als wir bereits weiter vorne Beispiele von Chloritoid- und Disthensprossung in Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie angeben konnten. — Jünger sind meiner Ansicht nach auch die von Cornelius unter  $\alpha$ ) angeführten lichtgrünen Chloritoidschiefer SE von Kaprun, die z. T. mit Rauhacken verbunden sind und bei denen auch er u. a. die Möglichkeit erwog, daß es sich nach dem Vergleich mit den Westalpen um Quartenschiefer handeln könnte.

d) „Porphyroid ?.“ Diese Gesteine, deren Effusivgesteinsnatur heute viel sicherer konstatiert werden kann, wurden nun in größerer Verbreitung hier und auch außerhalb des zwischen Stubach- und Kapruner Tal liegenden Gebietes gefunden. Sie werden deshalb weiter unten in einem eigenen Kapitel ausführlicher besprochen.

e) „Gabbroamphibolite.“ Davon liegt nur ein einziges Vorkommen (am Weg zur Seetalalm S Uttendorf) im alten Phyllit, und dieses hat überdies trotz der Verschieferung ein noch deutlich erkennbares ophitisches Gefüge. Alle übrigen, auch anders aussehenden und von Cornelius auf S. 216—219 der Monographie angegebenen Gabbroamphibolite werden hauptsächlich auf Grund der verbandsmäßigen Serienzugehörigkeit zu den nachtriadischen Ophiolithen gestellt (s. d.).

f) „Serpentin, Prasinite.“ Während dieser Serpentin über der die jüngeren und älteren Gesteine trennenden Trias liegt, sind die Prasinite z. T. darüber und z. T. darunter verteilt. Ihr heutiges Gepräge haben sie aber alle in der Hauptsache der alpidischen Metamorphose zu verdanken, und darum ist es auch nicht zu verwundern, daß die weitere Unterscheidung

schließlich nicht in jedem Fall auf eine wesentlich andere Gesteinsbeschaffenheit bei allen mesozoischen, gegenüber der Summe der paläozoischen Prasinite zurückgeführt werden kann. Konvergenzen sind begreiflich und die Aufteilung muß daher auch hierbei in erster Linie nach der verbandsmäßigen Serienzugehörigkeit, also nach der Verbindung mit sauren Ergüssen und mit ebensolchen tuffitischen Phylliten erfolgen, welche das vormesozoische Alter garantiert, — oder aber nach der Lage unter oder über der Trias im Profil. Nur zwei Typen von Prasiniten sind auch Cornelius schon als etwas vom Gewohnten stark Abweichendes aufgefallen: ein lichtgrünlichgraues Gestein von der Moser Alm bei Uttendorf mit ungefähr 1 cm großen weißen, in der Schieferung gestreckten Flecken, die schon damals den Verdacht auf einen Porphyritabkömmling zuließen, sowie ein Grünschiefer vom Flachbühl in der Nähe der Moser Alm, der nur aus Chlorit, Hornblende und Titanit besteht; diese beiden Typen liegen auch tatsächlich im paläozoischen Bereich.

Die von H. P. Cornelius (C. u. C. 1939, S. 214) außerdem aus dem „Fuscher Phyllit“ beschriebenen kleinen Einlagerungen von Klinochlor-schiefer liegen jeweils in dem heute als mesozoisch angesehenen Anteil.

Nun noch eine ergänzende Bemerkung über den Habachphyllit, bevor wir zur Besprechung der übrigen wichtigen Gesteine der Serie B, die mit dem Habachphyllit mehr oder weniger eng in Verbindung stehen, übergehen:

Es wurde schon bei der Beschreibung des jungen Rauriser Phyllits angedeutet, daß dessen dunkelgraue bis schwarze Farbe oft einen Stich ins Bläuliche besitzt, welcher dem Habachphyllit abgeht. Dann muß besonders darauf hingewiesen werden, daß im geschlossenen Verbreitungsgebiet des Habachphyllits nirgends auch nur eine Spur von nachtriadischen Dolomitbreccien auftritt. Daß aber im Habachphyllit auch keine einzige Stelle mit einer bemerkenswerten diffusen Kalkbeimengung gefunden wurde, kein einziger Übergang in Kalkphyllit — welcher Zusammenhang nach den Erfahrungen in anderen paläozoischen Gebieten der Ostalpen durchaus nicht wunderlich wäre — sei extra angemerkt.

Trotz aller Unterschiede, die sich im großen hauptsächlich durch die verschiedenartigen charakteristischen Einlagerungen und Begleitgesteine der alten und der jungen Phyllite ergeben, wird es jedoch kaum leicht sein, diese beiden Phyllite auch petrographisch in jeder Probe sicher zu unterscheiden. Einmal zeigt sich begreiflicherweise bei diesen wie bei jenen eine gewisse primäre Variabilität und zweitens hat die alpine Metamorphose mitgeholfen, die wahrscheinlich einmal vorhandenen Unterschiede zwischen alt und jung zu verwischen. Schließlich aber ist z. B. das Ausgangsmaterial so feinkörnig und die Neukristallisation so bedeutend, daß auch eine sonst so bewährte sedimentpetrographische Untersuchungsmethode wie die Schwermineralanalyse kaum erfolgversprechend ist, da so ziemlich alles, vom Rutil zum Turmalin, vom Granat zum Disthen erneuert, anderes vielleicht ursprünglich Vorhandene (z. B. Staurolith, Sillimanit) aber sicher längst zerstört worden ist.

Trotz dieser petrographischen Schwierigkeiten müssen schon jetzt die beiden eindeutig altersverschiedenen Phyllite auf der Karte mit verschiedenen Signaturen oder Farben eingetragen werden, genauso, wie man in den Kalkalpen schon längst den Hauptdolomit vom Wettersteindolomit unter-

schieden hat, ohne jeweils die chemische oder mikroskopische Analyse heranzuziehen und ohne bei jedem einzelnen Handstück über die Zuweisung ganz sicher zu sein.

Hauptsächlich zwischen dem nördlichen Habach- und Hollersbachtal hat man bisher außer dem Habachphyllit noch andere, nun metamorph gewordene Sedimente in größerer Verbreitung beschrieben, die nicht wie verschiedene andere, später zu erwähnende einem vulkanischen Tuff oder Tuffit entsprechen. Hierher gehören

### **Muskowitquarzite und Paragneise sowie Hellglimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer**

W. Hammer hat auf Kartenblatt Kitzbühel—Zell am See südlich Wenss größere Flächen von Quarziten und Serizitquarzitschiefern als paläozoisch ausgeschieden und zur metamorphen „Grauwackenserie“ gestellt, und diese Altersauffassung bewährt sich sehr gut. Diese Gesteine gehören unzweifelhaft mit dem Habachphyllit in eine Serie und sind weder mit den von F. Karl näher beschriebenen quarzitischen und Arkosegesteinen des Permokarbons vom Gerlostal noch mit den permotriassischen Triasbasisgesteinen am Stubachtal-Eingang oder im Seidlwinkltal und schon gar nicht mit den Bündnerschieferquarziten vergleichbar. W. Hammer hat dieselben N der Habachzunge zwischen Habach- und Hollersbachtal öfters vorkommende Quarzite 1935 genauer beschrieben und derselben Studie auch ein Verbreitungskärtchen beigegeben.

Es ergab sich jedoch bei der neuerlichen Durchsicht der vier von Hammer 1935 als „Quarzit“ bezeichneten Schriffe, daß in drei Fällen davon doch ein wesentlich größerer Feldspatgehalt (meist klarer, unlamellierter Albit, der sich nur durch die Lichtlinie von Quarz abhebt) vorliegt, als Hammer erkannte. Da der Feldspat nun tatsächlich mengenmäßig überwiegt und die Glimmer nur in geringen Mengen vorhanden sind, müssen die betreffenden Gesteine schon richtiger als Gneise (Paragneise, Arkosegneise, eventuell Porphyrmaterialgneise) bezeichnet werden. Das ist bei den folgenden Beispielen der Fall, die von Hammers eigener Hand folgende Schriffbezeichnungen tragen:

8049, Quarzit mit Einsprenglingen von Kalifeldspat. Wennsergraben in ung. 1430 m;

8058, feldspathaltiger Quarzit. Nordgipfel des Gehrkogels;

8067, Quarzit mit Feldspateinsprenglingen. Habachtal, rechte Talseite innerhalb P. 1096 (das entspricht der Brücke 1107 der neuen Karte).

Demgegenüber tritt nur bei einem seiner „Quarzit“schriffe der Feldspatgehalt völlig in den Hintergrund: 8055, „Muskowitquarzit, Gehrkogel — Nordkamm bei etwa 1700 m“. — Dementsprechend und auch nach meinen Geländebeobachtungen kommen also zumeist eher Paragneise dort vor, wo Hammer 1935 Muskowitquarzite eingezeichnet hat.

Daß die Quarzite — und ebenso die damit zusammenhängenden Paragneise — als Begleitgesteine der „aplitischen Biotitporphyroidgneise“ Hammers aufzufassen sind, hat er schon 1935 ausgesprochen, und das entspricht auch vollkommen der engen räumlichen Verbundenheit beider Materialien.

Damit ist das am besten bekannte Verbreitungsgebiet der zur Habachserie gehörigen Quarzite und Paragneise in den mittleren Hohen Tauern bereits gekennzeichnet; Fortsetzungen findet man aber in der Habachmulde auch noch weiter im SW.

Eine mehrere *km* anhaltende, 200 *m* mächtige Lage von weißen, oft etwas verkiesten serizitischen Schiefern („Hellglimmerschiefer“) ist im Untersulzbachtal etwa 4 *km* taleinwärts bekannt (Frasl 1949 und 1953 c, S. 141; Karl 1952 b; Schmidegg 1955), also in der Habachmulde. Die damit verbundenen Disthenquarzite hat besonders F. Karl (1954, S. 50) beschrieben, und erst jüngst hat sie J. Ladurner gefügestatistisch untersucht. F. Karl betrachtet das Disthenvorkommen als eine in ihrem Stoffbestand bereits primärsedimentär vorhandene und durch die Tauernkristallisation (zumindest letztmalig) unter meso- bis epithermalen Bedingungen metamorphosierte Minerallagerstätte. — Das entspricht auch meinem Eindruck nach den im Jahre 1948 bei P. 1737 im Untersulzbachtal gemachten Beobachtungen. Als Ausgangsmaterial kommt am ehesten eine Tonmineralanreicherung in Frage, wie sie im Paläozoikum bei der Verwitterung des sauren Effusivmaterials dieser Gegend leicht entstehen konnte. Eine Stoffzufuhr durch Lösungsumsatz vom Zentralgneis der Habachzunge oder der Sulzbachzungen her steht als Ursache dieser Stoffanreicherung gar nicht zur Diskussion.

Im Hollersbachtal und östlich davon sind helle Gesteine der Quarzit-Paragneisgruppe in der Habachserie nur von ganz untergeordneter Bedeutung.

Schließlich gehören zum Sedimentbestand der Habachserie noch einige wenige, gegenüber der Erstreckung der ganzen Serie verschwindend kleine Vorkommen von

### Kalkmarmor

Der interessanteste hierhergehörige Marmorzug wurde von H. P. Cornelius 1944 beschrieben und in der dort beigegebenen Kartenskizze am SE-Rand der Habachzunge NW der Scharn-HA. (Hollersbachtal) eingetragen, wo er vom Zentralgneisrand angefangen etwa 200 *m* weit in spitzem Winkel in den Gneis hinein verfolgt wurde. Cornelius fand aber keine Fortsetzung der höchstens 1—2 *m* mächtigen, oftmals in bloß einige *cm* dicke Lagen aufgespaltenen Lamelle über die Zentralgneisgrenze hinaus ins Nebengestein. Trotzdem zweifelte er nicht daran, „daß der Marmor sedimentärer Herkunft ist und den Rest einer in den Zentralgneis hereinstreichenden Gesteinslamelle darstellt, deren übrige Glieder vom Magma assimiliert oder (durch Übersichbrechen usw.) entfernt worden sind“. Dies kann ich nur bekräftigen, nachdem ich diese Gegend 1950 nochmals absuchte. Der Ausläufer dieser stark zerschlossenen Marmorlamelle konnte dabei nicht nur im Gneis 500 *m* weit in gerader Linie verfolgt werden, sondern auch etwas über die Zentralgneisgrenze hinaus! Nach einigen Metern Unterbrechung durch Schutt und Bewachung sind nämlich etwa 10 *m* von der Zentralgneisgrenze entfernt im anschließenden Grünschiefer wieder dünne, weiße Marmorbändchen von derselben Art der Zerschlossenheit und demselben Flächen- und Achsengefüge wie innerhalb des Zentralgneises aufgeschlossen, wenn auch nur auf eine ganz kurze Strecke.

Die im folgenden gegebene Deutung der genetischen Zusammenhänge sollte noch durch genaue petrographische Untersuchungen untermauert werden:

Allem Anschein nach bestand hier eine primäre Bindung des Kalklagers an das grüne Gestein. Diese könnte hier wie auch in gleich gelagerten Fällen in der nahen Grauwackenzone — wo W. Hammer über dieselbe auffällige Verknüpfung der beiden Gesteine z. B. beim Paß Thurn berichtet

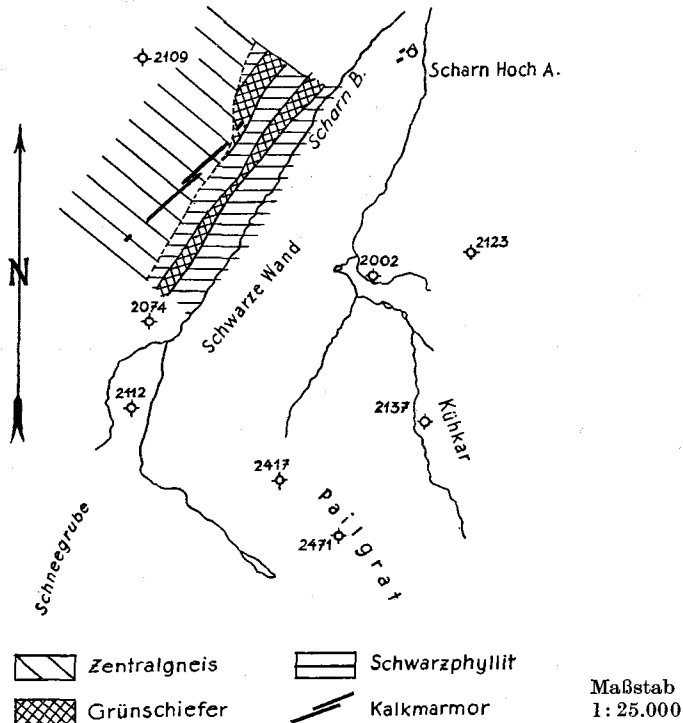


Abb. 4. Herausstreichen eines Kalkmarmorbandes aus dem Zentralgneis am Ostrand der Habachzunge (Frasl 1950).

hat (1938, S. 173) — möglicherweise damit zu erklären sein, daß es bei submarinen Ergüssen basischen Materials in Verbindung mit einer Spilitisierung zu einer Kalkabscheidung gekommen ist. Der hiesige Prasinit und der damit abwechselnde Schwarzphyllit gehören jedenfalls bei der Scharn-HA. unzweifelhaft zur Habachserie, und dementsprechend wird auch der eingelagerte Marmor altersmäßig dazugehören. Dieses Kalkmarmorband blieb dann beim Vordringen der granitischen Transformationsfront allein übrig, während der begleitende Prasinit stofflich so sehr verändert wurde, daß er nun innerhalb weniger Meter von einem ruptuell gestörten und nachträglich noch umkristallisierten Zweifeldspatgneis abgelöst wird. Damit soll aber nicht behauptet werden, daß die ganze Habachzunge nur durch „trockene“ oder „feuchte“ Transformation ohne Beteiligung einer Schmelze entstanden ist, denn das war bestimmt nicht der Fall (Frasl

1958). Aber bei dieser Randpartie, die außen mit feinkörnigen Gneisen beginnt und bei der übrigens H. P. Cornelius biotitreiche Stellen mit z. T. hornblendeführenden Lagen im Gneis als endogene Kontaktprodukte aufgefaßt hat, ist doch mit einer allgemeinen Alkalisierung quer zum Schichtstreichen zu rechnen, wobei der Marmorzug als solcher erhalten blieb und auch seine Lage kaum viel verändert worden sein dürfte. Ganz gewiß ist aber auch hier der Sialisierung zumindest noch eine schwache Regionalmetamorphose gefolgt, wie man schon allein aus dem uneinheitlichen Aufbau der Kalifeldspate in Schliffen des zwischen den Marmorbändchen steckenden Gneises schließen kann. — Von einer irgendwie bedeutenderen „basischen Front“ ist da — nur nebenbei bemerkt — nichts zu sehen.

Einige Fundorte von weiteren Marmorresten am Ostende der Habachzunge hat H. Fischer (1947) angegeben. Ob sie dasselbe Alter wie der soeben genannte Marmor haben, ist noch fraglich, aber für den rein weißen Marmor bei der Fluorit- und Blei-Zink-Lagerstätte der Achselalpe im Hollersbachtal möchte ich das schon annehmen. Dort hat zuerst H. Leitmeier auf chemischem Wege einen Kalkmarmor erkannt (1936). Marmor ist nach meinen Beobachtungen (1950) an verschiedenen Stellen sowohl in den Stollen als auch Ausbissen (besonders erwähnt sei eine meterdicke Falte beim Mundloch des Traugott-Stollens auf 1600 m, gleich über der alten Schmiede) zu verfolgen. Er ist ein typischer Achsentektonit. Nach der B-Achse der großen Stengelfalten (etwa 23° nach WSW) müßte in Zukunft auch die allfällige weitere Erschließung der Lagerstätte erfolgen, da man ja weiß, daß der Fluorit hauptsächlich durch die Verdrängung des Kalkmarmors entstand (H. Leitmeier).

Übrigens war auch bei dem noch im Grünschiefer steckenden Teil des oben erwähnten Marmors von der Scharn-Hochalm noch in geringem Maße eine Verdrängung durch einen fast rein weißen Fluorit in Form von zentimetergroßen Körnern nachzuweisen.

Ob der etwa 30—40 m mächtige Marmor im Basisamphibolit des Sectörls in der südlichen Granatspitzhülle (H. P. Cornelius 1942, S. 4; vgl. auch P. C. Benedict 1952, S. 48 ff.) zur Habachserie zu rechnen ist oder doch eher zum Altkristallin gehört, wie Cornelius mutmaßte, ist völlig ungewiß. G. Fuchs (1956, S. 32) stellte denselben Amphibolit und damit auch den darin eingeschlossenen Marmor schon zu den Riffdecken.

Eine bisher noch nie erwähnte Karbonatgesteinseinlagerung in die Schiefer der Habachserie, welche aber eine neue, recht schöne Parallele zum häufigeren Vorkommen in den Schiefen der Grauwackenzone von Blatt Kitzbühel—Zell am See darstellt, fand ich im äußeren Stubachtal NE des Sturmannsecks auf rund 1360 m Höhe, maximal 500 N von P. 1335 der alten Karte 1 : 25.000: ein Eisenkarbonatvorkommen (Rohwand) dessen höchstwahrscheinlich nur bescheidenes Ausmaß wegen der Wiesenbedeckung nicht genauer abzustecken war.

Mit den sedimentogenen Gesteinen der Habachserie sind verschiedene magmatogene Gesteine eng verbunden, die mengenmäßig sogar bedeutend mehr als die Hälfte des inzwischen metamorph gewordenen Serienbestandes ausmachen, auch wenn wir von wahrscheinlich altersmäßig dazugehörigen Zentralgneisen absehen. Von diesen magmatogenen Gesteinen verdienen die sauren Vulkanite schon deshalb unsere besondere Aufmerk-



samkeit, weil sie nach allen bisher in den Ostalpen gemachten Erfahrungen nicht zum Mesozoikum gehören und dementsprechend das höhere Alter der sie enthaltenden Serie dokumentieren.

### Die metamorph gewordenen sauren Vulkanite samt den Porphyrmaterialschiefern

Auf Grund der Regionalmetamorphose ist es nur in beschränktem Maße möglich, Laven sowie Tuffe und Tuffite von solchen Sedimentgesteinen zu unterscheiden, die ausschließlich oder hauptsächlich der Wiederaufarbeitung der sauren Vulkanite ihre Entstehung verdanken. Daher werden sie hier gemeinsam und ohne strenge Grenzziehung besprochen. Außerdem ist vorsichtshalber meist ganz allgemein von sauren Vulkaniten oder „Porphyroiden“ die Rede, da nicht mit Sicherheit zu entscheiden war in welchem Maß neben den Quarzporphyrderivaten auch regional metamorph veränderte Quarzkeratophyre am Aufbau dieser Serie beteiligt sind.

Als erster hat hier Th. Ohnesorge prinzipiell die Beteiligung der sauren Effusiva am Gebirgsbau erkannt. Dann hat sich W. Hammer besonders verdienstvoll um die erstmalige Unterscheidung eines Teiles dieser Gesteine bemüht (1935, 1937). Auch H. P. Cornelius hat von anderen Stellen schon 1939 einzelne Gesteine als porphyroidverdächtig bezeichnet (s. u.). In jüngster Zeit nahmen F. Karl und O. Schmidegg (Untersulzbachtal, Habachtal) und G. Frasl besonders von Osten her kommend (Felbertal bis Kaprunertal) die Untersuchung und Kartierung dieser interessanten Gesteinsgruppe wieder auf. Die diesbezüglichen Arbeiten sind jedoch da wie dort noch nicht abgeschlossen, wenn man von der Beschreibung eines Porphyroidgneises mit besonders großen Einsprenglingen aus dem Habachtal (Frasl 1953 a) absieht.

Im Anschluß an Hammer konnte ich darauf hinweisen, daß es hier bei den sauren, ehemaligen Effusivgesteinen mehrere verschiedenartige Typen gibt (Frasl 1955). Die dabei auftretenden Unterschiede sind zum Teil schon durch Unterschiede in der Zusammensetzung der einzelnen Schmelzen oder in der primären Variabilität der Erstarrungs- und Umlagerungsbedingungen begründet; z. T. sind sie aber auch erst durch die verschieden starke Metamorphisierung zustande gekommen. Bei einzelnen Typen ist es außerdem noch nicht ganz klargelegt, ob sie auch tatsächlich in die Habachserie gehören, denn auch bei der Wustkogelserie ist die Wahrscheinlichkeit einer Beteiligung von sauren Ergußgesteinen durchaus anzunehmen. Die Zuweisung in diese oder jene Serie wurde nun dermaßen getroffen, daß diejenigen Quarzporphyr- oder Quarzkeratophyrabkömmlinge, welche sichtlich eine engere Bindung an die Habachphyllite besitzen — und das sind fast alle —, auf jeden Fall in die Habachserie gestellt wurden.

In erster Linie sind da wegen des besonders deutlichen Zusammenhanges mit den Habachphylliten die „aplischen Biotitporphyroidgneise“ Hammers zu nennen, von deren Verbreitung zwischen Habach- und Hollersbachtal und von deren Beschaffenheit und Lagerungsverhältnissen er 1935 (besonders auf S. 2) ein recht anschauliches Bild vermittelt hat. Sie sind auch auf der SW-Ecke vom Blatt Kitzbühel—Zell a. See ausgeschieden. In der direkten westlichen Fortsetzung dieser Porphyroidgneise Hammers — die auch z. T. sedimentär umgelagertes Effusivmaterial umfassen — über das Habachtal habe ich dieselben nach dem höchstge-

legenden Vorkommen ungenetisch als „Heuschartenkopfgneis“ benannt (Frasl 1953 c, S. 182) und auf der damaligen Profiltafel (Tafel VII, 1953) deutlich erkennbar zu den schwächer vergneisten Gesteinen gestellt \*). N des Heuschartenkopfes sind sie etwa 500 m mächtig und haben bei P. 2441 ihre reinste Ausbildung. O. Schmidegg (1955) und F. Karl verwenden eher die Bezeichnungen „Arkosegneis“ oder auch „Fischgneis“ für dasselbe Material, wobei Karl (1956) den Fischgneis als ehemaligen Quarzkeratophyr ansieht. Das Gestein dürfte jedenfalls in der Hauptsache aus verschwemmten saurem Effusivmaterial entstanden sein. Zum Beweis der weitgehend vulkanogenen Herkunft wurden hierbei seit Hammer besonders die reliktilsch erhaltenen Einsprenglinge herangezogen, von denen die z. T. noch monoklinen, idiomorphen Kalifeldspate bis 30 mm groß werden, und die nun meist zerpreßten Quarze Erbsengröße erreichen. Diese innerhalb der ganzen Masse seltenere Porphyroidgneisart mit großen Einsprenglingen wurde am ehesten am Zwölferkogel S Bramberg, aber auch im Habachtal bei der Brücke 1107 und im Blockwerk etwa 300 m NNW der Peiting-Hochalm angetroffen. Über sie liegt eine kleine Studie vor, die sich mit der Ableitung der Petrogenese befaßt (Frasl 1953 a). Daß vom Heuschartenkopfgneis ein sedimentär angelegter Übergangsstreifen von stellenweise 50 m Mächtigkeit zum Habachphyllit überleitet, an dem auch pyroklastische Breccien auftreten, wurde bereits bei dessen Besprechung notiert (vgl. S. 412 f.). Andererseits existiert ein ähnlicher Übergangsstreifen von etwa derselben Dimension mit allen Zwischenstufen auch von Heuschartenkopfgneis zu dem bereits dunkleren, an Biotit (Chlorit) und Epidot reicheren Albitgneisen, die den Fahrweg im Habachtal 300 m N der Brücke 1107 in mehr schiefriger und phyllitischer Fazies queren und besonders schön über der Peiting-Hochalm entwickelt sind. Diese etwas dunkleren Schiefer und Gneise entsprechen mehr intermediären Tuffen und Tuffiten (s. S. 426 ff.).

Südlich von Bramberg, genauer gesagt im kleinen Steinbachtal unter 970 m Höhe und von dort bis zur Ortschaft Habach, aber auch im Schönbachtälchen tritt an Stelle des relativ stärker vergneisten „Heuschartenkopfgneises“ eine mehr schiefrige Fazies (Hammer 1937, Frasl 1953), die zuerst Ohnesorge treffend als „Porphyrmaterialschiefer“ bezeichnet hat. Diese Porphyrmaterialschiefer sind mit dem Habachphyllit auf die gleiche Weise verbunden wie der Heuschartenkopfgneis, indem auch sie stellenweise in ihn übergehen, öfters dunkelgraue phyllitische Flecken aufweisen und in manchen größeren Aufschlüssen mit dem Phyllit wechsellagern. Bei stärkerer Verschieferung ist ihre vulkanogene Herkunft im hellgrauen, phyllitisch aussehenden Handstück nur mehr schwer zu erkennen, während sich in den eher massig erhaltenen Partien die relativ kleinen, reliktilschen Feldspateinsprenglinge und seltener auch die Einsprenglingsquarze recht gut von der Grundmasse abheben.

\*) Auf der 1953 beigegebenen Kartentafel (VI) sind die Halbtöne der braunen Farbe allgemein und daher auch in der Gegend des Heuschartenkopfes zu kräftig ausgefallen, und täuschen daher an manchen Stellen die Eintragung eines Granitgneises (Schmidegg 1955) vor, während die blasser gehaltenen Halbtöne in Taf. VII eher meinen Intentionen entsprechen. — Als petrographische Bezeichnungen für den Heuschartenkopfgneis erscheinen mir nach dem derzeitigen Stand noch immer „Biotitporphyroidgneis“ (Hammer) sowie „Porphyrmaterialgneis“ bei weitergehenden Veränderungen infolge sedimentärer Umlagerung am geeignetsten.

Auf ein derartiges vulkanisches Ausgangsmaterial dürften auch die hellen, nur wenige *m* mächtigen und unscharf begrenzten, gneisartigen Lagen im Biotitporphyroblastenschiefer des obersten Felbertales, z. B. bei der Wegkehre unter P. 2124 beim Nassfeld zurückzuführen sein. Sie weisen zwar eine gewisse Ähnlichkeit mit den Porphyrmaterialschiefern des Steinbachtals auf, doch ist bei ihnen der Nachweis der Porphyroidnatur wegen der in diesem zentralen Gebiet allgemein stärkeren alpidischen Metamorphose nicht mehr ganz sicher zu erbringen (Frasl 1955). Cornelius hat hier in den Biotitporphyroblastenschiefern mehrere solche helle Lagen als „Aplitgneise“ in seine Manuskriptkarte eingetragen.

Während die Heuschartenkopfgneise und auch die Porphyrmaterialschiefer als Relikte sowohl saure Plagioklase als auch Kalifeldspate führen, sind die Feldspateinsprenglinge der als nächste angeführten, metamorphen, sauren Vulkanite entweder kaum gefüllte oder ganz ungefüllte Albite.

Davon sind wegen ihrer engen Beziehung zum Habachphyllit — in den sie z. T. unmittelbar in Form von recht geringmächtigen Lagen und Linsen eingelagert sind — in erster Linie die Porphyroidschiefer und -gneise des Keiles paläozoischer Gesteine im Norden des zwischen Stubach- und Kapruner-Tal gelegenen Kartengebietes zu nennen. Günstige Fundpunkte von besonders gut erkennbaren Porphyroiden liegen z. B. im Rattensbachtal bei der Gramesberger-Hochalm, dann im Mühlbachtal etwa auf der Höhe von P. 1241 und im Kammgebiet Mittagkogel—Große Arche (Frasl 1956, vgl. auch C. u. C. 1939, S. 215). Bei diesen z. T. auch stärker schiefrigen graulich- bis grünlichweißen Gesteinen stecken meist nur wenige, 1–3 *mm* große, idiomorphe Albite in einer sehr feinen Grundmasse, während zumeist keine Quarzeinsprenglinge vorhanden sind. Anstatt des ursprünglichen Biotits ist nun Chlorit in geringem Maß einsprenglingsartig entwickelt, und dazu tritt besonders in den schieferigeren Abarten viel sekundärer, feinschuppiger Hellglimmer. Diese Gesteine sind mit höchster Wahrscheinlichkeit epimetamorph gewordene Quarzkeratophyre. Dasselbe gilt auch für jenes inhomogene, mehr knollige bis flaserige Gestein, aus dem die mehrere Meter großen Bergsturzböcke ungefähr 200 *m* südlich P. 2411 im Dittelsbachkar bestehen, und bei dem *cm*- bis *dm*-große, fast weiße, unscharf abgegrenzte, gestreckte Schollen (mit porphyrischem Reliktgefüge und wenigen, hauptsächlich serizitgefüllten Albit-Einsprenglingen) in einer dunkler grünlichgrauen, schon eher schiefrigen, serizitreichen Basis schwimmen. Diese ist ebenso äußerst feinkörnig und führt relativ wenige, idiomorphe Albit-Relikte. Ich denke bei der Frage nach dem wahrscheinlichen Ausgangsmaterial wegen der völlig einheitlichen Beschaffenheit der Schollen an ein Agglomerat, welches kaum eine sedimentäre Wiederaufarbeitung durchgemacht haben dürfte.

Außer diesen noch verhältnismäßig leicht als Porphyroide erkennbaren Gesteinen gehören aber auch sicher umfangreichere, stärker schieferige und daher fürs erste schwerer deutbare Gesteinspartien hierher, die zwischen dem Kapruner und dem Rattensbachtal eine weit größere Verbreitung haben als die ersteren. Sie fanden bereits bei H. P. Cornelius eine ausführliche Beschreibung, und zwar im Kapitel über die „phyllitischen Glimmerschiefer“ der „Nordrahmenzone“ (C. u. C. 1939, S. 198 f.), die jedoch heute in der Hauptsache als ursprünglich vulkanogene Massen angesehen werden. Cornelius stellte sie damals zum „Altkristallin“, indem er die

Feldspatrelikte (Albite mit lockerer Hellglimmerfüllung) als „Relikte aus einer gröber kristallinen Vergangenheit“ ansah, doch erlaubt uns der morphologische Vergleich dieser bis 2 *mm* (selten 3 *mm*) großen idiomorphen Albite — die schon Cornelius selbst als einsprenglingsartig bezeichnete — mit Feldspateinsprenglingen in vielen unmetamorphen sauren Vulkaniten, auch die hiesigen Albite auf Grund ihrer Form und der speziellen Art der oft sehr komplizierten Verzwilligung eindeutig als Ergußgesteins-Einsprenglinge anzusprechen. Es gibt in diesem phyllitischen Glimmerschiefer auch sonst kein einziges Mineral, welches als Zeuge für eine „altkristalline“, das soll heißen höher metamorphe Vergangenheit in Frage käme, denn auch die *cm* großen, schachbrettalbitisierten Feldspate, die Cornelius beim Roßkopf im Kaprunertal in solchen serizitreichen Schiefnern fand (C. u. C. 1939, S. 200), haben noch die morphologischen Eigenschaften ursprünglich echt magmatischer Einsprenglinge (Frasl 1956, S. 34 f.). Somit kann man heute die recht weite Verbreitung der „phyllitischen Muskowitschiefer“, die Cornelius, anführte und die er auch z. T. auf der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See als „altkristalline Glimmerschiefer bis Phyllite“ — in allerdings recht wohlwollender Weise — zur Darstellung gebracht hat, als ungefähren Maßstab für die dortige Ausdehnung der sauren Vulkanite (insbesondere Tuffe) der Serie B = Habachserie in Anspruch nehmen. Die Fläche hat danach in den Bergen südlich von Kaprun und Niedernsill die Größenordnung von 10 × 1 *km*.

Ähnliche Albit-Porphyroide wie die leichter erkennbaren Typen zwischen Stubach- und Kaprunertal bilden auch am W-Hang des Felbertales geringmächtige Lagen, so z. B. bei der Haidbach-Grundalm und am N-Hang des Spielberg-Kogels (Frasl 1955). Vereinzelte Fallstücke desselben Materials habe ich auch noch am Fußsteig N der Tiefenbachklamm, also nahe dem Felbertaler Hintersee, auf etwa 1450 *m* Höhe gesehen.

Auffallend einheitlich aussehend und zwar sehr hell sind die zuerst von W. Hammer (1937) beschriebenen Porphyroide vom Sturmannseck auf etwa 1880 *m* Höhe. Sie wurden dort und gegen den Grund des Stubachtales hin von Hammer auf der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See eingetragen („Ps“ der Karte). Am zweitgenannten Fundort sind sie etwas massiger und zugleich einsprenglingsärmer ausgebildet. Die sehr einsprenglingsreiche Variätät des Sturmannsecks muß aber auch noch an einer Stelle im Felbertal anstehen, denn in dem über Schied bei P. 1025 herunterkommenden, steilen Gerinne liegen genau am angegebenen Punkt metergroße Blöcke davon herum.

Hammers Handstück- und Schlißbeschreibung des Porphyroids vom Sturmannseck (Hammer 1937, S. 106) kann nach Durchsicht seiner beiden Schliße und des eigenen Materials mit einer einzigen Änderung voll bestätigt werden: die vielen Plagioklas-einsprenglinge sind nämlich keine Andesine, sondern in allen Fällen nichtzonare Albite mit einer in jeder Richtung geringeren Lichtbrechung als Quarz und mit einer Auslöschungsschiefe von  $-16^{\circ} \perp MP$ . Daß dabei die rostig auswitternden Karbonatkörner besonders häufig in den Albiteinsprenglingen auftreten, ist eine Eigenschaft, die an die Beschreibung der einsprenglingsreichen Quarzkeratophyre bei H. Rosenbusch (Mikroskopische Physiographie, Bd. II., 1896, S. 708). erinnert. Es ist hier damit zu rechnen, daß die Festlegung des wahrscheinlich aus dem ursprünglichen Feldspatgebäude selbst ausgeschiedenen Ca in karbonatischer Form innerhalb der magmatischen Albite unmittelbar postmagmatisch (z. B. autometamorph) erfolgt ist, während die Tauernmetamorphose bei ursprünglichen Ca-Gehalt des Plagioklases erfahrungsgemäß eher zur Füllung mit Epidotmineralien führt. — Intensiv gefärbte Einsprenglinge von Biotit oder Chlorit

fehlen im Porphyroid vom Sturmmanneck wie auch an den beiden anderen Stellen, dagegen ist in dem schieferigen Albit-Quarz-Grundgewebe reichlich Serizit und in etwas geringerer Menge ein äußerst blaßgrüner, ebenso feinschuppiger Chlorit vorhanden. Der hohe Gehalt an Hellglimmer ist zwar nicht für einen Quarzkeratophyr charakteristisch, und doch dürfte ein solcher oder ein Tuff desselben am ehesten als Ausgangsmaterial in Frage kommen.

Eindeutig aus einem Quarzporphyr hervorgegangen ist des weiteren das hellgraue Porphyroid, welches in geringem Abstand von der Krimmler Trias 200 m S vom Schiedhof am Ostufer des Untersulzbaches durch einen frischen Anriß freigelegt ist (Frasl 1953 c, S. 178; 1954 b, S. 124 f.). Hier ist die Verbindung mit einem schwarzen Phyllit im zusammenhängenden Aufschluß zu sehen. Das porphyrische Gefüge ist da trotz der Verschieferung noch ausgezeichnet erhalten und die Feldspateinsprenglinge (hauptsächlich Kalifeldspate) wie auch die stark von magmatischen Korrosionsschläuchen durchsetzten Quarzeinsprenglinge sind in ihrer Form fast unversehrt geblieben. Soweit ich gesehen habe, ist das Gestein vom Schiedhof unter allen aus den mittleren Hohen Tauern bekannten sauren Vulkaniten seit der Effusion am wenigsten verändert worden.

Bei den im folgenden genannten, oft schon freiäugig sehr leicht als Porphyroide erkennbaren Gesteinen ist der Zusammenhang mit dem Habachphyllit kaum mehr oder garnicht mehr nachzuweisen gewesen und dementsprechend ist es unsicher, ob man sie noch zu der Habachserie rechnen darf, oder ob sie nicht doch eher zur permotriadischen Wustkogelserie gehören, obwohl ihr ursprünglich vulkanischer Charakter durch die gute Erhaltung porphyrischer Gefügerelikte sogar deutlicher ausgeprägt ist, als bei der von F. Karl (1951) beschriebenen und als wahrscheinlich permokarbonisch eingestuften lichtgrünen Arkose- und Porphyroidserie des Gerlostales. — Sehr deutlich ist schon mit freiem Auge der Unterschied zwischen den idiomorphen Feldspateinsprenglingen und der Grundmasse in einem Teil jener grünlichgrauen Porphyroiden zu sehen, die im Buchwald S von Neukirchen in dem Bächlein westlich P. 854 auf etwa 915 bis 960 m Höhe aufgeschlossen sind. Dort befinden sie sich eindeutig ganz knapp unter der Liegendgrenze der Dolomite der Krimmler Trias. Bei den in diesem Tälchen angetroffenen Porphyroiden überwiegt der Kalifeldspatgehalt über den Gehalt an sauren Plagioklasen, sodaß hier das Ausgangsmaterial unzweifelhaft ein Quarzporphyr und kein Quarzkeratophyr war.

Fraglich ist des weiteren auch die Serienzuweisung des im Kammprofil des Farnbichls 600 m Mächtigkeit erreichenden Porphyroidkeiles WKrimml, der dem Ostende des „Farnbichlkristallins“ auf der Karte Dietikers 1938 entspricht. Dessen Material wurde von Ohnesorge und Hammer als „Porphyrmaterialschiefer“ bezeichnet, während O. Schmidegg 1949 von „porphyrischen Arkosegneisen von gewöhnlich grauer Farbe“ spricht, in denen sich porphyroidartige grünliche Typen finden. Unter dem Mikroskop habe ich hier noch idiomorphe Feldspateinsprenglinge (Kalifeldspate und saure Plagioklase) sowie Quarz mit schönen Korrosionsschläuchen und -buchten in einer feinen, etwas verschieferten Grundmasse gesehen. Schmidegg gibt auch hier Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern an.

Schließlich ist noch ein weißes Quarz-Albit-Porphyroid zu erwähnen, welches trotz der strafferen Schieferung und der etwas stärkeren Metamorphose seine ursprüngliche Verwandtschaft mit jenem von Sturmmanneck nicht verleugnen kann (s. o.), nämlich auch dieselben rostig anwitternden

Ankerite und ebenso keine dunklen Bestandteile führt. Es steht an der S-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge etwa 100 m NE der Seekarscharte am S-Abfall des Kleefelder Kopfes an (Frasl 1953 c, S. 153), das ist im W-Teil der Knappenwandmulde zwischen Krimmler Achental und Obersulzbachtal auf über 2700 m Höhe. Auch hier sind die Korrosionsbuchten der Quarzeinsprenglinge in dem trotz der Verschieferung noch deutlich porphyrisch struierten Gestein noch eindeutig erkennbar. Als Feldspateinsprengling tritt ausschließlich praktisch ungefüllter, bis 2 mm großer Albit mit komplexer Verzwilligung auf, der durch eine Vielzahl von niedrig lichtbrechenden Poren wie bestäubt aussieht und zumeist Ankeritausecheidungen führt. Das zwischen NE und ENE streichende, rein vulkanische Material wurde damals nur etwa 100 m weit verfolgt; ein Zusammenhang mit einem schwarzen Phyllit ist jedoch nicht anzunehmen, da bisher rundum kilometerweit kein solcher gefunden wurde. — Dieses ebenso wie das vom Sturmmanseck (s. d.) wahrscheinlich aus einem Quarzkeratophyr entstandene Porphyroid ist aber nicht der einzige saure Effusivgesteinsabkömmling in der Knappenwandmulde. Ganz abgesehen davon, daß es auch an deren Ostende in der Nähe des Vierlochstadels porphyroidverdächtige Mulden-gesteine gibt, die noch nicht näher untersucht sind, wurden noch in der Nähe der eben genannten Seekarscharte — aber nicht in der streichenden Fortsetzung jenes Porphyroidzuges, sondern etwas südlicher — Gesteine gefunden, die hier anzuschließen sind (N P. 2711, E vom Kleefelder-Kopf). Die kleinen Feldspateinsprenglinge (kompliziert verzwilligte, sehr spärlich mit Klinozoisit gefüllte Albite; max. 2 mm) stecken in diesem Fall in einem recht wechselnd zusammengesetzten Quarz-Albit-Grundgewebe, in dem bei der Metamorphose Biotit, Hornblende, Granat und Zoisit gewachsen sind. Demnach dürfte das Ausgangsmaterial ein Tuffit gewesen sein. — Bei den Porphyroiden der Knappenwandmulde läßt sich vorläufig über ihr Alter nicht mehr aussagen, als das sie ganz bestimmt nicht ins Mesozoikum gehören.

### Die metamorphen intermediären Magmatite

liegen fast ausschließlich in Effusivform vor. Hierher gehören verschiedene graugrüne bis gelblich-braungrüne, phyllitische bis gneisartige Gesteine, die bisher im äußeren Habachtal und westlich daran anschließend meist unter der Bezeichnung Albit-Biotitepidotgesteine (Hammer 1935) oder Biotit-Epidot-Albit-Epigneise (Scharbert 1956), auch kurz als „Misch-gneise“ (Frasl 1949, 1953/c) beschrieben wurden, ohne daß dabei etwas Genaueres über die Herkunft ausgesagt wurde. H. P. Cornelius hatte im wesentlichen diese und etwas saurere Gesteine östlich des Stubachtales unter der Bezeichnung „Chloritfleckenschiefer“ zum Altkristallin gestellt (C. u. C. 1939, S. 200 f.).

Ein entscheidender Schritt zur Aufrollung der Frage nach dem Ausgangsmaterial gelang dann endlich 1955, als im Mühlbachtal in einem von diesen Albit-Biotitepidotgesteinen nicht nur ein gut erhaltenes porphyrisches Reliktgefüge erkannt wurde, sondern auch Ausfüllungen von runden Blasenhöhlräumen beobachtet werden konnten (Frasl 1956, S. 34). Damit war die ursprüngliche Effusivgesteinsnatur erstmalig sichergestellt, und es war dann auf Grund des Mengenverhältnisses der am Gesteinsaufbau wesentlich beteiligten Mineralien nicht schwer, auf eine intermediäre Zu-

sammensetzung zu schließen. — Die folgende Beschreibung des damaligen besten Teststückes soll eine ungefähre Vorstellung vom Ausgangsmaterial und dem heutigen Aussehen des aus diesem Vulkanit hervorgegangenen gelblichgrünen Schiefers vermitteln. Das Stück stammt aus dem mächtigen Albitbiotitepidotschiefer der Teufelsrinne im Mühlbachtal, und Ähnliches wird bei einiger Geduld auch gewiß noch am Bachschuttkegel 100 bis 200 m N der Brücke 1110, also direkt neben dem Talweg, zu finden sein.

Das Gefügerelikt bildete eine etwa 20 cm lange, nach allen Richtungen völlig unscharf abgegrenzte massigere, etwas hellere Schliere von etwa  $5 \times 10$  cm Querschnitt in einem viel deutlicher geschieferten, feinstkörnigen Albit-Epidotschiefer mit Chlorit und Biotit, wobei diese dunklen Minerale sowohl zu maximal 2 mm großen Flecken aggregiert, als auch im Albit-Epidot-Gewebe mehr oder minder fein verteilt sein können. Die Schliere selbst war allem Anschein nach nichts anderes als eine etwas widerstandsfähigere Partie in der stärker verschieferten Umgebung, denn die Mineralzusammensetzung ist in beiden Teilen prinzipiell die gleiche und nur der Erhaltungszustand der Reliktminerale und des Reliktgefüges ist als wesentlicher Unterschied anzusehen. Bei der härteren Schliere fallen schon bei der Beobachtung mit freiem Auge die Spaltflächen der bis 8 mm groß werdenden dicktafeligen Feldspate von ganz blaß grünlichgelber Farbe auf, die sich ansonsten kaum von der ebenso grünlichgelb getönten Umgebung mit ihren schärfer abgesetzten Glimmerflecken abheben. Bei genauer Betrachtung erkennt man noch zahlreiche scharf abgegrenzte, kreisrunder oder ovale, meist stecknadelkopfgröße Epidotanhäufungen von intensiv grünlichgelber Farbe. Deren Durchmesser kann aber auch bis 4 mm ansteigen, und noch größere, 8 mm Durchmesser erreichende rundliche Gebilde haben dann innen ein glasklares, farbloses Quarzkörneraggregat und außen nur mehr wenig oder gar keinen Epidot. Mandelförmige, weiße, grobspätige Kalzitanreicherungen sind in den mitgebrachten Bruchstücken bis zu 2 cm groß.

U. d. M. fällt sofort der Unterschied zwischen den großen Plagioklaseinsprenglingen (etwa 32% d. ganzen Vol.) und der Grundmasse (etwa 63%) auf, die hauptsächlich aus Albit (0,03 bis 0,01 mm), schätzungsweise 15% Epidot und ein wenig Quarz besteht. Die Epidotmenge war mikroskopisch nicht genauer erschließbar, weil die einzelnen Körner oft etwa 2- bis 4mal kleiner sind als die Schlifffdicke. Die Plagioklaseinsprenglinge sind nun Albite (Auslöschungsschiefe  $\perp$  MP =  $-15^\circ$ ) und haben eine sehr lockere Fülle von Hellglimmer und Epidot, die ganz danach aussieht, als wären die betreffenden Stoffe entlang von Spalten und Rissen erst sekundär in den Feldspat eingewandert und nicht vom ursprünglichen Stoffbestand des Feldspats abzuleiten. Auf jeden Fall sind die Einsprenglinge viel weniger mit Epidot gefüllt, als von diesen Mineralien in der Grundmasse steckt. Bei den großen Albiten ist eine recht grobe Lamellierung nach dem Albitgesetz, eine sehr feine und spärliche nach dem Periklingesetz und dann eine Verzwilligung nach dem Karlsbadergesetz zu erkennen. Die grünbraunen Biotitschuppen und grünen Chlorite, die beide etwa 1 mm Durchmesser erreichen, sind meist zu Nestern aggregiert, die den Verdacht erwecken, daß an dieser Stelle ursprünglich ein anderer Mafit (Pyroxen, Hornblende) als Einsprengling steckt. Ihnen hat die Verschieferung am meisten mitgespielt, sodaß man da kaum Formrelikte erkennen wird. Auch die Grundmasse hat ein merkliches Parallelgefüge aufgeprägt bekommen, doch die harten Feldspateinsprenglinge haben trotz manchen Bruchstellen, in denen sich Epidotkörnchen anhäufen, ihre idiomorphe Form behalten, und sie weisen auch keine deutliche Regelung auf. Bei den runden Blasenausfüllungen macht sich im Schriff die Deformation des Gesteins insofern bemerkbar, als ihre Ovaloide den längsten Durchmesser immer in derselben Richtung haben. Ihre Abplattung ist aber sicher nicht besonders groß, denn von kreisrunden Querschnitten angefangen findet man höchstens ovale Querschnitte, deren kleinster und größter Durchmesser zueinander wie 1:2 stehen. Diese Blasenform und auch eine



gewisse Regelung kann durchaus bei der Erstarrung der Schmelze entstanden sein. Die in der Grundmasse steckenden Blasenräume sind außen gut gerundet und scharf umgrenzt und heute meist von Epidot und Quarz erfüllt. Dabei nimmt der Quarz in der Regel jenen Hohlraum ein, den der Epidot — wenn überhaupt — bei seinem nach innen gerichteten Kristallwachstum im Kern frei gelassen hat. Nur selten beteiligt sich auch Chlorit an solchen Hohlräumen, während der Kalkspat — anscheinend entsprechend seiner korrosiven Kraft bei der Metamorphose — offenbar so manches andere verdrängt hat und sich nicht scharf auf Hohlraumformen beschränkt. Er ist mit etwa 1% an der Schlißfläche beteiligt. — Beim akzessorischen, eigengestaltigen Magnetit (0,2 mm) könnte die unversehrte Gestalt auch erst durch ein späteres Wachstum erklärt werden. Wenig Titanit und Apatit.

Zwei Tatsachen lassen sich daraus für die Bezeichnung des Ausgangsmaterials klar ableiten:

1. dieses war ein Vulkanit, eine zumindest oberflächennahe erstarrte Lava,

2. es muß ein intermediäres Gestein gewesen sein, denn dafür spricht einerseits die Armut an Quarz sowie das auch jetzt in metamorphem Zustand noch völlige Zurücktreten der hellen Glimmer und andererseits der relativ hohe Gehalt an dem Ca-Mineral Epidot, wenn auch in dieser härteren Partie der schieferholde Biotit und Chlorit nur in geringerem Maß auftritt.

Der Epidotgehalt tritt hier durch seine hellgrüne Farbe schon fürs freie Auge sehr auffällig in Erscheinung, sodaß man das Gestein äußerlich für außerordentlich epidotreich halten könnte. Trotzdem muß man sich dessen aber bewußt sein, daß in Wirklichkeit in den im nächsten Kapitel beschriebenen Gabbro- und Diabasabkömmlingen der Epidotgehalt außerhalb der ursprünglichen Mafite noch viel größer ist, ja daß man deshalb von den Plagioklasen im Schliff oft fast nichts mehr sieht, weil sie eben mit Epidotmineralien so sehr vollgestopft sind. Es tritt jedoch bei diesen ehemaligen Gabbros und Diabasen — wenn man von seltenen Fällen, wie z. B. bei der St.-Pöltner Hütte absieht — in der Regel ein fast farbloses Epidotmineral auf, das auch durch die geringe Doppelbrechung als extrem eisenarm ausgewiesen ist. Deshalb also sehen diese Ca-reichen Gesteine, trotz des an Stelle des ursprünglich basischen Plagioklases getretenen enormen Reichtums an Epidotmineralkörnchen längst nicht so epidotreich aus als ein Teil der tatsächlich bedeutend epidotärmeren, intermediären Gesteine, deren Epidot aber wie gesagt meist eisenreicher und daher intensiv gefärbt ist.

Eine genauere Benennung des Ausgangsmaterials halte ich im Falle dieser ehemaligen Lava von intermediärem Chemismus für etwas verfrüht. Außer einem Andesit könnte auch ein Gestein in Frage kommen, dessen Feldspat schon ursprünglich Ca-arm war, wie es beim Keratophyr der Fall ist, doch ist da die Wirkung der jungen Regionalmetamorphose als nicht völlig durchschaubar zu berücksichtigen, die auch nicht entscheiden läßt, ob nicht schon vorher eine variszische Metamorphose von ebenfalls geringer Stärke vorhanden war. Eine chemische Analyse wäre in diesem Falle besonders notwendig, weil sie wohl am ehesten auf den Chemismus des Ausgangsmaterials schließen ließe und damit eine genauere Benennung erlauben würde.

Seit dem Fund im Mühlbachtal wurden reliktsche Ergußgesteinsgefüge und unzweifelhafte Einsprenglingsfeldspate auch an anderen Stellen weiter im Osten wie auch im Westen (Untersulzbachtal, Habachtal) wiedergefunden, jedoch keine sicheren Blasenraumauffüllungen mehr, wenn man von

etwa mandelförmigen Kalkspatanreicherungen an manchen Orten ab-  
sieht. — F. Karl erwähnt neuerdings (1956 b) aus dem letztgenannten  
Gebiet auch — vorläufig noch ohne nähere Angaben — die Auffindung  
von Beweisen für die tuffogene Natur des Ausgangsmaterials (s. u.).

Dort, in der Habachmulde, habe ich schon anlässlich meiner Disser-  
tation 1949 eine ziemlich variable, z. T. mehr schieferige, z. T. eher gneis-  
artige, aber immer epidot- und biotitreichere Gesteinsgruppe ausgeschieden,  
die — wie sich dann 1955 herausstellte — in vielen Partien bis ins letzte  
Detail mit den intermediären Gesteinen beiderseits des Mühlbachtals  
übereinstimmt und die dementsprechend auch dort mit Sicherheit die Be-  
teiligung intermediärer Gesteine am sauren bis basischen Vulkanismus  
der Serie B bezeugt. Dieselben Gesteine waren dort zuerst von W. Ham-  
mer 1935 östlich des äußeren Habachtals näher als Albit-Biotit-epidotgesteine  
gekennzeichnet worden, und dann habe ich ihre Fortsetzung über das Habach-  
tal nach Westen verfolgt, wobei sie behelfsmäßig als Mischgneise bezeichnet  
wurden (Frasl 1949, 1953 c). F. Karl erwähnt dieselben als „Biotit-Chlorit-  
Epidotglimmerschiefer bis Schiefergneise“. Er sieht in ihnen — ohne sie  
direkt den intermediären Gesteinen gleichzustellen — ursprünglich tuffo-  
genes Material eines ophiolitischen Magmatismus. Eine ausführlichere  
Beschreibung von einer dieser (intermediären, möglicherweise auch tuffi-  
schen) Gesteinstypen aus dem Habachtal hat 1956 H. Scharbert ge-  
liefert, wobei dafür die Bezeichnungen „Floitit“ und „Biotit-Epidot-Albit-  
Epigneis“ angewandt wurden. Erst jüngst hat F. Karl einen 50—200 m  
mächtigen Streifen von entsprechenden Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefern  
bis Gneisen entlang der Südgrenze der Habachzunge quer über das  
ganze Habachtal von der Leckbachscharte bis ins Kesselkar verfolgt.

Daß nicht nur die zuerst beschriebenen intermediären Gesteine des  
Mühlbachtals und ihrer streichenden Fortsetzung nach Osten und Westen  
hin in die Habachserie gehören, wo sich die Zusammenhänge z. B. besonders  
schön im westlichen Dittelsbachkar verfolgen lassen (Frasl 1956), sieht man  
eindeutig bei den eben genannten intermediären Gesteinen von der Peiting-  
alm im Habachtal. Zwischen dem Habachphyllit und den im Süden direkt  
anschließenden Biotit-Albit-Epidotschiefern und -gneisen sind dort auf  
viele Meter hin die verschiedensten mehr oder minder phyllitisch aussehenden  
Übergangsformen entwickelt, und es dürfte wie im Fall des Heuscharten-  
kopfgneises auch hier ursprünglich ein Tuffit als Bindeglied zwischen dem  
Ton und dem praktisch reinen vulkanischen Material vorgelegen haben,  
wobei aber auch das rein vulkanische Material zumindest z. T. schon eine  
mehr oder minder weite und intensive sedimentäre Umlagerung mit den  
entsprechenden Veränderungen im Mineralbestand und im Gefüge mitge-  
macht haben dürfte. Der stellenweise Übergang der intermediären Gesteine  
in die ebenfalls vulkanogenen Heuschartenkopfgneise wurde schon vorher  
in Zusammenhang mit deren Beschreibung erwähnt, und überdies sind auch  
gegen die basischen Gesteine nicht immer scharfe Grenzen vorhanden.

In den intermediären Gesteinen der Habachmulde, und da wieder in  
erster Linie bei den schon mehr basischen unter ihnen, ist die Biotit-  
sprossung besonders auffällig. Während die immer sekundären, meist ein  
wenig verbogenen Biotite aber im allgemeinen nicht über 1—3 mm groß  
werden, erreichen sie an manchen Stellen (z. B. im Untersulzbachtal am  
Weg von der Jagdhütte 1630 m nach P. 1929, etwa 300 m vor diesem)

sogar 10 mm Durchmesser, und etwa 300 m NW der Feschwand im Habachtal fand ich in Blöcken völlig unversehrte Querbiotite von maximal 7 mm Durchmesser. Der Biotit ist damit ein guter Gradmesser für die Intensität der metamorphen Umwandlung des magmatisch-sedimentären Ausgangsmaterials. Zwischen dem Stubach- und Kaprunertal ist der Biotit in den paläozoischen intermediären Gesteinen weniger auffällig und bleibt meist unter 1 mm Größe. Biotitprossung ist zwar auch noch in den begleitenden basischen Gesteinen zu beobachten, aber im Durchschnitt in geringerem Maße als bei den intermediären, was ja doch darauf zurückzuführen sein dürfte, daß der schon primär höhere oder geringere Kaligehalt in den meisten Fällen eher für den heutigen Biotitgehalt ausschlaggebend war als eine Kalizufuhr, als deren Urheber früher oft der jeweils nächstgelegene Zentralgneis angesehen wurde.

Intermediäre Gesteine, wahrscheinlich anfangs z. T. in Form von Tuffen und Tuffiten, bilden in ganz ähnlicher, nur etwas stärker metamorpher Ausbildung auch gewisse Lagen in der Granatspitzhülle, z. B. in der Schnee-grube E des Felbertaler Hintersees, und in jenen von H. P. Cornelius beschriebenen „Schiefern mit Biotitporphyroblasten“ im inneren Stubachtal, von denen er amphibolitische Herkunft annahm (C. u. C. 1939, S. 39 bis 41). An beiden Orten sind diese heller grünen, biotitführenden Gesteine in durchaus vergleichbarer Weise mit (hier ebenfalls biotitführenden) schwarzen Schiefren verknüpft, wie in der Habachmulde zwischen Habach- und Untersulzbachtal und wie auch im Gebiet beiderseits des Mühlbachtals (Frasl 1955).

Die Trennung der intermediären von den sauren ehemaligen Vulkaniten ist nach dem Mineralbestand und dementsprechend nach der dunkleren Farbe der erstgenannten schon im Gelände mit hinreichender Sicherheit durchzuführen. Dagegen ist die Abgrenzung der intermediären von den basischen, nun metamorphen Vulkaniten bei der Kartierung wesentlich schwieriger.

Eine genaue Untersuchung der metamorphen intermediären Gesteine wäre für weitere stratigraphische und fazielle Vergleiche ebenso von großem Wert wie auch prinzipiell für die Charakterisierung der Auswirkungen der relativ schwachen Regionalmetamorphose auf solche intermediäre Gesteine. Bei diesen Albit-Biotit-Epidot-Schiefern und -Gneisen ist also noch ein weiteres Feld für petrogenetische Studien offen, so auch die Frage, ob hierbei als Ausgangsmaterial nicht etwa neben intermediären Gesteinen der normalen Liparit-Andesit-Basalt-Reihe auch noch Keratophyre eine größere Rolle gespielt haben. Vorläufig aber können wir uns mit der Gewißheit zufriedengeben, daß zur Serie B = Habachserie überhaupt und sogar in beachtlichem Umfang Gesteine gehören, deren Entstehung mit einem Vulkanismus von intermediärem Charakter zusammenhängt.

Die Existenz von ehemaligen Plutoniten von intermediärem Charakter ist bisher — wenn man von den meist zu den Zentralgneisen gerechneten tonalitischen Gesteinen absieht — in den mittleren Hohen Tauern nicht beachtet worden und dürfte auch nur in einem Fall gegeben sein. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, daß die schon 1935 (S. 13) von W. Hammer erwähnten und an die Gabbroamphibolite anschließenden etwas helleren Gesteine oberhalb der Achselalm im Hollersbachtal ursprünglich Diorite und möglicherweise z. T. auch Monzonite waren. Hammer

beschrieb sie als eine feldspatreichere, kleinkörnigere, geflaserte Abart des Gabbroamphibolites und erkannte den „floititischen“ Mineralbestand (relativ wenig Biotit, Epidot, Plagioklas; dazu serizitische Pseudomorphosen eines fraglichen, gedrunge gebauten Minerals). Aus einem Schliff Hammers sowie aus zwei eigenen von diesem Gestein (aus dem Traugottstollen und etwas über der Achselalpe entnommen) geht außerdem hervor, daß auch etwas Quarz und Schachbrettalbit sowie grüne Hornblende in dem Mineralbestand dieses Gesteines eintreten können. Die sauren Plagioklase sind weniger mit Epidot gefüllt als im Normalfall der Gabbroamphibolite, waren also wahrscheinlich von Anfang an etwas saurer. Während ich jedoch bis 1953 daran gedacht habe, daß diese eigenartige Mineralkombination durch eine partielle chemische Beeinflussung des Amphibolites (Gabbros) erst in Verbindung mit der Entstehung des nahen Zentralgneises der Habachzunge zustande kam, bin ich nunmehr auf Grund der Erfahrungen über die sonst geringen chemischen Veränderungen in der Peripherie dieses Zentralgneiskörpers eher der Meinung, daß hier schon von vornherein ein intermediäres Differenzial vorlag. Es hat auch trotz des größeren Kornes auf Grund des Mineralbestandes eine unverkennbare Ähnlichkeit mit den intermediären Effusivgesteinsderivaten, die wir oben vom nahen Nordrand der Habachzunge beiderseits des Habachtales beschrieben haben.

— — —

Einige grobe pyroklastische Gesteine sind am ehesten hier anzuschließen, obwohl sie manchmal auch mehr nach der sauren oder der basischen Seite hin tendieren. F. Karl und O. Schmidegg haben schon mehrmals auf grobklastische Anteile in den Grüngesteinen in der Hochregion um den Kl. Fühnagl zwischen Habach- und Untersulzbachtal hingewiesen, die sie als Agglomerate bezeichnen, ohne jedoch nähere Fundorte anzugeben (z. B. Karl 1954). H. Scharbert erwähnt dergleichen auch von den „Nordabstürzen des Blattackkopfes“ (1954c).

Tatsächlich ist auch mir eine derartige unsortierte, grobklastische Gesteinsausbildung mit bis zu 1,5 m Durchmesser der größten eingelagerten Blöcke bekannt, nämlich SW des Kl. Fühnagl bei P. 2323 (Frasl 1949). Die Blöcke haben dort z. T. einen völlig kreisförmigen Querschnitt und sind auch sonst ganz allgemein gut gerundet, dagegen sind die Fragmente von wenigen cm Größe und darunter eher eckig. Die Blöcke haben verschiedenartige Zusammensetzung; manchmal sind es ophitisch struierte, ungeschieferte Metabasite mit dichter Epidotfüllung in den Albitleisten, dann wieder z. B. weißliche oder gelbliche äußerst feinkörnige Gesteinstrümmer, die immer sehr epidotreich sind, oder aber Porphyrite und Gesteinstypen, die sich von den metamorphen intermediären bis basischen Effusiven zwischen den verschiedenen groben Einstreuungen und sonst in der Umgebung kaum als heller oder dunkler abheben. Weitere schöne pyroklastische Konglomerate oder Breccien — die Ausgangsform der Fragmente ist hierbei wegen der linsenförmigen Ausquetschung oft nicht sicherzustellen — treten etwa 350 m ENE des Heuschartenkopfes auf. Ihr Bindemittel entspricht in der Mengenzusammensetzung der Mineralien recht gut einem intermediären Vulkanit und die mehrere cm großen Einstreuungen vulkanischen Materials sind z. T. heller und z. T. dunkler (mehr

grün) als dieses Bindemittel. Im Schliff hat sich eines der Gerölle als ungeschieferter aber metamorph gewordener, felsitischer Quarzporphyr oder Quarzkeratophyr bestimmen lassen.

Eine Ähnlichkeit oder nähere Verwandtschaft der groben, vorwiegend pyroklastischen Gesteine aus der Habachmulde mit jenen Konglomeraten, die immer wieder (von Hammer 1936, Schmidegg 1949 und 1951, Thiele, Sander und Karl 1956c) von der Pasteinalm im innersten Schönachtal (südliches Gerlosgebiet) beschrieben oder erwähnt wurden, besteht nicht. F. Karl hat letztere mit dem oberkarbonen Nösslacher Konglomerat sowie mit dem Gainfeldkonglomerat der nördlichen Grauwackenzone und einigen permokarbonischen Konglomeraten der Westalpen parallelisiert. Diese Parallelisierung kann also auf die oben angeführten pyroklastischen Gesteine aus der Habachserie der Habachmulde nicht ausgedehnt werden, sodaß deren genaueres Alter weiterhin fraglich ist.

Grobe pyroklastische Gesteine von genau derselben Art, wie sie auch zwischen Heuschartenkopf und Peitingalm vorkommen, treten auch weiter im Osten auf, z. B. im Mühlbachtal (Frasl 1955) bei der Seppinger-Grundalm, wobei die dunkler grünen, stark linsenförmig ausgewalzten Fragmente ebenso mehrere *cm* Größe erreichen. Ein den vorigen Fällen entsprechendes, ebenso grobklastisches und zugleich vorwiegend vulkanogenes Ausgangsmaterial liegt in etwas stärker metamorphen Zustand auch in der Granatspitzhülle vor, und zwar wurde es da zuerst am Touristenweg unter der Schneegrube, E vom Felbertaler Hintersee, erkannt (Frasl 1955). Dieselbe Herkunft dürfte recht wahrscheinlich auch für ein von H. P. Cornelius als grüne „Schiefer mit Biotitporphyroblasten“ beschriebenes Gestein der Granatspitzhülle aus dem Wurfbachgebiet (Stubachtal) gelten (C. u. C. 1930, S. 41 und 43). Es waren dies offenbar geringmächtige grobe Einstreuungen im überwiegend feineren, vulkanogenen Material.

### Die Metabasite

überwiegen an Menge bei weiten über die metamorphen Gesteine der beiden vorgenannten saureren Gruppen, ja sie sind in den mittleren Hohen Tauern wohl die häufigsten Gesteine der Habachserie überhaupt.

Von feinschieferigen Grünschiefern und seltenen Grüngesteinen, die man am ehesten von ungeschiefertem Basaltströmen ableiten möchte (Hollersbachtal), über Prasinite und über Amphibolite mit z. T. noch ophitischem Reliktgefüge bis zu teilweise sehr groben Gabbroamphiboliten gibt es eine Vielzahl von Varianten in gefüglicher Hinsicht und nach der Menge und Ausbildung der einzelnen Gemengteile. Zu den primär verschiedenen Eigenschaften treten dabei ja noch die örtlich sehr ungleichen Auswirkungen mindestens einer Regionalmetamorphose.

Es gibt im ganzen Verbreitungsgebiet wahrscheinlich etwa dieselbe enge genetische und damit auch zeitliche Verknüpfung von vulkanischen Ergüssen und der wahrscheinlich damit zusammenhängenden Tuff- und Tuffitbildung mit den tiefer gelegenen diabasischen und gabbroiden Intrusivmassen, wie sie für das sehr bedeutende Verbreitungsgebiet von Metabasiten S der Habachzunge von F. Karl angenommen wird (Karl 1956,

S. 51). Jedenfalls haben sich feine und grobkörnige basische Gesteine z. B. im Hollersbachtal gegenseitig gangförmig durchdrungen, wodurch die genetische Zusammengehörigkeit der beiden Erscheinungsformen erwiesen ist. Karl spricht nur von submarinen Ergüssen, doch möchte ich das nicht gleich verallgemeinern. Schließlich sind einerseits trotz oft guter Erhaltung von Gefügerelikten überhaupt noch keine Kissenlaven oder Variolite oder Spilite aus diesem Bereich beschrieben worden und andererseits ist bei den damit zusammenhängenden sauren vulkanischen Gesteinen ja auch nicht nur ein großer Tuff- oder Tuffitanteil anzunehmen, sondern auch die Bildung von Arkosen, also auch von Land- oder Küstenbildungen.

Zur Habachserie wurden auf der Karte ohne große Bedenken alle jene grob- oder feinkörnigen Metabasite gestellt, bei denen schon allein durch die enge verbandsmäßige Zusammengehörigkeit mit den saureren ehemaligen Vulkaniten ein Hinweis auf das vormesozoische Alter gegeben ist, aber auch alle Metabasite, die sonst noch innerhalb jener räumlich geschlossenen Serie liegen, deren Schwarzphyllite immer wieder durch Porphyroide und Graphitquarzite (Lydite) als vormesozoisch gekennzeichnet sind.

Beides gilt z. B. für die bisher am besten beschriebenen normalen Metabasite aus der Granatspitzhülle des Glocknergebietes (C. u. C. 1939, S. 35 ff., 53 ff.) \*), sodaß wir uns hier unter Hinweis auf die dortige vortreffliche Darstellung die nähere Charakterisierung der Amphibolite, Prasinite, Grünschiefer und „Chloritphyllite“ für die vorliegende Zielsetzung einer Seriengliederung ersparen können. Cornelius hat auch dort durch die Auffindung von vereinzelt Gefügerelikten im Schlift die Ableitung aus gabbroidem oder grobdibaschem Ausgangsmaterial belegen können, (I. c., S. 36, 55) und es besteht — diese Erfahrung möchte ich hier gleich einflechten — im Bereich der Granatspitzhülle wie darüber hinaus auch im ganzen Verbreitungsgebiet der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern kein Grund, bei den verschiedenen Grüngesteinen eine wesentliche Beteiligung von Paragesteinen anzunehmen. Sie sind alle im wesentlichen magmatogen.

Die mächtigen Amphibolite der Granatspitzhülle wurden von Cornelius und Clar (1939, S. 271 f.) versuchsweise zum Altkristallin gestellt, die Prasinite ins wahrscheinlich vorvariszische Paläozoikum. Nach dem heutigen Überblick über den im NW bis an die Salzach reichenden, serienmäßig völlig entsprechenden Schieferhüllenbereich kann aber als viel wahrscheinlicher angenommen werden, daß auch hier die Amphibolite niemals ein altkristallines Stadium durchschritten haben. So gut entsprechen sie nämlich den Gabbro- und Diabasamphiboliten, die in großer Menge im nördlichen Felbertal und besonders im Hollersbachtal entwickelt sind (s. u.) und keinerlei Anzeichen einer höheren altkristallinen Metamorphose vom Typus der Muralpen oder der Schobergruppe besitzen, sondern ebenso wie die die damit verbundenen Phyllite niemals eine Metamorphose von einer solchen Intensität erlitten haben, daß sie z. B. grobe „muride“ Granatglimmerschiefer hätte erzeugen können. In der Granatspitzhülle des Stubachtals ist zwar die (alpidische) Metamorphose auch beim Phyllit

\*) Jene ganz geringmächtigen Grüngesteinsbänder, die an der Hangendgrenze der Granatspitzhülle in der Nähe der deckenscheidenden Kalkglimmerschiefer liegen, sind jedoch davon wahrscheinlich auszuschließen und wurden auch bereits auf S 377 als am ehesten der Bündnerschiefer-Serie zugehörig erwähnt.

etwas größer gewesen als nahe der Salzach, sodaß in ihm z. B. Biotitporphyroblasten gesproßt sind. Aber über die dafür notwendigen, relativ geringen Druck- und Temperaturbeeinflussungen ist auch die Metamorphose des Amphibolits sichtlich niemals hinausgegangen.

Wenden wir uns demnach gleich den Metabasiten im nächsthöheren tektonischen Komplex zu, der von Cornelius und Clar die Bezeichnung „Riffeldecken“ erhalten hat, der aber noch so weit nach W und N reicht, daß in ihm einerseits die Venediger-Zentralgneise und die Zentralgneise der Habachzunge stecken und daß er bei Mittersill und Hollersbach bis an die Salzach reicht, wobei er nach NE hin mit Teilen der ehemaligen „Nordrahmenzone“ zusammenhängt. Dieser Komplex ist mit zunehmender Nähe an das heutige Salzachtal weniger metamorph überprägt, sodaß dort auch am ehesten das vormetamorphe Ausgangsmaterial der Metabasite erkannt werden kann. So ist im N z. B. das reliktsche magmatische Gefüge nicht nur in vereinzelt Schriffen zu entdecken gewesen, wie wir oben von den Amphiboliten der Granatspitzhülle zitieren konnten, sondern z. B. das ophitische Gefüge ist in verschiedenen Fällen schon dem freien Auge erkennbar erhalten geblieben. In gar nicht bis schwach schiefrig überprägter Form habe ich das ophitische Reliktgefüge z. B. in Metadiabasen von folgenden Stellen gefunden:

SE Uttendorf am markierten Viehtriebweg zur Seetalalm und Lehnbergalm und weiter zur Lärchwand mehrmals in einem schmalen, im Habachphyllit gelegenen Metabaszug (unmittelbar am westl. Kartenrand von Blatt 123/3 in 1430 m Höhe; in der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See als Gabbroamphibolit eingetragen).

SE Mittersill: mehrmals am W-Ende des Metabaszuges der in der eben genannten Karte nur wenig über der Talebene der Salzach bei Felben ebenfalls als Gabbroamphibolit ausgeschieden ist (Frasl 1955).

In mehreren Blöcken des Hollersbaches unmittelbar unter dem Staudamm am Talausgang.

In Blöcken des Scharnbaches (Hollersbachtal), beim Steg auf 1257 m Höhe.

In Form von Geröllen und Blöcken innerhalb der metamorphen pyroklastischen Gesteine W des Fühnaglkopfes (Untersulzbachtal; s. S. 431). Dort war in den Plagioklasrelikten 60—80% des Raumes durch Klinozoisit ersetzt.

In all diesen Fällen gehören die Gesteine zweifellos der Habachserie an und haben sehr dicht mit besonders eisenarmen Epidotmineralien gefüllte reliktsche Plagioklase, die somit auf einen An-reichen Ausgangsplagioklas schließen lassen. Diese ophitischen Gesteine waren also eindeutig normale Diabase und kein splitisiertes Material, zum Unterschied von dem grob ophitischen Albit-Stilpnomelan-Diabas vom Wolfbachtal, welcher den Ophioliten der Bündnerschiefer-Serie anzuschließen ist (s. S. 380 f.).

Über einen „fast ophitischen Amphibolit“ mit vielen Relikten von Andesin-Labrador aus der Knappenwandmulde (Neuberg, Untersulzbachtal) berichtete H. Scharbert (1954a). Obwohl sich die Gesteinsserie der Knappenwandmulde nicht ganz mit jener der Habachmulde, also der typischen Zusammensetzung der Habachserie deckt, wird man dieses Gestein doch am besten in diesem Zusammenhang erwähnen; jedenfalls sind keine Anzeichen vorhanden, die eine Zuweisung zum Mesozoikum



rechtfertigen würden, und es ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Krimmler Gneiswalze (Frasl 1953c) auch anzunehmen, daß der ganze Inhalt der Knappenwandmulde jedenfalls vormesozoisch, wenn nicht vor-oberkarbonisch ist.

An anderen Stellen innerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Habachserie habe ich auch porphyrisches Gefüge bei manchen sonst vorwiegend feiner körnigen Metabasiten mit freiem Auge erkannt, so z. B. in der Habachmulde beim Kl. Fühnaglkopf und zweitens völlig unverschiefert in großen Blöcken, die im Habachtal gleich außerhalb der Kramer-Alm auf 1140 *m* Höhe dem Schutt der Höhenrinne oder ihrer unbenannten seitlichen Zubringer angehören. Letzteres ist ein dunkelgrüngraues Gestein mit maximal 12 *mm* großen, schmalen, oft gekreuzten Feldspatleisten, die sehr dicht mit äußerst eisenarmen Epidotmineral-körnchen gefüllt sind. Die Hornblendeeinsprenglinge sind bis 4 *mm* groß und grün (pseudomorph nach Pyroxen?). Das Gestein sieht äußerlich manchen bekannten Labradorporphyriten recht ähnlich und hat entlang einzelner Störungsflächen haufenweise Biotitporphyroblasten entwickelt. Ein drittes Gebiet, in dem man das porphyrische Reliktgefüge — das im Zusammenhang mit dem speziellen Mineralbestand auf die ursprüngliche Anwesenheit von Diabasporyhyriten hindeutet — öfters findet, ist das Lützelstubbachtal (Guggernbach der Karte 1:25.000), eine westliche Abzweigung des Stubbachtales (bei P. 1541, oberhalb der Wiedrechtshausener Alm). Noch weiter östlich ist das entsprechende Material trotz stärker verschieferter Ausbildung noch sehr gut zu erkennen, und zwar im Dittelsbachtal, einem kleinen Seitentälchen der Salzach westlich des Kapruner Tales (Dittelsbach, E P. 2111 in engster Verbindung mit verschiedenen sauren Effusivmaterialschiefen und mit Habachphyllit). Dort sind in einer dunkelgrünen Grundmasse z. B. noch 4 *mm* große idiomorphe Plagioklasrelikte (gefüllt) sowie Chlorit-Hornblende-Pseudomorphosen nach Pyroxen (?) von mehr als 1 *cm* Größe eingebettet.

Welche basischen Ausgangsgesteine sich in denjenigen feinkristallinen Grünschiefern und Prasiniten verbergen, die kein freitäugig erkennbares Reliktgefüge aufweisen, aber in großen Massen mit den bereits als reliktführend genannten Gesteinen zusammen einen wesentlichen Teil der Habachserie besonders in der Nähe des Salzachtales ausmachen (wie z. B. die Eintragung der „Chloritschiefer und Hornblendeschiefer“ in der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell am See im Felber- und Hollersbachtal zeigt), kann noch nicht überblickt werden. Es liegen über diese Gesteine, die man wegen des höheren Alters zwangsläufig von den Grünschiefern und Prasiniten der Bündnerschiefer-Serie trennen muß und die auch zumeist etwas anders als diese aussehen, noch keine genaueren petrographischen Untersuchungen vor. Es ist wohl damit zu rechnen, daß sich darin neben Tuffen und Tuffiten auch ursprünglich splitische Gesteine verbergen; manche Blöcke vom Ausgang des Hollersbachtals — wo man sich am leichtesten eine Übersicht auf Grund des frischen Materials holen kann — sehen aber eher so aus, als wäre ein Basalt nur ganz wenig geschiefert und metamorph geworden.

Keinesfalls ist bei den Gabbroamphiboliten mit einer Splitisierung zu rechnen, und es wurden auch tatsächlich von den verschiedensten Autoren

(Cornelius, Hammer, Leitmeier, Frasl) und von den verschiedensten Teilgebieten im allgemeinen stark mit Epidotmineralien gefüllte — also vormetamorph Ca-reiche — Reliktfeldspate beobachtet, soweit solche Relikte überhaupt noch erhalten waren, was z. B. in dem von Cornelius und Clar 1939 beschriebenen Gebiet des Stubach- und Dorfertaales unvergleichlich seltener vorkommt als im Norden z. B. im nördlichen Hollersbach- und Habachtal.

Von dort stammt auch Leitmeiers Beschreibung (1937, S. 279 ff.) von Amphiboliten aus der Gegend der Smaragdlagerstätte, an der SE-Seite der Habachzunge. Bei einem dieser — wie auch anderenorts oft — biotitführenden Amphibolite wird sogar über das ausnahmsweise Auftreten eines basischen, „Labrador-nahen“ Plagioklases berichtet (Maier-Alpe, Habachtal), während auch dort normalerweise eine dichte Füllung der Plagioklase durch ein Mineral der Epidotgruppe vorliegt. — Eine weitere kurze Charakteristik eines hier üblichen Gabbroamphibolits hat W. Hammer (1935, S. 13) von der Achselalm gegeben. — Besonders grobe Gabbroamphibolite sind mir einesteils in großen Mengen in der Schneegrube NE der Leckbachscharte (oberstes Scharnbachtal, Hollersbachtal, W) aufgefallen, anderenteils in viel geringeren Mengen im Metabasitkeil W der Kramer-Alm im Habachtal N der Habachzunge. Am letztgenannten Fundpunkt erreichen die gedrunge gebauten und etwas verquälten grünen Hornblenden (wahrscheinlich pseudomorph nach Pyroxen) sogar 60 mm-Größe, während die dazwischen liegenden schmutzigweißen Felder höchstens halb so groß sind. Diese werden von Plagioklasen eingenommen, die in ihren Umrissen noch gut erhalten sind, aber so dicht mit sehr eisenarmen oder eisenfreien Epidotmineralkörnchen gefüllt sind, daß man den dazwischen befindlichen sauren Plagioklas mit undeutlicher grober Zwillingslamellierung kaum mehr näher bestimmen kann. — Eine gute Vorstellung von der bunten Abfolge der Metabasite im Habachtal und von deren Werdegang vermittelt die kurze Darstellung von F. Karl (1956 b).

Ähnlich grobe und kaum eine Regelung aufweisende Gabbroamphibolite sind z. B. auch noch SW der St. Pöltener-Hütte zu erkennen, aber wieviel stärkere chemische Veränderungen haben doch diese Gesteine da in der Nähe des Hauptkammes in den bestehenden Kristallgebäuden und bei den feineren Neukristallisaten mitgemacht! Bei manchen ist es dann in der Nähe des Granatspitzkernes kaum mehr oder gar nicht mehr möglich, zu entscheiden, ob sie noch gabbroide Gesteine der Habachserie sind, die erst alpidisch (und vielleicht auch schon im Paläozoikum, aber auch dann nur schwach) metamorphisiert worden sind, oder ob sie nicht doch eher zu den Amphiboliten des Altkristallins gestellt werden sollten, die zuerst noch höher metamorph waren, also etwa der Amphibolitfazies im Sinne von Eskola angehört haben. Vor dieser Frage steht man manchmal z. B. bei den Amphiboliten um den Hintersee des Felbertales, die schon zum Großteil der Granatspitzhülle zuzurechnen sind, und ebenso beim Aderspitz S des Granatspitzkernes (Cornelius 1942 e, Benedict 1952, G. Fuchs 1956). Beim letztgenannten Amphibolit tritt außerdem bereits die Injektion sauren Materials in Erscheinung, die für einen Teil der Metabasite der Riffeldecken, z. B. besonders jener im Bereich der Großglocknerkarte, charakteristisch ist. Cornelius und Clar haben von dort die Amphibolite und Prasinite sowie die lagenweise injizierten Prasinite schon aus-

fürlich beschrieben (1939, S. 72—83) \*) und „mehr gefühlsmäßig“ zum damals noch voraläozoisch gedachten „Altkristallin“ gestellt (1939, S. 271 f.). An der Vorstellung, daß diese Grüngesteine der Riffdecken im Gebiet der Glocknerkarte jedenfalls vormesozoisch sind, wird kaum zu rütteln sein, ob sie jedoch nach der hier gebrauchten Einteilung alle oder z. T. zur Serie A oder B gehören, das läßt sich vorderhand noch nicht mit Bestimmtheit entscheiden. Diese Frage hängt auch mit dem Alter der nachherigen örtlichen Injektion zusammen, und diese kann da meiner Ansicht nach bis ins Oberkarbon hinaufgehen, aber auch z. T. oder ganz kaledonisch oder noch älter sein. Hier ist noch etliches für künftige Bearbeitungen offen, aber es will mir auf Grund meines Einblickes besonders in die Situation des z. T. geringer metamorphen Gebietes zwischen Felber- und Stubachtal scheinen, daß dort wie im Glocknergebiet im wesentlichen doch die Metabasite der Serie B (= Habachserie) injiziert wurden.

Wie viele von allen Grüngesteinen, die Cornelius in der Nordrahmenzone gefunden und beschrieben hat, nun tatsächlich zur Habachserie zu stellen sind, sieht man beim Vergleich von Tafel XXV mit seinen Karten. Es sind das alle Grünschiefer und Prasinite, die mit sauren metamorphen Effusivgesteinen und den lyditführenden Habachphylliten in einem geschlossenen Zug zusammenhängen. Dazu gehören auf jeden Fall die von Cornelius beschriebenen und ihm als aberrant aufgefallenen Prasinite von der Moser-Alm und vom Flachbichl (beide SE Uttendorf; C. u. C. 1939, S. 220 f.), ebenso die Prasinite von der Stangerhöhe und P. 2344 (I. c., S. 220) und hauptsächlich die meisten „Grünschiefer“ (I. c., S. 201 f.), die er damals zum Altkristallin stellte, nicht aber die Grüngesteine von Wiedrechts- hausen (I. c., 203 ff.), die wirklich zur altkristallinen Serie A gehören.

Mit der Randbemerkung, daß in der Granatspitzhülle auch hornblendische Amphibolite und dunkle Hornblendeschiefer in größeren Partien vorkommen, die bereits Cornelius in den meisten Fällen gekannt hat, kann die Aufzählung der Grüngesteine der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern abgeschlossen werden.

Wahrscheinlich ließe sich bei chemischen Untersuchungen herausarbeiten, daß zwischen den basischen Gesteinen der Habachserie und jenen der Bündnerschiefer-Serie schon primär ein deutlicher chemischer Unterschied bestand, der — wenn man von Konvergenzerscheinungen absieht — sich heute in einem fast generellen, aber bisher noch nicht exakt faßbaren Farbunterschied ausdrückt, obwohl bei beiden im wesentlichen dieselben Hauptkomponenten auftreten: Chlorit, Hornblende, Albit, Epidot, eventuell Biotit. Es ist auch anzunehmen, daß man auf feinere Unterschiede z. B. bei den Chloriten und Epidotmineralien achten muß, wenn man hier auf Gesetzmäßigkeiten kommen will, die schließlich in Fragen der Serienzugehörigkeit bei Zweifelsfällen der Kartierung weiterhelfen könnten. Wesentlich wird aber immer für den rascheren Fortschritt bei der Erforschung des Ausgangszustandes sein, daß man bei den am schwächsten metamorphen Gliedern der Serie mit der Untersuchung beginnt und nicht im Injektionsbereich der Zentralgneisungen oder aber in der Nähe des Hauptkammes im Starkwirkungsbereich alpiner Metamorphose.

\*) Hiervon müssen wir aber die auf S. 377 wegen ihrer Verbindung mit Kalkglimmerschiefern bei der Serie E (= Bündnerschieferserie) genannten kleinen Gesteinsbänder und -linsen wahrscheinlich ausnehmen.

Es erscheint mir noch die Tatsache der Hervorhebung wert, daß in den alten basischen Gesteinen viel häufiger das ursprüngliche Gefüge erhalten geblieben ist als in den basischen Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie. Bei den erstgenannten sieht man z. B. im nördlichen Hollersbachtal wie auch bei der Feschwand im Habachtal manchmal sogar die Quergriffe von feineren und gröber körnigen basischen Gängen in die ebenfalls basische Umgebung. Nach längeren Vergleichen kam ich zu der Vorstellung, daß dieser Unterschied in der Erhaltung beider Ophiolitgenerationen darin begründet ist, daß die älteren Gesteinsserien (A, B) als ganze vor der alpidischen Metamorphose schon besser verfestigt waren und daher der alpidischen Verschieferung eher trotzen konnten, als die noch jungen und daher in vielen Teilen weicheren nachtriadischen Gesteinsmassen. Andererseits ist auch anzunehmen, daß schon primär gewisse Unterschiede in der Erscheinungsform beider Ophiolitgruppen vorlagen, vielleicht ein größerer Anteil an Tuffen oder noch eher eine durchgreifendere Spilitisierung (Autometasomatose) mit der damit verbundenen Bildung des schieferholden Chlorits bei den jungen, im Durchschnitt jetzt mehr schieferig entwickelten basischen Gesteinen\*), während bei ihnen ursprünglich grobe Gabbros — im Gegensatz zum massenhaften Vorkommen von Gabbroamphiboliten in der Habachserie — nur ganz ausnahmsweise zur Ausbildung gekommen waren.

### Serpentin, Peridotit, Pyroxenit

Gegenüber den zur Serie E (= Bündnerschiefer-Serie) gehörigen jungen Serpentin, deren größter Repräsentant der Heiligenbluter Serpentinzug ist, gehören andere berühmte Ultrabasitvorkommen der mittleren Hohen Tauern entsprechend ihrer geologischen Verknüpfung eindeutig in den vormesozoischen Gesteinskomplex, und zwar in den meisten Fällen recht offensichtlich zur Habachserie.

Davon sei zuerst der Serpentin der Schwarzen Wand an der SE-Seite der Habachzunge (Hollersbachtal) erwähnt, den Weinschenk petrographisch untersuchte, sowie dessen Fortsetzung über die Leckbachscharte nach SW ins Habachtal, wo er z. T. in Talkschiefer umgewandelt ist (H. Leitmeier 1937). Die daran anschließenden Metabasite gehören unzweifelhaft zur paläozoischen Habachserie, während nach heutiger Kenntnis die Kartenerfernung bis zum nächsten Mesozoikum — dem Wenns-Veitlehener Kalk — 5 km beträgt.

Hier ist am ehesten ein ganz kleines Serpentinvorkommen anzuschließen, welches ober der Feschwand im Habachtal (150 m N P. 2260), also am N-Rand der Habachzunge an der Grenze gegen die metamorphe Masse der paläozoischen Vulkanite der Habachmulde liegt. Im mikroskopischen Bild tritt dort das Gittergefüge in den Vordergrund.

Der etwa zur Hälfte am S-Rand der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See eingetragene, große Serpentinstock des Felbertales ist 3 km südlich von Mittersill gelegen (Hammer 1937, Cornelius 1939, Fischer 1947). Er befindet sich dort in der noch nicht ganz geklärten nördlichen Grenzregion des seit Cornelius bekannten Altkristallinzuges gegen die sonst die ganze Gegend viele km weit aufbauende Habachserie.

\*) Eine bemerkenswerte Parallele für diese stärkere automorphe Umwandlung der jungen basischen Magmatite ergibt sich beim Vergleich der alten mit den jungen Ultrabasiten, worauf am Ende des nächsten Kapitels hingewiesen wird.

Nach den bisherigen Erfahrungen ist er aber eher nicht von höher metamorphen Gesteinen, sondern in der Hauptsache vom Habachphyllit und Prasiniten der Habachserie umgeben. In diesem Fall sind die nächstgelegenen mesozoischen Gesteine die Triasgesteine der Enzinger Wand in mindestens 4 km horizontaler Entfernung.

Zwei dem Felbertaler Serpentin im Aussehen des Materials und wegen der Stellung im nördlichen Grenzbereich des Altkristallins gegen die Habachserie entsprechende, aber recht kleine Vorkommen liegen rund 2 km östlich desselben, schon am Abfall gegen das Stubachtal. Die eine Linse verläuft nach der Eintragung in der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius von der Kühstein-Alm nach SW bis P. 1682; das zweite, noch kleinere Serpentinvorkommen habe ich etwa 200 m SSW P. 1932, das ist genau in der Mitte der Verbindungslinie zwischen Kühstein-Alm und Bräu-Hochalm, bei einer Übersichtsbegehung 1955 angetroffen.

Das größte und am besten bekannte hierher gehörende Vorkommen ultrabasischer Gesteine ist aber die 4 km lange Serpentinlinse beim Enzinger Boden des inneren Stubachtals sowie deren Fortsetzung gegen SE, wovon eine kleinere Linse den Roten Balfen N des Tauernmoos-See und die zweite den als Mineralfundpunkt berühmten Totenkopf am Westgrat der Hohen Riff aufbaut. Hierüber liegen die Aufnahms- und neueren gründlichen Untersuchungsergebnisse von H. P. Cornelius (C. u. C. 1939) vor, die an die klassischen petrographischen Studien von Becke und Weinschenk anschließen. In diesem z. T. ganz vortrefflich aufgeschlossenen Ultrabasitkörper sind noch Peridotite und Pyroxenite in großem Umfang erhalten und mit dem Serpentin und etwas Talkschiefer verbunden. Alle diese Gesteine zusammen sind dem basalen Amphibolitzug der Granatspitzhülle eingelagert, der nachweisbar älter ist, als der Zentralgneis des Granatspitzkerns (C. u. C. 1939). Ein direkter Zusammenhang mit irgendwelchen mesozoischen Gesteinen ist nach den Aufnahmen von Cornelius und Clar nirgends gegeben. Da außerdem keine eindeutig altkristallinen Gesteine benachbart sind, nehme ich auch bei diesen Ultrabasiten die Zugehörigkeit zur Serie B als das Wahrscheinlichste an, umso mehr, als ja auch die am engsten mit ihnen verknüpften Amphibolite und Biotitporphyroblastenschiefer der Granatspitzhülle zur Habachserie gehören (vgl. S. 414 und voriges Kapitel).

Zu den Serpentin der Habachserie gehört höchstwahrscheinlich auch die fast  $\frac{1}{2}$  km lange Serpentinlinse unter der unteren Ödenwinkelscharte, die Cornelius und Clar (1939, S. 83) beschrieben und an die Basis der Riffdecken stellten. Sie gleicht nach diesen Angaben in ihrem Aussehen dem Serpentin des Totenkopfes und muß von dem zweiten von Cornelius und Clar (1939, S. 84) genannten Serpentinvorkommen innerhalb der Riffdecken der Glocknergruppe serienmäßig unterschieden werden, welches sichtlich eher mit den jungen Kalkglimmerschiefern und Prasiniten zusammengehört.

Schließlich hat H. P. Cornelius drei kleine Serpentinlinsen, die nicht über 150 m lang werden, W über dem Hintersee des Felbertales, also schon W des Granatspitzkernes, in seine Manuskriptkarte eingezeichnet. Sie sind dort an einer NS verlaufenden Linie aneinandergereiht und in gleichbleibendem Niveau den Amphiboliten und Biotitporphyroblastenschiefern der Habachserie der Granatspitzhülle eingeschaltet.

Der auffallendste Unterschied zwischen dieser älteren Ultrabasitgeneration und den jungen Serpentin der Bündnerschiefer-Serie ist gewiß,

daß sich bei der älteren Generation z. T. noch sehr bedeutende Peridotit- und Pyroxenitanteile erhalten haben, während im jungen Serpentin keine Reste von Peridotit und höchstens recht spärlich verstreute Pyroxenrelikte zu finden sind. Mag sein, daß hier schon ein bedeutender primärer Unterschied im Entwicklungsgang der beiden Ultrabasitgruppen vorliegt, daß nämlich — wie mir Prof. P. Bearth auch von westlich anschließenden und z. T. weniger metamorphen Teilen des alpinen Orogens mitgeteilt hat — die mesozoischen Ultrabasite durchgehend wahrscheinlich schon autometamorph serpentisiert worden sind, während in älteren Serien z. T. noch bis heute die ursprüngliche Ausbildung als Peridotit usw. erhalten geblieben ist. Um die Anwendbarkeit dieser petrogenetischen Aufteilung für die Hohen Tauern bekräftigen zu können und um außerdem die wahrscheinlich vorhanden gewesen primären Unterschiede im Chemismus der beiden verschiedenalterigen Ultrabasitgruppen herauszufinden, bedarf es noch gründlicher geologischer und petrographischer Vergleichsstudien. Jedenfalls sind Unterschiede im Aussehen der Serpentinesteine der beiden Gruppen zu bemerken, und die teilweise vorhandene Ähnlichkeit oder auch völlige Gleichheit besonders bezüglich der randlichen Reaktionsprodukte (Talkschiefer, Strahlsteinfelse usw.) geht hauptsächlich auf Konto der Konvergenzen infolge der gleichartigen nachträglichen Regionalmetamorphose.

Damit ist also die Zusammenstellung der magmatogenen Gesteine der vormesozoischen Habachserie abgeschlossen. Es war dabei nie eine genaue petrographische Darstellung derselben beabsichtigt, sondern nur eine geologische Abgrenzung unter Kennzeichnung einiger wichtiger erscheinender Typen, eine Begründung und Erläuterung der auf der Karte angewandten Serienzuweisung. Nun, da durch die Seriengliederung die Prinzipien entweder der Zusammengehörigkeit oder in anderen Fällen der großen Altersverschiedenheit innerhalb der vielfaltigen magmatogenen Metamorphite klargestellt sind, wird es erst so richtig möglich sein, die Summe der Gesteine eines einzelnen erdgeschichtlich wichtigen magmatischen Zyklus petrogenetisch — mit der Hauptfrage nach der Variationsbreite ihres Ausgangsmaterials sowie der Frage nach eventuell vorhandenen Anzeichen polymetamorpher Vorgänge — näher zu durchforschen. Dies ist aber dann ein wichtiger Beitrag zu einer klareren Übersicht über die Gesamtentwicklung dieses von dem gewohnten in so vieler Hinsicht abweichenden Teiles der Alpen in den entsprechenden geologischen Zyklen.

Es wäre z. B. eine sehr dankenswerte und wegen der vielseitigen Probleme auch interessante Aufgabe für einen Petrographen oder besser für eine Petrographenschule, solche petrogenetische Studien an den magmatogenen, oft noch gut erhaltenen Gesteinen der Habachserie anzustellen und sie auch mit ähnlichen Magmatitgesellschaften in den vormesozoischen Serien der Ostalpen (besonders in der Grauwackenzone von Kitzbühel—Zell a. See oder des Palten-Liesinggebietes, in der Magdalensbergserie und der Plengeserie in Kärnten sowie mit den Amphibolit- und Porphyroidlagern im Phyllit des Defereggengebietes in Osttirol) zu vergleichen. Eine Reihe chemischer Analysen könnte schließlich eine Vorstellung vom damaligen provinziellen Verhältnis der Magmatite vermitteln, wie solche provinzielle Verschiedenheiten z. B. sehr schön von E. Niggli in den Schweizer Alpen herausgestellt wurden (Cadisch u. Niggli 1953).

### Sonstige, vorläufig der Habachserie zugerechnete Gesteine

Bisher wurde ein Überblick über die wichtigeren Gesteine der Serie B = Habachserie gegeben, und die dabei besprochenen Gesteine machen den größten Teil der zur Habachserie gehörigen Fläche auf der Karte der mittleren Hohen Tauern aus. Es waren dies diejenigen Materialien, bei denen die Ableitung von einem bestimmten sedimentären oder magmatischen Ausgangsgestein wenigstens annäherungsweise möglich war.

Etwas anders gelagert ist die Situation im östlichen Grenzgebiet des Altkristallins im Stubachtal, wo die von Cornelius in seiner Manuskriptkarte als „Muskowitschiefer bis Phillite“ eingetragenen Gesteine, welche z. B. die Trogschulter über Wiedrechtshausen in etwa 1000—1200 m Höhe bilden, überhaupt noch nicht näher auf ihr Ausgangsmaterial untersucht sind, sodaß sogar die Frage ob sedimentogen oder zumindest teilweise vulkanogen vorläufig offenbleiben muß. Trotzdem ist eine etwaige Zuweisung zu den jüngeren Serien (C bis E) auf Grund der Verbandsverhältnisse mit Sicherheit auszuschließen und außerdem auch keine offensichtliche Affinität zum echten Altkristallin-Bestand vorhanden; also bleibt vorläufig nichts anderes übrig als die Zuweisung zur Habachserie ganz allgemein, deren Habachphyllite in Begleitung von Lyditzügen die wichtigsten Anrainer sind.

Im Westen der Habachmulde hat sich der Charakter der Gesteine mit zunehmender metamorpher Überprägung in Verbindung mit vermehrter Lösungswanderung oft bis zur Unkenntlichkeit des Ausgangsmaterials verändert. Es streichen aber eindeutig die Gesteine der typisch entwickelten Habachserie von NE herein, und wenn irgendwo noch Gesteine mit ableitbarer Herkunft auftreten, dann passen auch sie gut in die Habachserie.

Ob dagegen die zwischen den Zentralgneisen z. T. ebenso höher metamorph gewordenen Schiefer der Knappenwandmulde mit ihren Amphiboliten, Paragneisen und Porphyroiden wirklich ursprünglich voll der Habachserie entsprachen oder ob hier nicht eher eine vielleicht noch etwas ältere Serie anzunehmen wäre, möchte ich derzeit noch offenlassen. In beiden ebengenannten schwierigen Muldengebieten wird in diesen Jahren von F. Karl und O. Schmidegg im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt genau kartiert, wovon aber nur einige kurze Aufnahmeberichte vorliegen, so besonders über die westliche Habachmulde von F. Karl (1952 b, 1954 \*).

Das Sulzauer Parakristallin, das ich im Norden der nördlichen Sulzbachunge beim Austritt des Untersulzbach- und Obersulzbachtales in das Becken von Sulzau kartiert und kurz gekennzeichnet habe (Frasl 1949, 1953 c) und wovon vorher W. Hammer in Übereinstimmung mit den ersten Angaben Th. Ohnesorges hauptsächlich „Porphyrmaterialschiefer“ nannte, ist allen Vergleichen nach als sicher vormesozoisch anzusehen. Es ist zwar nicht identisch mit der Habachserie, denn es fehlen z. B. die Massen schwarzer Phyllite, aber möglicherweise entspricht es einem

---

\*) Weitere kurze Beschreibungen über die Habachmulde liegen vor von W. Hammer (1935, östl. des Habachtales) und G. Frasl (1953 b, gesamter Umfang, tektonische Stellung). Vorberichte von O. Schmidegg (1954, S. 72) und F. Karl (1956, S. 49) betreffen besonders das Kammgebiet zwischen Untersulzbachtal und Habachtal (= Fühnaglkamm), ähnlich wie auch ein Vorbericht von H. Scharbert (1954 c).



kleinen zeitlichen Abschnitt dieser Serie. Man könnte auch unabhängig davon nach Vergleichen mit westalpinen Mustern dort einfach eine Karbonmulde annehmen. Möglicherweise hilft dort am ehesten der Vergleich mit der Stratigraphie des Gerlosgebietes weiter — im Osten ist mir jedenfalls für die Gesteine des Sulzauer Kristallins keine gute Entsprechung bekanntgeworden.

### Zur Altersfrage der Habachserie

Im vorigen wurden die Komponenten einer in den wesentlichen Zügen gut abgrenzbaren und zugleich stratigraphisch zusammenhängenden Gesteinsserie beschrieben, die einerseits durch eine homogene Schiefer sedimentation — grob vergleichbar den Graptolithenschiefern — gekennzeichnet ist, andererseits aber durch eine sehr bedeutende, mindestens teilweise synsedimentäre Ophiolithförderung, bei der die Förderung intermediärer und sogar auch saurer Effusiva wohl am ehesten als späte Begleiterscheinung zu werten sein dürfte. Die Habachserie hat daher einen echt geosynklinalen Charakter, und man muß sie wegen ihres großen Umfangs der viel bekannteren, ebenfalls geosynklinalen Bündnerschiefer Serie als etwas durchaus Gleichwertiges gegenüberstellen. Auf Grund der relativ großen Mächtigkeit ist man auch zur Vermutung geneigt, daß die Dauer ihrer Ablagerung mindestens dem Zeitraum einer ganzen geologischen Formation gleichkommt.

Welche Anhaltspunkte für die Alterseinstufung dieser bisher völlig fossilieeren Gesteinsmassen sind nun vorhanden?

Ein wesentlicher Hinweis ergibt sich schon aus den normalen Profilen im nördlichen Stubachtal, wo die Habachserie zwischen dem Altkristallin (im Kern der Falte) und dem mächtigen Mesozoikum mit der permoskythischen Wustkogelserie an der Basis liegt. Die Habachserie ist wahrscheinlich durch eine große primäre Diskordanz von der nachfolgenden und gänzlich anders gearteten, nämlich wegen der Arkosen und Sandsteine am ehesten kontinentalen Wustkogelserie getrennt. In der Wustkogelserie dürften — wie schon weiter vorne ausgeführt — skythische Schichten mit permischen von der Art des Grödener Sandsteins vereinigt sein, sodaß die darunter liegende Habachserie höchstens ins untere Perm hinaufreichen könnte.

Untere Altersbegrenzung. — Während man früher einfach angenommen hätte, daß der altkristalline Gesteinsbestand der Serie A schon wegen der höheren Metamorphose unbedingt älter sein müsse als der niedrig metamorphe Gesteinsbestand der Habachserie, und während man früher auch „alkristallin“ einfach mit präkambrisch gleichgesetzt hat, ist man heute in den Ostalpen ganz allgemein in dieser Hinsicht vorsichtiger geworden. Es ist mit der beobachteten Unterlagerung von B durch A nämlich noch kein Anhaltspunkt für das höchstmögliche Alter von B gegeben, denn es könnte hier ebenso wie in anderen Gebirgstteilen (Kärnten, Steiermark) tatsächlich dasselbe Ausgangsmaterial in zwei verschiedenen stark metamorphosierten Stadien vorliegen; d. h. Serie A und Serie B wären ursprünglich gleich alt gewesen, und nach einer von Ort zu Ort variablen Metamorphose wären irgendwann (kaledonisch? variszisch oder sogar noch alpidisch?) die verschiedenen umgeprägten Partien so gegeneinander verschoben worden, daß ein Hiatus in der Stärke der Metamorphose sichtbar

wurde. Entsprechend dieser Sachlage fehlt eine sichere Altersbegrenzung der Serie B = Habachserie nach unten hin.

Eindeutig sind noch die Altersbeziehungen der Habachserie gegenüber der Intrusion des Zentralgneises z. B. der Habachzunge. Diese wird so wie die Intrusion des granitischen Substrats der beiden Sulzbachzungen nach neueren Beobachtungen von K. Karl (1956 a) und G. Frasl (1953, 1958) als vormesozoisch angesehen, und diese Intrusionen haben jedenfalls die verschiedensten Gesteine der Habachserie, von den schwarzen Schiefnern bis zu den Ophiolithen bereits vorgefunden und z. T. durchbrochen; ob jedoch alle Gesteine der Serie B älter sind als diese Intrusionen, ist zweifelhaft. Nebenbei gesagt, muß auch an einen möglichen genetischen und zeitlichen Zusammenhang der Porphyroide der Habachserie mit bestimmten granitischen Zentralgneisen gedacht werden, denn die Vulkanite brauchen ja zugehörige Tiefenmassen; aber das alles hilft vorläufig nicht weiter, solange wir auch bei den Zentralgneisen der genannten Zungen nur allgemein angeben können: vormesozoische Platznahme.

Versuchen wir demnach den Vergleich mit ähnlichen Serien in den übrigen Alpen und in deren Umgebung!

Im Pennin der Schweizer Alpen, die man meist als erste zum Vergleich heranzieht, liegt nach der Zusammenstellung von J. Cadisch und E. Niggli höchstens in den Casannaschiefern etwas vage Vergleichbares vor, doch führt das zu keiner genaueren stratigraphischen Einstufung, weil dieselbe auch bei den Casannaschiefern selbst noch recht unsicher und umstritten ist.

Dafür gibt es mit dem Altpaläozoikum der nahen nördlichen Grauwackenzone bei Zell a. S. eine Reihe vortrefflicher Übereinstimmungen: allen voran die Massen schwarzer Phyllite und Tonschiefer und die mengenmäßig gut entsprechenden Ophiolithe — wobei dort jedoch neuerdings die große Bedeutung der Spilite erkannt wurde (F. Angel 1956), denen wir hier derzeit noch nichts sicher Entsprechendes gegenüberstellen können. In beiden Gebieten gibt es Lydite, und nun wurde auch hier in der Habachserie das erste Rohwand-Vorkommen bekannt. Bei Kitzbühel gibt es in der Grauwackenzone in recht gut vergleichbarer Menge Porphyroide, wenn auch die petrographische Übereinstimmung nicht gar so groß zu sein scheint, wie der gleiche Name hier und dort besagt, denn nach meinem bisherigen Eindruck führen die Porphyroide bei Kitzbühel eher Kalifeldspat-Einsprenglinge, während hier der saure Plagioklas bei weitem überwiegt\*). Intermediäre Vulkanite sind aus dem Gebiet der Salzburger Grauwackenzone bisher nicht bekanntgeworden, was sehr bemerkenswert ist, denn in den Tauern sind sie in den verschiedensten Gebietsteilen der Habachserie nicht zu übersehen. Es ist aber auch möglich, daß man dort bisher noch nicht sosehr darauf geachtet hat und sie wegen der voraussichtlich ebenso grünen Farbe einfach mit den Metabasiten vereinigt hat. Schließlich ist ja in den ganzen Ostalpen nur die große Verbreitung einerseits saurer und andererseits basischer Vulkanite im Altpaläozoikum bekanntgeworden, während in demselben Raum kaum Angaben über nur einigermaßen vergleichbare Vorkommen von intermediären Vulkaniten zu finden sind. — Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich beim Vergleich mit der Salzburger Grauwacken-

\*) Hier könnte eine genauere petrographische Erfassung der Variationsbreite der Kitzbüheler Porphyroide viel helfen!

zone ebenso wie mit allen altpaläozoischen Serien der Ostalpen, daß nämlich in der Habachserie Kalke und Dolomite fast ganz fehlen, während sie sonst immer und z. T. sogar in großer Mächtigkeit bekannt sind (Grazer Paläozoikum, Karnische Alpen!); aber dieser Unterschied braucht eine zeitliche Äquivalenz noch nicht auszuschließen\*), und dementsprechend kann man wohl behaupten, daß die Habachserie durchaus in die Variationsbreite des Altpaläozoikums der Ostalpen hineinpaßt, ja daß es sogar gebietsweise zu den weitesten nur möglichen Übereinstimmungen kommt, und zwar ausgerechnet am überzeugendsten mit der altpaläozoischen Schieferserie der Grauwackenzone, die nördlich der Salzach zwischen Zell a. See und Paß Thurn an die mittleren Hohen Tauern anschließt.

Genauer vergleichen müßte man mit der Habachserie auch die ophiolithreiche Magdalensbergserie in Kärnten, dann die erst vor kurzem von E. Zirkl studierten Gurktaler Phyllite mit ihren basischen und sauren metamorphen Effusiven, dann Gesteine des Murauer Paläozoikums und nicht zuletzt die Gesellschaft der Blassenegg-Porphyroide in der steirischen Grauwackenzone, denn alle diese altpaläozoischen Serien haben vieles mit der Habachserie gemeinsam. Beachtlich erscheinen mir auch die Vergleichsmöglichkeiten mit der Vulkanitserie der Plenge-Decke in den Karnischen Alpen sowie mit dem Thurntaler Quarzphyllit (samt Amphibolit und Porphyrit) im Bereich nördlich der Lienzer Dolomiten, aber diese zuletzt genannten Serien, die auch am ehesten als altpaläozoisch angesehen werden, sind ja bisher selbst nicht mit Sicherheit stratigraphisch einzureihen gewesen.

Weitaus weniger hat die Habachserie mit dem Jungpaläozoikum der Ostalpen gemeinsam. So sind in ihr keine Entsprechungen für die sonst z. B. für das alpine Oberkarbon meist bezeichnenden Quarzkonglomerate, Sandsteine und Graphitanhäufungen vorhanden und umgekehrt fehlen sonst im Karbon der Ostalpen entsprechende Massen von einheitlichen Schwarzschiefern, Ophiolithen oder gar saureren Vulkaniten. Nur in der außeralpinen Kulmfazies Mitteleuropas gibt es an manchen Orten zumindest z. T. entsprechende Abfolgen mit dunklen Tonschiefern samt Kieselschiefern neben kalkigen Ablagerungen, aber das sind wahrscheinlich bloß entfernte Anklänge.

Die Annahme, daß die Habachserie schließlich überhaupt präkambrisch sein könnte, ist zwar nicht von vornherein auszuschließen, aber doch rein aus der Luft gegriffen, denn wir kennen im Umkreis kein ähnlich aussehendes, sicheres Präkambrium.

Es hat demnach den Anschein, als hätte man in der Habachserie am ehesten ein Altpaläozoikum zu sehen, doch wird es möglicherweise ähnlich wie in der Grauwackenzone in der Umgebung von Bischofshofen (Heissel) später einmal gelingen, auch karbonische Schichtglieder auszuscheiden.

Gewiß muß man auch nach Vergleichsmöglichkeiten mit dem westlichen und östlichen Abschnitt der Hohen Tauern suchen.

Im westlich anschließenden Gerlosgebiet haben letzthin F. Karl und O. Schmidegg damit begonnen, manche Gesteine ins Permokarbon zu stellen, allen voran Konglomerattektonite mit Keratophyrgeröllen. Die

\*) Auch z. B. im großen Gebiet des Glemmtales gibt es fast keine Kalke oder Dolomite im Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone, dafür sind sie im nördlich anschließenden Gebiet der Kitzbühler Alpen angehäuft.

betreffenden, im Westen mächtigeren Gesteinslagen werden aber in unserem Gebiet zunehmend eingeengt, da ja die ganze, mehrere *km* breite Schieferhülle des Gerlosgebietes bei Wald schließlich zwischen Zentralgneis und Krimmler Trias bis auf 80 *m* Mächtigkeit ausgequetscht wird. Es wird erst nach besserer Kenntnis des Permokarbons im Gerlosgebiet möglich sein, abzuschätzen, ob etwas — und wieviel — davon diese Enge nach Osten hin überhaupt noch überschreitet. Die im Westen als wegweisend für die Alterseinschätzung angesehenen Konglomerattektonite mit Keratophyrgeröllen sind bisher im Osten — d. h. im hier beschriebenen Gebiet der mittleren Hohen Tauern — jedenfalls noch nicht gefunden worden, obwohl es sich um einen auffallenden Gesteinstyp handelt. Es ist aber zu erwarten, daß man in diesem Fall wegen der derzeit von Karl und Schmidegg ausgeführten Untersuchungen bald klarer sehen wird, da sie als die besten Kenner des Permokarbons im Gerlosgebiet nun weiter nach Osten bis über das Hollersbachtal hinaus kartieren, also bis im Bereich der schönsten Ausbildung der Habachserie.

Beim Vergleich mit der neuesten Darstellung der Stratigraphie in den östlichen Hohen Tauern (Exner 1957 a und Karte von Gastein, 1956) ergibt sich, daß dort sogar in der Nähe der Gneiskerne höchstens ganz geringmächtige paläozoische Gesteinsvorkommen vorhanden sind, die in ihrer Zusammensetzung der Habachserie bis zu einem gewissen Grad entsprechen könnten. So befinden sich in Begleitung des von Exner als vor-mesozoisch aufgefaßten geringen Anteils der schwarzen Phyllite — der im übrigen in seiner Karte nicht von den jungen Schwarzphylliten unterschieden ist — zwar auch grüne Gesteine, aber von einer Existenz intermediärer oder gar saurer Vulkanite ist dort nichts bekannt. Es werden in der Gasteiner Umgebung wohl auch Graphitquarzite genannt, aber ganz allgemein ist dort die Grenzziehung des Paläozoikums gegen die Bündnerschiefer-Serie noch so unsicher, daß beide sogar in einer Kartenaus-scheidung zusammengezogen werden mußten. — An die östlichen Hohen Tauern können wir also die stratigraphische Einstufung der Habachserie nach diesen Voraussetzungen schon gar nicht anknüpfen. Im Osten wie im Westen ist also eine Klärung hinsichtlich der Äquivalenz der dortigen älteren Gesteine mit der in den mittleren Hohen Tauern so mächtig entwickelten Habachserie erst von zukünftigen vergleichenden Studien zu erwarten.

### Zusammenfassung der Seriengliederung

In den mittleren Hohen Tauern kann man also fünf, in ihrer Gesteins-zusammensetzung recht unterschiedliche stratigraphische Serien aufstellen. Davon sind zwei Serien vormesozoisch (A: Altkristalline Serie; B: Habachserie), eine leitet das Mesozoikum über (C: Wustkogelserie) und wieder zwei repräsentieren das Mesozoikum (D: Karbonatgesteinsserie der Trias, E: Bündnerschiefer-Serie). An mengenmäßiger Bedeutung steht die Bündnerschiefer-Serie an erster Stelle, doch kommt ihr die Habachserie sehr nahe, und an letzter Stelle dieser Reihung steht die Wustkogelserie.

Kurze Charakteristik dieser Serien:

A. Altkristalline Serie: Nur im Stubach- und Felbertal besser abtrennbar, sonst in der Karte vorläufig noch mit der Habachserie vereint.

Sie besteht aus Granatamphiboliten, grob gefeldspateten Schiefeln, diaphthorischen Granatglimmerschiefeln und Gneisen, vielleicht gehören auch Serpentin und ganz wenig Marmor dazu. Wahrscheinlich Präkambrium oder Altpaläozoikum mit jedenfalls vormesozoischer, mesozonaler Metamorphose.

**B. Habachserie:** Gesteinsbestand einer vormesozoischen Geosynklonale, deren Sedimentanteil hauptsächlich in Form von schwarzen Phylliten („Habachphyllit“, vielleicht ehemalige Graptolithenschiefer?) mit einzelnen Lagen von Graphitquarziten (Lyditen) vorliegt, dann in geringerer Menge auch aus Serizitquarzitschiefeln und Paragneisen sowie Spuren von Kalkmarmor besteht. Diesen rein sedimentären Bildungen stehen wesentlich größere Massen von in dieser Zeit gebildeten magmatogenen Gesteinen gegenüber. Die vorherrschenden Amphibolite bis Grünschiefer sind aus basischen Tiefengesteinen und noch mehr aus Ergußgesteinen, Tuffen und Tuffiten entstanden. Hierbei ließen sich wohl Diabase, aber noch keine Spilite als Ausgangsmaterial nachweisen. Damit hängen dann außer Serpentin- und Peridotitstöcken und außer sauren Effusivgesteinen interessanterweise auch intermediäre Effusiva und ausnahmsweise auch ein dazugehöriger Plutonit zusammen. Auch von diesen saureren vulkanischen Gesteinen liegt ein größerer Teil in umgeschwemmter Form vor und grobe pyroklastische Gesteine sind nicht selten, alles jedoch immer in epi- bis schwach mesometamorphem Zustand. Dabei kann außer der alpidischen Metamorphose noch eine ältere, anscheinend nicht besonders starke Regionalmetamorphose etwa in Zusammenhang mit der vormesozoischen Intrusion der heutigen Zentralgneise angenommen werden. — Diese Serie läßt sich am besten mit dem Schieferanteil der nördlichen Grauwackenzone bei Kitzbühel und Zell a. See vergleichen und dürfte am ehesten auch ins Altpaläozoikum zu stellen sein (Kambrium—Ordovicium?), doch ist nicht auszuschließen, daß gewisse Anteile davon noch bis ins Jungpaläozoikum hinaufreichen. Anderenfalls wäre hier mit einer entsprechend großen Schichtlücke zu rechnen.

**C. Wustkogelserie:** Meist grünlichweiße, phengitreiche Quarzitschiefer, Arkoseschiefer, Arkosegneise und karbonat- und kohlenstofffreie Quarzite an der Basis der Trias; z. T. Quarzporphyrgerölle führend; selten mit Rauhwanke und Gips. Höchstwahrscheinlich entspricht sie dem Skyth und wahrscheinlich auch dem Grödner Sandstein (Ober-Perm) und ist hauptsächlich unter kontinentalem Einfluß entstanden.

**D. Karbonatgesteinsserie der Trias:** Die bekannten Kalkmarmore, geschieferten Dolomite und Rauhwancken in Verbindung mit Gips.

**E. Bündnerschiefer-Serie:** Sie ist wie in den Schweizer Bergen aus einer viel diffusen Kohlenstoff enthaltenden, sehr abwechslungsreichen tonig-kalkig-sandigen, also typisch orogenen Sedimentation mit grobklastischen Lagen entstanden und steht in Verbindung mit größeren Massen von Ophiolithen. Hauptgesteine sind die großen Mengen von Schwarzphyllit („Rauriser Phyllit“) und Kalkphyllit—Kalkglimmerschiefer; dann erst folgen in Hinsicht auf die mengenmäßige Bedeutung mit ziemlichem Abstand die quarzitischen Gesteine (auch Karbonatquarzite, Kalkschnurquarzite, kohlenstoffreichere Quarzite und Arkoseschiefer, Arkosegneise) und schließlich die Dolomitbreccien mit kleinen Anhäufungen resedimentierten Dolomits. Horninger beschrieb die ersten Spuren von Radiolarit

und Aptychenkalk in Verbindung mit Mangananreicherungen aus der Schieferhülle und stellte sie in den Oberjura. Bei den hellen Chloritoid-schiefern im unmittelbaren Hangenden der triadischen Karbonatgesteine könnte dagegen eher an ein Äquivalent der Quartenschiefer gedacht werden. Bei den Ophiolithen stehen die feinkörnigen Prasinite und Grünschiefer bei weitem im Vordergrund, Gabbroabkömmlinge, grobophthische und porphyritische Gesteine sind eher als selten zu bezeichnen. Auch eklogitische Prasinite gehören dazu. Hier ist im Gegensatz zur Habachserie die teilweise Spilitisierung bereits nachzuweisen gewesen, und in Verbindung mit den hiesigen Serpentinstöcken sind keine Peridotite erhalten. Auch irgendwie saurere Magmatite fehlen. Die Entstehung der Bündnerschiefer-Serie dürfte in die Zeit von der obersten Trias bis in die unterste Kreide zu verlegen sein.

Wahrscheinliche zeitliche Reihenfolge der Gesteine der Bündnerschiefer-Serie in den mittleren Hohen Tauern: zuerst überwiegt die tonige Sedimentation mit sandigen und seltener grobklastischen Einlagerungen, dann folgt die vorwiegend mergelig-kalkige Sedimentation, und daran schließt sich erst der Hauptausstoß der Ophiolithe an. Die Serpentine stecken ebenso wie die eklogitischen Prasinite vorzugsweise nahe der Grenze der beiden sedimentären Abteilungen. — Alle diese Gesteine sind noch von der alpidischen Metamorphose erfaßt worden, aber in den zentralen und südlichen Teilen der Tauern mehr als im Norden umgewandelt. Die junge Metamorphose konnte auch in der Bündnerschiefer-Serie noch bis zur Bildung von beispielsweise Granat, Disthen, Chloritoid, manchmal auch Omphazit und zum randlichen Weiterwachsen von Kalifeldspat in Arkosen führen.

Die Serien konnten in der angegebenen Zusammensetzung durch das ganze Gebiet der mittleren Hohen Tauern zwischen der Matreier Zone im Süden und dem Salzachtal im Norden verfolgt werden. Die beiden alten Serien (A, B) bedecken gemeinsam ein größeres geschlossenes Gebiet, welches vom Westen her bis ans Stubachtal und nur an einer Stelle auch noch über das Kapruner Tal reicht. Nur in diesen alten Serien stecken die Zentralgneismassen z. T. noch mit Primärkontakt. Die drei jüngeren Serien (C, D, E) bedecken ein ebenso geschlossenes Gebiet, und zwar den ganzen Ostteil der mittleren Hohen Tauern, dann auf der Westhälfte den ganzen Südrand der Schieferhülle gegen die Matreier Zone und auch kleinere Randgebiete im Norden, beim Salzachtal beiderseits Krimml. Nur ganz kleine Splitter davon stecken im Umkreis des Granatspitzkernes auch im Verbreitungsgebiet der alten Serien.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse wäre diese Seriengliederung auch die gegebene Grundlage für eine Aufteilung in eine „Untere Schieferhülle“ (Serie A und B) und in die tatsächlich im allgemeinen darüber befindliche „Obere Schieferhülle“, die aus den jüngeren Serien (C, D und E) bestünde. Da aber die Begriffe „Untere“ und „Obere Schieferhülle“ bisher schon mehrfach anders definiert wurden, müssen wir von der Verwendung dieser naheliegendsten Unterscheidung in den unteren und oberen Anteil der Schieferhülle absehen. Am ehesten kann man demnach heute die Serien A und B als „Alte Schieferhülle“ und die Serien C samt D und E — welche also zusammen etwa dem altesozoischen Großzyklus entsprechen — als „Junge Schieferhülle“ zusammenfassen. Jede dieser beiden strati-

graphisch abgegrenzten Großeinheiten innerhalb der Schieferhülle besitzt, wie wir noch sehen werden, auch eine weitgehende tektonische Eigenständigkeit.

### Zur Frage der Nordgrenze und der Südgrenze der Schieferhülle.

Die Nordgrenze der Schieferhülle böte mit ihren schon von der bisherigen Literatur aufgerollten Problemen genug Stoff für eine eigene Studie. Hier soll jedoch im wesentlichen nur auf einige Neuerungen hingewiesen werden, die sich im Laufe der letzten Zeit weitgehend aus der Übersicht über die ganzen mittleren Hohen Tauern ergaben.

Im nördlichen Glocknergebiet hatte H. P. Cornelius (C. u. C. 1935, 1939) die Nordgrenze der Schieferhülle und zugleich des Tauernfensters in ziemlichem Abstand von der Salzach durchgelegt, z. B. im Fuschertal rund 10 *km* südlich davon, im Kapruner Tal 6 *km* und im Stubachtal gut 5 *km* südlich der Salzach (siehe Tafel XXV). Der Bereich zwischen Nordgrenze der Schieferhülle und der Salzach wurde damals als „Nordrahmenzone“ bezeichnet, die als nördliches Gegenstück zur Matreier Zone und damit bereits als ostalpin aufgefaßt wurde (Cornelius 1940). Als nördlichste Gesteine der eigentlichen Schieferhülle galten dabei die geschlossenen Massen von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten, die man damals als Obere Schieferhülle auffaßte. — In dem von Cornelius ursprünglich untersuchten Abschnitt zwischen dem Stubach- und Fuschertal ist eine solche Grenzziehung wegen des auffälligen Zusammentreffens einer kalkreichen und einer kalkarmen Zone durchaus zu begreifen. Wenn man dieselbe Linie jedoch im Streichen weiter verfolgt, dann wird bald klar, daß ihr in Wirklichkeit nicht die Bedeutung einer Fenstergrenze zwischen Pennin und ostalpinem Deckenkörper oder auch nur der Grenze zwischen zwei Faziesbereichen zukommen kann. Das ist nach Osten hin schon im nächsten Tal, im Seidlwinkltal, zu beweisen (man vergleiche dazu Tafel XXV).

Die von Cornelius und Clar angegebene Grenzlinie der „Oberen Schieferhülle“ quert im Seidlwinkltal den Talgrund zirka 3 *km* weiter südlich als im Fuschertal und biegt dann nach Süden um, wo sich die Linie noch 3 *km* weit bis ins Schwalbenkar verfolgen läßt. Dort verliert sie sich im einheitlichen Bereich von Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Frasl 1952). Die östlich davon wieder mehr als 5 *km* weit nach Norden vorgreifenden Kalkglimmerschiefer-Grünschiefermassen, die man nach Cornelius und Clar sinngemäß noch unbedingt zur Oberen Schieferhülle rechnen müßte, stehen aber bei der Edweinalm, dann beiderseits der Seidlau und in der Umgebung der Schatteralm in stratigraphischem Verband mit Rauriser Phylliten und Quarziten mit lagenweisen Einstreuungen von Dolomitgeröllen. Dieser stratigraphische Verband ist sicher gestellt durch die hier nur durch eine sukzessive Änderung der Sedimentation erklärbaren weitläufigen Übergänge zwischen den verschiedenartigen Gesteinsarten. Die hiesigen Schwarzphyllite, Quarzite und Dolomitreccien gehören aber entsprechend ihrer Lage nördlich der angegebenen Grenzlinie zugleich auch zum normalen Bestand der Corneliusschen „Nordrahmenzone“! — Eine künstliche Abtrennung zweier Decken oder gar Faziesräume würde also hier den Gegebenheiten der Natur grundsätzlich widersprechen. Es sind ja überdies auch die ganzen Gesteine im



tiefere Seidlwinkltal, die wir als vorwiegend phyllitische untere Abteilung der Bündnerschiefer-Serie weiter vorne beschrieben haben, tatsächlich genau aus demselben Substrat entstanden, und sie weisen dieselben sedimentären Verknüpfungen untereinander auf, wie der hauptsächlich phyllitische Anteil der Bündnerschiefer-Serie im Norden der nach Cornelius durchgezogenen Grenzlinie, also wie bei der Edweinalm oder bei Bad Fusch.

Östlich unseres Gebietes haben übrigens E. Braumüller und S. Prey schon 1943 einen noch auffälligeren Zusammenhang der Gesteine der Corneliusschen „Nordrahmenzone“ mit jenen der Schieferhülle der inneren Hohen Tauern bekanntgemacht, und zwar bei Wörth im südlichen Rauriser Tal. Dieser Zusammenhang kommt nun auf der neuen Karte der Umgebung von Gastein von Ch. Exner sehr deutlich zum Ausdruck, indem im Hüttwinkltal im gut aufgeschlossenen Gebiet südlich Wörth der Zusammenhang der nördlichen Schwarzphyllite, welche nach Cornelius zur „Nordrahmenzone“ gehören müßten, mit jenen der inneren Hohen Tauern sichergestellt ist. Diese Schwarzphyllite ziehen dann in der Mallnitzer Mulde, die Exner mit gutem Grund als einen Teil des autochthonen bis parautochthonen Sedimentmantels der umliegenden Zentralgneismassen auffaßt, vom Hüttwinkltal über den Hauptkamm nach Mallnitz, also zwischen den ganzen östlichen Zentralgneismassen hindurch auf die Südseite der Hohen Tauern (Exner 1957; Tafel VIII). In diesem östlichen Gebiet wäre somit die weitere Verfolgung der von Cornelius und Clar angegebenen Nordgrenze des Tauernfensters völlig abwegig: die S und N davon liegenden Gesteine gehören in Wirklichkeit gemeinsam zur Schieferhülle, und zwar hier beim Rauriser Tal in der Hauptsache zur Bündnerschiefer-Serie. Die tatsächliche Nordgrenze der Schieferhülle muß hier demnach doch weiter nördlich liegen.

Dasselbe läßt sich auch beweisen, wenn man die von Cornelius und Clar angegebene Fenstergrenze nach Westen hin verfolgt. Dort geht aus der Tafel XXV ganz eindeutig hervor, daß das Mesozoikum im Stubachtal etwa 7 km südlich Uttendorf schließt, nämlich nach WNW tunnelförmig untertaucht, wie Cornelius schon 1935 gefunden hat. Darüber verbinden sich — wie sich in der gut aufgeschlossenen Hochregion beweisen läßt — bogenförmig die Amphibolite und sonstigen Gesteine der Habachserie der inneren Hohen Tauern („Riffdecke“ im bisherigen Sinn von Cornelius und Clar) mit jenen, die Cornelius zur Nordrahmenzone stellte. Eine Weiterführung der von Cornelius und Clar gut 5 km südlich von Uttendorf angegebenen Fenstergrenze nach Westen würde damit ebenso der Natur widersprechen wie gegen Osten hin im Bereich südlich Rauris. Die Schieferhülle reicht also im Westen wie im Osten noch einige km weiter nach Norden, was durch die streichenden Zusammenhänge und die Anwesenheit derselben Serien im ganzen Gebiet bewiesen wird \*).

Ein solcher Zusammenhang ist z. B. auch im Hollersbachtal und im Felbertal ganz ohne Zweifel vom Tauernhauptkamm bis zur breiten Salzachtalebene beiderseits Mittersill gegeben, und auch in den östlich anschließenden Tälern bis zum Fuscher Tal reicht die Schieferhülle in normaler Ausbildung der verschiedenen Serien bis unmittelbar an die Salzachtalebene heran. Es lassen sich nämlich auch jene Gesteinszüge, die vom Stubachtalausgang

\*) Diese Zusammenhänge hat im Prinzip schon W. Del-Negro (1950, S. 225) richtig gedeutet.

bis zum Ausgang des Fuscher Tales an das breite Haupttal heranstreichen, nach ESE weit in die bisher noch in jedem Fall zur Schieferhülle gerechnete Gegend von Hofgastein verfolgen. So liegt z. B. der Kalkglimmerschieferzug der Sigmund Thun-Klamm (2 km S von Kaprun) mit seinem hangenden Grünschiefer (Cornelius) in der im Streichen zusammenhängenden Verlängerung jener Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge, die meist mittelsteil nach N fallend weiter im Osten den Tristenwandkopf und die Schwarzwand aufbauen und direkt beim Ort Rauris das Rauriser Tal queren, von wo sie nach Exners Karten ohne Unterbrechung nach ESE ins Gasteiner Tal weiterziehen, sodann östlich von Bad Hofgastein in z. T. muldenförmiger Lagerung die Berge um den Gamskarkogel aufbauen und dort sowie im Großarltal jene Massen von Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern stellen, die man bisher immer als typische Obere Schieferhülle aufgefaßt hat.

Dementsprechend muß aber auch der Triaszug der Enzinger Wand nahe dem Ausgang des Stubachtales zur Schieferhülle gehören, denn dieser Gesteinszug ist südlich des soeben über das Gasteiner Tal hinaus verfolgten Kalkglimmerschiefer—Grünschieferzuges eingeschichtet, wie man beim Dietersbach (= Dietsbach) SW von Kaprun gut sehen kann und was auch schon aus der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See hervorgeht. — Die Trias der Enzinger Wand wurde von H. Fischer (1949) zum Unterostalpin gestellt, und dasselbe versuchte auch H. Holzner mit ihrer östlichen Fortsetzung und mit dem ganzen im Norden davon anschließenden und bis zur Salzach reichenden Gebietsstreifen (siehe Abb. 3; S. 387); doch schon 1953 hat sich Holzner bereits selbst für die eben begründete Lösung entschieden und damit auch diesen Schieferstreifen bis zur Salzach als penninisch angesehen.

Erst weiter östlich, nämlich zwischen dem Fuscher und Rauriser Tal, reicht die Schieferhülle nicht mehr bis ganz an die Salzach heran, denn diese fließt dort auf jeden Fall bereits in den Gesteinen der ostalpinen Grauwackenzone. Die Südgrenze der Grauwackenzone tritt nach E. Braumüller 2 km östlich vom Ausgang des Fuscher Tales auf den Südhang des Salzachtales über und verläuft auch beim Rauriser Tal noch immer kaum 1 km südlich der Salzach. Diese Südgrenze der Grauwackenzone ist hier im Norden die bedeutendste Grenzlinie, denn an ihr stößt das geschlossene Mesozoikum der Tauern (einschließlich des oberen Perm) unvermittelt an das ebenso geschlossen auftretende Altpaläozoikum der Grauwackenzone.

Nach E. Braumüller (1939) reicht genau genommen die eigentliche Schieferhülle hier beim Fuscher und Rauriser Tal nur teilweise bis zur eben bezeichneten steil stehenden Grenzfläche, vielmehr tauchen hier nach seiner Auffassung noch Stirnteile zweier unterostalpinen Denken in die Schieferhülle ein: 1. die permisch-mesozoischen Gesteine der Klammkalkzone, welche er der oberen Radstädter Decke weiter im Osten gleichsetzt und die sich auf weitere Strecken trennend zwischen die Grauwackenzone und die Schieferhülle einschiebt; und 2. die mesozoischen Gesteine seiner „Sandstein-Brecciendecke“, die er mit der unteren Radstädter Decke parallelisiert (s. Tafel XXV). Davon halte ich aber die Gesteine der Sandstein-Brecciendecke eher für normale Teile der Schieferhülle, wie ich in einem eigenen Kapitel begründet habe (S. 401 f.), und ob die Gesteine der Klammkalkzone wirklich den oberen Radstädter Decken entsprechen, müßte erst eine durchgehende Kartierung bis in die Radstädter

Berge genauer erweisen \*). Soviel aber ist damit für den Abschnitt zwischen dem Fuscher und Rauriser Tal klar: die einzige ganz sicher dastehende, klar durchziehende und stratigraphisch wie tektonisch sehr bedeutende Grenze in dieser Region ist doch nur die Südgrenze der Grauwackenzone: das ist die große Zäsur zwischen den Tauerngesteinen und ihrer Umgebung.

Dieselbe Südgrenze der Grauwackenzone muß dann vom Fuscher Tal weiter gegen Westen hin bis etwas über den Ausgang des Stubachtales hinaus (bei Wilhelmsdorf) in der breiten Talfurche der Salzach liegen, denn nach der neuen Einsicht in die Seriengliederung der Schieferhülle liegt hier am südlichen Gehänge des Salzachtales ein geschlossenes Mesozoikum in Form von karbonatischer Trias und hauptsächlich Bündnerschiefern mit Ophiolithen vor, während im Norden des Salzachtales ausschließlich die großräumige Entwicklung des Altpaläozoikums der Grauwackenzone zu finden ist. Außerdem wurde die alte Vermutung, daß das Salzachtal hier einer bedeutenden Längsstörung folgt, neuerdings durch die von G. Horninger (1956) beschriebenen Aufschlüsse für das Salzachkraftwerk noch wesentlich bestärkt. Beim Auffahren des Einlaufstrums des Triebwasserstollens 2 km E Gries im Pinzgau und zugleich etwa 7 km E vom Ausgang des Fuscher Tales wurde nämlich bald der steif-tonige, schwarzbraune Mylonit der Salzachlängsstörung erreicht, der damals nach 150 m Länge (allerdings schräg zum Streichen) noch nicht ganz durchfahren war, also bestimmt 50 m Mächtigkeit überschreitet! Es ist das bisher der machtvollste Nachweis der Nordrandstörung der Hohen Tauern, deren Spuren vorher schon W. Heissel (1951, S. 75, 111) über ein viel längeres Stück verfolgt hatte, nämlich von der Lichtensteinklamm (d. i. noch fast 20 km E der Ostgrenze unserer Karte), wo noch Jungtertiär in die Mylonitstörung eingeklemmt ist, über die mylonitisierte Südgrenze des Wennsveitlehener Kalkzuges (SW von Hollersbach) bis nördlich des Gerlospasses an der Westgrenze unseres Gebietes (= Klammüberschiebung; Braumüller, 1939).

An der Nordseite dieser Salzachtal-Längsstörung liegt nur insofern ein Wechsel im Baumaterial vor, als die Grauwackenzone selbst nur östlich von Mittersill an diese Störung anschließt \*\*), während sich westlich von Mittersill die „Quarzphyllitzone“ (\*\*\*) von Westen her keilförmig zwischen die Grauwackenzone und die Hohen Tauern schiebt. Die Südgrenze der altpaläozoischen oder noch älteren Gesteine der Quarzphyllitzone steigt erst 3 km NW von Krimml wieder aus der breiten Talebene der Salzach heraus und ist dann in dem kurzen Stück bis nördlich vom Gerlospaß deutlich als diejenige Grenzlinie zu erkennen, an welcher — krass gesagt — zwei Welten aneinanderstoßen. Daß sie auch weiter nach Westen hin, also schon über dem Mittelabschnitt der Hohen Tauern hinaus, z. B. im ganzen Bereich des Gerlosgebietes dieselbe Bedeutung beibehält, geht u. a. aus den Berichten von Dietiker und später von Thiele und Kupka eindeutig und unzweifelhaft hervor.

\*) Mir fiel jedenfalls die große aussehensmäßige Verwandtschaft der Klammkalke mit den südlich davon sicher zur Schieferhülle gehörenden Kalken der Bündnerschiefer-Serie (z. B. bei Unterstein, 2 km nördlich von Rauris) ebenso auf, wie dieselbe in noch weitergehendem Maß mit Recht von A. Hottinger (1935, S. 288) betont wurde. Das ist aber durchaus nicht die einzige Gesteinsverwandtschaft zwischen den beiden Zonen.

\*\*) Die Grauwackenzone streicht nach Heissel (1951) schräge an die Störung heran, sodaß die einzelnen Gesteinszüge von dieser abgeschnitten werden.

\*\*\*) L. Kölbl bezeichnete auch die Quarzphyllitzone als Grauwackenzone.

Südlich dieser Grenze schließt beiderseits Krimml unmittelbar das Mesozoikum an, dann aber auch Jung- und Altpaläozoikum, das jedoch nicht mit den Gesteinen der Quarzphyllitzone übereinstimmt (Schmidegg 1949, Frasl 1953). Während nun aber die Grauwackenzone und die Quarzphyllitzone noch von allen Anhängern der Deckenlehre zum ostalpinen Deckengebiet gestellt wurden, ist die Aufteilung der südlich anschließenden und bis zum Zentralgneis reichenden Krimmler Schichten (F. Löwl) entsprechend dem Deckenschema noch nicht ganz geklärt. Die darin enthaltene Krimmler Trias wurde zwar von österreichischer Seite im allgemeinen als Unterostalpin angesehen und von den Schweizer Forschern als Mittelostalpin, also in beiden Fällen von der anschließenden penninischen Schieferhülle als zur Rahmenzone gehörig abgetrennt; aber diese Lösung konnte nicht ganz befriedigen, denn mit den Triasgesteinen sind auch gewisse begleitende permische und nachtriadische Horizonte so eng verbunden, daß man keinen Grund für eine deckenmäßige Abtrennung von der Krimmler Trias hat. Dem trug der jüngste tektonische Gliederungsversuch in dieser Gegend (Frasl 1953c; man vergleiche auch Tafel VI der genannten Arbeit) zwar Rechnung, doch muß dabei berücksichtigt werden, daß dann wieder die theoretisch zu fordernde scharfe Abgrenzung der Begleitgesteine der Krimmler Trias (Unterostalpin) von der Schieferhülle (Pennin) im Gelände auf Schwierigkeiten stößt. Auch sind die ganzen Krimmler Schichten (zwischen dem Zentralgneis im S und der Quarzphyllitzone im N) nur die z. T. weitgehend eingeeengten Ausläufer der im Gerlosgebiet anschließenden breiteren Entwicklung derselben Schichten. Eine beständige Lösung der Frage nach der Lage und Bedeutung der Abgrenzung der Krimmler Trias samt ihren Begleitgesteinen von den typischen Schieferhüllgesteinen sollten wir also eher von dort her erwarten.

Vorläufig steht nur fest, daß am Tauernnordrand bei Krimml die augenscheinlich bedeutendste tektonische Grenze die schon genannte Südgrenze der Quarzphyllitzone ist, was bestens mit den Erfahrungen am Tauernnordrand beim Fuscher und Rauriser Tal harmoniert und auch ihr weitgehend entsprechendes Gegenstück am Tauernsüdrand besitzt, wo wieder die Abtrennung einer eigenen unterostalpinen Rahmenzone viel eher mit Unsicherheiten behaftet ist als das Durchziehen der Grenze zwischen den Tauerngesteinen und dem absolut fremd erscheinenden ostalpinen Altkristallin (s. u.).

Das am weitesten östlich aufgeschlossene Vorkommen der Krimmler Schichten, nämlich speziell der fossilführenden Dolomite und Kalke der Krimmler Trias, liegt am Südrand der Salzachtalebene bei Neukirchen (C. Peters 1854, G. Frasl 1953) und es streicht nach ENE in den breiten, von Talalluvionen und Moränen bedeckten Raum des Salzachtales hinaus. Die Gneise der nächsten Zentralgneiszungen (Sulzbachungen) bleiben im Süden davon (Frasl 1950, 1953c, 1958) und die Quarzphyllitzone bleibt im Norden der Salzach. Bezüglich der weiteren Fortsetzung der Trennungslinie der Hohen Tauern von der Quarzphyllit- und Grauwackenzone ist noch an den Wennis-Veitlehener Kalk (S. 350) zu erinnern, aus dem nun auch untertriadische Fossilien bekannt wurden, der aber faziell nicht so recht mit der typischen Krimmler Trias übereinstimmt. Auch hier haben wir auf der nördlich gegenüberliegenden Flanke des Salzachtales wieder die Gesteine der Quarzphyllitzone, während im S des Kalkzuges nach einer mylonitischen

Störung (= Nordrandstörung nach Heissel oder zumindest ein Ast dieser Störung) die sicher zur Schieferhülle gehörige Habachserie folgt. In dieser steckt dann mit Primärkontakt der Zentralgneis der Habachzunge.

Nun erst seien noch ein paar Sätze der immer wieder ventilierten Frage gewidmet, in welchem tektonischem Verhältnis die wahrscheinlich altpaläozoischen Gesteine der Habachserie zu dem sehr weitgehend ähnlichen Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone und auch der Quarzphyllitzone stehen, nämlich speziell in jenen Teilstücken des breiten Salzachtales, in denen sich diese beiden Gesteinsserien an den beiden Talflanken gegenüberstehen, ohne daß ein trennendes Gesteinsband, z. B. ein mesozoisches Gestein, sichtbar dazwischentritt. Das ist zwischen Hollersbach und Wilhelmsdorf auf knapp 10 km Länge, aber auch zwischen Neukirchen und Wenns der Fall. — Was verbirgt hier das breite, schutterfüllte Salzachtal — den Zusammenhang zwischen Habachserie und Grauwackenzone oder eine Trennungslinie, die am ehesten durch ein Band oder eine Reihe von Linsen mesozoischer Gesteine markiert ist?

Dazu möchte ich hier nur folgendes zu bedenken geben:

So gewiß da eine weitgehende fazielle Übereinstimmung der Schiefererien hüben und drüben zu erkennen ist \*), und so wahrscheinlich auch bei beiden das gleiche Alter gilt, so darf man doch — ganz abgesehen von der Beachtung der Mylonite der Nordrandstörung — nicht darauf vergessen, wie tief hier das Mesozoikum östlich und westlich dieser kurzen Strecken des Salzachtales tatsächlich eingreift! Das ist freilich erst durch diese Studie in vollem Umfang herausgekommen. Während man nämlich bisher annahm, daß zwischen dem Ausgang des Stubachtales und des Fuschertales nur schmale Züge mesozoischer Gesteine von ESE an das Salzachtal heranstreichen, sieht man jetzt auf Tafel XXV sehr eindrucksvoll, wie in diesem mehr als 20 km langen Abschnitt tatsächlich die breit entwickelte junge Schieferhülle von Osten her kommend den südlichen Hang des Salzachtales zur Gänze aufbaut. Andererseits ließ sich von Westen her die Krimmler Trias an den Hängen südlich der Salzach bis nach Neukirchen verfolgen, und in der Mitte liegt der nun ebenfalls als mesozoisch erkannte Wenns-Veitlehener Kalk und auch dieser steigt am südlichen Hang unmittelbar aus dem Schutt des Salzachtales hervor. Alle diese jungen Gesteine stehen hier mehr oder minder steil. Das alles im Verein mit der breiten Anlage des Salzachlängstales bezeichnet doch ganz offensichtlich eine tektonische Grenzlinie ersten Ranges gegen das geschlossene Gebiet alter Gesteine im Norden, auch wenn ein Teilstück dieser Linie unter dem Tal-schutt nicht verfolgbar ist. Nach meinen Erfahrungen ist also die große Trennungslinie der Tauerngesteine gegen das nördliche Anrainergebiet einzig und allein hier im Salzachtal zu ziehen und auf keinen Fall — wie H. P. Cornelius und mit ihm auch H. Leitmeier glaubte — ein paar Kilometer weiter südlich, denn dort ist keine Grenze zu erkennen, welche der Salzachtallinie an Bedeutung auch nur im geringsten nahekommen könnte.

Die Südgrenze der Schieferhülle. Diese wurde zuletzt von W. J. Schmidt (1950—1952) einer eingehenderen und zusammenfassenden

\*) Diese Übereinstimmung ist übrigens gegenüber der Quarzphyllitzone geringer als gegenüber der Grauwackenzone.

Betrachtung unterzogen, indem er den österreichischen Anteil an der Matreier Zone untersuchte. Danach zieht die Matreier Zone am ganzen Südrand der mittleren Hohen Tauern in 1 bis 3 km Mächtigkeit als steilstehendes, tektonisch stark strapaziertes Gesteinspaket durch, welches die nördlich anschließende Schieferhülle der Hohen Tauern vom südlich angrenzenden ostalpinen Altkristallin trennt. Die Matreier Zone wird dabei hauptsächlich nach dem Vorbild L. Kobers als unterostalpine Decke aufgefaßt, wobei aber Schmidt selbst (1952, S. 352) die Bezeichnung „Unterostalpin“ nur so verstanden wissen will, daß diese geologische Einheit heute unter dem Ostalpin liegt, aber damit nicht zwangsläufig zu einem Teil des eigentlichen Ostalpins wird. Zwischen der Matreier Zone und der Schieferhülle wurde von Schmidt eine mehrere hundert Meter mächtige „Mischungszone“ ausgeschieden, was schon auf eine innigere Verbundenheit dieser beiden Großeinheiten hinweist. Auch sind die Gesteine da und dort weitgehend dieselben; der augenfällige Unterschied liegt am ehesten im Zurücktreten der Kalkglimmerschiefer und in der etwas geringeren Metamorphosierung der Matreier Zone. Bei dieser Sachlage ist es verständlich, daß z. B. R. Staub die ganze Matreier Zone überhaupt mit der Schieferhülle vereinigt und noch als Hochpennin auffaßt.

Dieses nicht im engeren Aufnahmebereich zu lösende Problem der tektonischen Stellung und genauen Abgrenzung der Matreier Zone habe ich nun nicht selbst weiter verfolgt, und es ist daher bloß als ein Beibehalten einer österreichischen Tradition zu werten, wenn die Matreier Zone auf der Tafel XXV als unterostalpinen Gesteinsband von der Schieferhülle unterschieden wird, und zwar im einzelnen nach W. J. Schmidt. Deshalb wurden auch die Gesteine der Matreier Zone vorsichtshalber bei der Aufstellung der vorliegenden stratigraphischen Seriengliederung der Schieferhülle ganz außer Betracht gelassen.

Allgemein einheitlich anerkannt ist hier im Süden der Tauern aber schließlich doch erst die klare Nordgrenze des ostalpinen Altkristallins, denn erst dieses ist eine in ihrer Gesteinszusammensetzung nur mit sehr geringen Teilen der Schieferhülle, und zwar mit der Serie A, vergleichbare stratigraphisch-tektonische Großeinheit.

### **Einführende Bemerkungen zum inneren Bau der mittleren Hohen Tauern.**

Als Folgeerscheinung einer größeren Gesteinsmassen betreffenden Änderung der stratigraphischen Gliederung kann man in einem kompliziert gebauten Gebiet auch eine entsprechende Änderung der tektonischen Vorstellungen erwarten. Hier wird aber nicht angestrebt, eine fertige neue Deckengliederung vorzulegen, sondern es wird im Zuge einer flüchtigen und mehr allgemein gehaltenen Übersicht eher das bisherige tektonische Begriffsinventar einer kritischen Prüfung unterzogen und dabei auch auf die notwendig gewordene grundsätzliche Wandlung so mancher bisher geläufiger Vorstellungen vom Baustil der Schieferhülle aufmerksam gemacht.

Dabei kann man ziemlich unabhängig voneinander 1. die Tektonik der Alten Schieferhülle und 2. die Tektonik der Jungen Schieferhülle — und zwar besonders des Glocknergebietes und von da bis zum östlichen Blatt-rand — betrachten.

Wenn wir bei der Besprechung der Tektonik der Alten Schieferhülle mit dem tiefsten Stockwerk beginnen, dann ist zuerst der Granatspitzkern mit der Granatspitzhülle im Sinne von Cornelius und Clar als tiefste tektonische Einheit der ganzen mittleren Hohen Tauern zu erwähnen (Tafel XXV). Über dem kuppelartigen Zentralgneiskern liegt dabei, wie Cornelius (1942c) gezeigt hat, ringsum die alte, z. T. nachweisbar vorgranitische Schieferhülle, die in der Hauptsache gewiß der Habachserie angehört. Auch die Grenzfläche im Hangenden dieser tektonischen Einheit ist damals bereits in allen wesentlichen Zügen erkannt worden und ebenso, daß die eigene Hülle des Granatspitzkernes im Süden fast ganz abgeschürft, dafür aber im Norden mächtiger und besser entwickelt ist. Bei der alpidischen Verformung dieser Einheit (von älteren Verformungen ist kaum noch etwas zu erkennen — Bocksperrklamm?) verhielt sich der Gneiskern bereits starrer als die Hülle, und in seinem Inneren ist z. T. das regellose Gefüge des Granits heute noch erhalten. Als höchste Horizonte der alten Granatspitzhülle wurden von Cornelius am ehesten die schwarzen Phyllite und phyllitischen Biotitporphyroblastenschiefer mit Graphitquarzitlagen angesehen und auch bei der Grenzziehung gegen die nächsthöhere tektonische Einheit dementsprechend berücksichtigt, denn nur an wenigen Stellen sind noch Späne von Mesozoikum als Deckenscheider vorhanden. Letzteres trifft eigentlich nur im Osten der Granatspitzeinheit zu, wo geringmächtige Kalklimmerschiefer als Deckenscheider gegen die darüber folgende „Riffdecke“ (Cornelius und Clar) auftreten. Ein ganz kleines, weiteres Vorkommen mesozoischer Gesteine liegt außerdem noch in der Granatspitzhülle selbst (beim Messeling-Kogel, SE der Felber Tauern, s. S. 405), und dessen Lage ist wohl ein Fingerzeig dafür, daß dasjenige, was wir nach Cornelius (1941b, 1942e) als Granatspitzhülle abgrenzen, wahrscheinlich eine am ehesten von SE her zusammengefaltete und dann überschobene Mulde ist, in welcher die Bewegungen in verschiedenen Horizonten vor sich gingen und deren heute tektonisch höchste Horizonte stellenweise doch schon engere primäre Beziehungen zu der Masse der Riffdecken haben könnten, als zum Granatspitzkern selbst.

Auf der Granatspitzeinheit (Gneiskern mit autochthoner und parautochthoner Hülle) liegt zwiebelschalenförmig die besonders im Westen mächtige „Riffdecke“. Diese ist sogar noch umfangreicher, als schon bisher allgemein angenommen wurde, denn ohne Möglichkeit einer inneren Abgrenzung reichen ihre vormesozoischen Gesteine im Norden bis zur Salzach und im Westen in das Gebiet der Venediger-Gneismasse sowie der Habachzunge, also auch in ein bereits viel mehr autochthon erscheinendes Gebiet. Mit dieser Bemerkung wird aber schon klar, daß wir an der Vorstellung vom Ausmaß und der Eigenart der Riffdecke nach dem heutigen Überblick über einen größeren Bereich einiges ändern müssen. — Der Begriff „Riffdecke“ (oder Riffdecken) wurde von Cornelius und Clar in den Dreißigerjahren aufgestellt, und zwar hauptsächlich auf Grund ihrer Erfahrungen im Glocknergebiet, also östlich des Granatspitzkernes. Von dort stammt auch der Name, nämlich von der Hohen Riff, rund 6 km NNW des Großglockners. Dort ist — wenn wir vorerst allein das vormesozoische Gebiet betrachten — aufgefallen, daß über der kaum injizierten Granatspitzhülle nun auf einmal stark injizierte und aplitisch gebänderte Gesteine (Amphibolite und Schiefer) vorherrschen, die auch mit eigenen, offensichtlich



überschobenen Granitgneismassen \*) und seltener mit Tonalitgneisen in engster Verbindung stehen, so z. B. in besonders mächtiger Entwicklung im Bereich zwischen den beiden neuen Stauseen des Kapruner Tales und dem Tauernmoos-See im Stubachtal. Ähnliches ließ sich später um die ganze Granatspitzeinheit herum bis auf deren Westabdachung verfolgen (Cornelius 1935, 1942), und es geht aus der Summe der Einzelbeobachtungen der dortigen Riffdecke eindeutig hervor, daß auch diese intensiv sauer durchbluteten Horizonte mit ihren teilweise stark laminierten Gneiskörpern (z. B. Felber Tauern Gneis, Knorrkogelgneis) die demgegenüber nicht oder kaum injizierte Granatspitzhülle überfahren haben müssen, umso mehr als an der Grenze gegen diese, wie schon oben erwähnt, noch Lamellen von Kalkglimmerschiefer (Mesozoikum) stecken. Verfolgen wir aber die hier von sauren Schmelzen oder Lösungen stark durchsetzten Horizonte der Riffdecke weiter nach Norden, dann klingt dort innerhalb derselben tektonischen Einheit die saure Infiltration sukzessive aus, und wir stehen schließlich in der normal ausgebildeten Habachserie, die wir auch schon in der Granatspitzhülle angetroffen haben. Diese paläozoische Habachserie, die hier trotz des Fehlens einer Injektion zur Riffdecke gehört, ist nach Norden hin ohne Unterbrechung bis zum Salzachtal bei Mittersill zu verfolgen. Die Habachserie umschließt da aber auch die größere Altkristallinmasse des Scheibelberges, und zwar taucht diese eindeutig sowohl nach Osten (Stubachtal) als auch im Westen (Felber Tal) flach unter die Habachserie unter (Cornelius 1939, Frasl 1955) \*\*).

Es ist schwer zu sagen, ob hier ein Altersunterschied oder aber die nachträglichen Bewegungen mehr zur Ausbildung der z. T. sehr scharfen Grenze zwischen beiden Serien beigetragen haben; jedenfalls ist im Altkristallin die Randpartie weitaus mehr verschiefert als die Kernregion und zumindest am Westende spricht die Lagerung für eine Relativbewegung der höheren Horizonte — also besonders der Habachserie — gegen Norden.

Während nun das Flächengefüge im Norden des Granatspitzkernes bis zum Salzachtal in der Regel mehr oder minder steil nach N geneigt ist, wendet sich die Richtung des Einfallens der Schieferhülle im Nordwesten des Granatspitzkernes generell nach NW, wie man bis zur Ortschaft Hollersbach und bis ins mittlere Habachtal verfolgen kann, und dort steckt die Habachzunge in tektonisch relativ hohen Horizonten der gleichen Habachserie, ja die Achsen und Flächen der Habachserie fallen unter das NE-Ende dieser Zunge ein (Frasl 1953 c). Im W des Granatspitzkernes ist das Einfallen in der Riffdecke in der Hauptsache nach W und nach SW bis S gerichtet, und dort befinden sich nun die Venedigergneise in Horizonten, die tektonisch wiederum weit über der Granatspitzeinheit liegen. — Daß die vormesozoischen Gesteine der Riffdecke schließlich im Süden des Granatspitzkernes allgemein nach S fallen, ist altbekannt. Im Hangenden

\*) Hier sind als Beispiele der Hochweissenfeldgranit und -gneis und der Scharkogelgneis zu nennen.

\*\*) Die Existenz dieses eindeutigen Altkristallins allein genügt schon für die Feststellung, daß es auch im Raum der heutigen mittleren Tauern eine alte, mit der betreffenden Regionalmetamorphose und Orogenese zusammenhängende Deformation — und daher auch ein altes Achsengefüge — gegeben haben muß, auch wenn man bis dato noch keine zugehörigen Flächen- und Achsenlagen von den Erzeugnissen späterer Deformationsphasen unterscheiden konnte.

davon folgt nach Süden die mesozoische Schieferhülle, deren Basis besonders stark strapaziert ist (s. S. 405), und dann die Matreier Zone.

Hier seien gleich ein paar Bemerkungen über den NW-Teil der mittleren Hohen Tauern angeschlossen, noch bevor über die sehr interessanten Lagerungsverhältnisse am Kontakt des Paläozoikums der Riffdecke mit der Jungen Schieferhülle des Glocknergebietes berichtet wird.

Im NW schließt an die aus Zentralgneis bestehende Habachzunge die Habachmulde an (Frasl 1953 c), die nach etwa 15 km Länge im W auskeilt (aushebt) und die zugleich die typische Entwicklung der Habachserie zeigt. Sie hängt im Osten um die N-Spitze der Habachzunge herum mit der Habachserie des eben vorher besprochenen Raumes der Riffdecke zusammen. Die S-Grenze der sich unten verschmälernden Habachmulde steht im allgemeinen etwa seiger bei WSW—ENE-Streichen, wenn man vom Umschwenken des äußersten Endes der Habachzunge gegen Norden absieht. Der Muldeninhalt wölbt sich dann über die im Norden anschließende und flach nach ENE untertauchende Krimmler Gneiswalze und erreicht auf deren N-Abfall auch selbst nach N abfallend den S-Rand des Salzachtales beiderseits vom Ausgang des Habachtales.

Die Krimmler Gneiswalze (Frasl 1953c) besteht hauptsächlich aus den Zentralgneisen der beiden Sulzbachzungen und nur zum geringen Teil aus Schieferhülle, nämlich dem Inhalt der zwischen den Gneisen eingekleiteten und unten steil stehenden „Knappenwandmulde“ mit vormesozoischem Gesteinsbestand, sowie dem ebenfalls vormesozoischen „Sulzauer Kristallin“. Diese Gneiswalze ist an der Oberseite durch den laminierten Rest einer vermutlich mesozoischen Kalkbedeckung („Hachelkopfkalk“; Frasl 1953c, 1958; siehe auch S. 404) von der Habachmulde geschieden und wird im Norden von Ausläufern des Hochstegenkalkes unmittelbar überlagert. Zusammenfassendes und Einzelheiten über diese Gneiswalze und ihre nächste Umgebung habe ich 1953 veröffentlicht (1953c). Die Profile durch das Ostende der Krimmler Gneiswalze beweisen, daß dort in alpidischer Zeit allgemein eine Relativbewegung der jeweils höheren Horizonte nach Norden geherrscht haben muß, denn die oberen Teile der unten steil stehenden Knappenwandmulde sind ebenso nach Norden über die nördliche Sulzbachzunge mitgeschleift worden, wie Gneise aus dem Verband der südlichen Sulzbachzunge (porphyrische Knappenwandgneise) und wie auch schließlich die Gesteine der Habachmulde über die ganze Krimmler Gneiswalze vom Süden nach Norden transportiert erscheinen (vgl. Frasl 1953c, Tafel VII u. VIII). Die Gneiskörper verhielten sich auch in diesen Fällen bei der dafür maßgeblichen alpidischen Tektonisierung bereits starrer als die Schieferhülle. — Bei Neukirchen wurden die eben genannten, sichtlich von Süden mitgeschleppten Schiefermassen im Norden der Gneiszungen unter ganz niederen faziellen Bedingungen stark ausgewalzt. Schließlich ist die Schieferhülle im N der Krimmler Gneiswalze speziell südlich der Ortschaft Wald tektonisch ganz besonders auffällig reduziert worden, und erst bei Krimml öffnet sie sich wieder gegen Westen, gegen das Gerlosgebiet hin. Im Plattenkogel-Profil, an der hier angenommenen Westgrenze der mittleren gegen die westlichen Hohen Tauern, ist sie bereits mehrere km mächtig und tektonisch wie stratigraphisch besser zu gliedern. (Dietiker, Schmidegg, Frasl). Und doch ist gerade da die Serienaufteilung auf Tafel XXV noch nicht befriedigend zu lösen gewesen.

Wenn wir uns nun dem Hauptverbreitungsgebiet der Jungen Schieferhülle in der Osthälfte der mittleren Hohen Tauern zuwenden, dann ist zuerst das Verhältnis der Jungen zur Alten Schieferhülle in der Nähe der zwischen beiden liegenden Grenzfläche zu besprechen. Die Grenzfläche selbst sieht nach den neuen stratigraphischen Grundlagen unvergleichlich schlichter aus, als nach den bisher zumeist anerkannten Vorstellungen von Cornelius, Clar und Braumüller, wozu man eine über die ganze Osthälfte der mittleren Hohen Tauern verbreitete, innige und sehr oftmalige Verschuppung von Mesozoikum mit Paläozoikum, z. B. von mesozoischen Kalkglimmerschiefern mit paläozoischem Schwarzphyllit oder Granatphyllit, annahm. Heute können wir demgegenüber eine recht unkompliziert verlaufende Grenzlinie vom Salztal östlich Mittersill an bis auf die Südabdachung der Tauern im Dorfertal verfolgen (s. Tafel XXV), und dieser Linie entspricht auch die relativ ruhige Lagerung der Grenzfläche, die wir nun kurz besprechen wollen.

Im Bereich des Dorfer-, des oberen Stubachtales und des oberen Kapruner Tales liegt das Mesozoikum auf der hier sanft nach Osten abfallenden, kuppelförmigen Wölbung des Paläozoikums der Riffdecke. Cornelius und Clar haben hier die Riffdecke besonders auf der S-Abdachung in eine untere und eine obere Riffdecke unterschieden, wobei jede aus einem älteren Deckenkern und Mesozoikum bestehen sollte. Als Deckenscheider fungierte hauptsächlich jener Kalkglimmerschieferzug, der beim Schönleitenbachl das Dorfertal quert, dann am Fuß der Romariswand zur Schneewinkelscharte zieht und schließlich von der Hohen Riff bis zum Torkopf verfolgbar ist, wo er unter dem Karlinger Kees irgendwie endet, sodaß die beiden Riffdecken im Norden zu einer einzigen verschmelzen. — Die obere Riffdecke im Sinne von Cornelius und Clar keilt sodann nach rund 15 km Länge im Süden zwischen Dorfertal und Tauerntal aus, und deshalb hält es H. P. Cornelius (1942a) auch für möglich, daß sie eine gegen S oder SW gerichtete „Rückfalte“ ist. — Die über dem Kalkglimmerschieferband folgenden Glimmerschiefer wurden von Cornelius und Clar als Paläozoikum der schwächeren oberen Riffdecke aufgefaßt, doch das erscheint mir revisionsbedürftig und das mesozoische Alter dieser höheren Glimmerschiefer heute eher diskutabel (s. S. 406 f.).

Es hat nun den Anschein, daß hier die basalen Teile des Mesozoikums zwar besonders stark lamelliert sind, daß aber doch die normale Schichtfolge in ihren wesentlichen Zügen auch da noch rudimentär erhalten geblieben ist. — Eine solche normale Schichtfolge, die mit Marmoren der Trias beginnt und darüber zuerst die kalkarme und dann kalkreiche Bündnerschiefer-Serie aufweist, liegt hier auf der Südabdachung höchstwahrscheinlich auf einer Länge von mehreren Kilometern an der Basis des geschlossenen Glocknermesozoikums an der Ostflanke des Dorfertales vor, wie schon auf S. 406 f. näher angegeben wurde.

Auch im Kapruner Tal, z. B. W des Stausees Wasserfallboden und am Fuße des Klockerriedels (E vom Stausee Mooserboden) folgen über dem älteren Untergrund im wesentlichen zuerst die Dolomite der Trias samt Quarziten und dann erst die großen Massen von Bündnerschiefern. Im einzelnen ist hier freilich eine extreme Verwulzung und Verschuppung in den Basisteilen der Jungen Schieferhülle zu sehen, wie auch in ähnlicher

Weise weiter westlich, schon im Einzugsbereich des Stubachtales (Reichensberg Kar, Neualm), wo aber immerhin bei generellem NE-Einfallen der Flächen unten eine wilde Abfolge von Bändern und Linsen von beinahe allen mesozoischen Gesteinen unter Vorherrschaft des ehemals tonigen Substrats der unteren Abteilung der Bündnerschiefer-Serie zu finden ist (s. S. 405 f.) und worüber dann die schon ruhiger gelagerte, stratigraphisch etwas jüngere, geschlossene Hauptmasse von Kalkglimmerschiefer und Prasinit mit Serpentin folgt. Die Grenzfläche gegen das Mesozoikum ist dann weiter auf der W-Seite des Stubachtales z. T. sogar überkippt und schließlich taucht die ganze Junge Schieferhülle im Lützelstubach — besonders bei der Hofer-Hochalm — unter dem darüber zusammenhängenden Paläozoikum der Habachserie mit etwa 15—20° Gefälle nach WNW ein (Cornelius 1935). Gerade dort ist die ursprüngliche Schichtfolge des Mesozoikums besonders schön erhalten, wenn auch als inverse Serie: auf das Paläozoikum folgen Quarzite, die Dolomite der Trias, dann schwarze Phyllite mit stellenweisen Dolomiteinstreuungen, die Kalkglimmerschiefer und als letztes die Grünschiefer vom Fuß der Geierwand im Stubachtal (vgl. S. 389 f.).

Die anschließende Nordgrenze der Jungen Schieferhülle gegen die Habachserie ist auf 15 km Länge bis über das Kapruner Tal hinaus wieder ganz schlicht und fast geradlinig, dabei vorwiegend seiger oder steil nach N geneigt. Es sind da nur mehr vereinzelte Späne von Triasdolomit vorhanden, aber der größte von ihnen (Lärchwand-Nordkamm) hat noch gegen das im N anschließende Paläozoikum der Habachserie hingewandt die grünen Quarzite der Wustkogelserie erhalten, während gegen S dann auf die Rauriser Phyllite die Kalkglimmerschiefer folgen, was aber wieder der normalen stratigraphischen Schichtfolge entspricht (Frasl 1956).

Gewisse Schwierigkeiten bereitet vorläufig noch die tektonische Deutung der Endigung des Paläozoikums auf der Ostflanke des Kapruner Tales, wo das Paläozoikum durch das Mesozoikum des Imbachhorns gegen Osten hin kartenmäßig abgeschlossen wird. Der komplizierte Verband der zahlreichen Gesteinsarten bei der oberflächlichen Endigung des Paläozoikums wurde von H. P. Cornelius bereits im Maßstab 1 : 25.000 kartiert, wovon eine schöne Manuskriptkarte vorliegt \*). Nach meinen bisherigen zusätzlichen Beobachtungen im kritischen Gebiet im Falkenbachkar, beim Roßkopf und Imbachhorn fallen dort die tektonischen Achsen beiderseits der Grenze des Paläozoikums z. T. bis 20° nach E—ESE, z. T. aber bis 22° nach W—WNW ein; aber es ist zu vermuten, daß dies in der Hauptsache nur überprägte oder umgeprägte flache B-Achsen sind, welche auf die eigentliche Körperform nicht direkt rückschließen lassen. Wenn nämlich das Paläozoikum nach Osten aushebt, was mir wahrscheinlicher vorkommt als ein Abtauchen in derselben Richtung, dann müßte der durchschnittliche Neigungswinkel der Muldenachse mindestens 25—30° nach WNW betragen. Das ergibt sich aus der profilmäßigen Verbindung der Talsohle des Kapruner Tales (mit dem dort unter dem Paläozoikum aufgeschlossenen kleinen

---

\*) H. P. Cornelius hat allerdings die dort endenden vormesozoischen Gesteine damals noch zum Altkristallin gestellt, während sie nun als Glieder der Habachserie eingestuft werden.

Fenster von mesozoischen Gesteinen) \*) mit dem Ostende des zusammenhängenden Paläozoikums bei P. 2133 (Falkenbachkar) und weiter auch mit der von Cornelius am Kamm N der Brandlscharte aufgefundenen kleinen Decksholle von Paläozoikum. — Auf jeden Fall wurde aber auch die andere Möglichkeit nachgeprüft, nach welcher das Paläozoikum im Kapruner Tal nach Osten untertauchen würde. Im Bereich der theoretisch zu erwartenden streichenden Fortsetzung im Hirzbachgebiet W Fusch konnte jedoch keine Spur einer tatsächlichen Fortsetzung — etwa ein fensterartiges Wiederauftauchen der paläozoischen Habachserie — gefunden werden. Das schließt zwar ein steileres Untertauchen nach Osten noch nicht aus, aber die im Hirzbachtal gemessenen Achsen fallen recht regelmäßig flach nach WNW ein, während ein Achsenfallen nach E (bei P. 1972) sehr zurücktritt. Das spricht aber doch eher gegen ein regionales Untertauchen des Paläozoikums nach Osten und für ein Ausheben in derselben Richtung, ebenso wie die muldenförmige und in der Größenordnung passende Umbiegung der Kalkglimmerschieferzüge beim Hirzbachfall SW des Ortes Fusch wo doch sonst solche Umbiegungen in dieser Gegend sehr selten sind. — Beugnen wir uns diesmal mit diesem vorläufigen Ergebnis und wenden wir uns nun dem weiteren Verlauf dieser Grenze zwischen Alter und Junger Schieferhülle nach WNW zu.

Schon am steilen W-Hang des Wildeck (Kapruner Tal—Ostflanke) hat H. P. Cornelius eine innige Verknetung von Triasdolomit und Quarzit von mehreren Metern Mächtigkeit zwischen dem älteren, höher kristallin erscheinenden ehemaligen Untergrund einerseits und dem mit Kalkglimmerschiefern zusammenhängenden Schwarzphyllit (Rauriser Phyllit) anderseits kartiert. Quarzit und Karbonatgesteine der Trias begleiten auch weiterhin die Grenzlinie zwischen der Alten und der Jungen Schieferhülle bis zum Stubachtal, wobei die Mächtigkeit beider Gesteine auch 100 m überschreiten kann. Regelmäßig ist dabei eine steilstehende Lage von Quarzit und grünem Phengitschiefer der Wustkogelserie zwischen den Kalken und Dolomiten der Trias im N und der porphyroidführenden Habachserie im S eingeschaltet. Über der Trias schließt sich die mächtige, vorwiegend kalkarme Bündnerschiefer-Serie bis zur Salzach an. Es ist dies also von S nach N wieder eine im wesentlichen normale Schichtfolge von Paläozoikum bis ins jüngere Mesozoikum. — Westlich des Stubachtales ist in der Enzinger Wand die Folge Quarzit—Triasdolomit und Triaskalk vervielfacht, und da dort ebenso wie zwischen Kapruner und Stubachtal regelmäßig flach W-fallende Achsen ausgebildet sind, möchte ich hier ein Abtauchen der Jungen Schieferhülle nach W unter die Habachserie annehmen, wozu auch die S gerichteten Fallzeichen im Stuhlfeldner Wald auf der Karte Kitzbühel—Zell a. See vorzüglich passen.

Wenn man demnach die heutige Lagerung an der Grenzfläche der Alten gegen die Junge Schieferhülle hier im Norden der Hohen Tauern an Hand von Tafel XXV überblickt, dann kommt man zu folgendem räumlichen Bild:

Zwei steile Aufwölbungen mesozoischer Gesteine tauchen westlich des Stubachtales (Lützelstubach, Enzinger Wand) flach-achsigt nach W ab, und

\*) Aus der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius läßt sich bei P. 1112 eine weich verfaltete inverse Serie ablesen, wenn man die umrahmenden „Muskowitschiefer“ als paläozoisch, Dolomit und Quarzit als Permotrias und den folgenden Phyllit als jung (Rauriser Phyllit) ansieht.

zwischen ihnen senkt sich das darüber liegende Paläozoikum tief ein. Dieses hebt erst 15 km weiter östlich beim Kapruner Tal nach E aus. In der Jungen Schieferhülle kommen wir dabei in zunehmend jüngere Schichten, je weiter wir von der Grenzfläche des Paläozoikums abrücken. Das bedeutet also, daß man sich in diesem Gebiet eine im großen inverse Lagerung vorzustellen hat, die nun nach einer flach W-fallenden Achse verfault ist.

Dieser inversen Lagerung im Norden steht im Süden, etwa von der Linie Fellern (Stubachtal)—Kesselfall-Alpenhaus (Kapruner Tal) angefangen, im tieferen Stubachtal und bis auf der Südabdachung der Hohen Tauern die grundsätzlich normale Lagerung derselben stratigraphischen Horizonte gegenüber, wie schon vorher skizziert wurde. Der Übergang von der normalen Lagerung im Süden zur inversen im Norden und der Zusammenhang der beiden Faltenschenkel ist im Stubachtal bei Fellern und anschließend im Lützelstubach (Guggernbachtal) zu sehen: dort befindet sich die Faltenscharniere mit den jüngsten Gesteinen im Kern.

Angesichts der bedeutenden Mächtigkeit und der viele Quadratkilometer umfassenden Ausdehnung der invertierten Gesteinsmassen ist es schon wichtig, zu überlegen, welche Transportrichtungen für das Zustandekommen dieser Lagerung in Frage kommen. Man muß dabei von der Tatsache ausgehen, daß das im Norden auf dem inversen Mesozoikum schwimmende Paläozoikum nur im Westen mit der Hauptmasse des Paläozoikums zusammenhängt. Es kann also das obenauf schwimmende Paläozoikum des Kapruner Tales nur vom Westen (SW?, NW?) abgeleitet werden, nie aber vom Süden oder vom Osten! Das gleiche muß aber auch für die damit im stratigraphischen Verband befindlichen und invertierten mesozoischen Gesteinsmassen gelten. Somit ist hier aus den beschriebenen Lagerungsverhältnissen zweifellos ein bedeutender Massentransport höherer Horizonte in ungefähr östlicher Richtung anzunehmen. Diese Überfaltung nach Osten muß naturgemäß auch ungefähr N—S-gerichtete B-Achsen erzeugt haben, aber solche gibt es heute nur noch in den zentralen Teilen der Tauernkuppel und nicht im nördlichen Stubach- und Kapruner Tal, wo man sie auf Grund der im Gebirgsbau ablesbaren Überfaltung doch am ehesten erwarten sollte. Dieses Fehlen von meridionalen Achsen im Norden möchte ich damit erklären, daß die randlichen Teile der Tauernkuppel durch eine nachträgliche N—S-Einengung so stark beansprucht wurden, daß das ursprüngliche Flächen- und Achsengefüge samt der Form der größeren Gesteinskörper entweder den neuen Bedingungen weitgehend angepaßt wurde oder auch ganz umgeprägt wurde. Diese die anderen Transversalbewegungen überdauernde N—S-Einengung ist also der Grund für das Einlenken so mancher im Inneren der Hohen Tauern vorhandener Querstrukturen in die E—W-Richtung, sobald sie in randnähere Teile der Tauern eintreten, und zwar im Norden und auch im Süden (Siehe dazu: Frasl, 1952.).

Im speziellen Fall des nördlichen Stubach- und Kapruner Tales ist die heutige inverse und verfaulte Lagerung also etwa wie folgt zu erklären:

1. Zuerst wurde hier das Glocknermesozoikum ungefähr von Westen her von der Alten Schieferhülle überwältigt und gemeinsam mit dieser z. T. invertiert;

2. Erst dann wurde das inverse Gesteinspaket im Zuge der N—S-Einengung im randlichen Teil der Tauern nach einem flachen E—W-Achsenplan in steile Falten gelegt. Mit dieser Phase hängt auch die Prägung

der heute meßbaren, meist flachen und E—W-gerichteten B-Achsen im wesentlichen zusammen.

Nach dieser Vorstellung braucht sich übrigens die bei Lützelstubach untertauchende Junge Schieferhülle unterirdisch nicht mehr weit nach Westen zu erstrecken, denn wahrscheinlich ist dort die ursprünglich mehr N—S-gerichtete Faltenscharniere nur etwas nach Westen verdreht und steiler gestellt worden. — Freilich sind das nur ungefähre Vorstellungen über den hiesigen Gebirgsbau, Behelfsvorstellungen, die dem Geologen im Laufe der Kartierungsarbeiten kommen und eine Vielzahl von Erscheinungen recht gut erklären lassen. Daß hier jedoch noch gründliche tektonische Untersuchungen notwendig sein werden und besonders ein reifliches Abwägen der Bedeutung der heute vorherrschenden B-Achsenlagen in bezug auf Verlegungen oder Umprägungen bevor man die Situation als restlos geklärt betrachten kann, versteht sich von selbst.

Was wir aber heute schon auf Grund der angegebenen Grenzverhältnisse zwischen Alter und Junger Schieferhülle für den ganzen Ostabschnitt der mittleren Hohen Tauern mit Bestimmtheit aussagen können, ist, daß die ursprüngliche Serienfolge der überwiegend mesozoischen Jungen Schieferhülle am Kontakt mit der Alten doch noch im wesentlichen erhalten ist, und zwar trotz teilweise inverser Lagerung. Die ursprünglich wohl weitaus mächtigere Trias ist dabei zwar nur mehr zum geringen Teil erhalten geblieben; und daß die Rauriser Phyllite als Gleithorizont stark ausgedünnt wurden, ist im Vergleich mit östlicheren, mächtiger erhaltenen Profilen anzunehmen. Aber die in derselben Folge regelmäßig anschließende, stratigraphisch am höchsten stehende Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer (d. i. die Obere Schieferhülle nach Cornelius u. Clar) liegt ja schließlich besonders im Gebiet Großglockner—Wiesbachhorn—Kitzsteinhorn doch schon wesentlich ruhiger da.

Die Tektonik im Inneren der großen Massen der Jungen Schieferhülle in der Osthälfte der mittleren Hohen Tauern — die man am besten in Anlehnung an bekannte Vorbilder als das „Glocknermesozoikum“ oder als das „Mesozoikum der Glocknerdepression“ bezeichnen kann — soll hier nur in ganz großen Zügen gestreift werden.

Beginnen wir beim Großglockner selbst. Dieser besteht, wie auch kilometerweit seine Umgebung, aus jenen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern, welche sich in Form eines großen und mächtigen Gewölbes über die Hohen Tauern spannen. Im Süden fallen sie unter die Matreier Zone ein, im zentralen Gebiet (Burgstall—Hohe Dock—Bärenköpfe—Wiesbachhorn) liegen sie nach der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar fast söhlig, und gegen Norden hin fällt dieses Gewölbe zunehmend steiler nach Norden ein, bis es endlich an der Nordgrenze bei Fusch mit seinen hangendsten Partien auch seiger steht oder gar invers steil nach Süden einfällt. Der Nordflügel dieses Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gewölbes taucht im Westen bei Lützelstubach gegen Westen unter; gegen Osten hin setzt sich der Nordflügel noch über das Seidlwinktal zum Edlenkopf fort, wobei im Tal wieder eine eher steilere Lagerung zu erkennen ist als auf den östlich anschließenden Bergeshöhen, wie z. B. eben beim Edlenkopf.

Dieses Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gewölbe, welches u. a. auch kleinere Partien von Serpentin, Eklogit und massenhaft Lamellem von Granat-



muskowitschiefer sowie schwarzem Phyllit beinhaltet, wurde bisher von Cornelius und Clar als eigene Decke aufgefaßt, die als Obere Schieferhülle bezeichnet wurde. Da Cornelius und Clar damals die schwarzen Phyllite und Granatmuskowitschiefer für paläozoische Einschuppungen im mesozoischen Kalkglimmerschiefer hielten und auch die Ableitung der grünen Gesteine aus einem vormesozoischen Altkristallinbestand erwogen (C. u. C. 1935), kamen sie sogar zu der Vorstellung, daß die Decke eigentlich eine typische „tektonische Mischserie“ sei, also eine sekundäre tektonische Einheit, die erst selbst durch die innige Verschuppung und Verschweißung von einander ursprünglich fremden, „tektonisch verschieden beheimateten“ Gesteinen entstanden sein soll. Ich kenne jedoch, wie im ersten Teil begründet wurde, heute keinen triftigen Grund mehr, warum die damals als vormesozoisch aufgefaßten Gesteine dieses Gewölbes nicht zur Gänze in die Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie passen sollten. Dementsprechend habe ich auch keine Veranlassung hier an der Vorstellung von einer „tektonisch gemischten“ Deckeneinheit im Sinne von Cornelius und Clar festzuhalten. Eine interne Verschuppung innerhalb dieser kalkreichen (oberen) Bündnerschiefer-Serie ist natürlich durchaus gegeben, auch liegende Falten von *km*-Größe sind vorhanden, aber es muß nicht bei jeder Einschaltung z. B. eines Phyllits oder Granatmuskowitschiefers auch zwangsläufig zugleich an eine markante Schubbahn und Schuppengrenze gedacht werden, denn für ihre Existenz kann auch eine lokale, ursprünglich tonigere Einlagerung im Mergel bestimmend gewesen sein.

Unter dem Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Gewölbe kommt auf beiden Seiten das ältere Mesozoikum hervor, aber auf der Westseite über dem Paläozoikum der Riffdecken in tektonisch wesentlich stärker reduzierter Form und dazu noch stärker metamorph als im Osten (s. S. 407 f. und S. 394 ff.). Dort finden wir — wenn wir von der wahrscheinlich von Westen her eingeschuppten Trias bei Ferleiten absehen — unter der kalkreichen oberen Bündnerschiefer-Serie des Gewölbes zuerst die kalkarme untere Abteilung der Bündnerschiefer-Serie und darunter die Seidlwinkltrias, beide in großer, wahrscheinlich tektonisch wesentlich verstärkter Mächtigkeit. Über die genaueren Lagerungsverhältnisse im tieferen Fuschertal und besonders im Seidlwinkltal wurde schon weiter vorne in einem eigenen Kapitel berichtet, wobei auch beschrieben wurde, daß unter den zum Großteil flach liegenden Karbonatgesteinen der Trias noch die Quarzite und Arkoseschiefer der permotriadischen Wustkogelserie liegen. Unter diesen aber folgt beiderseits des Seidlwinkltales ein verkümmerter Liegendschenkel der genannten Abfolge, dessen triadische Karbonatgesteine sicher ausscheidbar sind, während sich die sie wahrscheinlich im Liegenden begleitenden Bündnerschiefer nicht auffällig von der Masse der darunter anschließenden und schon zur nächsten tektonischen Einheit gehörenden Bündnerschiefer-Serie \*) abheben. Die Wustkogelserie, die Seidlwinkltrias und die Bündnerschiefer-Serie bilden jedenfalls hier eindeutig eine *km*-große und mächtige Falte, in deren Kern eben die Wustkogelserie als ältestes Glied liegt \*\*). Diese Groß-

\*) Vom Rauriser Tauernhaus und Diesbachkar.

\*\*\*) Gerade im Umkreis des Wustkogels sind der Gesteinskörper walzenförmig nach einer N—S-Achse gestreckt, aber diese Richtung hat nur auf wenige *km* (von der Weissenbachscharte bis zur Hirzkaralm) eine dominierende Bedeutung.

falte besitzt im mittleren Seidlwinkltal Nordost-Vergenz. Da eine Überschiebungswerte von mehr als 5 km gesichert ist, kann man sie nach H. P. Cornelius auch als Decke bezeichnen, sie scheint mir aber nur eine lokale Überfaltung im Zuge der Abschiebung der Jungen Schieferhülle von der Alten zu sein, und ich möchte auch nicht gleich einen eigenen Deckennamen für sie einführen. Die darunter liegenden Bündnerschiefer gehören schon zur parautochthonen und autochthonen Hülle des Sonnblickkernes. Dieser wurde wohl während der Bündnerschiefersedimentation von einer ursprünglich wahrscheinlich vorhandenen Trias-Auflage befreit und selbst z. T. abgetragen. Darauf wiesen z. B. die Dolomitgeröll führenden Horizonte und die Arkosegneise der Bündnerschiefer-Serie hin\*). Für die Formausbildung der einzelnen Gesteinslagen ist hier in der untersten Bündnerschiefer-Serie eine intensive Laminierung bestimmend gewesen. Die dazugehörige vormesozoische Unterlage, nämlich der Zentralgneis des Sonnblickkernes, befindet sich bereits im östlich anschließenden Aufnahmegebiet von Ch. Exner und wird daher nicht mehr in diese Betrachtungen einbezogen.

Die Fuscher Schieferhülle (E. Braumüller). — An den bisher beschriebenen Teil der Jungen Schieferhülle, der nach oben durch das Gewölbe von Kalkglimmerschiefer und Prasinit recht auffällig abgeschlossen wird, legt sich im Norden noch ein breiter Streifen von ebenfalls jungen Gesteinen der Schieferhülle an (Fuscher Schieferhülle). Dieser Gesteinsstreifen reicht zwischen Stubach- und Fuscher Tal bis zur Salzach und wurde von Cornelius und Clar als „Nordrahmenzone“ bezeichnet. Sie stellen die Nordrahmenzone der „Matreier Zone“, also der südlichen unterostalpinen Rahmenzone, tektonisch gleich und nahmen an, daß die ganzen Gesteine der Nordrahmenzone von Süden her über die zusammenhängenden Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Massen, welche sie als „Obere Schieferhülle“ auffaßten, hinweg nach Norden überschoben worden seien. Mit der Vorstellung von einer solchen generellen Überschiebung der Fuscher Schieferhülle über die „Obere Schieferhülle“ lassen sich aber manche Beobachtungen nicht vereinbaren. Dagegen spricht z. B. im Osten der stratigraphische Zusammenhang der Oberen Schieferhülle mit der Fuscher Schieferhülle bei der Edweinalm im Seidlwinkltal (S. 448); dagegen spricht aber auch mehr im Westen der noch erhaltene stratigraphische Zusammenhang der mesozoischen Gesteine der Fuscher Schieferhülle mit dem von Westen bis zum Kapruner Tal hereinreichenden Paläozoikum. Es ist nämlich ganz ausgeschlossen, daß dieses Paläozoikum selbst auch von der Matreier Zone abgeleitet werden könnte, denn es ist ja nachweisbar eine Ausstülpung der paläozoischen Gesteinsmassen der Riffdecke, die normalerweise unter der Jungen Schieferhülle liegen und in denen auch größere Zentralgneismassen stecken. Demnach ist also zumindest der südliche Anteil dieser randlichen Schieferhüllenzonen, die man nun nach Braumüller besser als „Fuscher Schieferhülle“ bezeichnet, sicher nicht über die „Obere Schieferhülle“ hinweg aus dem Süden gekommen. — Diese Herkunft weit von S her kann aber bei nördlicheren Partien der Fuscher Schieferhülle möglicherweise doch gegeben sein, obwohl keine auffällige Grenze zwischen solchen

\*) Daß von den Orthogneisen, die L. Kober in der Umrahmung des Seidlwinkltales als Kerngesteine seiner „Modereckdecke“ eingezeichnet hat, kaum etwas nachzuweisen ist, wurde auf S. 345 und S. 393 bereits dargelegt.

heterogenen Anteilen innerhalb der mesozoischen Gesteinsserie der Fuscher Schieferhülle zu erkennen ist. — In der südlichen Fuscher Schieferhülle ist übrigens in der streichenden Verlängerung des von Westen hereinragenden Paläozoikums sogar noch mit einer Inversion des mesozoischen Schichtstoßes bis in die Nähe von Fusch zu rechnen, während sich dafür weiter östlich keine Anhaltspunkte mehr ergeben.

H. P. Cornelius faßte seine Nordrahmenzone wieder als ein gutes Beispiel einer „tektonischen Mischserie“ von jetzt miteinander verschweißten, aber tektonisch verschieden beheimateten Elementen auf, da hier zahlreiche, schon von ihm als mesozoisch eingestufte Gesteinszüge mit Schwarzphyllit abwechseln, den er noch zur Gänze für paläozoisch hielt. Die neue Seriengliederung, für deren prinzipielle Richtigkeit gerade in diesem Gebiet wertvolle Beweise vorliegen, weist nun auch hier besonders auf Grund der Aufteilung des schwarzen Phyllits auf zwei stratigraphische Serien (Habachserie und Bündnerschiefer-Serie; s. Tafel XXV) den Weg, wie man den in der Natur vorgefundenen Gesteinsbestand mit einer einzigen, ganz unkompliziert geformten Grenzfläche zwischen Junger und Alter Schieferhülle und daher mit bedeutend weniger tiefgreifenden Schuppungen erklären kann.

Zwischen Fuscher und Rauriser Tal hat E. Braumüller (1939, Braumüller u. Prey 1943) innerhalb der Fuscher Schieferhülle zwei Decken unterschieden. Die mesozoische „Obere Schieferhülle“ in der Hauptsache aus Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern bestehend, sollte hier in Form von vielen Stirnzapfen von oben her in die als paläozoisch angesehene „Untere Schieferhülle“ eintauchen. Mit letzterer Deckenbezeichnung war hier in der Hauptsache die Masse der schwarzen Phyllite gemeint. Auch diese Vorstellung können wir heute zugunsten einer Verschuppung und Verfaltung einer einzigen zusammenhängenden Schichtfolge (vom Perm bis zur Bündnerschiefer-Serie) aufgeben, also zugunsten eines schlichteren Baustiles mit wesentlich seichten Überschiebungsflächen; dies ist umso eher möglich, als auch Braumüller sich nun selbst zur Anerkennung des mesozoischen Alters der hiesigen Schwarzphyllite bekehrt hat (Braumüller 1958). Daß die genaueren Schuppengrenzen in dieser Gegend nicht leicht festzulegen sind, ist begreiflich, denn sie liegen ja zum Großteil innerhalb der mächtigen Bündnerschiefer-Serie mit ihrer wechsellagernden Sedimentation. Das gilt auch für das Gebiet der mehr sandigen bis grobklastischen Bündnerschiefersedimentation, welche Braumüller (1939—1958) als eine eigene, in der Schieferhülle von oben her stirnende „Sandstein-Brecciendecke“ (= untere Radstädter Decke = unterostalpin) abgegrenzt hat. Diese Abtrennung von der Schieferhülle kann aber nicht als zwingend anerkannt werden, wie bereits auf S. 401 f. ausführlicher dargelegt wurde.

Damit kommen wir zu folgenden Grundzügen der Tektonik in den mittleren Hohen Tauern:

Relativ autochthon dürfte die Kuppel des Granatspitzkernes sein, über deren autochthone und parautochthone Hülle in mesozoischer Zeit große Deckenbewegungen vor sich gingen. Diese können aber nicht nur von Süden — wo wahrscheinlich große Deckenmassen ausgequetscht worden sind — nach Norden vor sich gegangen sein, sondern auch eine sehr bedeutende Relativbewegung höherer Horizonte etwa nach Osten ist hier

anzunehmen \*). Im Westen des Granatspitzkernes ist — wenn wir von dem nördlichen und südlichen Randgebiet der Tauern absehen — eine relativ ruhigere Lagerung vorhanden. Hier stecken auch die Venedigerzunge und die Habachzunge in der alten Schieferhülle, und in dieser dürften hier sogar noch z. T. voralpidische Strukturen eine gewisse Rolle spielen (s. S. 418 ff. und Frasl 1955), die sich im geschlossenen Areal der älteren Gesteine begrifflicherweise eher funktionell erhalten konnten, als in mehr randlichen Partien desselben Materials. Im Osten der Granatspitzkuppel sind nur geringere, überschobene Gneismassen vorhanden und die Alte Schieferhülle erscheint dort meist viel stärker strapaziert. Die Junge Schieferhülle zieht im Süden durch die ganzen mittleren Hohen Tauern durch; in den zentralen und nördlichen Teilen ist sie heute aber von der Alten Schieferhülle weitgehend abgeschoben worden und liegt hauptsächlich im Ostteil der mittleren Hohen Tauern angehäuft. Trotz dieser Abschiebung ist die normale Serienfolge im Zusammenhang der Jungen mit der Alten Schieferhülle noch weitgehend gewahrt geblieben und auch in der mächtigen Anschuppung der Jungen Schieferhülle in der Glocknerdepression ist die ursprüngliche Schichtfolge in ihren wesentlichen Zügen noch z. B. in einer kilometerdicken Decke im tieferen Fuscher und Seidlwinkltal erhalten. Die für den heutigen Bau maßgeblichen Bewegungen wurden in der Regel noch von der alpidischen Metamorphose überdauert, die in den zentralen und den besonders stark eingeengten südlichen Teilen der Schieferhülle intensiver gewirkt hat, als in den höheren und mehr nördlich gelegenen Teilen, in denen man dementsprechend auch viel öfter das Ausgangsmaterial der metamorphen Gesteine erkennen kann. Die junge Heraushebung (Exner, Clar) ist schließlich in der Westhälfte unseres Abschnittes größer gewesen als im Osten, in der Glocknerdepression.

Man sieht aus diesem tektonischen Anhang, daß sich aus der neuen Seriengliederung zahlreiche Anregungen für die zukünftige Forschung in den mittleren Hohen Tauern ergeben, denn z. B. die Vorstellung von dem in der Glocknerdepression herrschenden Baustil hat sich durch den Wegfall einer hundertfältigen Verschuppung zwischen Mesozoikum und Paläozoikum schon jetzt grundlegend geändert. Auch in der Seriengliederung werden noch Verfeinerungen und genauere Parallelisierungen mit der Formations- und Stufengliederung möglich sein, und auch für die petrogenetische Forschung ist noch ein weites Betätigungsfeld offen, sodaß also die mittleren Hohen Tauern gewiß noch für längere Zeit ein interessantes Forschungsgebiet darstellen werden.

#### Literatur

Abkürzungen wie im alljährlichen Literaturverzeichnis in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Angel, F. 1929: Der Stüdlgrat (Großglockner). Vh. GBA. Wien 1929, 69.

Angel, F. 1954: Petrochemie der Hochoalm—Ankogel-Gesteine. Jb. GBA. Wien 1954, 97, 1—16.

Angel, F. 1956: Über die splitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. Mitt. Geol. Ges. Wien 1955 (1956), 1—15.

\*) Das harmoniert z. B. mit der NE-Vergenz des Sonnblickkernes in den östlichen Hohen Tauern (Exner).

- Angel, F. 1957: Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min.; Abh. 91, Wien 1957.
- Becke, F. 1895: Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tsch. Mitt. 14, 1895, 271—276.
- Benedict, P. C. 1952: Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe. Dissertation, Univ. Zürich 1952. Druck: Gebr. Rosenbaum, Wien 1952.
- Bistritschan, K. 1953: Die Geologie des Stollens Schriederau—Wirtenbach im Stubachtal. Kober-Festschr., Wien 1953.
- Bistritschan, K. und Braumüller E. 1958: Die Geologie des Stollens Rauris—Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg). Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1956.
- Braumüller, E. 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien 30, 1937, 37—150, Wien 1939.
- Braumüller, E. und Prey, S. 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1943, 113—140.
- Braumüller, E. 1958: Siehe Bistritschan, K. und Braumüller, E. 1958.
- Cadisch, J. und Niggli, E. 1953: Geologie der Schweizer Alpen. Verlag Wepf & Co., Basel 1953.
- Clar, E. 1932: Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke. Vh. GBA. Wien 1932, 153—157.
- Cornelius, H. P. 1931: 2. Bericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Vh. GBA. Wien 1931, 102—106.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1932: Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen im Großglocknergebiet. Vh. GBA. Wien 1932, 75—80.
- Cornelius, H. P. 1934: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel—Zell am See, sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner. Vh. GBA. Wien 1934, 31—32.
- Cornelius, H. P. 1935: Zur Geologie von Lützelstubach, Hohe Tauern. Vh. GBA. Wien 1935, 145—147.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1935: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes. GBA. Wien 1935, 34s.
- Cornelius, H. P. 1938: Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. — Verh. GBA. Wien 1938, 51—52.
- Cornelius, H. P. 1939: Berichte über Aufnahmen 1938 auf Blatt Großglockner (5149) sowie auf den Nachbarblättern Zell am See—Kitzbühel (5049) und Hofgastein (5150). Vh. Zweigst. f. Bodenf. Wien 1939, 38—40.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigst. Wien d. RSt. f. Bodenf. (GBA.) 25, Wien 1939, 1—305.
- Cornelius, H. P. 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zs. D. Geol. Ges. 92, Berlin 1940, 271—312.
- Cornelius, H. P. 1941 a: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. RSt. f. Bodenf. Wien 1941, 89—94.
- Cornelius, H. P. 1941 b: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1941, 14—20.
- Cornelius, H. P. 1942 a: Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier Tauerntal. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 4—6.
- Cornelius, H. P. 1942 b: Über ein Breccienvorkommen in der südlichen Schieferhülle des Venedigermassivs (Hohe Tauern). Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 49—51.
- Cornelius, H. P. 1942 c: Zur Deutung der hellen Pseudomorphosen in Prasiniten der Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 101—103.
- Cornelius, H. P. 1942 d: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 101—103.
- Cornelius, H. P. 1942 e: Geologisches über die Granatspitzgruppe. Zs. d. D. Alpenver. München 1942, 61—68.
- Cornelius, H. P. 1944: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1944, 25—31.
- Cornelius, H. P. 1949: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. SBmn. Abt. I 158, 543—570.
- Dal Piaz, G. und Bianchi, A. 1934: Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e Regione limitrofe. Mem. dell' Ist. Geol. della R. Univ. di Padova 10, 1934.
- Del Negro, W. 1950: Geologie von Salzburg. Univ. Verlag Wagner, Innsbruck 1950.
- Del Negro, W. 1954: Diskussionsabend und Bericht über einige neuere Tauernarbeiten. Mitt. naturwiss. Arb. Gem., Haus der Natur, Salzburg 5, 1954, 47—53.

- Del Negro, W. 1958: Geologische Forschung in Salzburg 1949—1956. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49. 1956/1958, 107—128.
- Dietiker, H. 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. Dissertation, ETH. Zürich 1938 (Buchdruckerei Fluntern).
- Egger, A. 1954: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Großvenedigergruppe (Hohe Tauern). Unveröff. Diss., Univ. Wien 1954.
- Exner, Ch. 1947: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Mitt. 3. F. 1, Wien 1947, 82—87.
- Exner, Ch. 1949: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbau-stollens zwischen Gastein- und Rauristal. SBmn., Abt. I 157, Wien 1949, 375—420.
- Exner, Ch. 1951: Exkursionsführer V: Tauernfenster (Gastein—Mallnitz). Vh. GBA., Sonderheft. A., Wien 1951, 76—87.
- Exner, Ch. 1952: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Vh. GBA., Sonderh. C, Wien 1952, 86—95.
- Exner, Ch. 1953: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rdsch., H. 7/8, 1953, 417—433.
- Exner, Ch. 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. GBA. Wien 1957.
- Fischer, H. 1947: Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. Vh. GBA. Wien 1947
- Fischer, H. 1948: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. Unveröff. Diss., Univ. Wien 1948.
- Fischer, H. 1955: Der Wennis-Veitlehner Kalk-Marmorzug. Vh. GBA. 1955, 187—197.
- Frasl, G. 1948: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Oberpinzgau. — In L. Kober: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. Vh. GBA. Wien 1948.
- Frasl, G. 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Unveröff. Diss., Univ. Wien 1949.
- Frasl, G. 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1952, 16—20.
- Frasl, G. 1953 a: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). Akad. Anz. Jg. 1953, Nr. 2, 23—26.
- Frasl, G. 1953 b: Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1953, 31—35.
- Frasl, G. 1953 c: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb. GBA. 96, Wien 1953, 143—192.
- Frasl, G. und Heißel, W. 1953: Über die Fossilfunde in den Fuscher Phylliten. Vh. GBA. Wien 1953.
- Frasl, G. 1954 a: Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1954, 38—42.
- Frasl, G. 1954 b: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphyrgnitgneise und Augen-gneise Österreichs. Jb. GBA. Wien, 97, 1954, 71—132.
- Frasl, G. 1955: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol). Vh. GBA. Wien 1955, 22—26.
- Frasl, G. und Frasl, E. 1956: Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Vh. GBA. Wien 1956, 33—36.
- Frasl, G. 1957: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, 1957; Graz 1957.
- Fuchs, G. 1956: Vorbericht über geologische Untersuchungen im Gebiet Granat-spitze—Großvenediger. Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. Wien 1956. 29—42.
- Haiden, A. 1950: Über Bausteinvorkommen des Ober- und Unterpinzgauer. Geol. Bw. 17, Wien 1950, 127—142.
- Hammer, W. 1935: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. GBA. Wien 1935.
- Hammer, W. 1937: Bemerkungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Kitzbühel—Zell am See. Vh. GBA. Wien 1937.
- Hammer, W. 1938: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgauer und der Kitzbüheler Alpen. Vh. GBA. Wien 1938, 171.
- Heritsch, F. 1919: Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Vh. GRA. Wien 1919, 155.

- Heißel, W. 1951: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Vh. GBA., Sonderheft A, Wien 1950/51.
- Holzer, H. 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietsbachtal. Mitt. Ges. Geol. Bb. Stud. Wien 1, H. 3, 1949, 1—30.
- Holzer, H. 1951: Bemerkungen zu dem Artikel von A. Haiden: Über die Bausteinvorkommen des Ober- und Unterpinzgaaes. Geol. Bw. 18, Wien 1951, 112—114.
- Holzer, H. 1952: Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe. SBmn. Abt. I 161, Wien 1952, 185—192.
- Holzer, H. 1953 a: Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner (153). Vh. GBA. Wien 1953, H. 1.
- Holzer, H. 1953 b: Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgaaes. Vh. GBA. Wien 1953, H. 2, 115—121.
- Horninger, G. 1954: Manganminerale vom Mooserboden b. Kaprun. Tsch. Mitt. 3. F., 5, 1954, 48—69.
- Horninger, G. 1956: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. Vh. GBA. Wien 1956, 114—118.
- Hottinger, A. 1934: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Ecl. geol. Helv. 27, 1934.
- Hottinger, A. 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick—Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helvet. 28, 1935, 250—368.
- Hradil, G. 1924: Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbühler Grauwackenzone. Vh. GBA. Wien 1924, 192—198.
- Huttenlocher, H. F. 1946: Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt. XXVI. 1946, 257—272.
- Karl, F. 1951: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal. Tsch. Mitt. 3. F., 2, 1951, 198—246.
- Karl, F. 1952 a: Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1952, 5—24.
- Karl, F. 1952 b: Aufnahmen auf Blatt Wald (151/2) (Bericht 1951). Vh. GBA. Wien 1952.
- Karl, F. 1953 a: Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (nördl. Grauwackenzone) und seine Beziehungen zu einigen Konglomeraten in den Westalpen. Akad. Anz. 1953, Nr. 1.
- Karl, F. 1953 b: Aufnahmen 1952 auf den Blättern Wald (151/1), Hohe Fürelegg (152/1), Prägraten (152/3) und Dreiherrn-Spitze (151/4). Vh. GBA. Wien 1953.
- Karl, F. 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1954, 48—51.
- Karl, F. 1955: Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). Vh. GBA. Wien 1955, 39—43.
- Karl, F. 1956 a: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem in den Hohen Tauern. Akad. Anz. 1956, Nr. 1, 1—4.
- Karl, F. 1956 b: Bericht 1955 über Blatt Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Vh. GBA. Wien 1956, 49—54.
- Karl, F. 1956 c: Die Komponenten des oberkarbonen Nöflach-Konglomerates (Tirol). Mitt. Geol. Ges. Wien 48, 1955 (1956), 71—88.
- Kieslinger, A. 1937: Aufnahmebericht über Blatt Hofgastein. Vh. GBA. Wien 1937, 63—69.
- Klebelberg, R. v. 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). Zs. D. Geol. Ges. 92, Berlin 1940.
- Kober, L. 1912: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. SBmn., Abt. I 121, Wien 1912, 105—119.
- Kober, L. 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien; m. nw. Kl. 98, Wien 1922, 201.
- Kober, L. 1928: Mesozoische Breccien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Akad. Anz. 65, Wien 1928, 275.
- Kober, L. 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien 1938.
- Kölbl, L. 1924: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. SBmn. Kl. I 133, Wien 1924.
- Kölbl, L. 1932 a: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. SBmn. 141, Wien 1932, 39—66.

- Kölbl, L. 1932 b: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. Akad. Anz. 1932, 69, 266.
- Kölbl, L. 1935: Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rdsch. 1935, 151.
- Leitmeier, H. 1936: Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 47, Wien 1936, 376—382.
- Leitmeier, H. 1937: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Tsch. Mitt. 49, 1937, 245—368.
- Leitmeier, H. 1950: Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tsch. Mitt. 3. F. 1, Wien 1950.
- Leitmeier, H. 1953: Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. Kober-Festschr. 1953, Skizzen zum Anlitz der Erde, Geol. Abreiten, herausgeg. aus Anlaß d. 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien.
- Leitmeier, H. 1955: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? Jb. GBA. 98, Wien 1955, 33—66.
- Mutschlechner, G. 1956: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). Mitt. Geol. Ges. Wien 48, 1955 (1956), 155—166.
- Nabholz, W. 1945: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Eclogae geol. Helv. 38, 1945.
- Ohnesorge, Th. 1924: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel—Zell am See. Vh. GBA. Wien 1924.
- Ohnesorge, Th. 1929: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Akad. Anz. Wien 1929, 200—203.
- Petraschek, W. 1947: Die alpine Metallogenese. Jb. GBA. Wien 90, 1945 (1947).
- Prey, S. 1938: Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke. Vh. GBA. Wien 1938, 190—192.
- Prey, S. 1951: Exkursionsführer VII: Tauernfenster (Großglockner Straße). Vh. GBA. Wien 1951, Sonderheft A., 95—109.
- Sander, B. 1947: Die allotigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. Mitt. nat. med. Ver., Innsbruck 1947.
- Scharbert, H. 1954 a: Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen des Tauernnordrandes (Pinzgau). Akad. Anz. Wien 1954, 37.
- Scharbert, H. 1954 b: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Jb. GBA. Wien 97, 1954, 39—63.
- Scharbert, H. 1954 c: Zweiter Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau). Akad. Anz. Wien 1954, 143—147.
- Scharbert, H. 1956: Über einen „Floitit“ aus dem Habachtal (Oberpinzgau, Salzburg). Akad. Anz. Wien 1956, 29—33.
- Schmidegg, O. 1949: Bericht über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. Vh. GBA. Wien 1949.
- Schmidegg, O. 1951: Aufnahmen auf Blatt Hippach—Wildgerlosspitze (5148) (Bericht 1950). Vh. GBA. Wien 1950/51, 113—117.
- Schmidegg, O. 1952: Bericht (1952). Geologische Aufnahmen auf Blatt Hippach—Wildgerlosspitze (5148). Vh. GBA. Wien 1952, 20—22.
- Schmidegg, O. 1953: Aufnahmen 1952 in der nördlichen Schieferhülle der Hohen Tauern auf Blatt Hippach und Wildgerlosspitze (5148). Vh. GBA. Wien 1953, 42—44.
- Schmidegg, O. 1954: Bericht über geologische Aufnahmen 1953 auf Blatt Zell am Ziller (150) und Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1954, 76—77.
- Schmidegg, O. 1955 a: Geologische Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1955, 71—72.
- Schmidegg, O. 1955 b: Geologische Aufnahmen in der Venediger Gruppe Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). Vh. GBA. Wien 1955, 73—75.
- Schmidegg, O. 1956: Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Zell am Ziller (150), Krimml (151) und Matrei i. Osttirol (152). Vh. GBA. Wien 1956, 83—85.
- Schmidt, W. J. 1950/52: Die Matreier Zone in Österreich. Teil. I—V. SBmn. Abt. I 159, 160, 161, 1950, 1951, 1952.
- Spitz, A. 1909: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. Tsch. Mitt. 28, 1909, 497—534.
- Stark, M. 1907 a: Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Tsch. Mitt. 26, 142.
- Stark, M. 1907 b: Grünschiefer etc. aus dem Groß-Arl- und Gasteintal. Tsch. Mitt. 26, 1907, 486—491.



Stark, M. 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. SBmn. 121, 1912, 195—226.

Stark, M. 1930: Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockners und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. Zbl. Min. usw., Abt. A., 1930, 481.

Stark, M. 1939: Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. SBmn. Abt. II a, 148, 1939, 41—106.

Stark, M. 1940: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal. SBmn. Abt. I, 149, 1940, 13—50.

Stark, M. 1950: Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie des Großarl- und Gasteiner Tales. SBmn. Abt. I, 159, Wien 1950, 183—197.

Thiele, O. 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand von Gerlos (Tirol). Mitt. Ges. Geol. Bb. Stud. Wien, Jg. 2, H. 2, 1951.

Tollmann, A. 1957: Aufnahmebericht 1956, Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). Vh. GBA. Wien 1957.

Vuagnat, M. 1946: Sur quelques diabases suisses. — Contribution à l'étude du problème des spilites et de pillow lavas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26, 1946, 116—228.

Weinschenk, E. 1895: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen etc.: Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine. Abh. kgl. bayr. Akad. II. 18, 1895, 651 und Z. Kristallogr. 26 (1896) 479.

Geologische Spezialkarte 1: 75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See (5049), Wien 1935.

Geologische Spezialkarte des Großglocknergebietes 1: 25.000 von H. P. Cornelius und E. Clar. Herausgegeben von der GBA., Wien 1935.

### Bemerkungen zu den Karten auf Tafel XXV

#### A. Zur Hauptkarte:

Bei dieser Übersichtskarte wurde in erster Linie getrachtet, die Verbreitung der derzeit im Inneren der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern unterschiedbaren, stratigraphischen Gesteinsserien aufzuzeigen.

Die Seriengliederung wurde dabei nur auf jenen Raum angewandt, den ich für sicher zur Schieferhülle gehörig erachte, während darüber hinaus die viel diskutierten Rahmenzonen im Norden und Süden (siehe S. 448 f) gesondert ausgeschieden wurden, obwohl sie aus weitgehend gleichartigen Komponenten wie die Schieferhülle bestehen.

Es ist im übrigen selbstverständlich, daß die vorliegende Hauptkarte nur die vereinfachte Darstellung der neuen Seriengliederung zum besseren Überblick über die Zusammenhänge in den ganzen mittleren Hohen Tauern zum Ziele haben kann, und daß dadurch die künftige sukzessive Herausgabe der einzelnen Blätter der geologisch-petrographischen Spezialkarten mit genauem Maßstab in keiner Weise eingeschränkt wird.

Das ursprüngliche Vorhaben, einen größeren Maßstab zu wählen (z. B. 1: 50.000), wobei man schon eher die petrographische Aufgliederung der einzelnen Serien hätte unterbringen und die Verdeckung des Untergrundes durch die jungen Schuttformationen hätte korrekterweise berücksichtigen können, wurde aus verschiedenen technischen Gründen fallen gelassen. Bei dem Maßstab von 1: 100.000 und der Verwendung von vier Farben war jedenfalls in einem petrographisch derart abwechslungsreichen Gelände nur mehr die Herstellung einer abgedeckten Karte mit einfacher Seriengliederung möglich, mit allen damit stets verknüpften Vor- und Nachteilen.

Zur Zusammenstellung der Hauptkarte wurde eine Reihe von geologischen Detailkarten benutzt, so besonders die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar (1935) und die nördlich und westlich anschließenden Manuskriptkarten von H. P. Cornelius (im Dorfertal von E. Clar), die in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien aufliegen. In der Nähe des Salzachtals bot östlich des Fuschertales die Aufnahme von E. Braumüller, 1939, und westlich des Fuschertales bis zum Hollersbachtal das Blatt Kitzbühel—Zell am See von W. Hammer, 1935, (Aufnahme Bruck—Kaprun—nördliches Stubachtal von H. P. Cornelius) die nötigen Unterlagen. Von dem zwischen der Großglocknerkarte und Blatt Kitzbühel—Zell freibleibenden Geländestreifen lag außer Manuskriptkarten von H. P. Cornelius und eigenen Aufnahmen auch eine Manuskriptkarte von H. Holzer (1935) vor, die sich wieder in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt befindet. In der Gegend des Matreier Tauernhauses wurde neben der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius auch die in diesem Jahrbuch erscheinende Karte von G. Fuchs für einige fragliche Grenzver-

läufe zu Rate gezogen, während die Matreier Zone im Westen z. T. von W. J. Schmidt übernommen wurde. Im Nordwesten, im Gebiet der Gneisungen von Hollersbach bis Krimml lagen eigene Aufnahmeergebnisse (Frasl 1949—1953) vor, die an einigen Stellen durch Angaben aus Aufnahmeberichten von O. Schmidegg und F. Karl und bei der Achselalm durch Unterlagen von W. Petraschek (1947) ergänzt wurden. Die Eintragungen östlich der Großglocknerkarte beruhen wieder auf eigenen Aufnahmen (ab 1951), und auch ein guter Teil der sonstigen zuvor genannten Arbeitsgebiete ist mir durch eigene Untersuchungen bekannt.

Als topographische Unterlage wurde ein stellenweise etwas veränderter Auszug aus der Wanderkarte 1:100.000 von Freytag & Berndt herangezogen. Die ursprünglichen Aufnahmen lagen aber im allgemeinen auf Blättern der neuen Österreichischen Karte 1:25.000 vor und dessen gute Topographie stimmt mit jener der Wanderkarte nicht immer überein, sodaß sich bei der vorwiegend photographischen Übernahme der geologischen Grenzen von der einen Karte auf die andere manche Schwierigkeiten ergaben.

Die meisten näheren Ortsbezeichnungen im Textteil sind der Österreichischen Karte 1:25.000 entnommen. Trotzdem ist es beim ersten Vergleich der Hauptkarte mit dem Gelände wohl ratsamer, als verbindendes Zwischenglied die entsprechende Wanderkarte von Freytag & Berndt (Blatt 12: Glockner- und Venedigergruppe; sowie Blatt 19: Goldberg-Ankogelgruppe, Radstätter Tauern) zu benutzen. Andererseits wird man bei der Frage nach der örtlichen Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten wie bisher die petrographischen Ausscheidungen der bereits vorhandenen geologischen Karten dieses Raumes zu Rate ziehen, da es ja aus verschiedenen Gründen nicht möglich war, auch noch so zahlreiche und oft miteinander abwechselnde Gesteinsarten auf dieser Übersichtskarte darzustellen, wie sie z. B. die selbst schon stellenweise vereinfachte Großglocknerkarte beim Maßstab 1:25.000 (Cornelius und Clar, 1935) aufweist.

#### B. Zur Nebenkarte:

Es ist heute in den mittleren Hohen Tauern eine Reihe von Deckennamen und sonstigen Bezeichnungen tektonischer Einheiten geläufig, die für das Verständnis der bisherigen Entwicklung der geologischen Forschung unentbehrlich ist, und auf denen auch die vorliegende Studie weiterbaut. Da bisher eine Übersicht über die Kartenabgrenzungen dieser Einheiten für die ganzen mittleren Hohen Tauern fehlte, wurde sie hier als Nebenkarte beigegeben. Dabei mußte, da die bisher übliche Deckengliederung z. T. von mehr lokalen Erfahrungen ausging, für den Osten eine andere Einteilung getroffen werden, als in der Mitte und im Westen.

Der eingerahmte Raum in der Mitte entspricht etwa der in den Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes von Cornelius und Clar, 1935, vorgelegten tektonischen Gliederung, während die Glocknerkarte selbst noch um einiges kleiner ist. Die tektonischen Grenzen des westlich daran anschließenden Raumes (Felbertal, Tauerntal) hält sich an die gedruckten schriftlichen Angaben und die Manuskriptkarten von H. P. Cornelius, nur die Matreier Zone wurde nach W. J. Schmidt abgegrenzt.

Im Nordwesten wurde die Gliederung südlich der Krimmler Trias von G. Frasl, 1953, im wesentlichen übernommen, nördlich davon stammt sie von W. Hammer.

Östlich des in der Mitte eingerahmten Raumes wurde die tektonische Gliederung nach E. Braumüller und S. Prey, 1943, sowie Prey, 1951, angewandt. — Eine Skizze der tektonischen Gliederung des nördlichen Stubachgebietes nach H. Holzer wurde als Figur 3 auf Seite . . . in den Text eingefügt, um eine Überdeckung zweier Auffassungen auf der Nebenkarte zu vermeiden.

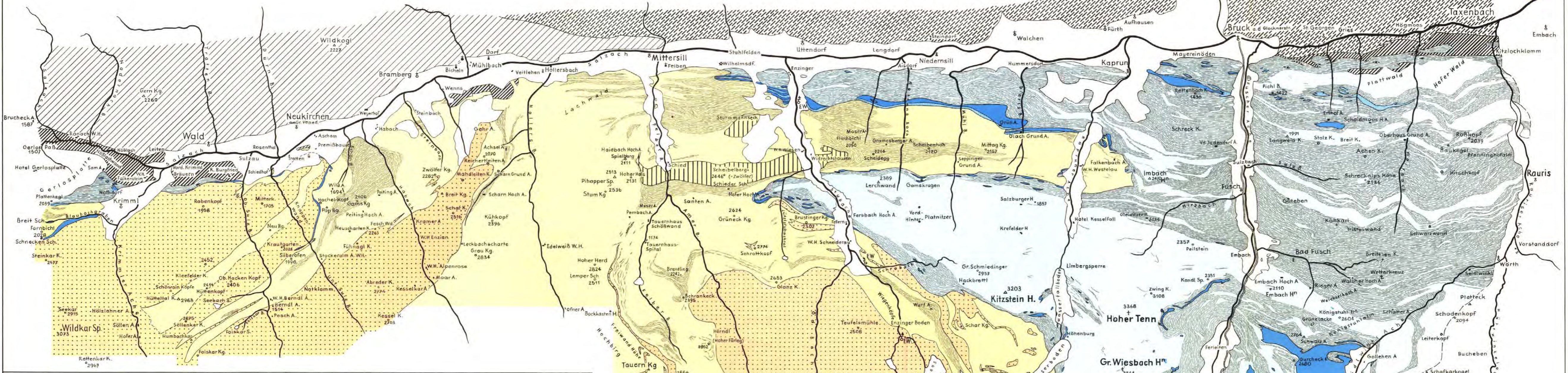
Für die Erlaubnis der Einsichtnahme in die Manuskriptkarten aus dem Besitz der Geologischen Bundesanstalt sowie für alles verständnisvolle Entgegenkommen bei der Drucklegung der Karte und auch des Textes bin ich dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. Kupper, sehr zu Dank verbunden; aber auch den Herren J. Kerschhofer und O. Binder von der dortigen Zeichenabteilung gebührt mein bester Dank.



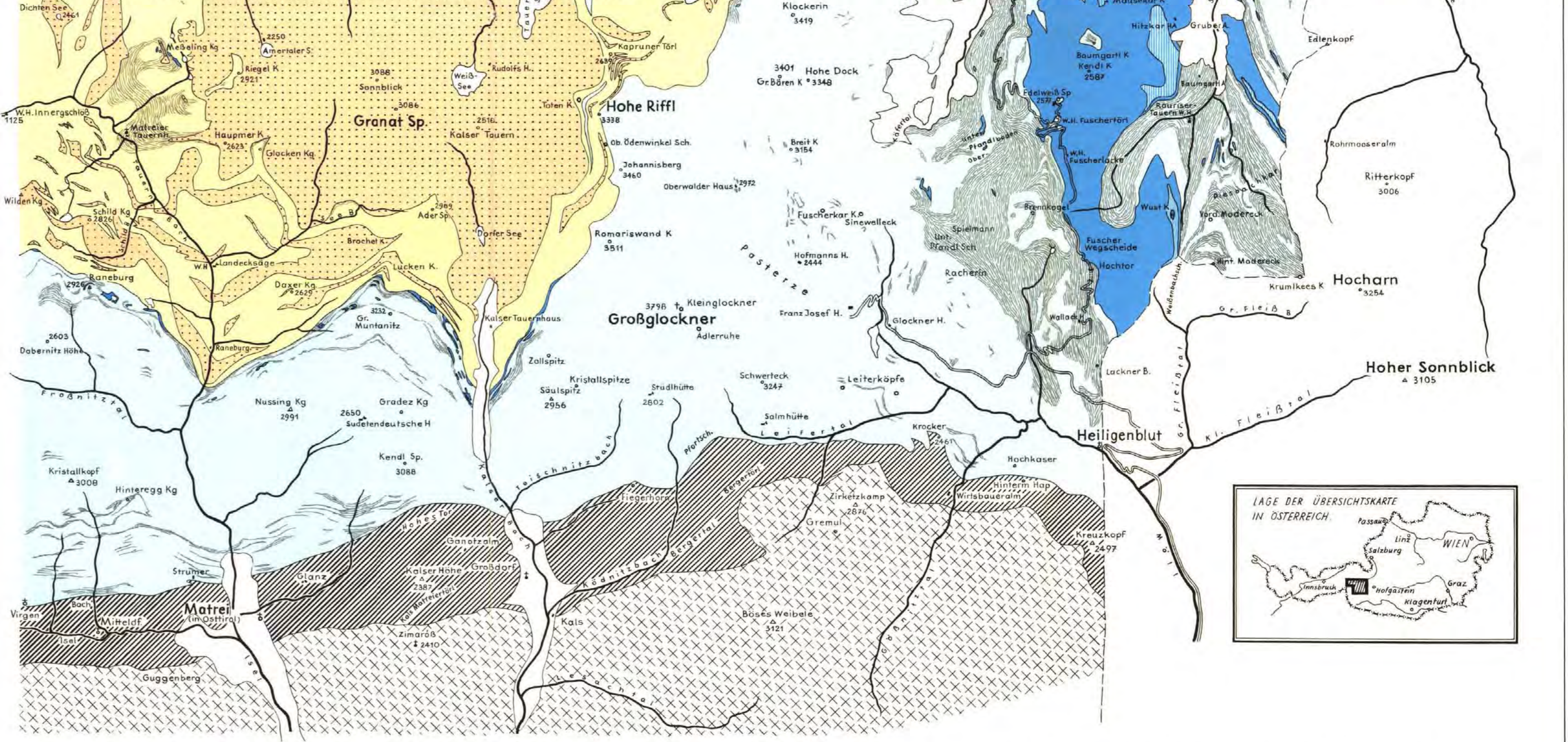
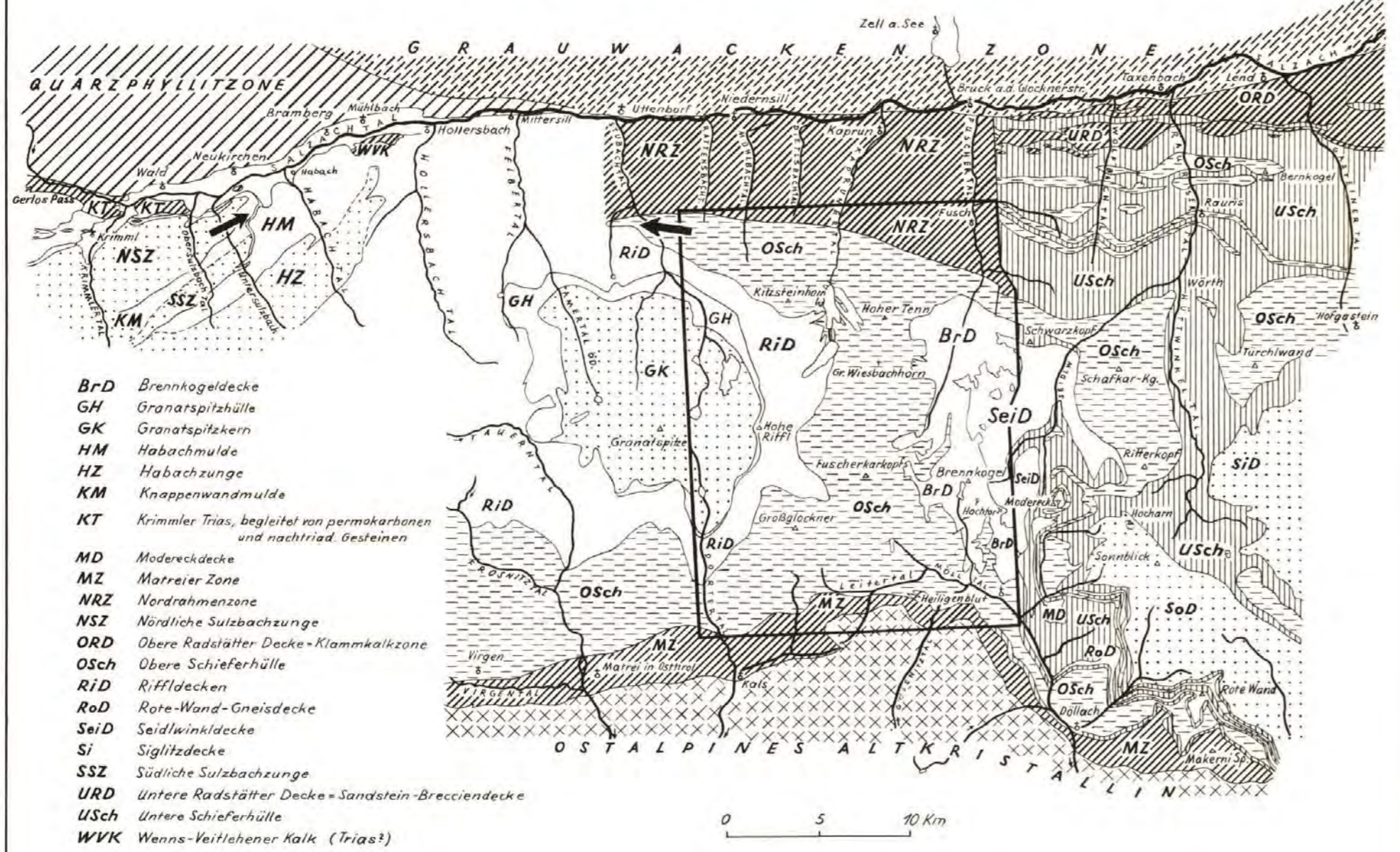
# ÜBERSICHTSKARTE ZUR SERIENGLIEDERUNG DER SCHIEFERHÜLLE DER MITTLEREN HOHEN TAUERN.

Entworfen auf Grund vorhandener und eigener Aufnahmen von G. FRASL 1958

Maßstab 1:100.000 0 1 2 3 4 5 km



## BISHERIGE TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER MITTLEREN HOHEN TAUERN.



**Großgliederung westlich Fusch-Heiligenblut:**

**Pennin**

- Geschlossene Zentralgneisgebiete
- Untere Schieferhülle im Alp (mit kleinen Zentralgneiskörpern, mit Altkristallin, Paläozoikum, Trias u. wenigen nachtriad. Elementen)
- Obere Schieferhülle (hauptsächlich nachtriadische Kalktuffschiefer und Proavinita)

**Ostalpin**

- Unter-Ostalpin
- Unter-Ostalpin
- Ober-Ostalpin

**Rahmenzonen (Matreier Zone, Nordrahmenzone nach Cornelius & Clar; Radstätter Decken, Krimmler Trias mit Perm und Jura als Begleiter, Wanns-Veitlehener-Kalke)**

**Quarzphyllitzone**

**Grauwackenzonen im Norden, Ostalpines Altkristallin im Süden**

Untersuchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal und der Krimmler Gneiswälze S. Neukirchen.

**Großgliederung im Raum östlich Fusch-Heiligenblut:**  
(Nach Braumüller & Frey 1943 und Frey 1951)

**Pennin**

- Geschlossene Zentralgneisgebiete z.T. mit parautochthoner Schieferhülle (Paläoz.-Trias)
- geringmächtige Zentralgneisdecken mit parautochthoner Schieferhülle (Paläoz.-Trias)
- Untere Schieferhülle
- Obere Schieferhülle

**HOHE TAUERN: I. SCHIEFERHÜLLE:**

**JUNGE SCHIEFERHÜLLE:**

- Bündnerschieferserie: Oberste Trias bis unterste Kreide; darin strichliert ausgeschieden: Rauriser Phyllit
- Karbonatgesteinsserie der Trias, einschließlich Hochstegenkalk und Hachekopfkalk unsicherer Alters / im NW
- Wustkogelserie: Oberes Perm bis untere Trias

**ALTE SCHIEFERHÜLLE:**

- Habachserie, paläozoisch bis höchstens unteres Perm, z.T. stärker umgewandelt und injiziert / neben geringeren altkristallinen Anteilen. Strichliert: Habach-Phyllit.
- Altkristallin im nördlichen Stubach- und Felbertal, besonders der sog. Scheibelbergzug

**II. ZENTRALGNEIS**

**UMRAHMUNG DER HOHEN TAUERN:**

**RAHMENZONEN:**

- Matreier Zone im Süden
- Obere Radstätter Decke (im Sinne von Braumüller) im NE, Wanns-Veitlehener Kalkzug, Krimmler Trias mit ihren Begleitgesteinen im NW
- Quarzphyllitzone
- Altkristallin im S der Hohen Tauern
- Grauwackenzonen