

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe

1 : 50.000

Von Christof Exner

(mit Tafel 1—8, 1 Tabelle und 8 Abbildungen im Text)

Die Matreier Zone in der Sadniggruppe

Beitrag von Siegmund Prey

(mit Tafel 9 und 2 Abbildungen im Text)

Wien 1964

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT,
WIEN III, RASUMOFKYGASSE 23

Inhalt:

	Seite
EXNER CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe	3
PREY S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe	131

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe

Von Christof Exner

(mit 8 Tafeln, 1 Tabelle und 8 Abbildungen im Text)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Einleitung	5
II. Der Sonnblick-Gneiskern	8
1. Allgemeines	8
2. Internbau und Mölltalstörung	9
3. Die Faltenachsen der Sonnblickgruppe	12
4. Gneisgranit	15
5. Gneitgneis und Augengneitgneis mit Vormacht des Kalifeldspates	20
6. Gneisphyllonit	21
7. Gneisphyllonitischer Quarzit. Aus Zentralgranit im Zuge intensiver Durchbewegung und metamorphen Stoffumsatzes hervorgegangener Quarzit	22
8. Gangfloitit (metamorphes basisches Ganggestein)	23
9. Altes Dach des Zentralgneis (vom Zentralgranit intrudiertes, polymetamorphes Altkristallin)	28
III. Die autochthone Schieferserie über dem Sonnblick-Gneiskern	31
IV. Gneislamelle 1 (Sandkopf — Neubau — Decke)	38
1. Das Problem der Gneislamellen	38
2. Die tektonische Position der Gneislamelle 1	39
3. Detailbeschreibung der Gneislamelle 1	40
V. Die Schiefer im Hangenden der Gneislamelle 1 und im Hangenden der Lamellen über dem Hochalm-Ankogel-Massiv (Durchgang Alm — Decke und Feldwand — Lamelle)	45
1. Allgemeines	45
2. Glimmerschiefer und Porphyroid im Hangenden der Durchgang Alm-Decke und Feldwand-Lamelle	46
VI. Gneislamelle 2 (Grieswies — Lonza — Lamelle)	51
1. Allgemeine Übersicht und theoretische Interpretation	51
2. Detailbeschreibung der Grieswies-Lamelle	53
3. Detailbeschreibung der Lonza-Lamelle	56
VII. Die Schiefer im Hangenden der Gneislamelle 2	61
VIII. Gneislamelle 3 (Trogereck-Lamelle)	63
1. Allgemeine Übersicht und theoretische Interpretation	63
2. Albitgneis, Albitporphyroblastenschiefer und mikroklinführende Schiefer im Abschnitt Bogenitzen — Trogereck	64
3. Der Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis bei der Fleiß-Kapelle	65
4. Der 200 m mächtige Phengit-Mikroklinaugengneis des Weißenbach-Kares	68
5. Die Fortsetzung im Kruml-Tal	69

	Seite
IX. Die Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 3	70
X. Gneislamelle 4 (Rote Wand — Modereck — Decke)	72
1. Allgemeine Übersicht	72
2. Das genetische Problem der Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite und unsere vorläufige Interpretation	74
3. Gneislamelle 4 in der S- und W-Flanke der Sonnblickgruppe	75
4. Gneislamelle 4 im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde	80
5. Gneislamelle 4 im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde	83
6. Petrographische Gliederung	86
XI. Die Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 4 (Deckensystem über der Gneislamelle 4, Glocknerserie)	89
1. Allgemeines	89
2. Die Glocknerserie in der S- und W-Flanke der Sonnblickgruppe	90
3. Die Glocknerserie im Gebiete der Mallnitzer Mulde	99
XII. Matreier Zone (mit Gneislamelle 5)	103
XIII. Das Altkristallin der Schobergruppe	106
1. Allgemeines	106
2. Detailbeschreibung	107
XIV. Das Altkristallin der Sadniggruppe	113
XV. Das Altkristallin am Rande der Kreuzeckgruppe	116
XVI. Intrusivgang des spätalpidischen Magmas der Rieserfernergefölgenschaft	117
XVII. Quartär	118
XVIII. Zur Interpretation der Beobachtungen	121
XIX. Bemerkungen zur Literatur	152
XX. Literaturverzeichnis	157
XXI. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000	162
XXII. Angabe von Detailprofilen zu den Tafeln 4 bis 8, nebst Zeichenklärung	164

Übersicht der Tafeln

Tafel 1	Tektonische Skizze der Sonnblickgruppe und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern
Tafel 2	Profile durch die Sonnblickgruppe
Tafel 3	Strukturkarte der Sonnblickgruppe
Tafel 4	Profile durch den Tauern-Hauptkamm zwischen Hohem Sonnblick und Hagener Hütte
Tafel 5	Profile durch den Böseck-Kamm
Tafel 6	Profile in der W-Flanke des Sonnblick-Kernes
Tafel 7	Profile in der S-Flanke des Sonnblick-Kernes
Tafel 8	Profile im Gebiete um den Hocharn

Einleitung

In den Jahren 1949 bis 1959 hatten wir Gelegenheit, im Auftrage und mit den Mitteln der Geologischen Bundesanstalt (Wien) und in den Jahren 1946 bis 1948 mit Subventionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und des Forschungsinstitutes Gastein die Petrographie und Tektonik der Sonnblickgruppe (= Goldberggruppe) in den östlichen Hohen Tauern zu studieren.

Diese Gebirgsgruppe liefert ein großartiges Beispiel der Tiefengeologie der Alpen und das hier zu beschreibende Sonnblickgebiet im engeren Sinne eine Gneiswalze im hochtaueriden Bereich ohne alpidische Magma-Intrusion und mit kräftigen Tangentialtransporten in den auflagernden Tauernschiefern, mit der Bildung parautochthoner Lamellen und einer gewaltigen Decke (Glocknerdecke). In dieser Beziehung sind die dünnen Gneislamellen interessant, die von weithin sichtbaren Quarziten, gelben Rauhacken und Dolomiten begleitet, als „Würmlizone“ viele Zehner von Kilometern über Berg und Tal streichen. Mit ihrer Untersuchung haben wir uns besonders intensiv beschäftigt. Über den bildsamen Tauernschiefern folgt die Matreier Schuppenzone, welche als hochpenninisch bis unterostalpin gedeutet wird. Diskordant darüber ist als mehr oder weniger starrer Block die alte oberostalpine Kristallinmasse der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe aufgeföhren, die dann noch von alpidischen Magmagängen der periadriatischen Intrusiva (Rieserferner-Gefolgschaft) durchsetzt wird, wobei man vorzüglich sieht, daß der junge Magmatit petrographisch von den Tauerngneisen sehr verschieden ist.

Die Geologie der Sonnblickgruppe war in diesem Jahrhundert vor allem von M. STARK (1912), L. KOBER (1912 a), A. WINKLER-HERMADEN (1926 a), W. HAMMER (1927), S. PREY (1937, 1937 b, 1938, 1962 a), A. KIESLINGER (1936 bis 1938) und W. J. SCHMIDT (1950, 1951 und 1952) in Teilbereichen dargestellt worden. Doch fehlte bisher eine einheitliche Gesamtbearbeitung und vor allem eine geologische Übersichtskarte.

Der natürliche Zeitpunkt für die von uns durchgeführte geologische Übersichtskartierung und detaillierte Profilaufnahme der Sonnblickgruppe war dadurch gegeben, daß in den Jahren 1937 bis 1954 die neuen topographischen Blätter der österreichischen Karte 1 : 25.000 und 1 : 50.000 dieser Gebirgsgruppe allmählich im Druck erschienen und die für genauere Eintragungen in der Hochgebirgsregion unbrauchbaren älteren topographischen Kartenunterlagen ablösten.

Im Gegensatz zu den berühmteren Nachbargruppen (Glocknergruppe, Hochalm-Ankogelgruppe) erhielt das touristisch weniger anspruchsvolle Sonnblickgebiet (Goldberggruppe) keine, der amtlichen Landesaufnahme vorausseilende topographische Alpenvereinskarte. Die Geologen mußten bis zum Jahre 1935 auf der aus dem vergangenen Jahrhundert stammenden Landesaufnahme 1 : 25.000 ihre Eintragungen machen, die in der Hochgebirgsregion für diesen Zweck zu ungenau ist. Eine im Jahre 1920 begonnene photogrammetrische Karte ist unvollendet geblieben. Erst in den Jahren 1937 bis 1954 erschienen schrittweise die vorzüglichen Blätter der österreichischen Karte 1 : 25.000, die unsere Gebirgsgruppe betreffen. Für einen Teil unseres Gebietes erschien als Vorläufer im Jahre 1941 ein Zusammendruck aus der neuen österreichischen Karte 1 : 25.000 unter dem Titel: „Sonnblickkarte des Deutschen Alpenvereins“ mit einigen, auch heute noch wertvollen Ergänzungen touristischer und bergbaulicher Angaben und mit der, inzwischen wieder rückgängig gemachten Tendenz der Verdeutschung der Ortsnamen slawischer Herkunft.

Auf den neuen topographischen Blättern geologisch zu kartieren und auf ihrer Grundlage Detail- und Übersichtsprofile zu zeichnen, stellt in dieser tektonisch komplizierten Region eine reine Freude dar. Mit Ausnahme des von Chefgeologen S. PREY im Maßstabe 1 : 10.000 aufgenommenen Gebietes: Großfragant-

Schobertörl-Makernispitze und der Aufnahme 1 : 25.000 von W. HAMMER im unteren Mallnitztal, nahmen wir das Gesamtgebiet, soweit es nicht randlich durch die Nachbarkarten (F. ANGEL — R. STABER 1942 bzw. 1952 a: geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes 1 : 50.000. H. P. CORNELIUS — E. CLAR 1935: geologische Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000) bereits gedeckt ist, neu auf.

Das Gebiet ist touristisch nicht schwer. Meist gingen wir allein. Den Freunden, die uns mitunter auf ausgesetzten Graten begleiteten, sei auch hier nochmals herzlich gedankt. Aufgenommen wurde auf der österreichischen Karte 1 : 25.000. Auf diese Blätter beziehen sich auch die im Text dieser Erläuterungen genannten Höhenpunkte und topographischen Bezeichnungen. Jedem, der selbst Begehungen in dieser Gebirgsgruppe durchführt oder den Erläuterungstext genau studiert, sei empfohlen, sich diese offiziellen österreichischen topographischen Karten anzuschaffen, da die Karte 1 : 50.000 bereits ihrem Zweck als Übersichtskarte gemäß vereinfacht ist und viel wertvolles Detail daher nicht beinhaltet.

Die von uns reingezeichneten geologischen Manuskriptkarten 1 : 25.000 wurden an der Geologischen Bundesanstalt in Wien auf den Maßstab 1 : 50.000 verkleinert und in diesem Maßstabe im Jahre 1962 im Mehrfarbendruck als geologische Karte der Sonnblickgruppe im Verlage der Geologischen Bundesanstalt herausgebracht. Mit der Verkleinerung wurde ein handliches Format erreicht und es kam auf gut einem Drittel der Fläche zu einer Überdeckung mit der im Jahre 1956 an der gleichen Anstalt erschienenen geologischen Karte der Umgebung von Gastein, ebenfalls im Maßstabe 1 : 50.000. So ist der übersichtliche Anschluß voll und ganz gewährleistet. Natürlich ist es klar, daß man in Zukunft besser im Maßstabe 1 : 10.000 geologisch kartieren wird. Wir sehen darin noch ein reiches und fruchtbares Betätigungsfeld für unsere geologischen Nachfolger in der Sonnblickgruppe. Indem wir ohne kleinliches und unsicheres Zögern die eigenen Beobachtungen zusammenfassen und eine geologische Übersicht über die weiträumige, jedoch von einheitlichen Walzen, Lamellen und Überschiebungslinien beherrschte Gebirgsgruppe vorlegen, glauben wir aber auch, diese genauere, zukünftige Erforschung am ehesten ins Rollen zu bringen.

Doch möchten wir auch dankbar rückblickend, den Benutzer der geologischen Karte der Sonnblickgruppe und den Leser dieser Erläuterungen bitten, die Werke der eingangs genannten, älteren Autoren (seit der Jahrhundertwende; von den tektonischen Pionieren M. STARK und L. KOBER bis zu W. J. SCHMIDT) zu lesen. Es erschien uns nämlich sinnlos und würde auch den Rahmen dieser Erläuterungen weit aus überschreiten, eine eingehende kompilatorische Beschreibung dieser großen, inhaltsreichen Gebirgsgruppe zu liefern. Wir sehen unsere gegenwärtige Aufgabe darin begrenzt, erstmals eine Übersichtskarte der gesamten Gebirgsgruppe vorgelegt zu haben und nun in den Erläuterungen dazu wesentlich eigene, selbständig gewonnene Beobachtungsdaten niederzulegen, besonders in den zahlreichen Detailprofilen und gesteinskundlichen Beschreibungen.

In bezug auf die thematische und räumliche Darstellung schließen wir hier unter Vermeidung von Wiederholungen an die Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein (CH. EXNER 1957) an. Haben wir uns dort bemüht, die Entwicklung der Geologie in den Hohen Tauern auch historisch zu beleuchten und das Thema möglichst einfach einem weiteren Kreis geologisch interessierter Bergsteiger nahezubringen — in Zusammenhang mit dem vielbesuchten Gasteiner Ausflugsgebiet und dem weiten Interessenbereich des allgemein naturwissenschaftlich ausgerichteten Gasteiner Forschungsinstitutes —, so

schreiten wir nunmehr gleich zur speziellen geologischen Beschreibung, nämlich zur Walze des Sonnblick-Kernes und seiner Hüllzonen.

Geographisch umfaßt das hier zu beschreibende Gebiet den Tauern-Hauptkamm vom Hochtor (Großglockner-Hochalpenstraße) über Hocharn, Hohen Sonnblick, Goldbergspitze, Schareck, Geisel-Kopf zum Niederen oder Mallnitzer Tauern, auf dem die Hagener Hütte steht. Im Salzburgischen sind das Krumltal, die Gebirgsstöcke des Ritterkopfes und des Edlen Kopfes, der oberste Rauriser Hüttwinkl mit Kolm-Saigurn, Riffelscharte mit Niedersachsen-Haus, der Filzenkempfen und die W- und S-Hänge des Gasteiner Naßfeldes miteingeschlossen. Im Kärntnerischen das Mölltal zwischen Heiligenblut und knapp nördlich Mörtschach (Stampfen, Schöngaß), die begnadeten, fruchtbaren Täler der Groß-Fleiß, Klein-Fleiß, Zirknitz und Asten. Im letztgenannten Tal reichen die Dauersiedlungen bis 1700 m Seehöhe hinauf und dort befindet sich die höchste kärntnerische Volksschule in der Hinter-Asten. Ferner die drohenden, düsteren Steilflanken der randlichen Schobergruppe westlich der Möll mit den Vorlagen vor dem Seekamp und vor dem Großen Friedrichskopf und mit den Unterläufen des Graden- und Wangenitztales. Jenseits des großen Möllbogens dann im E das tiefe Mölltal zwischen Außerfragant und Obervellach, wo im Herbst bereits der Mais reift; das Fraganttal und sein kahler Oberlauf, das Wurtental, und die lieblichen Almlandschaften der Groß- und Kleinfragant; ferner die W- und E-Hänge des Mallnitzer Tauernales und schließlich die Strecke des unteren Mallnitztals zwischen Rabisch und der Mündungsschlucht des Mallnitzbaches bei der Burg Groppenstein. Im S ist der Gipfel des Sadnig noch erfaßt.

Unser Dank gilt dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Prof. H. KÜPPER, der diese Arbeit stets förderte; ferner den Geologen, die die Rand- und Nachbargebiete unserer Gebirgsgruppe bearbeiteten und uns mit Anregungen und Hilfeleistungen versorgten: Prof. E. CLAR und der viel zu früh verstorbene Geologe H. P. CORNELIUS (westliches Nachbargebiet, Großglocknergruppe), Prof. G. FRASL (Neubearbeitung der Glocknergruppe, spezielle geologische Detailaufnahme des Seidlwinkltales, gemeinsame Aufnahme des Kammes Krumlkees-Kopf—Hinteres Modereck und viele wertvolle wissenschaftliche Anregungen); Kollegen E. BRAUMÜLLER (nördliches Nachbargebiet um Rauris und Klammkalkzone); unserem Lehrer in der Tauernpetrographie, Prof. F. ANGEL, und dem unvergessenen, früh verstorbenen Kärntner Geologen R. STABER (östliches Rand- und Nachbargebiet, Hochalm-Ankogel-Gruppe); den hochverehrten Aufnahmegologen Bergrat H. BECK, H. HOLZER, E. und K. VOHRZYKA und H. KRUPARZ (südliches Rand- und Nachbargebiet, Altkristallin der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe). Die Geologie der Sonnblickgruppe selbst wurde vor allem durch die photogeologische Bearbeitung durch H. HOLZER (1958, 1960) entscheidend bereichert. Seine Auswertungen bringen eine viel genauere Kenntnis der jungen Störungslinien, ihrer Verknüpfung mit den sichtbaren Resten des einst blühenden Goldbergbaues und eine bedeutend verbesserte Kenntnis der Moränen-, Schutt-, Bergsturzareale sowie der ganz jungen Bergzerreißungsspalten. Natürlich konnten in unsere kleinmaßstäbliche Übersichtskarte diese Ergebnisse kaum übertragen werden, sie werden aber jedem, der sich im Detail mit dieser Gebirgsgruppe befaßt, von großem Werte sein. Prof. K. SCHMIDT (München) führte dankenswerterweise die erste korngefüge-analytische Untersuchung an Gneisen der Sonnblickgruppe durch (K. SCHMIDT 1957). Zahlreichen Kollegen sei auch vielfach für manche gemeinsame Bergtour in der Sonnblickgruppe gedankt. Dieser Dank gilt auch meinem Sohne, stud. techn. W. EXNER.

Der Sonnblick-Gneiskern

I. Allgemeines

Die tektonische Skizze der Sonnblickgruppe und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern (Tafel 1) zeigt den NW-streichenden Sonnblick-Gneiskern, der nach SE in die Gneislamelle (Sonnblicklamelle) des unteren Mölltales ausläuft. Das ganze Gebilde ist eine Walze, ein typischer B-Tektonit, der mit NE-Vergenz gegen das stauende, große Hochalm-Ankogel-Massiv bewegt ist und dabei die zwischenliegenden Schiefer und höheren Lamellen muldenförmig einkeilt: Mallnitzer Mulde und ihre Fortsetzung in den Schiefen des unteren Mölltales.

Die Profile durch die Sonnblickgruppe (Tafel 2), welche annähernd senkrecht zum Streichen des Sonnblick-Gneiskernes gezogen sind, zeigen, daß die Walze des Sonnblickgneises eine steile NE-Stirne und einen flachen SW-Schenkel besitzt, jedoch in der Sonnblick-Gneislamelle des unteren Mölltales zu einem schmalen, den umgebenden Schiefen konform anliegenden, dünnen Gesteinskörper geformt ist. Aus dieser Profiserie läßt sich das Gneisgewölbe des Sonnblick-Kernes annähernd rekonstruieren, da noch von der Erosion verschont gebliebene Schieferkappen am Hocharn und am Feldsee-Kopf vorhanden sind. Zeichnet man die Luftsättel des Gewölbes, so findet man, daß der heute tiefste Erosions-einschnitt im Sonnblickgneis sich im Fragant-Tal, etwa 1300 m senkrecht unter dem Gneisgewölbe befindet. Dort treten übrigens auch massige, von der alpidischen Deformation ziemlich verschonte, nur teilweise alpidisch umkristallisierte Gneisgranite und Gneisgranodiorite auf.

Die Sonnblick-Gneiswalze ist also nur verhältnismäßig seicht aufgeschlossen, im Gegensatz zu den viele Kilometer mächtigen, steil stehenden, kompliziert zwiebelschalenförmig über- und unterschobenen, neben- und übereinanderliegenden Gneis-Teilkörpern des Hochalm-Ankogel-Massivs, das Einblick in viel bedeutendere Tiefen des alpidischen Deformationsmechanismus und der Stoffumsätze (Mobilisate, Feldspatifikationen usw.) gewährt. Nach unserer Terminologie gehören der heute aufgeschlossene Bereich des Sonnblick-Gneiskernes und seiner Hüllzonen dem hochtaueriden Stockwerk (gekennzeichnet durch Normalmetamorphose und Vorherrschen tangentialer Transporttektonik), die inneren Teile des Hochalm-Ankogel-Massivs dem tieftaueriden Stockwerk (gekennzeichnet durch intensivere Mobilisationen, innigste Verknetung von Augengranitgneis mit Kalkmarmor und im wesentlichen Einengungstektonik) an.

Es ist schwer möglich, für die mittleren Teile des Hochalm-Ankogel-Massivs genau das Gneisgewölbe in der Luft über dem Massiv mit Ausnahme der prachtvollen Aufschlüsse des Gneisdomes im NW (bei Gastein) und E (Reißeck und Katschbergzone) zu konstruieren. Hingegen liegt gerade der Reiz der Sonnblickgruppe darin, daß wir hier in seichten Aufschlüssen die Oberkante der Gneiswalze und ihre Verzahnung mit den auflagernden Schiefen, die Tektonik derselben mit den zwischengeschalteten, von SW nach NE ausgebügelten und darüber geschobenen höheren Gneislamellen an vortrefflichen Aufschlüssen der Hochregion in beinahe kontinuierlichen Profilen studieren können und damit instand gesetzt werden, den Bewegungsmechanismus und die Umkristallisationen schrittweise zu verfolgen und ihrer Enträtselung näherzukommen.

Der Hohe Sonnblick (3105 m), auf dem das meteorologische Gipfelobservatorium steht, zeichnet sich durch die 1000 m hohen, in seiner N-Wand gegen Kolm-Saigurn aufgeschlossenen Stirnwalzen aus. Am gewöhnlichen Aufstiegsweg von Kolm-Saigurn her, passiert man über dem Naturfreundehaus Neubau den

Bergfuß der sogenannten Leidenfrost-Wände (bei P. 2408, Knappenhauswalze, siehe unten) und beobachtet die tautozonaren s-Flächen des Augengranitgneis, die in gewaltigen Dimensionen um die konstant NW-streichende Faltenachse (= Hauptlineation des Augengranitgneis) rotieren.

Sein Trabant im NW ist die großartige breite Schieferkappe des Hocharn (3254 m). Hier und im nordwestlich anschließenden, erfreulicherweise bisher noch naturbelassenen Kruml-Tal, liegt der tektonische Schlüssel zur Geologie des Gebietes, denn hier verbinden sich über der Gneiswalze die Schieferserien und Gneislamellen der SW-Flanke mit denen der NE-Seite.

Die Muldentektonik im Anschluß an die Sonnblick-Stirne entblößt der Trabant im SE, das prächtige Schareck (3122 m) mit dem von Touristen selten begangenen Schiefergrat über die Murauer Köpfe zum Geisel-Kopf (2974 m). Hier hat die Erosion gut gewaltet. Sie ließ gerade den Muldenschluß der Mallnitzer Mulde stehen, so daß Schiefer und Gneislamellen in umlaufendem Streichen wie in einem Modell zu verfolgen sind und auch die Beziehungen zur Stirnfront der Sonnblick-Walze deutlich werden.

Aber das interessanteste Phänomen scheint uns doch die quasi teigförmige Auswulzung des Sonnblick-Kernes zur dünnen langen Sonnblicklamelle im unteren Mölltal zu sein. Diese Erscheinung nimmt vorweg und demonstriert eine Ausplättung des Granitgneis, die uns prinzipiell ähnlich, aber noch rücksichtsloser entwickelt in den Gneislamellen Nr. 1 bis 5 — wir haben sie mit Nummern benannt in der Richtung von unten nach oben, um nicht heillose Verwirrung durch vielerlei Lokalnamen zu stiften — innerhalb der Schiefer über dem Sonnblick-Kern begegnen wird.

Interessant sind zunächst bezüglich der Sonnblick-Lamelle die Dimensionen und das Größenverhältnis zwischen Sonnblick-Gneiskern und Sonnblick-Gneislamelle. Der Sonnblick-Gneiskern ist in seiner Streichrichtung oberflächlich 24,5 km lang aufgeschlossen (zwischen Kruml-Kees und Mallnitzschlucht). Senkrecht dazu erweist er sich im Kartenbild maximal 8 km breit (Profil: Herzog Ernst—Alteck—Zirknitz-Tal). Westlich der Mallnitzschlucht wird er allmählich dünner und ist in dieser Schlucht bereits in der typischen Form der Lamelle vorhanden. Die Gneislamelle ist von hier bis zu ihrem Ende nordöstlich Mühldorf 16 km lang und maximal bloß 300 m dick. Wir haben dieser Lamelle, die ja aus dem Bereich der geologischen Karte der Sonnblickgruppe herausstreicht, eine eigene Abhandlung gewidmet (EXNER 1962 c). Das ganze aufgeschlossene Walzgebilde (Sonnblick-Kern plus -Lamelle) ist also rund 40 km lang.

2. Internbau und Mölltalstörung

Die Regelung des Granitgneises um die NW-streichende Faltenachse, die zugleich die Hauptlineation des Gesteines darstellt (Elongation der Feldspat-Augen, Glimmer und Quarz-Feldspat-Zeilen) ist megaskopisch meist deutlich erkennbar. Im Bereiche der Stirnzone der Sonnblick-Walze herrscht Externrotation der s-Flächen mit Stengelgneisen, Gneisfalten und Gneiswalzen in den Dimensionen: Mikroskop, Aufschluß und Landschaft. Die inneren Partien und der flache SW-Schenkel des Sonnblick-Kernes bestehen aus „einem Stoß brettartiger Gneislamellen, in denen die Gesteine etwas geschützter waren und sich noch Erstarrungsstrukturen in mehr oder weniger verarbeitetem Zustande erhalten konnten mit zwischenliegenden Verschieferungen“ (S. PREY 1937 b). Die Schnittgerade dieser Gleitflächen entspricht ebenfalls der NW-streichenden Lineation. Häufig findet man Externrotation der s-Flächen und sich spitzwinkelig schneidende

Gleitflächen in ein und demselben Aufschlusse um die konstante NW-Achse (= Hauptlineation) orientiert, wie es sich für einen ordentlichen B-Tektonit gehört. K. SCHMIDT (1957) führte Korngefügeanalysen aus und fand Quarzachsen-Gürtel, die der megaskopischen Hauplineation als Großkreise zugeordnet sind. Auch die Basisnormalen von Muskowit zeigen konforme Gürtel.

Die Stirnzone weist eine Zersplitterung in Teilkörper auf, die vom Hauptkörper des Sonnblick-Kernes durch schmale, steile und lang hinstreichende Amphibolit-, Paragneis-, Migmatit- und Glimmerschieferbänder aus dem Dach des Sonnblick-Kernes geschieden sind, sich aber gegen SW mit dem Hauptkörper vereinigen. Diese abgesplitterten Teilwalzen und Teilkeile nennen wir Knappenhauswalze und Wurtenkeile (siehe Tafel 1). Die große Ruine des Knappenhauses mit den Bergbauhalden am Hohen Goldberg war für die erstgenannte namensgebend (A. WINKLER-HERMADEN: „Knappenhausdecke“), wobei es sich aber nicht um eine von oben eingeschuppte Decke, sondern um einen nach oben auskeilenden Teilkörper des Sonnblick-Granitgneiskernes handelt. Bei unserer Kartierung haben wir gefunden, daß der Knappenhaus-Gneis nördlich des Hohen Sonnblicks, und zwar am N-Rande des Pilatus-Keeses, nordwestlich P. 2266 tunnelförmig unter den Schwarzschiefern des Hocharns verschwindet. Die Wurtenkeile benennen wir nach den trennenden Synklinalen der langhinstreichenden Dachzüge im Wurtental bei der Duisburger Hütte und an der Niederen Scharte beim Wurten-Kees. Einzelbeobachtungen erweisen, daß die Amphibolite, Paragneise, Migmatite und Glimmerschiefer über den Gneiskeilen des Wurten-Tales synklinal ausheben (siehe Tafel 4, Fig. 3).

Aus Tafel 1 ist auch ersichtlich, daß es im wesentlichen die Knappenhauswalze ist, die in streichender SE-Fortsetzung in die Sonnblick-Lamelle des unteren Mölltales übergeht. Es dürfte kein Zufall sein, daß die Aufsplitterung von Knappenhauswalze und Wurtenkeilen annähernd in Fortsetzung der Mölltalstörung (CH. EXNER 1962 c) liegen. Man wird annehmen dürfen, daß die Mölltalstörung eine alte Anlage hat, die ursächlich mit der Gestaltung des Sonnblick-Kernes und seiner Aufspaltung in Teilwalzen und Teilkeile in Verbindung steht. Sie wirkte zu einer Zeit, als der Gebirgskörper noch in der Tiefe versenkt lag und sich Rekristallisationen von perthitfreiem Kalifeldspat, von Albit und Muskowit im Gneis abspielten und dauert an, indem sich auch noch spätalpidische Mylonite längs jungen Zerrüttungszonen in derselben Streichrichtung einstellen (nordöstlich Schwan-Spitze und an der Oschenig-Scharte), worauf dankenswerterweise Prof. E. CLAR mündlich hinwies. Es wäre überhaupt eine interessante Aufgabe, dem Wirken der Mölltalstörung durch geologische Zeiträume hindurch und damit in verschiedenen Bewegungsbildern (bruchlose Verformung der B-Tektonite bis zu den jungen kratonen Zerrüttungstreifen) und in verschiedener Mineralfazies (epizonare Rekristallisation bis zu den postkristallinen Zertrümmerungen) weiter nachzuspüren.

Ein auffallender Knick des Streichens der s-Flächen und Faltenachsen markiert überdies den Übergang vom Sonnblick-Granitgneiskern zur Sonnblick-Gneislamelle. Es handelt sich um den Bereich: Unterwolligen — Mallnitzschlucht (bei Groppenstein) — Obervellach (siehe Tafel 3: Strukturkarte der Sonnblickgruppe).

Im Gebiete des Söbriacher Gießbaches, westnordwestlich Unterwolligen, herrscht die gewöhnliche NW-Streichrichtung. Bei Gugganig und Groppenstein biegt sie sehr auffällig in die E—W- und ENE-Richtung um. Erst im Raume um

Obervellach stellt sich wieder NW-Streichen ein, das sehr regelmäßig längs der Sonnblick-Lamelle im unteren Mölltal anhält (CH. EXNER 1962 c).

Dieser Teil der Sonnblick-Walze bei der Mallnitzschlucht von Groppenstein erinnert an einen sich verengenden Flaschenhals. Hier vollzieht sich auch der Übergang vom Sonnblick-Gewölbe zur aberrant N-fallenden, offenbar während einer alpidischen Spätphase vom oberostalpinen Altkristallin der Kreuzeckgruppe unterschobenen Sonnblick-Gneislamelle. Auch ihre Begleitschiefer zeigen das aberrante N-Fallen.

Im Gebiet Grafenberg—Außerfragant—Kleindorf—Flattach herrscht noch das gewöhnliche S-Fallen des flachen SW-Schenkels des Sonnblick-Gneiskernes. Die flaschenförmige Verengung wird durch das Auftreten der oberostalpinen Paragneise und Glimmerschiefer nördlich der Möll (zwischen Flattach und Semsalch) vorgezeichnet. Im Profil des Reißbaches (Tafel 7, Fig. 11) stehen die südlichen Tauernserien (Gneislamelle 4, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer der Glocknerserie und Quarzphyllit der Matreier Zone) bereits saiger. Im Profil des Semsalcher Gießbaches stellen sich erstmals Überkippungen (N-Fallen) ein. Bei Dabernig und Gugganig fällt nun auch bereits der Sonnblick-Augengranitgneis nach N. Im Profil der Mallnitzschlucht ist der Übergang in die Sonnblick-Gneislamelle bereits vollzogen (Tafel 7, Fig. 12): Der Sonnblick-Gneis steht saiger oder fällt steil N. Die südlichen Schieferpakete pendeln um die saigere Stellung. Der Quarzit hinter dem Elektrizitätswerk bei Räuflach fällt 58° N, der Gneis der Sonnblick-Lamelle nordnordwestlich Obervellach 75° N und in der Kaponigschlucht 60 bis 70° N; der Albit-Amphibolit der Neubaugneislage (Lamelle 1, siehe Seite 45 in der Kaponigschlucht 74° N, der Kalkglimmerschiefer südlich der Eisenbahnstation Obervellach 63° N, der Quarzit westlich dieser Station 53° N. Erst im mächtigen Kalkglimmerschiefer des Sonnseitenwaldes (Fortsetzung des Muldenschlusses der Mallnitzer Mulde) und bei der Eisenbahnstation Obervellach stellt sich eine saigere Stellung ein, welche nach N in das gewöhnliche S-Fallen der breiten SW-Flanke des Hochalm-Ankogel-Massivs übergeht.

Im Gegensatz dazu beobachten wir im Sonnblick-Gneiskern den domförmigen Gewölbeschluss der breiten Sonnblick-Walze. Söhlige Lagerung der s-Flächen des Gneises sind vor allem im Hauptkörper des Sonnblick-Kernes und im südlichsten der Wurtenkeile weithin aufgeschlossen und konnten auf der geologischen Karte durch das entsprechende Zeichen für söhlige Lage der Schieferung gekennzeichnet werden. Es entstehen so die eigenartigen, in der Landschaft eher schwermütig stimmenden, horizontalen Bankungstreppe, die durch die breite domförmige Wölbung der Gneiswalze bedingt sind: Z. B. die Gneisbänke in der Hocharn-W-Flanke und das ungewöhnliche Landschaftsbild um den Zirmsee, wo der Touristenweg von Heiligenblut auf den Hohen Sonnblick beim Ausfluß des Zirmsees über die söhlige Gneisplatte führt. Ferner am Sonnblick-Winterweg, in 2190 m Seehöhe im Klein-Fleiß-Tal fallen die Gneisbänke bloß 12° nach W, bei den Bergbau ruinen der Öchslinger Zeche nördlich des Kleinen Fleiß-Keeses liegen die Bänke flach und fallen stellenweise sogar 13° gegen N. In der S-Flanke des Firnfeldes des Klein-Fleiß-Kees, südsüdöstlich P. 2805, liegt in 2855 m Seehöhe grobkörniger Granitgneis söhlig. Aplitgneislagen sind zwischengesaltet. Vom Roten Mann gegen die Goldberg-Spitze zu wird die Lagerung des Gneises immer flacher und wird südlich der Goldberg-Spitze und westsüdwestlich der Oberen Brett-Scharte söhlig. Schwebende Lagerung findet man auch am NE-Fuß des Altecks, am N-Sockel der Rojacher Spitze und auf der Zirknitz-Scharte. In

der SE-Flanke des Altecks beobachtet man eine nach SW konvexe Faltenmulde und am Gipfel des Altecks liegt der Granitgneis wiederum beinahe shlig oder neigt sich mit 10° nach SW. Söhlige Lagerung beobachteten wir südlich der Duisburger Htte, etwa in der Gegend bei P. 2434. Doch stellen sich hier durch die Wurtenkeil-Tektonik bald wieder steil S- und steil N-fallende s-Flächen ein. Besonders schön ist der Scheitel des Sonnblick-Gewölbes zu erkennen, wenn man von NW auf das Böseck und die Schwan-Spitze schaut. Der Scheitel liegt zwischen den beiden Bergen. Die s-Flächen neigen sich südlich des Bösecks nach NE und auf der Schwan-Spitze nach SE.

3. Die Faltenachsen der Sonnblickgruppe

Unsere Inventarisierung megaskopisch leicht erkennbarer Haupt-Faltenachsen und Haupt-Lineationen (Tafel 3) ist zwar eine primitive, jedoch systematische Arbeit, die einen Überblick gibt und genauere lokale gefügekundliche Detailuntersuchungen zur Folge haben wird. Die Querachsen im Raume Mallnitz—Gastein und die Achsendiskordanz im N stehen hier nicht mehr zur Debatte. Wir haben sie bereits ausführlich besprochen (CH. EXNER 1957) und seither keine neuen Beobachtungen dort vorgenommen.

Was sich aber nun Neues aus der Strukturkarte der Sonnblickgruppe (Tafel 3) ablesen lässt, ist folgendes:

1. Die NW-Achsen des Sonnblick-Kernes und seiner Hüllzonen sind flach. Ihre Neigungswinkel berschreiten nicht 30° . An der Verengung des Sonnblick-Gneiskernes zur Sonnblick-Lamelle neigen sie sich nach SE. Im Abtauchen des Sonnblick-Kernes rund um den Hocharn neigen sie sich nach NW. Die zwischenliegenden Undulationen (kleine Kulminationen und Depressionen der langgestreckten Sonnblick-Walze) sind recht genau ablesbar. Es scheint ihnen aber keine große Bedeutung für den gesamten Bauplan zuzukommen.

2. Auf weiten Strecken gehen die NW-Achsen der Sonnblickgruppe kontinuierlich bogenförmig zu den bekannten N—S-streichenden Achsen des Gebietes Heiligenblut—Hochtor—Edelweiß-Spitze (alpine Querfalten der Glockner-Depression) ber. Besonders deutlich — weil nur durch wenige Bergstürze und Moränen überdeckt — ist das Umbiegen nördlich des Hocharns im Gebiet des Ritter und Edlen Kopfes (NNW-Achsen) und westlich des Hocharns in die N—S-Achsen der Hochtor-Region. Im flachen SW-Schenkel der Sonnblick-Walze und ihrer Hüllzonen sieht man die WNW-Achsen der Fragant-Täler allmählich zu den NW-Achsen des Asten-Tales und der Zirknitz-Täler und über die NNW-Richtung (ebenfalls in den Zirknitz-Tälern) zu den N—S-Achsen der Fleiß-Täler und des Mölltales zwischen Putschall und Heiligenblut umbiegen, wobei in dem zuletzt genannten Gebiet sogar NNE-streichende Achsen sich häufig einstellen.

Die ausgedehnten Bergstürze und Mornenfelder dieser südlichen Isoklinalhnge bewirken die unerfreulichen weißen Flecke auf der Strukturkarte. Wir haben uns auch in der Sonnblickgruppe wie schon bei der geologischen Karte der Umgebung von Gastein redlich bemüht, nur sicher anstehenden Fels als solchen einzutragen und nur verlässliche, am anstehenden Felsgerst ausgeführte Messungen in die Strukturkarte aufzunehmen. Trotz der weißen Flecke erscheint das allmähliche bogenförmige Umbiegen der Sonnblick-Struktur zur Glockner-Querstruktur auch im breiten S-Raum der Sonnblickgruppe deutlich. Eine plötzliche Achsendiskordanz ist für die Tauern-Serien dieses Raumes nicht erkennbar.

3. Sehr bemerkenswert erscheint ferner, daß die N—S-Achsen der Glockner-Depression durchaus nicht auf diese beschränkt sind. Man findet sie am flachen SW-Schenkel des Sonnblick-Kernes und seiner Hüllzonen bis ins Gebiet der Klein-Fragant (Patschg-Alm und nordwestlich Haselstein-Alm).

4. An einigen Stellen beobachteten wir das Nebeneinandervorkommen NW-streichender und N—S-streichender Faltenachsen und Lineationen. Wo zeitliche Überprägungen eindeutig erkennbar sind, machten wir stets die Erfahrung, daß die N—S-Achse (Lineation) jünger ist als die Prägung der NW-Achse (Lineation).

Folgende Detailbeobachtungen im Sonnblick-Kern und seiner Hüllzonen mögen das erläutern:

Am Fuße der Wand westlich über dem Kruml-Kees, in Seehöhe 2580 m (unmittelbar über der Randspalte des Gletschers) beobachtet man im Schwarzschiefer und in dem ihm eingeschalteten Aplitgneis eine Achsenüberprägung. Die s-Fläche ist folgendermaßen orientiert: Streichen N 62° W, Fallen 72° S. Die alte Achse ist durch die Elongation von Biotit und Muskowit gekennzeichnet: Streichen N 60° W, Neigung 15° NW. Die junge Achse zeigt weitspannige Wellungen (dcm-Bereich) mit rekristallisierten Zerrklüftchen (Quernähten): Streichen N 20° W, Neigung 70° N. Im kompetenten Aplitgneis sind beide Achsen ausgeprägt. Im weicheren Schwarzschiefer dominiert die alte Achse.

Besonders deutlich sind die Überprägungen am N-Kamm des Kruml-Kees-Kopfes. Hier wurden von N nach S mehrere günstige Meßpunkte gefunden:

Gratkuppe P. 2781: Kalkglimmerschiefer; s-Fläche: Streichen N 10° E, Fallen 28° W. Achse alt (Walzen und Karbonat-Quarz-Zeilen): Streichen N 50° W, Neigung 25° NW. Achse jung (Elongation von Biotit, Muskowit und Chlorit): Streichen N 10° E, horizontal.

Am Kamm südlich P. 2781: Karbonatquarzit; s-Fläche: Streichen N 48° E, Fallen 24° NW. Achse alt (Flaserzüge und Wellen im Dezimeterbereich): Streichen N 45° W, Neigung 20° NW. Achse jung (Elongation von Muskowit und Chlorit): Streichen N 10° E, Neigung 15° N.

In Karbonatquarzit am NE-Kamm des Kruml-Kees-Kopfes: Achse alt ist durch die Elongation der Glimmer charakterisiert und zeigt Streichen N 70° W und Neigung 15° W. Die junge Achse ist durch Knitterung markiert und zeigt Streichen N 10° E und horizontale Lage.

Am Gratabsatz Seehöhe 2905 befindet sich eine quarzitische Lage im Schwarzschiefer. s-Fläche: Streichen N 10° E, Fallen 25° W. Achse alt (Wellen im Dezimeterbereich und große Chloritzeilen): Streichen N 38° W, Neigung 23° NW. Achse jung (Elongation von Muskowit und Chlorit): Streichen N 10° E, horizontal.

Ungeklärt an diesen Daten vom Kruml-Kees-N-Kamm bleibt allerdings die Frage, warum die Elongation der Glimmer und Chlorite hier stellenweise der jüngeren Achsenrichtung folgt. Man findet sonst in den Hohen Tauern im allgemeinen das Gegenteil.

Am Hocharn überkreuzen sich Sonnblick-Richtung (Streichen N 45° W) und Querachse (Streichen N—S), ohne daß wir entscheiden konnten, welche älter und welche jünger ist.

Auf der Zirknitz-Scharte liegt der Granitgneis söhlig. Die Achse alt ist durch die Elongation der Glimmer markiert. Sie streicht N 60° W, horizontal. Die Achse jung folgt einer Knitterung und streicht N 17° E, horizontal.

Die Überprägung von 2 s-Flächen ist sehr schön im Quarzit über dem Gneis der Lamelle 4 am rechten Möllufer zwischen Eichhorn und Rojach, und zwar gegenüber P. 1095 zu studieren. Das ältere s folgt der Sonnblick-Richtung; es streicht N 55° W und fällt 25° SSW. Das jüngere Haupt-s entspricht der Querfaltung; es streicht N 13° W und fällt 28° W.

Auf der Roten Wand gibt es 2 Achsenrichtungen im Gneis der Lamelle 4.

Eine deutliche Achsenüberprägung zeigt der Kalkglimmerschiefer der Melen-Wände, nordwestlich P. 2617; Achse alt (Kleinfaltung und Elongation der Glimmer): Streichen N 55° W, horizontal. Achse jung (Knitterung): Streichen N 15° E, Fallen 30° S.

5. Stofflich bewirkt die Querfaltung der Glockner-Depression gewaltige tektonische Anschoppungen der Schiefer und Gneislamellen. Es entsteht ein Ziehharmonika-ähnlicher Faltenbau um N—S-Achsen, wie z. B. im Profil des Tauern-Hauptkammes östlich vom Hochtorn (Abb. 1, Seite 14). Die Gneislamellen

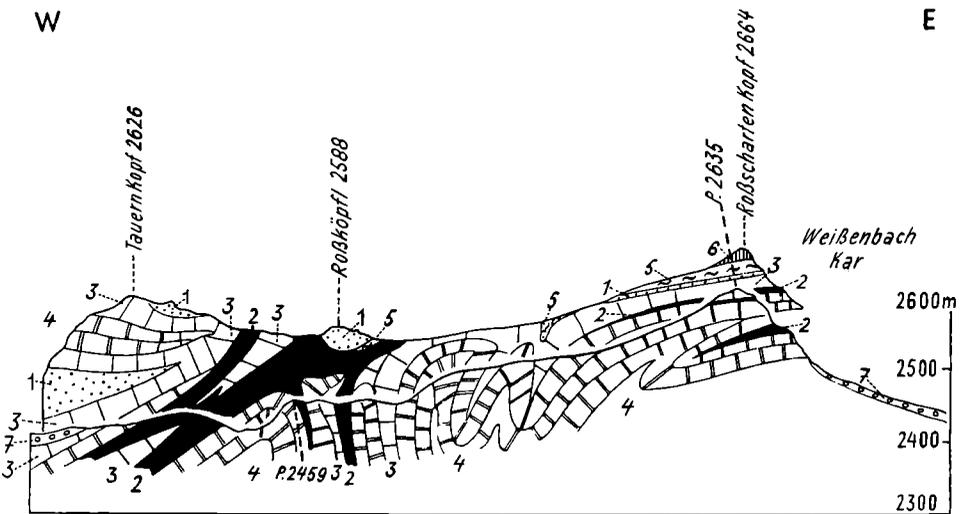


Abb. 1. Profil des Tauern-Hauptkammes, östlich vom Hochtorn. 1 = Quarzit, 2 = Rauhwacke, stellenweise mit Gips, 3 = Dolomitmarmor, 4 = Kalkmarmor, 5 = Schwarzphyllit, 6 = Kalkphyllit, 7 = Gehängeschutt und Moräne.

3 und 4 erfahren im Gebiet des Weißbach-Kares und des Hinteren Moderecks eine knödelartige Verdickung. Sogar der Augengranitgneis des Sonnblick-Kernes zeigt im Gebiete des Kleinen Fleiß-Tales prächtige Walzen um N—S-Achse.

In der NE-Wand des Roten Mannes sieht man ein nach E konvexes Falten-scharnier des Granitgneis, das um N—S-Achse (Querachse) rotiert.

W-konvexe Falten im Sonnblick-Granitgneis befinden sich in der E-Flanke des Kleinen Fleiß-Tales, südöstl. W. H. Alter Pocher. Die Granitgneiswalzen stirnen im schwarzen Schiefer und kommen auch deutlich im Kartenbild zum Ausdruck. Die Faltenachse streicht N 15 W und ist mit 25 nach S geneigt. Die Gneiswalze in der SW-Wand der Rinne südöstl. P. 2035 ist 150 m hoch. Der Deformationsstil des Granitgneis ist B-tektonisch wie an der NE-Front des Sonnblick-Kernes.

W-konvexe Faltenscharniere des Sonnblick-Granitgneises als Resultat der Querfaltung befinden sich auch an der N-Flanke des Klein-Fleiß-Tales, südlich der Gjaidtroghöhe.

6. Diskordant liegen die Strukturen der altkristallinen Masse der Schobergruppe auf den mittelsteil SW einfallenden Schiefen der Matreier Zone auf. Die altkristallinen Granatglimmerschiefer und Amphibolite streichen westlich Döllach frei gegen NE in die Luft aus. Hier ist eine deutliche Achsendiskordanz zwischen dem Altkristallin der Schobergruppe und den Schiefen der Matreier Zone vorhanden (siehe Tafel 3). Die altkristalline Masse ist als Block auf den bildsamen Gesteinen der Matreier Zone und der Tauern-Schiefer wie auf einem Schmiermittel gegen NE vorgeglitten, wobei sich die NW-streichenden Faltenachsen in der Matreier Zone und in den Tauern-Schiefen bei Döllach bildeten. Landschaftlich läßt sich die Diskordanz der s-Flächen und Faltenachsen ausgezeichnet sehen. Das Profil des Fleckenkopf-NE-Kammes zeigt die Diskordanz der s-Flächen im Detail (Abb. 2, Seite 18).

Anders ist es am N-Rand der altkristallinen Gesteine der Sadnig- und Kreuzeckgruppe. Ihre Strukturen sind denen der Matreier Zone und der Tauernschiefer konform angeglichen. Auch reicht hier die junge Albitblastese stellenweise bis ins Altkristallin hinauf (siehe Seite 114).

4. Gneisgranit

Massiges granitisches Gefüge, jedoch epimetamorpher Mineralbestand kennzeichnen diesen Typus. Man erkennt, daß sich epimetamorphe Umkristallisation auch ohne mechanische Verschieferungen vollzieht. Gneisgranite treten sowohl in den tektonisch tiefsten Bereichen des Sonnblick-Kernes im Fragant-Tal als auch in mechanisch geschützten Gleitbrett-Lagen der höheren Bereiche des Sonnblick-Gneiskernes auf.

Fragant-Tal

Im Fragant-Tal beobachteten wir, daß Muskowit als selbständiger Gesteinsgemengteil (nicht bloß als Mikrolith in Plagioklas) für die verschiefernten Gneistypen kennzeichnend ist, jedoch im massigen Gneisgranit fehlt. So sammelten wir massigen Gneisgranit nur mit Biotit und ohne Muskowit als selbständigen Gesteinsgemengteil; jedoch gleich daneben den mechanisch durchbewegten, muskowitisierten und schachbrettalbitisierten Gneis. Die Umrührwirkung (mechanische Verschieferung) fördert die Bildung von Muskowit und stellenweise Schachbrettalbit.

Wir beschreiben zunächst den Biotit-Gneisgranit (Se 604 und 605¹⁾ ohne Muskowit als selbständigen Gemengteil. Fundort: Aus der inneren Partie des Sonnblick-Kernes. Pflumpfen beim Wurtenfall, nördlich Innerfragant. Kleiner frischer Felsabbruch neben dem Weg zur Wurten-Alm. Das Gestein hat annähernd regellose mittelkörnige Textur mit markantem Schwarz-Weiß-Kontrast. Die Biotitblättchen (2—3 mm) sind meist häufchenförmig vergesellschaftet und ziemlich regellos im Gestein verteilt. Glasklaren Quarz und porzellanweißen Feldspat kann man freisichtig gut unterscheiden (Korngröße einige Millimeter). Große Feldspatleisten (bis 3 cm Länge; häufig Karlsbader Zwillinge) durchwachsen das Gesteinsgewebe.

¹⁾ „Se“ bedeutet „Dünnschliffsammlung EXNER“. Die Zahlen geben die betreffenden Dünnschliff-Nummern an.

Hauptgemengteile: K-Feldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit.

Plagioklas (0—6% An) erreicht bis 4,5 mm Durchmesser und ist meist als Plag III²⁾ entwickelt. Er zeigt leistenförmige Gestalt und Tendenz zur Automorphie gegenüber Quarz und K-Feldspat. Feine und zahlreiche polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Albit- und seltener nach dem Periklingesetz. Dichte Fülle mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer, welche beide etwa in gleicher Menge vorhanden sind (Typus B und C nach CHRISTA). Die Mikrolithen sind bis 0,15 mm, in Ausnahmefällen sogar bis 0,2 mm lang. Mitunter zeigt der Plagioklas füllungsfreie und zwillingsfreie Randsäume. Stellenweise sind die polysynthetischen Zwillinglamellen ganz schwach postkristallin verbogen. — Eine interessante Erscheinung ist die Sammelkristallisation der Mikrolithen im gefüllten Plagioklas: Im Kern der Plagioklase finden sich einige große (0,2 mm) und dicke Klinozoisitsäulchen und rundherum ist der Plagioklas klar. Erst in einiger Entfernung setzt die gewöhnliche Anreicherung der schlanken und kleinen Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithe ein. Man erhält den Eindruck, daß die großen Klinozoisite auf Kosten der kleinen durch Sammelkristallisation gewachsen sind und daher heute innerhalb eines Resorptionshofes liegen. — Der Typus Plag II (wenige polysynthetische Zwillinglamellen) findet sich besonders als Einschluss in Kalifeldspat, und zwar meist in Form orientierter Einschlüsse (parallel den Wachstumflächen des K-Feldspates). Wahrscheinlich handelt es sich um eine jüngere Plag-Generation, die gleichzeitig mit K-Feldspat wuchs.

Der K-Feldspat (3 cm) ist flauer Mikroclin, Faser- und Aderperthit. Die großen leistenförmigen Individuen sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die kleinen Körnchen des Gesteinsgewebes sind xenomorph und nicht verzwillingt. Stets ist Knaf deutlich jünger als Plag III. Der zuletzt genannte wird von Knaf umschlossen und korrodiert. Der in Knaf eingeschlossene Plag III zeigt analoge Mikrolithenfülle und füllungsfreie Ränder wie der außerhalb des Knaf befindliche.

Der Myrmekeit ist deutlich postmikroclin. Er ragt aus dem Intergranularraum mit konvexen Formen in den Knaf hinein.

Quarz (5 mm) ist xenomorph, einschlußarm und schwach undulös. Es sind verhältnismäßig wenige Porenzüge (Flüssigkeitseinschlüsse) vorhanden.

Biotit (hellgelb bis bräunlich und schmutzigrün) zeigt Korrosionsformen, Titanitkränze und Einschlüsse von Apatit und Zirkon. Beginnende Umwandlung zu Chlorit. Radioaktive Höfe sind selten.

Ferner: Titanit, Magnetit, Apatit, Orthit mit Klinozoisitrand (Orthit ist häufig und erreicht in idiomorphen Kristallen sogar 0,45 mm Länge), Klinozoisit, Chlorit und Leukoxen. Hellglimmer ist auf die Mikrolithe im Plagioklas beschränkt und tritt nicht als selbständiger Gesteinsgemengteil auf.

Das Gestein unterscheidet sich von einem gewöhnlichen Lehrbuch-Granit der ROSENBUSCH-Systematik durch die Entmischung des ursprünglichen Oligoklas zu Albit plus Fülle und durch das Auftreten des Klinozoisits als selbständiger Gemengteil.

Der bereits durchbewegte, muskowitzisierte und schachbrettalbitisierte Gneisgranit vom selben Fundorte (Se 606) sieht dem vorgenannten Gesteine ähnlich. Es ist jedoch bereits ein flächiges Parallelgefüge vorhanden. Die Korngrenzen sind weniger scharf. Neben Biotit erkennt man feine Schüppchen von Muskowit.

Das mikroskopische Bild zeigt gegenüber dem vorigen charakteristische Veränderungen.

Der K-Feldspat ist in Schachbrettalbit umgewandelt. Plag-III-Einschlüsse im ehemaligen Knaf sind trotz der Schachbrettalbitisation des sie umschließenden, ehemaligen Knaf noch deutlich an ihren Umrissen, polysynthetischen Zwillinglamellen und Mikrolithenfüllung erkennbar.

Gut zu sehen ist die Kornzerkleinerung der Plagioklase und Quarze sowie ihre Einschlichung in s. Die Quarze sind undulös und mitunter zu Überindividuen gruppiert.

Die schon im vorgenannten Gestein beobachtete Sammelkristallisation der Mikrolithen ist nun weiter fortgeschritten. Größere Klinozoisite (0,4 mm) und Muskowite (0,2 mm) treten häufig innerhalb der Plag-Fülle auf. In großen Mengen aber findet man Klinozoisit und Muskowit als selbständige Gesteinsgemengteile. Sie bilden zusammen mit Biotit Häufchen und Flaserzüge. Das mengenmäßig recht bedeutende Erscheinen von Muskowit als ein Hauptgesteinsgemengteil geht

²⁾ Die Typisierung der Feldspat-Ausbildungen wird hier und im folgenden Text nach CH. EXNER 1949 a vorgenommen. Kalinatronfeldspat wird im folgenden Text teils als K-Feldspat, teils als Knaf abgekürzt.

mit Kornzerkleinerung der Plagioklase, dem Selbständigwerden und der Sammelkristallisation der Mikrolithe, welche bei der Einschlichtung und Vertrittung der Plagioklase in s frei werden, parallel, wie dies in ganz ähnlichen Fällen von H. P. CORNELIUS und S. PREY beobachtet und gedeutet wurde. Man kann diesen Vorgang wohl auch im Sinne von B. SANDER als „Verglimmerung der Feldspate“ im Zuge der Gesteinsdurchbewegung interpretieren.

Nebenbei sei erwähnt, daß nun auch rhomboedrisches Karbonat als syngenetischer Gesteinsgemengteil auftritt.

Die Klinozoisitränder um meist automorphe Orthitkörnchen sind recht breit (0,16 mm). Spitzrhombenförmiger Titanit erreicht 1 mm Länge. Biotit ist häufig postkristallin gequält und die polysynthetischen Zwillinglamellen der Plagioklase sind mitunter geknickt. Im großen und ganzen aber erfolgte die Gesteinsdurchbewegung noch parakristallin. Die Kornzerkleinerung (Plagioklase und Quarz) wurde durch Rekristallisation weitgehend ausgeheilt. Die Muskowitblättchen sind nur selten gequält.

Bei der Gesteinsdurchbewegung wirkten also Schachbrettalbitisation, Muskowitbildung und Kornzerkleinerung zusammen.

Ein metamorpher Pegmatit (Se 594) vom selben Fundort bildet mehrere Meter mächtige Wolken im Biotit-Gneisgranit. Das helle, ursprünglich grobkörnige Gestein zeigt intensive Kornzerkleinerung, was sich megaskopisch dahingehend ausdrückt, daß es vielfach schwierig wird, die Quarze freisichtig von den Feldspaten zu unterscheiden. Einige große K-Feldspate (mehrere Zentimeter lang), etwas Biotit und Chlorit sind zu erkennen.

Hauptgemengteile: K-Feldspat, Plagioklas und Quarz.

Das auffallendste Merkmal ist der Kornzerfall der Feldspate und des Quarzes. Reliktisch sind mitunter noch ebene, scharfrandige Grenzflächen zwischen Quarz und Feldspat erkennbar, die vermutlich Reste eines schriftgranitischen Gefüges sind. Die großen, polysynthetisch verzwillingten und mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer gefüllten Albite (Plag III) sind teils in größeren Schollen erhalten, teils in ein Kleinkornpflaster umgewandelt. Das Kleinkornpflaster ist rekristallisiert und zeichnet sich in der Regel durch Fehlen von Zwillingbildung und Einschlüssen aus. Im Kleinkornpflaster machten sich die Mikrolithe der Plagioklasfülle selbständig und bilden nun freie Körnchen zwischen den Albiten.

Der K-Feldspat ist flauer Mikroklin, aderperthitisch. Die Körner sind zerbrochen und randlich granuliert.

Quarz zeigt ebenfalls Kornzerkleinerung und ist nur schwach undulös (Rekristallisation). Ferner: Biotit, Granat, Chlorit (sekundär aus Biotit), Klinozoisit und Hellglimmer.

Deutung: Der ursprüngliche Pegmatit erlitt unter den Bedingungen der alpinen Metamorphose eine Umwandlung seiner Plagioklase in Albit plus Fülle. Dann wurde das Gestein einer mechanischen Kornzertrümmerung ausgesetzt, wobei sich ein Zerfall in größere Bruchstücke und in Kleinkornpflaster (Granulierung, Mörtelgefüge, Kornzerkleinerung) einstellte. Das Kleinkornpflaster wurde rekristallisiert. Das Gestein liegt heute als Blastomylonit vor.

Im Fels des Wurten-Wasserfalles schlagen Aplite kreuz und quer durch den Gneisgranit durch.

Auch nördlich des Zes-Waldes bei P. 1696, am W-Hang des Wurten-Tales steht annähernd regellos körniger, grober Gneisgranit, der von Apliten und Floititen durchsetzt wird, an. Im Gneisgranit beobachtet man hier 4 cm große Knaf-Leisten mit zonaren Einschlußringen von Biotit.

Beispiele für annähernd regellos körnige Biotit-Gneisgranite (Se 607 und 608) findet man in den Moränenblöcken des Fragant-Tales, z. B. bei Laas oder unterhalb Wallner.

Die ursprüngliche, hypidiomorph-körnige Granitstruktur ist in diesen Proben mikroskopisch gut erhalten, obwohl die Plagioklase in Albit plus Fülle umgewandelt sind. Plag III ist idiomorph gegenüber Quarz und Knaf. Die mehrere Zentimeter großen Knaf-Leisten erweisen sich als flauer Mikroklin-Aderperthit. Sehr häufig sind Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz mit der charakteristischen Einwinkelung der Zwillingnaht. Gefüllter Albit mit füllungsfreiem Rand-

saum findet sich als geregelter oder unregelmäßiger Einschluss im Knaf. Orthit ist häufig. Muskowit kommt in diesen Gneisgraniten nur in Form von Mikrolithen im Plagioklas, aber nicht als selbständiger Gesteinsgemengteil vor.

Auf der geologischen Karte nicht eigens ausgeschieden wurde ein kleines Vorkommen von Gneisgranodiorit (Se 602 und 603). Fundort: Fahrweg

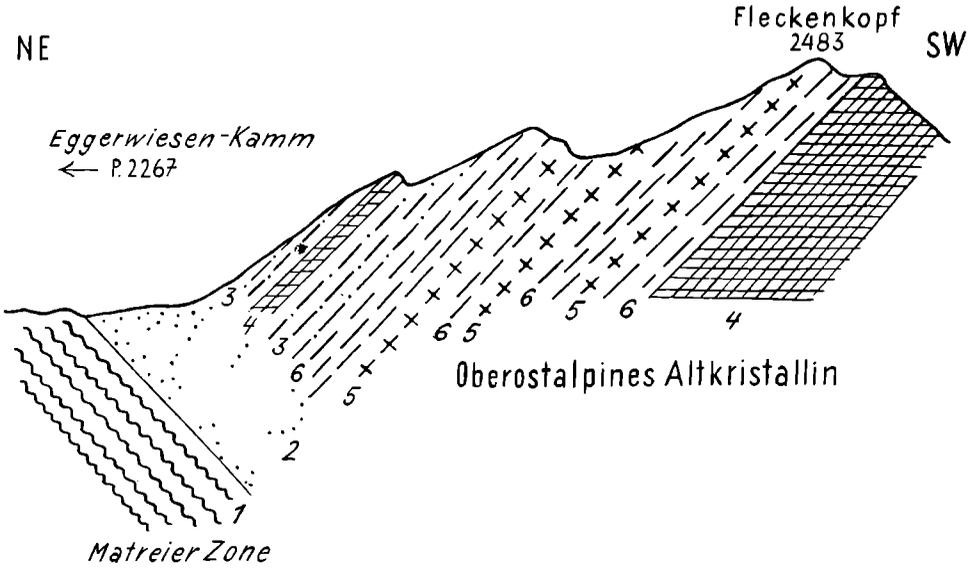


Abb. 2. Diskordante Auflagerung des oberostalpinen Altkristallins der Schobergruppe auf den alpidisch durchbewegten, bildsamen Schiefen der Matreier Zone. Die starre Schubmasse des Altkristallins ist mit Erhaltung der alten Internstrukturen als Block auf die Matreier Zone aufgefahren. An der Überschiebungsbahn wurde das Altkristallin diaphthoritisert und ist teilweise bis zu schwarzen, sandig zerfallenden oder tonig-letigen Ultramyoniten umgewandelt. 1 = Quarzphyllit der Matreier Zone, 2 = schwarzer diaphthoritischer Glimmerschiefer, diaphthoritischer Gneis und Ultramyonit, 3 = Granatglimmerschiefer, 4 = Paragneis (quarzreicher, diaphthoritischer Granatmuskowitgneis), 5 = Granitgneis (Schachbrettalbit-Augengranitgneis-Myonit) und Aplitgneis, 6 = Weißschiefer (leuchtenbergitführender Granitgneis-Phyllonit)

von Innerfragant zur Fraganter Hütte, nach der ersten Kehre über Innerfragant. Das Gestein ist schwarz-weiß gesprenkelt und annähernd regellos klein- bis mittelkörnig. Freisichtig erkennbar sind Biotit (2 mm), Quarz und Feldspat (hauptsächlich Plagioklas auf Grund des mikroskopischen Befundes). Einzelne große K-Feldspate erreichen bis 1 cm Länge. Sie sind jedoch nicht häufig.

Hauptgemengteile: Plagioklas, K-Feldspat, Quarz und Biotit.

Der Plagioklas (2 mm) ist Oligoklas, Typus Plag III. Automorphe Leisten. Idiomorphe Formen besonders an der Grenze gegen Quarz. Normaler Zonenbau ist sehr häufig; Kern 18—20% An; Hülle 8—14% An. Nicht zonare Individuen zeigen 13—19% An. Es finden sich polysynthetische Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz und einfache Karlsbader Zwillinge. Der Plagioklas ist mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt. Die Füllungsmikrolithe zeigen mitunter zonare Anordnung. Meist ist ein füllungsfreier Randsaum vorhanden.

K-Feldspat ist flauer Mikroklin-Aderperthit. Xenomorph. Reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile.

Deutlich postmikrokliner Myrmekit bildet unregelmäßige Anwachsänder am Saume der idiomorphen Plagioklase und dringt zapfenförmig in den Knaf ein.

Quarz ist xenomorph und schwach undulös. Als Einschuß in Knaf mitunter automorph entwickelt.

Biotit (hellgelb bis grünlich-braun). Titanitkränze. Radioaktive Höfe sind nicht besonders häufig.

Ferner: Titanit, Klinozoisit, Apatit, Erz, Leukoxen, Chlorit (sekundär aus Biotit) und Zirkon.

Das mikroskopische Bild des Gesteins zeigt ein hypidiomorph körniges Erstarrungsgefüge. Bloß die reichliche Mikrolithenfülle und der niedrige Anorthitgehalt der Plagioklase unterscheiden das Gestein von einem lehrbuchmäßigen Granodiorit der ROSEBUSCHSchen Nomenklatur. Dieses massige Gestein zeigt eine markante Klüftung und reicht von der Ortschaft Innerfragant längs des Großfraganter Weges bis über die erste Kehre. Dort stellt sich eine Bewegungszone (Chloritschiefer) ein und darüber folgt gewöhnlicher Granitgneis. S. PREY (1937b) beschreibt richtungslos feinkörnigen, biotitführenden Gneisgranit mit größeren Kalifeldspaten südwestlich Innerfragant; am Hange über dem Wandfuß.

Fleiß-Täler

Im Gebiet um das Klein-Fleiß-Kees und im Kar rund um den Zirmsee reichen ziemlich massige, nur wenig verschieferte Gneisgranite des Sonnblick-Kernes sogar bis 2700 m Seehöhe hinauf, wo sie nördlich des Zirmsees bloß 200 m unter den Schiefen des Grates Hocharn—Gjaidtroghöhe anstehen (siehe Abb. 3, Seite 24. Es wurde auch Orthoklas nachgewiesen.

So findet sich Biotit-Orthoklas-Gneisgranit (Se 826) in der Moräne des Klein-Fleiß-Keeses. Das Gestein ist annähernd regellos körnig, zeigt jedoch stellenweise Andeutung paralleler Biotitzüge. Die großen K-Feldspate sind 2,5 cm lang.

Hauptgemengteile: K-Feldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit.

Die Großkristalle des K-Feldspates sind Orthoklas (nachgewiesen an Spaltpräparaten; gerade Auslöschung α/M in Spaltblättchen parallel P; der Winkel α/P in Spaltblättchen nach M beträgt $5,5^\circ$). Karlsbader Zwillinge häufig. Faserperthit (Murchisonitebene) und Aderperthit (Prismenflächen und Hauptspaltebenen) sind gut zu erkennen. Die Randpartien der großen Knafe erweisen sich als schwach gegittert (flauer Mikroklin), vor allem dort, wo Granulationszonen das Knaf-Korn umgeben. Die kleinen Knafe im Grundgewebe des Gesteins sind nicht verzwilligt und stellen sich häufig als flau Mikrokline dar.

Plag III zeigt Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit. Der füllungsreiche Randsaum ist häufig.

Postkalifeldspatigener Myrmekit. An den leistenförmigen Plag III wachsen an der Grenze zum Knaf Myrmekitsäume an, die mit Zapfen tief in den Knaf vordringen.

Quarz ist xenomorph, einschlußarm und undulös. In Orthoklas eingeschlossener Quarz zeigt Tendenz zu Automorphie.

Biotit (hellgelb bis grünlich-braun) ist korrodiert und stellenweise auch gequält. Titanitkränze. Radioaktive Höfe um Zirkon und Titanit.

Ferner: Titanit, Apatit, Orthit, Klinozoisit, Chlorit (sekundär aus Biotit) und Zirkon.

Besonders die Plagioklase und randliche Partien der K-Feldspate, ferner auch manche Quarzzeiten weisen Kornzerkleinerung auf. Die Biotite sind mitunter recht gequält. Muskowit fehlt als selbständiger Gesteinsgemengteil. Es handelt sich bei diesem Gestein um das erste Stadium einer differentiellen Durchbewegung und um den Beginn der Anlage eines s.

Meist ist jedoch der Orthoklas in flauen Mikroklin umgewandelt, wie die folgenden Proben von Biotit-Gneisgranit (Se 276, 667, 715 und 727) aus dem Zirmseekar und aus dem Kessel um das Groß-Fleiß-Kees zeigen. Die Gesteine besitzen ein annähernd regellos körniges Gefüge. Mitunter ist flächiges Parallelgefüge angedeutet. Der Glimmer ist Biotit. Dagegen tritt Muskowit nicht als Hauptgemengteil auf, sondern ist im wesentlichen auf die Hellglimmer-

mikrolithe im Plagioklas beschränkt. Leisten von K-Feldspat sind kreuz und quer im Gestein verteilt und erreichen meist bloß 2 cm Länge.

Hauptgemengteile: K-Feldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit.

K-Feldspat ist flauer Mikroklin, und zwar Faser- bis Aderperthit. Stellenweise ist noch faserperthitischer Orthoklas (Moräne des Groß-Fleiß-Keeses) vorhanden. Zonare Einschlußringe von Plagioklas, Biotit und Quarz. Karlsbader Zwillinge. Gefüllter Plag III mit füllungsreichem Randsaum ist als Einschluß sehr häufig. Beginnende Umwandlung des Knaf zu Schachbretalbit kommt vor (Zirmseekar). Myrmekit II (postkalifeldspatigener Myrmekit) ist häufig.

Der Plagioklas ist Albit. Leistenförmiger Plag III ist herrschend. Füllungstypus B (Hellglimmermikrolithe und untergeordnet Klinozoisitmikrolithe). Füllungsreicher Randsaum häufig. Kornzerfall. Sammelkristallisation der Hellglimmermikrolithe zu größeren Muskowittäfelchen.

Quarz. Xenomorph, undulös. Die in Knaf eingeschlossenen Quarze zeigen häufig Automorphie (sechsheitige Umrisse).

Biotit (hellgelb bis grünlichbraun oder braun). Korrosionsformen, Titanitkränze. Man findet radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon, Orthit und Titanit. Mitunter sind idiomorphe Apatiteinschlüsse vorhanden.

Ferner: Titanit, Klinozoisit, Muskowit (selten), Orthit (mit Klinozoisitrand), Magnetit (mit Titanitrand), Granat, Chlorit (sekundär nach Biotit) und rhomboedrisches Karbonat. Langgestreckter Orthit mit Klinozoisitrand erreicht an einer Stelle sogar 1 mm Länge und dürfte seine Streckung der Auswalzung am benachbarten K-Feldspat-Großkorn zu danken haben.

Die Kornzerkleinerung hat vor allem die Plagioklase und die Randzonen der großen K-Feldspate sowie manche Quarzlagen betroffen. Im großen und ganzen zeigen diese Proben noch die primären granitischen Gefüge.

Auch Aplitgneise mit Plagioklas-Vormacht sind anzutreffen. Der Plagioklasaplitgneis (Se 820) aus der Moräne des Klein-Fleiß-Keeses ist ein feinkörniges, hellgraues Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge. Megaskopisch sind Schüppchen von Biotit und Muskowit erkennbar.

Hauptgemengteile: Plagioklas bildet die größten Körner des Gesteines (1,2 mm) und ist auch mengenmäßig gegenüber dem K-Feldspat bedeutend in Vormacht. Es handelt sich um Albit (3% An). Die großen Leisten des Typus Plag III und II stehen häufig quer zu s und werden lidförmig von den Glimmerfasern umgeben. Plag I ist xenomorph. Die Füllung der Plagioklase besteht aus Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit (Füllungstypus B). — K-Feldspat ist xenomorph und gelängt in s. Flauer Mikroklin, perthitarm bis perthitfrei, keine Zwillinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile sind häufig. — Quarz (xenomorph, häufig gelängt in s) — Biotit (hellgelb bis dunkelbraun) und Muskowit.

Ferner: Titanit, Epidot, Chlorit, rhomboedrisches Karbonat und Apatit.

Massiger Biotit-Gneisgranit findet sich auch in den Wänden der W-Flanke des Roten Mannes. S. PREY (1937 a) beschrieb massigen Gneis östlich vom Seebichlhaus (heute Ruine).

K r u m l - T a l

Kleinkörniger, reichlich biotitführender Gneisgranit findet sich in großen Mengen in der Moräne des Kruml-Keeses.

5. Granitgneis und Augengranitgneis mit Vormacht des K-Feldspates

Dieses Gestein bildet weitaus überwiegend den Hauptbestand des Sonnblick-Granitgneiskernes. Es handelt sich um augigen oder klein- bis mittelkörnigen Biotit-Muskowit-Kalifeldspatgneis. Die Kristallaugen (Mikroklin) sind meist mehrere Zentimeter groß, häufig Karlsbader Zwillinge, stellenweise mit zonaren Einschlußringen von Biotit. Häufig sind sie zerbrochen (Porphyroklasten). Lineation (parallel zur Faltenachse) ist in der Regel erkennbar. Häufungen von K-Feldspat-Augen in der Nähe aplitischer Gänge können wahrgenommen werden. Zu den sekundären, spätektonischen Veränderungen gehören die lokale Chloritisierung des Biotits und das Auftreten chloritischer Fiederklüftchen mit Ausbleichungszonen längs ac-Spalten des Gefüges.

Wie schon erwähnt, überwiegen Rotationstektonite in der Stirnzone der Sonnblick-Walze. Charakteristisch für die Stirnzone ist die Zerbrechung von Knaf III und Plag III, jedoch die Rekristallisation von Knaf I, Plag II und I, Muskowit und Quarz. Sehr eindrucksvolle Aufschlüsse der Rotationstektonite der Stirnzone sind z. B. einfach zugänglich in den schon genannten Leidenfrostwänden (siehe Seite 9) oder in der Wand der Strappeleben-Spitze unweit des Weges von der Duisburger Hütte zum Schareck, oder in den NE-Flanken der Kalten Wand, der Astrom-Spitze und des Feldsee-Kopfes, die von Mallnitz her über die Jamnighütte erreichbar sind.

Der Gneis führt megaskopisch stellenweise Granat, z. B. am Gipfel des Altecks oder im Klein-Fleiß-Tal in Seehöhe 2208 m.

Nicht selten sind Aplitgneise. Z. B. am SW-Grat der Goldberg-Spitze in der Scharte zwischen P. 3015 und P. 2939, wo auch zahlreiche diskordante Aplitte durchschlagen. Die diskordanten Aplitte hier und in der Umrandung des Vogelmaier-Ochsenkar-Keeses zeigen Lagengefüge der Glimmerplättchen und Quarz-Feldspat-Zeilen, welche konform zum Lagengefüge des Nebengesteines (Granitgneis) verlaufen.

6. Gneisphyllonit

Besonders in den Randpartien des Sonnblick-Kernes und an lokalen Scherzonen innerhalb des Gneiskörpers findet man allmähliche Übergänge von gewöhnlichem Granitgneis zu feinlagigen, häufig auch feingefalteten Gneisen bis zu Muskowit-Quarzschiefern (Weißschiefern). Die großen K-Feldspate werden zu pappendeckeldünnen Lagen ausgewalzt. In den Weißschiefern verschwinden die Feldspate und der Biotit. Untersuchte Beispiele dafür sind folgende:

Phyllonitischer Augengranitgneis (Se 150, 783 und 810) aus der Stirnwalze des Sonnblick-Kernes (Knappenhaus-Lamelle). Fundort: Kalte Wand-NE-Flanke und ostnordöstlich Hinterer Astrom-Scharte. Megaskopisch erkennt man zerbrochene K-Feldspate (3 cm) in mittelkörnigen Quarz-Feldspat-Muskowit-Biotitzeilen. Inselstrukturen im Quer-, Linsen im Längsbruch.

Hauptgemengteile: K-Feldspat: Die Großindividuen sind Porphyroklasten vom Typus Knaf II. Mikroklin, Aderperthit, Fleckenperthit und Schachbrettalbit. Karlsbader Zwillinge. Zonare Einschlußringe von Albit (2% An, Füllungstypus B) und Biotit. Die kleinen K-Feldspatkörner des Grundgewebes sind hart gegittert und frei von Perthit und Einschlüssen. Sie entsprechen dem Typus Knaf I. — Plagioklas (1 bis 2% An): Plag III, II und I. Mikrolithe von Hellglimmer und Klinoisit. Kornzerfall. — Quarz: Xenomorph und undulös. — Muskowit und Biotit (hellgelb bis braun) sind parakristallin deformiert.

Ferner: Titanit, Orthit (mit Klinoisitsaum), Klinoisit, Apatit, Pyrit und Chlorit.

Das Gestein ist postkristallin bezüglich der großen K-Feldspate und bezüglich Plag III deformiert. Eine para- bis postkinematische Rekristallisation der Glimmer und der Feldspattypen Plag I und Knaf I fand statt.

Die Gneisphyllonite (Se 804 und 815) aus der Stirnwalze des Sonnblick-Kernes (Knappenhaus-Lamelle) sind kleinlagige, stengelige, intensiv rotierte Gesteine (typische R-Tektonite). Von den einstigen großen K-Feldspaten sind nur noch pappendeckeldünne Stengel, Linsen und Flaser vorhanden, die ihrerseits in die Zerknitterung und Rotation des gesamten Gesteines miteinbezogen sind. Der übrige feinkörnige Lagenbau besteht aus Feldspat, Quarz, Muskowit und kleinen Schüppchen von Biotit. Die untersuchten Proben stammen aus der Kalten Wand-NE-Flanke und aus dem Augustinstollen, Meter 470, beim Naturfreundehaus Neubau. Die Probe der zuletzt genannten Lokalität ist genau

dem Rande der Gneiswalze gegen die nördlich angrenzenden Schwarzschiefer entnommen.

Die Schiffe senkrecht zur Stengelrichtung zeigen im Mikroskop feinkörniges, intensiv rotiertes Zeilengefüge. Größere Mikrokline, Schachbrettalbite und Plag III (0% An, Füllung mit Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen) zeigen postkristalline Deformationen. Hingegen sind die kleinen Mikrokline (Knaf I), die Plagioklase vom Typ I und II sowie Quarz, Muskowit und Biotit (hellgelb bis hellbraun) während und nach der Durchbewegung des Gesteines rekristallisiert. Das Gestein ist also im wesentlichen ein Blastomylonit. Nebengemengteile sind: Titanit, Klinozoisit, Apatit, Pyrit und rhomboedrisches Karbonat.

In der Kaponigschlucht bei Obervellach sieht man den Sonnblick-Granitgneis in allen Stadien der Phyllonitisation. Am orographisch linken Hang, beim Ausgang der Kaponig-Schlucht befindet sich auch ein kleiner Steinbruch im phyllonitisierten Gneis. Die N-Grenze der Sonnblick-Lamelle ist im Mallnitz-Tal an der Bundesstraße, 30 m östlich des Viaduktes mit lokal abweichendem NE-Streichen aufgeschlossen.

Inmitten des Sonnblick-Kernes trifft man Gneisphyllonite, z. B. in den Rundbuckeln des Kares um den Weißen-See im Kleinen Zirknitz-Tal und am Touristensteig zwischen Kegele-See und Großem See.

Feinschieferigen Quarz-Albitschiefer und extreme quarzreiche Tektonite mit Vererzungsvorgängen beschreibt S. PREY (1937b) im Gebiete des Sandfeld-Kopfes.

7. Gneisphyllonitischer Quarzit. Aus Zentralgranit im Zuge intensiver Durchbewegung und metamorphen Stoffumsatzes hervorgegangener Quarzit

Besonders deutlich schließt die Felswand nordwestlich P. 2035, 700 m östlich W. H. Alter Pocher im Klein-Fleiß-Tal den kontinuierlichen Übergang von Granitgneis (Biotit-Muskowit-Kalifeldspat-Augengneis) zu verquarztem Phengit-Gneisphyllonit bis zu Phengit-Quarzit auf. Der K-Feldspat des Gneisphyllonits ist teilweise perthitfrei und zeigt Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz.

Der Granitgneis dieser Aufschlüsse rotiert um die Querachse, welche N 15 W streicht und 25 nach S geneigt ist (siehe Seite 14). Prächtige, 150 m hohe Walzen sind südlich P. 2035 zu erkennen. Die Auswalzung zu Phengitschiefern in Verbindung mit pyritführenden Phengit-Quarziten kann auch in den Wänden östlich und südlich P. 2035 mehrfach beobachtet werden. Die Ausstriche von Granitgneis, Gneisphyllonit und Quarzit fallen stellenweise aberrant gegen N ein. Der pyritführende Phengit-Quarzit verwittert braun.

Die Gesteine von hier lassen sich folgendermaßen beschreiben:

Kleinlagiger Phengit-Augengneis-Phyllonit (Se 774 und 786) zeigt ebenflächiges Parallelgefüge und Abwechslung von Quarz-Feldspatzeilen und 5 mm dicken Phengit-Quarzitlagen. Die Kristallaugen von K-Feldspat sind 2 cm groß.

Hauptgemengteile: K-Feldspat, Quarz und Phengit.

K-Feldspat: Die Großindividuen lassen Mikroklin-Aderperthit und Karlsbader Verwilligung erkennen. Die kleinen Mikroklinkörner sind hart gegittert, perthitarm bis perthitfrei und führen stellenweise Bavenoer Zwillinge.

Quarz: Xenomorph, undulös, gelangt in s.

Phengit: Deutlicher Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Es handelt sich um große, nicht gequälte Scheiter. Auch Querphengit ist vorhanden. Somit postkinematische Kristallisation.

Ferner: Biotit (hellgelb bis fuchsbraun), Titanit, Klinozoisit, viel Pyrit, Chlorit und Apatit.

Das Gestein ist ein Blastomylonit bezüglich der kleinen K-Feldspate (Knaf I), des Quarzes und des Phengits. Plagioklas konnte in den vorhandenen Proben nicht gefunden werden (? Stoffverschiebungen während der Metamorphose).

Phengit-Quarzit (Se 772 und 787) aus demselben geologischen Ver-
bande mit kleinlagigem Augengranitgneis-Phyllonit, von der Felswand bei
P. 2035 im Klein-Fleiß-Tal. Die Quarzitlagen im Granitgneis-Phyllonit werden
hier stellenweise einige Meter mächtig. Schon freisichtig ist zu erkennen, daß das
Gestein ein ebenflächig parallelschiefriger Quarzit mit dünnen Lagen von Phengit
und mit vielen kleinen Pyritkörnchen ist. Auf den phengitbesetzten s-Flächen
beobachtet man ein lineares Parallelgefüge. Äußerlich wittert das Gestein wegen
des Pyritgehaltes braun an.

Unter dem Mikroskop sieht man, daß die Quarzkörner in s gelängt und sehr intensiv
miteinander verzahnt sind. Überindividuen stellen sich häufig ein. Sie folgen nicht selten der
TRENERSchen Gammaregel. Der Quarz ist meist nur schwach undulös. Ferner: Phengit (starker
Pleochroismus von zart-grünlich bis grasgrün; postkinematisch kristallisiert), Pyrit, etwas Titanit
und K-Feldspat.

Die Ausbildung des Quarzites weist also auf intensive tektonische Durch-
bewegung und nachfolgende Kristallisation. Die geregelten, ebenflächig parallel-
schiefrigen Quarzzeilen mit den kompliziert verzahnten Umrißformen und Über-
individuen erinnern an ebensolche im Quarzit des Radlgrabens (Goldlagerstätte)
in verwandter tektonischer Position, nämlich nahe dem Dache eines Gneiskörpers,
am Tauern-E-Ende. Dort führt der Quarzit übrigens Plagioklas.

Die pyritführenden, gneisphyllonitischen Quarzite des Klein-Fleiß-Tales
können in großer Menge am Touristenwege bei P. 1979, nahe der Mündung des
Seebaches, aufgesammelt werden. Man findet sie auch bei der Ruine des Seebichl-
hauses.

Die Verquarzung und Pyritisierung läßt sich durch hydrothermalen Stoff-
umsatz während und zeitlich anschließend an die Querwalzung interpretieren.
Wir denken dabei an die Möglichkeit einer Verwandtschaft dieser zeitlich die
Querfaltung noch begleitenden, kieselsäurereichen und erzführenden Lösungen
mit den konkordanten und diskordanten Quarzgängen.

Für die Petrogenese der Gneislamellen in den Würmlizonen über dem Sonn-
blick-Kern (Phengitgneise mit perthitarmem K-Feldspat, der ähnlich den Kluft-
Adularen nach dem Bavenoer Gesetz verzwillingt ist) scheint es uns sehr wichtig,
festzuhalten, daß dieser Gesteinstypus im Zuge von Phyllonitisation aus Granit
bzw. Granitgneis hervorgeht. Das lehren uns eindeutig die Aufschlüsse bei
P. 2035, östlich vom W. H. Alter Pocher.

8. Gangfloitit (metamorphes basisches Ganggestein)

Wertvolle Anhaltspunkte zur Interpretation der magmatischen Kristallisation
des Sonnblick-Granits und der alpinen Rekrystallisation, Verschieferung und
Vergenz liefern die basischen Gänge. Die magmatische Hornblendegeneration
(braune Hornblende) ist gut von den alpin-metamorphen Anwachsäumen (blau-
grüne Hornblende) unterscheidbar. Es zeigt sich, daß die alpine Umkristallisa-
tion auch die massigen, differentiell nicht durchbewegten Gesteinspartien erfaßt
und dann natürlich in den stark geschieferten bis phyllonitischen Bereichen ihren
Höhepunkt erreicht, wobei die alten magmatischen Strukturen völlig ausgelöscht
werden. Die NE-Vergenz der alpinen Teilbewegungen der Sonnblick-Walze ist
unmittelbar aus dem Bewegungsbild der ursprünglich senkrechten basischen Gänge
ablesbar.

Z i r m s e e

Die metamorphen basischen Gänge im Gebiete des Zirmsees wurden von
A. KIESLINGER (1936) gefunden und bereits ganz ausgezeichnet petrographiert.

Wir können uns hier auf einige zusätzliche Bemerkungen und auch teilweise Wiederholungen beschränken (Abb. 3, Seite 24).

Der Gang „A“ überschreitet etwa 2 m mächtig die Karschwelle, 300 m ost-nordöstlich vom Zirmsee, bei P. 2570, wo auch der alte Knappensteig die Mitte der Schwelle erreicht. Er durchschlägt den Gneisgranit saiger. Sein Streichen (N 35 bis 40° W) verläuft parallel der Lination des Gneisgranits, die durch die Elongation des Biotits und der basischen Fische an den polierten Felsen der Karschwelle beobachtbar ist. Gegen SE läßt sich der Gang mit Unterbrechung durch Schuttbedeckung 300 m lang bis zum Buchstaben „l“ des Wortes „Goldzech K.“ verfolgen. Nach NW ist er auf den Felsplatten des Kares 400 m lang zu verfolgen. An einer Scherzone im Gneisgranit in Seehöhe 2600 m wurde der Gang sekundär geknickt und dabei die obere Partie nach NE verlagert. An dieser Scherzone ist der Gneisgranit in Weißschiefer und der Gangflotit in Biotit-schiefer (Phyllonit) umgewandelt. Darüber nimmt der Gang abermals seine saigere Stellung mit gleichbleibender Streichrichtung ein. Bei Seehöhe 2650 bis 2680 m endet der Gneisgranit. Er geht nach oben in geschieferten Granitgneis über. Gleichlaufend wird der steile basische Gang verschiefert, 12 m nach N vertrittet und mit mehrfachen Falten um die konstant NW-streichende Faltenachse

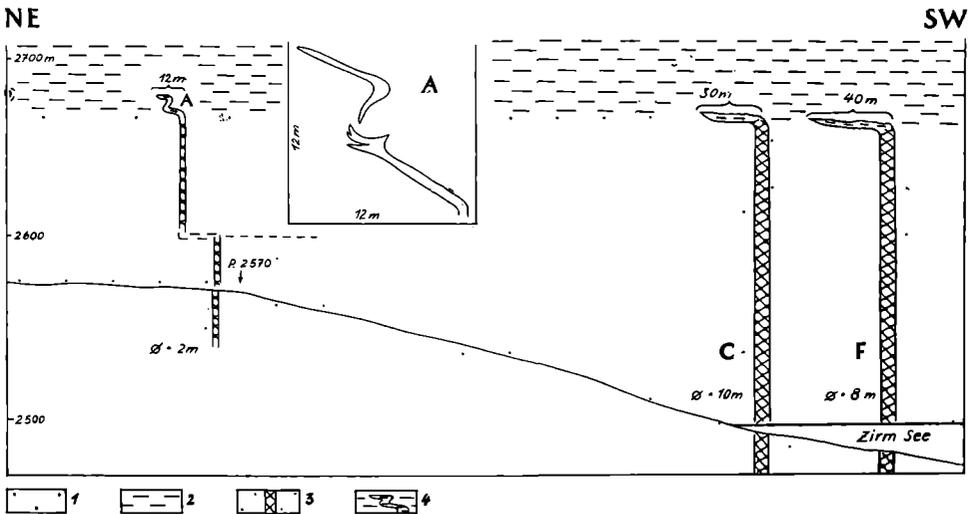


Abb. 3. Deformation der basischen Gänge im Granitgneis des Sonnblick-Kernes im Kar des Zirm-Sees. An alpidischen Gleitbahnen im Sonnblick-Kern sind die ursprünglich vertikalen basischen Gänge nach NE verschoben und geknickt. Daraus ist die NE-Vergenz des alpidischen tektonischen Strömens (oben: Vorgleiten nach NE, unten: Zurückbleiben im SW) unmittelbar ablesbar. 1 = massiger Gneisgranit der tieferen Partie des Sonnblick-Kernes, 2 = stark verschieferter Granitgneis (Gneisphyllonit, Serizitschiefer) der Randzone des Sonnblick-Kernes, 3 = massiger, vertikaler, in seiner ursprünglichen Lage mehr oder weniger ungestört verbliebener, jedoch metamorph teilweise umkristallisierter basischer Gang, 4 = verschieferter, stark umkristallisierter, gefalteter und mechanisch verschliffener, phyllonitisierter (biotitisierter und chloritisierter) metamorpher basischer Gang.

in s des Granitgneis eingeschlichtet. Er keilt dann linsenförmig aus, und zwar befindet sich die Auskeilstelle an der SW-Flanke der Rinne, die von P. 2626 in NW-Richtung zum Buchstaben „K“ des Wortes „Kälbergrat“ hinaufreicht. Die

Beobachtung dieser tektonischen Einschichtung mit NE-Vertriftung des basischen Ganges ist ein wertvoller Beleg für die NE-Vergenz des tektonischen Strömens in diesem Abschnitt des Sonnblick-Kernes und wurde erstmals auf gemeinsamer Exkursion von A. RUTTNER, G. FRASL und dem Verfasser am 5. Juli 1949 gemacht.

Die petrographische Zusammensetzung des Gangfloitits „A“ bei P. 2570 stimmt mit der von A. KIESLINGER gegebenen Beschreibung überein. Wir beobachteten: Kleinkörniges graues, annähernd regellos körniges dunkles Gestein. Freisichtig sind Biotit (1 mm) und Hornblende erkennbar (Se 90).

Hauptgemengteile: Gefüllte braungrüne Hornblende (gelblich-grün bis braungrün). Die Fülle (Entmischung) besteht aus feinem Pigmentstaub. — Blaugrüne ungefüllte Hornblende (hellgrün bis blaugrün) bildet Anwachsäume um die gefüllte Hornblende oder tritt in Form selbständiger Individuen auf. — Biotit (hellgelb bis braun). Sehr große einschlußarme Blättchen. Radioaktive Höfe um Zirkon. — Klinozoisit und Quarz. — Plagioklas (Oligoklas; Plag II).

Ferner: Chlorit (sekundär aus Biotit), Erz und rhomboedrisches Karbonat.

Ein zweiter, kleinerer und kürzerer, jedoch ebenfalls saigerer basischer Gang begleitet den Gang „A“ einige Meter nordöstlich P. 2570 und keilt rasch aus.

Die Vorkommen „B“, „C“ und „D“ von A. KIESLINGER (1936) gehören nach unseren Aufnahmen einem einzigen, 800 m langen, NW-streichenden, saiger den Gneisgranit durchsetzenden basischen Gang an. Er verläuft von der rechten Seitenmoräne des Klein-Fleiß-Keeses über den Grat (80 m südwestlich P. 2894) zum E-Ende des Zirmsees und zur Steilflanke östlich P. 2656. In dieser Steilflanke ist er 10 m mächtig, steht saiger und wird in Seehöhe 2670 m — wiederum an der Grenze von Gneisgranit (unten) zu geschiefertem Granitgneis (oben) — gegen NE verschliffen, wobei er intensive Schieferung annimmt und nach 30 m auskeilt (siehe Gang „C“ auf Abb. 3, Seite 24). Eine Weißschieferzone (phyllonitische Bewegungszone im Granitgneis) begleitet das horizontale Stück des nach NE umgebogenen basischen Ganges und läuft auch noch einige Meterzehner nordöstlich der Auskeilstelle im Granitgneis weiter, die Scherzone markierend. Unter dieser Umbiegungsstelle weist das metamorphe basische Ganggestein in Seehöhe 2610 m ausgeprägtes ebenflächiges und lineares Parallelgefüge mit Elongation der Hornblenden und Biotite auf (Se 779).

Biotit (hellgelb bis braun) ist vorherrschender dunkler Gemengteil. — Gefüllte und ungefüllte Hornblende sind vorhanden, treten jedoch mengenmäßig gegenüber Biotit zurück. — Plagioklas (Oligoklas): Plag III, II und I. Klinozoisitmikrolithe als Fülle. — Chlorit, Klinozoisit und Quarz.

Ferner: Erz, Epidot, Orthit und Rutil.

Südwestlich P. 2894 zeigt der metamorphe basische Gang migmatische Schollenstruktur. Am E-Ufer des Zirmsees (Lokalität „B“ nach KIESLINGER) nimmt er den Habitus eines Schollenmigmatits an. Zu unterscheiden sind hier dunkle, bis 0,5 m große, annähernd regellos feinkörnige Schollen, in denen Hornblende und Biotit gerade noch freisichtig erkennbar sind (Se 64) und die in dem nachgenannten helleren Gestein in Form von reliktschen Schollen und Fischen schwimmen. Das hellere Gestein ist grau-weiß gesprenkelt, annähernd regellos körnig mit häufchenförmiger Anreicherung des Biotits (Se 806 und 807).

Gefüllte Hornblende (gelblichgrün bis braungrün; auch hellgelb bis blaugrün). Im mittelkörnigen, grauen Gesteinstyp kommen lange schlanke Säulchen ganz nach Art von porphyrischen Einsprönglingen (Länge 3 mm, Dicke 0,3 mm) vor. Auch Zwillinge sind vorhanden.

Ungefüllte Hornblende (hellgelb bis blaugrün). Schmale Anwachsäume an die großen gefüllten Hornblende-Einsprönglinge Selbständige Individuen sind seltener.

Plagioklas (Oligoklas). Im grauen mittelkörnigen Gesteinstyp erreichen leistenförmige Individuen 1 mm Länge. Polysynthetische und einfache Zwillinge sowie nicht verzwilligte Indivi-

duen sind vorhanden. Sehr deutlich ist der Füllungstypus D (nur Klinozoisitmikrolithe) entwickelt.

Biotit (hellgelb bis braun; einschlußarm), Chlorit, Klinozoisit, Quarz und Erz.

Die Schollenstruktur im basischen Gang sieht man auch 75 m westsüdwestlich der Ziffer „2“ von der Schrift P. „2570“. Das ist die Lokalität „C“ von KIESLINGER. Es finden sich Schollen des feinkörnigen dunklen Typs im helleren, gröberkörnigen und mit Biotithäufchen versehenen Gestein. Ein flächiges Parallelgefüge ist schwach ausgeprägt. Der Mineralbestand bleibt derselbe (Se 781 und 816).

Die braune Farbe der mit feinem Pigment gefüllten Hornblende ist hier besonders deutlich. Proben mit stärker ausgeprägtem flächigem Parallelgefüge von derselben Lokalität (Se 785 und 813) lassen erkennen, daß die gefüllte Hornblende mengenmäßig gegenüber der ungefüllten zurücktritt, worauf schon A. KIESLINGER (1936) aufmerksam machte. Als Plagioklastypen fanden wir Plag III, II und I. Der Typ Plag I weist hier deutlichen inversen Zonenbau auf. Ferner tritt im Schliff Se 813 Chlorit ganz zurück und an seiner Stelle findet sich Granat als ein Hauptgemengteil des Gesteines. Unter den Akzessorien wurde Rutil beobachtet.

100 m südwestlich fanden wir einen Parallelgang, den wir mit dem Buchstaben „F“ bezeichnen (siehe Abb. 3, Seite 24). Seine Aufschlüsse setzen nördlich des Zirmsees oberhalb des Schuttkegels ein und folgen höher oben der Bachrinne. Dieser saigere basische Gang ist 8 m mächtig und biegt in Seehöhe 2670 m nach NE um. Das umgebogene, stark verschieferte, horizontale Stück des Ganges folgt wiederum der Grenze zwischen massivem Gneisgranit und verschiefertem Granitgneis und keilt nach 40 m aus.

Goldberg-Spitze (W- und S-Flanke)

Der oben genannte 800 m lange Gangzug vom Zirmsee-E-Ende bis zur rechten Moräne des Klein-Fleiß-Kees setzt sich vielleicht unter dem Klein-Fleiß-Kees fort. Annähernd in seiner Streichrichtung fanden wir nämlich zwei diskordant den Granitgneis durchsetzende basische Gänge nördlich der Schuttrinne, welche sich nordöstlich unter dem Roten Mann befindet.

Die s-Flächen des Granitgneis streichen hier N 45° W und fallen 15° S. Seine Lination streicht N 40° W und liegt horizontal. Der nördliche der beiden basischen Gänge streicht N 40° W und fällt 50° NE. Er ist 10 m mächtig, sehr deutlich diskordant, zeigt jedoch an den Rändern Faltungen und Verzahnungen mit dem Granitgneis. Der südliche Gang ist 6 m mächtig, streicht N 28° W und fällt 85° SW. Das Gestein des nördlichen basischen Ganges zeigt freisichtig Hornblende und Biotit im dunklen Grundgewebe (Se 827 und 845). Es ist massiv, mittelkörnig und zeigt nur stellenweise Andeutung flächigen Parallelgefüges.

Gefüllte Hornblende (hellgelb bis grünlichbraun). Staubförmiges Pigment als Fülle.

Ungefüllte Hornblende (hellgelb bis blaugrün). Randsaum um gefüllte Hornblende und selbständige Säulchen.

Biotit (hellgelb bis braun) ist einschlußarm. In der verschieferten Gesteinsprobe zeigt er postkristalline Verbiegung.

Plagioklas (< 15% An): Plag III, II und I. Leistenförmig oder xenomorph. In der verschieferten Probe sind die polysynthetischen Zwillinglamellen verbogen. Sowohl verzwilligte als auch nichtverzwilligte Körner zeigen häufig einen deutlichen inversen Zonenbau, der sich auch im massigen Gesteinstypus findet.

Ferner: Klinozoisit, Chlorit, Quarz, Erz, Rutil und Zirkon.

Am Kamm zwischen Goldberg-Spitze und Rotem Mann steht in der Scharte P. 2939 ein 5 m mächtiger saigerer basischer Gang an. Wegen seiner Kleinheit konnte er auf der geologischen Karte nicht eingetragen werden. Es handelt sich um feinkörniges, parallelschiefriges, grünlichgraues Gestein mit 2 mm großen Biotiten (Se 843).

Hauptgemengteile: Gefüllte Hornblende (hellgelb bis gelblichgrün). Dunkles staubförmiges Pigment. — Ungefüllte Hornblende (hellgelb bis blaugrün). Bildet Randsäume um die Kerne gefüllter Hornblende und baut auch eigenständige Individuen auf. — Plagioklas (Albit). Eiförmiger Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Sehr deutlicher inverser Zonenbau. — Biotit (hellgelb bis braun). Große Blättchen. — Klinozoisit (farblos bis hellgelb). Häufig automorph.

Ferner: Rhomboedrisches Karbonat, Pyrit und Eisenglanz.

Die lang hinstreichenden Amphibolitzüge westlich des Brett-Sees könnten eventuell ebenfalls metamorphe Abkömmlinge basischer Gänge sein.

Ebenso dürfte die 1,5 m mächtige, basische konkordante Lage im Sonnblick-Granitgneis beim Gletschertor des Klein-Fleiß-Kees an der obersten Kante der Steilstufe, bei P. 2501, der Rest eines Ganges sein.

Ein 2 m mächtiger, diskordanter basischer Gang durchsetzt den Granitgneis 100 m westlich der Unteren Brett-Scharte (P. 2786). Auf der geologischen Karte ist er versehentlich nur als Amphibolit gekennzeichnet.

Wurten-(Fragant-)Tal

Bequem erreichbar ist der eindeutig diskordante basische Gang, 300 m nord-östlich der Duisburger Hütte, in Seehöhe 2680 m (zwischen P. 2754 und P. 2661), und zwar 30 m westlich des durch alte Bergwerkshalden angedeuteten Schlappereben-Erzganges. Nebengestein des basischen Ganges ist Granitgneis, der N 45° W streicht und 40° NE fällt. Der Gang ist 3 m mächtig, streicht N 35° E und fällt 55° SE. Höher oben biegt dieser diskordante basische Gang nach E in konkordante Lagerung um und keilt im Granitgneis aus. Der diskordante Gang besteht aus mittelkörnigem dunkelgrauem Gestein mit deutlichem flächigem und linearem Parallelgefüge (Se 842).

Hauptgemengteile: Gefüllte Hornblende (hellgrün bis blaugrün). Schwarzes staubförmiges Pigment. Sie tritt mengenmäßig gegenüber der ungefüllten Hornblende sehr zurück. — Ungefüllte Hornblende (hell- bis blaugrün). — Biotit (hellgelb bis braun). Arm an Einschlüssen. — Klinozoisit. — Plagioklas. Xenomorph. Keine Zwillinge. Häufig ist inverser Zonenbau.

Ferner: Titanit, rhomboedrisches Karbonat und Erz.

Im Bergsturz-Blockwerk westlich Pflumpfen beim Wurtenfall im Fragant-Tal, und zwar neben dem Weg zur Wurten-Alm, liegen Blöcke von Gneisgranit (Seite 15) mit metamorphem basischem Ganggestein. Das Anstehende des Ganges haben wir nicht gefunden. Das basische Ganggestein zeigt eine schwache Parallelschieferung. Aus dem feinkörnigen grauen Hornblende-Quarz-Feldspatfilz ragen 2 mm große Biotitschuppen hervor (Se 595 und 596). Von diesem Gestein wurde an der Geologischen Bundesanstalt eine chemische Analyse ausgearbeitet (siehe Seite 67, Probe Nr. 5).

Die volumetrische Zusammensetzung beträgt: Hornblende 38 Vol.%; Plagioklas (und Quarz) 34; Biotit 25; rhomboedrisches Karbonat 3 Vol.%.
Gefüllte Hornblende (hellgelb bis blaugrün). Füllung mit dunklem staubförmigem Pigment. Sie bildet die Kerne, um welche die größeren ungefüllten blaugrünen Hornblenden wachsen.

Ungefüllte Hornblende (hellgelb bis blaugrün). Anwachssäume und selbständige Individuen.

Biotit (hellgelb bis braun). Große Blättchen. Einschlüsse von Zirkon und Rutil. Radioaktive Höfe sind selten.

Plagioklas (Oligoklas): Plag III, II und I. Xenomorph. Keine oder sehr wenig Fülle.

Ferner: Quarz, Klinozoisit, Epidot (farblos bis hellgelb), rhomboedrisches Karbonat, Erz, Rutil und Titanit.

Die aus der chemischen Analyse berechneten Niggliwerte (Seite 67) nähern sich denen des Floitits aus dem „schwarzen Band“ der Tischlerspitze im Hochalm-Ankogel-Massiv (F. ANGEL 1954, Probe 34).

In den S-Wänden der Astrom-Spitze gibt es mehrere geringmächtige, kaum über 1 m dicke, hornblendeführende basische Lagen im Augengranitgneis, die vielleicht auch metamorphe Lamprophyre darstellen.

9. Altes Dach des Zentralgneis (vom Zentralgranit intrudiertes polymetamorphes Altkristallin)

Es handelt sich um Paragneis, Amphibolit, Floitit, injizierten Amphibolit, amphibolitischen Schollenmigmatit, Migmatitgneis und deren regressiv metamorphe Abkömmlinge, wie Grünschiefer, Phyllonite usw. Auffallend ist die geringe Verbreitung dieser Gesteine im Sonnblick-Kern. Das ist ein unterscheidendes Merkmal gegenüber der Hochalm-Ankogel-Reißeckgruppe, in welcher die Gesteine des Alten Daches (Altkristallin in den Hohen Tauern) über 1000 m Mächtigkeit erreichen und weite Regionen der zentralen Gebirgsgruppe (Ankogelmulde, Migmatite des Hafnerecks, Reißeckmulde) und der randlichen Teile (Riesenlagengneise, B-Gneise, Randgneise) in der Reißeckgruppe und Mureckdecke aufbauen.

Zweierlei Vorgänge mögen das Zurücktreten der Gesteine des Alten Daches im Sonnblick-Kern bewirkt haben. Erstens eine kräftige Erosion, welche vor der Sedimentation der autochthonen Schieferserie (dunkle und helle Glimmerschiefer, Schwarzphyllite, Graphitquarzite usw.) das Alte Dach weitgehend denudiert und den Zentralgranit freigelegt hat. So liegen heute im Gebiete des Feldsee-Kopfes, Schlappereben-Spitze, Fraganter Scharte, Hocharn, Roter Mann und Eckberg die dunklen Glimmerschiefer unmittelbar auf dem Granitgneis ohne beträchtliche Zwischenlagen des Alten Daches. Zweitens sekundäre tektonische Abscherung des Alten Daches, das wegen seiner besseren Gleitfähigkeit vom starren Granitgneis skalpiert und deckenförmig gegen NE transportiert wurde. Dieser Vorgang bedingt die Entstehung der Gneislamelle 1, die aus Gesteinen des Alten Daches besteht, und teilweise auch der Gneislamelle 2, an deren Aufbau Gesteine des Alten Daches in untergeordnetem Maße mitbeteiligt sind. Es ist wahrscheinlich, daß größere Gesteinskomplexe des Alten Daches im ursprünglich südwestlichen Raum der damals noch viel breiteren Sonnblick-Masse vorhanden waren und im Zuge der alpinen Gebirgsbildung durch Abscherungsvorgänge teilweise losgelöst und als Lamellen 1 und 2 über die autochthone Schieferserie des nordöstlichen Raumes geschoben wurden.

Klein-Fleiß-Tal

Recht gut sind Gesteine des Alten Daches in der N- und S-Flanke des Klein-Fleiß-Tales beim W. H. Alter Pocher noch in der ursprünglichen Position zwischen Granitgneis (unten) und dunklem Glimmerschiefer (oben), wenn auch durch sekundäre Querfaltung um N—S-Achsen mit den eben genannten Serien tektonisch vermischt und gewalzt, vorhanden. Es lassen sich hier Paragneise, Glimmerschiefer und verschiedene Amphibolite unterscheiden. Sie sind vom granitischen Magma her injiziert und zeigen Stoffaustausch, Aplitinjektionen und Migmatite. Die Aplite, welche die s-Flächen der Amphibolite diskordant durchsetzen, erweisen sich selbst noch als tektonisch stark hergenommen und verschiefert. Es finden sich auch Granataplite.

Folgende Typen wurden untersucht:

Granat-Biotit-Hornblendegneis (Se 777). Fundort: N-Flanke des Klein-Fleiß-Tales. Bei der alten Schafhalterhütte, Seehöhe 2160 m; 400 m

westlich Seebach. Kleinkörniges graues Gestein mit deutlichem Zeilenbau und ebenflächigem Parallelgefüge. Biotit ist freisichtig erkennbar.

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Granat, Quarz und Plagioklas (ca. 15% An, Plag III, II und I. Der Typus Plag III zeigt schwache Fülle und Kornzerfall).

Ferner: Titanit.

Das Gestein ist als Paragneis anzusprechen. Es zeigt postkristalline Deformation bezüglich Plag III.

Granat-Biotit-Albitamphibolit (Se 713). Derselbe Fundort. Kleinkörniges grünes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Die schwarzen Biotitblättchen sind ebenfalls in s eingeregelt und erreichen 4 mm Länge.

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun, keine radioaktiven Höfe), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Magnetit, Granat und Plagioklas (< 15% An, Plag I, xenomorph. Mitunter schwacher inverser Zonenbau).

Ferner: Quarz und Chlorit.

Präkristalline Deformation der Gemengteile.

Karbonatführender Zweiglimmerschiefer (Se 806). Fundort: Klein-Fleiß-Tal. 400 m ostnordöstlich Alter Pocher. Höhle neben dem markierten Touristenweg. Es handelt sich um eine dunkle Einlagerung im Granitgneis. Mittelkörniges, glimmerreiches graues Gestein mit ebenflächigem Parallelgefüge und Lineation. Spitzfalten im Querschnitt. Biotit und Muskowit sind freisichtig erkennbar.

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis dunkelbraun), Muskowit, Quarz, rhomboedrisches Karbonat, Klinozoisit und Plagioklas (Albit; Plag I und II, xenomorph).

Ferner: Titanit.

Das Gestein ist präkristallin deformiert.

Biotit-Albitschiefer (Se 723). Fundort: Südflanke des Klein-Fleiß-Tales, östlich „Alter Pocher“, Rinne südlich P. 2035. Das ebenflächig parallelschiefrige Gestein besteht aus schwarzen Biotitschüppchen (2 mm) und hellen Albitknoten (1 mm).

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis grünlichbraun). Als Einschlüsse kommen nur Apatit und Ilmenit mit Titanitrand vor. Radioaktive Höfe fehlen. — Plagioklas (unter 15% An). Rundlinge von Plag I und II. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Inverser Zonenbau.

Ferner: Quarz, rhomboedrisches Karbonat, Rutil mit Titanitrand und Apatit.

Biotit-Albitamphibolit (Se 796). Derselbe Fundort. Feinkörniges dunkelgrünes ebenflächig parallelschiefriges Gestein. Kleine Biotitschüppchen sind freisichtig erkennbar.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun) und Plagioklas (Albit). Vereinzelt sind Reste von Plag III mit starkem Kornzerfall sichtbar. Es herrschen jedoch Rundlinge von Plag I mit inversem Zonenbau.

Ferner: Granat, Titanit, Chlorit, Quarz, rhomboedrisches Karbonat und Klinozoisit.

Das Gestein ist postkristallin bezüglich Plag III und präkristallin bezüglich Plag I deformiert.

Granat-Biotit-Chlorit-Albitamphibolit (Se 773). Derselbe Fundort. Graugrün gestreiftes, klein- bis mittelkörniges, ebenflächig geschiefertes Gestein. Erkennbar sind freisichtig Hornblende, Biotit, Chlorit und Granat.

Hauptgemengteile: Granat, Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit und Plag I (Albit, Rundlinge, inverser Zonenbau).

Ferner: Magnetit, Quarz, Titanit und Klinozoisit.

Chloritreicher Albitamphibolit (Se 709 und Se 724). Derselbe Fundort. Grüngraues, ebenflächig parallelschiefriges Gestein. Freisichtig erkenn-

bar sind neben den kleinen Hornblendenädelchen größere Blättchen von Biotit und farblosem Chlorit.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit und Plagioklas (Albit). Rundlinge von Plag I, II und III. Sehr deutlicher inverser Zonenbau. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Helizitische Einschlusszüge finden sich auch in polysynthetisch verzwilligten Albiten (Plag III). Das ist eine Seltenheit. Besonders interessant ist, daß der An-ärmere Kern häufig unverzwilligt ist, während der An-reichere Randsaum polysynthetische Zwillinge aufweist. An einer Stelle beobachteten wir eine Diskordanz der Zwillinge von Kern und Hülle. Der Kern zeigt einige wenige auskeilende Zwillinglamellen. Die Hülle weist große und durchstreichende Zwillinglamellen auf. Beide Systeme (Lamellen von Kern und Hülle) sind zueinander geneigt. Diese Verhältnisse sprechen dafür, daß Kern und Hülle zwei recht verschiedenen Mineralgenerationen angehören.

Ferner: Granat, Biotit, Rutil, rhomboedrisches Karbonat und Klinozoisit.

Zirknitz-Tal

Geringmächtige Reste amphibolitischer Schollen finden sich an der Grenze des Granitgneis zum Glimmerschiefer in der S-Flanke des Zirknitz-Tales. Infolge ihrer Kleinheit (wenige Meter Mächtigkeit) sind sie auf der geologischen Karte nicht eingetragen.

Untersucht wurde von hier karbonatreicher Chlorit-Albitamphibolit (Se 775). Fundort: Linke Flanke des Zirknitz-Tales, südlich P. 1453. Mittelkörniges graugrünes parallelschiefriges Gestein. Freisichtig erkennbar sind 1,5 mm große Albitknoten, silberhell glänzender Chlorit und braun anwitterndes rhomboedrisches Karbonat.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, rhomboedrisches Karbonat und Plagioklas (unter 15% An. Plag I. Reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Helizitische Einschlusszüge sind häufig).

Ferner: Klinozoisit, Biotit und Erz.

Präkristalline Deformation des Gesteines bezüglich Plagioklas.

Erwähnt sei ferner Granat-Biotit-Hornblendegneis (Se 834). Fundort: Goldbergspitze-WSW-Grat, ostnordöstlich P. 2939; konkordante Einlagerung in Granitgneis. Feinkörniges graugrünes, ebenflächig parallelschiefriges Gestein. Hornblende und Biotit sind megaskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile: Granat (unregelmäßige Umrißform. Umwandlung zu Chlorit), Biotit (hellgelb bis braun), Hornblende (hellgelb bis blaugrün) und Albit. (Es herrscht der Typ Plag I, xenomorph, mit deutlich inversem Zonenbau. Außerdem sind Reste von Plag III erkennbar mit großen, polysynthetisch verzwilligten Leisten und intensivem Kornzerfall.)

Ferner: Quarz, Klinozoisit, Chlorit, Titanit und Zirkon.

Das Gestein kann als Paragneis oder als hybrider Amphibolit oder als metamorpher basischer Gang gedeutet werden. Es ist postkristallin bezüglich Plag III und präkristallin in bezug auf die anderen Gemengteile deformiert.

Hoher Goldberg und Wurten-Tal

Die trennenden Mulden zwischen dem Hauptkörper des Sonnblick-Kernes, dem Wurtenkeil und der Knappenhaus-Lamelle werden von Amphibolitbändern mit untergeordneter Begleitung von Paragneis und Glimmerschiefer aufgebaut. Es finden sich Amphibolite mit dem Typ Plag III:

Albitamphibolit (Se 811). Fundort: Hoher Goldberg. Am Touristenweg vom Knappenhaus zur Fraganter Scharte. Feinkörniges, grünlichgraues, parallelschiefriges Gestein.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün) und Albit (Plag III und II sind selten. Es herrscht Plag I mit großen, eiförmigen Individuen, zahlreichen Einschlüssen der übrigen Gemengteile und deutlichem inversem Zonenbau.

Ferner: Biotit, Quarz, Chlorit, Titanit und Klinozoisit.

Daneben treten Amphibolittypen nur mit Plag I auf:

Biotit amphibolit (Se 68 und 812). Ebenfalls am Touristenweg vom Knappenhaus zur Fraganter Scharte. Im mittelkörnigen grau-weiß gesprenkelten Gestein sind Hornblende und Biotit freisichtig erkennbar. Deutliche Lineation auf s. Im Querbruch Spitzfalten und Inselstrukturen (Rotationsbilder).

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgrün bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun. Titanitkränze) und Plagioklas (Albit bis Oligoklas. Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Sehr deutlicher inverser Zonenbau).

Ferner: Quarz, rhomboedrisches Karbonat, Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Erz und Apatit.

Aplite, welche den Amphibolit durchschlagen, sind am Hohen Goldberg reich an großen Hornblendekristallen.

Im Wurten-Tal ist der große lange Amphibolitzug westlich der Duisburger Hütte 20 m mächtig. 80 m über der Hütte befindet sich ein 4 m mächtiger Amphibolitzug. Beim Mernig-See zeigt der 20 m dicke Amphibolit beim Touristenweg feine Spitzfalten. Südöstlich der Gastrohütte hebt der Amphibolit als Synkline über dem Granitgneis aus (Tafel 4, Fig. 3).

In streichender Fortsetzung des Amphibolitzuges des Zirmer Riegels befindet sich die Zerrüttungszone (junge Störungslinie) der Oschenig-Scharte (P. 2564). Im Aplitgneis stehen Mylonite mit Gangquarz an; auch mutmaßliche Haldenreste eines Bergbaues. An der Scharte liegen Amphibolitblöcke, welche eventuell als Reste der aushebenden Amphibolit-Synkline zu deuten sind. Auf der Kammspitze steht Aplitgneis mit Amphibolitschollen an.

Die autochthone Schieferserie über dem Sonnblick-Gneiskern

Dunkle Glimmerschiefer unbekanntes Alters lagern weithin über dem Sonnblickgneis. Sie erreichen mehrere Meterzehner Mächtigkeit, sind vom unterlagernden Granitgneis her aplitisch injiziert und mit diesem zusammen nachträglich gefaltet. Graphitquarzite, metamorphe Tuffite, kalkige Lagen und Prasinite kommen vor.

„Trias“ und „Bündnerschiefer“ findet man unmittelbar auf dem Sonnblick-Gneiskern in der Stirnzone nordöstlich Astrom-Spitze, Kalte Wand, Oschenik-Scharte, Böseck, Schusterriegel und Rissieck.

Wir haben die Bezeichnung „autochthon“ gewählt, um anzuzeigen, daß alle diese Gesteine auf dem Sonnblick-Gneiskern aufrufen und von den Gneisen der Lamelle 1 und 2 überschoben sind. Es wäre exakter, hier bloß von quasi-autochthon zu sprechen, da ein unmittelbarer Transgressionsverband auf dem Sonnblick-Kern nicht nachgewiesen werden konnte. Bewegungsflächen (Phyllonite) markieren meist die Grenze der Schiefer zum unterlagernden Sonnblick-Gneiskern. Doch wollen wir die Nomenklatur nicht zu kompliziert gestalten.

Der flache SW-Schenkel der Sonnblick-Walze

Wir beginnen mit der Beschreibung der autochthonen Schieferserie am Eckberg im Zirknitz-Tal, also in der Wurzelzone der Gneislamellen 1 und 2. Wir verfolgen das Schieferband, das stets über dem Sonnblick-Granitgneis und unter

den Gneislamellen 1 und 2 liegt, um das W-Ende des Sonnblick-Kernes herum und über den Gewölbeschluß am Hocharn, wo die autochthonen Schiefer in söhliger Lagerung 170 m mächtig aufgestapelt sind, in die steile Sonnblick-NE-Stirnzzone hinein.

Der Sonnblick-Granitgneis ist unter den Schwarzschiefern des Eckberges, des Roten Mannes, der Gjaidtroghöhe und des Hocharns stark durchbewegt, phylonitisch, reich an eisenschüssigem Quarz und zeigt Klüfte mit Bergkristallen und Kiesen. Der Name „Roter Mann“ für den Gipfel P. 3095 geht wohl auf dieses Erscheinungsbild zurück. Der Granitgneis ist arg verschiefert und durch hydrothermale Lösungen verändert.

Darüber liegt der schwarze Schiefer. Am Eckberg ist er 15 bis 20 m mächtig und wird von dem Gneislappen (Lamelle 1), der den Gipfel des Eckberges aufbaut, bedeckt. Am Grat zwischen Eckberg und Zirknitz-Spitze bildet der Schwarzschiefer nordöstlich P. 2789 noch einen kleinen Erosionsrest. Neben aplitisch injizierten, muskowitzreichen Schiefen herrschen am Eckberg dunkle Schiefer mit ebenflächigem Parallelgefüge, mit Muskowit und 1 mm großen Albitknoten.

Hauptgemengteile (Fundort: Südwestlich P. 2710. Se 714): Albit (Plag I. Porphyroblasten. Gelängt in s. Nur einfache Zwillinge mit unregelmäßigem Verlauf der Zwillingsnaht. Schwacher inverser Zonenbau. Meist nicht oder nur wenig verlegte Einschlußzüge aus graphitischer Substanz, Granat, Muskowit und Quarz. Sehr deutliche einschlußfreie Randsäume), Granat (zahlreiche kleine Körnchen bis 0,25 mm Durchmesser), Quarz (gelängt in s), Muskowit, Biotit, Chlorit und graphitische Substanz.

Ferner: Turmalin (0,4 mm).

Die Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich Muskowit, Biotit, Albit und präkristallin bezüglich des jüngeren, rosettenförmigen Chlorits.

Der rote Gangquarz im Sonnblick-Granitgneis unter den Schwarzschiefern ist besonders am Grat vom Eckberg zur Zirknitz-Spitze zwischen den Punkten 2789 und 2927 erwähnenswert.

In analoger Position findet man das Schwarzschieferband im Groß-Zirknitz-Tal, westlich Schroll-Kaser, von wo es zum Roten Mann aufwärts streicht. Es ist aplitisch injiziert, zwischen den Sonnblick-Granitgneis und den Granitgneis der Lamelle 1 eingezwickelt und keilt wahrscheinlich zwischen den beiden südlich aus.

Man beobachtet das Schieferband in 1880 m Seehöhe, 300 m westnordwestlich Buchstaben „Z“ des Wortes „Zirknitz“ der österreichischen Karte 1:25.000. Die Stelle befindet sich bei einer Heuhütte knapp südlich der vom Stanziwurten-W-Kar herabziehenden Rinne. Der Schwarzschiefer ist zwischen den Granitgneisen noch 15 m mächtig und stark aplitisch injiziert. Die Aplitlagen sind 0,3 m dick und mit dem Schwarzschiefer zusammen konform gefaltet. Die aplitische Injektion ist offenbar älter als die Faltung und die Deckentektonik.

Höher oben ist der Schwarzschiefer im Bachbett westlich P. 2059 gut aufgeschlossen. Südlich des Brett-Kogels bildet der Zug beim Buchstaben „m“ des Wortes „Troger Alm“ ein deutliches Gesimse mit 60 m mächtigen dunklen Schiefen und mit Einlagerungen heller Schiefer mit Biotitporphyroblasten und mit Prasiniten. Das Band streicht knapp unter dem Brett-Kogel und östlich unter der Brett-Scharte weiter.

In den Schwarzschieferzug schiebt sich ein Gneiskörper ein (westlich vom Buchstaben „H“ des Wortes „Hinter der Brettwand“). Es handelt sich um eine durch den Schwarzschiefer vom Sonnblick-Hauptkörper abgetrennte kleine Gneislamelle, die ihren wurzelförmigen Zusammenhang mit dem Sonnblick-

Hauptgneiskörper in der Gegend von P. 2141 hat und ihr Ende bereits in der E-Flanke des Sand-Kopfes findet, wo sie zwischen Schwarzschiefern auskeilt. Also eine Miniatur-Gneislamelle, die im kleinen das Aufsplittern und Gleiten im Dach des Sonnblick-Hauptkörpers zeigt, was uns dann in viel größerem Ausmaße in der darüberfolgenden Gneislamelle 1 begegnen wird.

Gefaltete Aplite mit Scheitelverdickung (bis zu 3 m mächtig) sieht man im Schwarzschiefer der Sand-Kopf-E-Wand, nördlich P. 2930 und südlich unter der Scharte (südsüdwestlich P. 3086).

Nur geringmächtig überschreitet das Schwarzschieferband den SSW-Grat des Roten Mannes (Tafel 6, Fig. 3). Es nimmt aber in der Tiefe des Klein-Fleiß-Tales bedeutend an Mächtigkeit zu. Der Schwarzschiefer ist aplitisch injiziert und wird von dem Amphibolit der Lamelle 1, der die Gratkuppe P. 3086 aufbaut, überlagert. Der Schwarzschiefer vom SSW-Grat des Roten Mannes (Se 1324) zeigt Porphyroblasten von Albit, Granat, Biotit und Chlorit.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I, unverlegte und verlegte Einschlusszüge aus graphitischer Substanz, Quarz und Granat), Granat (mit Einschlusswirbeln graphitischer Substanz), Quarz, graphitische Substanz, Muskowit. Biotit (hellgelb bis rotbraun) und Chlorit zeigen beide im Gegensatz zu Albit und Granat nur unverlegte Einschlusszüge, was auf ihr späteres Wachstum hinweist.

Ferner: Rutil und rhomboedrisches Karbonat.

Die Deformation des Gesteines erfolgte prä- und parakristallin bezüglich Albit und Granat, hingegen nur präkristallin bezüglich Biotit und Chlorit.

Im Abhang zum Klein-Fleiß-Tal finden sich im Schwarzschiefer Graphitquarzite (z. B. im Hochkar südöstlich Alter Pocher bei P. 2298) und biotitreicher Paragneis. Der zuletzt genannte steht 600 m südwestlich P. 3086 an (Se 702). Es handelt sich um ein mittelkörniges, graues, ebenflächig parallelschiefriges Gestein mit 3 mm großen Biotitporphyroblasten.

Hauptgemengteile: Plagioklas (0,4 mm, Albit bis Oligoalbit, Plag III. Deutlicher inverser Zonenbau), Quarz (0,3 mm. Schwach undulös. In rhomboedrisches Karbonat eingeschlossene Quarzkörner löschen glatt aus), Biotit (3 mm. Hellgelb bis rotbraun. Korrodierte Porphyroblasten. Parakristalline Deformation), Granat (0,6 mm) und rhomboedrisches Karbonat (1 mm. Porphyroblasten in s gelängt und mit zahlreichen Einschlusszügen).

Ferner: Chloritoid (0,3 mm), Chlorit (0,4 mm), graphitische Substanz, opakes Erz und Epidot.

In den Wänden südlich Alter Pocher sind die Schwarzschiefer infolge der Walztektonik um N—S-Achsen stark angeschoppt. Es kommen auch helle Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Chlorit und Fuchsit vor.

Epidot-Granatglimmerschiefer fanden wir in dieser Serie im Klein-Fleiß-Tal, allerdings nicht anstehend. Der Fundort befindet sich im Hangschutt am rechten Ufer des Klein-Fleiß-Baches, bei der Brücke P. 1788. Der Glimmerschiefer (Se 733) ist muskowitzreich und besitzt 1 cm lange Säulchen von Epidot und 5 mm große Granatkristalle.

Hauptgemengteile: Granat (Porphyroblasten mit zonaren Einschlussringen und auch mit helizitischen Einschlusszügen graphitischer Substanz; ferner mit siebförmigen Quarzeinschlüssen), Epidot (Prismen in s des Gesteines eingeschichtet. Es handelt sich um Porphyroblasten mit Einschlüssen von graphitischer Substanz, Muskowit und Quarz), Quarz (2,2 mm), Muskowit (1,6 mm) und Biotit (1 mm).

Ferner: Chlorit, graphitische Substanz, Turmalin, Ilmenit, Epidot und Apatit.

Das Gestein ist parakristallin bezüglich Muskowit und Biotit deformiert.

In der N-Flanke des Klein-Fleiß-Tales sind die schwarzen autochthonen Schiefer etwa 3mal mächtiger als im Kammprofil der Gjaidtroghöhe. Aus dem Kar südlich der Gjaidtroghöhe sammelten wir besonders reichlich albitisierte Schwarzschiefer (Se 790) mit 2 mm großen Albitknoten.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Häufig inverser Zonenbau. Einschlüsse von graphitischer Substanz, Quarz, Muskowit, Chlorit, Apatit und Zirkon. Besonders bemerkenswert sind idiomorphe Einschlüsse von Granat und Titanit, die sich außerhalb des Albits viel seltener finden), Biotit (hellgelb bis braun. Verlegte Einschlußzüge graphitischer Substanz. Parallelverwachsung des Biotits mit Muskowit und Chlorit. Stellenweise Umwandlung zu Chlorit), Quarz und Muskowit (Einschlüsse graphitischer Substanz).

Ferner: Chlorit (nahezu farblos), Granat, Titanit, Apatit, rhomboedrisches Karbonat, graphitische Substanz und Pyrit.

Das Gestein ist präkristallin bezüglich Albit, Muskowit und Biotit deformiert. Chlorit wurde teilweise erst später gebildet.

Von der Gjaidtroghöhe streichen die schwarzen Schiefer ins Hochkar der Groß-Fleiß und über das Schneehorn zum Kruml-Kees, wo sie stark aplitisch injiziert sind.

Besonders großartig ist der Intrusions- und Migmatitverband des Sonnblick-Granitgneis mit den autochthonen Schiefen an den vom Gletscher glattgeschuerten Rundbuckeln nördlich unter dem Gletscherende des Kruml-Kees zu studieren. Schwarzschiefer, auch kalkreiche Schiefer, Granat-Biotit-Chloritschiefer, fuchsitführende kalkhaltige Paragneise sind aplitisch injiziert und zeigen allmähliche Übergänge zu Migmatitgneisen. Spätere Gesteinsdurchbewegung hat die Intrusionskontakte jedoch vielfach sekundär verschliffen. An der W-Flanke über dem Kruml-Kees durchdringen granatführende Aplitgneiskeile und -linsen den Schwarzschiefer.

Am Hocharn ist die autochthone Schwarzschieferserie 170 m dick und zeichnet sich durch das Vorkommen von Kalkschiefern und Prasiniten aus. Die Serie liegt flach und wird am Hocharn-Gipfel von den Gneisen der Lamelle 2 bedeckt. Am ENE-Kamm des Hocharns biegt die autochthone Schwarzschieferserie in die Steilstellung der Sonnblick-NE-Stirne um.

Der Granitgneis des Sonnblick-Kernes an der Basis der Schwarzschiefer des Hocharns zeigt intensive Bewegungsspuren.

Tafel 8, Fig. 9 gibt eine Aufschlußskizze in der Rinne 300 m östlich P. 2967 (NE-Kamm der Gjaidtroghöhe): Unter dem Schwarzschiefer liegt Granitgneisphyllonit (5 m). Es handelt sich um ausgewalzten, verschieferten, quarzreichen Gneis. Darunter folgt geschieferter Granitgneis (10 m), der gegen unten zu massiger wird, grobe Bankung annimmt und bis mehrere Zentimeter lange Kalinatronfeldspate führt. Ein 1 m dicker diskordanter Aplitgang wird gefaltet, gegen NE umgebogen und papierdünn verschiefert. Auch im diskordanten Teil des Aplitganges sind die Biotitplättchen des Aplits parallel zur Schieferungsfläche des Granitgneis orientiert.

Es kommt zu Verschuppungen mit mehrfacher Wechsellagerung von Sonnblick-Granitgneis und Schwarzschiefer. Man kann dies längs des Touristenweges am gewöhnlichen Hocharn-Aufstieg von der Goldzech-Scharte am Grate gegen NNW beobachten:

An der Abzweigung des Weges nach Kolm-Saigurn befindet sich eine 2 m mächtige Floititlage im Sonnblick-Granitgneis. 50 m darüber — in Richtung zum Hocharn — setzt die erste Schwarzschiefer-Schuppe ein (10 m). Es folgen 3 m Granitgneis und darüber abermals eine Schwarzschiefer-Schuppe (4 m); dann wiederum Granitgneis (10 m) und eine aus Schwarzschiefer und Amphibolit bestehende Schuppe (10 m); endlich Granitgneis (20 m) und darüber die mächtigen Schwarzschiefer des Hocharns, auf denen hier der große Steinmann des SSE-Grates steht.

Ein genaueres Studium der Schwarzschiefer des Hocharns haben wir im Anstieg über den Kälbergrat vorgenommen (Tafel 8, Fig. 6).

An der Basis befindet sich porphyrischer Granitgneis (1) des Sonnblick-Kernes mit kiesführenden konkordanten und diskordanten Quarzgängen. Er ist in seinen obersten Lagen (15 m) zu Phyllonitgneis umgeprägt (2). In Seehöhe 3050 m wird er konkordant von Schwarzschiefer (20 m) überlagert (3). Es folgt ein auffallender, schwarz-weiß gebänderter Albitglimmerschiefer, der reich an Chlorit ist und den wir eventuell als metamorphen Tuffit deuten wollen (4). Er bildet eine 10 m hohe Steilstufe und wird von diskordanten Aplitäderchen durchsetzt. Die Glimmer erreichen 3 mm Länge. Im Querbruch ist Feinfaltung erkennbar.

Hauptgemengteile (Se 836): Biotit (farblos bis hellbraun, Porphyroblasten. Auch Querbiotit vorhanden), Chlorit (Klinochlor. Porphyroblasten mit Einschlüssen von graphitischer Substanz und Quarz. Auch Querchlorit vorhanden), Muskowit, Albit (Plag I. Verlegte Einschlußzüge von graphitischer Substanz und Quarz), graphitische Substanz und Quarz.

Ferner: Granat, opakes Erz, Turmalin (0,16 mm), Apatit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotit).

Das Gestein ist präkristallin bezüglich Biotit und Chlorit, jedoch parakristallin bezüglich Chlorit deformiert.

Darüber folgen 30 m Schwarzschiefer (5), 3 m Aplitgneis (6) und 30 m Schwarzschiefer (7) mit viel Turmalin auf den s-Flächen.

Die Hauptgemengteile des zuletzt genannten (Se 1323) sind graphitische Substanz, Muskowit, Biotit, Chlorit, Quarz, Albit (Plag I. Verlegtes und unverlegtes si) und rhomboedrisches Karbonat.

Die Turmalinsäulchen sind bis 7 mm lang, unverletzt, unregelmäßig auf s verteilt und folgen keiner Lineation.

Auch der darüberlagernde, 2 m mächtige, helle karbonathältige Schiefer mit Chloritporphyroblasten (8) dürfte sich am ehesten als metamorpher Tuffit erklären lassen. Freisichtig ist das Gestein farblos mit grünen Flecken (Chloritporphyroblasten). Angewitterte Partien erscheinen bräunlich. Aufbrausen mit kalter HCl.

Hauptgemengteile (Se 1314) sind Albit (Plag I. Xenomorph. Inverser Zonenbau. Unverlegte Einschlußzüge), Quarz, Chlorit (Porphyroblasten), Muskowit und rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Opake Substanz, Epidot, Eisenglanz, Rutil und Limonit.

Es folgen 20 m mächtige Schwarzschiefer (9), die sehr reich an Porphyroblasten von Albit und Granat sind und prächtige Kleinfaltung im Millimeter-Bereich aufweisen.

Hauptgemengteile (Se 1322 und 1329): Albit (Plag I. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge aus graphitischer Substanz und Quarz. Sie beschränken sich auf den Kern des Albitkristalls. Der Randsaum des Albits ist häufig einschlußfrei), Granat (Porphyroblasten mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen aus graphitischer Substanz und Quarz), Quarz, Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit (Porphyroblasten mit unverlegten Einschlußzügen aus graphitischer Substanz. Verlegte Einschlußzüge kommen nicht vor), graphitische Substanz, Muskowit und Quarz.

Ferner: Turmalin (mit unverlegten Einschlußzügen aus graphitischer Substanz), Magnetit, Zirkon, Eisenglanz, rhomboedrisches Karbonat und Limonit.

Die Deformation des Gesteines erfolgte para- und präkristallin bezüglich Albit und Granat, jedoch nur präkristallin bezüglich Chlorit und Turmalin.

Der Vorgipfel P. 3203 wird von 20 m mächtigen, braun anwitternden Kalkschiefern (10) aufgebaut. In ihnen steckt eine 2 m dicke Quarzlinse (qu). Es handelt sich um dunkle Kalkschiefer mit Albitknoten und um Kalzit-Chlorit-Quarzschiefer.

Die Hauptgemengteile des letztgenannten (Se 1331) sind Kalzit, Chlorit, Biotit und Quarz (ausnahmsweise zeigt hier Quarz unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Biotit, Chlorit, graphitischer Substanz und Rutil).

Ferner: Fuchsit (Pleochroismus von hellbläulichgrün bis hellgrün), Rutil (mit Kniezwilligen. Häufig als Einschluß in Chlorit), graphitische Substanz und Albit (Plag I. Wirbelförmige Einschlußzüge graphitischer Substanz).

Darüber folgen 3 m Albitgneis (11), wahrscheinlich aus Arkosequarzit hervorgegangen; 3 m Schwarzschiefer (12) und dann 3 m Hornblende-Chlorit-Prasin (13) mit Karbonatknuern.

Die Gemengteile (Se 1328) sind Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit, Chlorit (farblos bis hellgrün), Albit (Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Klinozoisit und rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Titanit.

Darüber finden sich wiederum 6 m mächtige Schwarzschiefer (14) und 17 m Schwarzschiefer (15) mit Porphyroblasten von Albit und Granat.

Hauptgemengteile (Se 1315): Albit (Plag I. Verlegte Einschlußzüge), Granat, Quarz, graphitische Substanz, Muskowit und Chlorit.

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Eisenglanz, Turmalin, rhomboedrisches Karbonat und Limonit.

Auf dieser Serie endlich liegen Amphibolit und Migmatitgneis der Gneislamelle 2, welche die Gipfelplatten des Hocharns, P. 3254, zusammensetzen.

Die steile NE-Stirne der Sonnblick-Walze

Das Umbiegen in die Saigerstellung der Stirnzone erfolgt am Hocharn-ENE-Grat, der zum Grieswies Schwarz-Kogel zieht.

Unter dem Hocharn-Kees treffen wir den saiger stehenden Schwarzschiefer in breiter Entwicklung an den glazial frisch gehobelten Felsen zwischen dem Hauptkörper des Sonnblick-Kernes und der Gneislamelle 1 an. Der Granitgneis des Sonnblick-Hauptkörpers ist mit den Glimmerschiefern durch primären Injektionskontakt verbunden. Aplite durchdringen den Schiefer. Nordöstlich P. 2469 befindet sich in den Schiefen eine weithin sichtbare, 100 m lange Aplitgneislinse.

Nordwestlich P. 2266 spitzt in der Richtung nach oben der Granitgneis der Knappenhauswalze im Schwarzschiefer aus. Von hier gegen SE nimmt der Granitgneis der Knappenhauswalze rasch an Breite zu und scheidet damit einen nördlichen und südlichen Schwarzschieferstreifen.

Der südliche Schwarzschieferstreifen bildet die Synklinalität zwischen dem Hauptkörper des Sonnblick-Kernes und der Knappenhauswalze. Es handelt sich z. B. am NW-Rande des Pilatus-Kees (westlich P. 2266) um Paragneise, Glimmerschiefer und Migmatite mit großen Granatkristallen und viel Biotit. Die Augengranitgneise des Sonnblick-Hauptkörpers und der Knappenhauswalze stehen mit ihnen im primären Intrusionsverband. Man beobachtet an der Grenze vom Augengranitgneis zum Schiefer aplitische Injektionen, diffuse Feldspatprossung und Migmatite.

Die Schiefer bilden das markante Gesimse von P. 2593 in der Sonnblick-N-Wand. Ihm folgt der beinahe ebene Kamm in der N-Begrenzung des Kleinen Sonnblick-Kees (siehe Tafel 4, Fig. 9). Die stark durchbewegten Glimmerschiefer und Migmatite enthalten hier auch Karbonatschwielen.

Dann zieht der Schwarzschiefer, — weithin gut kenntlich — hinunter zum Gletscher, wo er beim derzeitigen Ende des Unteren grupeten Kees durchstreicht

— in den glazial zugeschliffenen Felsen vortrefflich aufgeschlossen — und auf der anderen Seite als der sogenannte „Schwarze“ der alten Bergleute am Hohen Goldberg zur Niederen Scharte und zum Goldberg-Tauern-Kogel hinaufstreicht, wobei er sich zwischen den Wurtenkeilen verzweigt. Der Touristenweg von der Duisburger Hütte über die Niedere Scharte zum Hohen Sonnblick folgt ihm hier ein Stück. Die schwarzen Schiefer werden von Amphiboliten begleitet, die dann südöstlich des Wurten-Kees als langhinreichende Züge vorherrschen und offenbar die Wurzeln der von oben zwischen die Wurtenkeile eintauchenden Synklinen anzeigen. Regional betrachtet, hebt der Schwarzschiefer gegen SE aus.

Der nördlich der Knappenhauswalze sich hineinziehende, ebenfalls saiger stehende Schwarzschieferstreifen zeigt nördlich des Pilatus-Kees primären Intrusionskontakt mit dem Gneis der Knappenhauswalze, bildet dann die breite Hangstufe südwestlich des Naturfreundehauses Neubau und ist vorzüglich am Touristensteig zum Hohen Sonnblick unter den Leidenfrostwänden aufgeschlossen. Man sieht weithin die dunklen, glazial gehobelten Schrofen des Schwarzschiefers im breiten Kar südlich vom Naturfreundehaus Neubau. Auch hier begleiten Amphibolitbänder den Schwarzschiefer. Ein südlicher Lappen des breiten Schwarzschieferstreifens keilt unter der Schneerinne der Wintergasse aus. Nur der nördliche Zipfel erreicht mit bedeutend geringerer Mächtigkeit — wiederum von den alten Bergleuten des Hohen Goldberges als „der Schwarze“ bezeichnet — den Kamm nordöstlich der Fraganter Scharte, wo er steilstehend in seiner charakteristischen Position zwischen dem Gneis der Knappenhauswalze und der Lamelle 1 (Herzog Ernst) besonders in der Steiflanke gegen das Wurten-Kees vorzüglich zu beobachten ist (siehe Tafel 4, Fig. 8).

Der autochthone Schwarzschiefer der Stirnzone des Sonnblick-Kernes wurde in Proben aus dem Augustin-Stollen (Mundloch beim Naturfreundehaus Neubau) untersucht. In der Hauptstrecke hinter Stollenmeter 258 (vom Mundloch aus gezählt) handelt es sich um *Schwarzschiefer* (Se 1320) mit Porphyroblasten von Albit, Granat und Biotit.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Einschlüsse graphitischer Substanz), Granat (ebenfalls Einschlüsse graphitischer Substanz), Biotit (hellgelb bis rötlichbraun. Unverlegte und verlegte, auch wirbelförmige Einschlüsse graphitischer Substanz. Besonders eindrucksvoll in den großen Querbiotiten), Quarz und Chlorit.

Ferner: Turmalin, Titanit und Muskowit.

Prä- bis parakristalline Deformation des Gesteines bezüglich Albit, Granat und Biotit. Sekundäre Phyllonitisierung an lokalen Gleitflächen im Zuge der späten Stirntektonik.

Der Schwarzschiefer streicht unter dem Wurten-Kees weiter, findet sich in der Felsinsel im Gletscherbruch und dann wieder am Grat zwischen Strappeleben-Spitze und P. 3012 aufgeschlossen. Seine Position ist zwischen Knappenhaus-Gneiswalze und Gneislamelle 1. Das Schwarzschieferband quert den obersten Firnboden des Schlappereben-Kees und streicht über den Weinflaschen-Kopf (knapp nördlich des Gipfels) in die steile S-Wand der Schlappereben-Spitze. Dann biegt es zunächst in die zum Gasteiner Naßfeld abfallende N-Flanke, vorbei am S-Ufer des auch im Sommer mit Eisschollen bedeckten Sees (P. 2776), und dann wieder zum Wurten-Tal in die S-Flanke unter P. 2915 (Hinterer Murauer Kopf). Weiters finden wir das Schwarzschieferband in der Wand südwestlich P. 2822 und beim Touristensteig (Feldsee-Scharte — Duisburger Hütte) nordwestlich P. 2606. Großartig entwickelt ist der Schwarzphyllit am Gipfel des Feldsee-Kopfes mit Aufschlüssen längs des Feldsee-Kopf-N-Kammes bis tief unter die Feldsee-Scharte (Tafel 4, Fig. 1). Man sieht vor allem am Feldsee-

Kopf vorzüglich das radförmige Umbiegen vom söhlichen Schwarzschiefer des Gipfels zur Saigerstellung in der NE-Flanke.

In der streichenden SE-Fortsetzung führt die autochthone Schieferserie reichlich „Mesozoikum“. Es ist der Bereich der Sonnblick-Stirnzone nordöstlich Astrom-Spitze, Kalte Wand, Oschenik-Scharte, Böseck, Schusterriegel, Rissieck bis Steinerhütten (Tafel 5, Fig 2, 5 und 8. Detailprofile siehe Seite 44—45). Von Steinerhütten in Richtung nach SE fehlt die autochthone Schieferserie. Sie ist offensichtlich tektonisch ausgeschert. Der Gneis der Lamelle 1 wurde unmittelbar an den Sonnblick-Kern bzw. an die Sonnblick-Lamelle angepreßt.

Schließlich darf nicht verschwiegen werden, daß unsere Untersuchungen vorläufig die Frage offenlassen, was im flachen SW-Schenkel der Sonnblickwalze südöstlich des Eckberges zur autochthonen Schieferserie zu rechnen sei. Es fehlen hier die Gneislamellen 1 und 2. Das „Mesozoikum“ des Sandfeld-Kopfes gehört ins Hangende der Gneislamelle 2 wegen seiner deutlichen, streichenden Verbindung mit dem „Mesozoikum“ am Sand-Kopf, Gjaidtroghöhe und Kruml-Kees-Kopf. Theoretisch sollte also irgendwo im Sockel des Sandfeld-Kopfes und seiner südöstlichen Fortsetzungen die Grenze zwischen Autochthon und Decken (Äquivalente der Lamellen 1 und 2) durchgehen. Eine speziell daraufhin gerichtete Untersuchung bleibe der Zukunft vorläufig überlassen!

Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Decke)

1. Das Problem der Gneislamellen

Wie schon eingangs erwähnt, gehören zu den interessantesten Erscheinungen in den Schiefen über dem Sonnblick-Gneiskern die weithin verfolgbaren, verhältnismäßig dünnen Gneislamellen mit Begleitung von „Trias“. Im geologischen Kartenbild und in der tektonischen Übersichtsskizze (siehe diese und Tafel 1) erinnern sie an langgestreckte Würmer; daher der aus geologisch ähnlich gebauten Gebieten der Schweiz entlehnte Ausdruck: Würmlizone (zones vermiculaires)!

Natürlich kann man — was auch in den Westalpen noch vielfach diskutiert wird (vergleiche die neueren Übersichten über Erforschungsgeschichte und Problematik der piemontesischen schistes lustrés bei F. ELLENBERGER 1958 und G. ELTER 1960; wertvolle diesbezügliche Hinweise danken wir in mündlichen Ausdrücken auf Exkursionen in den östlichen Hohen Tauern Herrn Professor Dr. GIAMB. DAL PIAZ) — genetisch zwei extrem verschiedene Standpunkte einnehmen. Einerseits neigen manche Forscher dazu, in den mächtigen penninischen Schiefen eine verhältnismäßig ungestörte Sedimentationsfolge zu vermuten, innerhalb welcher die Gneislamellen als metamorphe Vulkanite (Laven und Tuffe), verfestigte Arkosen, granitisierter Flysch, die „Trias“-Wiederholungen als Resedimentationen und ähnliches zu deuten seien. Andererseits neigen Extremisten der Gegenseite dazu, aus jeder Gneislamelle und aus jedem „Trias“-Fetzen eine tektonische Komplikation abzuleiten und so die mächtige Schieferserie in mehrere, tangential übereinandergelittene und mancherorts noch sekundär verschuppte oder eingewickelte Decken tektonisch aufzulösen.

Wegen der noch bestehenden Unsicherheiten der stratigraphischen Gliederung ohne Fossilien und der petrogenetischen Deutung der in Frage stehenden Gneisstrukturen kommt die Diskussion weder in den Westalpen noch bei uns zur Ruhe. Es mangelt derzeit weniger an geistreichen Einfällen und diktatorischen Glaubensbekenntnissen, sondern eher an Detailbeobachtungen der Gneislamellen im Gelände und am Mikroskop. In diesem Sinne versuchen wir hier mitzuwirken.

2. Die tektonische Position der Gneislamelle 1

Recht eindeutig gibt sich die Gneislamelle 1 als tektonische Decke zu erkennen. Sie liegt im NE des Sonnblick-Kernes stellenweise auf „Mesozoikum“ (nordöstlich Astrom-Spitze bis Steinerhütten. Siehe Seite 44—45) und hängt im SW mit dem Alten Dach des Sonnblick-Kernes wurzelförmig zusammen, von diesem durch die südwestlich auskeilenden, autochthonen Schwarzschiefer getrennt. Über dem First des Sonnblick-Kernes ist die Gneislamelle 1 abgerissen (Gebiet des Hocharnes) und durch Sekundärfaltung um N—S-Achse durch die von ihr abgespaltene Gneislamelle 2 ersetzt.

Das Gesteinsmaterial der Lamelle 1 setzt sich aus Amphiboliten, Paragneisen, Glimmerschiefern, hybriden Orthogneisen, sehr charakteristischen granatführenden Albit-Aplitgneisen und mannigfachen Migmatiten — alles im heutigen Zustande der Epi- bis Mesometamorphose — zusammen. Die Serie hat große Ähnlichkeit mit dem autochthonen Alten Dach des Sonnblick-Kernes. Sie wurde ganz offensichtlich von diesem Alten Dach im SW tektonisch abgeschert, quasi skalpiert und tangential nach NE über autochthone Schwarzschiefer und autochthones „Mesozoikum“ geschoben.

Im SW des Sonnblick-Kernes läßt sich die Gneislamelle 1 vom Zirknitz-Tal über den Grat Roter Mann — Sand-Kopf ins Klein-Fleiß-Tal und über den E-Grat der Gjaidtroghöhe ins Groß-Fleiß-Tal bis in die S-Flanke des Kruml-Kees-Kopfes, also auf eine streichende Länge von 9 km verfolgen.

Im NE des Sonnblick-Kernes zieht die Gneislamelle 1 vom E-Rand des Hocharn-Keeses zum Naturfreundehaus Neubau, Herzog Ernst, Schlappereben-Spitze, Schrofen nordöstlich der Feldsee-Scharte, Strahköpfe bis Steiner Hütten und dann als enger, dem Gneis der Sonnblick-Lamelle nordöstlich anliegender Streifen zur Mallnitz- und Kaponig-Schlucht (bei Obervellach), wo sie den östlichen Kartenrand überschreitet und bis ins Profil des Rieken-Baches bei Oberkolbnitz (CH. EXNER 1962 c) nachzuweisen ist. Vom Hocharn-Kees bis zum Rieken-Bach hat sie eine streichende Länge von 34 km.

Die Mächtigkeit der Gneislamelle 1 beträgt im SW, also nahe ihrer Wurzel, 360 m (Klein-Fleiß-Tal) und im NE bis zu 200 m. Über der Sonnblick-Walze dünnt die Lamelle aus und reißt im Hocharn-Gebiet ganz ab. Allerdings wird sie dort durch die aus ihr hervorgehende Gneislamelle 2 ersetzt, die modellförmig um das NW-Ende des Sonnblick-Kernes herumstreicht. In der Landschaft läßt sich gut die bedeutende Mächtigkeit der Lamelle 1 in den tiefen Tälern der Sonnblick-SW-Flanke und das Flachwerden und Ausdünnen in den Graten über der Sonnblick-Walze erkennen. Folgende Zahlen mögen dies erläutern:

Mächtigkeit der Gneislamelle 1

Am Grat Roter Mann—Sand-Kopf	70 m
Im Klein-Fleiß-Tal	360 m
Am E-Grat der Gjaidtroghöhe	4 m
Im Groß-Fleiß-Tal	200 m
Am Hocharn	0 m

Die Mächtigkeit von 200 m im Gebiete des Naturfreundehauses Neubau kommt durch tektonische Anschoppung vor der Stirne der Sonnblick-Walze zustande. Saigere Stellung geht dort mit intensiver Fältelung und Rotations-tektonik Hand in Hand. Eigenartig ist die knieförmige Umbiegung der Gneislamelle 1 im Gebiete Strah-Köpfe—Böseck-Hütte (Tafel 5, Fig. 5).

Offen bleibt vorläufig die Frage einer eventuellen Fortsetzung der Gneislamelle 1 auch über dem Hochalm-Ankogel-Massiv. Theoretisch wäre eine Verbindung mit der Durchgang-Alm-Decke und Feldwand-Lamelle möglich und wurde mit Fragezeichen in Tafel 4, Fig. 9. angedeutet.

Der Ausdruck „Neubau-Decke“, den wir für Gneislamelle 1 in erster Linie beibehalten wollen, geht auf A. WINKLER-HERMADEN zurück und lehnt sich an die typische Entwicklung beim Naturfreundehaus Neubau, an der Aufstiegsroute von Kolm-Saigurn zum Hohen Sonnblick, an. Auch der Ausdruck „Sandkopf-Decke“ ist in Gebrauch (A. WINKLER-HERMADEN). Er bezieht sich auf das Durchstreichen der Gneislamelle 1 am Grat Roter Mann—Sand-Kopf. Der Zusammenhang von Neubau- und Sandkopf-Decke wurde erstmals von S. PREY erkannt und hat sich durch unsere Aufnahmen voll bestätigt.

3. Detailbeschreibung der Gneislamelle 1

Wir verfolgen nun im Detail die Aufschlüsse der Gneislamelle 1 aus der wurzelnahen Region im Zirknitz-Tal quer über die Fleiß-Täler zur tektonischen Lücke (Durchreißen der Gneislamelle 1) am Hocharn und von dort im Vorfeld der Sonnblick-Walze bis zur Kaponig-Schlucht bei Obervellach.

Südöstlich des Eckberges im Zirknitz-Tal befinden wir uns in der Nähe der Wurzel der Gneislamelle 1, da hier das Schwarzschieferband ihres Liegenden auskeilt und sie sich mit dem Sonnblick-Gneiskern verbindet.

Südsüdöstlich des Sand-Kopfes, auf der Felsleiste der Großen Troger-Alm, die gegen E als Brett-Wand abbricht, besteht die Gneislamelle 1 aus stark geschiefertem Granitgneis mit bis 10 cm langen K-Feldspaten und mit konkordant eingelagerten, 2 bis 10 m mächtigen Amphibolitlagen und -schollen. Ein zusammenhängender Amphibolitzug setzt am Brett-Kogel ein, ist beim oberen Ausstieg aus der Brett-Scharte (P. 2538) charakteristisch entwickelt und streicht durch die Brett-Wand zu P. 3086. Tafel 6, Fig. 4 zeigt am Grat vom Roten Mann zum Sand-Kopf diesen Amphibolit, der von Granitgneis (5 m), Glimmerschiefer (10 m), grobkörnigem Granitgneis (40 m), Prasinit (1 m), Granitgneis (mehrere Meter) und Glimmerschiefer überlagert wird.

Gegen das Klein-Fleiß-Tal zu bildet Gneislamelle 1 zunächst den Fuß der Richardswand (Augengranitgneis mit Bergkristall-Klüften, Amphibolit, Prasinit, Smaragditfels, Migmatitgneis) und ist mit zunehmender Mächtigkeit in der steilen Rinne südlich P. 1788 eindrucksvoll aufgeschlossen.

Die mannigfache Gesteinsserie der Gneislamelle 1 untersuchten wir systematisch an der N-Flanke des Klein-Fleiß-Tales zwischen P. 1788 und P. 1722 vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend:

Über dem Schwarzschiefer beim W. H. Alter Pocher folgen:

Granitgneis (20 m),

Amphibolit, Prasinit, Biotitgneis und Migmatite (20 m),

Augengranitgneis (30 m).

Turmalinführender Granat-Muskowit-Albit-Aplitgneis (80 m) mit Amphibolitlagen und -schollen, die bis 2 m mächtig werden. Dieser Granat-Aplitgneis ist geradezu ein Leitgestein für die Gneislamelle 1. Es ist ein flächig parallelschiefriger heller mittelkörniger Gneis mit Muskowitfasern, Chlorit, 2 cm großen Granatkristallen und 5 mm langen Turmalinnädelchen. Deutliche Lineation auf s.

Hauptgemengteile (Se 793, 801 und 808): Granat, Muskowit, Quarz und Albit (Plag I und II. Rundlinge. Schwache Füllung. Inverser Zonenbau).

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit (sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Sagenit und Erz. Mitunter ist der Chlorit auch als Hauptgemengteil des Gesteines entwickelt), Turmalin, Erz, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Der Gneis ist als hybrides Orthogestein anzusprechen, das jetzt als Blastomylonit entwickelt ist.

Es folgt darüber eine 70 m mächtige basische Serie aus Albit-Amphibolit (häufig aplitisch injiziert und zu Migmatiten verarbeitet), Prasinit, Hornblende-Chloritgneis, Biotitschiefer und Granat-Biotit-Chlorit-Albitgneis. Im einzelnen untersuchten wir hier:

Kleinkörnigen Albit-Amphibolit (Se 792) als ebenflächig parallelschiefriges dunkles Gestein mit kleinen Albitknoten. Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün. Die Säulchen sind in s eingeschlichtet), Albit (Plag I. Füllung mit Klinozoisitmikrolithen. Füllungsfreier Randsaum. Mitunter auch Einschlüsse der übrigen Gemengteile) und rhomboedrisches Karbonat. — Ferner: Titanit, Klinozoisit, Erz und Chlorit. — Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile.

Mittelkörniger Albitamphibolit (Se 797). Schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein mit 1 mm großen Albitknoten. Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Albit (Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile) und Magnetit. — Ferner: Klinozoisit, Epidot, Quarz und Zirkon.

Hornblende-Chlorit-Albitgneis (Se 791). Mittelkörniges graues Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Freisichtig sind Hornblende, farbloser Chlorit, Feldspat-Quarz-Lagen und rhomboedrisches Karbonat zu erkennen. Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Xenomorph. Inverser Zonenbau. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz und rhomboedrisches Karbonat. — Ferner: Titanit, Rutil, Erz, Klinozoisit und Biotit. — Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile.

Biotitschiefer (Se 788). Feinschuppiges, schwarzes, beinahe monomikttes Biotitgestein. Der Biotit (hellgelb bis grünlichbraun) bildet annähernd gleichgroße Blättchen, ohne Einschlüsse und ohne radioaktive Höfe. — Ferner: Chlorit, Quarz und Zirkon. — Das Gestein ist präkristallin bezüglich Biotit deformiert.

Granat-Biotit-Chlorit-Albitgneis (Se 794). Mittelkörniges parallelschiefriges graues Biotit-Chloritgestein mit 1,5 mm großen Albitknoten und kleinen braunen Granatkriställchen. Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit, Granat, Albit (Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile) und Quarz. — Ferner: Muskowit, Magnetit, Titanit und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Darüber folgen im Profil **Granat-Hornblende-Albitgneis**, hybrider **Aplitgneis** und **Migmatite** mit Amphibolitschollen (50 m). Der Granat-Hornblende-Albitgneis ist ein mittelkörniges, grobgemengtes Gestein. Die Hornblende ist in Form dunkler Fische angereichert oder mehr diffus, aber unruhig im Gestein verteilt. Granat und Quarz-Feldspat-Gewebe sind freisichtig erkennbar.

Hauptgemengteile (Se 809): Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Granat (Porphyroblasten, siebförmig von Quarz durchsetzt), Chlorit, Quarz (xenomorph) und Albit (Plag I. Schwache Fülle. Inverser Zonenbau). — Ferner: Muskowit, Biotit, Erz, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat. — Es handelt sich um eine hybride Abart des Granat-Muskowit-Albit-Aplitgneis. Auch dieses Gestein liegt heute als Blastomylonit vor.

Aplitisch injizierter Amphibolit und Migmatitgneis (40 m),

Granatreicher Aplitgneis (20 m),

Prasinit (12 m),

Aplitgneis (15 m).

Darüber liegen die Schwarzschiefer im Hangenden der Gneislamelle 1.

Aus dem Talgrund der Klein-Fleiß zieht die Gneislamelle 1 über die Margritzen ins Kar südlich der Gjäidtroghöhe. Westlich P. 2476 quert der Schafhaltersteig die Felsrippe der Gneislamelle 1 in Seehöhe 2580 m. Hier steht karbonatreicher Biotit-Albitgneis (Se 798) an, der als Paragneis zu deuten ist. Es handelt sich um ein graues mittelkörniges parallel-

schiefriges Gestein mit freisichtig erkennbarem Biotit, Chlorit und massenhaft Albitknoten (1,5 mm Ø).

Hauptgemengteile: Biotit: Hellgelb bis braun. Arm an Einschlüssen. Keine radioaktiven Höfe. Chlorit. Klinozoisit. Albit: Plag III zeigt Kornzerfall. Herrschend ist jedoch der Typus Plag I mit deutlich inversem Zonenbau und mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Quarz: Im allgemeinen xenomorph und undulös. In rhomboedrisches Karbonat eingeschlossene Körnchen sind meist nicht undulös. Rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Magnetit und Zirkon.

Postkristalline Deformation bezüglich Plag III. Präkristalline Deformation bezüglich der meisten übrigen Gemengteile.

Am E-Kamm der Gjaidtroghöhe (Tafel 8, Fig. 6) ist die Gneislamelle 1 bloß 4 m mächtig. Sie besteht hier aus Augengranitgneis mit 5 cm langen K-Feldspat-Augen und aus Phengit-Albitgneis mit 1 cm langen Quarzaugen (Se 670, 671 und 969). Das Gestein ist ebenflächig parallelschiefrig und nach Art der Gneisphyllonite verquarzt.

Hauptgemengteile: Phengit (farblos bis apfelgrün; auch Querphengit vorhanden), Quarz (gelängt in s, undulös. Die Quarzaugen stellen sich als linsenförmige Einzelkristalle dar, die im vorhandenen Schliffmaterial keine automorphen Formen oder magmatische Korrosionsschläuche erkennen lassen) und Albit (Plag I. Gelängt in s. Füllungs- und einschlußfrei).

Ferner: Pyrit, Eisenglanz, Apatit, graphitisches Pigment (in und zwischen den Muskowitblättchen), sekundäres rhomboedrisches Karbonat mit limonitischer Substanz.

Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile.

Gegen das Groß-Fleiß-Tal nimmt die Mächtigkeit der Gneislamelle 1 rasch zu. Am NNW-Kamm der Gjaidtroghöhe bei P. 2507 steht der charakteristische granatführende Aplitgneis mit migmatischen Übergängen zu Amphiboliten, Prasiniten, Paragneisen, Augengranitgneisen und Bändergneisen an.

Albitamphibolit (Se 776), der von hier untersucht wurde, zeigt als Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Albit (Plag I. Gefüllt mit Mikrolithen von Klinozoisit. Füllungsfreier Randsaum. Dazu Einschlüsse der übrigen Gemengteile) und Magnetit. — Ferner: Quarz, Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Bei der Jagdhütte P. 2280 ruht die Gneislamelle 1 den autochthonen Schwarzschiefern des Sonnblick-Kernes auf. 200 m westnordwestlich der Jagdhütte steht der charakteristische, turmalinführende, granatreiche Albit-Aplitgneis an. Die Granatkristalle erreichen hier 1,5 cm Durchmesser. Die Turmalinnädelchen bilden mitunter einen dichten Belag auf s des Gesteines und werden 1 cm lang.

Hauptgemengteile (Se 668): Granat (die großen Porphyroblasten werden lidförmig von Muskowitfasern umschlossen. Einschlußzüge von Quarz bilden ein verlegtes si), Muskowit, Chlorit (sekundär aus Biotit und Granat), Quarz und Albit (Plag III, II und I. Schwache Füllung. Gelängt in s. Inverser Zonenbau).

Ferner: Magnetit, Eisenglanz, Klinozoisit, Biotit, Zirkon, Turmalin und rhomboedrisches Karbonat.

Anzeichen intensiver Gesteinsdurchbewegung. Blastomylonit.

Ein dunkleres, ebenfalls granatreiches Mischgestein steht 250 m westnordwestlich Jagdhütte an. Es handelt sich um mittelkörnigen, grau-weiß gesprenkelten Granat-Chlorit-Albitgneis (Se 799) mit schlanken Turmalinsäulchen auf den s-Flächen.

Hauptgemengteile: Granat, Chlorit, Quarz und Albit (Plag I. Kornzerfall. Inverser Zonenbau).

Ferner: Magnetit, Klinozoisit, Turmalin, Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist ein Blastomylonit mit lokalen Zonen postkristalliner Deformation.

Darüber folgt dunkler feinkörniger Chlorit-Albitamphibolit (Se 835).

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Albit (Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Chlorit und Magnetit.

Ferner: Biotit, Klinozoisit, Epidot, Quarz und rhomboedrisches Karbonat.
Präkristalline Deformation der Gemengteile.

Ferner findet man Prasinite, eine reiche Entwicklung von Migmatiten und auch mutmaßliche Paragneise.

Die Gneislamelle 1 keilt innerhalb des Schwarzschiefers der S-Flanke des Krumlkees-Kopfes in ca. 2700 m Seehöhe unter dem großen Schuttkegel aus. Sie gelangt in saigerer Stellung am E-Rand unter dem Hocharn-Kees wieder zur Beobachtung. Sie zeigt hier intensive Kleinfältelung und Rotationen. Am Erfurter Weg in Seehöhe 2185 m sind die Migmatite zu Stengelgneisen deformiert.

In der Wand ober der Lachegg-Klamm stehen im N-Teil Schwarzschiefer mit Einlagerungen von fuchsitführendem Paragneis und Quarzit an. Der Mittelteil der Wand besteht aus der Gneislamelle 1 mit granatführendem Aplitgneis, intensiv kleingefältelem Migmatitgneis, aplitisch durchtränkten Biotit-Chloritglimmerschiefern, hornblendeführenden Lagen und Prasiniten mit karbonatischen Linsen und Chloritanreicherung. Die Serie steht saiger bis überkippt S-fallend. Der S-Teil der Wand wird von den autochthonen Schwarzschiefern mit Einlagerungen von Paragneis und Grünschiefern aufgebaut.

Es folgen die prächtigen Aufschlüsse granatführenden Aplitgneises im Maschinengraben bei der Ruine des Alten Radhauses westlich vom Naturfreundehaus Neubau. Die Gneislamelle fällt steil südlich ein und grenzt in Seehöhe 2120 m an den nördlich anschließenden Schwarzschiefer, in welchem sich in Seehöhe 2050 m noch einmal eine 5 bis 10 m dicke Lage von Aplitgneis (Se 929) einstellt. Ob es sich um eine Abspaltung der Gneislamelle 1 oder 2 handelt, konnte nicht geklärt werden. Ebenso dubios ist die Stellung der Aplitgneislagen nördlich und östlich dieses Vorkommens. Man trifft sie auch am Aufstiegsweg von Kolm-Saigurn zum Naturfreundehaus Neubau (südlich Barbarafall; siehe Seite 49).

Der oben erwähnte Aplitgneis (Se 929) zeigt freisichtig dünne Biotit-Chlorit-Muskowitzellen im feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gewebe. Er ist ein Stengeltektonit mit mehreren tautozonaren s-Flächen und mit Inselstrukturen im Querbruch. Seine Hauptgemengteile sind Biotit, Muskowit, Chlorit, Quarz und Albit (leistenförmig bis xenomorph, füllungs frei). — Ferner: Magnetit, Klinozoisit und Titanit. — Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Der N-Rand der Gneislamelle 1 ist beim Naturfreundehaus Neubau ober dem Mundloch des Augustinstollens aufgeschlossen. In die nördlich anschließenden Glimmerschiefer entsendet der Gneis aplitische Injektionen. Es ist also der Primärkontakt des Gneises der Lamelle 1 mit den darüberlagernden Glimmerschiefern hier noch erhalten. Das charakteristische Gestein der Gneislamelle 1 stellt wiederum der Granat-Muskowit-Albit-Aplitgneis dar. Bei Stollenmeter 180 des Augustinstollens (Entfernung vom Mundloch auf Grund eigener Befahrung gemeinsam mit Herrn Bergverwalter Dipl.-Ing. F. FLORENTIN) ist dieses Gestein ein Rotationstektonit mit prächtiger Inselstruktur und Spitzfaltung im Querbruch.

Hauptgemengteile (Se 803): Granat, Muskowit, Chlorit, Quarz und Albit (Plag II und I. Inverser Zonenbau).

Ferner: Erz und rhomboedrisches Karbonat.

Kornzerfall mit nachträglicher Rekrystallisation. Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Obertags läßt sich auch die übrige Gesteinsgesellschaft der Gneislamelle 1 vorzüglich an den guten Aufschlüssen südlich des Naturfreundehauses Neubau längs der Trasse des verfallenen Schrägaufzuges studieren:

Muskowit-Chlorit-Albitgneis (Se 968). Fundort: Trasse des alten Schrägaufzuges, Seehöhe 2230 m. Es handelt sich um einen Aplitgneis mit dünnen Chlorit-Muskowitzeilen. Flächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation. Hauptgemengteile: Chlorit, Muskowit, Quarz, Albit (3% An. Plag III, II und I. Leistenförmig bis xenomorph. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). — Ferner: Titanit, Klinozoisit und Eisenglanz. — Das Gestein ist ein Blastomylonit. Der Chlorit dürfte sekundärer Natur sein.

Chlorit-Albitgneis (Se 921). Fundort: Trasse des alten Schrägaufzuges. Seehöhe 2220 m. Es handelt sich um einen etwas dunkleren, hybriden Aplitgneis. Deutliche Lineation und Kleinfältelung. Im Querbruch Inselstrukturen. Hauptgemengteile: Chlorit, Quarz und Albit (Plag I. Schwache Fülle mit Hellglimmermikrolithen. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). — Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Muskowit, Titanit, Klinozoisit und Pyrit. — Das Gestein ist ein Blastomylonit. Der Chlorit dürfte sekundär sein.

Granat-Biotit-Albit-Aplitgneis (Se 928). Fundort: Südöstlich Neubau. 150 m ost-südöstlich P. 2331. Hauptgemengteile: Granat (2 mm), Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit, Quarz und Albit (Plag. I. Gelängt in s. Inverser Zonenbau. Schwache Fülle mit Hellglimmermikrolithen. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). — Ferner: Klinozoisit (mitunter linsenförmige Aggregate einiger hundert Körnchen), Titanit, Magnetit (mit Titanitsaum) und Eisenglanz. — Starke Durchbewegung. Blastomylonit.

In der streichenden Fortsetzung baut die Gneislamelle 1 den Gipfel des Herzog Ernst, die Felseninsel im Wurten-Kees, den Grat P. 3012 nördlich der Strappeleben-Spitze, P. 3020 östlich Weinflaschen-Kopf und den Gipfel der Schlappereben-Spitze (P. 2973) auf (siehe Tafel 4). Auf der Schlappereben-Spitze ist die Gneislamelle 1 insgesamt 50 m mächtig. Sie besteht in ihrem südlichen Teil aus Amphibolit (20 m) und in ihrem nördlichen Teil aus Granitgneis, Aplitgneis und hybridem Streifengneis (30 m). Diese Abfolge entspricht der analogen Anordnung im Profil vom Roten Mann zum Sand-Kopf.

Dann finden wir die Gneislamelle 1 am östlichen Ufer des Eis-Sees (P. 2776) und am Gipfel des Hinteren Murauer Kopfes (P. 2915) ebenfalls mit Amphibolit und Aplitgneis, im Kar südlich des Mittleren Murauer Kopfes, in der S-Flanke des Vorderen Murauer Kopfes mit Amphibolit, Aplit- und Migmatitgneis und südlich des Touristensteiges (nördlich P. 2631). Vorzüglich aufgeschlossen ist die Gneislamelle 1 am Grat nordnordöstlich Feldsee-Scharte mit Amphibolit, aplitisch injiziertem Amphibolit, Aplit- und Migmatitgneis; das ganze in prächtige Falten gelegt (siehe Tafel 4).

Südöstlich der Feldsee-Scharte bis zu den Steinerhütten überschob die Gneislamelle 1 auch „Mesozoikum“, welches nun zwischen den Sonnblick-Gneiskern und die Gneislamelle 1 steil eingeklemmt ist (siehe Tafel 5). Westlich Zedölnik ist die Gneislamelle 35 m mächtig, besteht aus Amphibolit, Aplit- und Migmatitgneis in saigerer bis steil NE geneigter Stellung und überschiebt eine Serie, die sich von SW nach NE folgendermaßen zusammensetzt (Tafel 5, Fig. 8):

Sonnblick-Augengranitgneis, Granitgneis-Phyllonit (40 m mächtig), Schwarzschiefer mit Einlagen von Graphitquarzit (8 m), Kalkglimmerschiefer (4 m), Kalkmarmor (1 m), Gelber Dolomitmarmor (0,5 m), Kalkmarmor (2 m), Gelber Dolomitmarmor (1 m), Kalkmarmor (1 m), Kalkglimmerschiefer (1 m), Schwarzphyllit (2,5 m).

Daran schließen gegen NE der Migmatitgneis und Aplitgneis der Gneislamelle 1 an.

Man sieht, daß „Trias“ und Bündnerschiefer unter der Gneislamelle 1 intensiv geschuppt sind. Es haben Gleitungen und Verschuppungen in der „mesozoischen“ Unterlage dieser Gneisdecke stattgefunden.

Auf den Strahköpfen und unter der Böseck-Hütte besteht die Gneislamelle 1 aus kleingefältelem Amphibolit, Migmatit- und Aplitgneis mit der schon erwähnten auffallenden Kniefalte unter der Böseck-Hütte. Wiederum ist zwischen den Sonnblick-Granitgneis des Bösecks und der Gneislamelle 1 der Strahköpfe das von der Gneislamelle 1 überschobene „Mesozoikum“ zusammen mit den autochthonen Schwarzschiefern eingeklemmt. Man findet am Sattel zwischen Böseck und Strahköpfen von SW nach NE folgende Serie (Tafel 5, Fig. 5):

Sonnblick-Granitgneis, Schwarzschiefer, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Schwarzphyllit, Dolomitmarmor (2 m), Kalkmarmor, Karbonatquarzit.

Daran schließen gegen NE Amphibolit, Aplit- und Migmatitgneis der Gneislamelle 1 an.

Stets nördlich dieses überschobenen „Mesozoikum“ streicht die Gneislamelle 1 in der NE-Flanke des Schusterriegels zum Gratabsatz nordöstlich P. 2224 weiter.

Auf Kuppe P. 2424, nördlich des Rissiecks, besteht die Gneislamelle 1 aus 20 m mächtigem Aplitgneis, Migmatitgneis und Amphibolit, arg verwalzt und tektonisch durchmischt mit Muskowit-Chloritschiefer. Die Gneislamelle fällt mittelsteil gegen S ein. Sie ist bereits in die Einengungstektonik, die von hier bis ins untere Mölltal herrscht, eingezwängt. Zwischen Rissieck und P. 2424 streicht neben den autochthonen Schwarzschiefern wiederum das von der Gneislamelle 1 ursprünglich überschobene „Mesozoikum“ durch. Das Detailprofil (Tafel 5, Fig. 2) von S nach N lautet:

Sonnblick-Granitgneisphyllonit des Rissieck-N-Kammes, Schwarzphyllit (10 m mächtig), Kalkglimmerschiefer (3 m), Gelber Dolomitmarmor (2 m), Kalkmarmor (8 m), Schwarzphyllit (20 m), Quarzitschiefer (2 m), Kalkglimmerschiefer (3 m), Schwarzphyllit (1 m), Quarzitschiefer (6 m), Kalkglimmerschiefer (6 m).

Daran grenzt gegen N die Gneislamelle 1 an.

Östlich der Steinerhütten ist die trennende Schieferserie zwischen Sonnblick-Granitgneis und Gneislamelle 1 verschwunden. Nur noch der petrographische Charakter der trennenden Phyllonitzone und der basischen Gesteine (Amphibolite, Migmatite) der Lamelle 1 läßt diese auch weiterhin bis ins untere Mölltal bei Kolbnitz erkennen. So wird die Kuppe P. 1857 (östlich Steinerhütten) von injiziertem Amphibolit und Migmatit (30 m mächtig) aufgebaut (siehe Abb. 5, Seite 82).

In der Schlucht des Mallnitz-Baches sind es 10 m mächtige Amphibolite und Migmatite. In der Kaponigschlucht handelt es sich um kleinkörnigen, ebenflächig parallelschieferigen Albit-Amphibolit (Se 780) mit silberglänzendem Chlorit auf s.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit und Albit (Plag I. Gelängt in s. Inverser Zonenbau).

Ferner: Titanit, Quarz, Klinozoisit, Pyrit und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist ein Blastomylonit.

Im Amphibolit und im nördlich angrenzenden Schwarzphyllit sind in der Kaponig-Schlucht Stollen geschlagen.

Die Schiefer im Hangenden der Gneislamelle 1 und im Hangenden der Lamellen über dem Hochalm-Ankogel-Massiv (Durchgang Alm-Decke und Feldwand-Lamelle)

I. Allgemeines

Unmittelbar auf der Gneislamelle 1 fehlen ganz allgemein „Trias“ und Bündnerschiefer. Dunkle und helle Glimmerschiefer, besonders die charakteristischen mineralreichen hellen Glimmerschiefer mit Muskowit, Granat, Chlorit und

Chloritoid sind kennzeichnend. Diese Serie dürfte paläozoisches, vielleicht größtenteils jungpaläozoisches Alter haben.

Im vorigen Kapitel belegten wir ausführlich durch Beobachtungen, daß Gneis-lamelle 1 eine echte, aus Altkristallin (Altes Dach) bestehende Decke ist, die auf die autochthonen Schwarzschiefer und auf autochthones „Mesozoikum“ des Sonnblick-Kernes aufgeschoben wurde.

Die Gneislamelle 2 nimmt, wie wir im nächsten Kapitel darlegen möchten, eine tektonisch unselbständige Stellung ein. Wo die Gneislamelle 2 deutlich entwickelt ist, zeigt sie sich zugleich als die Trägerin von „Trias“, Bündnerschiefern und Grüngesteinen. Wo sie infolge tektonischer Ausquetschung fehlt — im eng und steil zusammengepreßten SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde südöstlich des Scharecks bis an den östlichen Kartenrand bei Obervellach; siehe z. B. Profil nördlich der Feldsee-Scharte (Tafel 4, Fig. 1!) —, kommt es vielfach vor, daß „Trias“, Bündnerschiefer und Grüngesteine unmittelbar der Gneislamelle 1 auflagern oder nördlich anlagern.

Leider haben wir in den ersten Jahren unserer Kartierung zuwenig darnach getrachtet, die hellen mineralreichen Glimmerschiefer mit Granat, Muskowit, Chlorit und Chloritoid sorgfältig von den übrigen Glimmerschiefern auch in den dünnen Lamellen und in den SW-Hängen der Sonnblickgruppe zu sondern. Erst später wurde es uns klar, daß gerade dieser Gesteinstypus kennzeichnend für das Hangende der Gneislamelle 1 ist. Wir finden diese Glimmerschiefer an der SW-Flanke im Hangenden der Gneislamelle 1 im Gebiete des Sand-Kopfes, der Fleiß-Täler, an der NE-Flanke über Gneislamelle 1 im Rissieck-Profil, beim Naturfreundehaus Neubau und an vielen anderen Stellen. Sie verbinden sich im Kessel von Kolm-Saigurn mit den mineralreichen, hellen Glimmerschiefern über den randlichen Gneisschuppen (Durchgang Alm-Decke und Feldwand-Lamelle) über dem Hochalm-Ankogel-Massiv. Auch in dieser Beziehung zeigt sich also die schon oben (Seite 40) erwähnte, ähnliche tektonische Position der Gneislamelle 1 und der Durchgang Alm-Decke. Eine der dringendsten Aufgaben zukünftiger geologischer Studien in der Sonnblickgruppe wird die von uns nur ungenau durchgeführte petrographische und feldgeologische Detailausscheidung der verschiedenen Glimmerschiefertypen sein, welche imstande sein könnte, das geologische Kartenbild noch bedeutend klarer zu gestalten.

Petrographische Detailbeobachtungen sammelten wir nur in den mineralreichen hellen Glimmerschiefern über der Durchgang Alm-Decke und Feldwand-Lamelle, wobei wir auch auf einen eindeutigen metamorphen Quarzporphyr stießen. Über diese petrographischen Detailbeobachtungen gibt der nächste Abschnitt Auskunft:

2. Glimmerschiefer und Porphyroid im Hangenden der Durchgang Alm Decke und Feldwand-Lamelle

Das unter die Mallnitzer Schiefermulde untertauchende Hochalm-Ankogel-Massiv ist von Gneisschuppen oder Gneisdecken umgeben (Durchgang Alm-Decke und Feldwand-Lamelle), über denen sich vorwiegend helle und mineralreiche Glimmerschiefer ausbreiten. Sie sind auf der geologischen Karte mit einer intensiv helllockeren Farbe eingetragen. Sie bilden vor allem im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde einen mehrere 100 m mächtigen Schieferkomplex, der vom nördlichen Blattrand (W. H. FROHN im Rauriser Hüttwinkl) durch den breiten Talkessel von Kolm-Saigurn und durch die SW-Hänge des Gasteiner Naßfeldes

über den Niederen Tauern (Umgebung der Hagener Hütte) bis ins Mallnitz-Tal bei Rabisch zieht.

Die Gesteine sind Granat-Chloritoid-Muskowit-Chloritschiefer, Serizitschiefer, Graphitquarzite, Albitgneise, kalkhaltige Paragneise mit Fuchsit, Prasinite, Schwarzschiefer mit Biotitporphyroblasten, Hornblendegarbenschiefer, albitreiche Glimmerschiefer mit Magnetitporphyroblasten und metamorpher Quarzporphyr (Porphyroid). Das Alter ist wohl vortriadisch, wahrscheinlich jungpaläozoisch. Mitunter finden sich aplitische Injektionen.

Als Beispiel sei die Petrographie westnordwestlich Kolm-Saigurn im Liegenden der Gneislamelle 2 näher erläutert (siehe Abb. 4, Seite 48).

An der Basis liegen Serizit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Granat und Chloritoid (Signatur Nr. 1 des Profiles). Sie stehen bei P. 1656 über den Alluvionen des Talgrundes 50 m mächtig an, sind aber bedeutend mächtiger, da sie auch das vorherrschende Gestein im Gebiete der Durchgang Alm und im Siglitz-Unterbaustollen (Meter 3950 bis 4880; hier 180 m mächtig aufgeschlossen) bilden. Es handelt sich bei P. 1652 um ebenflächigen Schiefer mit seidigen Überzügen von Serizit und Chlorit. Lineation vorhanden. Die stahlgrauen Chloritoidporphyroblasten werden 2,5 mm und die roten Granatporphyroblasten 5 mm groß.

Hauptgemengteile (Se 918): Quarz, Muskowit, Chlorit (teilweise als Porphyroblasten entwickelt. Mitunter radialstrahlig angeordnet), Granat (Porphyroblasten mit Einschlußwirbeln. Der Zusammenhang von si und se blieb gewahrt. Die reliktsichen Einschlußzüge bestehen aus opaker Substanz, Quarz und Muskowit. Auch Turmalin kommt als Einschluß in Granat vor), Chloritoid (hellgelb bis blaugrün. Mitunter radialstrahlige oder garbenförmige Anordnung. Porphyroblasten mit verlegten Einschlußzügen von opaker Substanz. Parallelverwachsung mit Chlorit. Mitunter mechanische Aufblätterung an den Enden).

Ferner: Opake Substanz, Turmalin und Epidot.

Das Gestein ist bezüglich Chloritoid und Granat parakristallin deformiert.

Darüber folgt im Profil der Abb. 4 die Signatur 2: Kalkreicher Biotit-Chlorit-Prasinit mit Porphyroblasten von Klinozoisit. Mächtigkeit 30 m. Flächiges Parallelgefüge. Feldspatknotten. Freisichtig erkennbar sind außerdem Biotit, braun anwitterndes Karbonat und bis 7 mm lange, hellgrüne Klinozoisitsäulchen.

Hauptgemengteile (Se 930): Albit (Plag I. Rundlinge), rhomboedrisches Karbonat, Chlorit, Epidot und Klinozoisit, Quarz und Biotit (hellgelb bis grünlichgelb. Auch Querbiotit mit Einschlußzügen von Klinozoisit und Magnetit vorhanden).

Ferner: Magnetit und Pyrit.

Signatur 3: Chloritschiefer mit Biotit, 10 m.

Signatur 4: Schwarzschiefer, 40 m. Darinnen Lagen von Paragneis (a) und Hornblendegarbenschiefer (b). Es handelt sich um:

a) Turmalinführenden und chloritreichen Biotit-Plagioklasgneis (Se 1325). Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Plag II und I. Inverser Zonenbau), Biotit (hellgelb bis rotbraun) und Chlorit. — Ferner: Turmalin (8 mm lange Säulchen), rhomboedrisches Karbonat, opake Substanz, Apatit und Zirkon. — Vielleicht ist er ein metamorpher Abkömmling eines Tuffites.

b) Hornblendegarbenschiefer (Se 1316). Die Hornblendesäulchen sind bis 2 cm lang und zu Garben auf s des Gesteines gruppiert. Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis olivgrün. Viel Querbiotit), Albit (Plag I. Unverlegtes si), Quarz und Muskowit. — Ferner: Graphitische Substanz und Klinozoisit. — Präkristalline Deformation des Gesteines bezüglich der Porphyroblasten.

Signatur 5: Schwarzschiefer, teilweise mit Biotitporphyroblasten. Mächtigkeit 70 m. Darinnen Einlagerungen von Paragneisen (c und d).

c) Fuchsitführender und karbonathaltiger Biotit-Chlorit-Plagioklasgneis (Se 931 und 1313). Ebenflächiges Parallelgefüge. Gelängte Blättchen von Biotit (5 mm), Chlorit und Fuchsit. Deutliche Lineation. Unregelmäßiger sind hingegen die zahlreichen, bis 10 mm langen Turmalinnädelchen auf s des Gesteines angeordnet, doch bevorzugen auch sie die Richtung der Lineation. Hauptgemengteile: Plagioklas (unter 15% An. Plag II und I. Xenomorph. Gelängt in s. Inverser Zonenbau. Unverlegte und verlegte Einschlusszüge bestehen aus Hellglimmer, Biotit und Quarz. Auch echte Fülle aus Hellglimmer und Klinozoisit kommt vor), Quarz (Xenomorph. Undulös. In rhomboedrischem Karbonat eingeschlossener Quarz zeigt automorphe Umrisse und ist nicht undulös), rhomboedrisches Karbonat, Biotit (hellgelb bis rotbraun. Porphyroblasten. Auch

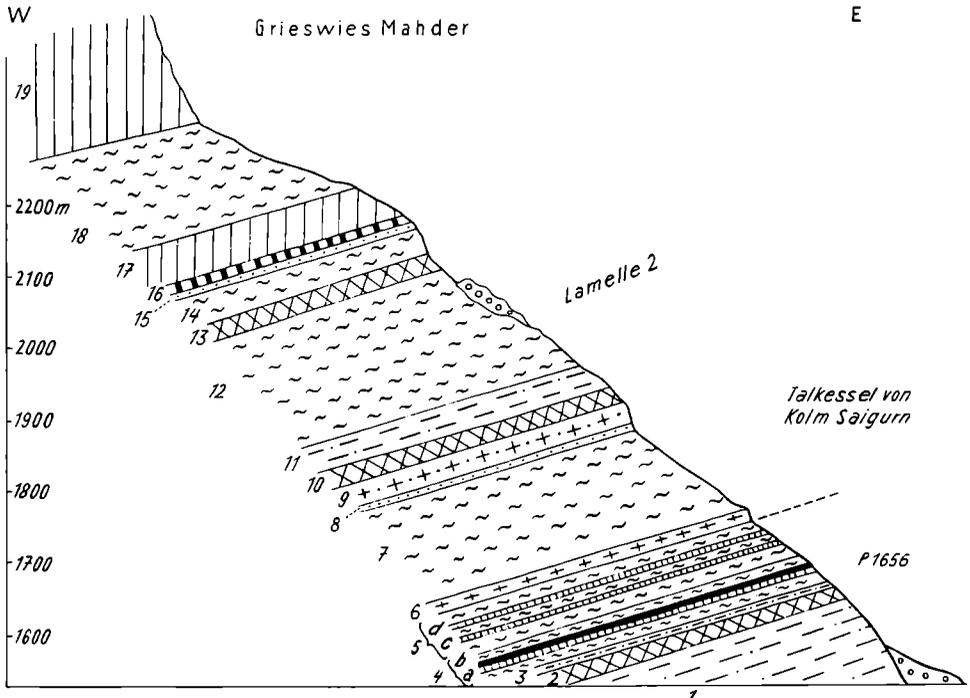


Abb. 4. Profil durch den Sockel der Grieswies-Mähder bei Kolm-Saigurn. Beschreibung im Text auf Seite 47 bis 48 und auf Seite 55.

Querbiotit vorhanden), Muskowit und Chlorit. — Ferner: Fuchsit (mehrere Millimeter große Schuppen), Turmalin, Klinozoisit, opakes Erz, Rutil (in Begleitung von Chlorit), Apatit und Zirkon. — Das Gestein ist präkristallin bezüglich Biotit, Muskowit, Turmalin und Chlorit deformiert. Vielleicht entstand es aus einem Tuffit.

d) Turmalinführender Biotit-Plagioklasgneis (Se 1311). Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (sehr kleine Körnchen. Plag III, II und I), Biotit (hellgelb bis fuchsbraun. Auch Querbiotit vorhanden. Linsenförmige, bis 1 cm lange Aggregate), Muskowit und Chlorit. — Ferner: Turmalin (8 mm lange, unversehrte schlanke Säulchen auf s des Gesteines. Wachstum erst nach der Gesteinsdeformation. Zonenbau mit blaugrünem Kern und olivgrünem Rand), rhomboedrisches Karbonat, Granat, opake Substanz, Rutil, Zirkon (mit radioaktiven Höfen in Biotit), Apatit und Limonit.

Zwischen Kolm-Saigurn und Naturfreundehaus Neubau fällt wegen seiner prachtvoll regelmäßigen Lineation (jedenfalls durch metamorphe Differentiation bedingt) der fuchsit- und karbonathaltige Biotit-Plagioklasgneis (Se 1310) in der Scheidbachklamm (Unterlauf des Maschingrabens) auf. Elongierter Biotit bildet auf ebenflächigem s parallele Streifen in regel-

mäßigen Abständen von 5 bis 10 mm. Dadurch entsteht eine sehr straffe, modellförmige Lineation, die übrigens parallel zur Faltenachse der Sonnblick-Walze (NW—SE) eingeregelt ist.

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun. Auch Querbiotit), Plagioklas (Plag II und I. Xenomorph. Inverser Zonenbau) und Quarz.

Ferner: Graphitische Substanz (stellenweise mit Biotit parallelverwachsen), opakes Erz, rhomboedrisches Karbonat, Fuchsit, Titanit, Apatit, Epidot und Chlorit.

Am Weg zum Naturfreundehaus Neubau finden sich karbonatreiche, biotitführende Albit-Chloritschiefer (Se 720).

Hauptgemengteile: Albit (3 mm. Plag II und I. Xenomorph. Einschlüsse von Hellglimmer, Klinozoisit, Chlorit, Quarz und Titanit. Inverser Zonenbau. Der basische Randsaum ist durch Entmischung getrübt, der saure Kern hingegen klar), rhomboedrisches Karbonat (1,5 mm. Reich an Einschlüssen), Biotit (0,5 mm. Hellgelb bis braun) und Chlorit (0,7 mm. Vielfach sekundär aus Biotit).

Ferner: Quarz (schwach undulös. Als Einschlüsse in rhomboedrischem Karbonat nicht undulös), opakes Erz, Apatit und Titanit.

Einlagerungen von Amphibolit und Gneis scheinen mit Gneislamelle 1 zusammenzuhängen (siehe Seite 43). So beobachtet man südlich des Barbara-Falles längs des Touristensteiges zum Naturfreundehaus Neubau folgende Serie von oben nach unten:

Migmatitgneis der Lamelle 1 (oberhalb Naturfreundehaus Neubau), Glimmerschiefer (östlich des Steiges, in Seehöhe 2130 m, ein alter Stollen), gefalteter Aplitgneis (20 m), Schwarzschiefer, biotitreicher Schwarzschiefer (Seehöhe 1990 m), Schwarzschiefer mit Graphitphyllit, Amphibolit und Gneis (20 m mächtig; Seehöhe 1945 m), Schwarzschiefer (Seehöhe 1925 m), fuchsitführender Biotitschiefer, Amphibolit (Seehöhe 1875 m).

Zu den eingangs erwähnten (Seite 47) Serizit-Chloritschiefern mit Porphyroblasten von Granat und Chloritoid gehören auch die Gesteine am Touristenweg von Kolm-Saigurn zum Niedersachsenhaus, in denen sich bei der Baumgrenze prächtige, 2 mm große Chloritoidporphyroblasten finden (Se 932).

Hauptgemengteile: Chloritoid: Pleochroismus hellgelb bis blaugrün bis grünlichbraun. Zwillinge nach (001) sind häufig. Die Porphyroblasten sind oft sperrig angeordnet und mit Chlorit parallel verwachsen. In den heterokinetischen Höfen kristallisierten Quarz und Chlorit. Mitunter zeigt Chloritoid radialstrahlige Anordnung. Unverlegtes und verlegtes si in Chloritoid. Die reliktschen Einschlusszüge bestehen aus winzigen Partikelchen opaker Substanz und aus etwas Quarz. Hingegen tritt außerhalb der Chloritoidporphyroblasten die opake Substanz in Form größerer länglicher Körner (0,5 mm) auf. Ihre Sammelkristallisation erfolgte jedenfalls erst nach dem Wachstum der Chloritoidporphyroblasten.

Chlorit tritt teils im Grundgewebe, teils als Porphyroblast auf. Einschlüsse von opaker Substanz kommen vor.

Granat ist jünger als Chloritoid. Der Granat führt unverlegte Einschlusszüge großer länglicher Körner opaker Substanz. Er wuchs also erst nach der Sammelkristallisation der opaken Substanz. Ferner führt er Einschlusszüge aus Chloritoid, Quarz und Muskowit. Mitunter ist der Granat sekundär chloritisiert.

Muskowit und Quarz.

Ferner: Opake Substanz und Limonit.

Die Kristallisation der Gemengteile hat die Durchbewegung des Gesteines überdauert und läßt sich folgendermaßen in zeitlicher Reihenfolge gliedern¹⁾:

Zuerst: Kleinkörner der opaken Substanz. Dann: Chloritoid. Dann: Sammelkristallisation der opaken Substanz zu großen länglichen Körnern. Dann: Granat. Zuletzt: Sekundäre Chloritisierung des Granats.

¹⁾ An dieser zeitlichen Gliederung der Kristallisationsgeschichte wirkte dankenswerterweise Herr cand. phil. W. FRANK mit.

Aus dem Einzugsbereich des Gasteiner Naßfeldes sei zunächst eine Stichprobe von mineralreichem Glimmerschiefer aus dem Bräuwinkel, 100 m südlich P. 2160 beschrieben. Es handelt sich um Muskowit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Magnetit und Granat. Auf dem flächig parallelschiefrigen Gestein bilden Muskowit und Chlorit eine deutliche Lination. Auch die 6 mm langen Magnetitporphyroblasten sind in derselben Richtung gelängt. Granat bildet 2 mm große Körnchen.

Hauptgemengteile (Se 919): Quarz, Albit (Plag III, II und I. Xenomorph. Gelängt in s. Unverlegte und verlegte reliktsische Einschlußzüge von Muskowit, Chlorit, Quarz und opaker Substanz. Ausnahmeweise zeigen hier auch Plag III und II unverlegte helizitische Einschlußzüge), Muskowit und Chlorit (beide parakristallin deformiert und häufig parallel verwachsen), Granat (wirbelförmige Einschlußzüge aus Quarz und opaker Substanz. Sekundäre Umwandlung zu Chlorit) und Magnetit (skelettförmige Umrisse).

Ferner: Epidot und Titanit.

Im Aufstieg von der Rök-alm zum Oberen Burgstall folgt in Seehöhe 1995 m über dem Siglitzgneis zunächst Schwarzschiefer (30 m) und erst darüber der helle Granat-Muskowitschiefer.

Porphyroid (metamorpher Quarzporphyr) bildet eine 10 m mächtige Lage zwischen den Granat-Muskowitschiefern nördlich des Wasiger Kopfes, nördlich Röckkarl (siehe Tafel 4, Fig. 4, Signatur „Po“). Die Lokalität befindet sich 200 m nordwestlich P. 2154, und zwar in Seehöhe 2150 m. Ein verfallener Ochsenhalter-Unterstand ist an die aus Porphyroid bestehende Felswand angebaut. Das Gestein erscheint als ebenflächig parallelschiefriger Muskowitgneis mit Augen von Knaf (1 cm) und Quarz (5 mm). Die glasklaren, automorphen Porphyroquarze sind bereits freisichtig sehr auffallend.

Hauptgemengteile (Se 948): Kalinatronfeldspat, Quarz und Muskowit. Das feinkörnige granoblastische Quarz-Feldspatgewebe wird von Muskowitfasern durchzogen. In dieses Grundgewebe sind die Einsprenglinge von Knaf und Quarz eingebettet.

Die Knaf-Einsprenglinge bestehen aus Mikroklin. Leistenförmig. Aderperthit, Fleckenperthit und Schachbrettalbit. Einschlüsse der übrigen Gemengteile.

Die Quarz-Einsprenglinge zeigen automorphe, sechsseitige Umrissform und charakteristische Resorptionsschläuche. Mitunter sind sie nur schwach undulös, häufig jedoch in mehrere Teilindividuen zerfallen.

Ferner: Chlorit, Orthit mit Epidotrand, Apatit, etwas Biotit (hellgelb bis braun) und Erz. Das Gestein zeigt bezüglich Muskowit präkristalline Deformation.

Der das Porphyroid begleitende albitführende Granat-Chlorit-Muskowitschiefer (Se 936) führt 2 mm große Granatkristalle, die häufig von Chlorithüllen umgeben sind.

Hauptgemengteile: Granat (wirbelförmige Einschlußzüge aus graphitischer Substanz und Quarz. Sekundäre Umwandlung zu Chlorit), Albit (Plag I. Gelängt in s. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge aus graphitischer Substanz und Quarz), Quarz, Muskowit und Chlorit.

Ferner: Epidot, graphitische Substanz, Turmalin, Magnetit und Zirkon.

3 mm große Magnetitporphyroblasten führen die hellen Glimmerschiefer der Höllkar-Schlucht, südlich der Schmoranz-alm. Es handelt sich um albitführenden Zweiglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Chlorit und Magnetit (Se 711).

Hauptgemengteile: Quarz (0,6 mm), Muskowit und Biotit (0,4 mm, häufig parallel verwachsen), Albit (0,75 mm große Porphyroblasten. Gelängt in s. Plag I. Unverlegte Einschlußzüge graphitischer Substanz), Chlorit (5 mm. Teils parallel verwachsen mit den Glimmern, teils als selbständige Porphyroblasten mit unverlegten Einschlußzügen graphitischer Substanz ausgebildet. Auch Querchlorit vorhanden, in dessen heterokinetischen Randbereichen eine jüngere Chloritgeneration radialstrahlig wächst), Magnetit (idiomorphe Skelettformen).

Ferner: Graphitische Substanz, Apatit und Chloritoid.

Die Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich Biotit und Muskowit; jedoch präkristallin bezüglich Albit und Chlorit.

Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle)

1. Allgemeine Übersicht und theoretische Interpretation

Es handelt sich teilweise um eine, im frühen Zustand des Deckentransportes mechanisch abgespaltene Partie der Sandkopf-Neubau-Decke. Sie besteht stellenweise aus Altkristallin (Altes Dach), grobkörnigem Granitgneis (Zentralgneis), etwas „paläozoischem Glimmerschiefer“, „Perm“, „Trias“, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und mächtigem Schwarzphyllit. Wir vermuten, daß die besonders gleitfähigen, muskowitzreichen, wahrscheinlich „paläozoischen“ Glimmerschiefer über Gneislamelle 1 das Gleit- oder Schmiermittel bildeten, auf welchem dieser südliche Teilkörper vorglitt.

Gneislamelle 2 ist mit ihrem auflagernden „Mesozoikum“ also keine selbständige Decke, sondern bloß ein stockwerkmäßig höherer Teilbereich der Sandkopf-Neubau-Decke, wobei lokal auch Schürflinge aus dem Alten Dach und Zentralgneis eingequetscht wurden.

Östlich der Fleiß-Täler fehlt die Gneislamelle 2 an der S-Flanke der Sonnblickgruppe.

Im Gebiete: Klein-Fleiß, Groß-Fleiß, Hocharn, Kruml-Tal und W-Flanke des Rauriser Hüttwinkels wird Gneislamelle 2 durch die charakteristischen Gesteine des Alten Daches und von Linsen porphyrischen Zentralgneises aufgebaut. Sie trägt neben etwas „Paläozoikum“ hauptsächlich die „Trias“, „Bündnerschiefer“, Grüngesteine und Schwarzphyllite der Gjaidtroghöhe, des Grates Arlt Höhe—Krumlkees-Kopf-Noë-Spitze, des Unteren Krumler Keesbodens, des Grieswies-Schwarz-Kogels und der Grieswies-Mähder.

Den soeben genannten Abschnitt der Gneislamelle 2 zwischen den Fleiß-Tälern und den Bergen nordwestlich Kolm-Saigurn möchten wir nach der typischen Entwicklung am Grieswies-Schwarz-Kogel als Grieswies-Lamelle bezeichnen. Obwohl diese Einheit auch die Gipfelkappe des Hocharns aufbaut, möchten wir sie nicht nach diesem hervorstechend markanten geologischen Wahrzeichen benennen, um etwaigen Verwechslungen mit dem ähnlich klingenden Wort „Hochalm-Kern“ vorzubeugen.

Der tiefe Talkessel von Kolm-Saigurn verursacht eine nur durch Erosion bedingte Unterbrechung der Lamelle 2, die in der Umrandung des Kessels flach auf den hellen Glimmerschiefern liegt.

Südöstlich Kolm-Saigurn kennzeichnet der Ausbiß der Lamelle 2 modellförmig die Mallnitzer Mulde. Der flache NE-Schenkel zieht von den Melcher Böden über Filzenkempfen, Wasiger Kopf, Teufelskirchen ins Mallnitzer Tauern-Tal zur Kaprinig-Alm, Lonza-Köpfl-NE-Kamm und mit Unterbrechung zum Haßlacher Viadukt der Tauern-Eisenbahn, nordwestlich Obervellach. Der steile SW-Schenkel ist nur von den Melcher Böden über den Neuner Kogel zum Verbindungsgrat Herzog Ernst—Scharek erhalten. Der übrige Teil wurde abgerissen oder ist infolge intensivster tektonischer Beanspruchung unkenntlich geworden.

Nach dem schon von M. STARK erwähnten Kalifeldspat-Augengneis-Vorkommen in den Schiefen des Lonza-Köpfl-NE-Kammes prägen wir bereits den Ausdruck: Lonza-Lamelle (CH. EXNER 1949 a). Wir möchten diese Bezeich-

nung nunmehr weiter fassen und auf den soeben umrissenen Abschnitt der Lamelle 2 vom Talkessel bei Kolm-Saigurn bis zum Haßlacher Viadukt der Tauern-Eisenbahn ausdehnen.

Zur Bearbeitung des genetischen Problem es der Gneislamellen (siehe Seite 38) gehört die Lonza-Lamelle zu den aufschlußreichsten Zeugen. Hier findet sich 60 m mächtiger porphyrischer Granitgneis mit 1 cm großen Kalifeldspatkristallen und mit quergreifenden Aplitgängen (zwischen Kaprinig- und Wolliger Alm, westsüdwestlich Mallnitz). Er zeigt allmähliche Übergänge zu feinkörnigem Phengit-Kalifeldspat-Augengneis, dessen Genese nicht ganz leicht zu deuten ist (? Blastomylonit nach dem obigen Granitgneis; ? Arkosegneis; ? Keratophyr; ? feldspatisierter Glimmerschiefer). Amphibolite und Migmatite des Alten Daches treten zurück, obwohl die tektonische Fortsetzung zur Grieswies-Lamelle, die viel von diesen Gesteinen enthält, geometrisch wahrscheinlich ist. Dafür gibt es in der Lonza-Lamelle reichlich Albitporphyroblastenschiefer und Albitgneise, für die sedimentogene Entstehung in Betracht kommt.

Dazu ist zu beherzigen, daß sich die dünne Schuppenzone der Lonza-Lamelle im flachen NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde zwischen Kolm-Saigurn und Mallnitzer Tauern-Tal noch in einem anscheinend zusammenhängenden stratigraphischen Schichtverband befindet, nämlich in der wenig gestörten Sedimentfolge über der Durchgang Alm-Decke. Auf dem Gneis der Durchgang Alm-Decke bzw. des Siglitz-Lappens liegen die wahrscheinlich „paläozoischen“ Glimmerschiefer. Darüber folgt das dünne Band der Lamelle 2 mit Albitschiefer, Albitgneis (eventuell „permischer“ Arkosegneis — Quarzporphyr ist, wie wir gesehen haben, auch in der Nähe —), „Trias“, Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmor, Grünschiefer und darüber die mächtigen Schwarzphyllite (M. STARKS „Riffelschiefer“), welche wir als jünger jurassisch bis altekretazisch deuten möchten. Diese im großen und ganzen noch erhaltene, regelmäßige Abfolge spricht sehr dafür, daß sich hier innerhalb der Lonza-Lamelle nur sekundäre Verschiebungen vollzogen haben, zumal Schürflinge aus dem Altkristallin (Altes Dach) und Zentralgneis streckenweise zurücktreten.

Wir sehen schon aus dieser Übersicht, daß die Gneislamelle 2 (Grieswies-Lonza-Gneislamelle) ein feldgeologisch zusammengehörendes, mit Unterbrechung auf 28 km streichender Länge verfolgbares und dabei nur wenige Meter oder Meterzehner dickes geologisches Element ist, das sich tektonisch lokal verschieden verhält. Einmal liegt es geschuppt, aber doch im gesamten Schichtverban de noch erhalten, innerhalb der sedimentären Abfolge, wobei die Albitporphyroblastenschiefer und Albitgneise sich eventuell als Vulkanit- oder Sedimentabkömmlinge deuten lassen. Das andere Mal bildet es mit Einpressung tektonischer Schürflinge aus dem Altkristallin und Zentralgneis eine tektonisch abgespaltene Teildecke.

Wahrscheinlich hat Disharmonie der Tektonik mitgewirkt. Die starren „permischen“, „triadischen“ und „liassischen“ Schichten (z. B. Porphyre, Arkosegneis, Dolomit- und Kalkmarmor) sind über den gleitfähigen, als Schmiermittel dienenden „paläozoischen“ Muskowitschiefern lokal vorgeprellt und haben aus dem Untergrund Lamellen von Altkristallin (Altes Dach) und Granitgneis mitgeschliffen.

Jedenfalls zeigen die Aufschlüsse, die wir nunmehr im Detail behandeln wollen, daß das oben umrissene Problem der Gneislamellen (Seite 38) nicht durch eine „Entweder-Oder“-Formel, sondern durch eine „Sowohl-Als-auch“-Betrachtung zu bearbeiten ist.

2. Detailbeschreibung der Grieswies-Lamelle

Sie beginnt mit dem Amphibolitzug, der im Gjäidtroghöhe-E-Grat aufgeschlossen ist (Tafel 8, Fig. 6) und vom Klein- ins Groß-Fleiß-Tal zieht.

250 m östlich vom Gosim-Kopf steht Phengit-Albitgneis mit bemerkenswerten Quarzaugen (Se 789) an. Die Quarze zeigen ausgeprägte Kanten und Ecken und könnten eventuell vulkanische Porphy Quarze sein. Der apfelgrüne parallelschiefrige Gneis läßt freisichtig 8 mm große Feldspat-Augen und 7 mm lange, 3 mm breite Kristallaugen von Quarz erkennen.

Hauptgemengteile: Phengit (farblos bis zart apfelgrün), Plagioklas (unter 15% An. Plag I. Leistenförmig bis xenomorph. Arm an Einschlüssen) und Quarz (xenomorph, gelangt in s. Mitunter kommen sonderbar scharfkantige und spitze Umrißformen vor).

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Klinozoisit, Epidot, Titanit, Pyrit, Eisenglanz und rhomboedrisches Karbonat.

Längs des nördlichen Bergfußes des Groß-Fleiß-Tales ist die Schuppenstruktur im Aufbau der Lamelle 2 aus dem folgenden Detailprofil gut zu sehen. Der Amphibolitzug der Lamelle 2 hat hier eine Mächtigkeit von 30 bis 50 m. Es folgen vom Liegenden (Osten) zum Hangenden (Westen) vorschreitend folgende Schiefer übereinander:

Migmatitgneis und injizierter Amphibolit der Gneislamelle 1, Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (50 m mächtig), Kalkglimmerschiefer (3 m), Schwarzschiefer (100 m), Fuchsitführender Kalkglimmerschiefer mit Schwarzschieferlagen (25 m):

Hauptgemengteile sind (Se 831): Muskowit, rhomboedrisches Karbonat, Epidot, Quarz und Albit (Plag I, Einschlußzüge von Quarz, Muskowit, rhomboedrischem Karbonat, Epidot und graphitischer Substanz). — Ferner: Fuchsit, Chlorit, graphitische Substanz und opakes Erz. (Ein ähnlicher Kalkglimmerschiefer im Liegenden des Amphibolits der Lamelle 2 befindet sich auch in der S-Flanke des Groß-Fleiß-Tales bei P. 2343).

Amphibolit der Lamelle 2 (30—50 m), granatführender Schwarzschiefer (30 m), Quarzit (2 m), Rauhwaacke (1 m), Quarzit (3 m), gelber Dolomitmarmor (5 m), granatführender Schwarzschiefer (50 m), Kalkglimmerschiefer-Wandzug.

Die Gneislamelle 2 streicht zur Arlthöhe hinauf (Tafel 6, Fig. 1). Dort steht 25 m mächtiger Augengranitgneis mit Einlagen von Weißschiefern (Gneisphyl-loniten) und Glimmerschiefern an. Es handelt sich um Schachbrettalbit-Augengneis (Se 814) mit 2 cm großen Schachbrettalbiten, Muskowit und zahlreichen kleinen Albitknoten.

Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (Vorhanden sind erstens große Kristallaugen mit Leistenform und reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Zweitens finden sich im Grundgewebe kleine Schachbrettalbitkörner, die xenomorph und einschlußarm sind), Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Leistenförmig oder xenomorph), Quarz und Muskowit.

Ferner: Pyrit, Apatit, opakes Pigment (in und zwischen Muskowit), rhomboedrisches Karbonat und Limonit.

Die Kornzerkleinerung des einstigen K-Feldspates (jetzt Schachbrettalbit) und des Plag III wurde von Rekristallisation überholt. Die übrigen Gemengteile zeigen die Bilder präkristalliner Deformation ohne Kornzerkleinerung.

Über dem Augengranitgneis der Arlthöhe folgen Granat-Biotit-Chlorit-Muskowitschiefer und darüber der prasinitisierte Amphibolit in Fortsetzung des uns von der Gjäidtroghöhe bekannten.

Wir müssen zugeben, daß bisher die Abtrennung der Gneislamelle 2 von der Gneislamelle 1 mehr willkürlich erfolgte. Die Trennung wird am Hocharn und am Grieswies-Schwarz-Kopf deutlicher. So besteht die oberste, nur wenige Meter mächtige Gipfelpartie des Hocharnes aus Gesteinen des Alten Daches, die flach auf den autochthonen Glimmerschiefern des Sonnblick-Kernes aufliegen. Das Hocharn-Kees verdeckt die Beziehungen zur Gneislamelle 1, die in steiler Lage

zung östlich unter dem Hocharn-Kees beim Buchstaben „s“ des Wortes „Kees“ auftaucht. Es erscheint uns eine Verbindung hierher weniger wahrscheinlich als zur Gneislamelle des Grieswies-Schwarz-Kopfes. Ausschlaggebend dafür ist erstens das flach bis mittelsteil nordöstliche Einfallen der Schwarzschiefer, die an den aperen Stellen des Verbindungsgrates Hocharn—Grieswies-Schwarz-Kopf sichtbar sind; zweitens die direkte Verbindung der Gneislamelle auf der Arlthöhe über die Gneislamelle zwischen Roßkar und Unterem Keesboden des Kruml-Tales zum Grieswies-Schwarz-Kopf (siehe Tafel 8, Fig. 7 und 8).

Am Hocharn-Gipfel (P. 3254) besteht die söhlige, nur wenige Meter dicke Deckkappe aus Amphibolit, Aplitgneis, Prasinit und Migmatiten. Am nördlichen Nebengipfel (P. 3233) sind diese Gesteine besser aufgeschlossen. Wir untersuchten:

Albit-Epidot-Amphibolit (Se 795) als feinkörniges grünes parallelschiefriges Gestein mit Blättchen silberglänzenden Chlorits.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Klinozoisit und Epidot, Plagioklas (Oligoalbit, Plag I. Xenomorph. Inverser Zonenbau. Schwache Fülle mit Klinozoisit). — Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Erz, Titanit, Quarz und rhomboedrisches Karbonat. — Das Gestein ist ein Blastomylonit. (Fundort: P. 3254.)

Biotit-Albit-Epidot-Amphibolit (Se 802) als feinkörniges graues parallelschiefriges, jedoch recht kompaktes Gestein. Es unterscheidet sich vom vorhergehenden durch Biotit als Hauptgemengteil und durch das Fehlen von Quarz. (Fundort: Südwestlich P. 3233.)

Granatführender Flotit (Se 706) als mittelkörniges grünlichgraues parallelschiefriges Gestein mit freisichtig erkennbarem Biotit, Granat und silberglänzendem Chlorit. Hauptgemengteile: Granat, Biotit, Chlorit und Plagioklas (Oligoalbit, Plag I. Xenomorph. Gelängt in s. Inverser Zonenbau). — Ferner: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Titanit, Magnetit, Eisenglanz und rhomboedrisches Karbonat. — Das Gestein ist ein Blastomylonit. (Fundort: P. 3254.)

Chloritprasinit (Se 708) als mittelkörniges, grün-weiß getüpfeltes, parallelschiefriges Gestein mit freisichtig erkennbarem Chlorit. Hauptgemengteile: Chlorit, Klinozoisit und Epidot, Plagioklas (unter 15% An. Plag I. Xenomorph. Gelängt in s. Inverser Zonenbau). — Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Titanit, Quarz und rhomboedrisches Karbonat. — Blastomylonit. (Fundort: P. 3254.)

Die verbindende Lamelle zwischen Arlthöhe und Grieswies-Schwarz-Kogel im Kruml-Tal ist zunächst in der Wand westlich über dem Roßkar, in Seehöhe 2540 m, mit 15 m mächtigem Amphibolit und Migmatitgneis aufgeschlossen, dem Glimmerschiefer und „Trias“ auflagern. Das Detailprofil von oben nach unten lautet dort:

Kalkglimmerschiefer, Schwarzschiefer, Dolomitmarmor (5—10 m mächtig), Quarzit (2 m), Chlorit-Muskowitschiefer (15 m), Schwarzschiefer (8 m), Amphibolit und Migmatitgneis der Lamelle 2 (15 m), autochthoner Schwarzschiefer über dem Sonnblick-Kern.

Modellförmig streicht die Lamelle um das Roßkar herum.

Am Grieswies-Schwarz-Kogel ist Gneislamelle 2 einige Meter nördlich unter dem Gipfel aufgeschlossen (siehe Tafel 8, Fig. 7). Das Mundloch des höchsten Stollens des dortigen Bergbaues ist in der 15 m mächtigen, aus Granitgneis, Aplitgneis und Amphibolit bestehenden, steil NE-fallenden Lamelle getrieben. Weiter nördlich ist auch die zugehörige „Trias“ vorhanden.

Unter dem Hocharn-Kees taucht die Gneislamelle 2 etwa 200 m östlich P. 2842 wieder auf. Sie ist hier 20 m mächtig und führt Albitgneis und den uns aus Lamelle 1 bereits wohlbekannten **Granat-Muskowit-Albit-Aplitgneis** (Se 782).

Die Granatkristalle erreichen bis 5 mm Größe. Hauptgemengteile: Muskowit, Chlorit (sekundär aus Biotit und Granat), Quarz, Albit (Plag I und II. Xenomorph. Mitunter schwacher

inverser Zonenbau). — Ferner: Granat, Klinozoisit, Epidot, Biotit (hellgelb bis braun), Magnetit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat. — Blastomylonit.

Die Gneislamelle 2 streicht dann durch den oberen Teil der Schlucht des Steinkar-Baches und vollführt hier im Muldenschluß der Mallnitzer Mulde kapriziöse Rotationen mit Spiralfalten, wobei einzelne Gneisknödel als stengelige Körper tektonisch abgetrennt werden und in den umgebenden, bildsameren Schwarzschiefern schwimmen. Die Walzen bestehen aus migmatischem Gneis, Aplitgneis und Quarzit.

Im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde streicht die flach SW-geneigte Lamelle 2 mit viel Quarzit durch die Wand westlich P. 1656 und bildet eine markante, weithin sichtbare, 30 m hohe Steilstufe. Die quarzitischen Gesteine entstehen hier vielfach aus Granit- und Aplitgneis im Zuge enormer Auswulzung und Stoffumsatzes während der Phyllonitisation. Das Profil des Sockels der Grieswies-Mähder (Abb. 4) zeigt als Signatur 6 und 9 die Gneislamelle 2. Die unterlagernden Schiefer sind auf Seite 47 bis 48 bereits beschrieben worden.

Signatur 6: Granat-Albit-Aplitgneis (Se 926), 6 m mächtig. Seehöhe 1760 m. Die Granatkristalle erreichen 2 mm Größe.

Hauptgemengteile: Granat (Umwandlung zu Chlorit. Siebförmige Einschlüsse von Quarz und Albit), Albit (Plag II und I. Leistenförmig oder xenomorph) und Quarz (xenomorph. Zahlreiche Porenzüge). — Ferner: Biotit (hellgelb bis rotbraun), Chlorit, Apatit und Erz. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Signatur 7: Schwarzschiefer (ca. 150 m mächtig),

Signatur 8: Gneisphyllonitischer Quarzit (6 m),

Signatur 9: Muskowit-Albitgneis (Se 922 und 927), Mächtigkeit 30 m. Seehöhe 1890 bis 1920 m. Helles Gestein mit deutlicher Lineation. Freisichtig sind Muskowit, Chlorit und Biotit erkennbar.

Hauptgemengteile: Muskowit, Chlorit, Albit (Plag I. Xenomorph. Helizitische Einschlüsse) und Quarz. — Nebengemengteile: Biotit (hellgelb bis braun), Erz, Epidot, Apatit und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Signatur 10: Albit-Epidot-Amphibolit (Se 923). 8 m mächtiges, kleinkörniges, dunkelgrünes Gestein mit deutlicher Lineation.

Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Epidot, Albit (Plag I. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile) und Magnetit. — Ferner: Quarz und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile.

Signatur 11: Granat-Chloritoid-Muskowit-Chloritschiefer (30 m),

Signatur 12: Schwarzschiefer,

Signatur 13: Amphibolit und Prasinit,

Signatur 14: Schwarzschiefer,

Signatur 15: Serizitschiefer und Quarzit (5 m),

Signatur 16: Dolomit- und Kalkmarmor (2 m),

Signatur 17: Kalkglimmerschiefer,

Signatur 18: Schwarzphyllit,

Signatur 19: Kalkglimmerschiefer der Grieswies-Mähder.

Man sieht, daß Lamelle 2 hier in Schuppen zerlegt ist.

Eine zusammenhängende Gneislamelle 2 konnte in der nördlichen Fortsetzung dieser Zone in den W-Hängen des Rauriser Hüttwinkls nicht gefunden werden. Das Quarzitband im Ausgange der Kruml-Schlucht dürfte diesem Niveau entsprechen. Man findet hier von oben nach unten:

Schwarzphyllit (Terrasse der Wandl-Alm),
Kalkmarmor,

Quarzit (30 m mächtig; Wasserfall),
Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten,
Grünschiefer,
heller Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Schwarzschiefer (am Ausgange des Kruml-
Tales).

Im selben Niveau finden sich bei P. 1168, gegenüber W. H. FROHN **m i k r o -
k l i n f ü h r e n d e P h e n g i t - A l b i t s c h i e f e r** (Se 718). Die Albite sind
3 mm groß und erscheinen im Hauptbruch des Gesteines als Knoten, im Längs-
bruch als Augen. Die Phengitschüppchen verleihen dem Gestein einen graugrünen
bis blaßgrünen Farbton. Quarz ist in Lagen und Linsen angereichert. Außerdem
können wenige und sehr kleine Biotitschuppen freisichtig erkannt werden.

Hauptgemengteile: Phengit (1 mm. Parakristalline Deformation. Auch Querphengit vorhan-
den. Farblos bis hellgrün), Albit (1% An. Plag I. Xenomorph. Verlegte und nichtverlegte Ein-
schlußzüge aus Quarz, graphitischer Substanz und Hellglimmer. An der Korngrenze zu rhom-
boedrischem Karbonat ist der Albit automorph entwickelt) und Quarz (xenomorph. Gelängt in
s. Schwach undulös. Klares Korn. Keine Bläschenzüge). — Mikroklin (0,46 mm) ist sehr
wenig vorhanden und auf das Grundgewebe beschränkt. Es dürfte sich um klastische
Körner handeln. Die Ausbildung ist xenomorph, hart gegittert, perthitfrei, gelängt in s. Der
Mikroklin ist ungefüllt. Einschlüsse von Quarz kommen vor. — Ferner Rhomboedrisches Karbo-
nat, graphitische Substanz, Erz, Biotit, Chlorit, Apatit, Titanit und Epidot. — Die Deformation
des Gesteines erfolgte teilweise präkristallin bezüglich Albit.

In Begleitung dieses Gesteines findet sich 100 m südlich P. 1168 **m a g n e t i t -
r e i c h e r , m i k r o k l i n f ü h r e n d e r P h e n g i t - A l b i t s c h i e f e r** (Se
719).

Hauptgemengteile: Albit (2,5 mm. Plag III, II und I. Frei von echter Fülle. Arm an Ein-
schlüssen), Phengit (0,8 mm. Auch Querphengit vorhanden), Quarz (schwach undulös. Wo Quarz
in rhomboedrisches Karbonat eingeschlossen ist, zeigt er rundliche Umrißform und ist nicht
undulös), Biotit (hellgelb bis grünbraun) und Magnetit (0,5 mm. Abenteuerliche Korrosions-
formen). — Der Mikroklin (0,6 mm) ist xenomorph, hart gegittert und perthitfrei. Häufig
ist er sehr dicht mit Hellglimmer gefüllt, während der angrenzende Albit und überhaupt
aller Albit des Schlifves füllungsfrei ist. Somit liegt hier ein konkretes Beispiel für gefüllten
Mikroklin vor. Es dürfte sich um alte, k l a s t i s c h e Körner handeln. Sie sind recht zahlreich.
— Ferner: Rhomboedrisches Karbonat, Apatit, Chlorit, Zirkon, Titanit und Epidot. — Die
Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich Phengit.

3. Detailbeschreibung der Lonza-Lamelle

Am Verbindungsgrat Scharek—Herzog Ernst und südlich vom Neuner-Kogel
(siehe Tafel 4, Fig. 8) besteht die Lamelle 2 aus Amphibolit. Östlich Natur-
freundehaus Neubau biegt dieser Amphibolitzug aus der steilen Stellung in die
flach SW-geneigte Stellung radförmig um. Man sieht das Scharnier besonders in
den begleitenden Schwarzschiefern vortrefflich. Beim vorspringenden Grat mit auf-
fallendem Steinmann (Seehöhe 2390 m) steht der Amphibolit noch saiger, hingegen
fällt er bei Seehöhe 2160 m (am direkten Alpenvereinsweg vom Neubau zum
Niedersachsen-Haus) flach südlich ein. Er ist dort weitgehend in Prasinit umge-
wandelt. Unter dem Prasinit lagern Schwarzschiefer mit Feldspatporphyroblasten
(40 m) und darunter Aplitgneis (25 m mächtig; in Seehöhe 2100 m).

Die Lamelle 2 ist dann auf den Melcher Böden neben dem Steig, der von der
Durchgang-Alm zum Naturfreundehaus Neubau führt, zu sehen. Es ist dort 6 m
mächtiger, fuchsitführender Gneis aufgeschlossen. Von oben nach unten beob-
achtet man:

Schwarzschiefer, fuchsitführender Gneis (6 m), Graphitquarzit (1 m), Musko-
wit-Chloritschiefer (60 m), Graphitquarzit (2 m), Muskowit-Chloritschiefer.

Am NE-Sporn des Filzenkempfelsens (Tafel 4, Fig. 8) besteht die Gneis-

lamelle 2 aus 5 m mächtigem Biotit-Albitgneis, darüber 2 m Prasinit und darüber 0,75 m mächtigem, boudinagiertem, gelbem „Trias“-Dolomitmarmor. Darüber folgen 1 m Schwarzphyllit, 4 m Kalkglimmerschiefer und die mächtigen Schwarzphyllite („Riffelschiefer“ der Riffel-Scharte beim Niedersachsen-Haus).

Der Biotit-Albitgneis (Se 949) ist ein biotitreiches, dunkles Gestein mit Albitknoten. Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun), Epidot, Klinozoisit und Albit (Plag I. Xenomorph. Gelängt in s. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). — Ferner: Quarz, Magnetit und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Die Lamelle 2 ist dann beim Hermann-Bahlsen-Weg und in der Steilwand der Karstufe unter dem Bräu-Winkel aufgeschlossen. In der Schlucht des Gletscherbaches steht in Seehöhe 2170 m Amphibolit (10 m mächtig), darüber Gneis (3 m), darüber Kalkglimmerschiefer mit 1,5 m dicken Dolomitmarmorlinsen („Trias“) an.

In der S-Flanke des Siglitz-Tales besteht Lamelle 2, nördlich P. 2418, aus Biotitgneis, Augengneis und Prasinit in folgendem Schichtverbande von oben nach unten:

Mächtige Schwarzphyllite („Riffelschiefer“), P. 2418,
Schwarzphyllit mit Quarzitlagen (4 m),
Schwarzphyllit (3 m),
Kalkschiefer (3 m), Seehöhe 2405 m,
Schwarzphyllit (3 m),
Augengneis (1 m),
Prasinit (2,5 m),

Lamelle 2

Augengneis (3 m),
Biotitgneis (0,3 m),
Schwarzschiefer (30 m),
Prasinit mit Karbonatschwielen (6 m),
Graphitquarzit (2 m), Seehöhe 2340 m,
mächtige Chloritoid-Granat-Muskowitschiefer, Seehöhe 2305 m.

Am Schareck-NE-Grat (Tafel 4, Fig. 6) besteht Gneislamelle 2 aus Schachbrettalbit-Augengneis (7 m); darüber folgt Schwarzschiefer (15 m); darüber Prasinit (3 m), Schwarzphyllit, Biotit-Albitgneis und Chlorit-Albitschiefer (10 m); darüber Schwarzphyllit (1 m), karbonathaltiger Knollenquarzit (? Gerölle; 1 m mächtig), gelber Dolomitmarmor (0,1 m) und Rauhwacke (0,1 m); darüber Granat-Muskowitschiefer (1,5 m), Kalkglimmerschiefer (2 m) und darüber die mächtigen Schwarzphyllite („Riffelschiefer“). Es handelt sich also wieder um genetisch dubiose Gneise (Lamelle 2) mit überlagernder „Trias“, eventuell „Quartenschiefer“ (Granat-Muskowitschiefer), „Lias“ (Kalkglimmerschiefer) und darüber mächtige Schwarzphyllite.

Die Petrographie der Gneise ist hier folgende:

Schachbrettalbit-Augengneis (Seehöhe 2418 m; Se 1326): Die Schachbrettalbite erreichen 1,2 cm Länge. Sie sind stark granuliert (Kornzerfall). Die Leistenform des ehemaligen Kalinatronfeldspates ist mitunter noch deutlich. Die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines sind Plagioklas (Plag III, II und I), Biotit (hellgelb bis rotbraun), Quarz und Chlorit (auch Querchlorit vorhanden). — Ferner: Magnetit, Granat, Orthit (mit Epidotrand), Hellglimmer-Mikrolithe und sekundäres rhomboedrisches Karbonat. — Als Einschaltung im Schachbrettalbit-Augengneis beobachtet man feinkörnigen, fuchsit- und turmalinführenden Biotit-Plagioklasgneis (Se 1321). Hauptgemengteile: Plagioklas (unter 15% An. Plag I. Xenomorph: Inverser Zonenbau), Quarz, Biotit (hellgelb bis braun) und Chlorit. — Ferner: Fuchsit (linsenförmige Anreicherungen von mehreren Millimetern Länge), Turmalin (unversehrte, 5 mm lange Säulchen), Orthit (mit Epidotrand), Epidot, Magnetit, Granat, rhomboedrisches Karbonat und Zirkon.

Biotit-Albitgneis (Seehöhe 2445 m; Se 957) ist ein graues, parallelschieferiges Gestein mit Albitknoten. Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun), Muskowit, Oligoalbit (Plag II

und I. Xenomorph. Gelängt in s. Inverser Zonenbau) und Quarz. — Ferner: Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Erz und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile.

Chlorit-Albitschiefer (Seehöhe 2445 m; Se 933) ist ein dunkles, chloritreiches Gestein mit deutlicher Lineation und mit Albitknoten. Hauptgemengteile: Chlorit und Albit (Plag I. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). — Ferner: Biotit (hellgelb bis grünbraun), Epidot, Klinozoisit, Magnetit und rhomboedrisches Karbonat. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Der genannte und oben beschriebene Schachbrett-Albitaugengneis steht genau an der Stelle des Schareck-NE-Grates an, wo der markierte Neuwirt-Alpenvereinssteig den Grat erreicht. Die Stelle ist also sehr leicht aufzufinden. Es stellt sich hier besonders augenfällig das Problem, ob es sich um einen, wenig gestört in der Schichtfolge liegenden, metamorphen Porphyry (? Perm) oder um tektonisch aufgeschürftes Altkristallin handelt.

Sehr ähnlich ist das Profil im Schlappereben-Kar an der Karstufe südlich P. 2229. Siehe Seite 164. Hier treffen wir Lamelle 2 in Seehöhe 2235 m als 3 m mächtigen Albitgneis, wiederum mit den überlagernden Prasiniten und „Trias“. Das Profil lautet von oben nach unten:

Mächtiger Schwarzphyllit (oberer Karboden, Seehöhe 2260 m),
Kalkglimmerschiefer (4 m),
fuchsitreicher Karbonatquarzit (3 m),
gelber Dolomitmarmor (0,1 m),
Karbonatquarzit (3 m),
Rauhwanke (0,1 m),
Quarzit (0,5 m),
Epidosit (0,3 m),
Prasinit (4 m),
Graphitquarzit (2 m),
Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten (3 m),
Albitgneis (3 m; Seehöhe 2235 m, Karstufe südlich Wasserfall),
Schwarzschiefer (15 m),
Muskowitschiefer (unterer Karboden).

Lamelle 2

Der Albitgneis (Seehöhe 2235 m; Se 1319) ist ein heller, feinkörniger Gneis mit Albitaugen. Hauptgemengteile sind: Quarz, Albit (Plag I), Biotit (farblos bis rotbraun), Muskowit und Chlorit (sekundär aus Biotit). — Ferner: Opake Substanz und Titanit.

Auch hier hat man also den Eindruck, daß der Albitgneis als konstant anhaltendes Schichtglied in einer regelmäßigen stratigraphischen Abfolge liegt, so daß er eventuell als Abkömmling eines sauren Vulkanits in Verbindung mit den regelmäßig darüberlagernden Prasiniten (Abkömmlinge basischer Vulkanite) aufzufassen ist.

Durch den Fund eindeutigen Porphyroids (metamorpher Quarzporphyry, siehe Seite 50) in ähnlicher Position im nächsten Profil wird diese Vermutung noch weiter bestärkt. Allerdings rücken Porphyroid und Grünschiefer (mit „Trias“-Auflage) durch mächtige Einlagerungen von Granat-Muskowitschiefer und durch den auskeilenden Kalkmarmor des Eselskares weiter auseinander. Es handelt sich um das Profil des ENE-Kammes des Wasiger Kopfes (Tafel 4, Fig. 4). Wir geben wegen des stratigraphischen Interesses auch hier wiederum die genaue Abfolge mit den Mächtigkeitsangaben, vom Hangenden zum Liegenden, wieder:

Mächtiger Schwarzphyllit (Wasiger Kopf, P. 2350),
Kalkglimmerschiefer (einige Meter mächtig),
Quarzit („Trias“, Seehöhe 2300 m),
Schwarzschiefer,

Prasinit (12 m),
Muskowitschiefer (20 m),
Granat-Muskowitschiefer (60 m),
Kalkmarmor (1,5 m; Seehöhe 2225 m),
Muskowitschiefer, teilweise mit Granat (35 m),
Porphyroid (10 m; Seehöhe 2200 m),
Granat-Muskowitschiefer.

Lamelle 2

Auch im nächsten Profil, bei P. 2175, an der W-Kante der Steilwand Teufelskirchen besteht Lamelle 2 nur aus Prasinit (15 m). Darüber lagern Graphitquarzit (2 m), Schwarzphyllit (20 m), Kalkglimmerschiefer (4 m) und die mächtigen Schwarzphyllite.

An der E-Kante der Steilwand Teufelskirchen wird Lamelle 2 über dem Höllkar-Wasserfall wiederum von Prasinit und Chlorit-Muskowit-Albitgneis aufgebaut (Tafel 4, Fig. 2). Das Profil lautet von oben nach unten:

Mächtiger Schwarzphyllit (Karboden des Höllkares),
Kalkmarmor (3 m),
Kalkglimmerschiefer (2 m),
Quarzit („Trias“; 0,5 m),
Chlorit-Muskowit-Albitgneis (1,5 m; Petrographie siehe unten!),
Prasinit (1 m),
Schwarzschiefer (10 m),
Prasinit (15 m),
Graphitquarzit (2 m),
Granat-Muskowit-Chlorit-Chloritoidschiefer (35 m),
Muskowit-Chloritschiefer (5 m),
Kalkmarmor (mehrere Meterzehner mächtig, Wasserfall).

Lamelle 2

Der Chlorit-Muskowit-Albitgneis (Se 958; Fundort: 250 m nördlich P. 2172) sieht freisichtig wie ein hybrider Aplitgneis aus. Im feinkörnigen Gestein sind Chlorit, Muskowit und Epidot zu erkennen. Hauptgemengteile: Chlorit, Albit (Plag I. Xenomorph. Gelängt in s. Helizitische Einschlußzüge der übrigen Gemengteile). — Ferner: Muskowit, Klinozoisit, Epidot und Magnetit. — Präkristalline Deformation der meisten Gemengteile.

Das Prasinitband läßt sich bis westlich der Hagener Hütte, das Kalkglimmerschieferband bis zu den Tauscher Böden weiterverfolgen.

In der S-Flanke des Mallnitzer Tauern-Tales finden wir sehr einheitlich ausgebildeten Phengit-Kalifeldspat-Augengneis mit „Trias“-Begleitung als Repräsentant der Lamelle 2. Die Aufschlüsse reichen von südöstlich der Jamnighütte bis zum Hasslacher Viadukt der Tauern-Eisenbahn. Längs der gesamten Erstreckung liegen Gesteinsproben vor (Se 840, 952, 966, Sammlung M. STARK 1408, 1409, 1443 und Sammlung W. HAMMER 6572, 6623, 6627), die einen einheitlichen Charakter aufweisen, so daß wir sie insgesamt beschreiben:

Das Gestein zeigt freisichtig Phengit, mitunter auch etwas Biotit und bis 1 cm große K-Feldspat-Augen. Flächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation sind vorhanden.

Hauptgemengteile sind: K-Feldspat, Plagioklas, Quarz und Phengit.

K-Feldspat: Mitunter Karlsbader Zwillinge, meist jedoch unverzwilligt. Kristallaugen. Sie werden lidförmig von Phengitzügen umgeben. Mitunter zeigen die Kristallaugen eckige, meist jedoch rundliche Umrissformen. Sehr deutlich sind die Erscheinungen der Kornzerkleinerung zu beobachten. Ehemalige größere Individuen zerfielen in mehrere Bruchstücke. Prächtige Aufsplitterungen sind zu sehen, wobei dünne, scheidförmige Bruchstücke entstanden, die voneinander durch eindringende Grundgewebssubstanz getrennt sind. Die einzelnen K-Feldspat-Körner sind stellenweise von Scherzonen durchsetzt, längs welcher ebenfalls Minerale des Grundgewebes (Quarz, Albit und Phengit) eingedrungen sind und das K-Feldspat-Korn nachträglich wiederum verheit wurde. Überhaupt fällt auf, daß die K-Feldspat-Körner trotz sichtlich starker mechani-

scher Beanspruchung (Kornzertrümmerung, Bildung von Rissen) recht gleichmäßig in Auslöschung gehen. Sie wurden also nach der mechanischen Beanspruchung noch von regenerativen Vorgängen (Rekristallisation) überarbeitet.

Manche K-Feldspat-Augen dieses Gesteines zeigen sehr niedrige Achsenwinkel ($2V\alpha = 54$ bis 64°), schwache Perthitbildung (Aderperthit) und kaum Mikroklingitterung. Sie dürften dem Adular nahestehen. Selten findet sich Schachbrettalbit. Jedoch ist mengenmäßig weitaus vorherrschend der Typus Knaf I mit fehlendem Perthit (zumindest unter den gewöhnlichen Vergrößerungen des petrographischen Arbeitsmikroskops), harter Mikroklingitterung und hohen Achsenwinkeln ($2V\alpha = 69$ bis 84°).

Plagioklas: Albit, $2V\gamma = 80^\circ$. Plag III, II und I. Der Typus Plag III ist leistenförmig entwickelt, zeigt deutlichen Kornzerfall, Füllungsmikrolithen (Hellglimmer) und Ausbildung eines füllungsfreien Randsaumes. Mengenmäßig herrscht der Typus Plag I (xenomorph, füllungsfrei) vor.

Quarz: Xenomorph. Es fehlen die Merkmale vulkanischer Einsprenglingsquarze. Mitunter findet sich aggressiver Quarz, der granophyrisch in K-Feldspat oder Plagioklas eingewachsen ist.

Phengit: Pleochroismus von farblos bis grün. Auch Querphengit ist vorhanden.

Ferner: Biotit (hellgelb bis dunkelbraun), Chlorit (sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Sagenit und Erz), Hellglimmermikrolithe, Klinozoisit, Orthit mit Epidotrand, Titanit, Apatit, Magnetit und Pyrit.

Das Gestein ist bezüglich Plag III und K-Feldspat postkristallin deformiert mit nachfolgender Rekristallisation. Plag I, Quarz und Phengit zeigen prä- bis parakristalline Deformation an.

Porphyrische Quarzeinsprenglinge konnten nicht gefunden werden. Bemerkenswert ist das Auftreten diskordanter Aplite.

Die Petrographie des in Begleitung mit den Phengit-Kalifeldspat-Augengneisen auftretenden Phengit-Albitschiefers (Se 839) westlich Wolliger-Alm, nördlich P. 2093, stellt sich folgendermaßen dar: Der phengitreiche Schiefer zeigt deutliche Lineation und 3 mm große Albitknoten. Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz und Phengit. — Ferner: Biotit (hellgelb bis dunkelgrün), Chlorit (sekundär aus Biotit) und Epidot. — Das Gestein ist präkristallin deformiert.

Südöstlich der Jamnig-Alm ist im Graben südlich P. 1631 die Lamelle 2 bei Seehöhe 1675 m aufgeschlossen. Die Lokalität befindet sich 600 m südsüdöstlich P. 1631. In Begleitung des 8 m mächtigen Phengit-Kalifeldspat-Augengneises befinden sich „Trias“-Dolomitmarmor (10 m) und Kalkglimmerschiefer (5 m). Darüber folgen die mächtigen Schwarzphyllite.

In der Schlucht nördlich Mauternitz-Kogel, südlich P. 1630 (Tafel 5, Fig. 6) ist der Phengit-Kalifeldspat-Augengneis in Seehöhe 1655 m in einer Mächtigkeit von 20 m aufgeschlossen und zeigt „Trias“-Begleitung.

Der Phengit-Mikroklin-Augengneis quert den Kaprinig-Bach in Seehöhe 1870 m, wo er 15 m mächtig aufgeschlossen ist, und findet sich dann oberhalb der verfallenen Kaprinig-Alm.

Die prächtigsten Aufschlüsse im Phengit-Kalifeldspat-Augengneis der Lamelle 2 geben die Schrofen nördlich P. 2072, zwischen Kaprinig- und Wolliger-Alm. Der Gneis ist hier 60 m mächtig, besitzt 1 cm lange K-Feldspat-Augen, hat den Habitus eines Augen-Granitgneises und wird von quergreifenden Apliten durchsetzt. Biotit ist reichlich im Gestein vorhanden und Orthite mit Epidoträndern finden sich. Wir halten dieses Gestein für einen stark deformierten und rekristallisierten Zentralgranitgneis, der tektonisch eingeschoben wurde. Es ist die Regelmäßigkeit des Schichtverbandes hier verlorengegangen, was auch für die südöstliche Fortsetzung bis zum Hasslacher Viadukt gilt.

Am Lonza-Köpfl-NE-Kamm (Taf. 5, Fig. 1) steht der Phengit-Kalifeldspat-Augengneis der Lamelle 2 mit 10 m Mächtigkeit in Seehöhe 1990 m an. In unmittelbarer Begleitung des Gneises befinden sich Quarzit und Kalkmarmor. Darüber

folgen 200 m mächtige Schwarzphyllite. Die 1 cm großen Kalifeldspate zeigen unter dem Mikroskop scheitförmige Kornzertrümmerung, wie wir sie vom Mauterndorfer Granitgneis kennen.

Zuletzt findet man den Phengit-Kalifeldspat-Augengneis der Lamelle 2 beim Hasslacher Viadukt der Tauern-Eisenbahn, nördlich von Bahnkilometer 50 anstehend. W. HAMMER fand ihn auch im Wasserstollen des Mallnitzer Kraftwerkes bei Stollenmeter 1851 bis 1859. Die Kalifeldspate erreichen 3 bis 4 mm Durchmesser, sind kataklastisch zerdrückt und dann wieder ausgeheilt.

Die Schiefer im Hangenden der Gneislamelle 2

Ein Kalkglimmerschieferzug streicht von Obervellach zum Buchstaben „a“ des Wortes „Raufen“, dann südlich der Bauernhöfe Unterwolligen, Großfercher und Flattachberg zum Buchstaben „n“ des Wortes „Fragant-Bach“. Er setzt dann wieder bei Aslam ein und läßt sich mit Mächtigkeitzunahme auf den Gipfel des Sandfeld-Kopfes, des Sand-Kopfes, zur W-Flanke der Gjaidtroghöhe, auf den Krumlkees-Kopf und zum Unteren Keesboden des Kruml-Tales verfolgen. In der weiteren Fortsetzung baut er Teile der Grieswies-Mäher und in reduzierter Mächtigkeit das Kalkglimmerschieferband über Gneislamelle 2 in der Mallnitzer Mulde: Neuner-Kogel, Filzenkempfelsen, Teufelskirchen, auf.

Der feldgeologische Zusammenhang ist eindeutig. Sonderbar bleibt jedoch, daß südwestlich der Gjaidtroghöhe — also im Gebiete: Sand-Kopf, Sandfeld-Kopf, Fragant-Bach, Obervellach —, Gneislamelle 2 fehlt, oder infolge tektonischer Reduzierung schwer kenntlich und unseren bisherigen Beobachtungen entgangen ist (siehe auch Seite 38).

Das Profil des Sandfeld-Kopfes ist besonders am N-Grat und an der SE-Kante (gegen den Saukopf) gut zu studieren. Es zeigt von oben nach unten:

Kalkglimmerschiefer (50 m) des Gipfels, mit Grünschieferlinsen,

Serpentin (2 m),

Schwarzschiefer und Quarzit (20 m); im Schwarzschiefer Porphyroblasten von Granat und Albit,

„Liasbreccie“ (10 m): Linsen von Dolomit und Quarzit in kalkphyllitischem Bindemittel,

Dolomitlinsen (bis 3 m mächtig),

heller Glimmerschiefer (25 m) mit Porphyroblasten von Granat, Albit, Chlorit und Chloritoid,

Granitgneis-Phyllonit, quarzreich,

Granitgneis des Sonnblick-Kernes.

Westlich der Bogenitzen-Scharte befindet sich in Seehöhe 2580 m, nordöstlich der großen Moräne, eine 10 m mächtige und 20 m lange Serpentinlinse im Kalkglimmerschiefer. S. PREY (1937 b) gab genaue Beschreibungen dieses talkführenden Serpentin und auch der Strahlsteinschiefer des Sandfeld-Kopf-S-Grates.

Durch die N-Flanke des Stellkopfes (Tafel 7, Fig. 4) und das Profil des Wurfbalfens (Tafel 6, Fig. 5) erreicht die Serie das Zirknitz-Tal. Im zuletzt genannten Profil begegnen uns unter dem Kalkglimmerschiefer wiederum die „Liasbreccien“ und Karbonatquarzite (60 m), deutliche „Trias“ (Quarzit und Dolomitmarmor) und die basalen Glimmerschiefer, aus denen südlich P. 1453 ein heller Granat-Albit-Muskowitschiefer untersucht wurde.

Seine Hauptgemengteile (Se 699) sind Muskowit, Quarz, Granat und Chlorit.

Muskowit (1,6 mm) ist parakristallin deformiert. Auch Quermuskowit ist vorhanden. — Quarz (1 mm) ist gelängt in s und schwach undulös. — Granat zeigt bis 8 mm große Porphyroblasten mit idiomorphen Umrissen und wirbelförmigen Einschlüssen von graphitischer Substanz und Quarz. Er weist Korrosionsformen und beginnende Umwandlung zu Chlorit auf.

— Chlorit (2 mm) zeigt parakristalline Deformation. Häufig ist er mit Muskowit parallel verwachsen.

Ferner: Albit (1 mm, gelängt in s, unverzwilligt. Unverlegte Einschlußzüge von Muskowit, Biotit und graphitischer Substanz), Biotit, graphitische Substanz, Magnetit, Apatit, Titanit und Epidot.

Die Deformation des Gesteines ist präkristallin bezüglich Albit; hingegen parakristallin bezüglich Muskowit, Granat und Chlorit.

Am Sand-Kopf ist der Kalkglimmerschiefer des Gipfels etwa 80 m mächtig. Die „Liasbreccie“ (Dolomitlinsen in Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer oder Schwarzschiefer) findet sich zusammen mit Quarziten im Hangenden des Kalkglimmerschiefers und nimmt an der SW- und WSW-Flanke des Sand-Kopfes infolge des isoklinalen Hanges eine weite oberflächliche Ausdehnung ein. Der Durchstieg durch die Richardswand westnordwestlich P. 2617 lehrt, daß über dem mächtigen Kalkglimmerschiefer, der zum Gipfel streicht, zunächst Schwarzphyllit, darüber 10 m Dolomitmarmor und erst darüber die „Liasbreccie“ folgen. Im mächtigen Kalkglimmerschieferzug des Sand-Kopfes selbst gibt es vereinzelte Serpentinlinsen: Z. B. die 5 m mächtige und 15 m lange Serpentinlinse in der Steilwand gegen die Große Troger-Alm; oder das Blockwerk von Serpentin in Seehöhe 2500 m unter der nach N orientierten Steilwand des Sand-Kopf-Grates im Kar südöstlich W. H. Alter Pocher; und schließlich als Serpentinbegleiter auch der Strahlsteinfels in der Schutthalde am W-Ende der Richardswand, oberhalb der Mündung der beiden Fleiß-Täler. Besonders auffallend sind die boudinagierten Dolomitmarmorlinsen im Kalkglimmerschiefer des Sand-Kopfes, und zwar nahe seiner Basis. Perlschnurartig verfolgen wir diese Dolomitspindeln vom Kar der Großen Troger-Alm zum Sand-Kopf-NE-Grat und bis in die Schlucht des Klein-Fleiß-Baches, oberhalb der Brücke P. 1552 (siehe Tafel 6, Fig. 4).

Auf der Gjaidtroghöhe (Tafel 8, Fig. 6) folgen über dem Amphibolit der Lamelle 2 zunächst Kalkglimmerschiefer (5 m), dann Rauhwacke (1 m. — Dolomitblöcke, die offenbar aus einer Verbreiterung dieses Bandes stammen, findet man im Kar südsüdwestlich Gjaidtroghöhe —), Schwarzphyllit (20 m, Gipfel der Gjaidtroghöhe) und darüber der mächtige Kalkglimmerschieferzug der Gjaidtroghöhe-W-Flanke und des Grates südwestlich Gosim-Kopf, wiederum mit einer Linse von Serpentin.

Am Krumlkees-Kopf sind die Karbonatquarzite und „Liasbreccien“ besonders großartig entwickelt und mehrfach mit Kalkglimmerschiefer verschuppt (Tafel 6, Fig. 1): In den steilen S-Hängen („Auf den Bänken“) bilden Quarzitbänder 3 Wandzüge. Die „Liasbreccie“ östlich des Gipfels besteht aus grauen Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel. Die Tektonik ist wohl durch Quersfaltung um N—S-Achsen sehr kompliziert: Über der Gneislamelle 2 der Arthöhe folgen „Trias“, Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer bis zur Scharte P. 2987. Dann setzt das verschuppte und gefaltete Paket von Breccien, Karbonatquarziten, Schwarzschiefern und Kalkglimmerschiefern ein.

Die Fortsetzung der Schieferserie im Hangenden der Gneislamelle 2 ist aus der Karte und aus den Profilen ablesbar. Sie verläuft vom Unteren Keesboden des Kruml-Tales über die NE-Flanke des Grieswies-Schwarz-Kogels zum Grieswies-Schafkar und in die Grieswies-Mähder; dann zum Neuner-Kogel, Schareck-W-Grat, Filzenkempelsen-Niedersachsenhaus, über die Karböden des Schlapper-eben-, Röck-, Silber- und Höll-Kares zu den Tauscher Böden und in die Hänge des Mallnitz-Tales. Auffallend ist die Mächtigkeitzunahme der Schwarzphyllite („Riffelschiefer“ M. STARKS). Diese sind im Gegensatz zu manchen Schwarz-

schiefern der autochthonen Sonnblick-Schiefer und der mit Lamelle 1 verbundenen Schiefer niemals aplitisch injiziert oder migmatisch umgewandelt. Häufig führen sie Albitporphyroblasten:

Z. B. Schwarzphyllit mit Albitporphyroblasten (Se 821). Fundort: Mauternitz-Grube, nördlich unter den Kalkglimmerschiefer-Wänden. Es handelt sich um einen ebenschiefrigen dunklen bis seidenglänzenden Phyllit mit 5 mm großen Albitknoten.

Hauptgemengteile: Muskowit (1,6 mm. Parakristallin deformiert), Quarz (xenomorph, undulös, Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen. Die in Albit eingeschlossenen Quarzkörner sind meist optisch ungestört) und Albit (ein sonderbarer Zonarbau ist zu beobachten. Der Kern ist nicht oder bloß einfach verzwilligt (Plag I) und zeigt verlegte helizitische Einschlußzüge aus graphitischer Substanz, Quarz, Muskowit und Zirkon. Der einschlußfreie Randsaum weist polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz auf (Plag II). Sowohl Kern als auch Randsaum sind als Rundlinge entwickelt.

Ferner: Graphitische Substanz, Epidot, Zirkon und Limonit.

Vor der Stirnfront des Sonnblick-Kernes sind die Schwarzphyllite zu Rotationstektoniten umgeformt. Eine Probe vom SSE-Grat der Baumbach-Spitze (unter der Gneislamelle 4) zeigt als Hauptgemengteile (Se 963) 2 mm große Albitknoten (Plag I, verlegte und unverlegte helizitische Einschlußzüge), Quarz, Muskowit und Chlorit. — Ferner: Titanit, graphitische Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

Gneislamelle 3 (Trogerack-Lamelle)

1. Allgemeine Übersicht und theoretische Interpretation

Gneislamelle 3 konnte nur im W-Teil der Sonnblickgruppe nachgewiesen werden. Sie ist wohl als tiefere tektonische Abspaltung der Gneislamelle 4 (Rote Wand — Modereck-Decke) aufzufassen. Teilweise handelt es sich um Schuppen, teilweise sind Anzeichen für liegende Falten vorhanden. So findet sich „Trias“ mit den charakteristischen Begleitschiefern im Liegenden und im Hangenden der Gneislamelle 3. Der Orthogneis ist im Weißenbach-Kar tektonisch verdoppelt und um N—S-Achse gefaltet.

Am Aufbau der Gneislamelle 3 beteiligen sich Augengranitgneise (Biotit-Phengit-Mikroclin-Augengneis) mit Apliten und basischen Lagen (vielleicht teilweise ehemalige basische Gänge). Durch Phyllonitisierung bilden sich feinschiefrige, kleinkörnige Phengit-Mikroclin-gneise, mikroclinführende Phengitschiefer und Weißschiefer (Quarz-Muskowit-Schiefer). Die Neusprossung von Albit bringt Mikroclin-Albit-Gneise, Mikroclin-Albit-Schiefer und muskowitführende Albitporphyroblastenschiefer hervor. Auch ist die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sich teilweise Arkosegneise, metamorphe Keratophyre, metamorphe Tuffite und metamorphe Abkömmlinge von tonig-sandigen Sedimenten am Aufbau der Gneislamelle 3 mitbeteiligen.

Von der Bogenitzen (südlich Sandfeld-Kopf) bis zum Trogerack finden wir Albitgneis und Albitporphyroblastenschiefer neben mikroclinführenden Schiefern vorherrschend. In streichender Fortsetzung baut der Phengit-Mikroclin-Augengneis ober Rojach, bei der Fleiß-Kapelle und bis zu P. 1922 die Kuppe südlich des Fleiß-Tales auf. Der Phengit-Mikroclin-Augengneis setzt westlich des Groß-Fleiß-Tales nach N fort und schwillt wohl infolge tektonischer Verdopplung im Weißenbach-Kar zu 200 m Mächtigkeit an. Südlich des Hinteren Moderecks keilt er aus. Man findet ihn erst wieder nördlich des Krumlkees-Kopfes, östlich

unter P. 2781. Er streicht zur Wasserfall-Alm im Kruml-Tal und zieht an der E-Flanke des Kruml-Tales aufwärts, wo man ihn zuletzt am NNW-Grat des Grieswies-Schwarz-Kogels, südlich P. 2781 antrifft.

Wir geben der Lamelle 3 den Namen Trogereck-Lamelle nach der offensichtlich als verschuppte Liegendfalte entwickelten Ausbildung am Trogereck (P. 2731) zwischen Sand-Kopf und Stanziwurten (Tafel 6, Fig. 3). Die Bezeichnung von S. PREY: „Modereck-Decke“ für Lamelle 3 wollen wir nicht übernehmen. Es hat sich im Zuge unserer Kartierung herausgestellt, daß die Albitporphyroblastenschiefer des Vorderen Moderecks und des Sockels des Hinteren Moderecks im Sinne von L. KOBER die Fortsetzung der Lamelle der Roten Wand darstellen (Lamelle 4).

2. Albitgneis, Albitporphyroblastenschiefer und mikroklinführende Schiefer im Abschnitt Bogenitzen—Trogereck

Zwischen Bogenitzen und Trogereck haben die Schiefer, welche Gneislamelle 3 zusammensetzen, durchaus noch nicht den Charakter typischer Orthogneise. Doch findet man bereits häufig Mikroklin, wenn auch Albit vorherrscht. Manche Typen sind als phyllonitisierte Orthogneise ansprechbar, andere wiederum mögen eventuell ehemalige Vulkanite oder Arkosesande gewesen sein. Wir halten es für zweckmäßig, die Detailbeobachtungen möglichst vollständig wiederzugeben.

Beginnen wir die Detailbeschreibung südlich der Bogenitzen-Scharte, im Bogenitzen-Kar, östlich des Sonn-Kogels. Hier befinden sich an der Basis der „Trias“ Albitporphyroblastenschiefer, vergesellschaftet mit Chloritoidschiefern, welche S. PREY (1937 b) auch noch durch die Melenwand hindurchverfolgen konnte.

Im Profil der Bogenitzen-Scharte steht an der Basis des Schwarzphyllits und der „Trias“, nördlich P. 2708, Albitporphyroblastenschiefer an (Se 1318).

Die Hauptgemengteile sind Albit (5 mm, Plag II und I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz (gelängt, zu Überindividuen gruppiert) und Muskowit. — Ferner: Granat (randliche Umwandlung zu Chlorit), Biotit, Chlorit, sekundäres rhomboedrisches Karbonat und limonitische Substanz. — S. PREY (1937 b) fand im Gneis der höchsten Erhebung des Grates südlich der Bogenitzen-Scharte auch Mikroklin.

Etwas weiter nördlich im selben Profile der Bogenitzen-Scharte findet man unterhalb des Kalkglimmerschiefers abermals Albitporphyroblastenschiefer (Se 825 und 1318), der hier neben Turmalin große Granatkristalle (1,5 cm) und Albite (1 cm) führt.

Hauptgemengteile: Muskowit, Albit (Plag II und I. Automorphe Formen und Rundlinge. Helizitische Einschlusszüge der übrigen Gemengteile), Granat (siebförmige Einschlüsse von Quarz), Quarz und Chlorit.

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Turmalin, Apatit, Zirkon, Eisenglanz, Epidot und opakes Erz.

In der N-Flanke des Stellkopfes (Tafel 7, Fig. 4) tritt 1,5 m mächtiger quarzreicher Mikroklin-Albit-Muskowitgneis (Se 747) auf. Es handelt sich wahrscheinlich um ein phyllonitisches Bindeglied von Augengranitgneis zu Weißschiefer. Das helle Muskowit-Quarz-Gestein zeigt kleine Feldspatknotten.

Hauptgemengteile: Muskowit, Quarz, Mikroklin (Knaf I. Xenomorph) und Albit (Plag I. Xenomorph). — Ferner: Pyrit und Zirkon. — Parakristalline Deformation des Gesteines bezüglich Muskowit.

Im Liegenden dieses mikroklinführenden Gneises befinden sich Muskowit-Chloritschiefer mit Chloritoidporphyroblasten (Se 744). Die Chloritoidporphyroblasten werden 4 mm groß.

Hauptgemengteile: Quarz (1,8 mm. Gelängt in s. Verzahnte Umriss. Undulös. Nur der in rhomboedrisches Karbonat eingeschlossene Quarz zeigt runde Umrissform und ist nicht undulös), Muskowit (0,8 mm), Chlorit (0,8 mm) und Chloritoid (verlegte Einschlußzüge opaker Substanz. Umwandlung zu Chlorit und Muskowit unter Ausscheidung opaker Substanz. Diese führt gar nicht selten zu Pseudomorphosen von Chlorit, Muskowit und Erz nach Chloritoid).

Ferner: Magnetit, rhomboedrisches Karbonat, Klinozoisit und Limonit.

Die Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich Muskowit, Chlorit und Chloritoid.

Das Profil im orographisch linken Steilhang des Zirknitz-Tales beim Wurfbalfen, gegenüber den Erler Wänden (Tafel 7, Fig. 5) zeigt 50 m mächtigen mikroklinführenden Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten (Se 698 und 728).

Hauptgemengteile: Phengit (farblos bis apfelgrün), Mikroklin (Knaf I. Es sind kleine xenomorphe, in s gelängte Körnchen, die auf das Grundgewebe des Gesteines beschränkt sind) und Albit (4 mm. Plag II und I. Kleinkörniger Bestand des Grundgewebes. Lokal entwickeln sich Albitporphyroblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile und mit helizitischen Einschlußzügen).

Ferner: Apatit, Zirkon, opake Substanz, rhomboedrisches Karbonat.

Die Gneislamelle 3 quert das Zirknitz-Tal unterhalb P. 1411. Man trifft auf Albitporphyroblastenschiefer am ENE- und am N-Grat der Stanziwurt (Tafel 6, Fig. 8 und 9). Die Trogerhütte (P. 2492) steht auf kleinkörnigem Gneis der Lamelle 3. Darüber folgen 15 m mächtige Albitporphyroblastenschiefer. Diese stehen am Gipfel des Trogerecks (Fig. 6) an und zeigen nahe ihrer Liegendgrenze 9 mm große Kristallaugen von Albit. Es handelt sich um granatführenden Muskowit-Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten (Se 748).

Hauptgemengteile: Muskowit, Chlorit, Albit (Plag II und I. Gelängt in s. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Häufig sind helizitische Einschlußzüge) und Quarz.

Ferner: Granat (Siebstruktur. Umwandlung zu Chlorit), Biotit (hellgelb bis braun), Apatit, Titanit, Zirkon, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

In diesen Albitporphyroblastenschiefern des Trogerecks finden sich kleinkörnige, mikroklinreiche Phengitgneise (Se 684).

Hauptgemengteile: Phengit (farblos bis hellgrün), Mikroklin (Knaf I. Harte Gitterung. Kleine, aber sehr zahlreiche, xenomorphe, in s gelängte Körner) und Quarz.

Ferner: Albit (Plag I. Kleine xenomorphe und einschlußfreie Körnchen), Titanit, Orthit und Epidot.

Präkristalline Deformation des Gesteines bezüglich Phengit.

Der kleinkörnige Phengitgneis streicht ins Kar südwestlich vom Trogereck und wird vom Bergsturz-Blockwerk östlich P. 2233 überdeckt.

3. Der Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis bei der Fleiß-Kapelle

Westlich vom Bergsturzgelände des Mönchsberges besteht Lamelle 3 aus Augengranitgneis, der durch Deformation eines granitähnlichen Gesteines entstanden ist. Dieser Orthogneis ist zur Zeit vorzüglich längs des neuen Güterweges von der Fleißkehre der Großglockner-Hochalpenstraße nach Schachnern, und zwar 150 m ost-südöstlich Pfeifer, oberhalb der Fleiß-Kapelle aufgeschlossen.

Der mittelkörnige Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis (Se 672, 673, 676 und 677) zeigt 1,5 cm große Kristallaugen von K-Feldspat, stel-

lenweise Karlsbader Zwillinge. Quarz und Epidot sind mitunter zeilenförmig angereichert. Man findet häufig einen Anflug von Fuchsit auf den s-Flächen, der sich stellenweise zu einem dichten Fuchsit-Belag entwickelt.

Die volumetrische Zusammensetzung des Gesteines beträgt: K-Feldspat 37—44 Vol.%; Albit 17—26; Quarz 24—36; Biotit 0,5—1 und Phengit (mit Epidot) 6—7 Vol.%.
K-Feldspat zeigt harte Mikroklingitterung. Die großen Individuen sind meist als Knaf II (Aderperthit) mit Übergängen zu Knaf I (perthitfrei) ausgebildet. Sie zeigen leistenförmige Umrisse und nicht selten Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht. Sie weisen sehr allgemein die Erscheinungen des Kornzerfalles und der Einregelung in s auf. Eintrittung von Grundgewebsmineralien längs Scherzonen und Klüftchen in den K-Feldspat und Wiederverheilung desselben. Die Randpartien der Großkörner und die kleinen Körner des Grundgewebes sind perthitfrei (Knaf I) und xenomorph.

Die Untersuchung des K-Feldspates dieses Gesteines mit Flammenphotometrie und Röntgenfluoreszenz durch J. MAKART (1961) ergab die Zusammensetzung: 92,0 Gew.% K-Feldspat und 8,3 Gew.% Na-Feldspat. Der mit Röntgenrefraktometrie ermittelte Wert für die Triklinität ist sehr hoch (0,84).
Albit ist als Plag I entwickelt. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Schwache Füllung mit Hellglimmermikrolithen.

J. MAKART (1961) ermittelte auf dem Wege der Flammenphotometrie und Röntgenfluoreszenz folgende Zusammensetzung des Plagioklases:

Na-Feldspat 97,0 Gew.%; Ca-Feldspat 1,5; K-Feldspat 1,75; Sr-Feldspat 0,05 Gew.%. Es handelt sich also um fast reinen Albit.

Quarz. Xenomorph. Gelängt in s.

Biotit. Hellgelb bis dunkelgrünlichbraun.

Phengit. Farblos bis apfelgrün.

Ferner: Epidot, Chlorit, Magnetit, Orthit mit Epidotrand, Titanit, Apatit, Fuchsit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Das Gestein ist präkristallin bezüglich Albit und Phengit deformiert. Die großen K-Feldspate wurden postkristallin deformiert und rekristallisiert bzw. zumindest teilweise wieder ausgeheilt.

Das Gestein wurde chemisch analysiert (siehe Seite 67, Probe Nr. 1). Auffallend sind die sehr niedrigen Niggli-Zahlen „c“ und „mg“.

Von derselben Lokalität wurde Aplitgneis (Se 674) untersucht, der dem soeben beschriebenen Augengranitgneis konkordant eingelagert ist. Es handelt sich um ein feinkörniges helles Gestein mit kleinen Biotitblättchen und mit schwacher Andeutung eines flächigen Parallelgefüges.

Die volumetrische Zusammensetzung beträgt: K-Feldspat 41—47 Vol.%; Quarz 21—32; Albit 24—28 und Biotit (mit Chlorit) 3—4 Vol.%.
Hauptgemengteile: K-Feldspat (5 mm. Xenomorph. Knaf I), Albit (wie oben), Quarz (xenomorph) und Biotit (hellgelb bis dunkelgrün).

Ferner: Epidot, Orthit, Titanit und Chlorit.

Im allgemeinen herrscht präkristalline Deformation der Gemengteile.

Chemische Analyse siehe Seite 67, Probe Nr. 3. Die Niggli-Zahl „alk“ liegt sehr hoch, hingegen „c“ extrem niedrig.

In unmittelbarem geologischem Verbands dieses Orthogneises treten Albit-

Chemische Gesteinsanalysen

(Analytiker: K. FABICH, chemisches Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt, Wien)

Probe Nr. 1: Mittelkörniger Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis. Geologische Position: Lamelle 3. Fundort: Fleißtal. Anstehend am Güterweg, 150 m ost-südöstlich Pfeifer.

Probe Nr. 2: Phengit-Mikroklinaugengneis. Geologische Position: Lamelle 4. Fundort: SSW-Flanke des Sonn-Kopfes (Rote Wand-SSE-Grat).

Probe Nr. 3: Aplitgneis. Geologische Position: Konkordante Aplitgneislage im mittelkörnigen Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis der Lamelle 3. Fundort: Fleißtal. Anstehend am Güterweg, 150 m ost-südöstlich Pfeifer.

Probe Nr. 4: Biotit-Albit-Chloritgneis. Geologische Position: Basische Lage in Lamelle 3. Fundort: Fleißtal, südlich Pfeifer. Anstehend knapp oberhalb des Güterweges. Seehöhe 1510 m. Die Lokalität befindet sich 200 m ostnordöstlich Fleiß-Kapelle.

Probe Nr. 5: Hornblende-Florit. Geologische Position: Im Gneisgranit des Sonnblick-Kernes. Wahrscheinlich handelt es sich um ein metamorphes basisches Ganggestein. Fundort: Fragant-Tal, beim Wurtenfall. Aus dem Felssturz-Blockwerk unmittelbar am Weg zur Wurten-Alm.

Probe-Nr.	1	2	3	4	5
Gewichtsprozent					
SiO ₂	73,95	74,33	75,33	65,75	50,52
TiO ₂	0,28	0,18	0,13	0,56	0,61
Al ₂ O ₃	12,90	12,04	13,26	10,60	16,15
Fe ₂ O ₃	0,94	1,31	0,33	0,83	1,31
FeO	1,43	0,92	0,56	4,66	5,63
MnO	0,02	0,18	0,01	0,03	0,05
CaO	0,40	0,55	0,05	4,68	7,50
MgO	0,29	0,99	0,07	3,98	8,40
K ₂ O	6,23	7,18	6,79	1,33	2,67
Na ₂ O	2,46	0,34	3,36	2,51	2,92
H ₂ O bis 110° C	0,27	0,25	0,18	0,30	0,31
H ₂ O über 110° C	0,53	1,12	0,29	2,31	1,89
CO ₂	0,09	0,47	0,02	2,78	1,64
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,07	0,04	0,59
Gesamt-S	0,02	0,10	0,03	0,02	0,04
BaO	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	kaum nachweisbar	0,01	0,05	0,06
V ₂ O ₅	0,007	0,008	0,007	0,03	0,03
ZrO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	unter 0,01
U	0,012	unter 0,01 nicht mit Sicherheit nachgewiesen	nicht nachweisbar	unter 0,01 nicht mit Sicherheit nachgewiesen	nicht nachweisbar
Cl	kaum	wägbare Spuren	0,01	0,02	0,03
	100,02	100,06	100,54	100,50	100,37
Spezifisches Gewicht					
	2,66	2,69	2,61	2,73	2,85
Niggli-Werte					
si	428,0	464,8	477,5	262,8	126,1
al	43,9	44,3	49,6	24,9	23,7
fm	16,8	21,4	5,4	42,0	45,7
c	2,4	3,8	0,4	20,1	19,4
alk	36,9	30,5	44,6	13,0	11,2
k	0,62	0,94	0,54	0,27	0,27
mg	0,15	0,23	0,14	0,57	0,68
ti	1,0	0,8	0,8	1,7	0,01
p	0,3	1,9	0,2	0,1	0,6
co ₂	0,7	4,2	0,2	15,1	5,5
h	10,1	23,3	6,1	30,7	15,7

Nähere Erläuterungen des mikroskopischen Modalbestandes der chemisch analysierten Gesteinsproben Nr. 1 bis 5 siehe im Text (Seite 66, 86, 66, 68 und 27). Sämtliche Proben wurden von CH. EXNER gesammelt und im Jahre 1956 dem oben genannten chemischen Laboratorium zur Analyse übergeben. Die Gewichtsprozent und das spezifische Gewicht mit den feldgeologischen Arbeitsbezeichnungen der Gesteinsproben (vorläufige, durch die späteren petrographischen Ausarbeitungen überholte Gesteinsbezeichnungen) wurden publiziert im Sonderbericht 1956 des chemischen Laboratoriums, erstattet von K. FABICH und W. PRODINGER in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1957, p. 94 bis 98.

porphyroblastenschiefer auf. Ihnen ist 200 m ostnordöstlich der Fleiß-Kapelle eine basische Gesteinslage konkordant eingeschaltet, welche randlich in Prasinit übergeht. Die basische Lage erweist sich als Biotit-Chlorit-Albitgneis (Se 665).

Die volumetrische Zusammensetzung beträgt: Albit 50 Vol.%; Quarz 17; Chlorit 14,5; Biotit 9; rhomboedrisches Karbonat 9; Muskowit, Klinozoisit und Apatit 0,5 Vol.%.
Albit (0,8 mm. Plag I. Xenomorph. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz (xenomorph), Chlorit (1,5 mm) und Biotit (hellgelb bis olivbraun). — Ferner: Muskowit, Klinozoisit, Apatit und rhomboedrisches Karbonat.

Chemische Analyse siehe Seite 67, Probe Nr. 4.

Im Zuge intensiver Phyllonitisierung finden sich Weißschiefer. Ein solcher steht neben dem Güterweg, östlich über der Fleiß-Kapelle an (Se 1309).

Die Gemengteile sind: Muskowit (auch Quermuskowit vorhanden), Quarz und Leuchtenbergit (4 mm. Mitunter parallel verwachsen mit Muskowit. Auch Quer-Leuchtenbergit ist vorhanden). Es fehlt in diesem Gestein der Phengit.

4. Der 200 m mächtige Phengit-Mikroklinaugengneis des Weißenbach-Kares

Die Gneislamelle 3 streicht durch den W-Hang des Groß-Fleiß-Tales zum Weißenbach-Kar (P. 2522), wo sie infolge von Faltung um N—S-Achse bedeutend verdickt ist und durch tektonische Anschoppung eine Mächtigkeit von 200 m erreicht.

Zunächst ist Lamelle 3 nördlich der Fleißkehre der Großglockner-Hochalpenstraße als 60 m mächtiger Augengneis unter P. 1850 m aufgeschlossen. In diesem Augengneis befindet sich der verlassene Steinbruch nordwestlich des Gehöftes Pfeifer. Unter dem Gneis lagern 40 m mächtige Albitporphyroblastenschiefer und helle Glimmerschiefer.

Südlich des Bergsturz-Blockwerkes unter dem Kärntner Schareck steht südlich P. 2108 Albitporphyroblastengneis (Se 1330) an.

Hauptgemengteile: Albit (Plag II und I. Die Rundlinge sind 3 mm groß und führen unverlettes und verlegtes si), Quarz und Muskowit.

Ferner: Biotit (hellgelb bis olivgrün), Granat, Orthit (mit Epidotrand), Epidot, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

In der S-Rippe des Weißenbach-Kares, 300 m südlich der Weißenbachhütte, besteht Lamelle 3 aus Albitporphyroblastengneis (Se 1332), mikroklinführendem Biotit-Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten (Se 279) und aus einer Einlagerung von Biotitprasinit (Se 280).

Der erstgenannte (Se 1332) hat die Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Biotit (farblos bis olivgrün), Muskowit und Quarz. — Ferner: Orthit (Kornzerfall und Umwandlung zu Klinozoisit. Durch tektonisches Strömen entstehen linsenförmige Kleinkorn-Epidotschwärme als Pseudomorphosen nach ursprünglich großen Orthit-Einzelindividuen. Zu beobachten sind hier auch die gewöhnlichen Epidotsäume um Orthit), Epidot, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat. — Das Gestein ist bezüglich Albit präkristallin deformiert.

Der zweite (Se 279) führt als Hauptgemengteile: Mikroklinal (Knauf I. Xenomorph. Gelängt in s), Albit (Plag I. Rundlinge. Mengenmäßig gegenüber K-Feldspat vorherrschend. Porphyroblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Auch helizitische Einschlußzüge), Quarz (xenomorph. Gelängt in s), Phengit (farblos bis hellgrün) und Biotit (hellgelb bis grünlichbraun). — Ferner: Klinozoisit, Epidot, Titanit und Chlorit. — Präkristalline Deformation des Gesteines bezüglich der meisten Gemengteile.

Der Biotitprasinit (Se 280) zeigt die Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis rotbraun), Klinozoisit und Epidot (die Säulchen sind meist in s eingeregelt) und Oligoalbit (3 mm. Plag I. Rundlinge. Inverser Zonenbau. Der saure Kern ist scharf von der basischeren Hülle abgegrenzt. Der

Kern ist reich an Klinozoisit-Mikrolithen und zeigt einfache Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Die Hülle ist einschlußarm und unverzwillingt). — Ferner: Quarz und Chlorit.

Das herrschende Gestein im Weißenbach-Kar ist mittel- bis grobkörniger Phengit-Mikroklinaugengneis. Stellenweise kann man freisichtig etwas Biotit erkennen.

Hauptgemengteile (Se 1317): Mikroklin (perthitarm oder perthitfrei. Arm an Einschlüssen), Albit (Plag II und I. Xenomorph), Phengit (farblos bis hellgrün) und Quarz. — Ferner: Biotit, opake Substanz und Apatit.

In den stark verschieferten Typen kommt es häufig vor, daß neu gesproßter Albit gegenüber K-Feldspat überwiegt. Als Beispiel sei mikroklinführender Phengitgneis mit Albitporphyroblasten (Se 281 und 736), nördlich der Weißenbachhütte genannt.

Hauptgemengteile: Mikroklin (Knaf I. Xenomorph), Albit (Plag II und I. Rundlinge mit 3 mm Ø. Mengenmäßig den K-Feldspat überwiegend. Reich an Einschlüssen von Muskowit und Quarz), Quarz (xenomorph) und Phengit (farblos bis hellgrün). — Ferner: Granat, Biotit (hellgelb bis grünlichbraun), Apatit, Titanit und Epidot. — Präkristalline Deformation bezüglich der meisten Gemengteile. — Deutung: Deformierter Granit. Umkristallisation und Weiterwachsen des Albits. — S. PREY (1937 b) beschreibt aus dem Gneis des Weißenbach-Kares neben reinem Albit auch schwach inverszonaren Albit und Granat mit Einschlüssen von Rutilnadelchen, Quarz und Epidot.

Im Orthogneis des Weißenbach-Kares sieht man prächtige Walzen und Falten um N—S-Achse. Am schönsten ist die gegen W spitz zulaufende Falte im Granitaugengneis an der Bergkante nordöstlich P. 2522. Sie ist senkrecht zur N—S-streichenden Faltenachse auf 30 m Länge und 10 m Höhe aufgeschlossen. Die Lokalität befindet sich 50 m unter der Hangendgrenze des Granitgneises.

Vortrefflich kann man auch das keilförmige Ausspitzen des Granitgneises der Lamelle 3 südlich des Hinteren Moderecks, nahe bei P. 2500 beobachten. Mit der Durchbewegung und Spitzfaltung des Granitgneises geht eine Verquarzung und Weißschiefer-Bildung einher.

5. Die Fortsetzung im Kruml-Tal

Die Gneislamelle 3 keilt, wie wir gesehen haben, südlich des hinteren Moderecks aus. Sie ist hier lokal tektonisch ausgequetscht oder abgerissen.

Sie setzt wieder in der W-Flanke des Kruml-Tales in Begleitung von Quarzit und Dolomitmarmor in Seehöhe 2700 m zwischen Schwarzphyllit (unten) und Kalkglimmerschiefer (oben) ein. Die Stelle befindet sich genau östlich P. 2781. Das Gneisband bildet ein Gesimse. Es besteht in Seehöhe 2550 m aus Aplitgneis und Albitporphyroblastenschiefer (zusammen 25 m mächtig) und ist neben der kleinen Moräne bei der Quelle östlich P. 2553 aufgeschlossen. Der Gneis wird von Quarzit, Rauhwanke und Dolomitmarmor begleitet. Das Profil lautet hier von oben nach unten:

Kalkglimmerschiefer (Krumlkees-Kopf-N-Grat bei P. 2781), Mächtigkeit ca. 100 m,
Dolomitmarmor (2 m),
Quarzit (4 m),
Schwarzphyllit (10 m),
Kalkglimmerschiefer (40 m),
Schwarzphyllit (20 m),
Quarzit (8 m),
Gneislamelle 3, bestehend aus Aplitgneis und Albitporphyroblastenschiefer (25 m),
Quarzit (5 m),
Dolomitmarmor und Rauhwanke (1 m),
Schwarzphyllit.

In Seehöhe 2240 m bildet der Augengneis der Lamelle 3 zusammen mit Quarzit und Dolomitmarmor die auffallende Wandstufe südsüdwestlich „s“ des Wortes „Wasserfallalm“. Die petrographische Untersuchung der Proben von Seehöhe 2300 und 2250 m ergab: mikroklinführenden Phengitgneis mit Albitporphyroblasten (Se 824 und 841). Die Feldspatkörner sind 1,5 mm groß. Deutliche Lineation, hauptsächlich durch die Elongation des Phengits bedingt.

Hauptgemengteile: Mikroklin (Knaf I, xenomorph), Albit (Plag I, Rundlinge, Mengenmäßig und auch bezüglich der Korngröße über K-Feldspat überwiegend, Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz und Phengit (farblos bis hellgrün). — Ferner Biotit (in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Titanit und opake Substanz. — Präkristalline Deformation des Gesteines bezüglich Albit und Phengit.

Prächtig ist der Augengneis der Lamelle 3 nahe der Talsohle des Kruml-Tales, nordwestlich P. 1892 entwickelt. Die Feldspat-Augen erreichen 5 mm Größe. Das Gestein sieht dem Granitgneis des Weißenbach-Kares ähnlich und erreicht — wohl infolge stirnförmiger Anschoppung — 50 bis 60 m Mächtigkeit. Beim Abfluß des unteren Keesbodens (nördlich P. 1892) durchbricht der Kruml-Bach das Gneisband, das eine Härtlingsrippe aufbaut und von Quarzit begleitet wird.

Nun zieht Lamelle 3 in der E-Flanke des Kruml-Tales aufwärts. Das Gestein ist biotitführender Phengitgneis mit Mikroklinaugen. Untersucht wurden Proben aus Seehöhe 2290 m (Se 757, Die Lokalität befindet sich 500 m ost-südöstlich P. 2076) und aus Seehöhe 2700 m (Se 746; am Grieswies-Schwarz-Kogel-NNW-Grat, halbwegs zwischen P. 2781 und P. 2820). Das Gestein zeigt deutliche Lineation und 1 cm große Mikroclin-Augen.

Hauptgemengteile: Hart gegitterter Mikroklin (Knaf I, Karsbader Zwillinge vorhanden, Leistenförmige oder augenartige Umrisse, Einschlichtung in s. Zonare Einschlüsse von Albit im K-Feldspat, Längs Scherzonen und Spalten des K-Feldspates drang Substanz, des Grundgewebes in das Korn ein. Nachträglich erfolgte Wiederverheilung des K-Feldspates), Albit (Plag I, Rundlinge, Mengenmäßig und bezüglich der Korngröße gegenüber K-Feldspat zurücktretend, Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz, Biotit (hellgelb bis braun) und Phengit (farblos bis blaßgrün). — Ferner: Titanit, Epidot, Granat (Skelettformen), Orthit mit Epidotrand, Apatit, Chlorit und opake Substanz. — Die Deformation des Gesteines erfolgte präkristallin bezüglich der Glimmer und des Albits; hingegen postkristallin bezüglich des K-Feldspates, jedoch mit nachträglicher Regeneration. — Deutung: Deformiertes und rekristallisiertes granitisches Gestein.

Dieser Augengneis bildet den Süd-Fuß des langen Wandzuges, der das Roßkar vom Gamskar scheidet. Am Grieswies-Schwarz-Kogel-NNW-Grat ist der Augengneis 10 m mächtig. Er quert den Grat nördlich einer auffallenden Scharte, die sich 200 m nördlich P. 2820 befindet (siehe Tafel 8, Fig. 8).

Es ist uns bisher nicht gelungen, eine östliche Fortsetzung der Gneislamelle 3 aufzufinden. Unbefriedigend ist das geologische Kartenbild der Grieswies-Mäher auf unserer geologischen Sonnblick-Karte. Wir haben nämlich noch keine Begehung der Grieswies-Mäher vorgenommen, die vor Jahrhunderten, zur Zeit des Bergbaues am Grieswies-Schwarz-Kopf sogar durch einen Knappensteig, dessen Spuren noch zu sehen sind, zugänglich waren.

Die Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 3

Im Profil der Bogenitzen-Scharte liegt die „Trias“ auf dem oberen Band des Albitporphyroblastenschiefers (Tafel 7, Fig. 2). Die N-Flanke des Stellkopfes zeigt Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit und Grünschiefer auf dem quarzreichen Mikroklin-Albit-Muskowitgneis (Tafel 7, Fig. 4). Im Profil durch

die S-Flanke des Klein-Zirknitz-Tales (Tafel 7, Fig. 7) scheiden nur Kalkmarmor (15 m), Grünschiefer (2 m), Kalkmarmor (3 m) und Quarzit (2 m) Gneislamelle 3 von Gneislamelle 4. Das deutet eben wiederum darauf hin, daß Lamelle 3 bloß eine Teilschuppe von Lamelle 4 darstellt. Am linken Steilhang des Zirknitz-Tales beim sogenannten Wurfbalfen (Tafel 7, Fig. 5) wird der mikroklinführende Muskowitschiefer mit Albitporphyroblasten im Liegenden von Schwarzphyllit (2 m), Dolomitmarmor, Rauhwacke (1,5 m) und Quarzit (2 m) begleitet. In den Profilen des ENE- und N-Grates der Stanziwurten (Tafel 6, Fig. 8 und 9) liegen Quarzit, Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer auf dem Albitporphyroblastenschiefer.

Am Trogareck findet man im Liegenden der Gneislamelle 3 Kalkglimmerschiefer mit Zoisitporphyroblasten, Schwarzphyllit, Quarzit, Rauhwacke, Dolomit- und Kalkmarmor (Tafel 6, Fig. 6). Überlagert wird die Gneislamelle von Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit. H. P. CORNELIUS (1939) beobachtete in den Dolomitspänen am Kamm nördlich vom Trogareck (wahrscheinlich) Krinoidenglieder, bis fingerdick (siehe auch Seite 152).

Der Kalkglimmerschiefer mit Zoisitporphyroblasten (Se 1333), östlich P. 2233, Trogareck-SW-Flanke, führt als Hauptgemengteile: Rhomboedrisches Karbonat, Quarz, Zoisit (12 mm lange, dunkle, schlanke Säulchen. Verlegte helizitische Einschlußzüge graphitischer Substanz), Muskowit und graphitische Substanz. — Ferner: Turmalin (Zonenbau. Grüner Kern mit verlegten Einschlußzügen graphitischer Substanz. Hellgelber, einschlußfreier Randsaum).

Das unmittelbar Liegende des Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneises der Fleiß-Kapelle und Umgebung ist nur mangelhaft aufgeschlossen.

Steigt man vom Klein-Fleiß-Tal (P. 1552) durch die Schutrinne längs des westlichen Wandabbruches der Richardswand zu P. 1922 auf, so quert man von unten nach oben: granatführenden Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer (an der Basis mit Dolomitlinsen), Dolomitbreccien mit Kalkglimmerschiefer-Bindemittel. Im oberen Teil der Rinne und des Hanges findet man zwischen dem Kalkglimmerschiefer der Richardswand und dem Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis nur einige spärliche Schwarzphyllit-Aufschlüsse.

Im Hangenden des Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneises der Fleiß-Kapelle erkennt man verrutschte Partien von Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer nördlich W. H. Schachnern und bei Preinig (von der Erosion verschonte Deckkappe). Im Abstieg von der Fleiß-Kapelle nach Pockhorn folgen über Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis in etwas verrutschter Lagerung: Kalkglimmerschiefer (Kuppe, Seehöhe 1380 m), Dolomitbreccie (5 m. Dolomitlinsen in schwarzphyllitischem Bindemittel) und der Schwarzphyllit, der von Pockhorn zum Petrusbauern weiterstreicht.

In der W-Flanke des Groß-Fleiß-Tales begleiten Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit die Gneislamelle 3. An der S-Rippe des Weißenbach-Kares stellen sich auch Quarzit (1 m), Dolomitmarmor (3 m) und „Liasbreccie“ (Dolomitlinsen in Kalkglimmerschiefer-Bindemittel) ein.

Kalkglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Zoisit (Se 1312) findet man beim Aufstieg vom Groß-Fleiß-Tal ins Weißenbach-Kar.

Hauptgemengteile: Rhomboedrisches Karbonat, Quarz, Zoisit (12 mm lange Säulchen mit verlegten Einschlußzügen graphitischer Substanz), Albit (Plag I. Verlegte und unverlegte Einschlußzüge graphitischer Substanz), Muskowit und graphitische Substanz. — Ferner: Chlorit und Limonit.

Der Granitgneis des Weißenbach-Kares keilt unter dem Hinteren Modereck in Albitporphyroblastenschiefern aus, die ihrerseits von Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer, Quarzit und Kalkmarmor umhüllt werden (siehe Tafel 8, Fig. 5).

Im Kruml-Tal begleitet „Trias“ die Gneislamelle 3. Der darüber folgende Kalkglimmerschiefer erstreckt sich von P. 2781, nördlich des Krumlkees-Kopfes zur Wasserfall-Alm. Er baut den Grat zwischen Roß- und Gamskar auf und erreicht den NNW-Grat des Grieswies-Schwarz-Kogels südlich P. 2781. Westlich des Krumlkees-Kopfes finden sich in diesem Kalkglimmerschieferzug in der W-Flanke der Noë-Spitze 2 Grünschiefer-Einlagerungen. In Schwarzschieferlagen treten nesterweise albit- und quarzreiche Partien mit Zoisitnadeln auf, die mehrere Zentimeter lang sind.

Gneislamelle 4 (Rote Wand—Modereck-Decke)

1. Allgemeine Übersicht

Lamelle 4 ist die am großartigsten entwickelte Gneislamelle. Sie bildet die Basis eines höheren, von SW gegen NE aufgeschobenen Deckensystems (Glockner-Einheit, bestehend aus Seidlwinklserie, Brennkogelserie und sogenannter „Oberer Schieferhülle“ des Großglockner-Gebietes).

Die Gneislamelle 4 ist auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe 29 km lang im Streichen aufgeschlossen, entsprechend der Luftliniendistanz vom Grat wenig westlich der Weißenbach-Scharte bis zur Schlucht des Mallnitz-Baches bei Raufen im Mölltal. Nimmt man ihre nachgewiesene Erstreckung bis Kolbnitz im unteren Mölltal hinzu, so besitzt diese Gneislamelle eine streichende Länge von 40 km. Dabei ist sie maximal bloß 200 m mächtig, und zwar im Gebiete der Stanziwurten. Häufig ist ihre Mächtigkeit auf wenige Meter, oder sogar auf einige Dezimeter reduziert, z. B. im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde. L. KOBER (1955) nennt diese Gneislamelle, seine Modereck-Decke, treffend „ein schmales Deckblatt“!

Die Lamelle ist aus dem Mölltal bei Raufen längs der SW-Flanke der Sonnblickgruppe über die Rote Wand und Stanziwurten bis westlich der Weißenbach-Scharte verfolgbar. Sie verbreitert sich im Einzugsbereich des Seidlwinkl-Tales (Wustkogel, Diesbachkar) und streicht beim Gamskar-Kogel in den Bereich des Kruml-Tales.

Im Gebiete der Mallnitzer Mulde ist sie im umlaufenden Streichen dieser Synklinale verfolgbar. Sie hebt zwischen Niedersachsenhaus und Riffelhöhe gegen NW in die Luft aus.

Im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde verfolgen wir die Lamelle 4 von der Riffelhöhe zum Schareck-WNW-Grat, Baumbach-Spitze-S-Grat und Baumbach-Spitze-E-Flanke, Sparanger Kopf, Mittlerer und Vorderer Murauer Kopf, Geisel-Kopf-S-Grat, S-Seite der Wasserfallwand, Zedölnik und Mauternitz-Scharte bis zur S-Flanke der Lassacher Höhe.

Im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde läuft die Lamelle 4 vom Kamm südwestlich Niedersachsenhaus zur N-Flanke und zum NE-Grat des Scharecks, unter dem Keesauge vorbei, an der Basis der Steilwände des Sparanger, der Murauer und der Geisel-Köpfe zu den Tauscher Böden an der N-Seite der Wasserfallwand und dann nördlich unter die Steilwände des Zedölnik und der Krippenhöch, wo sie sich unter den Kalkglimmerschiefern des Lonza-Köpfls verliert.

Der Ausbiß der Gneislamelle 4 ist infolge der Hochgebirgsmorphologie wurmförmig und dürfte auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe etwa 100 km lang sein. Bemerkenswert ist auch die starke, nach W konvexe Ausbiegung zwi-

schen Stanziwurten und Weißenbach-Scharte, die durch die N—S-Faltenachsen verursacht ist. Lamelle 4 stellt den vortrefflichsten tektonischen Leithorizont innerhalb der Schiefer rund um den Sonnblick-Kern dar.

Das Gesteinsmaterial der Lamelle 4 ist vorwiegend ein mittel- bis kleinkörniger, Mikroklin oder Albit oder beide Feldspate führender, ebenflächig parallel-schiefriger, mitunter spitz gefalteter oder rotierter, grünlicher Gneis. Meist handelt es sich um Phengitgneis.

Im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde herrschen Stengelgneise oder Rotations-tektonite, da hier die Lamelle 4 in den Bereich der Stirntektonik vor der Front des Sonnblick-Kernes einbezogen ist. Im Bereich dieser Stirntektonik zeigen die kleingefalteten Stengelgneise sehr deutlich, daß der Mikroklin älter als die Walztektonik ist und nur geringfügige Rekrystallisation ohne blastische Anwachssäume aufweist. Ebenso findet man hier solchen Albit (Plag III, polysynthetische Verzwilligung und harmonische Mikrolithenfüllung), welcher älter ist als die Stirn-Walztektonik. Hingegen hat die Kristallisation des jüngeren Albits (Plag II und I, wenige oder keine Zwillinglamellen, nur schwache oder keine Mikrolithenfüllung), des Phengites und des Quarzes die Stirn-Walztektonik zeitlich überdauert.

In Wechsellagerung oder im geologischen Verbannde mit den Phengitgneisen treten Phengitschiefer und Phengitquarzite auf. Mikroklin findet sich in vielen dieser Schiefer sowohl im Grundgewebe als auch als echter Porphyroblast mit helizitischen Einschlußzügen, die sich aus Biotit, Phengit und Quarz zusammensetzen. Wir fanden solche **eindeutige Mikroklinporphyroblasten** anstehend im Phengitschiefer des Mölltales (rechtes Möllufer, südsüdwestlich Rojach) und in der S-Flanke des Hinteren Moderecks. In der Mallnitzer Mulde konnten wir Mikroklinporphyroblasten innerhalb Lamelle 4 nicht auffinden. Sie scheinen dort infolge des schwächeren Wirkungsbereiches der alpidischen Metamorphose in der tektonisch verhältnismäßig hohen Lage zu fehlen. Albitporphyroblasten sind viel häufiger und treten im gesamten Bereich der Lamelle 4 auf. Örtlich nimmt die Albitblastese derart zu, daß große Körper von Phengit-Albit-Knotenschiefern und -Knotengneisen zu beobachten sind. In den Phengitschiefern und Phengitquarziten überdauerte die Kristallisation des Phengites, Quarzes und eines großen Teiles der Mikrokline und Albite die differentielle Gesteinsdurchbewegung. Älter waren manche Grundgewebs-Mikrokline und eventuell manche Albite vom Typ Plag II.

Eine Ausnahme bildet der Bereich in der Nähe der jungen Mölltal-Störung (Groppenstein, Unterwolligen, Außerfragant, Grafenberg), wo postkristalline Deformationen den Phengit, die Feldspate und den Quarz ergriffen haben. Man findet dort den Quarz intensiv in s gelangt und zu Überindividuen gruppiert mit komplizierter Verzahnung der Einzelkörner. Da handelt es sich natürlich um den jüngsten Akt der postkristallinen Mylonitisierung an der spätpalpidischen Störungszone.

In den Phengitgneisen und -schiefern treten an der Stanziwurten-W-Flanke, ferner am rechten Möll-Ufer südlich Rojach, dann westlich über der Weißenbach-Scharte, im Sockel des Hinteren Moderecks und bei P. 2971 konkordante Linsen (0,15 m mächtig) von Turmalinpegmatit und Turmalinquarzknauern auf. Die 8 cm langen Turmaline sind in der Regel mechanisch unversehrt und auch als Turmalinsonnen entwickelt. Unter den Neben-Gesteinen fallen besonders die „Trias“-Quarzite in Begleitung der Gneislamelle 4 durch reichliche Turmalinporphyroblasten auf, die z. B. auf der Stanziwurten 2 cm lang werden.

Ferner fanden wir im Bereiche der Stanziwurten-W-Flanke eine 6 m mächtige, konkordante Prasinitlage sehr kompakten Charakters (vielleicht ehemaliger basischer Gang) im feinkörnigen Phengitgneis.

Schachbrettalbit ist in Lamelle 4 besonders im Gebiete der Mallnitzer Mulde häufig.

Schließlich trafen wir auch in Lamelle 4 Granat-Plagioklas-Muskowit-Chloritgneis von der Art des uns aus Lamelle 1 und 2 bereits hinlänglich bekannten altkristallinen hybriden Aplitgneises an. Der Plagioklas ist Oligoalbit mit inversem Zonenbau. In seiner Begleitung gibt es Albit-Muskowit-Chloritgneis, Biotit-Phengit-Albitgneis und Phengit-Albitgneis.

2. Das genetische Problem der Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite und unsere vorläufige Interpretation

Die zuletzt genannten Granat-Plagioklas-Muskowit-Chloritgneise und ihre unmittelbaren Begleiter sind natürlich Abkömmlinge des polymetamorphen Altkristallins der Tauern, wie sich dies ja schon aus dem geologischen Verband und aus der Petrographie der Lamellen 1 und 2 ergab. Für die Prasinitlage in der W-Flanke der Stanziwurten kommt ein basischer Gang als Ausgangsmaterial in Betracht, wenn auch ein basisches Ergußgestein (z. B. Melaphyr) nicht absolut auszuschließen ist. Daß die Turmalinpegmatite saure Mobilisate darstellen und die mehrere Zentimeter langen Turmalinkristalle und die unverletzten Turmalinsonnen nicht die alpidischen Differentialbewegungen überstanden haben können, sondern ihre Kristallisation jünger als die alpidische Hauptbewegung ist, erscheint ebenfalls sonnenklar.

Ein interessantes genetisches Problem hingegen geben uns die Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite auf. Sie können ursprünglich gewesen sein:

- a) Granitgneise von der Art der Tauern-Zentralgneise,
- b) „permische“ Keratophyre, Porphyre oder deren Tuffe, oder
- c) „permische“ Arkosesande, Tone und Quarzsande. „Permisch“ deswegen, weil die „Trias“ vorwiegend im geologischen Verband der Gneislamelle 4 auftritt.

Zur petrographischen Behandlung dieses genetischen Problems haben wir 125 Gesteinsproben der Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite möglichst gleichmäßig an den wesentlichsten Aufschlußpunkten dem Anstehenden der Lamelle 4 entnommen und in 60 Dünnschlifen untersucht.

Bevor wir die feldgeologischen und mikroskopischen Details schildern, sei unsere zusammenfassende vorläufige genetische Interpretation sogleich vorweggenommen.

Wir haben den Eindruck erhalten, daß es sich hauptsächlich um Blastomylonite nach ursprünglichen Granitgneisen von der Art der Tauern-Zentralgneise (Typus: Granitgneis mit Vormacht des K-Feldspates) handelt.

Unserer Meinung nach lag ein variszischer Granitkörper analog dem Ahnen des Sonnblick-Zentralgneises, in weiten Bereichen im Süden und Südwesten der heutigen Sonnblickgruppe (südpenninischer Raum). Auf ihm und seinem Alten Dach wurden die mächtigen „mesozoischen“ Sedimente und basischen Vulkanite der Glockner-Einheit abgelagert. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurde dieser Granitsockel skalpiert, gegen NE verschliffen, strudelteigförmig ausgewalzt, verknetet, zerbrochen und mitsamt der Glockner-Einheit als gewaltiges Deckensystem über die bisher besprochenen Tauernserien aufgeschoben. Der Granit wurde zu Granitgneis und zu Gneisphyllonit umgearbeitet. Lokal kam

es infolge metamorphen Lösungsumsatzes zum Verschwinden von Feldspaten und damit zur Ausbildung von Quarzschiefern und Quarziten. Rekrystallisation setzte ein. An Stelle der Granitglimmer (Biotit) bildete sich Phengit. Kalinatronfeldspat erlitt weitgehende Austreibung der Albitsubstanz (Verschwinden des Perthits und Ersatz durch recht reinen K-Feldspat) und Gitterstörung (sehr harte Mikroklingitterung, hohe optische Achsenwinkel bis zu Isomikroklin). Im metamorphen Schwachwirkungsbereich beobachten wir K-Feldspat-Blastese (K-Feldspat-Porphyroblasten und blastische K-Feldspat-Anwachssäume um Bruchstücke der älteren Granit-K-Feldspate). Ähnlich wie die Adulare der alpinen Mineralklüfte entstanden in den Phengitgneisen auch Neubildungen von nach dem Baveno-Gesetz verzwilligten K-Feldspaten. Wir erinnern uns, daß analog auch in Gneisphylloniten am Rande des Sonnblick-Kernes Baveno-Zwillinge vorkommen (siehe Seite 22). Sehr allgemein auch in Gneislamelle 4 ist Albit-Blastese in manchen Phengitgneisen und besonders in phengitischen Schiefen, die wir als Gneisphyllonite deuten möchten.

Untergeordnet können „permische“ Keratophyre und Porphyre (eventuell ebenfalls mit nach dem Baveno-Gesetz verzwilligten K-Feldspat-Einsprenglingen) am Aufbau der Phengitgneise von Gneislamelle 4 beteiligt sein. Wir haben allerdings weder idiomorphe Porphy Quarze noch Andeutungen von magmatischen Korrosionsschläuchen aufgefunden.

Recht wahrscheinlich ist auch eine Mitbeteiligung von Arkosesanden, Tonen und Quarzsanden „permischen“ Alters am Aufbau des Ursprungsgesteines der Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite. Eine Abgrenzung gegenüber den blastomylonitischen Granitgneisabkömmlingen und ihren blastischen Gneisphylloniten (Phengitschiefer und Phengitquarzite) erscheint im untersuchten Bereich der Gneislamelle 4 der geologischen Karte der Sonnblickgruppe derzeit schwer möglich.

Bei den folgenden Gesteinsbeschreibungen werden wir unter der Rubrik „Deutungsmöglichkeit“ jeweils auch die positiven Gesichtspunkte für die Deutungen b) und c) mitberücksichtigen, um zugleich die Gesteinstypen zu markieren, die in stofflicher oder struktureller Hinsicht am ehesten auf Keratophyre, Porphyre, vulkanische Tuffe, Arkosesande, Tone und Quarzsande hinweisen. Späteren Bearbeitungen soll unsere eigene, subjektive, soeben vorgebrachte Interpretation, die sich übrigens im wesentlichen mit der klassischen Auffassung der bisherigen Bearbeiter (M. STARK, L. KOBER, S. PREY) deckt, nicht hinderlich im Wege stehen.

3. Gneislamelle 4 in der S- und W-Flanke der Sonnblickgruppe

Die Gneislamelle 4 ist außerhalb der geologischen Karte der Sonnblickgruppe im Unteren Mölltal bei Kolbnitz aufgeschlossen (CH. EXNER 1962 c). Sie tritt bei Raufen, nordwestlich Obervellach in den Bereich unserer Karte.

Im Profil der Mallnitz-Schlucht (Tafel 7, Fig. 12) steht 30 m mächtiger Phengit-Mikroklinaugengneis an, auf dem auch die Burg Groppenstein erbaut zu sein scheint. Die Mikroklinaugen sind bis 1,5 cm lang (eckige Umrissform, gelängt in s, Querklüftchen senkrecht s). Albit und Biotit treten mengenmäßig zurück. Spitzwinkelig zum Haupt-s wird das Gestein von jüngeren, bezüglich der Feldspate, des Biotites, Phengites und Quarzes postkristallin betätigten Bewegungsflächen durchzogen. Die Nähe der sehr jungen Mölltal-Störung verleiht dem Gestein den postkristallinen Deformationscharakter. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis.

Nördlich Semslach und Söbriach findet sich der Gneis der Lamelle 4 nur in Spuren. Er ist dann wieder im Profil der Reißbach-Schlucht (Tafel 7, Fig. 11) gut aufgeschlossen, und zwar mit „Trias“-Begleitung.

In der Schlucht des Wollnitz-Baches nördlich Kleindorf kann man Lamelle 4 in 2 Lagen beobachten. Die eine ist 30 m, die andere 2 m mächtig. Sie bestehen aus Phengit-Mikroklinaugengneis mit Einschaltung und Überlagerung von Albitporphyroblastenschiefer und „Trias“ im Liegenden und Hangenden (Tafel 7, Fig. 10). Der Phengit-Mikroklinaugengneis enthält 2,5 mm große Mikroklinaugen (Leistenform und Karlsbader Zwillinge der ursprünglichen K-Feldspate noch teilweise erhalten; eckige Zerbrechung und Einschlichtung der Trümmer in s; harte Mikroklingitterung; hohe Werte des optischen Achsenwinkels bis zu Isomikroclin). Nicht nachgewiesen wurden Biotit und Albit. Postkristalline Deformation des K-Feldspates, Phengites und Quarzes. Nähe der Mölltal-Störung. Das Gestein hat auch megaskopisch ein diaphthoritisches Aussehen. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis.

Der Albitporphyroblastenschiefer derselben Lokalität erweist sich als mikroklinführender Muskowitschiefer. Mikroklin bleibt klein (unter 0,8 mm) und zeigt rundliche Umrißform. Albit überwiegt mengenmäßig. Biotit und Phengit fehlen. Muskowit ist postkristallin gequält. Deutungsmöglichkeit: Arkose mit späterer Albitblastese.

Nordwestlich Laas, bei dem Gehöfte Illenig, und an der Bergkante im Walde bei P. 1191 findet man die Lamelle 4 anstehend: Phengit-Mikroklinaugengneis mit wahrscheinlicher Kalifeldspat-Blastese. Die Mikroklinaugen sind bis 6 mm groß (eckige und rundliche Umrißform; Zerbrechungserscheinungen und Reste von Karlsbader Zwillingen vorhanden; Bavenoer Zwillinge; blastische Mikroklin-Randsäume und aggressives Vordringen des K-Feldspates gegen Albit). Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis oder Keratophyr. Blastomylonit. Rekristallisation und Blastese von K-Feldspat, Albit, Quarz und Phengit. Erst nach unserer Kartierung wurde der neue Güterweg angelegt, der ober dem Gehöft Illenig jetzt prächtig die Gneislamelle 4 und die „Trias“ aufschließt. Diese neuen Aufschlüsse konnten nicht mehr in die vorliegende Untersuchung mitaufgenommen werden.

Im Profil von der Ochsgreutwand zur alten Rollbahn bildet der Augengneis der Lamelle 4 eine kleine Steilstufe zwischen Glimmerschiefern (unten) und Kalkglimmerschiefer (oben).

Nördlich Kreuzbödele steht an der Trasse der alten verlassenen Rollbahn des einstigen Kupferbergbaues Großfragant die Lamelle 4 als Phengit-Mikroklinaugengneis mit wahrscheinlicher Kalifeldspat-Blastese an. Die Mikroklinaugen sind 6 mm groß und verhalten sich so wie im vorgenannten Gestein (bei P. 1191, nordwestlich Laas). Die Verwachsung von Mikroklin und Albit (Plag II und I) gibt hier noch einen zusätzlichen Hinweis auf wahrscheinlich vorhandene Kalifeldspat-Blastese. Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit wie oben.

Nördlich des Groß-Fragant-Baches, östlich P. 1977, findet sich Phengitgneis mit 6 mm großen, einsprenglingsartig scharf begrenzten Mikroklinkristallen (Bavenoer Zwillinggruppen). Plagioklas und Biotit konnten nicht festgestellt werden. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis mit Mikroklinblasten (Bavenoer Zwillinge) oder Keratophyr mit alten K-Feldspat-Einsprenglingen. Unmittelbar im Liegenden des Gneises folgt „Trias“, und zwar Quarzit und 10 m mächtiger Dolomitmarmor.

Am Eck-ENE-Kamm ist der Augengneis 50 m mächtig und wird hangend und liegend von „Trias“ begleitet (Tafel 7, Fig. 9).

Sehr gut aufgeschlossen ist Lamelle 4 im östlichsten Ausläufer der Melen-Wände bei P. 2126 (ober der Büchler-Alm im Klein-Fragant-Tal). Der Gneis ist hier 65 m mächtig und besitzt eine Einlagerung von dunklem Albitporphyroblastenschiefer (Tafel 7, Fig. 8). Wiederum handelt es sich um Phengitgneis mit einsprenglingsartigen, bis 6 mm großen Mikroklinaugen (scharfe Umrisse oder linsenförmig in s eingeschichtet und in s gelängt; Bavenoer Zwillinge). Albit tritt mengenmäßig zurück. Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis oder Keratophyr. Blastomylonit mit eventuell zusätzlicher Kalifeldspat-Blastese. Im Hangenden und Liegenden des Gneises „Trias“.

Im Gebiete der Roten Wand erreicht der Gneis der Lamelle 4 etwa 100 m Mächtigkeit. Im Liegenden und Hangenden wird er von „Trias“ begleitet (Tafel 7, Fig. 2 und 3). Eventuell ist unsere Mächtigkeitsangabe nicht gut. Wir sind nicht über die Wand geklettert. Blickt man vom Hohen Sonnblick auf die Wand, so hat man den Eindruck, daß etwa in der Mitte der Gneiswand ein schwarzes Band (? Schiefer) durchzieht. Das könnte eventuell eine tektonische Verdoppelung der Gneisserie bedeuten. Das dunkle Band scheint auch in der Wand unter dem Stellkopf in halber Höhe durchzustreichen. Diese Verhältnisse sind noch zu erforschen! In der SW-Flanke des Sonn-Kopfes beobachteten wir 1,5 cm lange Mikroklinaugen im Augengneis. Sie sind deutlich zertrümmert und linsenförmig ausgezogen. Es finden sich dort auch aplitische Injektionslagen im Augengneis. Übergangsreihen von den Augengneisen zu feinkörnigen Gneisen, zu Phengitschiefern und Phengitquarziten sind mehrfach im Gebiete der Roten Wand zu beobachten. Unter dem Mikroskop erkennt man Karlsbader und Bavenoer Zwillinge der Mikroklinaugen und man findet blastische Randsäume des K-Feldspates, die auf Kalifeldspat-Blastese, zumindest bezüglich der randlichen Teile der Feldspat-Trümmer, schließen lassen. Albit tritt in einigen Proben auffallend zurück, ist in anderen jedoch in beträchtlichen Mengen vorhanden. Biotit kann häufig beobachtet werden. In stark postkristallin bezüglich Quarz beanspruchten Gesteinstypen findet man den Quarz in s gelängt und infolge einheitlicher Korngefügeregelung zu Überindividuen gruppiert. Als Deutungsmöglichkeiten für den Phengit-Mikroklinaugengneis der Roten Wand kommen wiederum die Deutungen als deformierter Granitgneis oder als Keratophyr in Betracht. Jedenfalls handelt es sich um einen Blastomylonit. Als zusätzlicher Vorgang ist auch eine gewisse Kalifeldspat-Blastese wahrscheinlich.

Die Lamelle 4 ist am N-Grat des Stellkopfes (Tafel 7, Fig. 4), im Kar nördlich unter der Kluid-Scharte, am Hilmersberg-NNW-Kamm (Tafel 7, Fig. 7), im Profil des linken Steilhanges des Zirknitz-Tales (Tafel 7, Fig. 7) und unter der Kluid-Kaser häufig mit „Trias“-Begleitung aufgeschlossen.

Am rechten Ufer des Zirknitz-Baches, nördlich P. 1382, steht Phengit-Mikroklinaugengneis mit 4 mm großen Mikroklinaugen an (Bavenoer Zwillinge, runde Umrißform, blastische Randsäume, Verwachsungen mit Albit). Albit ist in beträchtlicher Menge vorhanden. Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis mit wahrscheinlicher Kalifeldspat- und Albit-Blastese. „Trias“ findet sich im Liegenden des Gneises (Tafel 7, Fig. 6)

Auf der Stanziwurten (Taf. 6, Fig. 5) wird der Gneis 200 m mächtig und führt Quarz-Turmalin-Eisenglanz-Adern. „Trias“ findet sich im Hangenden und im Liegenden. Es handelt sich um Phengit-Mikroklinaugengneis. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis, Blastomylonit.

An der Trogareck-SW-Flanke, südwestlich P. 2645, steht Phengit-Mikroklinaugengneis mit 4 mm großen Mikroklinaugen an (gelängt in s, Zwillinge nach Karlsbader und Bavenoer Gesetz). Albit tritt zurück oder fehlt. Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit: Blastomylonit.

In der Stanziwurten-W-Flanke, westsüdwestlich P. 2222, findet sich in Seehöhe 2007 m kleinkörniger Phengitgneis mit Mikroklin und Albit. Die Feldspate sind in s gelängt. Ihre Korngröße bleibt unter 1 mm. Mikroklin zeigt keine Zwillinge und erweist sich als xenomorph mit harter Gitterung und frei von Perthit. Albit ist als Plag II und I, mitunter mit schwacher Hellglimmer-Mikrolithenfülle entwickelt. Biotit fehlt. Phengit erweist sich als parakristallin deformiert. Auch Quer-Phengit kommt vor. Deutungsmöglichkeit: Blastomylonit. Eventuell Arkosesandstein.

In diesem kleinkörnigen Phengitgneis steckt konkordant ein 6 m mächtiges, dunkles, feinkörniges, schweres Gestein, das sich unter dem Mikroskop als Hornblende-Biotit-Chloritprasinat zu erkennen gibt (siehe mikroskopische Beschreibung Seite 89) und wahrscheinlich ein metamorphes basisches Ganggestein darstellt. Es wird von einer grünlichen, reichlich mit Albitknoten versehenen, 1 m dicken Randzone (wahrscheinlich ehemaliges Salband) beiderseits umgeben. Die Gesteinslage ist auf verrutschtem Terrain unter Mauerboden sehr frisch längs des Steiges zwischen Seehöhe 2100 und 2150 m aufgeschlossen. Der basische Zug streicht N 73° W und fällt 42° S. Auf den Klüften des basischen Gesteines findet man Turmalinsonnen. Die einzelnen Turmalinsäulchen erreichen 5 cm Länge.

In unmittelbarer Nähe dieses basischen Gesteines beobachtet man in Seehöhe 2070 m im kleinkörnigen Phengitgneis konkordante Pegmatitlinsen mit viel Turmalin (8 cm lange Säulen), die seitlich in konkordante Quarzadern übergehen (mit Bergkristall und Eisenglanz). Die turmalinführenden Pegmatitlinsen erreichen 0,15 m, die Quarzadern 0,4 m Mächtigkeit (Tafel 6, Fig. 10). Turmalinführender Pegmatit findet sich auch weiter unten am selben Hang beim Bauernhof Malig und in Lesesteinen am rechten Möllufer, südsüdwestlich Rojach. Andere konkordante Linsen von Turmalinpegmatit in der Gneislamelle 4 fanden B. GRANIGG (1906, p. 379) unter der Kluid-Alm im Zirknitz-Tal und A. HOTTINGER (1931, p. 168) mit J. NEHER am Hinteren Modereck. Wir kennen Turmalinquarzknauern im Gneis der Lamelle 4 auch westlich über der Weißenbach-Scharte.

An den Aufschlüssen des rechten Möllufers, südsüdwestlich Rojach läßt sich innerhalb der Lamelle 4 bequem die mannigfaltige Serie der Phengitgneise, Phengitschiefer, Phengitquarzite, Albitporphyroblastenschiefer usw. studieren. Die Gneislamelle wird von Quarziten und Dolomitmarmoren der „Trias“ überlagert. Wir beobachten hier:

Phengit-Mikroklinaugengneis mit 3,5 mm großen Mikroklinaugen (keine Zwillinge; Verwachsung und Durchdringung mit 0,8 mm langem, leistenförmigem Albit). Biotit fehlt. Deutungsmöglichkeit: Blastomylonit, eventuell mit teilweiser Kalifeldspat-Blastese. Fundort: Rechtes Möllufer, 400 m nordwestlich Eichhorn.

Kleinkörniger, mikroklinreicher Phengitgneis. Die xenomorphen Mikroklinkörner sind 1,5 mm groß, in s gelängt, perthitfrei, hart gittert, frei von Zwillingen und reich an Einschlüssen des Grundgewebes, das amöbenförmig umfaßt wird. Albit ist als Plag II und I, mitunter mit schwacher Fülle von Hellglimmermikrolithen entwickelt und tritt mengenmäßig gegenüber K-Feldspat zurück. Ganz wenig Biotit ist vorhanden. Phengit erweist sich als parakristallin defor-

miert (Querphengit vorhanden). Deutungsmöglichkeit: Blastomylonit. Wahrscheinlich beträchtliche Blastese des K-Feldspates. Fundort: Rechtes Möllufer, schräg gegenüber Rojach.

Phengit-Quarzschiefer. Feldspate fehlen. Kleine Biotitschüppchen sind vorhanden. Deutungsmöglichkeit: Gneisphyllonit nach Art der Weißschiefer. Oder sedimentogener Schiefer. Fundort: Rechtes Möllufer zwischen Rojach und Eichhorn.

Phengitschiefer mit **Mikroklinporphyroblasten**. Dunkelgraugrüner, silbrig glänzender, hauptsächlich aus Phengit bestehender Schiefer.

Der Phengit ist parakristallin deformiert. Seine Schuppen werden 2,2 mm lang. Auch Querphengit vorhanden. Untergeordnet sind kleine Biotitschüppchen erkennbar. Farblose, 2 mm dicke Linsen oder feine, farblose, spitzgefälte Zeilen geben sich unter dem Mikroskop als Kleinkornpflaster, bestehend aus Quarz und Mikroklin zu erkennen. Hier befinden sich die xenomorphen, in s gelängten **Mikroklinporphyroblasten** mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen. Sie sind bis 0,75 mm lang. Die helizitischen Einschlüsse bestehen aus Biotit, Phengit und Quarz. Deutungsmöglichkeit: Gneisphyllonitisches oder sedimentogenes Gestein. Sicher ist hier das blastische Wachsen des K-Feldspates. Fundort: Rechtes Möllufer, schräg gegenüber Rojach.

Mikroklinführender Muskowitquarzit. Ebenflächig-parallelschiefrig. Deutliche Lineation. Die Muskowitblättchen sind 0,7 mm lang. Mikroklin erreicht ebenfalls 0,7 mm Korngröße (xenomorph, perthitfrei, Mikroklingitterung, einschlußfrei). Deutungsmöglichkeit: Arkosesandstein oder Gneisphyllonit. Fundort: Rechtes Möllufer, schräg gegenüber Rojach.

Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten. Grünlicher, ebenflächig parallelschiefriger bis flasriger Phengitschiefer mit maximal 1,5 mm großen Albiten (Porphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile). Deutungsmöglichkeit: Sedimentogener Schiefer oder Gneisphyllonit. Jedenfalls Blastese von Albit. Fundort: Rechtes Möllufer, zwischen Rojach und Eichhorn.

Nun folgt eine Lücke der Gneisaufschlüsse. Der Verlauf der Lamelle 4 ist zwischen dem zuletzt genannten Punkt schräg gegenüber Rojach im Mölltal und dem Gebiet der Weißenbach-Scharte nur durch „Trias“-Quarzit und -Dolomitmarmor markiert. Es ist der Quarzitzug westlich Pockhorn (westlich Kirche P. 1113, Möllfall und westlich P. 1228) und in der S- und W-Flanke des Kärntner Scharecks (westlich Sepp-Alm und E-Grat des Kärntner Scharecks).

Erst 400 m westsüdwestlich Weißenbach-Scharte steht Phengit-Mikroklinaugengneis mit 5 mm großen Mikroklinaugen wiederum an (eckig begrenzte Splitter einst größerer K-Feldspatkörner; stellenweise sind noch Ader- und Fleckenperthit reliktsch erhalten; ansonsten meist perthitfrei; Karlsbader Zwillinge; einschlußarm). Albit tritt mengenmäßig zurück. Biotit fehlt. Parakristalline Deformation des Phengits. Deutungsmöglichkeit: Arkosegneis und deformierter Granitgneis. Blastomylonit. Unter und über dem Gneis liegt „Trias“ (Quarzit und Dolomitmarmor). Auch am Grat westlich über der Weißenbach-Scharte steht der Gneis an und macht hier den Eindruck eines Arkosegneises. Quarzknuern mit Turmalin treten in ihm auf (Tafel 6, Fig. 2).

Östlich der Weißenbach-Scharte besteht Lamelle 4 aus Albitporphyroblastenschiefern, die mit „Trias“ und Breccien verschuppt sind. Sie nehmen gegen E an Mächtigkeit zu (Tafel 6, Fig. 1). Diese Serie baut das breite Plateau beim Kees südwestlich des Hinteren Moderecks auf und erreicht in der markanten Gratzacke P. 2971 eine Mächtigkeit von 75 m, wozu noch zusätzlich die ver-

schuppten, etwa 15 m mächtigen Hangendlagen hinzukommen. Gesteine dieser Serie aus der S-Flanke des Hinteren Moderecks erweisen sich als:

Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten und mit kleinen **Mikroklinblasten**. Es ist ein graugrüner, silbrig glänzender Phengitschiefer mit winzigen Biotit-schüppchen und mit 4 mm großen Albitaugen (Rundlinge mit verlegten und unverlegten helizitischen Einschlusszügen der übrigen Gemengteile). Die in s gelängten, xenomorphen **Kalifeldspat-Blasten** sind bis 1,2 mm groß und führen unverlegte helizitische Einschlusszüge von Phengit. Es handelt sich um hart gegitterten, perthitfreien und zwillingsfreien Mikroklin. Deutungsmöglichkeit: Gneisphyllonit oder Arkoseschiefer. Sicher ist die Blastese von Albit und K-Feldspat.

Mikroklinführender Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten. Fundort wie oben. Die Albitaugen werden bis 5 mm groß und sind reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Hingegen tritt Mikroklin (Knaf I, perthitfrei, keine Zwillinge, xenomorph, gelängt in s, harte Mikroklingitterung) nur als kleine akzessorische Kornart auf. Deutungsmöglichkeit: Metamorpher Arkoseschiefer oder Gneisphyllonit. Jedenfalls starke Albitsprossung.

Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten. Fundort und Ausbildung wie oben. Es fehlt K-Feldspat.

Auf dem steilen Gratzacken der Spitze P. 2971 findet sich in den Albitporphyroblastenschiefern häufig Turmalin. In der östlich davon gelegenen Scharte ist die Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer (Liegendes) und Albitporphyroblastenschiefer (Lamelle 4) scharf ausgeprägt.

Außerhalb der geologischen Karte der Sonnblickgruppe nehmen diese Gesteine große Flächen im Bereiche des Diesbach-Kares und des Vorderen Moderecks ein. Den wasserscheidenden Kamm zum Kruml-Tal überqueren sie nördlich und südlich des Gamskar-Kogels, wo wir sie auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe wiederum festgehalten haben (Tafel 8, Fig. 2 und 3).

Der Augengneis nördlich des Gamskar-Kogels hebt über der „Trias“ im Steilhang westlich Rohrmoser Alm aus. Der Albitporphyroblastenschiefer südlich des Gamskar-Kogels verschwindet ebenfalls unter dem Hangschutt südwestlich der Rohrmoser Alm. Die tektonische Fortsetzung der Lamelle 4 streicht als „Trias“ zur Goldlackl-Scharte und zur Ebenheit westlich P. 2716 am Grieswies-Schwarz-Kogel-NE-Grat weiter. Die zu fordernde Fortsetzung in den Grieswies-Mähdern konnte bisher nicht gefunden werden.

Erst jenseits des Kessels von Kolm-Saigurn tritt Gneislamelle 4 in den Flanken des Scharecks wiederum deutlich in Erscheinung.

4. Gneislamelle 4 im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde

Im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde sind die Gneise der Lamelle 4 intensiv rotiert, zu Stengelgneisen umgeformt und im Zentimeter- und Meterbereich gefältelt. In der Regel sind sie steil aufgerichtet.

Der NW-Abschluß im umlaufenden Streichen der Muldenstruktur der Lamelle 4 wird durch das Quarzitband der Riffelhöhe dargestellt.

Am Schareck-WNW-Grat, 15 m über P. 3005 stellt sich Phengit-Mikroklinaugengneis mit 2 mm großen Mikroklinaugen ein, den wir bereits in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein auf Seite 114 beschrieben haben. Nachzutragen ist, daß es sich nicht um Muskowit, sondern um stark pleochroitischen Phengit handelt. Die Mikrokline sind — wie schon erwähnt — sehr deutlich postkristallin deformiert, zerrissen und scheibenförmig

gespalten, wobei die einzelnen Teile auseinandertriften. In den Mikroklinbruchstücken erkennt man noch Relikte von Karlsbader Zwillingen. Hingegen hat die Kristallisation des Albits die Gesteinsdurchbewegung zeitlich überdauert.

Nach Unterbrechung durchs Wurten-Kees findet sich die Lamelle 4 am SSE-Grat der Baumbach-Spitze wieder (Tafel 4, Fig. 5). Das Profil zeigt 1,5 m mächtigen Phengit-Mikroklinaugengneis zusammen mit „Trias“ an der Basis jenes Quarzitzuges, der in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, Seite 71, Abb. 7 mit der Signatur Nr. 3 (rechts unten) gekennzeichnet ist. Dieser Phengit-Mikroklinaugengneis ist ein Rotationstektonit mit kräftiger Lineation und mit Inselgefüge im Querbruch. Die Mikroklinaugen sind 4 mm groß (perthitfrei; harte Mikroklingitterung; Kornzerfall; starke Zerschierung; keine Zwillinge). Etwas Biotit ist vorhanden. Die Kristallisation des Albits und des Phengits überdauerte die Rotationstektonik. Hingegen ist K-Feldspat älter als die Walztektonik. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis (siehe auch Seite 73).

Lamelle 4 zieht über die Wände östlich der Baumbach-Spitze unter das Schlappereben-Kees zur NW-Flanke des Sparanger Kopfes und unter P. 2948 vorbei längs des Sparanger Kees zum Mittleren Murauer Kopf (P. 2988). Südlich der Baumbach-Spitze sind die Eintragungen der „Trias“ auf der geologischen Karte der Umgebung von Gastein falsch. P. 3020 ist eine Kuppe im Schwarzschiefer-Grat.

Die Gneislamelle 4 ist im Profil des Mittleren Murauer Kopfes (Tafel 4, Fig. 3) 10 m mächtig. Hier findet sich Kalkglimmerschiefer im Schwarzschiefer unter der Lamelle 4. Im Hangenden der Lamelle 4 folgt „Trias“, deren Dolomitmarmore sich auch im Schutt unter der S-Wand des Mittleren Murauer Kopfes finden. Der Gneis am Mittleren Murauer Kopf stellt sich als granatführender Plagioklas-Muskowit-Chloritgneis dar. Das Gestein erinnert an die granatführenden, hybriden Aplitgneise der Lamelle 1. Es ist ein mittelkörniges, grau-weiß gebändertes Gestein mit 3 mm großen Plagioklaskörnern (Oligoalbit mit inversem Zonenbau) und mit 5 mm großen Albitporphyroblasten. Deutung: Hybrider Gneis aus dem vom Zentralgranit intrudierten, polymetamorphen Altkristallin. Zusätzliche Albitblastese.

Nördlich um den Vorderen Murauer Kopf (P. 2881) herum streicht Lamelle 4 in die W-Flanke des Hinteren Geisel-Kopfes (P. 2886). Am Vorderen Murauer Kopf selbst schwebt eine kleine, von der Erosion verschonte Kappe aus eng gefaltetem Muskowitgneis mit 5 mm großen Mikroklinaugen auf dem Schwarzschiefer, der am Grat bei P. 2881 auch Dolomitbreccien führt. Beide konnten wegen ihrer Kleinheit auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe nicht eingetragen werden. Westlich des Hinteren Geisel-Kopfes ist das Gneisband 3 m mächtig und wird von „Trias“ (Quarzit und Dolomitmarmor) begleitet. Es überschreitet den Hauptgrat am unbenannten Gipfel (Seehöhe 2840 m) zwischen P. 2822 und P. 2888. Das Gestein ist hier Albit-Muskowit-Chloritgneis, ähnlich dem vom Mittleren Murauer Kopf. Die Albite sind 3 mm große Porphyroblasten (Plag I, Rundlinge mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile und granophyrischen Quarzeinwachsungen). Deutung: Hybrider Gneis des Alten Daches mit zusätzlicher Albitblastese.

Man sieht das Gneisband in der steilen S-Flanke der Geisel-Köpfe weiterstreichen. Es wird von „Trias“ begleitet. Vor allem im Mittelpfeiler, nördlich P. 2692 ist es gut zu erkennen. Dann ist das Band am SSW-Grat des Vorderen Geisel-Kopfes (Touristensteig) mit Albitporphyroblastenschiefern aufgeschlossen

(Tafel 4, Fig. 1). In der SSE-Flanke des Vorderen Geisel-Kopfes stellt sich auch wieder Augengneis ein. Der Hagener Weg quert den trotz der Hangrutschungen gut sichtbaren Gneiszug in Seehöhe 2620 m, in der Nähe des auf der topographischen Karte eingetragenen Wegweisers. Auch 200 m tiefer ist der Augengneis wiederum aufgeschlossen.

Im südlichen Bereich der Wasserfallwand stehen südlich P. 2102 Phengitgneis mit 5 mm großen Mikroklinaugen (6 m mächtig) und mikroklinführender Phengitgneis mit Albitporphyroblasten (4 m mächtig) in Begleitung von „Trias“ an (Tafel 5, Fig. 9). Über dem Wasserfall quert die Gneislamelle einen Bach und verschwindet gegen oben in der Moräne. Der mikroklinführende Phengitgneis mit Albitporphyroblasten erweist sich als graugrüner Stengelgneis. Im Querbruch zeigt er Inselgefüge. Reste alter, zerbrochener K-Feldspate sind vorhanden (Knaf I, xenomorph, hart gegittert, kein Perthit, keine Zwillinge). Der Albit ist als Plag I (Rundlinge mit Einschlußzügen der übrigen Gemengteile) ausgebildet. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis mit nachträglicher Albitsprossung. Der K-Feldspat ist jedenfalls älter als die Walztektonik. Hingegen hat die Kristallisation des Phengits und Albits die Gesteinsrotation zeitlich überdauert.

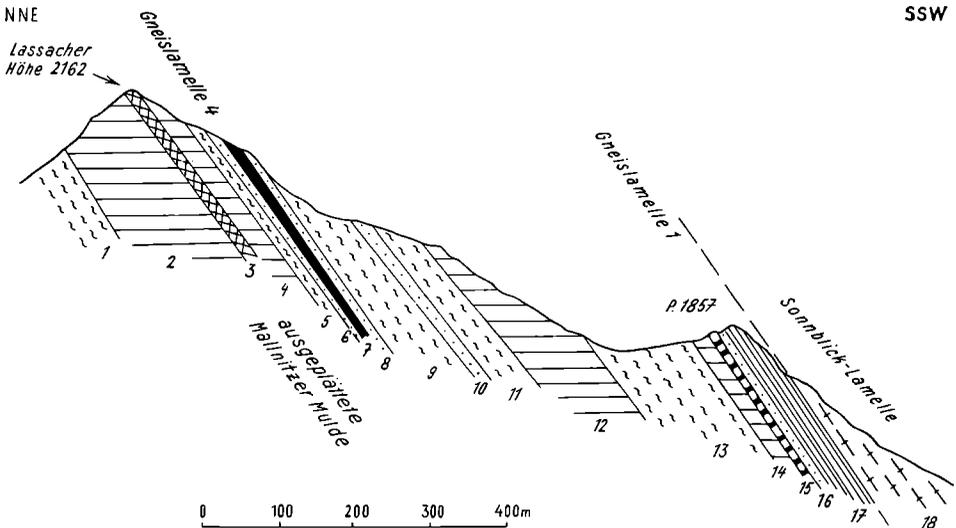


Abb. 5. Die ebenflächige parallele Ausplättung des Sonnblick-Kernes und der Mallnitzer Mulde im „Flaschenhals“ westlich der Mallnitz-Schlucht. In diesem Profil ist die trennende, autochthone Schieferserie zwischen Sonnblick-Gneis und Gneislamelle 1 bereits verschwunden (ausgeschart). 1 = Schwarzphyllit. 2 = Kalkglimmerschiefer. 3 = Grünschiefer 4 m. 4 = Kalkglimmerschiefer 10 m. 5 = Schwarzphyllit 6 m. 6 = Quarzit 8 m. 7 = Augengneis 5 m, Gneislamelle 4. 8 = Quarzitschiefer 3 m. 9 = Schwarzphyllit 20 m. 10 = Quarzit 3 m. 11 = Schwarzphyllit 5 m. 12 = Kalkglimmerschiefer 20 m. 13 = Schwarzphyllit 60 m. 14 = Kalkglimmerschiefer 8 m. 15 = Dolomitmarmor 1 m. 16 = Quarzit 5 m. 17 = Aplitisch injizierter Amphibolit und Migmatit 30 m, Gneislamelle 1. 18 = Granitgneis der Sonnblick-Lamelle.

Hier an der Wasserfallwand kommen sich die beiden Schenkel der Lamelle 4 in der Mallnitzer Mulde ganz nahe. Wir befinden uns in nächster Nähe des Muldenschlusses. Nur eine kleine, aus Kalkglimmerschiefer bestehende, nach unten rasch schmaler werdende Synklinalfüllung trennt die beiden Äste. Die Gesteine fallen steil nach S unter die Sonnblick-Aufschiebung ein.

Nordwestlich der Spitze des Zedölnik setzt Lamelle 4 im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde in Seehöhe 2040 m, ober dem Steinunterstand des Ochsenhalters wieder ein. Es steht hier 10 m mächtiger Biotit-Albitgneis als rotierter und kleingefalteter Stengelgneis an. Er führt 5 mm große Feldspat-Augen. Biotit-reiche Zeilen wechseln mit feinaplitischen Lagen ab. Die Albitkristalle sind frisch erhalten. Orthitkörner erreichen bis 1,4 mm Durchmesser. Deutungsmöglichkeit: Orthogneis mit älterem und jüngerem Plagioklas. Wiederum überdauerte die Kristallisation von Albit und Phengit die Walztektonik. Der Gneis wird von 4 m mächtigen Albitporphyroblastenschiefern und von „Trias“ (Quarzit und Dolomitmarmor) begleitet.

Die Lamelle streicht an der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit nordöstlich des Zedölnik-Gipfels vorbei, wobei eine Seehöhe von 2250 m erreicht wird und verschwindet dann unter der Moräne im Kar südöstlich Zedölnik. An der zuletzt genannten Stelle ist das Gneisband 8 m mächtig und steht annähernd saiger (Tafel 5, Fig. 8). Quarzit und Dolomitbreccien begleiten den Gneis. Der synklinale Faltschluß der Mallnitzer Mulde wird von dem Grünschieferband mitgemacht.

Jenseits der breiten Schuttkegel findet man Lamelle 4 im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde im Groß-Laab, 200 m nordnordwestlich P. 2328 wieder (Tafel 5, Fig. 7). Phengitgneis ist hier 6 m mächtig. Darüber folgt Phengitschiefer mit 1 cm großen Albitporphyroblasten (4 m mächtig). Beide Gesteine sind Rotations-tektonite. Etwas Biotit ist als Nebengemengteil vorhanden. Wiederum überdauert die Kristallisation von Albit und Phengit die Walztektonik. Quarzit und Dolomitbreccien begleiten das Gneisband. Der Gneis zeigt steiles S-Fallen. In der Landschaft ist hier prachtvoll der aus Kalkglimmerschiefern bestehende Muldenschluß der Mallnitzer Mulde zu sehen.

Das Gneisband streicht durch die N-Flanke des Mauternitz-Kopfes und überquert den Kamm 30 m nordwestlich der Mauternitz-Scharte. Das Band folgt der Grenze zwischen Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer. Es fällt gegen SW ein (Tafel 5, Fig. 4).

In der Krippenhöch-SW-Flanke findet man den Augengneis in Begleitung von „Trias“ (Quarzit und Dolomitmarmor) in Seehöhe 2280 m an der Bergflanke über dem Schutt des Wollinitzen-Kares.

Einige Meterzehner unter dem Törl-Kopf übersetzt Lamelle 4 den Törl-Kopf-SSW-Grat. Hier wurde nur wenig Augengneis aufgefunden. Hauptsächlich stehen Albitporphyroblastenschiefer (0,5 m mächtig) mit reichlicher „Trias“-Begleitung (Quarzit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor) an (Tafel 4, Fig. 2).

Südlich der Lassacher Höhe streicht 5 m mächtiger Augengneis in Begleitung von Quarzit durch. Das Quarzitband zieht allein nach SE ins Mallnitz-Tal (Abb. 5, Seite 82).

5. Gneislamelle 4 im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde

Entsprechend der ruhigeren Lagerung der Gesteine im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde finden wir die Gneislamelle 4 hier modellförmig einfach und regelmäßig entwickelt. Mit großer Beharrlichkeit wird sie von „Trias“ begleitet

(Quarzit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor). Die Lamelle liegt zwischen Schwarzphyllit (unten) und Kalkglimmerschiefer mit Serpentin und Grünschiefer (oben).

Das charakteristische Gestein der Gneislamelle 4 vom Schareck bis zur Mauterwitz-Grube (Mallnitzer Tauern-Tal) stellt mehr oder weniger schachbrettalbitisierter Phengit-Mikroklinaugengneis dar. Die Bruchstücke der einst größeren K-Feldspate lassen sich noch gut erkennen und sind mitunter noch beinahe 2 cm groß. An erhalten gebliebenen Mikroklinen kann man stellenweise noch Aderperthit und Karlsbader Zwillinge erkennen. Albit tritt häufig in Form von Porphyroblasten (Plag II und I) auf. Biotit spielt mengenmäßig eine ganz unbedeutende Rolle. Deutungsmöglichkeit: Deformierter Granitgneis. Die Kristallisation des Albits und Phengits überdauerte die Gesteinsdeformation. Auch die Schachbrettalbitisation überdauerte zeitlich die Zertrümmerung der K-Feldspate.

Am Kamm südwestlich des Niedersachsenhauses (Riffel-Scharte) ist Gneislamelle 4 bloß 2 m mächtig (Tafel 4, Fig. 8).

Sie streicht durch den Bräu-Winkel und baut mit „Trias“-Begleitung die Basis der Kalkglimmerschiefer-Steilwände des Scharecks auf. Am Grat nordwestlich P. 2707 ist der Phengit-Schachbrettalbitgneis (Beschreibung wie oben) 2,5 m mächtig. Seine Mikroklin- bzw. Schachbrettalbit-Augen sind 5 mm groß. Am benachbarten Grat südlich P. 2418 stehen Albitporphyroblastenschiefer (2 m) und Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (8 m. Petrographie wie oben) an. Der Gneis befindet sich hier in Seehöhe 2600 m (Tafel 4, Fig. 7).

Am Neuwirt-Weg (Schareck-NE-Grat) trifft man die Lamelle 4 in Seehöhe 2590 m an. Es sind Albitporphyroblastenschiefer (0,2 m) und Augengneise (8 m) mit 5 mm großen Feldspat-Augen. Darüber liegt die „Trias“ (siehe Tafel IV, Fig. 6).

Die Lamelle 4 zieht längs des Fußes der Steilwände und oberhalb der großen Schuttmassen des Schlappereben-Kares weiter. An der Unterkante des Keesauges (siehe Seite 164) stehen in Seehöhe 2415 m Albitporphyroblastenschiefer (2 m) und Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (2 m, Beschreibung wie oben) mit 1,7 cm langen Schachbrettalbit-Augen an. Über der zu einem tektonischen Mischgestein ausgekneteten „Trias“ folgen abermals Gneis (1 m) und Albitporphyroblastenschiefer (2 m).

Das Gneisband quert mit 4 m Mächtigkeit den Sparanger Kopf-NE-Grat in Seehöhe 2435 m (Tafel 4, Fig. 4). Die Lamelle besteht hier aus Albitporphyroblastenschiefer (3 m) und Augengneis (4 m) mit 5 mm großen Feldspat-Augen. Darüber liegt wiederum die „Trias“.

Das Gneisband ist an den Felsrippen über dem Schutt des Rök- und Silberkarls mehrfach aufgeschlossen. Dann folgt die bereits auf der geologischen Umgebungskarte von Gastein markierte Stelle am Murauer Kopf-NE-Grat (Tafel 4, Fig. 3). Der Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis ist hier 3,5 m mächtig. Beschreibung siehe Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein p. 114—115. Neben Mikroklin kommt auch Schachbrettalbit vor. Darunter liegen Albitporphyroblastenschiefer (3 m mächtig).

Besonders gut ist Gneislamelle 4 südlich vom „r“ des Wortes „Höllkar“ in der Rippe bei P. 2347 aufgeschlossen (Tafel 4, Fig. 2). Auf dem Schwarzphyllit liegt Schiefer mit 1,5 cm großen Albitporphyroblasten. Darüber lagert 8 m mächtiger Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis mit 7 mm großen Mikroklin- und Schachbrettalbit-Augen. Darüber folgt die „Trias“.

Die Lamelle streicht schräg aufwärts zum Geisel-Kopf-NNE-Grat, der bei P. 2569 überschritten wird. Am Grat selbst steht nur 2 m mächtiger Albitporphyroblastenschiefer an, doch findet man beiderseits unter dem Grat auch den Augengneis (Tafel 4, Fig. 1).

Dann ist Lamelle 4 an einem Schrofen unmittelbar unter dem Hagener Weg beim „g“ des Wortes „Hagener“ in Seehöhe 2345 m wiederzufinden. Auf dem Schwarzphyllit lagern Albitporphyroblastenschiefer (3 m), darüber Augengneis (6 m) mit 5 mm großen Feldspatagen und darüber die „Trias“ mit Quarzit (0,5 m), Dolomitmarmor (2 m) und Kalkmarmor (4 m).

Schließlich nähert sich das Band dem Synklinalschluß der Mallnitzer Mulde in der Wasserfallwand. Hier sind im nördlichen Teil der Wasserfallwand (Tafel 5, Fig. 9) in Seehöhe 2045 m von unten nach oben: Schwarzphyllit, Albitporphyroblastenschiefer (1,5 m), Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (6 m, Beschreibung wie oben), Albitporphyroblastenschiefer (3 m), Quarzit und Dolomitbreccie aufgeschlossen. Man findet Übergänge von porphyrischem Granitgneis mit 8 mm großen Feldspatagen zu feingefalteten, dünnstriefrigen Phengit-schiefern.

Die weitere Fortsetzung des Gneisbandes im NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde trifft man in der Zedölnik-N-Flanke in Seehöhe 2040 m an (Tafel 5, Fig. 8). Auf Schwarzphyllit lagern Albitporphyroblastenschiefer (2 m), Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (5 m) und „Trias“. Am Zedölnik kann der synklinale Faltenschluß gut rekonstruiert werden.

Der NE-Schenkel der Lamelle 4 tritt dann in die Wände des Groß-Laab ein (Tafel 5, Fig. 7). Hier hat man in Seehöhe 2000 m, 475 m nördlich P. 2328, Phengitgneis (2 m) mit 6 mm großen Albitporphyroblasten. Es handelt sich um einen Rotationstektonit. Als Nebengemengteil findet sich Orthit. Deutungsmöglichkeit: Gneisphyllonit oder sedimentogener Schiefer. Kräftige Albitsprossung. Darauf lagert Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (6 m, Petrographie wie oben) mit 5 mm großen Mikroklin- bzw. Schachbrettalbit-Augen. Quarzadern mit Turmalin treten in diesem Gneis auf. Darüber folgt die „Trias“.

In Seehöhe 2130 m beim großen Steinmann (Jagdsteig) verläßt die Gneislamelle 4 wiederum die Wände des Groß-Laab (unweit P. 2184) und zeigt hier 6 m mächtigen Augengneis, der von „Trias“ (Quarzitschiefer 2 m, Dolomitmarmor 1,5 m) über- und von Talkschiefer unterlagert wird (Tafel 5, Fig. 5).

Nach Unterbrechung durch Schutt findet sich Lamelle 4 wiederum westlich P. 1965 am westlichen Begrenzungskamm der Mauternitz-Grube. Die Mächtigkeit des Phengit-Schachbrettalbit-Augengneises ist wegen der Verrutschung des Abhanges nicht genau beobachtbar. Die „scheinbare“ Mächtigkeit am Hanggrutsch beträgt 25 m. Darüber folgen Quarzit, Dolomitmarmor, Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit und Dolomitbreccie mit karbonatquarzitischem Bindemittel. Auch mikroklinführender Albitgneis (Deutungsmöglichkeit: Gneisphyllonit oder Arkoseschiefer mit junger Albit-Blastese) ist vorhanden.

Lamelle 4 streicht durch die N-Flanke der Krippenhöch. An deren NE-Kamm steht 4 m mächtiger, undeutlicher, stark mylonitisierter Augengneis in Seehöhe 2190 m an und wird von „Trias“ begleitet (Tafel 5, Fig. 3).

Am Törl-Kopf-NE-Kamm in Seehöhe 2105 m beobachten wir auch bloß 4 m mächtigen, mylonitischen Augengneis mit „Trias“ (Tafel 5, Fig. 2). In der weiteren Fortsetzung am Lonza-Köpfl-NE-Kamm findet sich nur noch Quarzit.

6. Petrographische Gliederung

Haben wir uns im vorhergehenden bemüht, die systematische Inventuraufnahme des Gesteinsbestandes der Gneislamelle 4 nach feldgeologischen Gesichtspunkten zu behandeln, so seien nun auch noch einige mineralogische und chemische Ergänzungen hinzugefügt.

Man wird immer wieder versuchen, aus den allmählich ineinander übergehenden Gesteinsfolgen bestimmte Typen herauszufischen, um so die alten Gneise von den permischen Vulkaniten und Arkosen zu sondern. Die recht kräftige alpidische Metamorphose in den Hohen Tauern hat die Gesteine gleichgemacht. Wir müssen uns vorläufig damit begnügen, die Beobachtungen in einer sicher künstlichen und nur vorläufigen petrographischen Schubladen-Gliederung mitzuteilen:

Phengit-Mikroklin-Augengneis (sehr allgemeine Verbreitung in Gneislamelle 4).

Der K-Feldspat ist Knaf II (Ader- und Fleckenperthit) und häufiger Knaf I (keine Perthitbildung unter dem gewöhnlichen petrographischen Arbeitsmikroskop sichtbar). Der optische Achsenwinkel wurde an 25 Körnern gemessen. $2V\alpha$ beträgt 65 bis 100° . Es ist also stellenweise Isomikroklin vorhanden (nachgewiesen bei Kleindorf im Mölltal und auf der Stanzwurten). Die Mikroklingitterung ist sehr hart und wird mitunter nur am Rande der Körner wahrgenommen, so daß dann die inneren Partien des betreffenden Kornes ungegittert erscheinen. In der Regel ist der K-Feldspat einschlußarm. Es fanden sich Einschlüsse von Plag I (gefüllt mit Hellglimmer), Quarz, Phengit, opaker Substanz und rhomboedrischem Karbonat. Prächtig zu sehen ist die Zersplitterung größerer K-Feldspat-Körner. Die großen Körner zeigen noch leistenförmige Umrißform, Karlsbader Zwillinge mit eingewinkelter Zwillingnaht und Ader- und Fleckenperthit. Sie zerbrechen, werden buchstäblich zerrissen und die einzelnen Bruchstücke verfriften im Grundgewebe und wandeln sich in Knaf I um.

Albit (Plag II und I) kann stellenweise sehr zurücktreten und sogar im Schlibfbereich ganz fehlen. Plag II zeigt mitunter Hellglimmermikrolithen-Füllung. Häufig tritt Albit als junger Porphyroblast (Rundling, glatte optische Auslöschung) auf.

Postmikrokliner Myrmekeit kommt selten vor.

Quarz ist xenomorph und häufig in s gelangt. Aggressive, granophyrische Quarzgewächse dringen in K-Feldspat ein

Phengit zeigt Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Meist parakristalline Deformation. In der Nähe der Mölltalstörung ist er mitunter postkristallin deformiert.

Ferner: Biotit (hellgelb bis dunkelgrünbraun oder braun), Chlorit, Titanit, Magnetit, Apatit, Zirkon, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

Eine chemische Analyse wurde von Probematerial aus dem Gebiet der Roten Wand, und zwar von der SSW-Flanke des Sonn-Kopfes ausgeführt. Seite 67, Probe Nr. 2. Bemerkenswert ist der extrem hohe Nigliche „k“-Wert.

Die analysierte Probe zeigt 5 mm große K-Feldspate (perthitfrei, harte Mikroklingitterung, Relikte von Karlsbader Zwillingen; amöbenförmige Verzahnung von Knaf I mit dem Grundgewebe deutet auf teilweise Blastese des Knaf I), Albit (Plag II und I, Rundlinge, Einschlüsse der übrigen Gemengteile, unregelmäßige Verwachsung mit Knaf I), Quarz, Phengit, Biotit, Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit und Apatit. — Obwohl im Dünnschlibf Albit als Hauptgemengteil auftritt, zeigt die chemische Analyse den sehr hohen „k“-Wert.

Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (NE-Schenkel der Mallnitzer Mulde).

K-Feldspat: Knaf II und I. Leistenförmige Relikte mitunter noch deutlich erhalten, sonst xenomorph. Die Relikte sind bis 2 cm lang, zeigen deutliche aderperthitische Entmischungsstruktur und Karlsbader Zwillinge. Harte und flau Mikroklingitterung. Zerbrechungserscheinungen und Kornzerkleinerung wie oben.

Schachbrettalbit ist in allen Stadien seiner Entstehung bis zur vollendeten Pseudomorphose nach K-Feldspat beobachtbar. Die Schachbrettalbitisierung beginnt am Rande und an Klüftchen der bereits zerbrochenen K-Feldspate. Der Schachbrettalbit zeigt häufig harmonisch verteilte Hellglimmermikrolithe (Entmischung), die dem K-Feldspat fehlt.

Albit: Plag III, II und I. Mitunter schwache Füllung mit harmonisch verteilten Hellglimmer-Mikrolithen. Zu unterscheiden sind alte Leisten (Relikte) und jüngere Rundlinge mit helizitischen Einschlußzügen.

Quarz und Phengit wie oben.

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun oder rotbraun), Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit, Orthit (große Körner, intensive Korrosion), Epidot, opake Substanz, Magnetit (mitunter linsenförmig angereichert), Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

**Phengitgneis mit einsprenglingsartigen Mikroklin-
augen, die häufig nach dem Bavenoer Gesetz verzwill-
lingt sind (im Gebiete: Grafenberg—Groß-Fragant—Klein-Fragant—Rote
Wand).**

K-Feldspat ist nur als Knaf I entwickelt. Perthitfrei. Leistenförmig. Bavenoer Zwillingesgesetz häufig. Manche Bavenoer Zwillinggruppen sind in annähernd quadratischen Querschnitten vom Schliff geschnitten. Auffallend scharfe Begrenzung der „einsprenglingsartigen“ Kristalle gegen das Grundgewebe. Aber auch linsenförmige Längung in s ist häufig. Das Zentrum der Kristalle erweist sich oft als ungegittert, während der Rand hart gegittert ist. Es kommen aber auch durchgehend gegitterte Mikrokline vor. Im allgemeinen sind die Körner einschlußarm. Zerbrechungserscheinungen wie oben.

J. MAKART (1961) untersuchte den K-Feldspat des Gesteines der Klein-Fragant (Fundort: Östlichster Ausläufer der Melen-Wände bei P. 2126; ober der Büchler Alm). Flammenphotometrie und Röntgenfluoreszenz ergaben folgende Zusammensetzung: K-Feldspat 90,1 Gew.%; Ca-Feldspat 0,74; Na-Feldspat 9,8 Gew.%. Die Röntgenrefraktometrie ergab einen maximal hohen Triklinitätswert (0,98 bis 0,99). Unsere optische Beobachtung des Fehlens von Perthitlamellen unter dem gewöhnlichen petrographischen Arbeitsmikroskop wurde von J. MAKART auch im Laboratorium durch Tempern des K-Feldspates bestätigt. Nach entsprechender mehrstündiger Erhitzung ergab sich keine Veränderung des Verhältnisses des K- und Na-Feldspat-Anteiles.

Es liegt somit im Gestein ein ausgeglichener K-Na-Feldspat-Mischkristall vor, dessen letzte Kristallisation auf Grund der neuesten experimentellen Entmischungskurven bei den entsprechenden Druckbedingungen mit ca. 330° C anzunehmen wäre (nach freundlicher Auskunft von Prof. A. PREISINGER). Somit ist wahrscheinlich, daß sich die letzte Kristallisation des Knaf I unter den geologischen Umweltsbedingungen der alpidischen Metamorphose vollzog.

Albit: Plag II und I. Leistenförmige Umrisse und Füllung mit Hellglimmermikrolithen mit füllungsreichem Randsaum. Mengenmäßig tritt Albit gegenüber K-Feldspat sehr zurück. Albit kann auch ganz fehlen.

Quarz und Phengit wie oben.

Ferner: Magnetit, Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

**Phengit-Mikroklinaugengneis mit wahrscheinlicher
K-Feldspat-Blastese (Groß-Fragant—Klein-Fragant—Rote Wand—
Zirknitz-Tal).**

Kalifeldspat: Wenig Knaf II (Ader- und Fleckenperthit), viel Knaf I (perthitfrei). Relikte: Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht. Die Bavenoer Zwillinge sind perthitfrei und mitunter mit Albit verwachsen. K-Feldspat umwächst auch Albite, die als junge Blasten zu deuten sind. Mikroklingitterung häufig auf die Randsäume beschränkt wie oben. Der optische Achsenwinkel wurde an 26 Körnern gemessen. $2V\alpha$ beträgt 64 bis 94°. Es ist somit auch Isomikroclin vorhanden. Blastische Randsäume an K-Feldspat scheinen in das umgebende Grundgewebe vorzudringen. Es sieht an einigen Stellen so aus als würde K-Feldspat aggressiv gegen Albit vordringen. Grundgewebe, das in Spalten des K-Feldspates eindringt, wird vom rekristallisierenden K-Feldspat eingeschlossen. Ansonsten ist der K-Feldspat arm an Fremdeinschlüssen. Man beobachtet Einschlüsse von Albit, Quarz, Phengit und rhomboedrischem Karbonat. Die Erscheinungen der Zertrümmerung von K-Feldspat wie oben.

Albit: Plag II und I. Leistenförmig bis xenomorph. Mitunter schwache Füllung mit harmonisch verteilten Hellglimmermikrolithen.

Quarz und Phengit wie oben.

Ferner: Biotit (hellgelb bis dunkelgrün oder grünlichbraun), Chlorit (sekundär aus Biotit), Orthit mit Epidotrand, Titanit, Magnetit, Pyrit, Apatit, Zirkon, Limonit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten und kleinen Mikroklinblasten (S-Flanke des Hinteren Moderecks).

Albit: Plag II und I. Rundlinge oder in s gelängt. Unverlegte oder verlegte helizitische Einschlußzüge. Frei von Füllung.

K-Feldspat: Knaf I. Perthitfrei. Xenomorph. Gelängt in s. Harte Mikroklingitterung. Keine Zwillinge. Gegenüber Albit mengenmäßig zurücktretend. Unverlegte Einschlußzüge, die aus Phengit bestehen.

Quarz: Xenomorph.

Phengit: Farblos bis hellgrün. Auch Querphengit vorhanden. Das Mineral wurde in dankenswerter Weise unter Anleitung und Aufsicht von Prof. A. PREISINGER im Laboratorium des Mineralogischen Institutes der Universität Wien (Vorstand: Prof. F. MACHATSCHKI) einer chemisch-analytischen, röntgenographischen und optischen Untersuchung unterzogen, worüber A. PREISINGER gesondert berichtet wird.

Ferner: Magnetit, Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Phengitschiefer mit Mikroklinporphyroblasten (Rechtes Möllufer, schräg gegenüber Rojach).

Phengit: Pleochroismus von farblos bis grün. Parakristalline Deformation. Querphengit vorhanden.

Quarz (0,8 mm): Xenomorph. Gelängt in s.

K-Feldspat (0,75 mm): Knaf I. Perthitfrei. Keine Zwillinge. Harte Mikroklingitterung. Xenomorph. Gelängt in s des Gesteines. Die unverlegten helizitischen Einschlußzüge bestehen hauptsächlich aus Biotit und untergeordnet aus Phengit und Quarz.

Ferner: Biotit (hellgelb bis dunkelbraun; häufig mit Phengit parallel verwachsen), opake Substanz, Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Mikroklinführender Muskowitquarzit (Rechtes Möllufer, schräg gegenüber Rojach).

Hauptgemengteile: Muskowit (0,7 mm; parakristallin deformiert) und Quarz (xenomorph, gelängt in s).

Ferner: K-Feldspat (0,7 mm; Mikroklingitterung; xenomorph; einschlußfrei), Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Phengit-Quarzschiefer (Rechtes Möllufer zwischen Rojach und Eichhorn).

Hauptgemengteile: Phengit (1,2 mm, wie oben) und Quarz (0,6 mm, gelängt in s; verzahnte Umrisse).

Ferner: Biotit (hellgelb bis braungrün; häufig mit Muskowit parallel verwachsen), Chlorit (sekundär aus Biotit unter Ausscheidung von Erz), Magnetit (idiomorph), Apatit, Zirkon, rhomboedrisches Karbonat und Limonit.

Mikroklinführender Phengitschiefer und Phengitgneis mit Albitporphyroblasten (S-Flanke des Hinteren Moderecks und S-Seite der Wasserfallwand im Mallnitzer Tauern-Tal).

Albit: Plag II und I. Rundlinge. Häufig gelängt in s. Einschüsse der übrigen Gemengteile.

K-Feldspat: Auf das Grundgewebe des Gesteines beschränkt. Xenomorph. Häufig in s gelängt. Knaf I. Perthitfrei. Harte Mikroklingitterung. Fehlen von Zwillingen.

Quarz und Phengit wie oben.

Ferner: Biotit (hellgelb bis braun), Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit, Magnetit, Pyrit, Epidot, Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Mikroklinführender Muskowitschiefer mit Albitporphyroblasten (Schlucht des Wollnitz-Baches nördlich Kleindorf im Mölltal).

An Stelle des Phengits tritt Muskowit. Sonst wie oben.

Phengitschiefer und Phengitgneis mit Albitporphyroblasten (Rechtes Möllufer zwischen Rojach und Eichhorn, S-Flanke des Hinteren Moderecks, Groß-Laab in Seehöhe 2000 m).

Hauptgemengteile: Albit (Plag II und I. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Helizitische Einschlusszüge), Quarz und Phengit (wie oben).

Ferner: Titanit, Orthit, Magnetit, Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Granatführender Plagioklas-Muskowit-Chloritgneis (Mittlerer Murauer Kopf).

Hauptgemengteile: Oligoalbit (Plag II und I. Inverser Zonenbau. Xenomorph. Einschlüsse der übrigen Gemengteile. Ältere und jüngere Generation), Granat (Siebstruktur größerer Körner, schwarmförmiges Auftreten kleinerer Körner. Umwandlung zu Chlorit), Quarz, Muskowit und Chlorit.

Ferner: Titanit, Klinozoisit, Epidot, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

Albit-Muskowit-Chloritgneis (westlich des Hinteren Geisel-Kopfes).

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Rundlinge. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Quarz (xenomorph. Granophyrische Einwachsungen in Albit), Muskowit und Chlorit.

Ferner: Apatit, Zirkon, opake Substanz und rhomboedrisches Karbonat.

Hornblende-Biotit-Chlorit-Prasinit (Se 710. Einlagerung in Phengitgneis. Eventuell metamorpher basischer Gang. Stanziwurten-W-Flanke in Seehöhe 2140 m, südwestlich P. 2222). Sehr massiges, schweres, kleinkörniges Gestein. Hornblende, Epidot und Erz sind freisichtig erkennbar. Das Mikroskop zeigt ein Geflecht mit Korngrößen unter 0,4 mm.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I, xenomorph, einschlussreich), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis braun), Klinozoisit, Epidot und Chlorit.

Ferner: Magnetit und Titanit.

Randlich geht das Gestein in einen mittelkörnigen, stärker geschieferten Prasinit mit größeren Albitporphyroblasten (1 bis 2 mm Ø) über (Se 707 und 722). Es ist eventuell als Salband zu deuten. Der Mineralbestand ist der gleiche. Unter den Nebengemengteilen findet man auch Quarz und Pyrit (siehe Tafel 6, Fig. 10).

Die Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 4 (Deckensystem über der Gneislamelle 4, Glocknerserie)

1. Allgemeines

In Verknüpfung mit Gneislamelle 4 stellen sich teils in ihrem Liegenden, besonders aber in ihrem Hangenden Schiefer ein, die in der Glocknergruppe durch tektonische Anschoppung über 1000 m Mächtigkeit erreichen. In der Sonnblickgruppe sind sie einige hundert, im unteren Mölltal bloß wenige Meter mächtig. Eine deutliche Schichtfolge: „Trias“, Schwarzschiefer mit Serpentin, „obere Schieferhülle“ (Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefern) und zuoberst wiederum Schwarzphyllite (an der Grenze zur Matreier Zone) tritt immer wieder auf und wurde von uns bereits 1950 als eine zusammenhängende stratigraphische Serie von der Trias bis zum Neokom gedeutet, wobei wir auch den Ausdruck: Bündnerschiefer wiederum in den Tauern verwendeten.

Wir haben diesen ganzen Gesteinskomplex (Gneislamelle 4 plus zugehörige Schiefer) als ein weithin in den östlichen Hohen Tauern exakt verfolgbares Deckensystem I. Ordnung erkannt und dargestellt (CH. EXNER 1957). Die vorliegende geologische Karte der Sonnblickgruppe gibt noch zahlreiche zusätzliche Details, die ausgezeichnet diese Ansicht stützen und diese eigentlich heute bereits zu einer wohlfundierten, gut in der Natur nachprüfbaren *T a t s a c h e* stempeln. Es wird von nun an kaum mehr gelingen, dieses ausgedehnte, mit den feinsten

Details in den Profilen der Sonnblickgruppe beschriebene Deckensystem wegzudiskutieren und durch die Hypothese eines mehr oder weniger autochthonen Baues der gesamten Tauernschiefer mit einzelnen Resedimentationszonen zu ersetzen. Im Gegenteil! Wir sind der Auffassung, eine der bestbeobachtbaren Überschiebungsdecken der Ostalpen klar kartiert und profilmäßig dargestellt zu haben.

Daß nun im westlichen Nachbargebiete, nämlich im Raume der komplizierten Querfalten der Glocknergruppe bis heute noch Unklarheiten der tektonischen Einordnungen bestehen, leitet sich daraus her, daß infolge des viel zu frühen Hinscheidens von H. P. CORNELIUS das große Werk: Geologie des Großglocknergebietes (H. P. CORNELIUS und E. CLAR) eine zwar unendlich wertvolle, jedoch nicht abgeschlossene Arbeit geblieben ist, von der bislang nur der I. Teil (1939) vorliegt, welcher die Gesteine, Stratigraphie und Detailaufschlüsse behandelt. Die Tektonik fehlt noch. Es bleibt Herrn Professor E. CLAR und unseren gemeinsamen Mitarbeitern vorbehalten, diese zu erstellen. Wir haben in Anerkennung der gewaltigen Leistungen der Autoren der Glockner-Geologie vorsätzlich und grundsätzlich in all den vielen Jahren unserer geologischen Tätigkeit in den Hohen Tauern diese Sachlage respektiert und keinen publizistischen Übergriff auf das Großglocknergebiet getätigt, obwohl wir uns natürlich nicht verwehrt, Vergleichsexkursionen dort durchzuführen, uns Gedanken über die stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge zu machen und ihnen auch mündlich Ausdruck zu verleihen.

Wir beschränken uns dementsprechend im folgenden Text auf unser eigenes Kartierungsgebiet, die Sonnblickgruppe. Wir erwarten jedenfalls, daß ein Vergleich der tektonischen Sachlage in der Glocknergruppe — sobald sie hoffentlich einmal vorliegen wird und allgemein zugänglich sein wird — und der hier dargestellten tektonischen Sachlage in der Sonnblickgruppe einen sehr wesentlichen Fortschritt in der Kenntnis des Baues der Hohen Tauern erbringen kann.

2. Die Glocknerserie in der S- und W-Flanke der Sonnblickgruppe

Die Detailbeschreibung beginnen wir wiederum im Mölltal. Dort ist außerhalb des Kartenblattes im Profil des Rieken-Baches bei Oberkolbnitz (CH. EXNER 1962 c) „Trias“ (6 m) nördlich von Gneislamelle 4 aufgeschlossen. Südlich dieser Gneislamelle sind es Serizitquarzit, Schwarzphyllit und Kalkmarmor (zusammen 10 m mächtig), die hierher zu stellen sind. Die für die Glocknerserie sonst typischen Grünschiefer fehlen (tektonisch ausgeschert).

Im Profil der Mallnitz-Schlucht ist die Serie bereits vollständiger. Es finden sich auch Serpentin, Talk und Grünschiefer (Tafel 7, Fig. 12).

Westlich Burg Groppenstein und in der Schlucht des Semslacher Gießbaches sind „Trias“ und Grünschieferzug gut durchzuverfolgen. Östlich Poschacher wird Dolomitmarmor in 2 kleinen Steinbrüchen angeritzt, die auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe nicht eingetragen sind. Der eine befindet sich 350 m ost-südöstlich Kreuz Poschacher und erschließt über Kalkglimmerschiefer ein dünnes Rauhwackeband (0,3 m) und darüber gelben Dolomitmarmor (3 m). Der andere befindet sich bei P. 1237 und schließt weißen Kalkmarmor (2 m) und gelben Dolomitmarmor (1 m) auf.

Auch das Profil in der Schlucht des Reiß-Baches zeigt „Trias“ nördlich der Gneislamelle 4 und Grünschiefer-Kalkglimmerschiefer südlich der Gneislamelle. Die Serie steht sogar (Tafel 7, Fig. 11).

Bei Flattach beschreibt die Glocknerserie einen nach S konvexen Bogen. Im Kalkglimmerschiefer sind die Steinbrüche bei Kleindorf und Außerfragant angelegt. Der gebänderte graue Kalkmarmor aus der Kalkglimmerschieferserie im Steinbruch ostnordöstlich Kleindorf im Mölltal läßt freisichtig Muskowit und Pyrit erkennen.

Hauptgemengteile (Se 740) sind rhomboedrisches Karbonat (1 mm; mitunter verbogene Lamellen), Quarz (0,5 mm, undulös, Kornzerkleinerung) und Muskowit (0,4 mm, parakristallin deformiert).

Ferner: Albit, graphitische Substanz, Titanit (0,3 mm; Porphyroblasten mit graphitischen Einschlüssen), Pyrit und Chlorit.

Das Profil der Wollnitz-Schlucht bei Kleindorf (Tafel 7, Fig. 10) zeigt in diesem Kalkglimmerschieferzug 2 dünne Grünschieferlagen. Dann folgt sehr deutlich „Trias“ im Hangenden und im Liegenden der Gneislamelle 4. Ein kleiner Steinbruch ist im farblosen Dolomitmarmor im Liegenden der Gneislamelle angelegt. Freisichtig handelt es sich um ein feinkörniges, flüchtig parallelschiefriges Gestein mit deutlicher Lineation und mit Muskowitschüppchen am Hauptbruch.

Hauptgemengteile (Se 759): Rhomboedrisches Karbonat (mittlere Korngröße beträgt um 0,3 mm), Quarz (0,45 mm, undulös) und Muskowit (0,25 mm, parakristallin deformiert).

Ferner: Opake Substanz und Zirkon.

Einen Teilausschnitt dieser Aufschlüsse hat S. PREY auf Grund seiner älteren Erfahrungen in diesem Raume und einer mit dem Verfasser gemeinsamen Exkursion im Juli 1950 dargestellt (Exkursionsführer in Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft A, Tafel XIII, Fig. 6). Wesentlich ist, daß in der Schlucht des Wollnitz-Baches bei Kleindorf die „Trias“ im Liegenden und Hangenden der Gneislamelle 4 bereits deutlich in Erscheinung tritt, so wie sie uns weiterhin im Gebiete der Roten Wand, der Stanzwurten und bei Rojach im Mölltal begegnet. Auch sind die Schwarzschiefer, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer im Hangenden der „Trias“ bereits gut entwickelt.

„Trias“ findet sich dann auch westlich Laas in Begleitung der Gneislamelle 4. Darüber folgen die recht mächtigen Kalkglimmerschiefer des Grafenberges, in denen bei dem Gehöfte Illenig Serpentin und Grünschiefer einen Härterücken bilden. Gut ist die „Trias“ in der östlichen Fortsetzung der Melen-Wände ausgebildet (Tafel 7, Fig. 8 und 9).

Auch am Ochsentrieb, westlich der Melen-Wände, findet man die „Trias“ im Liegenden und im Hangenden der Gneislamelle 4. In den darüberlagernden Kalkglimmerschiefern sind Grünschieferzüge zu verfolgen. Der oberste führt Serpentin und Albitamphibolit. Der zuletzt genannte wurde nicht in der geologischen Karte der Sonnblickgruppe eingetragen. Er ist am Wege, südsüdöstlich Rotwand, also am Ochsentrieb, unmittelbar aufgeschlossen. Er ist recht massig entwickelt. Die Hornblendenadeln erreichen 1 cm Länge. Magnetit und Pyrit bilden 1 mm große Körnchen.

Hauptgemengteile (Se 597): Blaugrüne Hornblende, Albit (2 mm, xenomorph, Plag I, reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile), Magnetit (idiomorphe Porphyroblasten oder Aggregate kleiner unregelmäßiger Körnchen zusammen mit Titanit), Titanit (0,12 mm, feinkörnige Aggregate zusammen mit Magnetit im Bereiche der Hornblenden).

Ferner: Epidot (0,1 mm), Pyrit, Chlorit und rhomboedrisches Karbonat.

Über dem Kalkglimmerschiefer des Melenwand-Kopfes folgt Schwarzphyllit, der einen Teil der gegen das Schober-Törl abfallenden Hänge aufbaut.

An der Roten Wand findet man die rotgelbliche, bei klarem Wetter bis ins untere Mölltal sichtbare „Trias“ sowohl im Liegenden als im Hangenden der Gneislamelle 4. Es ist zu vermuten, daß es sich um eine liegende Falte handelt, zumal man in der Liegendserie eine verkehrte Schichtfolge von oben nach unten: Gneis, Quarzit, Rauhwanke, Dolomitmarmor, Kalkmarmor ablesen kann (Tafel 7, Fig. 2). Der gelb anwitternde Dolomitmarmor ist wiederum feinkörnig und ziemlich kompakt. Muskowitfläsern markieren die Haupt-Schieferung.

Hauptgemengteile (Se 753): Rhomboedrisches Karbonat (0,1 bis 1,0 mm; schwach postkristallin deformiert), Muskowit (0,8 mm, häufig gequält) und Quarz (0,5 mm; meist undulös; nur die kleinen runden Quarzkörner, welche ringsum von rhomboedrischem Karbonat umgeben sind, erweisen sich als nicht undulös).

Ferner: Graphitische Substanz und Apatit.

Am Gipfel der Roten Wand beobachtet man im Hangenden der Gneislamelle 4 einen Schuppenbau, der von unten nach oben aus folgenden Gliedern besteht: Hauptkörper der Gneislamelle 4, darüber Kalkglimmerschiefer und Kalkmarmor (2 m), Dolomitmarmor mit einer Einschaltung von grauem Kalk und von Schwarzphyllit, darüber Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Augengneis (2 m) und der Kalkglimmerschiefer des Gipfels der Roten Wand. Am SSE-Grat der Roten Wand beginnt die „Trias“ über der Gneislamelle 4 mit normaler Folge von unten nach oben: Gneis, Quarzit, Rauhwanke, Dolomitmarmor und Kalkmarmor (Tafel 7, Fig. 3).

„Trias“ und Gneislamelle 4 kommen unter dem Kalkglimmerschiefer fensterförmig im Ruden wiederum ans Tageslicht.

Am Stellkopf und in der S-Flanke der Krak-Köpfe treten in Begleitung der Grünschiefer auffällige Granat-Muskowit-Quarzschiefer auf, von denen S. PREY (1937 b, p. 206—209) eine Detailbeschreibung gab. Im Kalkmarmor südlich P. 2844 finden sich Quarznester und Quarz-Lagergänge mit Pyritknollen. Albit tritt zusammen mit Serpentin am Rotwandeck-N-Grat und am Stellkopf-E-Grat (125 m östlich vom Gipfel) auf.

Der Grünschiefer des Butzentörls besteht nördlich P. 2714 aus Albit-Epidot-Amphibolit mit freisichtig erkennbaren Hornblenden (1,5 cm), Feldspat-Augen (Albit, 3 mm) und Magnetit (2 mm).

Hauptgemengteile (Se 745): Blaugrüne Hornblende (hellgelb bis blaugrün; begleitet von Titanit, Magnetit und Pennin), Albit (Plag II und I, xenomorph, schwacher normaler Zonenbau, Einschlüsse sämtlicher übriger Gesteinsgemengteile. Sekundäre Minerale wie Epidot und Titanit finden sich reichlich in Form spiralförmig verlegter und unverlegter Einschlusßzüge), Chlorit (Pennin, 0,4 mm, häufig querständig oder radialfaserig), Titanit (0,3 mm; häufig sind feinkörnige Aggregate, vor allem im Bereiche der Hornblenden) und Epidot (0,3 mm; hauptsächlich als Einschlusß in Albit auftretend, farblos bis hellgelb, Zwillinge vorhanden, Achsenebene senkrecht zur Hauptzone, opt. negativ).

Ferner: Pyrit (mit Rändchen von Eisenglanz), Magnetit, Granat (als Einschlusß in Albit) und Apatit.

Die Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich Albit und präkristallin bezüglich Chlorit.

Den Talkschiefer mit Magnetitoktaedern östlich unter dem Butzentörl beschrieb S. PREY (1937 b, p. 191—192). Dieser Autor fand ein sehr interessantes, zu den Ophikalziten zu stellendes Gestein im steilen Hang des Kares zwischen Stellkopf und Stellhöhe, in Richtung zur Kluidscharte (ebenda p. 196—206). Er bestimmte es als Granat-Fuchsit-Strahlstein-Kalkschiefer, in dessen Verband er auch Chromzoisit fand. Gedeutet wird das Gestein wohl sehr zu Recht von

S. PREY als Reaktionsprodukt im Zuge der Regionalmetamorphose an der Grenze von Prasinit und Kalkglimmerschiefer.

Südsüdwestlich über dem Butzentörl folgen im Kalkglimmerschiefer noch mehrere Grünschieferlagen und auch Serpentin. Darüber lagert am Gipfel der Stellhöhe Schwarzphyllit. Solcher baut auch das Gebiet bei der Gratzter Alm, unter der Matreier Zone auf.

In den N-Wänden des Stellkopfes wird Gneislamelle 4 im Liegenden und Hangenden von „Trias“ begleitet. Die liegende „Trias“ ist auf Tafel 7, Fig. 4 dargestellt. Im Hochkar der verlassenen Steiner Alm (Tafel 7, Fig. 7) ist die hangende Trias boudinagiert und zeigt eine im Kalkglimmerschiefer zusammen mit Serpentin steckende, 70 m lange und 25 m hohe Linse aus Dolomitmarmor. Der Kalkmarmor im Liegenden der Gneislamelle läßt an der Karschwelle in Schlucklöchern den Bach verschwinden, der im Hangtrichter westlich P. 2392 in Form mehrerer starker Quellen wieder zum Vorschein kommt. Nach Aussage der Einheimischen erfolgte der Wasserabfluß aus dem Kar früher östlich P. 2392, wo auch in der topographischen Karte ein Bach, der zur Zeit nicht mehr existiert, eingetragen ist.

Durch die Kluid-Scharte zieht eine Verwerfung mit Harnischen, Kluftmylonit und Gangquarz. Die Schiefer zwischen Kluid-Scharte und Hilmers-Berg zeigen Schleppungen mit widersinnigem E-Fallen (junge Bruchtektonik). Der Grünschiefer ist diaphthoritisch, quarzdurchtränkt und mitunter schwer von Quarzitschiefer unterscheidbar.

Am Gesimse des Hilmersberg-NW-Kammes nahmen wir im Hangenden der Gneislamelle 4 folgendes, recht kompliziertes Detailprofil (Schuppenbau!) von unten nach oben auf: Augengneis der Lamelle 4, heller Albitporphyroblastenschiefer und Quarzit, Kalkmarmor (3 m), Granatphyllit (3 m), Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer mit Albitporphyroblastenschiefer (2 m), Kalkglimmerschiefer (3 m), Dolomitmarmor (0,1 m), Granatphyllit (0,6 m), Kalkglimmerschiefer (0,2 m), teilweise kalkführender Granatphyllit (1 m), Serpentin (0,3 bis 0,1 m), Dolomitmarmor (2 m), Serpentin (0,5 m); Seehöhe ca. 2300 m; bastitartige Pseudomorphosen wurden aus diesem Serpentinzug von S. PREY beschrieben, Dissertation 1937 b, p. 189—190), darüber mehrere 100 m mächtiger Kalkglimmerschiefer mit einigen Grünschieferlagen; endlich am Gipfel des Hilmers-Berges der Schwarzphyllit, über dem die Matreier Zone liegt.

Der mächtige Kalkglimmerschiefer des Hilmers-Berges streicht über die Göritzer Wiesen, Planitzen, Neun Brunnen zur Schlucht des Zirknitz-Baches oberhalb Döllach.

Die Trias im Liegenden der Gneislamelle 4 haben wir auf Tafel 7, Fig. 7 dargestellt. Die „Trias“ im Hangenden liegt über Serpentin und Grünschiefer in einem höheren Niveau des Kalkglimmerschiefers südlich der Kluid-Alm und wurde im Gehänge nördlich P. 2045 studiert, wo sich der Dolomitmarmor (Se 754) als hellgraues, feinkörniges Gestein mit wenigen und sehr kleinen Muskowitblättchen erweist.

Rhomboedrisches Karbonat (0,8 bis 0,1 mm). Ferner: Muskowit (0,4 mm), graphitische Substanz und Chlorit. Das Gestein ist präkristallin bezüglich Muskowit deformiert.

In der Wildbachschlucht nordwestlich P. 2045 wird dieser Dolomitmarmorzug 25 m mächtig, von den Einheimischen gewonnen und im Kalkofen beim Bauernhof Wunderer im Zirknitz-Tal gebrannt. Der Dolomitmarmor („Trias“) verläuft hier innerhalb der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie, und zwar in deren

basalem Teil und nimmt damit lokal eine ähnliche Position ein wie die bekannte „Trias“ in den Karen unter dem Wiesbachhorn im Fuscher Tal. In der soeben genannten Wildbachschlucht nordwestlich P. 2045 nahmen wir von unten nach oben folgendes Profil auf: Serpentin (50 m), Kalkglimmerschiefer (200 m), Grünschiefer (25 m), Kalkglimmerschiefer (15 m), farbloser Dolomitmarmor (25 m) und darüber der mächtige Kalkglimmerschiefer der Göritzer Wiesen.

Der Wasserfall „Neun Brunnen“ stürzt über albitführenden Kalkglimmerschiefer, ein graues, mittelkörniges, ebenflächig parallelschieferiges Gestein mit 2 mm großen, dunklen Albitknoten.

Hauptgemengteile (Se 750): Rhomboedrisches Karbonat (1,6 mm, gelängt in s), Quarz (0,6 mm, schwach undulös, gelängt in s), Muskowit (0,8 mm, parakristallin deformiert), graphitische Substanz (besonders in den Albit- und Titanitporphyroblasten angereichert; sonst parallel verwachsen mit Muskowit) und Albit (Plag I, xenomorph, häufig ganz unregelmäßige, amöbenförmige Umrisse; inverser Zonenbau. Verlegte und unverlegte Einschlußzüge aus graphitischer Substanz, Muskowit, Quarz und rhomboedrischem Karbonat. Während graphitische Substanz gleichmäßig im Albit eingeschlossen ist, kann man erkennen, daß Muskowit, Quarz und rhomboedrisches Karbonat reichlicher in der äußeren, basischen Schale als im sauren Kern vorkommen).

Unter den Nebengemengteilen sind besonders die Porphyroblasten von Titanit interessant. Sie erreichen 1,4 mm Durchmesser und führen verlegte Einschlußzüge graphitischer Substanz. Muskowitscheiter umgeben die Titanitkristalle lufdförmig. In den zwickelförmigen Höfen sind Quarz- und Karbonatkörnchen mit radialstrahligen Aggregaten farblosen Chlorits angereichert. Weitere Nebengemengteile sind Chlorit, Pyrit und Turmalin (0,3 mm; farblos bis braun).

Der 7 m mächtige Grünschieferzug im Sockel des Wasserfalles „Neun Brunnen“ enthält Albit-Epidot-Amphibolit mit freisichtig erkennbaren Hornblendeleisten (2,5 cm), glasklaren Albitrundlingen (3 mm), Magnetitoktaedern (2 mm), Chlorit und Epidot.

Hauptgemengteile (Se 755 und 756): Blaugrüne Hornblende (gelängt in s; hellgelb bis blaugrün, $c/\gamma = 14$ bis 17°), Albit (Plag II und I, Rundlinge, kein Zonenbau; reich an Einschlüssen von Epidot, Titanit, Chlorit, Hornblende und Erz; ein einschlußarmer Randsaum ist häufig ausgeprägt; unverlegte und verlegte Einschlußzüge), Epidot (0,25 mm, Achsenebene senkrecht zur Hauptzone des Minerals; $2V\alpha = 66$ bis 74° ; schwacher Pleochroismus von farblos bis hellgelb; hohe Interferenzfarben), Titanit (0,15 mm; besonders in und nahe den Hornblenden angereichert), Chlorit (0,25 mm; oft radialstrahlig ausgebildet, oder mit der Basisfläche senkrecht zu den Haarspalten des Gesteines orientiert) und Magnetit (meist idiomorph).

Ferner: Biotit, Zoisit (0,64 mm; Achsenebene parallel zur Hauptzone des Minerals) und Apatit.

Die Deformation des Gesteines erfolgte präkristallin bezüglich Albit und Chlorit.

Die „Trias“ unter Gneislamelle 4 am rechten (nördlichen) Ufer des Zirknitz-Baches zeigt Tafel 7, Fig. 6.

Im Hangenden der Gneislamelle 4 trifft man längs des auf der topographischen Karte nicht eingezeichneten Feldweges, 450 m nordöstlich vom Kreuz P. 1370 folgende Schieferlagen von unten nach oben: heller Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer, Granat-Muskowit-Chloritschiefer, Kalkglimmerschiefer und mächtiger Serpentin. Darüber folgt der Kalkglimmerschiefer des Kulmer Kogels mit dem Grünschieferband, das im Felsabbruch nordöstlich Kalscher 20 m mächtig ist.

Prächtig ist das Profil der Stanzwurten.

Die „Trias“ im Liegenden der Gneislamelle 4 hat hier nicht den Anschein einer verkehrt liegenden, sondern den einer aufrechten Serie, da die Abfolge: Quarzit, Rauhwacke, Dolomitmarmor, Kalkmarmor hauptsächlich aufrecht liegt. Schuppenbau ist jedenfalls auch hier vorhanden (siehe Tafel 6, Fig. 8 und 9).

Geradezu klassisch entwickelt ist die Gesteinsserie über der Gneislamelle 4 am Stanzwurten-Gipfel und -SW-Kamm. Sie entspricht bereits dem bekannten

Aufbau im Glocknergebiet mit Seidlwinkl-„Trias“ (50 m mächtig im Gipfelgebiet der Stanziwurten), typischer Brennkogel-„Lias“-Serie aus Schwarzphyllit, Kalkphyllit und Serpentin (mit ebenfalls geringer Mächtigkeit am Stanziwurten-SW-Kamm) und darüber sogenannter „oberer Schieferhülle“ (Kalkglimmerschiefer mit mehreren Grünschieferzügen); obenauf der „neokome“ Schwarzphyllit in den Wänden westlich über der Möll vom Blasen-Wald bis über Heiligenblut. Von hier nimmt man den Eindruck einer mehr oder weniger ungestörten, aufrechten, stratigraphischen Schichtfolge im Hangenden der Gneislamelle 4 von der „Trias“ bis zum „Neokom“ unter der Matreier Zone mit nach Hause. Dieser Eindruck kann natürlich auch ein falscher Kurzschluß sein. Die Frage ist wegen Fossilmangels derzeit noch ungeklärt (siehe Tafel 6, Fig. 5).

Die Scholle der Weißen Wand ist infolge Bergzerreißung gegenüber dem Hauptkörper der Stanziwurten etwas abgesunken. Davon wurde bei der Profil-darstellung (Tafel 6, Fig. 3 und 5) abgesehen, bzw. die Profil-Unterbrechung oberhalb P. 2439 gezeichnet. Im Dolomitmarmor der Weißen Wand finden sich einesteils ältere Klüfte mit Gangquarz (reichlich Bergkristall), Azurit und Malachit, andernteils jüngere, sterile Spalten rezenten Alters. Der Vorgang der Zer-reißung dieses Dolomitmarmors hat also schon unter Auflast bei hydrothermalen Bedingungen begonnen und wirkt derzeit noch weiter.

Untersucht wurde der „permo-skythische“ Quarzit mit Turmalin-porphyrblasten aus der Stanziwurten-SE-Flanke, nordwestlich P. 2054 („Trias“ aus dem Liegenden der Gneislamelle 4). Die Turmalinsäulchen sind bis 2 cm lang und auf dem Haupt-s des Gesteines angereichert. Es handelt sich um tafeligen, farblosen Muskowitquarzit.

Hauptgemengteile (Se 760): Quarz (1,5 mm, gelängt in s, verzahnte Umriss, undulös; Überindividuen sind häufig; die z-Achsen der Quarzkörner liegen im allgemeinen weder parallel noch senkrecht zu s, sondern bevorzugen die beiden Diagonalrichtungen), Muskowit (0,6 mm; Pleochroismus von farblos bis schwach grün; parakristalline Deformation; eventuell Phengit vorhanden) und Turmalin (farblos bis dunkelbraun).

Ferner: Pyrit, stahlgraue opake Substanz, Granat und Zirkon.

Der Dolomitmarmor von P. 2683 auf der Stanziwurten ist farblos, feinkörnig und führt 2 cm lange Tremolitsäulchen, die eine deutliche Lineation auf s bilden.

Hauptgemengteile (Se 762): Rhomboedrisches Karbonat (0,3 mm) und farbloser, einschluß-ärmer Tremolit.

Ferner: Zoisit (2 mm; Einschlüsse aus rhomboedrischem Karbonat und Quarz), Muskowit (0,8 mm, parakristallin deformiert), Quarz (0,3 mm; undulös; in rhomboedrisches Karbonat eingebetteter Quarz ist nicht undulös), Chlorit und Pyrit.

Weder im grauen Dolomitmarmor der Stanziwurten, noch im Kalkmarmor wurde Tremolit beobachtet.

Im dunklen kalkhaltigen Schiefer der Brennkogelserie des Stanziwurten-SW-Kammes wurde karbonatführender Granat-Muskowit-Glimmerschiefer untersucht, in dem neben den großen Granatkristallen (1 cm) und langen Muskowitzügen (7 mm) vereinzelt grasgrüne Zoisitsäulen (2,5 cm) als postkinematische Porphyroblasten vorkommen.

Hauptgemengteile (Se 741): Granat (mit verlegten Einschlußzügen aus graphitischer Substanz und Quarz; außerdem durchsetzen Quarz und rhomboedrisches Karbonat den Granat sieb-förmig), Muskowit (postkristallin deformiert) und Quarz (stark undulös, verzahnt, häufig in s gestreckt; der im Granat eingeschlossene Quarz ist rundlich und nur ganz schwach undulös).

Ferner: Epidot, Zoisit, Chlorit und Limonit.

Das Gestein ist postkristallin bezüglich Granat, Muskowit und Quarz deformiert. Nur die im Granat eingeschlossenen Quarze wurden von differentiellen Bewegungen verschont. Bezüglich der Zoisitporphyroblasten ist das Gestein präkristallin deformiert.

Im Mölltal, im Raume: Mittlerer Berg, Malig und südlich Judenbrücke kann die Schieferbegleitung der Gneislamelle 4 nur in verrutschtem Zustande beobachtet werden. Der nach Apriach ansteigende Fahrweg zeigt nordöstlich P. 1056 von unten nach oben: spitzgefalteten Gneis der Lamelle 4, darüber Quarzit (einige Meter), Rauhwanke (3 m), Dolomitschiefer (2 m), Quarzit und Gneis (3 m), Dolomitschiefer (5 m), Kalkmarmor (3 m), Rauhwanke (4 m), Dolomitschiefer (2 m), Rauhwanke (0,5 m), Quarzit und Gneis (30 m); dann folgt über einem 20 m hohen, aufschlußlosen Stück der Serpentin. Unweit dieser Stelle ist in ganz versteckter Lage der von A. KIESLINGER (1937 c) beschriebene alte Serpentinsteinbruch, dessen Gestein neben interessanten baustoffkundlichen und historischen Erkundungen auch von A. KIESLINGER eingehend petrographiert wurde. Man findet den Steinbruch in verwachsenem Gelände 25 m über dem genannten Fahrweg in Seehöhe 1090 m, 160 Schritte nördlich der Gedenktafel für den hochwürdigen Herrn ACKEREN. Geräte und Arbeitsspuren mit einer Inschrift „1949“ zeigen an, daß in jüngster Zeit wiederum etwas Serpentin gebrochen wurde.

Westlich der Möll enthält der Grünschiefer beim Klausner in Seehöhe 1225 m Albit-Epidot-Amphibolit, der auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe nicht eingetragen ist.

Die „Trias“ unter dem Serpentin des Jungfernsprunges (Wasserfall) wurde auf Tafel 6, Fig. 11 dargestellt.

Im Fels des Jungfernsprunges kann man massigen und geschieferten Serpentin unterscheiden. Freisichtig sind dunkle Flecke (Pseudomorphosen) und 2 mm große Erzkörnchen auszunehmen.

Ein untersuchter massiger Typ (Se 703) zeigt:

Antigorit (0,01 bis 0,3 mm) mit ziemlich unregelmäßigem Gewebe und stellenweise mit Andeutung von Gitterstruktur. Die einige Millimeter großen dunklen Flecke sind von zweierlei Art. Erstens: Flecke mit Gitterstruktur verhältnismäßig großer Antigoritblättchen und mit reichlicher Beteiligung von rhomboedrischem Karbonat. Zweitens: Flecke mit deutlicher Parallelanordnung der Antigoritblättchen.

Ferner: Rhomboedrisches Karbonat (0,3 mm) und opakes Erz (mit stahlgrauer Reflexion und stellenweise dunkelbraun durchscheinenden Partien).

Nach der Auffassung von H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1939) für die Serpentine des Großglocknergebietes könnten die Antigoritflecke mit deutlicher Gitterstruktur als eventuelle Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen, die Flecke mit subparallelen Antigoritblättchen als fragliche Pseudomorphosen nach monoklinem Pyroxen und das übrige filzige Antigoritgefüge als wahrscheinlicher Abkömmling von Olivin gedeutet werden.

Der geschieferte Serpentin (Se 704) zeigt in einer Probe wirr-faserigen Antigorit (0,01 bis 0,25 mm) mit deutlich umgrenzten Flecken aus subparallel orientierten Antigoritblättchen. Flecke mit Gitterstruktur sind weniger deutlich. Haarrisse sind mit größeren, subparallel verwachsenen Antigoritblättchen ausgekleidet, welche mit ihrer Längsrichtung normal zu den Fugen orientiert sind.

Ferner: Rhomboedrisches Karbonat (0,8 mm), Tremolit (2,5 mm; farblose Säulchen) und opakes Erz (1,6 mm; Skelettformen, stahlglänzend, stellenweise rotbraun durchscheinend).

Verschuppte „Trias“ in Begleitung der Gneislamelle 4 kann vorzüglich und sehr bequem (neben der Bundesstraße) am rechten Möllufer zwischen Eichhorn und Rojach eingesehen werden: Quarzit mit Turmalin und Fuchsit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor. Sie streicht durch die Möllschlucht, westlich vom Möllfall. Der Quarzit quert die Bundesstraße in der Kehre gegenüber Hotel Sonnblick. Diese hier saiger stehende „Trias“ finden wir in flach westlich ein-

fallender Lagerung dann oben am Kärntner Schareck, unterbrochen durch die Bergsturz- und Moränengebiete des Tauernberges oberhalb Heiligenblut.

Die darüber folgenden Schwarzphyllite und Serpentine der Brennkogelserie ziehen ebenfalls über den Tauernberg zum Schareck-SW-Kamm. Man findet den Schwarzphyllit zwischen „Trias“ und Serpentin westlich der Kirche Pockhorn (P. 1113) aufgeschlossen und an der Bundesstraße gegenüber Hotel Sonnblick mit Lagen von Albit-Karbonat-Epidotschiefer (Se 701. Hauptgemengteile: Albitporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile, Quarz, rhomboedrisches Karbonat, Epidot, Chlorit und Muskowit. Ferner: Pyrit und Apatit. Deformation des Gesteines präkristallin bezüglich Albit). Die Serpentinkeite ist leicht aus der geologischen Karte ablesbar. Die Serpentinkörper schwellen an und dünnen aus. So steht z. B. das Hotel Sonnblick auf einer dünnen Serpentinlamelle.

Die Grenze zwischen Serpentin und darüberfolgendem Kalkglimmerschiefer zeigt mechanische Grobmengungen der beiden Gesteine mit regionalmetamorphen Stoffumsätzen. Weithin sieht man ein solches Ophikalzitband mit auffallend gelbbrauner Anwitterung in Seehöhe 1460 m, südsüdwestlich vom Möllfall, über dem nördlichen Teil des Serpentin der Pohener Wand. Die Grobmengungszone wird dort 5 m mächtig. Serpentinlagen durchziehen das Karbonatgestein (Kalkglimmerschiefer). Viel Gangquarz (stellenweise 2 m mächtig) und 10 cm große Dolomitekristalle sind vorhanden.

Tektonische Komplikationen, die offenbar mit den Querfalten der Glocknerdepression genetisch verknüpft sind, vielleicht sogar die streichende Fortsetzung der bekannten, vieldiskutierten „Trias“ der Fuschertal-Pfandscharten-Zone (an der Grenze zwischen Brennkogelserie und sogenannter „oberer Schieferhülle“) darstellen, finden sich gleich südlich Heiligenblut. Da streicht eine „Trias“ von der Rippe südlich Hadergassen (100 m nordöstlich P. 1318) zum Fuß der Elewitschwand beim Campingplatz Heiligenblut (15 m mächtiger Dolomitmarmor) über unsere Kartengrenze hinaus zur Kapelle beim Wolfgangbauern in Winkl-Heiligenblut. Die Kapelle steht auf dem Dolomitmarmor. Südlich darüber folgen Kalkglimmerschiefer (8 m), dann ein 10 m langes aufschlußloses Stück, dann abermals Dolomitmarmor (5 m) und erst darüber der Serpentin der Kuppe P. 1334 (Wolfgangbauer-Kachl).

Dieser „Triaszug“ folgt der Grenze von Brennkogelserie und „oberer Schieferhülle“.

An der Rippe südlich Hadergassen beobachtet man nämlich über der Talsohle folgendes Profil von unten nach oben: Schwarzschiefer und Albitporphyroblastenschiefer mit Quarzknuern (zusammen 80 m), darüber Kalkglimmerschiefer (80 m), Quarzit (2 m), gelb anwitternder Dolomitmarmor (8 m), Serpentin (30 m) und darüber der mächtige Kalkglimmerschiefer der Elewitschwand mit einigen Grünschieferlagen.

Der Schwarzschiefer im Sockel über der Talsohle ist ein an graphitischer Substanz reicher Muskowit-Chloritschiefer (Se 819) mit den Hauptgemengteilen: Muskowit und Chlorit (2 mm), graphitische Substanz und Albit (1 mm). Ferner: Zoisit, Titanit, Apatit und Quarz. Das Gestein ist parakristallin bezüglich Muskowit und Chlorit deformiert.

Der Albitporphyroblastenschiefer mit Quarzknuern (Se 822) zeigt als Hauptgemengteile: Albit (3 mm, Plag I, Rundlinge; nicht verlegte Einschlußzüge aus Quarz, Biotit, Muskowit, Chlorit, rhomboedrischem Karbonat, Epidot und Rutil), Biotit (hellgelb bis graubraun), Muskowit, Chlorit und Quarz. Ferner: Rhomboedrisches Karbonat, Apatit, Magnetit, Epidot, Orthit, Rutil und Zirkon. — Das Gestein ist parakristallin bezüglich Biotit, Muskowit, Chlorit und Albit deformiert.

Im Profil des Kärntner Scharecks fehlt lokal die Gneislamelle 4, so daß die „Trias“ der Seidlwinklserie unmittelbar den Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten über Gneislamelle 3 auflagert. In Richtung zur Kropf-Scharte folgt über der „Trias“ die Brennkogelserie („Lias“) mit Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Dolomitbreccie und Serpentin (siehe Tafel 8, Fig. 1).

Nördlich des Kärntner Scharecks vollzieht sich in der „Trias“ eine Ziehharmonika-Faltung um N—S-Achsen, die eine mächtige tektonische Anschoppung am Tauern-Hauptkamm zwischen Roßscharten-Kopf und Hochtor sowie in den breiten Kartreppen „In den Wänden“ bedingt (Abb. 1, Seite 14). In den Rauhacken ist stellenweise Gips aufgeschlossen. Darüber liegt am Hochtor die Brennkogelserie (siehe Profil: Tauernkopf-Hochtor-Margrötzenkopf in „Geologie des Großglocknergebietes“ von H. P. CORNELIUS und E. CLAR 1939, Abb. 29, Seite 112). Die Schwarzphyllite und Kalkphyllite am Gipfel des Roßscharten-Kopfes (Abb. 1, Seite 14) scheinen von der Erosion verschonte Reste der auf der „Trias“ aufliegenden Brennkogelserie zu sein. Westlich der Weissenbach-Scharte ist auch wieder Gneislamelle 4 vorhanden, der die Seidlwinkl-„Trias“ unmittelbar aufliegt (Tafel 6, Fig. 2). In der S-Wand des Hauptkammes haben wir folgendes Detailprofil im Abschnitt zwischen P. 2689 und Roßscharte von unten nach oben aufgenommen: Gneis der Lamelle 4, Quarzit (70 m), Dolomitschiefer (4 m), Kalkmarmor (30 m), Dolomitmarmor (10 m), Kalkmarmor (15 m) und darüber die Rauhacke am Grat (15 m). Es handelt sich jedenfalls nicht um eine einfache aufrechte Serie, sondern um Faltungen im höheren Teil des Profils (Schichtwiederholungen).

Fossilverdächtig ist farbloser Kalkmarmor mit grobspätigen, dunkelgrauen Kalzitlinsen (? Korallenkalk) in der SE-Flanke des Tauern-Kopfes, östlich der Torwand und an der S-Flanke der Torwand. Es könnte sich eventuell um marmorisierten rhätischen Korallenkalk handeln. Septen sind jedoch nicht zu erkennen. Megaskopisch ist es mittelkörniger, parallelschiefriger, farbloser, muskowitzführender Kalkmarmor, in dem sich graue, linsenförmig parallel s angeordnete Flecke mit Durchmesser zwischen 0,5 und 2,0 cm befinden, welche aus grobspätigem Kalzit bestehen.

Hauptgemengteile (Se 685): Rhomboedrisches Karbonat und Muskowit.

Das rhomboedrische Karbonat besitzt eine mittlere Korngröße von 0,2 bis 0,5 mm. Hingegen werden die Kalzitkristalle der grauen Flecke bis 2 cm groß und zeigen unter dem Mikroskop eine sehr feine und enge polysynthetische Lamellierung und einen bemerkenswerten Reichtum an mikrolithischen Einschlüssen, unter denen solche von graphitischer Substanz, Hellglimmer und Quarz erkennbar sind.

Der Muskowit (0,5 mm) zeigt keine postkristallinen Deformationen.

Ferner: Quarz (0,5 mm, selten schwach undulös; vorherrschend ist typisches Quarz-in-Kalzit-Gefüge, das durch kleine, runde oder dihexaedrisch idiomorphe Quarze gekennzeichnet ist, die inter- oder auch intragranular dem Kalzit eingelagert sind und nicht undulös auslöschten), Pyrit und graphitische Substanz.

Die Deformation des Gesteines erfolgte präkristallin in bezug auf Muskowit.

Eigenartig ist jedenfalls das megaskopische Bild der grauen Linsen, Flecken und Stengel im Gestein und die mikroskopisch erkennbare Tatsache reichlicher Einschlüsse graphitischer Substanz und anderer Mikrolithen in den großen, grauen Kalzitkristallen, während der übrige mittelkörnige Kalzit einschlußarm ist.

Im mittelkörnigen weißen Kalkmarmor der Torwand-SE-Flanke werden farblose Tremolitsäulchen bis 6 mm lang und sind besonders auf s des Gesteines angereichert.

Untersuchte Proben (Se 732 und 763) zeigen rhomboedrisches Karbonat (0,16 bis 1,5 mm, gelängt in s, mitunter verbogene Lamellen) und Muskowit (0,3 bis 0,7 mm, parakristallin deformiert). Ferner: Quarz (0,4 mm, teils undulös, teils Quarz-in-Kalzit-Gefüge) und Pyrit. Die Deformation des Gesteines erfolgte parakristallin bezüglich rhomboedrischem Karbonat und Muskowit.

Durch die Weißenbach-Scharte zieht eine junge Störung mit Klufthmylonit und Gangquarz. Der E-Flügel ist einige Meter gegenüber dem W-Flügel abgesunken. Die „Trias“ ist im E-Flügel nur geringmächtig entwickelt. Die mächtigen, um N—S-Achse gefalteten Karbonatquarzite des Hinteren Moderecks mit den begleitenden chloritoidführenden Schiefern und mit den Dolomitbreccien wurden bereits von E. CLAR (1932) dargestellt und von S. PREY (1937 b, p. 142) eingehend beschrieben (siehe Tafel 6, Fig. 1).

3. Die Glocknerserie im Gebiete der Mallnitzer Mulde

Die Schiefer in Begleitung der Gneislamelle 4 streichen aus dem Seidlwinkl-Tal in den Raum unserer geologischen Karte der Sonnblickgruppe zunächst bis zum Rauriser Hüttwinkl-Tal, wo sie durch das Erosionsloch von Kolm-Saigurn und des Hüttwinkels unterbrochen sind, um dann im Schareck-Geiselkopf-Kamm fortzusetzen.

Gneislamelle 4 und „Trias“ sind mächtig im Profil Wasserfallhöhe-Gamskar-Kogel—Sag-Kogel entwickelt (Tafel 8, Fig. 2 und 3). Die Gneislamelle 4 keilt bei der Rohrmoser-Alm aus, so daß nur die „Trias“ in streichender Fortsetzung und mit reduzierter Mächtigkeit über die Goldlackl-Scharte zur Ruine des Berghauses unter dem Grieswies-Schwarzkogel zieht (Tafel 8, Fig. 7 und 8). Eine unmittelbare Fortsetzung in den Steilwänden der Grieswies-Mähder haben wir bisher noch nicht gefunden. Es wäre eigentlich anzunehmen, daß diese „Trias“ an der Basis des Kalkglimmerschieferzuges: Grieswies-Mähder—Ritterkar—Bocksteinwand—Krumlhütte—Felderer-Alm irgendwo Spuren hinterlassen hätte. Bisher glückte uns ein derartiger „Trias“-Fund jedoch leider noch nicht. Sie erscheint in der analogen Position erst wieder jenseits des Kessels von Kolm-Saigurn in den Hängen des Scharecks, von wo sie bis ins untere Mallnitz-Tal zusammen mit Gneislamelle 4 zu verfolgen ist.

Der Schwarzphyllit zwischen Sag-Kogel-„Trias“ und Kalkglimmerschiefer des Schaflegerkopfes (Tafel 8, Fig. 3) quert knapp unterhalb der Rohrmoser-Alm den Kruml-Bäch und erreicht den Grat nordöstlich der Goldlackl-Scharte (Tafel 8, Fig. 8). Der Kalkglimmerschiefer des Schaflegerkopfes zieht ins Kruml-Tal. Nun folgt bei P. 2674 am Grat zwischen Schaflegerkopf und Tiefer Scharte (Tafel 8, Fig. 3) abermals „Trias“ mit Schwarzschiefer, in deren Verbände sich nordwestlich und südwestlich der Bräuhütte im Kruml-Tal Serpentin und Talkschiefer einstellen. Wahrscheinlich verbindet sich auch diese Zone mit der „Trias“ und mit den Schwarzschiefern der Goldlackl-Scharte.

Darüber folgt die Mulde der Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer des Gebietes Edlen-Kopf—Ritterkopf. Natürlich handelt es sich strukturell um die gegen N trompetenförmig verbreiterte Mallnitzer Mulde, wobei die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer des Edlen- und Ritterkopf-Gebietes der „oberen Schieferhülle“ der Glocknergruppe gleichzusetzen sind.

Der mächtige Kalkglimmerschieferzug: Grieswies-Mähder—Felderer-Alm baut in schwebender Lagerung die Wände über dem Talgrund des Kruml-Tales zwischen Krumlhütte und nordöstlich Bräuhütte auf. Dort bäumt er sich steil auf und streicht einerseits zum Grat südöstlich Tiefer Scharte, andererseits mit Rück-

biegung gegen SW (Einfluß der nahen Sonnblick-Stirnwalze) über die Ritterkopf-SW-Flanke ins Ritterkar und verbindet sich wieder ringförmig mit dem Kalkglimmerschiefer der Grieswies-Mähder (Tafel 2 und Tafel 8, Fig. 7 und 8).

Der soeben geschilderte Kalkglimmerschieferzug bildet also den Muldenschluß der Mallnitzer Mulde. Diese Schüssel hat einen flachen E-Schenkel und einen steil aufgebäumten, im Ritterkopf sogar rückgebogenen SW-Schenkel. Der Inhalt der Schüssel besteht aus abenteuerlich um konstante NW- bis N-Achse verfalteten Kalkglimmerschieferlagen und kompetenten Grünschiefer-Walzen. Im Querschnitt beobachtet man Spiralfalten, halbmondförmige Gestalten, Ellipsen, Kreise, Keile. Es ist ein Stengeltektonit im Kilometer-Bereich, prachtvoll an den Steiflanken kartierbar mit dem Kontrast der natürlichen Gesteinsfarben, bzw. ihrer Verwitterungsfarbe und ihrer Verwitterungsformen.

An Details aus dem Edlen-Kopf-Gebiet sei der knödelartige Grünschiefer-Körper im Mallnitzer Muldenschluß nördlich über der Bräuhütte im Kruml-Tal besonders erwähnt. Die Strukturen sind dort vollständig aufgeschlossen. Auch das spitze Faltscharnier am Grat: Rote Wand (P. 2469) — P. 2087 (Steinmann in der Kurve des Schafhaltersteiges) ist ein Kuriosum. Diese Falte hat ihre streichende Fortsetzung am Grat nordöstlich Schafkarkogel, schon nördlich außerhalb der geologischen Karte der Sonnblickgruppe. Sie bildet dort den dicken, schwebenden Grünschiefer-Körper: Koglkarkopf—Mitterkarkopf—Leiterkopf bis Schodenkopf, der dem zunächst noch flach austreichenden Kalkglimmerschieferzug: Felderer-Alm—Plattenberg—P. 1417—P. 1916 aufliegt und in der gewaltigen, NE-konvexen Stirne des Gebietes Schodenkopf—Platteck nach SW auf- und rückbiegt.

Diesen 3 km langen Grünschiefer-Körper, der sich schon nördlich außerhalb der Sonnblick-Karte befindet, kartierten wir an der Hüttwinkler Seite und nannten ihn vorläufig Leiterkopf-Digitation.

In der Natur sind auch sehr schön die Zickzack-Falten des Grünschiefers mit dem Kalkglimmerschiefer in der S- und SW-Flanke des Edlen-Kopfes und die schüsselförmige Lagerung des Grünschiefers zwischen Tiefer Scharte und E-Grat des Edlen-Kopfes zu sehen. Die liegenden Falten im Gipfelgebiet des Edlen-Kopfes erinnern an die Liegendfalte am Hochtenn der Glocknergruppe, zu dem man vom Gipfel des Edlen-Kopfes hinübersieht.

Westlich des Edlen-Kopfes befindet sich knapp westlich der Scharte P. 2739 eine Kluft im Grünschiefer mit großen Feldspat- und Zoisitkristallen.

Außerdem gibt es im Grünschiefer des Edlen-Kopfes lokal 2,5 cm große Pyritwürfel (Porphyroblasten). Wir sammelten das Gestein nicht anstehend in der Bachrinne zwischen den Buchstaben „m“ und „l“ des Wortes „Krumler Schafweide“ dort, wo der obere Schafhaltersteig den Bachriß quert. Die unversehrte Ausbildung der Pyritwürfel deutet darauf hin, daß sie erst nach der Haupttektonik kristallisierten.

Die großartigsten Zylinder, Spiralfalten und halbmondförmig ausgefranzten Walzen bietet das große breite Kar in der N-Flanke des Ritterkopfes. Es wird von den Einheimischen als „Glockhauser Kar“ bezeichnet. Die Aufschlüsse sind vorzüglich. Die kompetenten Grünschiefer verschwinden tunnelförmig unter den bildsamen Kalkglimmerschiefern. Aus der Gipfelregion tauchen die Grünschiefer mit NW-konvexen Stirnen von oben her in die Kalkglimmerschiefer ein. Im westlichen Glockhauser Kar (P. 2435) gelangt der halbmondförmig rückgebogene, ebenfalls gegen NE ausgefranzte Zylinder (Grünschiefer-Walze) zur

Beobachtung. Am Vorberg P. 2551 befindet sich die Fortsetzung der Struktur der oben beschriebenen Falte der „Roten Wand“ des Edlen-Kopf-Gebietes, wobei sich der Grünschiefer-Körper bei P. 2417 senkrecht aufbäumt und analog dem Faltscharnier bei der Roten Wand zur Rückfaltung anhebt (siehe Tafel 2). An der breiten, von Kalkglimmerschiefer aufgebauten Karschwelle des Glockhauser Kares bei P. 1972 macht man mit Erfolg Strukturbeobachtungen über metamorphen Lösungsumsatz und Rekristallisation im Kalkglimmerschiefer. Kalzitaugen sind analog den Feldspataugen im Augengneis entwickelt. Diskordante, 1 m mächtige Karbonat-Quarzgänge verästeln sich seitlich im Kalkglimmerschiefer analog den diskordanten Pegmatiten im Augengneis.

Die Fortsetzung der Schiefer in Begleitung von Gneislamelle 4 (Deckensystem über Gneislamelle 4, Glocknerserie) südöstlich Kolm-Saigurn bis ins Mallnitz-Tal kann aus den Parallelprofilen der Tafeln 4 und 5 und aus den ergänzenden, detaillierten Profillisten in den Erklärungen zu den genannten Tafeln abgelesen werden. Im Kamm: Schareck-Geisel-Kopf bleibt die asymmetrische Form der Mallnitzer-Mulde erhalten. Im Böseck-Kamm fällt die Mulde gegen SW ein. Im unteren Mallnitz-Tal und in der Gegend nördlich Obervellach ist nur noch ein steiles parallelschiefriges Gesteinspaket vorhanden, dessen Schichtfolge und Tektonik im einzelnen kaum mehr rekonstruierbar sein wird.

Die „Trias“-Profile wurden detailliert an den wichtigsten und leicht zugänglichen Stellen aufgenommen und in den Erklärungen zu den Tafeln 4 und 5 mitgeteilt.

Die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie mit Lagen und Linsen von Serpentin ist am Schareck breit entwickelt. Sie erfährt eine Verengung im Gebiete des Keesauges (Schlappereben-Kees), welche durch das lokale N-Fallen im SW-Schenkel der Mallnitzer Mulde und durch die tiefgreifende Erosion im breiten Kessel des Schlappereben-Kees bedingt ist.

Die Breite der Muldenfüllung im geologischen Kartenbild nimmt in den NE-Flanken des Sparanger- und Mittleren Murauser Kopfes wiederum zu und erreicht ihr lokales Maximum im breiten NE-Kamm des Geisel-Kopfes. Die prachtvollen Falten im Quarzit des Geisel-Kopf-NE-Kammes wurden von A. KIESLINGER (1940, Tafel 49) zur Abbildung gebracht. Die Mulde streicht über Wasserfallwand, Zedölnik-NE-Flanke zur Mauternitz-Kopf-N-Flanke (Groß-Laab), wo man die Muldenstruktur des Kalkglimmerschiefers vorzüglich in den Felswänden sieht und auch noch aus der Ferne, z. B. aus dem Gebiete der Hagener Hütte, des Greil-Kopfes und der Romate-Spitze gut erkennt. Dann erfolgt die allmähliche isoklinale Zusammenpressung von der Krippenhöch zum Lonza-Köpfl. Als Rest der Mallnitzer Muldenfüllung zieht ein breiter Kalkglimmerschieferzug nördlich Gugganigriegel in die Mallnitzer Schlucht und zur Station Obervellach der Tauern-Eisenbahn. Der Quarzit unter der Trasse der Eisenbahn, südlich vom Sonnseiten-Wald, wechselt mehrfach mit Schwarzsphyllit und dunklem Albitporphyroblastenschiefer ab.

Nordöstlich der Station Obervellach hat man gute Aufschlüsse längs eines neuen Güterweges, der von der Station zum Weiler Kaponig und im W-Hang des Kaponig-Grabens zu P. 1378 (schon außerhalb der geologischen Karte der Sonnblickgruppe) führt. An zwei Stellen dieses Weges sind Dolomitbreccien (graue Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel; „Liasbreccie“) aufgeschlossen (siehe Abb. 6). Man erhält einen recht vollständigen Querschnitt durch das mehr oder weniger isoklinale, steile Schieferpaket. Es setzt sich aus einem südlichen Teil, der die Reste der Mallnitzer Mulde umfaßt, und aus einem

nördlichen Teil zusammen, der die Fortsetzung des an den Hochalm-Kern angeschmiegteten Schieferstreifens östlich Mallnitz beinhaltet. Es handelt sich um die Schiefer, die über dem Seebach-Tal ausheben, und zwar um den mächtigen Grünschieferzug des Auernigs (östlich Mallnitz) und der ihn begleitenden Kalkglimmerschiefer. Über Tektonik des Raumes um die Ortschaft Mallnitz wurde bereits an anderer Stelle ausführlich berichtet (CH. EXNER 1949 b).

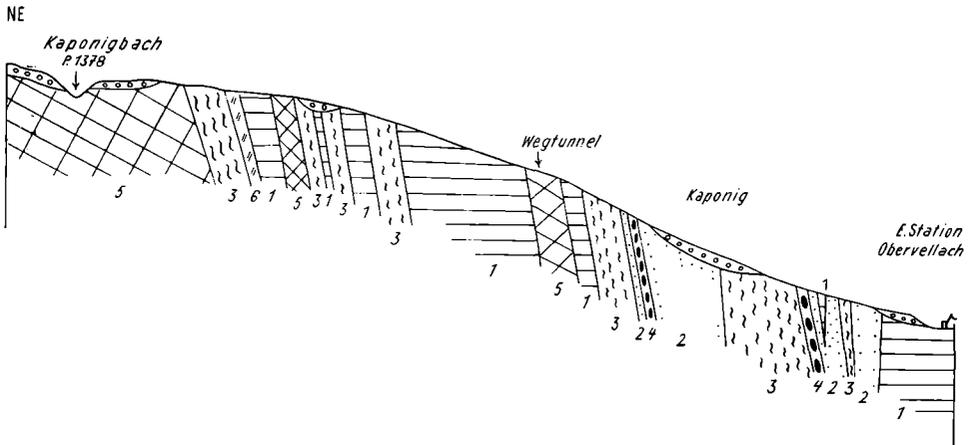


Abb. 6. Profil durch die Schieferserie längs des Güterweges von der Eisenbahnstation Obervellach in den Kaponig-Graben. 1 = Kalkglimmerschiefer, 2 = Quarzit, 3 = Schwarzphyllit, 4 = Dolomitbreccie, 5 = Grünschiefer, 6 = Serpentin und Talkschiefer.

Der Kalkglimmerschiefer nordöstlich des Wegtunnels (Abb. 6) zeigt große Kalzitaugen und mobilisierte Kalzitgänge — teils in s eingeschlichtet, teils diskordant — welche Bilder ergeben, die denen mancher Augengranitgneise der Tauern analog sind. Es ist auch bemerkenswert, daß dieser Kalkglimmerschiefer Albitporphyroblasten mit zahlreichen feinen polysynthetischen Zwillingslamellen führt und auch reichlich Biotit enthält. Es scheint die alpidische Metamorphose am Rande gegen den Hochalm-Kern stärker wirksam gewesen zu sein als in der Sonnblickgruppe. Auch der reiche Biotit-Gehalt des Auernig-Grünschieferzuges in unserem Profil bei P. 1378 und auch im Grünschieferzug des Wegtunnels, sowie im Steinbruch bei der Eisenbahnstation Mallnitz, spricht im selben Sinne für eine stärkere Metamorphose am Rande des Hochalm-Kernes.

Es sei noch das mikroskopische Bild des soeben genannten Kalkglimmerschiefers vom neuen Güterweg im Kaponig-Graben (Abb. 6), nordöstlich des Wegtunnels, mitgeteilt.

Hauptgemengteile (Se 749): Rhomboedrisches Karbonat (1,6 mm, gelängt in s), Quarz (2 mm, gelängt in s, undulös, mit verzahnten Umrissen; Bläschenzüge vorhanden; Körner in Kalzit sind rundlich und nicht undulös), Muskowit und Biotit (parakristallin deformiert, Korngröße 0,4 mm. Biotit mit Pleochroismus von farblos bis rötlichbraun), graphitische Substanz (parallelverwachsen mit Glimmer, angereichert in Albit). Der Albit (4 mm) ist xenomorph und gelängt in s. Er enthält unverlegte und spiralförmig verlegte helizitische Einschlüßzüge aus graphitischer Substanz, Muskowit, rhomboedrischem Karbonat und Quarz. Sonderbarerweise sind dichte, feine polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz auch in jenen Albitkörnern vorhanden, welche reichlich helizitische Einschlüßzüge besitzen.

Ferner: Zoisit (Achsenebene parallel zur Hauptzone), Pyrit, Ilmenit, Chlorit (sekundär aus Biotit), Turmalin (0,05 mm, farblos bis braun) und Titanit (0,32 mm, Einschlüsse aus graphitischer Substanz).

Matreier Zone (mit Gneislamelle 5)

Im Hangenden der Tauernschiefer und unter der altkristallinen Schubmasse des Oberostalpins bildet die Matreier Zone einen Reibungssteppich, eine tektonische Mischserie, lokal auch eine tektonische Breccie von mehreren Meterzehnern bis einigen 100 m Mächtigkeit. An ihrem Aufbau beteiligen sich infolge intensiver Verschuppung kartenspielartig durcheinandergemischte Tauernschiefer und Schollen unterostalpinen Perms und Mesozoikums. Linsen intensiv postkristallin deformierten Granitgneises (Gebiet: Eggerwiesen-Kopf — Schmied-Alm — Kreuz-Kopf) von nur wenigen Metern Mächtigkeit bezeichnen wir hier als **Gneislamelle 5**. Es handelt sich offenbar um Splitter des unterostalpinen Grundgebirges. Mit der Bezeichnung möchten wir festhalten, daß es bezüglich der petrographischen Ausbildung — es handelt sich ebenfalls wieder um Phengit-Mikroklingneis — und bezüglich des Bewegungsmechanismus (Zerschierung, Skalpierung des Grundgebirges und Einschichtung als dünn gewalzte Gneislamellen infolge horizontalen Transportes mit Faltung und Verschuppung inmitten der übrigen, sedimentogenen Schiefer) Analogien zu den bereits behandelten Gneislamellen 1 bis 4 des Tauernbereiches vorhanden sind.

Die Matreier setzt aus der Katschbergzone um die SE-Ecke der Tauern herum (CH. EXNER 1954 c) und kann im Profil des Rieken-Baches bei Oberkolbnitz im unteren Mölltal erkannt werden (CH. EXNER 1962 c). Im Gebiete der geologischen Karte der Sonnblickgruppe liegen die neueren Untersuchungen der Matreier Zone von W. J. SCHMIDT (1950, 1951 und 1952) und die detaillierten geologischen Aufnahmen und Beschreibungen besonders des Gebietes: Großfragant, Schobertörl und Makernispitze von S. PREY (1937, 1951 a und b, 1954 und 1962) vor. Außerdem wird Herr Chefgeologe Dr. S. PREY in einem eigenen Beitrag über seinen Kartierungsabschnitt im Bereiche der Matreier Zone der geologischen Karte der Sonnblickgruppe berichten¹⁾. Wir können uns daher im Hinblick auf die gründliche, neuere Bearbeitung der Matreier Zone von S. PREY und W. J. SCHMIDT ganz kurz fassen und möchten nur einige Ergänzungen beisteuern.

Den unterostalpinen Quarzphyllit nach Art des Katschberg-Quarzphyllits findet man im Mölltal bei Semslach, in den Profilen des Semsbacher und Söbriacher Gießbaches und am Ausgange der Schlucht des Reißbaches (Tafel 7, Fig. 11). Auch am S-Ufer der Möll südwestlich Außerfragant findet sich der Quarzphyllit mit Einschaltungen von Quarzit und grauem Kalkschiefer.

Erst nördlich der Möll setzt westlich Außerfragant auch „Trias“-Dolomit ein. Westlich des alten Berghauses (Talstation des ehemaligen Schrägaufzuges des Fraganter Kupferbergbaues) steht farbloser bis hellgelber, mindestens 5 m mächtiger Dolomit an. Er bildete einen Wandzug, in dem sich auch ein kleiner Steinbruch befindet. Begleitet wird er von farblosem Kalkmarmor. Darüber folgen ausgezeichnete Aufschlüsse im Quarzphyllit (östlich Schramm): Diaphthoritischer, gequälter, rostig anwittender Serizit-Chloritphyllit mit Quarzknuern.

Bei P. 1042 am Grafenberg folgen über dem höchsten Kalkglimmerschieferzug der Tauernhülle Schwarzphyllit, Grünschiefer, Dolomit, Quarzit, dann abermals Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer und wiederum der Quarzphyllit, der im Grafenberger Wald recht breit entwickelt ist.

¹⁾ Siehe Seite 131 bis 151 und Tafel 9.

Bei den höheren Grafenberger Höfen (beim Pacher) liegen über dem Kalkglimmerschiefer eine Mischserie aus dunklem Phyllit, Quarzit, Quarzphyllit und dann der markante Dolomitzug.

Südwestlich der Makerni-Spitze, im Einzugsbereich des Asten-Tales findet man am E-Ende des Kapitzen-Bühels, westlich P. 2204 dunklen, bituminösen, beim Anschlagen stinkenden Dolomit. In seiner Begleitung gibt es rauhwackigen, fuchsitführenden Dolomitmylonit. Fuchsit tritt an den Scherflächen und Klüften dieses Dolomits auf und ist also eine ziemlich junge Bildung. Doch wurde auch der Fuchsit noch intensiv postkristallin deformiert.

Hauptgemengteile (Se 911): Rhomboedrisches Karbonat (Aufblättern der Körner längs Scherflächen, Verbiegung der Lamellen und Kornzerfall zeigen eine intensive postkristalline Deformation an), Quarz (xenomorph, undulös) und Fuchsit (bei gewöhnlicher Dicke des Schliffes hell-smaragdgrüne Farbe mit schwachem Pleochroismus; die Individuen bleiben recht klein — 0,15 mm — und sind zu Hunderten gruppiert, indem sie als Kornaggregate die megaskopischen Flaserzüge aufbauen; sie sind intensiv postkristallin gequält).

Ferner: Pyrit und limonitische Substanz.

Über den Aufbau des Mohars orientieren die Arbeiten von W. J. SCHMIDT.

Der Grünschiefer der Mohar-N-Flanke unterscheidet sich petrographisch nicht von solchen der Tauernhülle. Freisichtig erkennt man Chlorit, Epidot und 2 mm große Feldspatauge (Albit).

Hauptgemengteile (Se 752): Chlorit, Epidot (mikrolithisch getrübt Kern; Zwillinge vorhanden) und Albit (Plag II und I; Einschlüsse der übrigen Gemengteile).

Ferner: Rhomboedrisches Karbonat, Magnetit und Apatit.

Dieser Grünschieferzug kann über die Möll bis ins Graden-Tal verfolgt werden. Der Quarzphyllit zieht nach Sagritz. Auch westsüdwestlich Göritz steht Quarzphyllit an.

Westlich der Möll erscheint die Matreier Zone im Graben des Gartl-Baches gegenüber Mitteldorf. Im untersten Teil des Grabens findet man von unten nach oben: Kalkmarmor (3 m), Quarzit (15 m), Quarzphyllit (50 m) und darüber die Diaphthoritzone und den oberostalpinen, altkristallinen Muskowitglimmerschiefer.

Der Grünschieferzug streicht über Ranach in den Mottnig-Graben, wo er 100 m mächtig ist (Abb. 7). Im Kraß-Wald findet man am Weg zur Lackner-Alm den Grünschiefer in Seehöhe 1600 m und den Quarzit in Seehöhe 1630 m anstehend. Weitere Aufschlüsse beobachtet man längs des Förstersteiges im Graden-Tal (Abb. 8). Am linken Hang des Graden-Tales stehen in der Rinne, die bei P. 1328 mündet, Serpentin und Grünschiefer der Matreier Zone an. Talwärts finden sich die Gesteine der Matreier Zone in eindrucksvoller Mächtigkeit, jedoch in verrutschtem Zustande beiderseits der Mündungsschlucht des Graden-Baches ins Mölltal. Verrutschte Partien unter dem Bauernhof Berchtold fallen aberrant gegen N.

Ein gutes Profil durch die Matreier Zone liefert der Kamm vom Eggerwiesen-Kopf zum Sattel nordöstlich Fleckenkopf. Es wurde von W. J. SCHMIDT (1950 bis 1952) beschrieben.

Der Phengit-Mikroklinaugengneis vom Kamm der Eggerwiesen, zwischen P. 2268 und P. 2267, ist ein mylonitisch ausgewalzter Granitgneis. Man erkennt noch bis 1,5 cm große Mikroklinaugen. Meist sind die Feldspate jedoch pappendeckeldünn ausgeschmiert. Phengit und die Quarz-Feldspat-Zeilen bilden eine deutliche Lineation auf dem Hauptbruch des Gesteines. Im Längsbruch wechseln feine Feldspatlagen mit Phengit- und Quarzlagen ab. Die inten-

NE

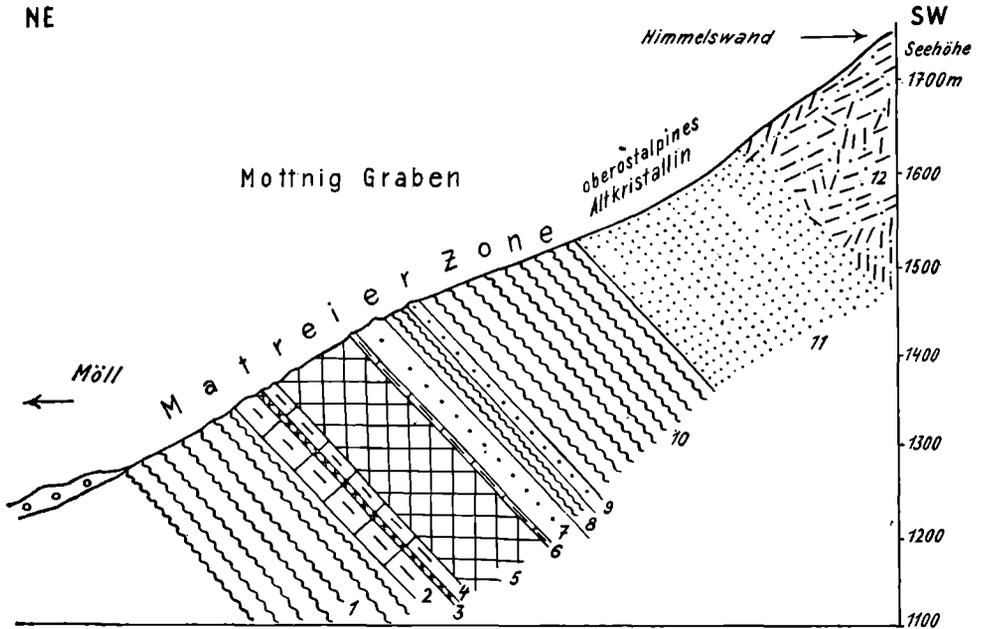


Abb. 7. Profil durch die Matreier Zone im Mottnig-Graben bei Döllach. Diskordante Auflagerung des Altkristallins der Schobergruppe. 1 = Quarzphyllit, 2 = Kalkmarmor 30 m, 3 = Grünschiefer 3 m, 4 = Kalkmarmor 15 m, 5 = Grünschiefer 100 m, 6 = Kalkmarmor 3 m, 7 = Quarzit 30 m, 8 = Quarzphyllit 30 m, 9 = Quarzit 15 m, 10 = Quarzphyllit, 11 = diaphthoritischer Glimmerschiefer, diaphthoritischer Gneis und Ultramylonit, 12 = Glimmerschiefer und Paragneis des oberostalpinen Altkristallins.

sive postkristalline Deformation des Gesteines ist megaskopisch am unfrischen, gequälten, diaphthoristischen Habitus deutlich.

Hauptgemengteile: K-Feldspat (Mikroklin-Aderperthit, Kornzerfall), Plagioklas (Plag III, II und I; ebenfalls Kornzerfall und teilweise Rekristallisation im Kleinkorngefüge), Phengit (postkristallin gequält) und Quarz (undulös).

Ferner: Opakes Erz und Apatit.

ENE

← Mündung des Graden Baches
in die Möll

WSW

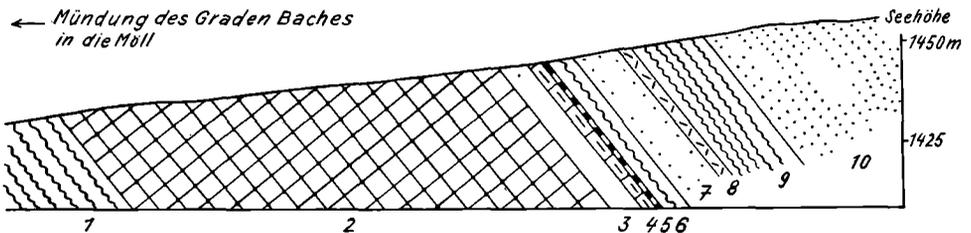


Abb. 8. Profil durch die Matreier Zone längs des Förstersteiges im Graden-Tal, südöstlich P. 1328. 1 = Quarzphyllit, 2 = Grünschiefer 200 m, 3 = Quarzit 10 m, 4 = Kalkmarmor 5 m, 5 = Dolomit 2 m, 6 = Quarzphyllit 10 m, 7 = Quarzit 20 m, 8 = Rauhwacke 5 m, 9 = gequälter Serizit-Chloritphyllit 30 m, 10 = diaphthoritischer Glimmerschiefer und diaphthoritischer Gneis des oberostalpinen Altkristallins.

Das Gestein erfuhr nach der kräftigen postkristallinen Kornzerkleinerung und Zerschering eine schwache Rekristallisation, die sich im feinkörnigen Granulationsgewebe der Feldspate, des Quarzes und des Phengits schwach zu erkennen gibt. Die postkinematische Rekristallisation ist jedenfalls bedeutend geringer als in analogen Phengit-Mikroklingneisen der Gneislamellen 1 bis 4.

In streichender Fortsetzung finden sich ähnliche Mikroklingaugengneise süd-östlich Schmied-Alm (nördlich P. 2085), am Kreuz-Kopf-S-Kamm und am Kreuz-Kopf-N-Kamm.

Das interessante Profil bei der Schmied-Alm in der Zopenitzen wurde von H. P. CORNELIUS (1939) und von W. J. SCHMIDT (1950—52) beschrieben. Der Dolomit in der Felswand östlich Schmied-Alm erweist sich als nur wenig metamorpher, endogen brecciöser, grauer Dolomit. Sehr vorteilhaft ist die Matreier Zone am Kreuz-Kopf aufgeschlossen (siehe W. J. SCHMIDT 1950—52). Jenseits des Blattrandes streicht die Matreier Zone in nordwestlicher Richtung zum Hinteren Hapt weiter.

Das Altkristallin der Schobergruppe

I. Allgemeines

Diskordant über den bildsamen, alpidisch durchbewegten Schiefem des Tauerngebietes lagert der aufgeschobene, starre alte Bauplan des Altkristallins der Schobergruppe, der hauptsächlich aus mächtigen Granatglimmerschiefern und Paragneisen besteht. Er dürfte variszisches, vielleicht auch teilweise präkambrisches Alter besitzen. Eine Diaphthoritzone von mehreren Meterzehner Mächtigkeit markiert die alpidische Zertrümmerungs- und Verschleifungszone an der Basis der alpidisch aufgeschobenen alten Masse.

Die Granatglimmerschiefer und Paragneise bauen verblüffend steile Berggestalten auf: Gartlkopf, Himmelswand, Himmelskopf, Graskopf, NE-Grat des Großen Friedrichs-Kopfes mit P. 2855, E-Grat des Kleinen Friedrichs-Kopfes mit P. 2579, Ochkenskopf, Kreuzspitze, Brettkopf und Weißer Kopf. Meist fallen die s-Flächen mittelsteil nach SE. Die Gesteine des Altkristallins streichen NE und sind modellförmig diskordant der Matreier Zone und den übrigen Tauernschiefern aufgelagert. Im Kartenbild springen die NE-streichenden Amphibolit-züge und das Kalkmarmorband der Himmelswand als Einlagerungen in den pelitischen Sedimentabkömmlingen in die Augen. Es gibt auch mehrere Orthogneiszüge und Injektionszonen.

Die Lineationen und Faltenachsen in den altkristallinen Gesteinen der östlichen Schobergruppe des Bereiches unserer Karte zeigen Eintauchen nach NE, E, SE und S. Auffallend ist die Unregelmäßigkeit ihrer Orientierung mit häufig steilen Neigungswinkeln (31 bis 60° und über 60°). All dies steht in krassem Gegensatz zu den flach und regelmäßig NW bis NS-streichenden Lineationen und Faltenachsen der Matreier Zone und der übrigen Tauerngesteine.

An einigen wenigen Punkten konnten eindeutige Achsen-Überprägungen beobachtet werden, die in der geologischen Karte der Sonnblickgruppe und in der Strukturkarte Tafel 3 festgehalten wurden. Wir wollen diese wenigen Beobachtungen jedoch für die Interpretation der zeitlichen Folge der Achsenprägungen im Altkristallin nicht überfordern. Erst späteren großmaßstäblichen Strukturbeobachtungen im Maßstabe 1 : 10.000 bleibt es vorbehalten, die voralpidischen Phasen von den alpidischen Überprägungen zu sondern. Wir haben den Eindruck gewonnen, daß sich die östliche Schobergruppe wegen ihrer guten

Aufschlüsse und wegen der Nachbarschaft zu den alpidischen Strukturen der Matreier Zone und der übrigen Tauerngesteine gut zur Lösung solcher Strukturfragen eignen wird. Messungen, die wir im Rahmen einfacher Erkundungstouren westlich des Kartenrandes im Gebiete: Böses Weibl—Elberfelder Hütte—Klammerscharte — Klammerköpfe — Gradensee — Niedere Graden-Scharte — Kreuzseeschartel—Petzeck—Wangenitzsee ausführten, zeigen, daß die Schobergruppe aus einem Mosaik gegeneinander verstellter und verdrehter Schollen aufgebaut ist. Zwischen den Stollen verlaufen phyllonitische Bewegungsflächen und junge Zerrüttungszonen.

Besonders interessant ist auch die Mineralfazies. Während in der westlichen und zentralen Schobergruppe Plagioklase mit 30% Anorthitgehalt angetroffen werden (F. ANGEL 1928—1930, E. CLAR 1927, CH. EXNER und E. WANDERER 1962), herrschen Albit und Oligoalbit in den Paragneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und Orthogneisen der östlichen Schobergruppe. Auch fehlen die für die westlichen und zentralen Teile charakteristischen Eklogitamphibolite. Wir konnten sogar beobachten, daß junge Albitsprossung ins Altkristallin hineinreicht (Sadniggruppe, siehe Seite 114).

Es scheint eine gewisse epimetamorphe Rekristallisation des altkristallinen Mineralbestandes in alpidischer Zeit stattgefunden zu haben, also eine randliche Angleichung an die Tauernkristallisation. Die Verhältnisse liegen ähnlich wie im Gebiete Spittal—Millstätter See, wo wir ebenfalls am Rande des Tauernfensters im Altkristallin Albit als herrschenden Plagioklas gefunden haben (CH. EXNER 1954 c).

Eine räumliche und quantitative Abgrenzung des voralpidischen Starkwirkungsbereiches der Metamorphose vom epimetamorphen, alpidisch rekristallisierten Stoffbestand der Schobergruppe wird durch Ausweitung der Beobachtungen nach W zu erlangen sein. Einen Beitrag für solche zukünftige Untersuchungen wollen wir mit den nachfolgenden Gesteinsbeschreibungen und Fundortangaben liefern. Es stellt sich dabei heraus, daß die zahlreichen Linsen von Orthogneisen im Altkristallin des auf unserer Karte gelegenen Teiles der Schobergruppe petrographisch kaum von verschieferten Zentralgneistypen der Tauern abweichen und daß auch die altkristallinen Amphibolite und Paragneise dieses Teiles der Schobergruppe mineralfaziell mit den betreffenden Gesteinen des Alten Daches des Sonnblick-Kernes übereinstimmen.

2. Detailbeschreibung

Großartig ist der Anblick der Petzeckgruppe mit dem Großen Friedrichskopf, mit den steilen, SE-fallenden, dunkelgrauen Schieferwänden und zackigen Graten über den weichen, flach W-fallenden Schiefern der Matreier Zone.

Die Diaphthorite an der Basis des Altkristallins sehen wie die Katschbergschiefer aus. Es sind stark gequälte, postkristallin deformierte Phyllonite und dunkle, in Grus zerfallende Ultramyonite. Sie streichen vom Kreuz-Kopf zur Schmied-Alm im Zopenitzen-Tal und über den Sattel nordöstlich Fleckenkopf ins Graden-Tal bei P. 1328 und über Rannach zu P. 1012 im Mölltal, um dann bei Sagritz in die Basis des Altkristallins der Sadnig-Gruppe fortzusetzen.

Über ihnen folgen die Granatglimmerschiefer und Schachbrettalbit-Augengneise der Schmied-Alm und des Fleckenkopfes, die Granatglimmerschiefer und Paragneise des Graden-Tales und des Gartelkopfes mit den eingelagerten Amphiboliten und mit dem Kalkmarmorband der Himmelswand. Diese Gesteine streichen NE, freiweg in die Luft aus, diskordant über den Tauerngesteinen.

Gebiet nördlich des Graden-Tales

Bei der Schmied-Alm zeigen quarzreicher Paragneis und Orthogneis (Schachbrettalbit-Augengneis) 100 m über der Oberkante der Matreier Zone völlig von den Matreier Gesteinen verschiedene Orientierung. Die Matreier Gesteine fallen mittelsteil nach W und weisen N—S-streichende Faltenachsen auf. Das Altkristallin (der Meßpunkt liegt knapp westlich des Kartenrandes) hat Faltenachsen, die sich mit 40° nach ENE neigen, und s-Flächen: Streichen $N 70^\circ W$, Fallen 47° NNE, die sich allerdings nördlich und südlich der Schmied-Alm wiederum nach S neigen.

Der Schachbrettalbit-Augengneis westlich Schmied-Alm ist stark gequält. Freisichtig erkennt man Muskowit und 1 cm lange Feltspat-Augen.

Hauptgemengteile (Se 909): Albit (5% An; Größe 2,8 mm; Plag III; Leistenform. Kornzerkleinerung. Die Zwillinglamellen sind verbogen. Helliglimmermikrolithen-Fülle wie in den Hohen Tauern), Schachbrettalbit (leistenförmige Großkörner und allmähliche Kornzerkleinerung), Quarz und Muskowit.

Ferner: Klinozoisit, Chlorit, Zirkon und opake Substanz.

Sehr deutlich ist die Diskordanz am NE-Kamm des Fleckenkopfes (Abb. 2, Seite 18). Am Sattel zum Eggerwiesen-Kopf befindet sich die Oberkante der Matreier Zone. Die Gesteine der Matreier Zone und die darüberfolgenden dunklen Diaphthorite des Altkristallins fallen mittelsteil nach W. Die auflagernden altkristallinen Granatglimmerschiefer, Paragneise und Schachbrettalbit-Augengneise fallen mittelsteil nach E. Auch tauchen die Faltenachsen am Fleckenkopf aberrant nach E ein.

Der Augengranitgneis des Fleckenkopfes erweist sich als Schachbrettalbit-Augengneis. Schon freisichtig erkennt man den im Zuge der Mylonitisation stattgefundenen Kornzerfall der 1,5 cm großen, ehemaligen K-Feldspat-Großindividuen, die jetzt als Schachbrettalbite vorliegen.

Hauptgemengteile (Se 767): Schachbrettalbit (postkristalline Deformation und Kornzerfall), Albit (0 bis 5% An. Plag II. Verbogene Zwillinglamellen), Quarz (stark undulös. Zahlreiche Porenzüge) und Muskowit (parakristallin deformiert). — Ferner: Chlorit, Erz, Apatit und Zirkon. — Das Gestein ist postkristallin bezüglich des ehemaligen K-Feldspates und parakristallin bezüglich des Muskowits deformiert.

Im Schachbrettalbit-Augengneis des Fleckenkopfes treten mehrere Lagen Leuchtenbergit-führenden Weißschiefers auf. Im farblosen Gestein erkennt man freisichtig Muskowit, Quarz und etwas Pyrit.

Hauptgemengteile (Se 768): Quarz (undulös), Muskowit (parakristallin deformiert) und Leuchtenbergit (0,5 mm lange Täfelchen). — Ferner: Zoisit, Apatit, Pyrit und Zirkon. — Das Gestein ist durch Phyllonitisation aus dem Augengranitgneis hervorgegangen.

Der Paragneis südwestlich des Fleckenkopfes ist quarzreicher, diaphthoritischer Granat-Muskowitgneis. Er zeigt ebenflächiges Parallelgefüge mit mehrere Millimeter großen Muskowitfasern und mit deutlicher Lineation. Die 1 bis 2 mm großen Granatkristalle sind unter Erhaltung der äußeren Form häufig in Chlorit umgewandelt.

Hauptgemengteile (Se 769): Quarz, Muskowit (parakristallin deformiert), Plagioklas (unter 15% An. Plag III. Normaler Zonenbau. Mikrolithen von Helliglimmer), Granat und Chlorit (Formrelikte nach Granat). — Ferner: Klinozoisit, Apatit, Titanit, opake Substanz und Zirkon. — Das Gestein ist postkristallin bezüglich Plag III und Granat, jedoch parakristallin bezüglich Muskowit deformiert.

In der Außer-Kretschitz, einem steilen Graben südlich des Fleckenkopfes, entsprechen die Eintragungen auf der topographischen Karte nicht mehr ganz den

gegenwärtigen Verhältnissen. Von der Brücke im Graden-Tal bei P. 1442 führt kein Saumweg ins Hochtal der Außer-Kretschitz, sondern ein kaum noch erkennbarer Fußsteig. Er wird in Seehöhe 1650 m von einem auf der Karte nicht verzeichneten, annähernd horizontal verlaufenden Jagdsteig gequert. Die Hütte in der Außer-Kretschitz befindet sich in 1790 m Seehöhe.

Der Weg, der in Seehöhe 1780 m horizontal angelegt ist, quert östlich des Kretschitz-Baches die aus quarzreichem Biotit-Granat-Plagioklasgneis bestehende Felswand. Es handelt sich um ein feinkörniges Gestein mit freisichtig erkennbarem Biotit.

Hauptgemengteile (Se 865): Biotit, Muskowit, Granat (0,5 mm), Quarz und Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Keine Zwillinge. Mikrolithen von Hellglimmer). — Ferner: Graphitische Substanz, Apatit und Chlorit.

Eingelagert sind feinkörnige, grünlichgraue Hornblendgneise, wahrscheinlich ebenfalls Paragneise, aus mergeligen oder tuffitischen Lagen hervorgegangen. Fundort z. B. in der Felswand der E-Flanke der Äußeren Kretschitz in 1800 m Seehöhe.

Gemengteile (Se 855): Hornblende (farblos bis hellgrün), Klinozoisit, Biotit, Chlorit, Muskowit, Quarz und Plagioklas (gefüllt mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer). — Ferner: Titanit und opakes Erz.

Diphthoritischer, granatführender Plagioklasgneis (Paragneis) steht am N-Hang des Graden-Tales in Seehöhe 1500 m, westlich der Matreier Zone an. Es handelt sich um ein feinkörniges Gestein mit megaskopisch erkennbarem Muskowit, Chlorit und 1 mm großem Granat.

Hauptgemengteile (Se 817): Quarz, Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Kornzerkleinerung. Zwillinglamellen nur noch reliktsch erkennbar und verbogen. Trübung durch Mikrolithen von Hellglimmer), Muskowit (parakristallin deformiert), Granat (Umwandlung zu Chlorit) und Chlorit. — Ferner: Biotit (Umwandlung zu Chlorit), Apatit, opake Substanz, Leukoxen und Zirkon. — Das Gestein ist bezüglich Biotit, Plagioklas und Granat postkristallin, jedoch bezüglich Muskowit und Chlorit parakristallin deformiert.

Achsen-Überprägungen im Gebietesüdlich des Graden-Tales

Die wenigen Beobachtungen vermitteln den Eindruck, daß in diesem Abschnitt die voralpidischen Strukturen NE streichen. Sie werden von jüngeren, mit Phyllonitisierung einhergehenden Falten und Scherflächen überprägt, die SE streichen. Die zuletzt genannten verlaufen parallel zu den Strukturen der Matreier Schiefer und der übrigen Tauerngesteine und haben vermutlich alpidisches Alter.

Eigenartigerweise haben die Kartographen den recht beträchtlichen und hübschen Gletscher im Kar, ostnordöstlich unter dem Großen Friedrichs-Kopf, weder auf die topographischen Karten 1 : 25.000 (Blätter 179/2, 180/1), noch 1 : 50.000 (Blätter 179, 180) eingetragen. Wir mußten uns auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe mit der Einzeichnung eines ovalen weißen Fleckes südlich P. 2855, nahe dem westlichen Kartenrand, begnügen. Der Gletscher liegt in schattiger Lage, inmitten steiler Wände und wird vom Lawinenschnee aus der E-Wand des Großen Friedrichs-Kopfes gespeist. Eine hohe 1850-Moräne ist vorhanden, hinter welche sich der Gletscher bloß wenig zurückgezogen hat.

Nördlich vom Gletscher ist die Strukturüberprägung in den frischen Felswänden, östlich P. 2855, sonnenklar aufgeschlossen. Der Granatglimmerschiefer zeigt eine ältere Faltenachse (Kleinfältelung des Glimmerschiefers und Elon-

gation der Quarzkauern), die N 35° E streicht und mit 70° gegen N geneigt ist. Phyllonitische Flächen rotieren um eine jüngere Faltenachse, die N 65° W streicht und mit 25° Neigung nach ESE einfällt.

In der N-Flanke des Wangenitz-Tales steht im Bereiche der Ferster Wiesen (auf der geologischen Karte steht irrtümlich: „Fenster Wiesen“), nordwestlich der Hoch-Wolland-Alm, und zwar in Seehöhe 2170 m Augengranitgneis mit 2,5 cm langen K-Feldspat-Augen an. Der Weg von der Hoch-Wolland-Alm zur Prititsch-Schafhalter-Hütte führt an einer, in einem Quarzgang im Augengranitgneis getriebenen, 3 m tiefen Pinge vorbei. 15 m unter der Pinge sieht man bei der Quelle ein prächtiges, 10 m hohes Faltscharnier im Augengranitgneis. Die ältere Lineation wird durch die Elongation der Feldspat-Augen und Glimmer und durch den Verlauf der Quarz-Glimmer-Zeilen gekennzeichnet. Sie streicht N 30 E und neigt sich mit 55° nach NE. Die große sichtbare Falte zeigt phyllonitische Flächen und entspricht einem jüngeren Rotationsakt um die Achse, welche N 85° W streicht und horizontal liegt. Allerjüngste phyllonitische Scherflächen streichen N 70° E und fallen 35° SSE.

Bemerkenswert ist auch, daß in der voralpidischen NE-Richtung die Granatkristalle der Granatglimmerschiefer spindelförmig ausgelängt sind. Solche Granatglimmerschiefer als Rotationstektonite mit spindelförmig gelängten, großen Granatkristallen findet man eindrucksvoll entwickelt in der Himmelswand-S-Flanke als Begleitgesteine des 2 m mächtigen Kalkmarmorbandes; besonders am Fuße der Wand, 30 m östlich vom Kalkmarmor. Die Achse des Rotations-tektonites streicht N 67° E und neigt sich mit 45° nach ENE.

Die Gesteine südlich des Graden-Tales

Der Graskopf und seine steilen N-Wände bestehen aus feingefältelem, recht kompaktem, mittelkörnigem granatführendem Paragneis.

Hauptgemengteile (Se 872): Biotit und Muskowit (beide postkristallin deformiert), Plagioklas (xenomorph. Unverzwillingt), Quarz und Granat. — Ferner: Chlorit, Zoisit, graphitische Substanz, Turmalin, Titanit, Apatit und Zirkon.

Die Granatglimmerschiefer der Himmelswand führen Oligoalbit mit inversem Zonenbau. Es sind grobschuppige und feinkörnige Typen vorhanden.

Hauptgemengteile (Se 854, 853, 874): Granat (verlegte Einschlußzüge aus gelängten Quarzkörnern), Biotit und Muskowit (para- bis postkristallin deformiert). Der Biotit ist hellgelb bis rotbraun, Quarz (undulös, gelängt in s) und Oligoalbit (Plag III, II und I. Inverser Zonenbau. Zwillingslamellen postkristallin verbogen. Kornzerfall. Helizitische Einschlußzüge bestehen aus Biotit, Muskowit, Quarz, Granat und Titanit und kommen auch im Typ Plag III vor. Der saure Kern des Plagioklases ist klar; die Hülle getrübt. Leistenförmig oder xenomorph. Vereinzelt Quarzgewächse im Plagioklas). — Ferner: Chlorit, graphitische Substanz, Titanit, Apatit, Zirkon, Rutil und Limonit.

Der Kalkmarmor der Himmelswand ist in der N- und S-Flanke 2 m, am Grat 8 m mächtig. In der N-Flanke ist er in mehrere parallele Marmorlagen geteilt und linsenförmig ausgequetscht und zerrissen.

Er besteht (Se 867) aus farblosen, intensiv miteinander verzahnten, 3 mm großen Kalzitkörnern, die nur wenig gequält sind. — Nebengemengteile: Muskowit und Quarz. Als Einschluß in Kalzit ist der Quarz optisch ungestört (Quarz-in-Kalzit-Gefüge).

Zwischen Kalkmarmor und Granatglimmerschiefer findet sich stellenweise Granatamphibolit (wahrscheinlich Para-Amphibolit). Ferner erreichen Granatkristalle und Muskowitschuppen des Granatglimmerschiefers in unmittelbarer

Nähe des Marmors abnormale Größe: Granat 4,5 cm, Muskowit 3 cm. Offensichtlich wirkte der Kalkmarmor als Katalysator auf die Mineralisation im Nebengestein.

Die Amphibolite im Hochtal südwestlich der Himmelswand zeigen Feinfältelung um die steil östlich einfallenden Achsen. Sie sind feinkörnig, meist granatführend und häufig aplitisch injiziert. Auch die Aplitadern führen Granat. Der auffallende weiße Fleck in der E-Wand des Großen Friedrichs-Kopfes (knapp westlich des Kartenrandes), den man auch aus großer Entfernung, z. B. aus den gegenüberliegenden Hohen Tauern sieht, besteht aus Aplitgneis. Durch die Scharte südlich Törlkopf streicht eine junge Mylonitzone.

Die Gesteine des Kares, in dem der Gletscher südlich P. 2855 liegt, setzen sich aus folgenden Typen zusammen:

Granatführender Paragneis (Se 866), feinkörnig, massig. Hauptgemengteile: Biotit, Muskowit, Granat, Quarz und Plagioklas mit polysynthetischen Zwillinglamellen. — Ferner: Chlorit, opake Substanz, Klinozoisit, Titanit, Apatit und Zirkon.

Feldspatfreier Granatglimmerschiefer (Se 868) mit Quarz (undulös, gelängt in s, Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen), Muskowit und Biotit (beide parakristallin deformiert) und Granat (in Umwandlung zu Chlorit begriffen). — Ferner: Graphitische Substanz, Turmalin, Apatit und Zirkon.

Aplitisch injizierter Amphibolit mit Biotitporphyroblasten (Se 862), feinkörnig, mit 4 mm großen Biotiten, von denen einige schon freisichtig als Querbiotite zu erkennen sind. Hauptgemengteile: Hornblende (hellgelb bis blaugrün. Parakristalline Deformation), Biotit (hellgelb bis rötlich-braun. Auch Querbiotite vorhanden. Einschlüsse von Titanit, Epidot und Quarz), Quarz und Plagioklas (feinkörnig. Xenomorph, Zwillinge selten). — Ferner: Granat, Chlorit (teilweise sekundär aus Biotit), Epidot, Titanit (stellenweise Anreicherung zu eiförmigen Aggregaten) und Magnetit.

Aplitgneis mit vereinzelt K-Feldspat-Augen. Hauptgemengteile (Se 864): K-Feldspat (leistenförmig oder xenomorph. Aderperthit. Karlsbader Zwillinge. Harte Mikroklitterung. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Plagioklas (unter 15% An. Mengenmäßig gegenüber K-Feldspat zurücktretend), Biotit (hellgelb bis braun) und Muskowit (beide parakristallin deformiert) und Quarz. — Ferner: Chlorit (sekundär aus Biotit), Granat, Titanit, Epidot und Apatit.

Mächtige Amphibolite befinden sich im Mölltal bei Ober- und Unter-Burgstall und im Bergsturz-Blockwerk ober Winklsagritz. Bei Ober-Burgstall dürfte es sich um eine verrutschte Scholle (Talzuschub) handeln. Dort steht im Steinbruch westlich der Möll bei der Sagritzer Brücke mittelkörniger, ebenflächig parallelschiefriger Amphibolit an. In seiner Begleitung treten Granat-Chloritgneise mit und ohne Muskowit auf, die offensichtlich im Zuge rückschreitender Metamorphose aus Granatamphiboliten, Hornblendegneisen bzw. Granatgneisen mit basischen Einstreuungen, eventuell basischen Tuffiten entstanden sind. Beschreibung dieser Gesteine:

Amphibolit (Se 851): Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Magnetit, Quarz (in Hornblende eingeschlossener Quarz ist nicht undulös) und Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Plag III, II und I). — Ferner: Epidot, Titanit, Apatit und Rutil.

Biotit- und epidotführender Granat-Chloritgneis (Se 859) als mittelkörniges Gestein, das außer den freisichtig nicht aufgliederbaren hellen Gemengteilen (Plagioklas und Quarz) viel Chlorit, kleine Granatkörnchen (2mm), Biotit (3 mm) und Epidot erkennen läßt. Hauptgemengteile: Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Plag III, II und I. Inverser Zonenbau. Granophyrische Quarzgewächse), Granat (Umwandlung zu Chlorit), Biotit (hellgelb bis grünlichbraun. Umwandlung zu Chlorit), Quarz und Chlorit. — Ferner: Magnetit, Epidot Titanit, Pyrit, Hornblende (hellgrün bis blaugrün) und Apatit.

Muskowitführender Granat-Chloritgneis (Se 847), ebenfalls recht kompakt, mit 5 mm großen Granatkristallen, viel Chlorit, kleinen Muskowitblättchen (2 mm) und freisichtig gerade noch erkennbarem winzigem Biotit. Hauptgemengteile: Granat, Chlorit, Muskowit, Quarz (Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen) und Plagioklas (unter 15% An.

Xenomorph. Gelängt in s. Plag III, II und I). — Ferner: Magnetit, Biotit (hellgelb bis braun) und Epidot.

Der große Steinbruch südwestlich P. 1073 bei Ober-Burgstall, 30 m über der Sohle des Mölltales, ist in kompaktem, ebenflächig parallelschiefrigem, epidotreichem Granatamphibolit angelegt. Die 4 mm langen Hornblendesäulchen markieren eine deutliche Lineation des Gesteines. Granat (2,5 mm) und Chlorit sind in beträchtlichen Mengen vorhanden.

Hauptgemengteile (Se 857): Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Granat, Epidot, Klinozoisit, Plagioklas (Plag III, II und I. Dichte Füllung mit Klinozoisit, der fahnenähnliche Gewebe bildet), Quarz und Chlorit. — Ferner: Muskowit, Biotit (hellgelb bis braun), Rutil, Magnetit (häufig mit Titanitrand), Titanit, Pyrit und rhomboedrisches Karbonat.

Die quarzreichen Paragneise, Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Wangenitz-Tales sind mehrfach durch aplitische Injektionszonen, Augengranitgneise, aplitisch injizierte Amphibolite, gewöhnliche Amphibolite und Migmatite durchsetzt. Untersucht wurden Proben von Paragneis und Granatglimmerschiefer aus der S-Flanke des Ochsenkopfes:

Kleinkörniger, granatführender Biotit-Plagioklasgneis (Paragneis) mit 3 mm großen Biotitporphyroblasten (Se 876. Fundort: Ochsenkopf-SSE-Flanke, bei P. 2220). Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braun. Reich an Einschlüssen graphitischer Substanz), Quarz, Granat (0,5 mm), graphitische Substanz und Plagioklas (inverszonarer Oligoklas. Plag III, II und I. Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz. Der saure Kern ist leistenförmig, die basischere Hülle xenomorph entwickelt). — Ferner: Chlorit und Apatit.

Feldspatführender Granatglimmerschiefer (Se 877. Fundort: Ochsenkopf-SW-Flanke bei P. 2292) zeigt große Muskowitfasern und kleine Biotitschuppen. Hauptgemengteile: Muskowit, Biotit (beide parakristallin deformiert), Granat (1,5 mm. Umwandlung zu Chlorit), Chlorit, Quarz (undulös. Gelängt in s. Zahlreiche Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen) und Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Plag II und I). — Ferner: Graphitische Substanz, Turmalin, Apatit und Zirkon.

Feldspatfreier, quarzreicher Granatglimmerschiefer von derselben Lokalität ist recht kompakt. Hauptgemengteile (Se 873): Muskowit, Biotit (beide parakristallin deformiert), Quarz (undulös. Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen) und Granat (0,4 mm). — Ferner: Graphitische Substanz, Chlorit, Titanit, Apatit und Zirkon.

Im Wangenitz-Tal haben wir mehrere Augengranitgneis-Vorkommen aufgefunden. Sie unterscheiden sich, wie schon Seite 107 erwähnt, mineralfaziell nicht von den Tauern-Zentralgneisen. Ein gewisses Unterscheidungsmerkmal ist aber ihr größerer Glimmergehalt und das Vorkommen automorpher und dicker Muskowitblättchen, das an ähnliche Ausbildung in struppigen altkristallinen Granatglimmerschiefern erinnert und den Tauern-Zentralgneisen fremd ist.

Das größte und eindrucksvollste Vorkommen dieser Augengranitgneise befindet sich in der Mündungsschlucht des Wangenitz-Baches und im unteren Teil des Ochsenkopf-Bergsturzes mit 25 m hohen Granitgneisblöcken, die man vom Wangenitz-Tal bis Ober-Burgstall findet.

Der Augengranitgneis der Wangenitzschlucht, 750 m ost-südöstlich Stampfen, und des Ochsenkopf-Bergsturzes in Seehöhe 1470 m (Se 848 und 856) zeigt 5 cm große K-Feldspate mit Mikroklingitterung und Karlsbader Zwillingen und mit amöbenförmigen Randsäumen, die das Nachbargewebe umschließen und verdrängen. Besonders Einschlüsse von Plagioklas und Quarz sind im K-Feldspat häufig. Der im K-Feldspat eingeschlossene Quarz ist mitunter automorph und löscht glatt aus. Prädig ist die antiperthitische Verdrängung älterer Plagioklase durch K-Feldspat zu sehen. Myrmekit I ist vorhanden (Quarzschläuche in Plagioklas, wo dieser an jüngeren K-Feldspat angrenzt). Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I), Quarz, Biotit (hellgelb bis dunkelbraun. Ein-

schlüsse von Apatit, Epidot, Zirkon und randliche Anreicherung von Titanit). Muskowit (parakristallin deformiert). — Ferner: Titanit, Epidot, Apatit, Pyrit und Zirkon.

An der Kreuzspitze-SE-Flanke ist der Augengranitgneis bloß 20 m mächtig und intensiv phyllonitisiert. Die Feldspat-Augen sind in Seehöhe 2750 m bis zur Unkenntlichkeit verwalzt. Im Meterbereich sind Falten zu sehen, die um eine Achse rotieren, welche N 60° W streicht und mit 35° nach SE geneigt ist.

Im Augengranitgneis (Se 863), 350 m nordwestlich Hoch-Wolland-Alm (Strukturbeobachtungen siehe Seite 110) kann man die K-Feldspat-Großkristalline mit flauer Mikroklingitterung, Aderperthit, amöboidem Randsaum und Einschlußreichtum von den perthitarmen bis perthitfreien, hart gegitterten und einschlußarmen K-Feldspat-Individuen des Grundgewebes unterscheiden. Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Xenomorph). Biotit (hellgelb bis braun), Muskowit und Quarz. — Ferner: Granat, Epidot, Chlorit, Apatit, Pyrit und Limonit.

Nördlich über der Talsohle des Wangenitz-Tales, und zwar östlich des Prititsch-Wasserfalles, steht Augengranitgneis (Se 846) mit 3,5 cm großen K-Feldspat-Kristallaugen an. Ausbildung wie oben. Besonders schöne Antiperthite sind entwickelt. K-Feldspat durchdringt den Plagioklas. Er ist in ihn subparallel eingewachsen, jedoch mit unregelmäßigen Grenzkonturen. Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskowit wie oben. — Ferner: Chlorit (sekundär aus Biotit), Titanit, Epidot, Apatit und Zirkon.

Analoge Zusammensetzung und mikroskopische Strukturen (viel Antiperthit und dazu noch granophyrische Quarzgewächse im K-Feldspat) zeigt auch der Augengranitgneis (Se 850) mit 4,5 cm großen K-Feldspat-Augen bei der Saualpe, südlich des Wangenitz-Baches, knapp südlich des unteren Kartenrandes.

Das Altkristallin der Sadniggruppe

Die Möll beschreibt einen großen, gegen SW ausgebuchteten Bogen um die Sadniggruppe. Nur der nördliche Bereich dieses altkristallinen Gebirges ist auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe enthalten.

In ihm befindet sich der Sadnig (2745 m) selbst mit seinem N-Kamm (Sadnig-Scharte—Mulleter Sadnig), mit seinem SW-Kamm (Feldkopf—Hohe Wiffl) und mit dem SE-Kamm (Kleiner Sadnig—Kreuzeck). In östlicher Richtung schließen Klenitzen und Zeneberg mit der Ortschaft Sagas und dem Klausenkofler Wildbachgraben an; gegen W das Astental mit der Ortschaft Asten und dem Bergrücken: Astner Höhe—Wetschken-Kogel—Mörtschach-Berg. Der untere Kartenrand schneidet nördlich der Ortschaft Mörtschach ab.

Das Altkristallin setzt sich wieder vorwiegend aus Granatglimmerschiefer, quarzreichem Glimmerschiefer und Paragneis zusammen. Lokal tritt Staurolith im Granatglimmerschiefer auf. Eingelagert sind Amphibolite, Augengranitgneise, Migmatitgneise und es finden sich aplitische Injektionszonen.

Die Faltenachsen und s-Flächen im Altkristallin der Sadniggruppe zeigen keine so deutliche Diskordanz zur Matreier Zone wie wir sie in der Schobergruppe kennengelernt haben. Es scheint teilweise schon ein primäres, voralpidesches NW-Streichen bestanden zu haben, das bei der alpidischen Aufschiebung den Strukturen und auch dem Mineralbestand der Tauerngesteine randlich angeglichen wurde.

Die Diaphthoritzone an der Basis der altkristallinen Schubmasse streicht von Sagritz zur Albitzen und quert das Asten-Tal südlich P. 1700. Sie streicht süd-

lich des Kapitzen-Büchel zum NE-Kamm des Mulleter Sadnig und über die Melen-Böden zum Zene-Berg. Dort ist den diaphthoritischen Schiefen ein stark ausgewalzter, diaphthoritischer Orthogneiskörper eingelagert, der teilweise noch als K-Feldspat-Augengneis entwickelt ist. Recht weite Verbreitung hat diaphthoritischer Chlorit-Serizitphyllit mit Quarzit-Einschaltungen am Zene-Berg und im Grafenberger Wald bis ins Mölltal. Gegen S geht er allmählich in diaphthoritischen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Paragneis über.

In regressiv metamorphem Granatglimmerschiefer unmittelbar über der markanten Diaphthoritzone findet man frische, offenbar alpidisch gesproßte, 7 mm große Albite. Dieses Gestein aus der Wand nördlich P. 2489, südsüdwestlich Kapitzen-Büchel, ist wegen der beiden Plagioklas-Generationen (alte, kleine, polysynthetisch verzwilligte Grundgewebsplagioklase und junge, große, nicht oder nur einfach verzwilligte Albitporphyroblasten) und wegen der noch nach der Albit-Porphyroblastese erfolgten Deformationen mit regressiver Metamorphose (Chloritisierung der Granatkristalle außerhalb der großen Albite) interessant. Das Gestein ist als granatführender Muskowit-Chlorit-schiefer mit Albitporphyroblasten (Se 871) zu bezeichnen.

Freisichtig handelt es sich um einen quarzitischen Schiefer, dessen wellige s-Flächen mit Fasern von Muskowit und Chlorit überspannt sind. Augenförmige Einzelkristalle von Albit erreichen 7 mm Durchmesser. Sie sind entweder nicht verzwilligt oder nur einfach verzwilligt. Mit freiem Auge ist an den letztgenannten die Zwillingsnaht erkennbar. Auch kann man megaskopisch den Einschlußreichtum dieser großen Albit sehen. Die 3 mm großen Granatkristalle sind weitgehend chloritisiert.

Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Muskowit, Granat und Chlorit.

Quarz bildet kleine undulöse, meist in s gelängte Körner. In den Albitporphyroblasten eingeschlossener Quarz erweist sich hingegen häufig als spiegelglatt auslöschend.

Die Grundgewebsalbite sind in s gestreckt, nach Albit- und Periklingesetz häufig polysynthetisch verzwilligt und reichlich mit Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit gefüllt.

Die Albitporphyroblasten stellen Kristallaugen ohne oder bloß mit einfacher Verzwilligung dar. Sie sind reich an Einschlußzügen von Quarz, Muskowit, Granat, Chlorit, graphitischer Substanz und Apatit. Stellenweise kommen auch in ihnen harmonisch verteilte Mikrolithe aus Hellglimmer und Klinozoisit vor.

Muskowit ist postkristallin gequält. Nur der in den Albitporphyroblasten eingeschlossene Muskowit geht glatt in Auslöschung.

Der in den Albitporphyroblasten eingeschlossene Granat ist meist idiomorph und nur wenig chloritisiert. Hingegen erweist sich der außerhalb der Albitporphyroblasten befindliche Granat als gelängt in s und weitgehend chloritisiert.

Chlorit beteiligt sich zusammen mit Muskowit am Aufbau der Flaserzüge und ist häufig mit Muskowit parallel verwachsen. Der sekundär aus Granat hervorgegangene Chlorit bildet feinschuppige, linsenförmig ausgezogene Aggregate.

Ferner: Graphitische Substanz, Apatit, Titanit, Turmalin, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat.

Es hat somit hier eine Albitblastese stattgefunden. Später vollzogen sich Differentialbewegungen mit regressiver Metamorphose, wobei sich in den Albiten gepanzerte Relikte erhielten.

Höherer Quarzgehalt läßt in derselben geologischen Position Granat-Albit-Serizit-Chlorit-Quarzite (Se 853. Fundort: Steile Rinne in 2240 m Seehöhe, südlich Sobanig-Alm, längs des Steiges von der Aichenegg-Alm zum Kapitzen-Büchel) in Erscheinung treten. Ihnen fehlt die ältere Plagioklas-Generation und die jungen Albite bleiben klein (0,7 mm). Sonst entsprechen sie dem vorgenannten Typus.

In streichender Fortsetzung steht am Mulleter-Sadnig quarzreicher Granat-Serizitschiefer (Se 910) an, der die alten Plagioklase und eine, bezüglich Plagioklas und Granat postkristalline Durchbewegung erkennen läßt.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas (Plag III, II. Gelängt in s. Gefüllt mit Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit), Granat (Kornzertrümmerung. Gelängt und in s vertrittet. Teilweise zu Chlorit umgewandelt) und Muskowit (parakristallin deformiert).

Nebengemengteile: Chlorit, Titanit, Klinozoisit und opake Substanz.

Auch an der Sadnig-Scharte, am Sadnig-Gipfel, am Kleinen Sadnig, am Kreuzeck und auf der Klenitzen herrschen diese quarzreichen Granat-Serizit-Chloritschiefer, die offensichtlich diaphthoritische Granatglimmerschiefer und Paragneise darstellen.

Erst südlich vom Feldkopf stellen sich frische und grobkörnigere Granatglimmerschiefer ein. Am Fürst, am Laschkitz-Kopf, Stellenkopf und auf der Hohen Wiffl finden sich aplitische Injektionsgneise.

Am Gipfel des Kreuzecks steht staurolithführender Granatglimmerschiefer an. Die braunen Staurolith-Säulchen sind bis 1,2 cm lang und bis 3 mm dick. Sie liegen meist in s des Gesteines und sind am Gipfel des Kreuzecks mechanisch recht unversehrt.

Hingegen findet sich am Kreuzeck-ENE-Kamm, in Seehöhe 2540 m, Staurolith auch im diaphthoritischen Granat-Chlorit-Plagioklasgneis (Se 869).

Hauptgemengteile: Chlorit, Quarz und Plagioklas (unter 15% An. Xenomorph. Gelängt in s. Plag III, II und I. Kornzerfall und schwache Füllung mit Hellglimmermikrolithen). — Ferner: Granat (0,8 mm. Bereits weitgehend zu Chlorit umgewandelt), Staurolith (Säulchen bis 0,4 mm Länge. Hellgelb bis braun), Muskowit, Epidot, Apatit und opake Substanz. — Das Gestein ist bezüglich Plagioklas, Granat und der meisten übrigen Gemengteile postkristallin deformiert.

In der Klenitzen-SE-Flanke treten in quarzreichen Glimmerschiefern gefaltete helle und dunkle Quarzitlagen auf. Der Klausenkofel besteht aus muskowitreichen Paragneisen, denen in den S-Wänden quarzreiche Glimmerschiefer eingelagert sind.

Ein recht auffallender und im Streichen anhaltender, intensiv postkristallin gekneteter und rotierter Orthogneis (Phengit-Mikroklingneis) ist auf der Astner Höhe (Kreuz P. 1898) entwickelt und streicht zum S-Kamm der Hohen Wiffl. Aufschlüsse befinden sich z. B. nordwestlich Astner Höhe zwischen Seehöhe 1820 und 1880 m. Dieser Phengit-Mikroklingneis (Se 849) ist ein feingefalteter, mittelkörniger Rotationstektonit mit ausgewalzten und um die NW-streichende Achse gekrümmten, millimeterdicken Phengit- und Quarz-Feldspatlagen und mit pappendeckeldünnen, zerpreßten Mikroklinaugen, die mitunter noch 1,5 cm dick geblieben sind.

Hauptgemengteile: K-Feldspat (xenomorph. Harte Mikroklingitterung. Perthitfrei unter den gewöhnlichen Vergrößerungen des petrographischen Arbeitsmikroskopes), Plagioklas (unter 15% An. Plag II und I. Zwillinge nach Albitgesetz. Xenomorph bis undeutlich leistenförmig. Mitunter schwache Fülle von Hellglimmer-Mikrolithen), Quarz (xenomorph. Undulös. Zahlreiche Porenzüge) und Phengit (farblos bis hellgrün. Parakristallin deformiert).

Aus den Granatglimmerschiefer- und Amphibolitzügen, die von der Gegend der Sagritzer Brücke zum Wetschken-Kopf ziehen, wurde untersucht:

Granatglimmerschiefer (Se 861. Fundort: Ostsüdöstlich Sagritzer Brücke, südlich P. 1315) als mittelkörniger muskowitreicher Schiefer mit kleinen Granatkörnern und Biotit-schuppen. Hauptgemengteile: Granat (2 mm), Biotit, Muskowit (beide parakristallin deformiert) und Albit (6% An. Xenomorph. Plag III, II und I. Einschlußfreies klares Korn). — Ferner: Graphitische Substanz, Chlorit, Haematit und Zirkon.

Mittelkörniger Amphibolit (Se 860. Derselbe Fundort) mit den Hauptgemengteilen: Hornblende (4 mm. Hellgelb bis blaugrün. Lappige Korrosionsformen) und Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Xenomorph. Poikiloblastisch von Einschlüssen der übrigen Gemengteile durchzogen). — Ferner: Quarz, Granat (in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Chlorit, Titanit (über 2 mm groß und häufig mit korrodierten Rändern), Epidot, Magnetit, Apatit, Rutil und rhomboedrisches Karbonat.

Kleinfasriger Amphibolit (Se 870. Fundort: Gipfel des Wetschken-Kogels) mit den Hauptgemengteilen: Hornblende (2 mm. Hellgelb bis blaugrün. Gelängt in s. Mitunter postkristallin gequält. Lappige Umrißformen), Plagioklas (2 mm. Xenomorph. Plag III, II und I. Normaler Zonenbau. Poikiloblastisch von den übrigen Gemengteilen durchsetzt), Klinozoisit (1,6 mm. Säulchen in s. Kornzerfall) und Quarz (xenomorph. Undulös). — Ferner: Rutil (häufig mit Randsaum von Titanit), Magnetit (mit Randsaum von Titanit), Titanit und Muskowit. — Das Gestein zeigt postkristalline Deformation bezüglich Hornblende, Plagioklas und Klinozoisit.

Der Orthogneis der Wetschken-Kopf-S-Flanke ist ein ziemlich massiger Granit- bis Aplitgneis.

In der S-Flanke des Mörtschach-Berges steht ein eigenartiger, 300 m mächtiger migmatischer Stengelgneis an. Präexistierende Amphibolite, Paragneise und Glimmerschiefer wurden aplitisch durchtränkt und das ganze intensiv um die WNW-streichende Faltenachse rotiert. Metergroße, aplitisch durchtränkte Schollen von Amphibolit und Paragneis findet man im Gipfelgebiet des Mörtschach-Berges. Am Fahrweg von Mörtschach nach Vorder-Asten z. B. handelt es sich um einen unregelmäßig aplitisch durchtränkten Biotit-Muskowitgneis mit Griffelstruktur und prachtvollen Rotationsbildern.

Seine Hauptgemengteile (Se 875) sind: K-Feldspat (xenomorph. Harte Mikroklingitterung. Zonarbau. Aderperthit und nicht perthitische Körner vorhanden), Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Leistenförmig oder xenomorph. Keine Mikrolithenfüllung), Quarz (xenomorph. Undulös. Porenzüge mit Flüssigkeitseinschlüssen), Biotit (hellgelb bis rotbraun) und Muskowit (beide Glimmer parakristallin deformiert). — Ferner: Apatit, Epidot, Zirkon und Haematit.

Das Gestein zeigt trotz der intensiven Walzung nur geringe Anzeichen postkristalliner Deformation (mitunter einige gequälte Glimmer). Im wesentlichen wurde die Deformation des Gesteines von der Kristallisation der Gemengteile überdauert. Wir möchten die letzte Deformation und Kristallisation dieses Stengelgneises als voralpidisch interpretieren.

Das Altkristallin am Rande der Kreuzeckgruppe

Die Diaphthoritzone findet sich am rechten Möll-Ufer, südwestlich Außerfragant und dann wieder links der Möll im Gebiete Flattach—Reiß.

An sie schließen die altkristallinen, quarzreichen Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Paragneise und einzelne Züge von Amphibolit und Orthogneis an.

Gute Aufschlüsse bietet das rechte Möllufer gegenüber der Mündung des Klausenkofler Baches, in der Umgebung von P. 733. Hier sind bis zum unteren Kartenrand kontinuierliche Aufschlüsse in sehr quarzreichen Muskowitschiefern vorhanden.

An der Mündung der Ragga-Klamm stehen Zweiglimmer-Paragneise an. In den Wänden östlich der Ragga-Schlucht, unter dem Söbriacher Bergweg streicht eine Kluftchar N 75° W und fällt 45° N. Vielleicht handelt es sich um einen Ausläufer der Mölltal-Störung.

Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer findet sich im Steinbruch am rechten Möll-Ufer, gegenüber Söbriach, 200 m südwestlich P. 678. Das muskowitzreiche Gestein erweist sich als kleingefalteter Rotationstektonit. Die 2 cm großen Granatkristalle sind von Chlorithöfen umgeben.

Hauptgemengteile (Se 917): Granat (Umwandlung zu Chlorit), Muskowit (1,2 mm. Parakristallin deformiert), Quarz und Chlorit (sekundär aus Granat und Biotit). — Ferner: Biotit, opake Substanz, Klinozoisit, Apatit und Zirkon. — Das Gestein ist postkristallin bezüglich Granat und Biotit, jedoch parakristallin bezüglich Muskowit deformiert.

Aus dem Granitgneisvorkommen nördlich Launsberg-Alm untersuchten wir feingefalteten, mittelkörnigen Muskowit-Granitgneis, 200 m östlich P. 678.

Hauptgemengteile (Se 601): K-Feldspat (leistenförmige Karlsbader Zwillinge. Etwas Aderperthit. Postkristalline Deformation. Harte Mikroklingitterung. Primäre Einschlüsse von Plagioklas. Sekundäres Eindringen von Quarz und Glimmer längs Klüftchen), Plagioklas (Albit. Plag II und I. Hellglimmermikrolithe), Quarz und Muskowit. — Ferner: Klinozoisit und Chlorit. — Das Gestein ist postkristallin bezüglich K-Feldspat und parakristallin bezüglich Muskowit deformiert.

Bei P. 678 ist eine Amphibolitlage dem Aplitgneis eingeschaltet. In diesem Amphibolit ist ein Stollen geschlagen. Im Umkreis von P. 673 stehen diaphthoritische Schiefer mit Granatrelikten an. Am Launsberg und beim Rauchkopffall herrschen Biotit-Muskowitschiefer. Ein kleines Orthogneis-Vorkommen befindet sich an der Möll, nordöstlich Rauchkopffall.

Das waldreiche Gelände westlich Söbriach bietet gute Aufschlüsse in Biotit-Muskowit-Plagioklasgneis (Paragneis), z. B. 500 m westlich Kirche Söbriach. Das mittelkörnige graue Gestein zeigt 3 mm große Muskowit-schuppen.

Hauptgemengteile (Se 904): Quarz, Plagioklas (unter 15% An. Plag III, II und I. Xenomorph. Inverser Zonenbau. Einschlußarm. Postkristallin verbogene Zwillingslamellen), Biotit (hellgelb bis rotbraun. Postkristallin deformiert. Umwandlung zu Chlorit) und Muskowit (postkristallin deformiert). — Ferner: Chlorit, Apatit, Titanit, Granat und opake Substanz.

Auch am Ausgange der Schlucht des Söbriacher Gießbaches steht dieser Paragneis an.

Intrusivgang des spätalpidischen Magmas der Rieserferner- gefölgenschaft

Der granatführende Tonalitporphyrit-Gang nahe der SW-Ecke unserer Karte steht saiger. Er durchschlägt nördlich des Wangenitz-Baches diskordant den altkristallinen Amphibolit, Paragneis und Augengranitgneis. Der Gang ist dort 8 m mächtig.

Südlich des Wangenitz-Baches findet man die Fortsetzung des Ganges mit 6 bis 8 m Mächtigkeit in 1740 m Seehöhe. Der Gang streicht durch die Steilflanke zur Saualpe. Die Kartierungen von E. Vohryzka (1959) ergaben südlich unserer Karte noch eine lang hinstreichende Fortsetzung des Ganges.

Untersucht wurde eine Gesteinsprobe des granatführenden Tonalitporphyrits, welche in der N-Flanke des Wangenitz-Tales, nordwestlich P. 1646, in 1850 m Seehöhe dem Gang entnommen wurde. Es handelt sich megaskopisch um ein sehr kompaktes, annähernd regellos mittelkörniges Gestein. Einsprenglinge von schwarzen Hornblendesäulchen (5 mm), matt — farblosen Feldspatleisten (6 mm, Plagioklas) und häufig idiomorphen Biotitblättchen (2 mm) sind zu erkennen. Das Grundgewebe zeigt einen weiß-grün gesprenkelten

Farbton. Die grüne Farbe wird durch den chloritisierten Biotit des Grundgewebes hervorgerufen. Ferner sieht man braune Granatkristalle, welche sogar 6 mm Durchmesser erreichen.

Hauptgemengteile (Se 852): Hornblende, Biotit, Plagioklas, K-Feldspat, Quarz und Chlorit.

Die Hornblende erweist sich unter dem Mikroskop als braune Hornblende. Pleochroismus: hellbraun bis farblos. Häufig Zonarbau und Zwillinge. Stellenweise bemerkt man eine beginnende Umwandlung zu Chlorit.

Biotit (fuchsrötlich bis hellgelb). Die Umwandlung des Biotits zu Chlorit mit Titanit und opakem Erz ist in allen Stadien zu beobachten. Die Biotit-Einsprenglinge des Gesteines sind häufig postkristallin gequält. An den Scherflächen und an den Rändern des Biotits beginnt der Chloritisierungsvorgang. Im Grundgewebe des Gesteines ist der Biotit meist zur Gänze bereits in Chlorit umgewandelt. Es finden sich nur noch wenige Relikte des Biotits in den Grundgewebe-Chloriten.

Plagioklas: Normaler Zonenbau. Kern 50 bis 51% An. Äußere Hülle 29 bis 32% An. Polysynthetische Zwillinge. Das Albitgesetz ist vorherrschend. Idiomorphe, meist intensiv gefüllte Kerne. Auch die äußeren Zonen des Kristalls sind meist automorph entwickelt, jedoch natürlich nicht so vollkommen wie die Kernpartien. Die Füllung der Kerne ist sehr dicht und entspricht dem Typus „C“ nach Christa; das heißt, es ist sehr viel Klinozoisit und wenig Hellglimmer am Aufbau der Fülle beteiligt. Den Randsäumen der Plagioklase fehlt die dichte Fülle. Sie zeigen bloß eine schwache Trübung. Auch die kleinen Grundgewebsplagioklase sind meist automorph ausgebildet. Auch sie besitzen Kern (mit Füllung), Hülle und polysynthetische Zwillinglamellen.

Das Grundgewebe des Gesteines wird hauptsächlich von Plagioklas, K-Feldspat, Quarz und Chlorit aufgebaut. Die mittleren Korndurchmesser der Grundgewebekörner betragen zwischen 0,1 und 0,3 mm.

K-Feldspat: Xenomorph, schwach perthitisch (Aderperthit); eine Mikroklingitterung ist unter gewöhnlicher Vergrößerung des petrographischen Arbeitsmikroskopes nicht sichtbar.

Quarz: Xenomorph, einschlußfrei, undulös.

Chlorit beteiligt sich reichlich am Aufbau des Grundgewebes. Vereinzelt Biotitrelikte weisen darauf hin, daß der Grundgewebeschlorit hauptsächlich aus Biotit hervorgegangen ist.

Ferner: Granat, Titanit, Zoisit, Apatit, Magnetit, rhomboedrisches Karbonat und Zirkon.

Quartär

Die Eintragungen erfolgten analog denen der geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Die dort gegebene, ausführliche Besprechung sei hier nur durch lokale Daten der im Gebiete der geologischen Karte der Sonnblickgruppe hinzugekommenen Teile ergänzt.

Fundstellen erratischer Gneisblöcke (besonders Zentralgneisblöcke) sind im Mölltal eingezeichnet. Man findet sie besonders im Groß-Fleiß-Tal, ferner am Tauernberg bei der Großglockner-Hochalpenstraße (z. B. 2 m große Zentralgneisblöcke in der Moräne oberhalb der Gehöfte Wegschneider und Seppenbauer), bei Schachnern und Apriach, am Gipfel des Kulmer Kogels (3 m große Blöcke porphyrischen Granitgneises; auch der Sattel am Kulmer Kogel-NE-Kamm ist von solchen Blöcken überstreut), bei Göritz südöstlich Döllach (6 m große Zentralgneisblöcke), bei Allas und am Mörttschachberg-S-Kamm in 1600 m Seehöhe.

Zum Möllgletscher gehört die Moräne südsüdwestlich Allas beim Gehöft Bergernig. Der Wall ist 20 m hoch und besteht hauptsächlich aus Zentralgneis- und Serpentin-Blockwerk. Leider ist er stark verwachsen und es konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob es sich wirklich um einen Endmoränenwall, als welchen wir ihn in die Karte eingetragen haben, oder bloß um eine Erosionsform (sekundäre Auswaschungsform aus der mächtigen Moräne) handelt. Die Lage knapp oberhalb der Talenge der Sagritzer Brücke würde recht gut für ein Haltestadium des sich zurückziehenden Möllgletschers und somit für die Auffassung als Endmoränenwall sprechen.

Der Gletscher östlich unter dem Großen Friedrichs-Kopf (siehe Seite 109) hat in seinem Vorfeld einen 30 bis 40 m hohen 1850-Wall. Das Gletscherende befindet sich gegenwärtig bloß ca. 400 m hinter diesem Wall. Der Gletscherrückgang war also hier an der Schattseite gering.

Ein Gletscherrest hat sich an der N-Flanke des Großen Friedrichs-Kopfes erhalten. Die zugehörige 1850-Moräne befindet sich nahe dem Blattrand unserer Karte, südlich vom Törl.

Im Vorfeld des Groß-Fleiß-Kees ist die rechte Seitenmoräne des 1850-Walles 40 m hoch und zeigt bereits eine Begrünung. Die linke Seitenmoräne erweist sich als stark ausgewaschen. Der 1920-Wall ist 2 m hoch, besitzt keine Bewachsung und befindet sich 650 m vor dem gegenwärtigen Gletscherende. Nach Aussage eines Einheimischen konnte man vor 40 Jahren das Kees vom Talgrund des Naßfeldes aus (Umbiegungsstelle des Groß-Fleiß-Tales) erblicken.

Der 1850-Wall des Goldzech-Kees ist als rechte Seitenmoräne 60 m hoch und unbewachsen. Von der linken Seitenmoräne blieb ein 30 m hoher, unbewachsener Wallrest erhalten. Im Kessel westlich unter der Goldzech-Scharte befinden sich in Seehöhe 2570—2580 m zwei NW-streichende, teilweise abgespülte Wallreste, die wir vorsichtshalber als „Moränenwälle im allgemeinen“ eingetragen haben. Der äußere dieser beiden Wälle ist nur undeutlich entwickelt, unbewachsen, bloß im linken Teil erhalten und liegt 100 m vor dem inneren Wall. Wann der Gletscher bis hierher gereicht hat, könnte eventuell aus den Bergbauakten der Goldzeche ermittelt werden.

Im Vorfeld des Klein-Fleiß-Kees befindet sich am sogenannten Sonnblick-Winterweg (alter Trägerweg) in Seehöhe 2300 m ein schön geschwungener, 15 m hoher, bewachsener Wall. Seine Einstufung ins Eggessenstadium beruht auf einem Irrtum unsererseits. Die rechte Seitenmoräne des 1850-Walles des Klein-Fleiß-Kees ist gut erhalten. Sie ist in ihrem unteren Teil 50 m hoch und schwach mit Moos und Gras bewachsen. Die 1920-Moräne liegt als 5 m hoher, unbewachsener, grober Blockwall unmittelbar auf Fels, wobei die rechte Seitenmoräne und der rechte Stirnteil erhalten geblieben sind. Siehe auch: H. KINZL (1929).

Im Groß-Zirknitz-Tal beobachtet man bei P. 1906 grobes Bergsturz-Blockwerk. Es handelt sich um kantige, haushohe Gneisblöcke, die bis 15 m lange Durchmesser erreichen. Eine Ausbruchsstelle in der unmittelbaren Umgebung fehlt. Vielleicht stellt dieses Blockwerk einen ausgespülten Rest einer Daunmoräne des Zirknitz-Kees dar.

Auch das grobe Blockwerk im sogenannten „Stiefel“ des Wurtentales bei der Jagdhütte in 1720—1740 m Seehöhe könnte einer ausgewaschenen Daunmoräne des Wurten-Kees entsprechen.

Der 1830-Wall des Schareck-Kees befindet sich im Bräu-Winkel südlich vom Gletscherbach in Seehöhe 2225 m. Der Wall ist 2 m hoch und mit Moos begrünt. Er liegt 10—15 m vor dem völlig unbegrüntem, 5 m hohen 1850-Wall.

Der Moränenwall östlich vom Wasiger Kopf bei P. 2154 besteht aus grobem Kalkglimmerschiefer-Blockwerk und gehört wahrscheinlich der Fernau-Moräne des Sparanger Kees oder eines Seitenarmes des Schlappereben-Kees an.

Eine alte Eisrandlage erkennt man in der NE-Flanke des Mittleren Murauer Kopfes. Die Schliffgrenze befindet sich in Seehöhe 2570 m und scheidet glatten Fels (unten) vom darüberbefindlichen Schrofen-Hang.

Als wahrscheinlich interglaziale Gehängebreccie mit Kalksinterzement haben wir die aus maximal 0,5 m großen Zentralgneisblöcken bestehende und mit Kalksinter verkittete Gehängebreccie bei Mitteldorf (südöstlich Döllach) ein-

getragen. Sie liegt mit 40° Hangneigung über dem Quarzphyllit der Matreier Zone und ist 2 m mächtig. Die benachbarte Moräne des Möllgletschers, 300 m nordnordöstlich Mitteldorf, zeigt einen Endmoränenwall und besteht aus Blöcken von Granitgneis und Altkristallin mit ausgewaschenem Grundmoränenmaterial. Die Aufschlußverhältnisse lassen keine ganz eindeutige Altersbeziehung erkennen. Es hat den Anschein, als ob die Moräne über der Gehängebreccie läge. Es könnte sich aber auch eventuell um eine interstadiale oder noch jüngere Gehängebreccie handeln.

Altbekannt ist die prächtige, mit Kalksinter verkittete Gehängebreccie bei Apriach. H. P. CORNELIUS (1939) deutete sie als interglazialen Bergsturz und nahm an, daß die benachbarte Moräne darüberläge. Es ist uns bisher nicht gelungen, eine Stelle zu finden, an der die Moräne eindeutig auf der Gehängebreccie liegt. Wir haben sie deshalb vorläufig bloß als „Gehängebreccie mit Kalksinterzement“ in die Karte eingetragen.

Kalktuffe (Quellsinter) sind häufig im Gebiet der Kalkglimmerschiefer der Sonnblickgruppe. Ein besonders großes Vorkommen befindet sich am westlichen Bergfuß des Mölltales zwischen Putschall und Döllach, südwestlich der Häusergruppe P. 1052.

Die großen Bergsturz- und Rutschgebiete an der W-Abdachung der Sonnblickgruppe zwischen Heiligenblut und Astental folgen meist dem Prinzip des Abgleitens der starreren und wasserdurchlässigen Kalkglimmerschiefer über den plastischen, wasserstauenden Schwarzphylliten. In der Regel sind diese Rutsch- und Bergsturzareale noch von Moräne bedeckt, und zwar teils von hocheiszeitlichen Moränen des Möllgletschers, teils auch nur von Rückzugsmoränen in den Seitentälern und Karen. Es dürfte sich um Bergstürze des letzten Interglazials, um späteiszeitliche und interstadiale Bergrutsche und Bergstürze handeln. Hierher gehören das Bergsturzareal des Tauernberges bei Heiligenblut (S-Flanke des Kärntner Scharecks), der Gjaidtroghöhe—Gosim-Kopf-W-Flanke in der Großfließ (mit sehr starker Quelle südöstlich P. 1867) und das riesige Bergsturz- und Rutsch-Areal: Mönchsberg—Malig—Mittener Berg. Ein Teil der Abrißstelle des Mönchsberges befindet sich oberhalb P. 2418 („Beim Wetterkreuz“). Das Blockwerk östlich der Judenbrücke besteht aus dem Phengit-Mikroklinaugengneis der Lamelle 4 und aus Quarzit. Die große Serpentinmasse des Pranädt am Mittener Berg ist verstimmt (aberrantes N-Fallen) sowie auch der Kalkglimmerschiefer im Hangenden (südlich Pranädt). Die Abrutschvorgänge gehen auch rezent weiter (Weiße Wand). Große von Moräne teilweise bedeckte Bergstürze befinden sich westlich der Möll an den Hängen der Schobergruppe: Eggerwiesen—Graden-Mündungsschlucht, Schober Alm unter dem Gartlkopf, Stocker Wald—Weber Alm.

An die Schwarzphyllite im Grenzbereich der Tauernschiefer und Matreier Zone sind die ebenfalls von Moräne teilweise bedeckten Bergstürze in der W- und E-Flanke des Mohar gebunden. Im Graben des Frauenbaches oberhalb Mitteldorf besteht das Blockwerk vorwiegend aus Grünschiefer mit Beimengungen von Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Rauhwanke und Quarzphyllit. Eine starke Quelle erscheint inmitten des Bergsturzareals, 550 m südsüdwestlich Planitzen. Auch nördlich der Sadnig-Hütte beteiligen sich vorwiegend Gesteine der Matreier Zone an der Zusammensetzung des Bergsturz-Blockwerkes. Kleinere, von Moräne zum Teil bedeckte Bergstürze sind aus steilen Kalkglimmerschieferwänden ausgebrochen: Kärntner Schareck-SE-Flanke, Kulmer Wald, Kluid-Alm und Ruden (Abriß in der Stellhöhe-S-Flanke). Von Moräne teilweise überdeckt

sind auch der Bergsturz unter den Oschenik-Türmen (Granitgneis) im Fragant-Tal und der 5,5 km lange Bergsturz-Strom (Grünschiefer), der aus der SE-Flanke des Auernigs bei Mallnitz ausgebrochen ist und das untere Mallnitztal erfüllt. Im Gelände östlich des Groppensteiner Falles treten Quellen nahe der Unterkante dieses Blockstromes aus.

Zwei große postglaziale Bergstürze befinden sich an der SW-Flanke des Sonnblick-Gneiskernes: Der Bergsturz in der Eckberg-SW-Flanke, zwischen Groß- und Klein-Zirknitz, scheint durch das autochthone Schwarzschieferband ausgelöst zu sein. Einige Quellen treten an seiner Unterkante bei der Steiner Alm aus. Der andere große Granitgneis-Bergsturz prägt das Gesicht der Siedlung Innerfragant (Rubitsch-Bühel; keine Moränenaufgabe). Kleinere postglaziale Bergstürze sind ungemein häufig, so daß wir sie nicht alle aufzählen wollen. Jüngste Nachbrüche südlich der Jagdhütte (P. 2280) in der inneren Groß-Fleiß haben den dort befindlichen Saumweg überrollt. Das In-sich-Zusammensinken eines übersteilen Grates zu einem breiten Block-Kamm beobachtet man auf der Lackner-Höhe (nordöstlich Himmelswand in der Schobergruppe, südlich vom Graden-Tal). Auch der Bergsturz der Grieswies-Alm, der aus den Steilwänden der Grieswies-Mähder ausgebrochen ist, erfolgte postglazial.

Spalten, die einen in Vorbereitung befindlichen Bergsturz ankündigen, beobachten wir am Bergrücken P. 2448 (westlich Stanziwurten), an der Weißen Wand (siehe Seite 95), in der SE-Flanke des Mohar-Grates zwischen dem Gipfel und dem Moharkreuz (20 bis 30 m südöstlich des Grates), am ENE-Hang des „Ecks“ (P. 2371) westlich Innerfragant (Spalten in Gneislamelle 4 und „Trias“, die weiteres Nachbrechen des Bergsturzes des Träger Waldes anzeigen) und in der Schein-Grube des Gasteiner Naßfeldes (Spalten in Granat-Muskowitschiefer beim Neuwirt-Weg in Seehöhe 2250 m).

Alluviale Schotter mit Kreuzschichtung werden im Mölltal gegenwärtig in der Kiesgrube bei P. 1095 (zwischen Rojach und Eichhorn) gewonnen.

Eine Liste der beobachteten alten Bergbaustollen und sonstiger Bergbaureste wurde der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt in Wien übergeben.

Auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe sind nur einige wenige Verwerfungen eingetragen. Exakte Kartierungen und Beschreibungen junger Störungssysteme finden sich in den photogeologischen Arbeiten von H. HOLZER (1958 und 1960).

Zur Interpretation der Beobachtungen

Wir können uns kurz fassen, weil sich gegenüber unserer Interpretation in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1957, p. 149 bis 157 keine Änderungen ergeben. Unsere Erfahrungen haben sich inzwischen bloß etwas erweitert.

Die nebenstehende Tabelle der erdgeschichtlichen Entwicklung der penninischen Zone der Hohen Tauern entwarfen wir im Jahre 1960 für die Gedenkschrift zum Gedächtnis an P. FALLOT (EXNER 1963). Wir geben sie hier unverändert in deutscher Sprache wieder. Siehe Tabelle 1.

Für die Sonnblickgruppe ergeben sich folgende Aspekte:

Das alte Dach oder Altkristallin des Sonnblick-Kernes ist vor allem im Süden noch erhalten (z. B. Kleines Fleißtal). Es besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern, Paragneisen und Amphiboliten. Sekundär wurden Teile des

alten Daches bei der alpidischen Orogenese skalpiert und als Gneislamellen nach NE verfrachtet. Besonders die Gneislamelle 1 und der westliche Teil der Gneislamelle 2 (Grieswies-Lamelle) sind sehr reich an diesen Gesteinen des alten Daches. Einen prinzipiellen, erdgeschichtlichen Unterschied zwischen dem Altkristallin der penninischen Zone und dem der oberostalpinen Zone (Schober-, Sadnig-, Kreuzeckgruppe) sehen wir nicht. Beide bestehen aus ähnlichem Ausgangsmaterial wahrscheinlich altpaläozoischen (bis einschließlich Unterkarbon) und präkambrischen Alters. Beide wurden von variszischen Graniten intrudiert und variszisch regional metamorphosiert. Im Pennin war dann später die alpidische Metamorphose allgemein wirksam, zerstörte weitgehend die variszischen Minerale und ersetzte sie durch die epi- bis mesozonaren, heute beobachtbaren alpidischen Mineralbestände. Die sehr starke alpidische Walzung und Durchknetung zerstörte auch die variszischen Strukturen der Sonnblickgruppe sehr weitgehend, während solche im Hochalm-Ankogel-Massiv noch regional palimpsest-artig unter den alpidischen hervorschimmern. Im oberostalpinen Altkristallin blieben variszische, vielleicht sogar auch präkambrische Mineralbestände und Strukturen erhalten. Sie wurden vor allem randlich gegen die Tauern alpidisch überprägt und durch alpidische Mineralbestände (z. B. Albit, blaugrüne Hornblende, Epidot) und alpidische Strukturen (NW-Streichen) ersetzt. Retrograd metamorph wirkte sich an der Basis der Schubmasse des oberostalpinen Altkristallins sehr intensiv die alpidische Orogenese aus (Diaphthoritzzone). Es dürfte interessant werden, in Zukunft auch in den inneren Teilen der prächtig aufgeschlossenen Schobergruppe den alpidischen Umprägungen stofflicher und struktureller Natur im Altkristallin nachzuspüren.

Die Hauptphase der variszischen Orogenese vollzog sich in Analogie zu den nahegelegenen Karnischen Alpen und Nötscher Karbon etwa an der Wende von Unter- und Oberkarbon (sudetische Phase) und etwas später. Es dringen im Raum der Alpen gewaltige Granitkörper ein. Ihre katametamorphen Kontakthöfe und Hornfelse mit Sillimanit, Cordierit, Andalusit, Diopsid usw. (wie in der Böhmisches Masse) sieht man in den Alpen noch dort, wo die alpidische Metamorphose gering war, z. B. im Massiv Aiguilles Rouges, im Massiv Innertkirchen—Gasteren, am Bifertengletscher des Tödigebietes, in den Otztalern (Winnebacher Granit) oder als regionale Katametamorphose in der Sau- und Koralpe usw. Injektionen und Migmatite des primär-magmatischen Kontaktes vom variszischen Granit ins alte Dach sind in der Sonnblickgruppe noch deutlich rekonstruierbar, bloß durch alpidische Verschieferungszonen gestört. Viel besser blieben die Kontakte im Hochalm-Ankogel-Massiv erhalten. Der Sonnblick-Granit ist ein recht einheitlicher, massiger Biotitgranit, häufig mit großen K-Feldspaten (Orthoklas und Mikroklin) und mit sauren und basischen Gängen. Granosyenite und Tonalite fehlen dem Sonnblick-Gebiet in engerem Sinne. Sekundär, alpidisch, wurde der variszische Sonnblickgranit in den heutigen Sonnblick-Zentralgneis umgewandelt. Er nahm dabei epi- bis mesozonaren Mineralbestand an. Biotit tritt zurück. An seiner Stelle erscheinen Muskowit und Phengit. An Stelle von Oligoklas und Andesin erscheinen Albit und Klinozoisit. An Stelle der braunen Hornblende erscheint die blaugrüne mit Titanit und Erz. An Stelle des Orthoklas der Mikroklin usw. Wo das massige Gefüge des variszischen Granits noch erhalten und bloß der Mineralbestand alpidisch weitgehend umgewandelt ist, sprechen wir von „Gneisgranit“, wo jedoch heute gneisige flächige Parallelstruktur vorherrscht, sprechen wir von Granitgneis. An den basischen Gängen kann besonders deutlich das Ausmaß der

alpidischen, stofflichen Umprägung und Deformation gezeigt werden. Die zahlreichen kleinen Granitgneisvorkommen in der Matreier Zone und im oberostalpinen Altkristallin dürften ebenfalls variszische Intrusionen sein. Petrographisch sind sie von den Tauerngneisen kaum verschieden, sofern man die sekundären Merkmale abzieht, welche durch ihre andere alpidische Geschichte (alpidischer Stockwerkbau) bedingt sind. Offenbar schloß südwestlich des Sonnblick-Gebietes ein großer variszischer Granitkörper der südpenninischen, heute unsichtbaren, weil überschobenen oder verschluckten Zone an. Er wurde in alpidischer Zeit skalpiert und der skalpierte Abschnitt als Gneislamelle 3 und 4 auf die Sonnblick-Einheit aufgeschoben. Dabei vollzogen sich intensive Durchknetung und Rekristallisation dieses südpenninischen Zentralgneises, so daß wir heute äußerst mühsam und nicht immer ganz befriedigend die alten Granitstrukturen in Gneislamelle 3 und 4 wiederzufinden trachten und versuchen, sie von eventuell permischen Arkosen und Porphyren zu sondern. Analoge Granitgneislamellen aus dem ursprünglich noch weiter südlich gelegenen variszischen Granitgebiet der unterostalpinen Zone sind als Gneislamelle 5 in den Reibungsteppich der Matreier Zone eingewalzt; petrographisch ebenfalls als Phengit-Mikroklingneise ausgebildet, jedoch nur ganz gering alpidisch rekristallisiert (Schwachwirkungsbereich der alpidischen Metamorphose).

Transgressiv über dem variszischen Granit und alten Dach liegt Jungpaläozoikum (Westfal, Stéphan, unteres Perm). Den Großteil der zentralen und basalen Schieferhülle rechnen wir hierher. Stellenweise finden sich in dieser Serie aplitische Intrusionen und Feldspatiationen, die wohl auf spätvariszische Granitnachschiebe etwa der saalischen Phase zu beziehen sind. Wir möchten aber stets im Auge behalten, daß es auch alpidische aplitische Intrusionen und Feldspatiationen wohl nicht im Sonnblickgebiet sondern in den inneren Teilen des großen Hochalm-Ankogel-Massivs geben könnte (Maltatal, Gestein-Radhausberg). Vormesozoische Ophiolithe und saure Ergußgesteine und Tuffe gehören ebenfalls in diese Serie. Charaktergesteine sind Glimmerschiefer, Graphitquarzite, Graphitschiefer, Schwarzschiefer, Paragneise, Konglomeratgneise, Prasinite, Porphyroide und wenig kalkiges Material. Wir rechnen hierher die autochthonen Schiefer über dem Sonnblick-Gneiskern am Hocharn und die hellen Glimmerschiefer auf der Gneislamelle 1 usw. Vergleichbar ist die Serie mit den Oberkarbon-Perm-Mulden der Westalpen und des außeralpinen europäischen Variszikum.

Die periphere Schieferhülle der Sonnblickgruppe zeigt keine magmatische, aplitische, oder wolkig-kalifeldspatisierte Beeinflussung von seiten des Zentralgneis. Die derzeit wahrscheinlichste stratigraphische Gliederung schließt an die fossilbelegten Serien der Radstädter Tauern (Unterostalpin) und des Graubündener Penninikum (Gryphäenkalke im Valsertal in einer den Tauerngesteinen unmittelbar vergleichbaren Serie, W. NABHOLZ 1945 und 1949) an. Man sollte sich aber vorläufig stets im klaren darüber bleiben, daß außer dem *Perisphinctes*-Fund im Hochstegenkalk des Zillertales bisher keine, für die Altersdatierung der penninischen Zone des Tauernfensters maßgeblichen Fossilfunde getätigt wurden und daß die ganze Tauernstratigraphie eine auf lithologische Vergleiche aufgebaute, gefühlsmäßig untermauerte Hypothese ist. Wir haben im Text, der sich mit den tatsächlichen Beobachtungen unserer Aufnahmen in der Sonnblickgruppe beschäftigt, deshalb unsere gefühlsmäßigen Zeitdatierungen unter Anführungszeichen gesetzt, z. B. „Trias“, „Liasbreccie“, „Neokom“ usw. Es gibt im europäischen Vor-Caradoc tremolithführende Dolomitmarmore,

Quarzite, Kalkmarmore, Dolomit-Flaserkalkmarmore und Schwarzschiefer (z. B. Serie von Canaveilles in den Ostpyrenäen), die auch wieder ohne Fossilien sehr schön mantelförmig dem älteren Gneis der zentralen Ostpyrenäen aufruhren, weithin in der Landschaft sichtbar, nur von untergeordneten variszischen und alpidischen Deformationen und Metamorphosen überprägt (G. GUITARD 1963; A. AUTRAN, G. GUITARD und E. RAGUIN 1963). Ähnliche Gesteine treten übrigens auch in nächster Nähe der Tauern an der Basis des Murauer Paläozoikum auf. Vorsicht bei der stratigraphischen Ausdeutung ist jedenfalls am Platz, zumal ja von solchen „Kleinigkeiten“ Ausmaß und Datierung der Ostalpen-Tektonik abhängen.

Über permo-skythischen Quarziten, Arkosen, eventuell Porphyren (Keratophyren), Konglomeratquarziten, Serizitphylliten folgen triadische Rauhacken, Gips, Kalkmarmore, Dolomitmarmore und eventuell korallenführende rhätische Kalke. Darüber folgen Dolomitbreccien, Sandkalke (Karbonatquarzite), Schwarzphyllite, Kalkphyllite mit Serpentin und untergeordneten Grünschiefern des Lias; darüber höherjurassische Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Kalkmarmore, Kalkglimmerschiefer und die Hauptmasse der Ophiolithe; darüber eventuell neokome Schwarzphyllite mit Serizit-Chloritphylliten und Serizitquarziten.

Während der alpidischen Hauptogenese fuhr die Masse des oberostalpinen Altkristallins mit flacher Überschiebungsbahn über die unterostalpine Matreier Zone und die bildsamen Tauernschiefer. In der Sonnblickgruppe herrschte NE-Vergenz. Es kam zur Ausbildung NW-streichender, horizontaler Walzen, zu prächtigen B-Tektoniten und Rotationstektoniten in Km-Dimension. Das beste Beispiel ist die 40 km lange Sonnblick-Gneiswalze bzw. Sonnblick-Gneislamelle, deren NW-streichende Rotationsstruktur auch noch in der Glocknergruppe bis Ferleiten anhält. Die horizontale Transporttektonik nahm in den Tauernschiefern von unten nach oben an Intensität zu. Stellenweise begegnen uns liegende Falten, im allgemeinen handelt es sich aber in den Deformationsbildern der Tauernschiefer um Gleitphänomene und Schuppenstrukturen. Disharmonische Tektonik macht sich geltend, indem die mehr kompetenten Gneise, Quarzite, Dolomite und Ophiolithe über den bildsamen und wie eine Schmiere gleitfähigen Glimmerschiefern, Schwarzschiefern, Kalkphylliten und Kalkmarmoren vorrutschen und weithin verfolgbare und geologisch nunmehr kartierte Lamellen bilden. Wenn auch diese Lamellen über Zehner von Kilometern im Streichen von uns aufgenommen und geologische Ausbisse (Schnittlinien mit der Hochgebirgsmorphologie) bis etwa 100 km Länge solcher Lamellen durchverfolgt wurden, so bleibt es doch lokal manchmal mehr ein Kunstgriff wie man die Lamellen miteinander verbindet, wie man sie benennt und deutet. Wir haben uns dabei viel Mühe gegeben und versucht, das Beobachtungsmaterial recht vollständig und genau darzustellen. Daß unsere Arbeit den Ariadnefaden im Labyrinth der durch komplizierte Falten, Schuppen und Decken entstandenen Lamellen wohl im Prinzip gefunden hat, dieser Faden aber z. B. unter dem Hocharn-Kees begraben liegt, an anderen Stellen durch spätere Querbewegungen um N-S-Achsen noch einmal verwickelt und auch stellenweise einfach abgerissen ist (Auskeilen von Lamelle 3 unter dem Modereck), dafür können wir nichts. Die Komplizierung dieser Tektonik läßt nichts zu wünschen übrig und die tektonischen Mischserien soll man nicht wegdiskutieren, sondern mit dem Meterband aufnehmen (siehe die Detailprofile z. B. der Lamelle 4 beim Keesauge, Seite 164 usw.). Die Wissenschaft wird nicht exakter, wenn wir die Natur und das Denkprinzip vereinfachen wollen. Tatsache bleibt, daß ein äußerst komplizierter Verfallungs-

Gleit- und Schuppenbau in den Tauernschiefern der Sonnblickgruppe vorliegt, vergleichbar am ehesten einem vielfach deformierten und durchgewalzten Teig unter dem Nudelwalker der Hausfrau. Daß man überhaupt noch einzelne Lamellen Zehner von Kilometern weit im Streichen verfolgen kann und in ihrer Begleitung typische Gesteine und charakteristische Gesteinsfolgen auf so weite Strecken und in recht verschiedenen Mächtigkeiten mit Schwankungen von einigen 100 Metern bis zu wenigen Zentimetern Dicke wiederfindet, grenzt ja eigentlich sowieso ans Wunderbare.

Aus der geologischen Aufnahme ergibt sich ein Deckensystem I. Ordnung (Deckensystem über der Gneislamelle 4), das aus einem südpenninischen Bereich stammt, welchen man sich paläogeographisch in der Tethys weit südlich der Sonnblickgruppe vorzustellen hat. Der Hauptsenkungs- und Hauptsedimentationstrog der penninischen Zone der Ostalpen lag in diesem, heute durch das aufgeschobene Ober- und Unterostalpin verdeckten bzw. in die Tiefe abgesogenen (verschluckten) Raume. Denn in diesem südpenninischen Bereich wurden die mächtigen Glocknerschiefer abgelagert und erfolgten die großen mesozoischen Ophiolithextrusionen und -intrusionen. Durch den aufschürfenden Schlitten der nach NE darüberfahrenden oberostalpinen Altkristallinmasse wurde der Granitsockel skalpiert, die darüberliegenden permo-skythischen Arkosen, Quarzite und vielleicht Porphyre (Keratophyre) mit der auflagernden karbonatischen Trias, den schwarzen Schiefern, Breccien, Serpentinien usw. des Lias und den mächtigen Kalkglimmerschiefern, Ophiolithen des höheren Jura und darüber den neokomen Schwarzschiefern viele Zehner von Kilometern nach NE verfrachtet. Diese große Deckenüberschiebung I. Ordnung (eine der bedeutendsten der Ostalpen) hatte ihrerseits zur Folge, daß unter ihrer schürfenden Tätigkeit, Last und Bewegung parautochthone Decken und Schuppen aus dem südlichen Teil des ehemals viel weiter als heute nach Süden reichenden Sonnblick-Kernes skalpiert und mit samt den zugehörigen Schiefern nach NE transportiert wurden (Gneislamelle 1 und 2). Die Nähe der Gneislamelle 1 vom Sonnblick-Kern ist auch heute noch im Gebiete des Zirknitz-Tales ersichtlich.

Etwas später, aber mit der Hauptorogenese in kontinuierlichem Zusammenhang bildeten sich die achsialen Kulminationen und Depressionen aus und damit die N-S-Strukturen des Glockner- und Gasteiner Raumes, wobei die des Gasteiner Raumes anscheinend älteren, variszischen N-S-Strukturen folgen. Damit kommt es zu den bedeutenden Querfalten der Glocknerdepression, die in der Sonnblickgruppe westlich des Fragant-Tales ansetzen und im Bogen um die SW- und W-Flanke des Sonnblickgebietes herumzuverfolgen sind, wobei sie nicht bloß die auflagernden Schiefer, sondern im Klein-Fleiß-Tal sogar den Sonnblick-Granitgneis in mächtige, N-S-streichende Walzen verformt haben. Ursprünglich einfache Lamellen wurden verdoppelt (aus der Gneislamelle 4 spaltete sich die Gneislamelle 3 ab; die Gneislamelle 1 wurde im Hocharngebiet abgerissen, wo lokal an ihre Stelle in uns nicht ganz verständlicher Weise Gneislamelle 2 tritt). Im Gebiet: Groß-Fleiß-Tal und Hochtor kam es zu sekundärer Ziehharmonika-Tektonik um N-S-Achsen und zu komplizierten Anschoppungen mit mehrfachen Zick-Zack-Falten und Schichtwiederholungen rein tektonischer Art (Hinteres Modereck). Ältere NW-Lineationen wurden von NS-Lineationen überprägt.

Gleichzeitig mit der alpidischen Hauptorogenese und diese zeitlich auch noch überdauernd, erfolgt die epi- bis mesozonare Tauernkristallisation; also die alpidische Metamorphose, die ihren heute noch erkennbaren stärksten Wirkungsbereich innerhalb der östlichen Tauern im zentralen Hochalm-Ankogel-Massiv

(Maltatal—Gastein) hatte, aber auch recht kräftig in den mittleren und südlichen Teilen der Sonnblick- und Glocknergruppe wirkte. Wir geben heute den Autoren recht (Göttinger Schule; besonders auch Freiberg in Sachsen: Prof. A. WATZNAUER), die weniger in der Erwärmung durch die Deckenlast, sondern mehr durch die Erhitzung aus dem Inneren des Orogens die Ursache für die alpidische Regionalmetamorphose in der Form der Tauernkristallisation sehen¹⁾. Nicht unwesentlich ist auch unsere Beobachtung, daß die progressive, epizonare Tauernkristallisation noch Teile des an die Tauern randlich angrenzenden oberostalpinen Altkristallins miterfaßt und im Inneren dieser Massen an lokalen Schwächezonen ebenfalls gewirkt hat. Das Agens für die Wärmespendung der Tauernkristallisation vermuten wir in großen alpidischen Batholithen (periadriatische Plutone), deren Existenz wir unter den Tauern annehmen möchten. F. KARL (1959) meint, daß dieser Pluton sogar heute oberflächlich in den östlichen Hohen Tauern, und zwar als Tonalitgneis des Hochalm-Kernes zu Tage liegt. Dieser Ansicht gegenüber sind wir skeptisch, da wir auf Grund von Begehungen im Hochalmgebiet diese Tonalitgneise eher als variszische Tonalite, die alpidisch arg verschliffen und randlich über die Reißeck-Schiefermulde bewegt sind, deuten möchten. Doch behalten wir uns vor, die Geologie der Hochalmgruppe noch eingehend zu studieren. Eine magmatische Abspaltung des periadriatischen, alpidischen Plutons ist der granatführende Tonalitporphyritgang im oberostalpinen Kristallin der Schobergruppe unserer Sonnblick-Karte, der sich stofflich und strukturell von den Gneisen unseres Gebietes und ihrer metamorphen Gänge klar abhebt (basische Plagioklase, gut erhaltenes porphyrisches Gefüge) und nur ganz schwach epizonar überformt ist (Chloritbildung).

Zur Spätphase der alpidischen Orogenese bei niedrigen Temperaturen gehört die weitere Versteilung der Überschiebungsf lächen der Sonnblickwalze und ihr frontaler Vorstoß auf die Mallnitzer Mulde. Er ist mineralfaziell deutlich durch niedrigere Temperaturen und geschwächte Rekrystallisationsfähigkeit gekennzeichnet. Dabei kam es noch zu beträchtlichen Rotationen und Einengungen, die sich in den Prachtbildern der 1000 m hohen Sonnblick-Stirn und der Stengeltektonite und Spiralwalzen in der Mallnitzer Mulde zu erkennen geben. Das Schieben und Stoßen des schürfenden Schlittens der oberostalpinen Kristallinmasse über den Tauernschiefern mag auch zu dieser Zeit noch angehalten haben. Doch griff nun nicht mehr die Rekrystallisationsfähigkeit über die tektonischen Grenzen der mobilen Tauernschiefer nach oben ins Altkristallin hinein. Sondern die Rekrystallisationsfähigkeit in den basalen Teilen der altkristallinen oberostalpinen Schubmasse war erloschen. Es bildeten sich die Ultramytonite und die weithin verfolgbare Diaphthoritzone an der Basis des oberostalpinen Altkristallins.

Die späte Bruchtektonik mit hydrothermalen Erzgängen (Erze wohl aus dem unterlagernden alpidischen Pluton) und der reichen alpidischen Kluftmineralbildung der Sonnblickgruppe bezeichnet dann die Schlußphase der alpinen Gebirgsbildung mit der allmählichen Erkaltung des Gesteinskörpers und der jungen, isostatischen Heraushebung der Tauernkette. Wir konnten in der Detailbeschreibung der Sonnblickgruppe mehrfach zeigen, daß Phyllonitisierung von Gneisen mit hydrothermalen Stoffumsätzen (z. B. beim Alten Pocher im Kleinfleiß-Tal, Seite 23) ähnliche Quarzite und Mineralparagenesen geschaffen haben wie die an vertikalen Klüften auftretenden Quarzgänge. So meinen wir, daß differentielle Gesteinsdurchbewegung mit Rotationen und Scherflächen-Be-

¹⁾ Eine Ansicht, die von Prof. B. SANDER stets vertreten wurde.

tätigung noch bis in die Spätphase der alpidischen Orogenese hineinreicht und über konkordante Quarzknauern dann langsam erlöschend hinüberwechselt zu den nur noch kratonischen, meist steilen bis vertikalen Kluftbildungen und diskordanten Quarzgängen. Auch die komplexe Geschichte und geologische Langlebigkeit der Mölltallinie, eines der wichtigsten Lineamente der Ostalpen, gehören in diesen Wirkungskreis als Beispiel gar nicht so scharf in der Natur verwirklichter, konventioneller Grenze zwischen orogenen und kratonischen Bewegungen.

Was die Datierung des Auftauchens der unterostalpinen und penninischen Bereiche des östlichen Tauernkörpers an die Erdoberfläche betrifft, scheinen uns die alten Beobachtungen und Überlegungen von A. WINKLER-HERMADEN des Fehlens von Tauerngesteinen als Geröllkomponenten im spätoligozänen bis frühmiozänen Ennstaltertär und in der altersmäßig auf Grund der Pflanzenreste besser datierbaren helvetischen Stufe des Miozäns der norischen Senke (Lungau; unmittelbar am Rande der östlichen Hohen Tauern) näher zu liegen als die etwas weit hergeholtten Schweremineralsparagenesen im Rupel der bayrischen Molasse des Alpenvorlandes, die ja auch von wo ganz anders als aus der Sonnblickgruppe stammen könnten (F. KARL 1961).

Paläogeographische Rekonstruktion

Schließlich noch einige Worte zur Paläogeographie der in der Sonnblickgruppe vertretenen alpinen Einheiten, wenn man sich diese rückgeformt vorstellt, so wie sie unserer Meinung vor der alpidischen Orogenese dalagen. Wir knüpfen an Überlegungen an, mit denen wir bei der Interpretation zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein (Erläuterungen 1957, p. 149—157) begonnen haben und die nun durch die Untersuchung der Sonnblickgruppe noch etwas gegenständlicher geworden sind, sich aber natürlich wegen der mangelhaft fundierten und bloß hypothetischen Stratigraphie ohne Fossilien eben auch noch nicht über das Stadium subjektiver Interpretation erheben.

Von NE nach SW in der Tethys gedanklich ruderd, können wir uns folgende Anordnung der geologischen Zonen der Sonnblick-Karte vorstellen:

1. **Autochthoner, sedimentär ummantelter Gneisdom des Hochalm-Ankogel-Massivs** (Gneisdom von Gastein im Gebiete Angertal—Silberpfennig und Fortsetzung längs des N-Randes des Hochalm-Ankogel-Massivs bis in die autochthone Serie der Silberack-Mulde). Es fehlen Reste des alten Daches und es sind nur wenige Reste oberkarbonisch-unterpermischer Sedimente vorhanden. Es herrschte eine tiefgreifende permische Erosion. Darüber transgrediert permo-skythischer Quarzit. Auf ihm lagern geringmächtige triadische Rauhacken, Dolomite und Kalke, geringmächtiger Lias mit Dolomitbreccien, Schwarzschiefern und Serpentin, auffallend geringmächtige höherjurassische Kalkglimmerschiefer, dafür ein mehr kompakter Kalkmarmor (Angertalmarmor) und nur sehr wenig Grünschiefer; darüber etwas Schwarzphyllit (Jura bis Neokom). Die ganze Serie ist bloß einige Meterzehner mächtig. Sie wird von der Durchgangalm-Decke, einer parautochthonen Decke, welche vielleicht die nördliche Fortsetzung der Gneislamelle 1 des Sonnblick-Gebietes darstellt, überschoben. Natürlich haben sich bei der Auffahrt der Durchgangalm-Decke Verschleifungen, Verfaltungen und Abschuppungen im autochthonen Mantel des Gasteiner Gneisdomes ergeben, so daß die Rekonstruktion der primären Schichtfolge und der primären Mächtigkeit des autochthonen Sedimentmantels des Gneisdomes selbstverständlich schwierig ist. Doch kommen uns auch die Erfahrungen in der streichenden E-Fortsetzung des autochthonen Sedimentman-

tels längs des N-Randes des Hochalm-Ankogel-Massivs mit zur Hilfe bis zu dem recht klaren Profil des Rotgülden-Tales (EXNER 1963), wo man die autochthone Serie vorzüglich von den darüberlagernden parautochthonen Decken scheiden kann und wo permio-skythischer Konglomeratquarzit mit regionaler Winkel-diskordanz dem variszischen Granit auflagert. Es handelt sich also im großen und ganzen um eine autochthone Schwellenzone mit tiefgreifender postvariszischer Erosion und mit bloß wenige Meterzehner mächtiger mariner, mesozoischer Serie, in der vor allem die sonst in den Tauern so mächtigen, höherjurassischen Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe nur in sehr reduzierter Primärmächtigkeit vorhanden sind und als eine Eigentümlichkeit der per analogiam zum Hochstegenkalk wahrscheinlich oberjurassische Angertalmarmor eine kompaktere Kalkanreicherung darstellt.

Unserer Erfahrung nach hat sich nur im tektonischen Strömungsschatten, also nur in der tektonisch geschützten Lage der N-Flanke des Gneisdomes, die sedimentäre-primäre Schichtfolge erhalten. An der S-Flanke des Gneisdomes, die ja z. B. im Gasteiner Naßfeld schön entblößt ist, wurde die autochthone, sedimentäre Hülle durch die auffahrende parautochthone Decke (Durchgangalm-Decke) bis auf wenige Reste abgeschürft und nach N in Form parautochthoner Schuppen verschleppt. Einen Rest dieses autochthonen Sedimentmantels an der S-Flanke des Hochalm-Ankogel-Massivs haben wir ja im Siglitz-Unterbau-Stollen (Tafel 4, Fig. 9) gefunden, wo eine Linse aus 5 m mächtigem Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit und Kalkmarmor auf dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs (Siglitzlappen) liegt und von 50 m mächtigem Granitgneis der parautochthonen Durchgangalm-Decke überschoben wird, welche ihrerseits die typische Serie der Granat-Muskowit-Chlorit-Chloritoid-Schiefer des Gasteiner Naßfeldes (Schiefer über Gneislamelle 1) trägt. Es hat lange gebraucht, bis wir diesen Bauplan begriffen, viele Beobachtungen und lange Jahre des langsamen Reifens und Überlegens und vor allem des Vergleichens mit ähnlichen alpinen Strukturen, die im Prinzip Analoges bieten und die wir auf Exkursionen kennengelernt haben: Tuxer Kern, Aarmassiv, Mont-Blanc- und Argentera-(Mercantour-)Massiv. Überall die Abscherung im tektonischen Luv (Innenseite der Massive); hingegen die Erhaltung primärer Sedimentauflagerung und die darüber erfolgte Anschoppung parautochthoner Schuppen im tektonischen Lee (Außenseite der Massive). Ein tektonischer Quietist, der die Tauernschiefer als eine schön ungestörte, aufrechte Schichtfolge über den Gneismassiven bis an die Untergrenze der Matreier Zone deutet, bloß von einigen resedimentierten Triaslagen und arkosigen Bündnerschiefergneisen durchspickt und die großen Deckensysteme in diesen Tauernschiefern leugnet, wird sich hier kaum zurechtfinden. Unsere Beobachtungen in der Sonnblickgruppe erweisen eindeutig den Deckenbau der Tauernschieferhülle und die Existenz tektonischer Abscherungen (Skalpierungen), lamellenförmigen Vorgleitens großer Gesteinspakete auf den rutschigen Schiefen und die intensive Verknetung der Gesteine mit Bildung tektonischer Mischgesteine.

2. Autochthoner, sedimentär ummantelter Gneisdom des Sonnblick-Kernes (Gebiet: Hocharn—Feldsee-Kopf—Böseck und Roter Mann). Auf dem variszischen Sonnblick-Granit gibt es noch beschränkte Reste von altem Dach. Darüber liegen oberkarbonisch-unterpermische Schwarzschiefer, am Hocharn 170 m mächtig, mit Tuffiten, Ophiolithen, Graphitquarziten und untergeordnet auch kalkigen Lagen, die wir in diesem Falle ausnahmsweise für paläozoisch und nicht für mesozoische Bündnerschiefer halten. Diese

ganze Serie ist noch spätvariszisch (saalisch) durch magmatische Nachschübe aplitisch injiziert worden. Wir treffen sie in geringerer Mächtigkeit am Roten Mann, Eckberg und Feldsee-Kopf. Im Böseck-Gebiet sind darüber auch im Schatten des tektonischen Strömens unter der Sonnblick-Stirnwalze der autochthone permoskythische Quarzit, triadischer Dolomit, mesozoische Kalkmarmore, Schwarzschiefer, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer — das ganze allerdings nur wenige Meter mächtig und stark geschuppt (Tafel 5, Fig. 2, 5 und 8; siehe auch Seite 44) — erhalten. Wir befinden uns also über dem Sonnblick-Granit ebenfalls im Bereich der Schwellenzone mit starker prä-oberkarboner Erosion, mächtigem Oberkarbon bis Unterperm und nur wenige Meter mächtigem Oberperm bis Jura oder Neokom.

3. Nördlicher Teil des parautochthonen Deckensystems (Gebiet der Gneislamellen 1 und 2 nördlich des Tauernhauptkammes, zusammen mit der wahrscheinlich tektonisch ebenfalls dazugehörenden Durchgangalm-Decke und Feldwand-Lamelle). Der ursprüngliche Ablagerungsraum dieser Zone befindet sich in der S-Flanke der Sonnblick-Walze und des unmittelbar südlich daran anschließenden, heute durch höhere Decken verhüllten Gebietes. Hier sind auf dem variszischen Sonnblick-Granit noch mächtige Reste des alten Daches vorhanden mit prächtigen Intrusionsbildern und Migmatisierungen von seiten des variszischen Granits. Darüber lagern mächtige oberkarbonisch-unterpermische helle Glimmerschiefer mit Graphitquarziten, Porphyren und Ophiolithen, Konglomeratgneisen, Tuffiten usw.; das ganze noch stellenweise aplitisch von spätvariszischen Magmanachschüben injiziert. Eine deutliche permoskythische Transgression mit Quarzit, Arkosegneis, Arkoseschiefer und eventuell Porphyren bildet eine kompetente Lage (Lonza-Lamelle). Darüber folgen einige Meter triadischer Rauhwanke, Dolomits und Kalkes; darüber geringmächtige Schwarzphyllite mit Dolomitbreccien, sehr wenig Kalkglimmerschiefer und sehr wenig Ophiolithe. Jedoch folgen darüber mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite mit vereinzelt Dolomitbreccien-Lagen. Das sind die sogenannten Riffelschiefer, von denen wir meinen, daß sie jurassisches bis eventuell neokomes Alter haben und faziell die „obere Schieferhülle“ (Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie) vertreten. Es wäre dies in jurassisch-neokomer Zeit der Übergangsbereich von der Schwelle zum südpenninischen Trog (siehe unten). Tatsächlich ist der Übergang zur nächst südlichen Zone zu verfolgen, wenn man in den Schiefen über Gneislamelle 2 im umlaufenden Streichen (Grieswies-Schwarzkogel, Kruml-Tal, Krumlkees-Kopf) nach S geht, wobei allmählich die Schwarzschiefer (Riffelschiefer) zurücktreten und die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer an Mächtigkeit bedeutend zunehmen. Damit gelangen wir in die nächst südlichere, paläogeographische Zone:

4. Südlicher Teil des parautochthonen Deckensystems (Gebiet: Gjaidtroghöhe—Gosim-Kopf, Sand-Kopf und Sandfeld-Kopf). Auf dem variszischen Granit liegen die von ihm intrudierten Reste des alten Daches, darüber wiederum die oberkarbonisch-unterpermischen Glimmerschiefer, dann der permoskythische Quarzit mit Arkosen und eventuell Eruptiven; darüber einige Meter triadischer Rauhwanke, Dolomites und Kalkes; dann ein sehr schöner Lias mit Karbonatquarziten, reichhaltigen Dolomitbreccien und Schwarzphylliten; darüber bereits 100 m mächtige Kalkglimmerschiefer mit Ophiolithen. Die fazielle Ausbildung erinnert also bereits mit ihrer „oberen Schieferhülle“ an die nächste, jedoch bedeutend mächtigere Serie:

5. Deckensystem der Oberen Schieferhülle (oder Deckensystem über Gneislamelle 4; oder einfach: Glocknerserie oder Glocknerdecke). Es handelt sich um den südpenninischen Trog, einem heute gänzlich von höheren Einheiten überdeckten oder verschluckten, ehemaligen Ablagerungsraum der Tethys, den man sich wohl paläogeographisch mehrere Zehner von Kilometern breit, weit im SW der heutigen Sonnblickgruppe gelegen, vorstellen kann. Vom Grundgebirge kennen wir nur variszische Granite mit basischen Lagen (Gneislamelle 3 und 4). Darüber folgen stellenweise oberkarbonisch-unterpermische Glimmerschiefer, Graphitquarzite und Eruptiva. Dann transgrediert der permoskythische Quarzit mit Arkosen und sauren Eruptiven. Darüber folgt mehrere Meterzehner mächtige Trias mit Gips, Rauhwanne, Bänderkalken, Dolomiten und fraglichen Korallenkalken; dann der Lias mit Dolomitbreccien, Karbonatquarziten, Schwarzschiefern, Kalkphylliten und Serpentin und etwas Grünschiefern (bereits über 100 m mächtig); und dann die 1000 m und darüber mächtige höherjurassische Serie der Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe (sogenannte „obere Schieferhülle“) und darüber die neokomen Fuscher Phyllite mit ebenfalls sehr bedeutenden Mächtigkeiten. Der südpenninische Trog ist eine der wichtigsten paläogeographischen Zonen der Tethys und das aus ihr bei der alpinen Gebirgsbildung ausgeschürfte und als Glocknerdecke (oder Deckensystem der Oberen Schieferhülle oder wie immer man es nennen will) über die penninische Schwellenzone und die parautochthone Einheiten verfrachtete Material stellt eine großartige und in der Sonnblickgruppe ganz prächtig aufgeschlossene Decke I. Ordnung der Ostalpen dar.

6. Der nächste Ablagerungsraum umfaßt das hochpenninische und unterostalpine Gebiet der *M a t r e i e r Z o n e*.

7. Der nächst südliche Ablagerungsraum ist der *o b e r o s t a l p i n e* mit mächtigem alten Dach, geringmächtigen variszischen Graniten, mit oberkarbonisch-unterpermischen Konglomeraten (CH. EXNER 1957 b), mit transgressivem Gröden Sandstein (W. FRITSCH 1961 b und W. SCHLAGER 1963). Darüber folgt das Mesozoikum der Lienzer Dolomiten.

Die Matreier Zone in der Sadniggruppe

Beitrag von Siegmund Prey

(Mit Tafel 9 und 2 Abbildungen im Text)

Inhalt	Seite
I. Einleitung	131
1. Allgemeines	131
2. Bemerkungen zur Darstellung in der Karte und Druckfehler-Hinweis	132
3. Zur Erforschungsgeschichte	132
II. Geologische Beschreibung	132
1. Gebiet des Zeneberges	133
2. Die Hirtenkopfzone	134
3. Die Makernizone	136
4. Die Bretterich-Schoberzone	140
5. Jüngere Störungen	144
6. Quartär	145
III. Die Erzführung der Matreier Zone	146
1. Die Erzlager in Grünschiefern der Matreier Zone	146
2. Erzlager im Altkristallin der Sadniggruppe	147
IV. Zur Metamorphose der Gesteine	148
V. Übersicht und Vergleiche	150

I. Einleitung

1. Allgemeines

Das in diesem Beitrag dargestellte Gebiet umfaßt nur am Rande die Hangenteile der Schieferhülle über der Gneislamelle 4 (Rote-Wand-Gneisdecke) im Liegenden sowie den Randsaum des Altkristallins im Hangenden der Matreier Zone. Die Matreier Zone im Streifen zwischen Zeneberg und Astental, den Talkessel von Großfragant und die Vorlagen westlich des Kammes vom Sadnig über die Makernispitze zum Schobertörl umfassend, ist Hauptgegenstand dieses Beitrages.

Der vom Mölltal durch den Grafenberger Graben in die Nordhänge des Zeneberges ziehende schmale Streifen der Matreier Zone schwillt am Ostrand des Fraganter Kessels rasch auf etwa 1,5 km, am Kamm Schobertörl-Sadnig sogar auf 2 km Breite an und setzt in ähnlichem Ausmaß weiter gegen Westen fort. Er ist nur ein kleiner Ausschnitt dieser interessanten Zone, die den Südrand des Tauernfensters auf etwa 130 km Länge begleitet und in den Radstädter Tauern und auch am Nordrand des Tauernfensters Äquivalente besitzt. Sie gilt als unterostalpin, wenngleich zumindest Teile von ihr eine zwischen Pennin und Unterostalpin vermittelnde Stellung einnehmen.

Sehr eigenartig und verwickelt ist der Baustil der Matreier Zone und spiegelt die Intensität der Bewegungen bei der Überschiebung der ostalpinen Decke in weitgehender Zerreißung und Auswalzung von Gesteinen wider. Das Einfallen

erfolgt unter mittleren Winkeln durchwegs gegen Südsüdwesten bis Süden. Mit der liegenden Schieferhülle, wie auch mit dem hangenden Altkristallin haben Verschuppungen stattgefunden.

2. Bemerkungen zur Darstellung in der Karte und Druckfehler-Hinweis

Das in der Sonnblick-Karte dargestellte Stück ist eine Reduktion der im Maßstab 1 : 10.000 erfolgten Kartierung. Wie schon einleitend angedeutet ist die tektonische Zerkleinerung der Gesteine eine derartige, daß bei der Reduktion zu ganz großen Vereinfachungen gegriffen werden mußte. So stehen im Gebiete der Makernispitze die wenigen eingetragenen Dolomitlinsen fast ausnahmslos für einige oder gar viele, während wieder manche andere überhaupt weggelassen werden mußten. Auch andere interessante Einzelheiten, wie oft die Unterscheidung von Quarziten und Phylliten, oder intensive Verknüchtungen von schwarzen Kalkphylliten mit anderen Phylliten, ließen sich nicht darstellen. Es möge sich der Benützer der Karte also vor Augen halten, daß das Bild ungeheuer vereinfacht ist. Man vergleiche nur die Karte mit den Abb. 9 und 10, sowie Taf. 9!

Durch ein Versehen erhielt ich kein Korrektorexemplar der Karte. Infolgedessen gibt es in diesem Kartenausschnitt verhältnismäßig viele Druckfehler, die im allgemeinen Druckfehlerverzeichnis (S. 162) berücksichtigt sind.

3. Zur Erforschungsgeschichte

Im Sonnblickgebiet ist der mittelalterliche Goldbergbau berühmt gewesen. Demgegenüber spät, erst gegen Ende des 17. Jahrhunderts, wurden die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten von Großfragant durch Zufall gefunden und die alten Geologen dadurch auf das Gebiet aufmerksam gemacht (C. ROCHATA, 1878). Bis in neuere Zeit sind über den Bergbau weitere Schriften veröffentlicht worden (W. v. REITZENSTEIN, 1914; L. ST. RAINER, 1919; zuletzt von S. PREY, 1962).

Nachdem bereits ab und zu Geologen der alten Zeit Notiz von unserem Gebiete genommen hatten, erschien im Jahre 1912 ein Bericht von M. STARK, dessen Darstellung sehr gut ist und auch die meisten Tatsachen und Vergleiche mit anderen Gebieten schon berücksichtigt. L. KOBER (1922) hat ihn auch für seine Tauernsynthese verwendet. Eine mehr regionale Untersuchung der Matreier Zone stammt von W. J. SCHMIDT (1950—1952).

Es braucht nicht näher ausgeführt zu werden, daß die Matreier Zone in den großen Alpensynthesen (P. TERMIER, L. KOBER, R. STAUB, u. a.) eine sehr wichtige Rolle spielt.

II. Geologische Beschreibung

In dem bereits erwähnten Grafenberger Graben, in dessen Nordgehängen Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite der Schieferhülle anstehen, besteht die nur ganz schmale Matreier Zone aus grünen, mehr minder quarzreichen Phylliten, und diaphthoritverdächtigen Schiefen, in denen stark verschleifte Lagen von Grünschiefern, Schollen von Kalkphylliten, Dolomiten, Rauhacken und Kalkmarmoren liegen. Im Süden schließt der diaphthoritische Randsaum des Altkristallins an.

1. Das Gebiet des Zeneberges

Bei der Eggereden herrschen grünliche Serizit- und lebhaft grüne Chloritserizitphyllite, die auch längs des Grafenberger Weges öfter anstehend anzutreffen sind. Westlich des Wiesenendes bei der Alm quert der Rollbahnweg die etwas verschuppte Liegendgrenze der Matreier Zone gegen schwarze Phyllite der Schieferhülle. Bei den starken Quellen westlich der Eggereden und im Abriß eines Rutschgebietes 500 m ESE Kreuzbödele stehen braungelbe löcherige Rauhacken mit grünen Schiefersplitterchen mit einem eine Strecke weit im Hangenden verfolgbar Band dunkelgraublauen Marmors an. Ein gleicher Zug quert auch den Weg westlich vom Kreuzbödele. Dort befindet sich auch eine auffallendere Dolomitlinse, die von wenig dunkelgrauem Phyllit begleitet wird.

Unterhalb vom Kreuzbödele kreuzt sich zum zweiten Male die Liegendgrenze mit dem Rollbahnweg. In den diaphthoritischen Schiefen oberhalb vom Kreuzbödele sind starke Sackungserscheinungen zu beobachten.

Hier stellen sich stärkere Komplikationen ein, denn die diaphthoritischen Schiefer sind noch einmal in der Gegend von P. 2091 m mit quarzreichen Serizitphylliten verkeilt, die gegen Westen anschwellen und mit Serizitquarzschiefen und grünen, oft etwas rostfleckigen Phylliten zusammen den Felsfuß des Zeneberges und der Klenitzen aufbauen. Die in der Karte eingezeichnete Marmorlinse ist außerordentlich übertrieben. Der dazwischengreifende Keil von Diaphthoriten keilt unter dem Hangschutt gegen Westen aus.

Von besonderem Interesse ist ein Gesteinskomplex im Hangenden dieser Schiefer im Nordwestgehänge und Gipfelgebiet des Zeneberges. Innerhalb von diaphthoritischen schmutzigrünen Phylliten, aber auch spärlichen Serizit- und Chloritserizitphylliten treten hier nämlich diaphthoritische Augengneise auf, die von diaphthoritischen Schiefen oft in dünne Körper zerlegt werden. Es handelt sich um graue grob- bis feinflaserige Gneise bis Augengneise mit grüngrauen, teils feinschuppigen, teils mäßig grobschuppigen Glimmerflasern. Die Augen sind meist feinkörnige Korngemenge, z. T. aber auch richtige stark zertrümmerte Feldspat-Augen. Es wurde beobachtet, daß solche feinkörnige Augen aus aplitischen, mitunter enggefalteten Bändchen, Schwielen oder Knöllchen hervorgehen können. Einige der Gneistypen führen auch kleine Quarzknoten. Die Verwitterungsfarbe ist bräunlich und es entstehen zahlreiche kleine Rostpunkchen. Die Übergänge zu den stärker vergrünten Diaphthoriten und Glimmerschieferdiaphthoriten sind unscharf.

Die Augengneise wurden unter dem Mikroskop untersucht:

Quarz und Albit bilden mit wenig Glimmer und kleinen spärlichen Karbonat-Schmitzchen ein Gewebe, in dem größere (primäre) Albitkörner mit lockerer Fülle aus Serizit-schüppchen liegen, die aber gelegentlich auch porphyroblastenartigen Charakter erhalten können. Serizit, vermengt mit etwas größeren Schuppen von Muskowit — beide schwach grünlich, phengitisch — bilden Lagen und Flasern. Manchmal etwas Biotit und (oder) Pennin. Apatit ist häufig; Zirkon, Titanit und Erz selten.

Aus der Zerreißen der Körner, Stauchung der Glimmer usw. ist eine heftige tektonische Beanspruchung abzulesen, die die Kristallisation noch ein wenig überdauert hat.

Diese Albitaugengneise gehen über in Mikroklinaugengneise mit oft stark zertrümmerten und von viel Quarz-Albitmörtel umgebenen perthitischen Mikroklinen.

In einigen Dünnschliffen wurden zahlreiche meist pinselartige Büschel von Stilpnomelan (biotitähnlicher Pleochroismus von sehr dunkel braun zu goldgelb) beobachtet.

Die glimmerreichen vermutlichen Glimmerschieferdiaphthorite zeigen etwa folgendes Dünnschliffbild:

Albitaugen sind teils noch primäre Reste (lockere Fülle aus Serizitschüppchen, bisweilen Pseudomorphosen unklarer Genese aus Serizithaufwerk mit etwas Chlorit; Zwillinglamellen), teils Porphyroblasten mit Einschlüssen von Quarz, Serizit, Chlorit u. a., die — nach den Einschlusszügen zu schließen — meist gedreht sind. Sie liegen in einem Quarz-Albit-Pflaster, das von dünnen bis ziemlich breiten Fasern und Lagen von farblosem Muskowit und etwas Pennin bzw. vergrünem Biotit mit etwas Titanit durchzogen wird. Das sonst spärlich verteilte Karbonat kann sich an Zerreißungsstellen des Gesteins anreichern. Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit.

Die oft linsige Paralleltexur ist gut. Die Durchbewegung ist in bezug auf Glimmer noch z. T. postkristallin.

Leider aber lassen sich Phyllite rein sedimentärer Herkunft, die sich auch in diesem Verbande befinden, im Gelände oft schwer von den Diaphthoriten unterscheiden. Ein Beispiel dafür ist die folgende Gesteinsart, ein grünlicher flaseriger Schiefer, der allerdings zum Unterschied von den Diaphthoriten viel feinkörnigeren Glimmer führt:

Dünne feinkörnige, öfter auch in Linsen aufgelöste Quarzlagen wechseln mit verschiedenen breiten Lagen aus Serizit und Klinochlor im Rhythmus einer ehemaligen sedimentären Feinschichtung. Die Serizit-Chloritlagen sind streifenweise von lockeren bis dichten Schwärmen oft sehr kleiner Nadelchen von Turmalin (schmutzig dunkelgrün-blaßbraun) durchsetzt. In manchen Teilen kommt noch Rutil und etwas Erz hinzu. Spärliche eisenhaltige Karbonate verwittern zu Limonit. Apatit, Titanit. Das Gestein ist intensiv gefältelt.

Am Rande noch ein paar Worte über die Glimmerschiefer der Randzone des Altkristallins im Hangenden der Matreier Zone. Es sind graue bis (bei größerem Biotitgehalt) bräunliche, oft allerdings auch vergrünte Glimmerschiefer. Manche sind durch ein graphitoidisches Pigment grau, selten auch schwärzlich gefärbt.

Hauptbestandteile sind meist ziemlich kleine Körner von Quarz, Albit und Glimmer. Die ersten beiden sind meist gemengt, aber häufig heben sich kleine, mehr minder einschlußreiche Albitporphyroblasten (die nicht selten gedreht sind) heraus, die außerdem lockere Einschlussschwärme von Serizitschüppchen und gelegentlich auch Klinozoisitnadelchen enthalten. Die Glimmerstrahlen bestehen hauptsächlich aus Muskowit und in geringer Menge auch Chlorit, der wahrscheinlich aus Biotit hervorgegangen ist. In anderen Gesteinen ist Biotit oft auch vorzüglich erhalten. Granat ist öfter vorhanden, aber häufig chloritisiert. Titanmineralien, Apatit, Erz, öfter auch Graphitoid. Eine posttektonische Beanspruchung der Glimmer ist immer wahrzunehmen.

Feldspatarme bis -freie Typen sind aber außerdem immer wieder zu finden.

Die Augengneise mit ihren Begleitern werden gegen Westen immer dünner, bilden im Fuß des nördlichen Pfeilers der Klenitzen nur mehr eine dünne Lage und keilen schließlich ganz aus. Eine gewisse Vergleichsmöglichkeit scheint mit den Mauterndorfer Gneisen in den Radstädter Tauern zu bestehen, weshalb es wahrscheinlich ist, daß sie auch noch zur Matreier Zone gehören.

2. Die Hirtenkopffzone

Die Phyllite im Liegenden der Augengneise des Zeneberges setzen sich gegen Nordwesten in einer Zone fort, die über die Ofenspitze (2398 m) zum Hirtenkopf (2606 m) streicht und dort den Hauptkamm in einer Breite bis zu 900 m in Richtung Kapitzenhübel überschreitet. Der recht unscharfe und durch Verschuppung komplizierte Rand gegen das Altkristallin des Sadnig (2745 m) kann am Nordrand der Melnböden zur Scharte nordöstlich vom Mulleten-Sadnig und von hier westwärts über das Astental hinaus verfolgt werden.

Diese Zone setzt sich fast ausschließlich aus weißen bis blaßgrünen quarzreichen Serizitphylliten mit oft glänzendem hellem Glimmer zusammen,

die in grünliche bis lebhaft grüne Quarzserizitphyllite bis chloritführende Serizitphyllite übergehen. Sie sind oft stark gestriemt und gefältelt und reich an Quarzschwielen, die öfter auch Karbonat enthalten und nicht selten geröllartige Formen annehmen. Ferner treten im Verbande, besonders im tieferen Teil, massige weiße, selten auch grünliche Serizitquarzite auf, die gerne morphologisch hervortreten und als massigere Felsen und Felsrippen die Gehänge durchziehen (Ofenspitze, Gipfel 2602 m, Nordhänge Hirtenkopf). Erwähnenswert, aber selten sind darin etwas gröber sandige Partien mit gelegentlich weinroten Quarzkörnern, z. B. ca. 40 m nördlich vom S ad n i g w e g am Nordhang des Rundbuckels vor dem ersten Gatter, bei 1890 m SH.).

Sowohl die Phyllite, als auch manche Quarzitschiefer enthalten stellenweise Pyritwürfel, die bis über 1 cm groß werden können. Poren im Phyllit (Karbonatschmitzen) färben sich bei Verwitterung braun durch Limonit.

Die weißen serizitarmen Quarzite bestehen fast nur aus schwach verzahnten, öfter auch in einer Richtung ausgelängten undulös auslöschenden Körnchen von Quarz und wenigen einzelnen, oder in kurzen dünnen Fläserchen angeordneten Schüppchen von Serizit. Vereinzelt Albit, Apatit, Rutil, Zirkon. Gute Paralleltextur.

Die mehr phyllitischen Typen sind neben Quarz reicher an Serizit, der oft wellig gefältelt ist. In Glimmerlagen sind sehr kleine Nadelchen von Turmalin häufig. Rutil, Zirkon, Apatit, nicht selten Erz.

Interessant sind dunkle Einschlüsse in solchen Schiefen am Sattel NW Ofenspitze. Diese erwiesen sich überraschend als aus Quarz und Turmalin (oft sehr feinkörnig), selten auch etwas Serizit bestehend. Es scheint sich dabei nur um Anreicherungen von Turmalin und nicht um fremde Einschlüsse zu handeln.

Von den zwei wichtigsten Quarzitzügen ist der tiefere, nördlichere, nur südlich des Gipfels 2602 m mit wenig gelber Rauhwa c k e im Hangenden verbunden. Der höhere hingegen wird westlich der Moosal m, an der Ofenspitze und in den Nordosthängen des Hirtenkopfes von einem hellgrauen, etwas glimmerhältigen, bisweilen auch glimmerflaserigen, oder auch schiefrigen Kalk m a r m o r mit bräunlich hellgrauer Verwitterungsfarbe begleitet. Am Hirtenkopf ist er stellenweise mit dem Quarzit verfaltet. Seine Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt nur wenige, kaum mehr als ca. 10 m. Ein geringmächtiger Ausläufer befindet sich in den Felsen beim Vorsehungsstollen.

Ein zweites, nicht von auffälligen Quarzitzügen begleitetes, gleichartiges Marmorband durchzieht etwa 300 m weiter südlich die Gehänge der Ofenspitze und überschreitet den Südgrat etwa 240 m südlich des Gipfels. Nach einem Zwischenstück mit sporadischen Aufschlüssen erscheint es erst wieder deutlicher an der Schar te 2498 m — dort im Liegenden mit Spuren gelbbrauner Rauhwa c k e mit grünen Schiefersplitterchen verbunden — und verschwindet im Schuttfuß der Nordhänge des M u l l e t e n - S a d n i g. Auch dieses ist durchschnittlich nur wenige Meter mächtig. Beide sind daher in der Karte etwas übertrieben gezeichnet.

Im Südteil der Zone werden die diaphthoritverdächtigen Gesteine häufiger. Im Randteil unterhalb der M e l e n b ö d e n wurde auch ein Chloritschiefer beobachtet.

Aber auch im Nordteil kommen an der Basis Gesteine vor, die höchstwahrscheinlich diaphthoritisches Kristallin sind, und zwar flaserige graugrüne feldspatführende Serizit-Chloritphyllite mit einigen größeren Glimmern. Die Ähnlichkeit mit gleichartigen Gesteinen aus der Makernzone ist unverkennbar!

Am Kapitzenbühel sind diese Phyllite mit Linsen von Dolomiten und Kalken verbunden. Die ersten drei übereinanderliegenden Dolomitlinsen treten „Am Makerni“ unterhalb P. 2325 m auf. Am Kapitzenbühel stecken in den Quarzserizit- und Serizitquarzitphylliten einige Dolomitlinsen, Spuren von Rauhdecken mit grünen Phylliten und auch Kalkmarmor. Von letzteren besteht der langgestreckte Zug aus ziemlich dunkelgrauen, durch Lagen mit feinkörnigem Quarz heller (sedimentär) gebänderten dünnplattigen bis stengeligen, partienweise auch gröber kristallinen Kalkmarmoren. Eine größere Partie davon ist unrein, gröber kristallin und weißlich gefärbt. Die sie im Hangenden begleitenden dunkelgrauen Kalkphyllite sind geringmächtig, setzen auch bisweilen aus und mußten in der Karte sehr stark übertrieben werden. An der Basis der Kalkmarmor kommen auch Dolomitlinsen vor.

An der Liegendgrenze der Einheit gibt es am Kapitzenbühel, aber auch östlich des östlichen Vorgipfels der Ofenspitze ausgewalzte Dolomitlinsen. Interessant sind ferner kleine, oft nur nach Dezimetern messende ausgewalzte Scherlinge von Breunerit-Antigorit-Talkschiefern, also Serpentinabkömmlingen, die in der Karte nicht eingetragen werden konnten (Steilhänge 70 m NE und 100 m NNE—N Gipfel 2602 m, 290 m N und 170 m N—NNE P. 2602 m; die östlichste ist an einem Viehtrieb-Steig, der die Felsen E P. 2602 m durchquert, in einer Mächtigkeit von höchstens 20—30 cm abgeschlossen).

Eine stratigraphische Deutung dieser Gesteine ist schwer zu geben. Der Verband mit Kristallinresten könnte auf eine stärkere Beteiligung von Untertrias hinweisen, doch kann ein etwa vorhandener Anteil von Keuper in den Phylliten nicht abgeschätzt werden. Wegen des Fehlens von Dolomit wird eine Deutung der Kalkmarmor von Ofenspitze und Hirtenkopf jünger als Trias wahrscheinlicher. Auch der Bändermarmor vom Kapitzenbühel ist eher rhätisch, die Kalkphyllite liassisch, die Dolomite aber sicherlich (tiefer?) triadisch.

3. Die Makernizone

Im Liegenden der Hirtenkopfeinheit ist die Makernizone eine der am stärksten ausgewalzten und in Linsen zerrissenen Zonen des Gebietes. Die aus den Felsen gelblich herausleuchtenden zahlreichen Dolomitlinsen innerhalb der aus grünen Phylliten, Quarzitphylliten und dunklen Kalkphylliten bestehenden verwalzten Schiefermassen, bieten ein eindrucksvolles Bild heftigster Tektonik (Abb. 9 und 10).

Sie tritt erstmals in der Gegend der Moos-Alm als Individualität deutlich in Erscheinung. Die Rauhdecken und grünen Phyllite, begleitet von dunklen Kalkphylliten bei der Brücke des Grafenberger Weges östlich der Fragner Hütte dürften dazugehören. Zuerst ganz schmal, schwillt sie im Kamm der Makerni-Spitze (2644 m) auf rund 400 m Mächtigkeit an und setzt, wieder ein wenig schmaler werdend, gegen Westen fort.

Die Serizitphyllite sind meist grün, führen häufig auch etwas Chlorit und besitzen wechselnden Quarzgehalt. Geringe Karbonatschmitzen verwittern braun. Striung und Fältelung sind verbreitet. Unter dem Mikroskop:

Stark gefältelte Flasern von Serizit und meist weniger Chlorit liegen zwischen (selten albithaltigen) Quarzlagen. Bezeichnend sind schmale Anhäufungen von sehr kleinen Säulchen von grünem Turmalin, sowie Schwärme von Rutilnadelchen. Würfel von Pyrit sind manchmal von Faserquarzhöfen umgeben.

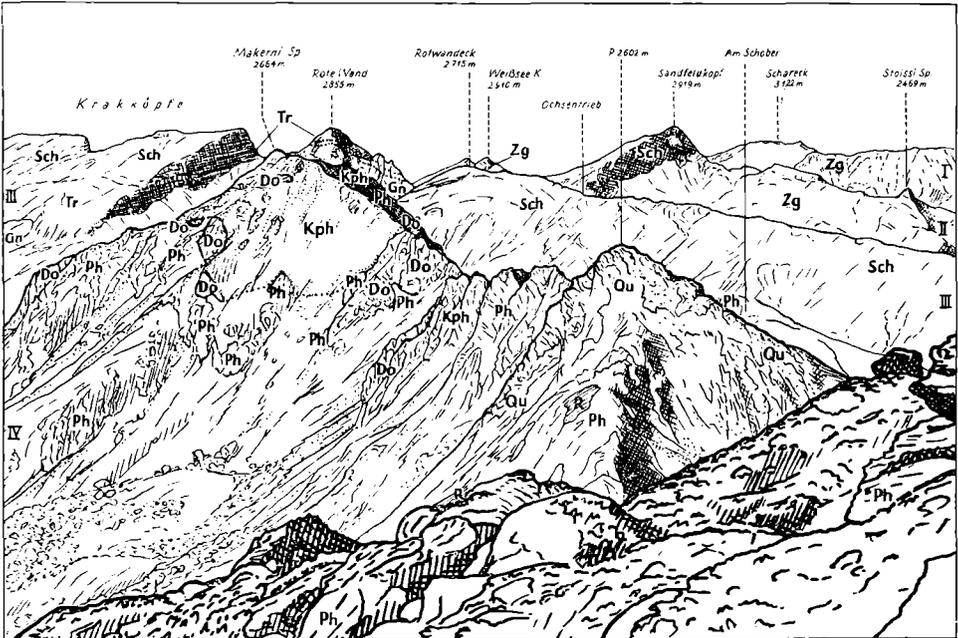


Abb 9. Blick vom Hirtenkopf (2606 m) auf die Matreier Zone im Gebiet der Makernispitze und einen Ausschnitt der südlichen Sonnblickgruppe in nördlicher Richtung.

Erklärung: Zg = Zentralgneis des Sonnblickkernes; Sch = Schieferhülle (im Blickfeld vorwiegend Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite mit wenig Grünschiefern); Gn = Gneislamelle 4 (Gneis der Roten Wand); Tr = Trias. — Matreier Zone: Ph = Serizit- und Serizitchloritphyllite, mehr minder quarzreich; Qu = Serizitquarzite; Do = Triasdolomite; Kph = Kalkphyllite (tieferer Jura).

Von den Bergkulissen besteht die Kulisse I aus Sonnblickzentralgneis mit geringer Auflagerung von Schieferhülle am Gipfel des Schareck. — Bergkulisse II: Auf Zentralgneis liegt Schieferhülle mit der symmetrischen Kalkglimmerschiefermulde des Sandfeldkopfes. Der weiter rückwärts stehende Weißseekopf besteht aus Zentralgneis. — Bergkulisse III: In der Roten Wand bildet das von Trias begleitete Gneisband der Gneislamelle 4 die Unterlage der Schieferhülle (Krakköpfe, Kamm des Rotwanddeck). Am Schober ist gerade noch der Nordrand der Matreier Zone zu sehen. — Bergkulisse 4 mit der Makernispitze besteht aus vielfach verschuppten Gesteinen der Matreier Zone mit häufigen, oft kleinen Dolomitlinsen.

Im Vordergrund die Quarzphyllite des Hirtenkopfes.

Die Phyllite dieser Art gehen in grünlichweiße bis hell apfelgrüne quarzreiche Phyllite über, die aus dünnen, bisweilen auch wenige Millimeter dicken Quarzlagen und dünnen Hellglimmerlagen bestehen. Starke Faltung und Fäلتung, sowie geröllähnliche Quarzkauern sind sehr verbreitet. U. d. M.:

Das Gestein besteht nur aus Lagen und Linsen von Quarzpflaster und Lagen oder Flasern aus Serizit, die zahlreiche sehr kleine Nadeln von Turmalin, etwas Rutil und Erz, sowie selten Zirkon und Apatit enthalten. In einer Glimmerlage kommt wenig Albit vor. Die Glimmer sind verbogen, das Gestein etwas gefältelt.

Am Ende der Reihe stehen schließlich die serizitarmen Quarzschiefer, die weiß bis blaßgrünlich gefärbt sind.

U. d. M.: Quarz und Serizit sind die fast ausschließlichen Bestandteile. Letztere unterstreichen die gute Paralleltexur. Rutil, Apatit, Zirkon und Erz sind nur sehr selten.

Von diesen Phylliten sind die Reste von diaphthoritischem Altkristallin oft schwer abzutrennen. Häufig erkennt man sie an der schmutzig-graugrünen Farbe der Glimmer, von denen einzelne größere herausleuchten (vereinzelt bis 2 mm groß), und der flaserigen Beschaffenheit. U. d. M.:

Die flachen hellen Linsen und Lagen des Gesteins bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz (stark undulös auslöschend) und viel Albit; darin liegen etwas größere, meist nur einfach verzwilligte, höchstens am Rande einschlußführende Albitkörner. Dazwischen liegen Schüppchen, dünne Flasern oder Nester von blaßgrünlichem (phengitischem) Serizit, reichlich durchspickt mit Titanmineralien, und etwas Pennin. Größere, oft stark gestauchte Kristalle von grünlichem Muskowit werden oft von Serizit, mitunter auch von feinkörnigem Serizit-Chloritfilz umgeben. Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit. Fältelung und leichte bis starke postkristalline Beanspruchung ist häufig.

Der Gneischarakter dieser Gesteine wird dort deutlicher, wo auch Schachbrettalbit und kleine Blättchen von Biotit erhalten sind. Die größeren Glimmer sind als zu Phengit veränderte Reste des älteren Mineralbestandes anzusehen. Wenig deutlich ist er aber dort, wo die grünlichen Glimmer kaum Titanmineralien enthalten, aber vereinzelt doch noch aus Biotit gebildeten Chlorit.

Pyritwürfel sind nicht selten.

In den grünen sedimentären Phylliten liegen stellenweise Lagen oder Linsen, mitunter sogar kleine Putzen von braungelben löcherigen Rauhwacken mit grünen Schiefersplitterchen, so z. B. in den Nordabstürzen der Makernispitze im Westteil, etwa 700 m E Burgstaller Alm bei ca. 2425 m Höhe, auf Abb. 10 rechts.

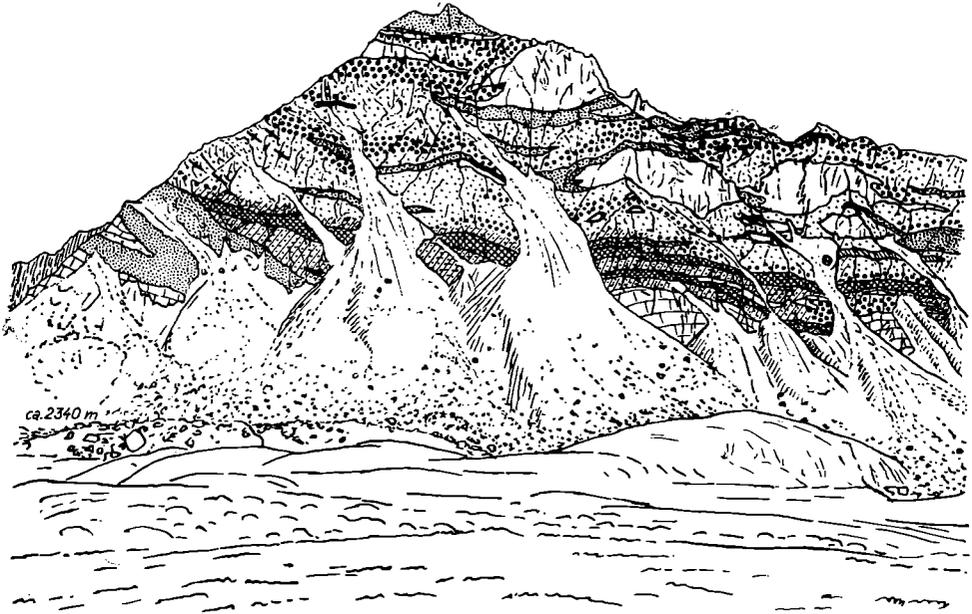
Die häufigen Dolomite (Dolomitmarmore) sind meist zuckerkörnig, blaßgraugelblich, seltener blaßbläulichgrau und wittern oft lebhaft gelbbraun an. Die Felsen sind massig, grob geklüftet, manchmal auch brecciös, mitunter örtlich auch gebändert. Karbonatklüfte, aber auch Quarzklüfte sind häufig. Die wahrscheinlich ursprünglich blaßgraue Farbe ist bei der starken Umkristallisation meist verlorengegangen. Die Zerkleinerung der ehemaligen Dolomitlagen ist weit fortgeschritten. Während einige Linsen, z. B. an der Makernispitze, noch eine Mächtigkeit von 50—70 Metern erreichen, sind andere nur wenige Meter, oder gar Dezimeter mächtig. Aus Abb. 10, aber auch einer Skizze von M. STARK (1912) geht das deutlich hervor (vgl. die Vorbemerkung zur Kartendarstellung!).

Im (wahrscheinlich stratigraphischen) Hangenden der Dolomite wurde öfters eine in der Regel geringmächtige Lage von hellgraugrünlichem schwach kalkigem Phyllit beobachtet.

Diese Phyllitlage geht rasch in die hangenden dunkelgrauen bis fast schwarzen, gewöhnlich braun anwitternden blättrigen Kalkphyllite über. Es gibt alle möglichen Varietäten von sehr kalkarmen Phylliten mit viel schwach glänzendem Serizit und Quarz über kalkreiche Phyllite bis zu (geringmächtigen) grauen bis blaugrauen schiefrigen Marmoren. Eine etwaige stratigraphische Reihung dieser Gesteine ist wegen der starken tektonischen Durchmischung unmöglich. Pyrit ist häufig. Meist finden sich zahlreiche Knauern von Quarz, oder Quarz und Karbonat, die Textur ist oft linsig, die Schieferungsflächen wellig, die Oberflächen oft gestriemt.

Bei Verwitterung tritt an Stelle der Karbonate Limonit. Bei kalkreicheren Gesteinen führt das dazu, daß Serizitlagen und Quarz ein Gerüst um mulmigen Limonit bilden; das Material wird sehr gebräch und gibt unter dem Hammer nur einen dumpfen Klang — wie morsches Holz. Entkalkter Verwitterungsschutt täuscht oft das Vorliegen kalkfreier schwarzer Phyllite vor.

Makernispitze
2644m



	Epidotchloritschiefer	} Grünschiefer		Dunkle Kalkphyllite		Serizitphyllite mit ≠ Chlorit z.T. ziemlich quarzreich
	Grüne Phyllite, Serizitchlorit-schiefer z.T. kalkig			Dolomite		Serizitquarzitphyllite
	Bretterlich-Marmor			Rauhwacke		Diaphtorite

Abb. 10. Makernispitze vom Schober, bzw. von Norden. Typisches Erscheinungsbild der Matreier Zone in Großfragant.

Übergänge in hellere Kalkphyllite, die auch etwas Chlorit enthalten können, kommen öfter vor.

Ein solcher grauer Kalkphyllit zeigt u. d. M. etwa folgendes Bild:

Ein meist gröber kristallines Mosaik von stark verzwilligten Kalkspatkörnern enthält, in Streifen angereichert, Körnchen oder verzahnte Gruppen von stark undulös auslöschenden Quarzkörnchen und Schüppchen, oder kleine dünne, selten auch ein wenig anschwellende Fasern von Serizit mit wenig blaßgefärbtem Pennin. In glimmerreicheren Partien liegen wenige rundliche Albitporphyroblasten (die selten 0,6 mm Größe erreichen). Titanit, Turmalin, Eisenerz (oft zu Limonit verwittert). Spärlicher graphitoidischer Staub findet sich in Glimmern und Albiten. Das Gestein ist meist kleingefältelt und außerdem noch parallel zerschert. Kalkspat und Quarz weisen starke Druckbeanspruchung, die Glimmer Verbiegungen und Stauchungen auf.

Sichere klastische Einschaltungen wurden in dieser Einheit in den Kalkphylliten bisher noch nicht nachgewiesen. Allerdings gibt es spärlich Gesteine, die in dieser Hinsicht verdächtig sind, beispielsweise am Steig (Viehtrieb) südöstlich der Makernispitze. Unter einer Lage von Serizitphyllit steht ein quarzhaltiger Kalkphyllit mit hellgrünen Serizitbelägen an. Das Karbonat wittert in rundlichen Fleckchen voll Limonit aus; bräunliche Dolomitknöllchen sind

geröllverdächtig. An einer anderen Stelle, nämlich im Hangenden der Dolomitlinse an der Südseite des Westgrates der Makernispitze (etwa N P. 2513 m) liegen in dunklen Kalkphylliten einige bis auf wenige Millimeter Dicke ausgewalzte kurze Dolomitlagen, die analog ähnlichen Vorkommen im Gebiete des Hochtores verwalzte Dolomitgerölle sein könnten.

Nur geringe Verbreitung haben graue, manchmal deutlich sedimentär durch feinverteilten Quarz gebänderte mehr feinkristalline Kalk- und Kalkschiefer. Ein solches Gestein schmiegt sich z. B. mit etwa 2 m Mächtigkeit an die Südwestseite einer Dolomitlinse, die sich etwa 300 m südwestlich des Makerni-Gipfels aus dem Karboden erhebt. In seinem Hangenden folgen dunkelgraue kalkige Phyllite mit einer dünnen hellgrünen Lage. Ein anderes Beispiel kann aus dem Nordhang des Makerni-Westgrates, an dem tief herabreichenden Pfeiler 600 m E—ESE Burgstaller Alm bei 2440 m Höhe angeführt werden: über grünlichen Quarzphylliten liegt eine $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ Meter mächtige Lage von gebändertem hellgrauem zuckerkörnigem Kalkmarmor, der nach oben in geringmächtige grünliche phyllitische Kalk- und Kalkphyllite und weiter in normale graue Kalkphyllite übergeht. Wenig weiter östlich trägt eine Dolomitlinse in ihrem Hangenden wenig Bändermarmor.

Interessant sind ferner spärliche Vorkommen von Kieselgesteinen in diesem Verband. So waren im Hangenden der Dolomitlinse 200 m WNW vom Makerni-Gipfel örtlich graue bis grünliche Kalkphyllite bis phyllitische Kalkmarmore mit einem rund halbmetermächtigen Quarzitschiefer konkordant verbunden und gefaltet. Quarzite dieser Art mögen öfter vorkommen, sind aber von anderen Quarziten nur außerordentlich schwer zu unterscheiden.

Soweit der Gesteinsaufbau der Makernizone.

Bezüglich der stratigraphischen Gliederung ist man — mangels Fossilien — auf begründete Analogieschlüsse und Vermutungen angewiesen. Die Verbindung mit diaphthoritischen Kristallin legt den Schluß nahe, daß permische bis untertriadische Gesteine an den quarzreichen Phylliten bis Quarzitschiefern beteiligt sind. Dazu gehören vermutlich auch die Rauhacken.

Zu denjenigen Gesteinen, die am wenigsten an ihrem triadischen Alter zweifeln lassen, gehören die Dolomite. Hingegen bestehen keine Anzeichen, daß unter den Schiefen, insbesondere den Kalkphylliten, solche sind, die man als Äquivalente von Lunzer Schichten ansehen müßte. Infolgedessen gelingt es auch nicht, unter den Dolomiten ladinische und norische zu unterscheiden. Den sowieso unsicheren Gliederungsversuch von Dolomiten an der Makernispitze durch W. J. SCHMIDT (1952) kann man nicht als geglückt ansehen. Es ist vielmehr weitaus wahrscheinlicher, daß die Obertrias hier ebenfalls als Keuper (Quartenschiefer) vorliegt — oder vielleicht auch fehlt. Eine Abtrennung von den Phylliten und Quarziten scheint jedenfalls nicht zu gelingen.

Bändermarmore und kristalline Kalkschiefer könnten ohne weiteres rhätisch sein, die dunklen, stellenweise hellgrünlichen Kalkphyllite tieferer Jura, ebenso die dazugehörigen seltenen Kieselgesteine.

4. Die Bretterich-Schoberzone

Die Bretterich-Schoberzone ist die tiefste Zone im Liegenden der Makernizone. Sie beginnt in der Gegend des Dürren Bodens östlich der Fraganter

Hütte, während weiter östlich nur Spuren davon vorhanden zu sein scheinen. Sie baut den nach Nordosten felsigen Kamm des Bretterich und eine größere Fläche im Gebiete der Striedental auf und streicht breit über das Schobertörl (2355 m), und die tiefen Gehänge der Makernispitze ins Astental und weiter zum Mohar.

An der Basis dieser Einheit liegen verstreut meist sehr kleine ausgewalzte und stark verknietete Schollen von blaßgrauen, meist heller gebänderten Kalkmarmoren und gelblichen zertrümmerten Dolomitmarmoren in Begleitung ebenfalls geringmächtiger heller schiefriger Quarzite und grüner Phyllite. Oft ist nur ein oder das andere dieser Gesteine vorhanden. Leicht zugänglich am Steig zur Garnitzenscharte liegt ein solches Vorkommen in etwas über 2100 m Höhe. Das größte, bestehend aus arg verknieteten Kalken und Dolomiten — oft sind Dolomitklumpen im Kalk aufbereitet — und wenig grünen Phylliten, befindet sich 600 m weiter westlich in einer Höhenlage zwischen 2080 und 2170 Metern am Südhang des Pletscheck (2528 m). Am Kamm nördlich vom Schobertörl kommen wiederum geringmächtige schiefriige Quarzite, vor allem in Höhen zwischen 2460 und 2490 m, vor. Wegen ihrer Kleinheit nicht eingetragen wurden Vorkommen von Kalkmarmoren, wie etwa NNE P. 2267 m (an der isolierten Phyllitfläche) und NE—NNE Schobertörl bei 2370 m Höhe.

Im Grenzbereich zur Schieferhülle im Liegenden kommen neben den normalen Kalkphylliten auch kalkfreie schwarze Phyllite vor, die möglicherweise noch zur Bretterich-Schoberzone gehören.

Über diesem, mit der Schieferhülle verschuppten basalen Schollenteppich liegen mächtige grüne bis blaßgrüne, oft auch grünfleckige chloritführende Serizitphyllite und Quarzphyllite, die stark verwalzt und gestriemt sind. Oft sind sie reich an Quarzknuern, die öfter auch Karbonat und Limonit enthalten, besonders in den basisnahen Teilen. Überhaupt sind kleine Limonitflecken recht bezeichnend.

Diese Phyllite zeigen etwa folgendes Dünnschliffbild:

Das Gestein besteht aus Schichten, die nur von lebhaft grünem Klinochlor aufgebaut werden und solchen, die wiederum nur mäßig kleinschuppigen Muskowit mit viel Titanit, Rutil und zahlreichen sehr kleinen blau- bis graugrünen Turmalinädlehen als Hauptbestandteil aufweisen. Beide sind miteinander eng verfalzt. Im Grenzbereich derselben bestehen kleine Linsen aus Albit, etwas Quarz, Kalkspat, wenig Chlorit und Serizit. An anderen Stellen sind dem Muskowit auch Chloritblätter beigemengt. Apatit ist nicht sehr selten.

Andere gängige Typen allerdings enthalten viel feinkörnigen Quarz, Strähnen von Serizit mit wechselnder Beimischung von Chlorit. Akzessorische Gemengteile ähnlich oben.

Von Interesse ist das sporadische Vorkommen echter albitführender Epidochloritschiefer z. B. Am Schober in 2420 m Höhe westlich des Almzaunes.

Wichtig ist ferner das Vorkommen von gelbbrauner löcheriger Rauhwacke mit grünen Schiefersplitterchen in diesen Phylliten. Diejenige am Schobertörl ist die ansehnlichste. Gips konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Am Mohar jedoch ist ein Gipsvorkommen schon lange bekannt. Die Schiefersplitterchen in der Rauhwacke sind gleich den Schiefen in der Umgebung.

Über den grünen Phylliten folgen dunkle Kalkphyllite von grauer, dunkelgrauer bis schwärzlicher Farbe, wechselndem Kalkgehalt und häufigen Quarz- und Quarz-Karbonatknuern, braun verwitternd. Die Gesteine sind oft

blättrig, mit welligen oder gestriemten Schieferungsflächen, bisweilen auch gefältelt. Sie gehen stellenweise in schiefrige graue Marmore von geringer Mächtigkeit über. Es sind die selben Kalkphyllite, wie in der Makernizone. Wichtig ist aber, daß — wenn auch ganz vereinzelt — richtige sedimentäre Breccien in den Felsen des **Bretterichkammes** nördlich unterhalb P. 2312 m vorkommen: bis wenige Millimeter große Geröllchen von grauen Dolomiten und Kalken liegen in einer kalkigen Masse mit etwas Quarz und Serizit. Solche Breccien sind für den tieferen Jura des Pennins und Unterostalpins bezeichnend!

Diese Kalkphyllite gehen nach oben in den Bretterich-Marmor über, stellenweise unter Zwischenschaltung einer Lage von hellgrünem, meist ein wenig kalkigem und dann rostporig anwitterndem Phyllit.

Ein durchschnittlicher Typus der Kalkphyllite ist etwa folgendermaßen zusammengesetzt:

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus stark verzwillingtem Kalkspat mit dünnen an Quarz reichen Streifchen — das sieht wie eine ehemalige sedimentäre Feinschichtung aus. Vor allem in den quarzführenden Teilen finden sich Schüppchen oder dünne Fasern von Serizit, der öfter auch ein wenig schwarzstaubiges Pigment (**Graphitoid**) enthält, und wenig blassem Chlorit. Titanit ist häufig; Turmalin, wenige kleine Albitporphyroblasten. Intensive Fältelung.

Ein grüner Phyllit mit fleckig verteiltem Serizit und schwach rostig anwitternden Flecken besteht u. d. M. aus:

Lagen von feinkörnigem Quarz mit Schüppchen und Strähnen von Serizit, blaßgrünem Chlorit und viel Titanit, außerdem häufig kleinen rundlichen Albitkörnchen, ferner Lagen und Linsen von größerem Quarz mit reichlichem Kalkspat und fast oder überhaupt keinem Albit. Turmalin ist häufig, Pyrit nicht selten. Starke Fältelung.

Der eigenartige Marmor des **Bretterich** ist ein blaßgraugelblicher bis blaßgrüner, öfter auch bräunlichweiß und blaßgrün gebänderter kristalliner Kalkmarmor. Angewitterte Flächen zeigen eine feine Schichtung durch Bänder, die reichlicher Quarz und Glimmerminerale nebst Chlorit u. a. enthalten. Man sieht wunderschöne Bilder von Faltung und Fältelung — Musterbeispiele plastischer Verformung. Allerdings ist diese Faltung meist durch eine parallele Schieferung überarbeitet worden. Oft karbonathaltige Quarzknuern sind häufig. Das Gestein u. d. M.:

In kristallinem, stark verzwillingtem Kalkspat liegen Quarzkörner, die sich gerne zu Gruppen und Linsen zusammenschließen, ferner dünne Fasern aus Serizit und Chlorit mit Schwärmen kleinster Körnchen von Klinozoisit-Epidot und Titanit nebst etwas Albit. Letztere Mineralien, die typisch für Grünschiefer sind, weisen auf eine ursprüngliche Tuffbeimischung hin. Die oft in anderer Richtung, als die Schieferung verlaufende ehemalige sedimentäre Schichtung ist deutlich wahrnehmbar.

Diese geringe Tuffbeimischung wird in einzelnen Lagen dichter und in einigen Horizonten werden daraus kalkige Grünschiefer, in denen der Kalkspatgehalt abnimmt, die Grünschieferminerale (Albit, Chlorit, Epidot, dazu etwas Quarz, Serizit, Rutil) zunehmen. Schließlich kommen im Verbands auch echte Epidotchloritschiefer von oft lebhaft grüner Farbe und nicht selten einer Bänderung durch epidot- oder (und) albitreiche Lagen, oder Flecken vor. Knuern von Quarz, die oft auch Karbonat und Epidot enthalten, sind häufig. U. d. M.:

Pennin, durchsetzt von Epidotkörnchen ist reichlich vorhanden, wechselnd mit Albit-reicheren Linsen oder Lagen. Auch kleine Fasern von kleinschuppigem Muskowit kommen häufig vor. Quarz ist in der Regel, mit Ausnahme der Knuern, spärlich, Kalk-

spat aber fast immer vorhanden. Magnetit, Apatit, viel Titanit. Meist gute Paralleltextur, öfter Fältelung. Schwache postkristalline Deformation.

Nur selten konnten blaßgrüne Hornblende (Strahlstein) in sehr kleinen Nadeln und spärlich kleine Schüppchen von braungrünem Biotit beobachtet werden.

Im selben Verbands gibt es aber auch grüne, meist kalkfreie Phyllite, die aber mit den Grünschiefern durch Übergänge verbunden sind, so daß man auch an eine Vertretung mehr sauren Tuffmaterials denken muß. Das scheint insbesondere in den Hangendteilen der Serie der Fall zu sein. U. d. M.

sieht man verzahnte Quarzkörnchen und Flasern und Strähnen von Serizit und Chlorit, die oft stark gefältelt sind. Viele kleine Körnchen von Epidot weisen auf die Beziehung zu den Grünschiefern hin, ebenso auch seltene kleine Albitknötchen. Titanit, Turmalin.

Häufig ist aber im Gelände eine Unterscheidung von wahrscheinlich nicht durch Tuffmaterial beeinflussten grünen Phylliten von den vorigen schwierig. Es sind daher auch solche Phyllite mit den Grünschiefern vereinigt, wie folgendes Beispiel eines graugrünen seidigen gestriemten Phyllites (oberhalb Striedenalm) zeigt:

Feinkörnige Gemenge von Quarz und wenig Albit werden durchsetzt von Serizit und blassem Chlorit mit Titanitkörnchen. Lagen- und linsenförmige Körperchen aus Quarz mit etwas Kalkspat haben gröberes Korn und sind wahrscheinlich sekretionäre Bildungen. Titanit, Rutil, Apatit, Turmalin, Pyrit (öfter zersetzt zu Limonit).

Die Grünschiefer sind vor allem wegen ihrer Erzführung interessant — siehe das Kapitel III auf Seite 146.

Vor allem in der Serie aus Tuffen hervorgegangener Grünschiefer mit Bretterichmarmoren findet man nicht allzu selten kleine, nur in Ausnahmefällen wenige Meter lange dünne Dolomitlinsen, die ganz denen gleichen, die als Trias gelten müssen. Oft sind sie intensiv von grünen Phylliten durchzogen und umgeben. Eine Gegend, wo mehrere solche Linsen nahe beieinanderliegen, ist das Westende des Bretterich, wo er an die Makernispitze anschließt. Nun ist es, wenn man den im Makernigebiet herrschenden tektonischen Stil ins Auge faßt, fraglos möglich, diese Dolomitlinsen als eingeschuppte Trias zu deuten. Man könnte aber — wie ich meine besser! — auch an Gleitvorgänge am Meeresboden schon während der Ablagerung denken, durch die — vielleicht ausgelöst durch vulkanische Unruhe — Triastrümmer in die Kalkschlamm- und Tuffablagerungen verfrachtet worden sein könnten. (Vielleicht ist diese Denkmöglichkeit auch auf die oft unmotiviert in der Schieferhülle steckenden Triasvorkommen anwendbar, die in der stratigraphischen Deutung der Tauernserien eine große Rolle gespielt haben und noch spielen [H. P. CORNELIUS und E. CLAR, 1939; E. BRAUMÜLLER und S. PREY, 1943; G. FRASL, 1958]?)

Auch in der Bretterich-Schoberzone ist eine exakte stratigraphische Gliederung mangels an Fossilien schwer durchführbar. Folgendes steht zur Diskussion:

Die ausgewalzten Schollen von Quarzit, Kalk- und Dolomitmarmor an der Basis der Einheit können mit großer Wahrscheinlichkeit als Trias angesprochen werden. Die Masse der darüberliegenden grünen Phyllite möchte man — nicht zuletzt in Hinblick auf die Verbindung mit Rauhawaken und Gips — in die Triasbasis (Permoskyth) einreihen. Allerdings müßte man die basalen Triasschollen als eingeschuppt ansehen. Auf Grund neuerer Überlegungen könnte man aber auch eine Deutung als Kupfergut begründen, indem man darauf hinweist, daß der Verband zwischen der Trias und den

grünen Phylliten ehemals ein normaler gewesen sein könnte und außerdem an der Hangendgrenze der grünen Phyllite keine Triasschollen vorzukommen pflegen.

Für die dunklen Kalkphyllite kommt, ganz so wie auch in der Makernizone, ein Lias-Alter in Frage und für den Bretterichmarmor samt den Grünschiefern eventuell tiefer bis mittlerer Jura.

Im tektonischen Stil ist vor allem eine enge, z. T. wahrscheinlich auch isoklinale Faltung kennzeichnend. Schon beim Einsetzen im Osten (S Dürrer Boden) sind die Gesteine heftig gefaltet, wobei die Achsen zuerst mehr süd-nördlich gerichtet sind und rasch in die vorherrschende ESE—SE-Richtung ein-schwenken, die auch im Bretterich tonangebend ist. In den Wänden des West-teiles sind oft schöne Falten zu beobachten; dadurch entstehen, im Verein mit sedimentärer Wechsellagerung aber auch Verschuppung sehr komplizierte Struk-turen. Der Bretterichmarmor ist hier stark angeschopt und erreicht bis ca. 100 m Mächtigkeit, die sich in den Abstürzen der Makernispitze wieder stark verringert. Die Grünschiefer spielen hier die Hauptrolle, erreichen im Astental bis 100 m Mächtigkeit und setzen über den Mohar und das Mölltal hinweg weiter gegen Westen fort.

Im Gebiet der Strieden-Alm verkeilt sich die Bretterich-Schoberzone mit der Makernizone. Ein dünner Streifen von schwarzen Kalkphylliten mit Linsen von Dolomit und Quarzitphylliten dringt zwischen die Grünschiefer-serien bis mindestens südlich der genannten Alm nach Südosten ein, während die hangenden Grünschiefer, die im Fuß der Ofenspitze anstehen, erst etwa 800 m W—WNW der Strieden-Alm gegen Westen auskeilen. Im Profil Tafel 9 ist das angedeutet.

Auch an der Basis ist eine Verschuppung mit der liegenden Schieferhülle augenscheinlich. Oft sind nur nach Dezimetern messende Bretter grüner Phyllite in die liegenden Phyllite und Kalkphyllite konkordant eingeschichtet. Sie sind dann kartenmäßig erfaßbar, wenn sie an schichtparallelen Hängen größere Flächen bedecken, wie etwa am Schober oder am Südhang des Pletschek.

5. Jüngere Störungen

An mehreren Stellen des Gebietes wurde der sowieso verwickelte Überschiebungs- und Schuppenbau noch nachträglich von jüngeren Querstörungen betroffen.

Am Nordrand der Melenböden ist der Randbereich des Altkristallins gegen die Phyllite der Hirtenkopfzone mehrfach um kleine Beträge gestaffelt, wobei die Ostflügel abgesenkt, oder gegen Nordosten vorgeschoben sind. Eine der Störungen streicht durch eine Furche 600 m W—WSW P. 1824 m gegen Nordosten und versetzt die Schichten des Ostflügels um ca. 120—130 m in dieser Richtung.

An der Ofenspitze hatte eine Gruppe von Störungen auch eine gewisse Bedeutung für den Bergbau. Beiderseits des Gipfels liegen Störungen, an denen derselbe als zerrütteter Keil um etwa 10—12 m eingesenkt erscheint. Eine Fortsetzung der Störungszone in das Gebiet des Bretterich ist nirgends festzustellen.

Im Sattelgebiet nordwestlich der Ofenspitze versetzt eine NNE-streichende doppelte Störung mit Kluftquarz die Ostflügel um geringe Beträge. Kleinere Störungen der selben Richtung sind im Gebiet der Strieden-Alm öfter vorhanden.

Weiter westlich scheint eine Nordwestrichtung der Störungen bevorzugt zu sein. Eine davon ist im tieferen Nordgrat der Makernispitze nachweisbar, deren Südwestflügel abgesenkt ist.

Bedeutender ist die Störung, der der Graben der Lindler Alm folgt. Die Absenkung des Südwestflügels beträgt hier etwa 100 Meter. Sie setzt sich über die Scharte 2489 m nordöstlich des Mulleten-Sadnig über den Kamm fort. Gegen Nordwesten ist sicherlich eine Verbindung zu der Verwerfung an der Kluidscharte gegeben, deren Sprunghöhe als beträchtlich veranschlagt werden muß und die sich dann in den Nordhängen des Hilmersberges verliert.

6. Quartär

Moränen haben eine größere Verbreitung.

Nach dem Abschmelzen der großen Talgletscher hinterließen die zurückbleibenden Lokalgletscher bei ihren Vorstößen Moränenwälle.

Die tiefsten des Gebietes findet man im Tal des Fragnitbaches in rund 1500 m Höhe und etwas darüber. Zu diesem Gletscherstand könnte der Seitenwall bei der Dionis-Alm gehören. Wahrscheinlich gleich alt sind die Moränenkränze, die das Tal des Schoberbaches bei der Weberle- und Schweiger Alm abriegeln. Eine Zuordnung zu den Gschnitzständen dürfte möglich sein.

Einige undeutliche Wälle liegen am Ausgange der Talung der Strieden-Alm bei etwa 1900 m Höhe. Ein Seitenwall lehnt sich an den Fuß des Bretterich.

Verbreitet und reicher gegliedert sind Gruppen von Moränenwällen von grobblockiger Beschaffenheit vor oder in den Seitenkaren, oder am Fuße langgestreckter Felswände.

Im wunderschönen Moränengelände der Melenböden kann man einen weiteren Vorstoß einiger Gletscherzungen bis etwa 2000—2100 m hinab von kürzeren Gletscherständen unterscheiden, die — je nach Lage — etwa 500 bis 900 m kürzer gewesen sind und vielfach schon die Schutthalden und Schwemmkegel am Fuße der Wände begrenzen. Moränenschutt und kleine Wälle füllen die Zwischenräume. Nördlich vom Großen (2745 m) und ost-südöstlich vom Kleinen Sadnig (2626 m), bzw. nordwestlich Kreuzeck (2656 m) liegen die höchsten Wälle, die oft schon eher Firnwälle sind, zwischen 2400 und 2500 Metern Höhe. Schöne ähnlich gegliederte Moränen liegen „Im Winkel“ nördlich Klenitzen (2440 m).

Viel weniger ausgedehnt sind die Lokalmoränen in den Karen des Kammes vom Sadnig zur Makernispitze, die sich in Höhenlagen zwischen ca. 2300 und 2500 Metern befinden, aber keine so reiche Gliederung zeigen, wie die vorher genannten.

Der schattige Nordfuß des Bretterich (2312 m) und der Makernispitze (2644 m) wird von grobblockigen Moränenzügen gesäumt, deren tiefste — entsprechend dem äußeren Stand auf den Melenböden — bis 2100—2200 m hinabreichen und den Rückzug mit verschiedenen Halten gegen das Schobertörl deutlich erkennen lassen. Bei der Egger Alm ist es allerdings zweifelhaft, ob es sich nicht eher um Bergstürze handelt.

Alle diese Moränen gehören wohl zu Daun- und jüngeren Stadien.

Blockwerk und Bergstürze. Solche finden sich in größerer Verbreitung an den Hängen des Zeneberges und am Nordfuße des Bretterich, kleinere an der Ofenspitze und westlich vom Gipfel 2602 m. Das

grobe Blockwerk am Fuße der Schutthalden wurde meist nicht gesondert ausgeschieden.

Schutthalden und Schwemmkegel von Bächen u. ä. bieten keine Besonderheiten. Erwähnt sei nur die verbreitete Erscheinung des Wanderns bzw. Fließens von bewachsenem Haldenschutt, besonders, wenn er reich an Phylliten ist. Schöne und leicht zugängliche Beispiele solcher zungenförmig vorgewölbter rasenüberzogener Teile von Schutthalden gibt es allenthalben, z. B. auch südlich vom Schobertörl.

Bergzerreibungen und Versturzspielen am Zeneberg eine größere Rolle. Auch am Nordosthang des Großen Sadnig kann man solche Erscheinungen gut sehen. An der Oberkante der Bretterich-Wand lösen sich oft große Blöcke an breiten Klüften von der Wand, künftige neue Bergstürze vorbereitend. Bei aufmerksamer Beobachtung wird dem Wanderer dergleichen oft auffallen.

III. Die Erzführung der Matreier Zone in Großfragant

Der Bergbau in Großfragant ist unter dem Namen Kupfer- und Schwefelkiesbergbau bekannt, womit schon im Titel die Haupterze des Revieres genannt sind.

Nach der Entdeckung der Erzvorkommen gegen Ende des 17. Jahrhunderts wurde in einigen Perioden intensiver Bergbau betrieben, zuletzt und am intensivsten während des ersten Weltkrieges. 1921 wurde er aber aufgelassen und seit 1927 auch nicht mehr erhalten. Daher ist der Bergbau heute gänzlich verfallen, von den Bauten stehen meist nur Ruinen. Das ehemalige Berghaus aber ist die heutige Fraganter Hütte des ÖAV.

In der älteren Zeit wurden zahlreiche Stollen getrieben (über ein Dutzend), während in der letzten Zeit hauptsächlich durch den in 1777 m Höhe angesetzten Zubauastollen (unweit der Fraganter Hütte) gefördert wurde. Am Sadenbach stand zuletzt ein Pochwerk. Auf kompliziertem Wege mittels Seilbahnen und Rollbahnen wurden die Erze zur Tauernbahn befördert, was dementsprechend kostspielig war.

Zwei Arten von Erzlagern können unterschieden werden: die Lager in den Grünschiefern der Matreier Zone — Zentrum des Bergbaues — und die Lager im Kristallin der Sadniggruppe, die nur wenig beschürft worden waren.

1. Die Lager in den Grünschiefern der Matreier Zone

Die bekannten Erzlager sind folgende sechs:

Salvatorlager, Josefi-Liegendlager, Josefi-Hauptlager, zwei Hangendlager und das Marcherlager. Die wichtigsten davon waren das Salvator- und das Josefi-Hauptlager, die jeweils auf einige hundert Meter im Verfläichen und etwa 150 bis 200 m Breite bekannt waren.

Das Salvatorlager befindet sich beim Striedenbach unterhalb der Stridenalm, die anderen Lager sind am Fuße der Ofenspitze gelegen. Man sieht Einbaue, aber auch gelegentlich Ausbisse. Die tieferen Unterbaustollen sind in der Nähe des Sadenbaches gelegen.

Als Imprägnationen und Schnüre, Linsen oder Lagen von Derberz sind die Erze in Grünschiefern eingesprenkt. Aus früheren Bergbauzeiten wurden (C. ROCHATA, 1878) Erzmächtigkeiten von 0,5—2 m, aus der letzten Zeit (L. ST. RAINER, 1919) von maximal 0,77 m angegeben. Die Lager keilen an den Rändern oft ziemlich rasch aus. Die Metallgehalte betragen nach L. ST. RAINER (1919) im Durchschnitt: Eisen 45,6%, Kupfer 2,765% und Schwefel 41,5%. Die Gold- und Silbergehalte sind im Durchschnitt unbedeutend.

Das Lagergestein — Grünschiefer — besteht hauptsächlich aus Chlorit, Albit, meist etwas Quarz und Kalzit, Epidot, meist auch ein wenig Muskowit.

Die Grünschiefer des Salvatorlagers sind reich an Kalkspat und ihrer Entstehung nach sicher Tuffe. Zum Mineralbestand gehört auch der Magnetit. Von den Kiesen bildet der überwiegend vorhandene Schwefelkies meist mehr minder gut kristallographisch ausgebildete Porphyroblasten, während der in viel geringerer Menge auftretende Kupferkies Zwischenräume auszufüllen pflegt. Magnetit besitzt in der Regel auch gute Kristallformen. Die Erzminerale imprägnieren zwar häufig die Grünschiefer, bevorzugen aber sichtlich die Stellen, wo Sekretionsquarz deutlicher in Erscheinung tritt. Im Derberz finden wir Quarz als Einbettungsmasse der dichtgepackten Erzminerale. Die Kristallisation der Erzminerale fügt sich also ganz in die Prozesse von Durchbewegung und Kristallisation ein, die auch die Metamorphose des umgebenden Gesteins und der Tauerngesteine überhaupt bewirkt haben.

Die enge Verbindung der Erze mit ehemaligen Decken und Tuffen (!) basischer Gesteine im Verbande mit dem Marmor des Bretterich und ihre konkordante Einschaltung nur in diese z. T. sicher sedimentären Ablagerungen spricht gegen die früher gängige Erklärung als „Erzintrusionen“ und für eine Erzabscheidung zur Zeit der Ablagerung dieser Gesteine — die viel später erst metamorph geworden ist. Diskussion siehe S. PREY (1962). Das Alter der Erzbildung ist daher höchstwahrscheinlich Jura, das der Umkristallisation und Metamorphose aber vermutlich Tertiär.

Die Anzahl der Lager erlaubt eine teilweise Auflösung in fast isoklinale Falten und Schuppen, aber es muß auch mit getrennten lokalen Erzanreicherungen gerechnet werden.

Weitere kleine Erzlager, wie das Mully-Lager (350 m N Ofenspitze), die kleinen Vorkommen in den Nordabstürzen der Makernispitze (N-Gipfel, sowie 500 m E Burgstaller Alm), das unbedeutende Vorkommen am Sadenbach (300 m E Fraganter Hütte), oder schließlich die Erzschnur bei den Grafenberger Mühlen sind voneinander getrennte örtliche Vererzungen.

Nebenbei bemerkt, gibt es bekanntlich auch in der Schieferhülle der Tauern bezüglich Entstehung und Metamorphose ganz gleichartige Vererzungen — das tektonische Stockwerk ist aber ein tieferes. Hierher gehört der unbedeutende Ausbiß an der ehemaligen Rollbahn am Grafenberg, aber auch Lagerstätten, wie Waschgang (Kluidscharte), oder Fürst bei Döllach (Nordhang des Kulmerkogels).

2. Erzlager im Altkristallin der Sadniggruppe

Das sogenannte Sadenlager fand in letzter Zeit erhebliches Interesse beim damaligen Bergbau. Es befindet sich am Sadenbach knapp unterhalb der Melenböden östlich P. 2117 m. Das im Durchschnitt 0,3—0,4 m mächtige, örtlich bis 0,6 m mächtige Erzlager wurde mit zwei Stollen beschürft und auf 54 m Länge untersucht. Zu einer Förderung ist es aber nicht gekommen. Die Erze sind Schwefel- und Kupferkies, ersterer weitaus überwiegend.

Das Nebengestein — unmittelbar im Randstreifen des Altkristallins gelegen — ist ein diaphthoritischer Glimmerschiefer mit Quarz, Albit, Muskowit, oft vergrünem Biotit, Chlorit und oft stark bis gänzlich chloritisierten Granaten, ferner Titanmineralien, Zirkon, Graphitoid und Turmalin. Die oft stärker zerkümmerten Kristalle von Pyrit und der wiederum zwickelfüllende Kupferkies liegen vorzüglich in kataklastischen Anreicherungen von Sekretionsquarz. Die Erzminerale sind in dünnen Mörtelzonen öfter stark zermalmt, teilweise aber auch wieder rekristallisiert.

Es ergibt sich also daraus, daß das Nebengestein des Sadenlagers ein ganz anderes ist, als das der anderen Erzlager des Gebietes, daß es aber samt dem Erz denselben tektonischen und Kristallisationsbedingungen unterworfen war. Der Glimmerschiefer unterlag einer Diaphthorese, die Erzminerale aber kristallisierten so wie in den anderen Vorkommen, abgesehen vielleicht von einer erhöhten Kataklyse. Das Schicksal während der Gebirgsbildung und Metamorphose der Tauern war gleich, das Ausgangsmaterial aber sicher vormesozoisch.

Ähnlich dem Sadenlager sind andere kleine Erzvorkommen, wie die diffuse Erzimprägung im Nordpfeiler der Klenitzen, oder das kleine Erzvorkommen im Klausenkoflergraben bei Sagas.

IV. Zur Metamorphose der Gesteine

Die Gesteine des Gebietes liegen heute alle in metamorpher Form vor. Nach dem Grade der Metamorphose muß man von epizonaler Metamorphose, oder Grünschieferfazies sprechen. Ausgangsmaterial waren Tongesteine, Sandsteine, Quarzsandsteine, Mergel, Kalke, Dolomite und basische Eruptivgesteine und deren Tuffe. Die früher höher metamorph gewesenen Glimmerschiefer, Para- und Orthogneise sind hingegen rückschreitend metamorph bzw. diaphthoritisch.

Die Umwandlung erfolgte im Zuge der großartigen Überschiebungstektonik des Tauernfensters, die CH. EXNER anschaulich schildert und die mit kräftiger Durchbewegung der Gesteine unter Temperaturanstieg gegen Ende verbunden war. Die erreichte Temperatur war in größerer Höhe sichtlich geringer, was sich deutlich in den gebildeten Mineralien und der Art ihrer Kristallisation äußert. In der Matreier Zone hat fast durchwegs die Durchbewegung die Kristallisation etwas überdauert.

Die wichtigsten Mineralien unserer Gesteine sind: Quarz, Albit, Muskowit und Serizit, Chlorite und Karbonate, in den ehemaligen Eruptivgesteinen außerdem noch Epidot, Titanit, Rutil, Turmalin, Apatit, Zirkon finden sich fast immer, ferner gelegentlich Pyrit, in Grünschiefern Magnetit, Pyrit und Kupferkies. Graphitoid ist Produkt eines ehemaligen Bitumengehaltes.

Interessant für die Beurteilung des Metamorphosegrades sind hier in erster Linie Albit, Biotit und Granat. Es sollen zuerst die aufsteigend metamorphen Gesteine betrachtet werden.

Albit ist ziemlich verbreitet und repräsentiert den Rest des ehemaligen Feldspatgehaltes der Gesteine. Er zeigt wohl noch den Habitus der oft Einschlüsse umwachsenden Porphyroblasten, erreicht aber in der Matreier Zone nur mehr geringe Größen. Die vor allem in der tieferen Schieferhülle häufigen, oft 2 bis 3 mm erreichenden einschlußreichen oft gedrehten oder gewälzten Albitporphyroblasten kommen hier nicht mehr vor, schon gar nicht die in der tiefen Schieferhülle oft beobachteten kalkreicheren Säume (inverse Zonarstrukturen), die den Temperaturanstieg besonders deutlich erkennen lassen.

Biotit als Neubildung fehlt in unserer Matreier Zone praktisch vollkommen. Eine Ausnahme bilden nur die Grünschiefer — also Gesteine, die primär Biotit enthalten haben dürften —, wo vereinzelt kleine Schüppchen beobachtet werden konnten. Mit zunehmender Tiefe kann in der Schieferhülle die Besserung der Bildungsbedingungen für dieses Mineral verfolgt werden über eine Zone im Bereich der Gneislamelle 4, wo es noch ungenügend, oft erst im letzten Augenblick

(z. T. an den Enden von Muskowitblättchen) zu wachsen begann, über eine Zone, wo es häufig und größer wurde bis zu den tiefgelegenen Zonen, wo große Biotitporphyroblasten bereits nach der Durchbewegung gesproßt und unverseht erhalten sind.

Hier sei nebenbei auf den in Vertretung von Biotit in den diaphthoritischen Augengneisen am Zeneberg gebildeten Stilpnomelan hingewiesen.

Granat, der in der Schieferhülle oft große einschlußreiche und häufig gewälzte Kristalle bildet, wurde von uns in der Matreier Zone nicht mehr beobachtet.

Die in der Schieferhülle nicht seltenen Minerale Disthen (meist in Quarziten) und Chloritoid (häufig in gewissen Quarzmuskowitschiefern) wurden in der Matreier Zone unseres Gebietes noch nicht angetroffen.

Schwärme von Rutil- und Turmalinndelchen scheinen die Phyllite sedimentärer Entstehung zu bevorzugen.

Minerale der Epidot-Gruppe sind sichtlich auf Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen beschränkt.

Strahlstein kommt in der Schieferhülle bereits in der Melenwand oft häufig vor (Strahlsteinschiefer). In unserer Matreier Zone ist er bereits eine Seltenheit (in Grünschiefern; weiter westlich kann man ihn allerdings häufig als Strahlsteinasbest in den Serpentinlinsen finden).

Quarz zeigt durch die verbreitete undulöse Auslöschung, die Karbonate durch häufige Druckzwillingsbildung die Wirkungen der Durchbewegung bis in späte Phasen an. Glimmer und Chlorite sind oft noch etwas verbogen. In größeren Teilen insbesondere der tieferen Schieferhülle jedoch hat, abgesehen von einer Anzahl von Bewegungsbahnen, die Kristallisation die Durchbewegung überdauert.

Der Mineralbestand der ehemals höher kristallinen Gesteine blieb hingegen unter dem Einfluß der Durchbewegung und Metamorphose nicht zur Gänze bestandfähig. Für sie sind ziemlich charakteristisch die grünlichen phengitischen, häufig mit Titanmineralien verbundenen Glimmer, die, bis auf eine Anzahl größerer Reste, oft zermalmt und zerkleinert sind. Allerdings ist es durchaus nicht sicher, ob die Bildung dieser Glimmer hauptsächlich der alpinen Metamorphose zuzuschreiben ist, oder ob sie nicht schon vormesozoisch ist (vgl. Seite 134). In diesen grünlichen Glimmern steckt auch der ehemalige Biotitgehalt. Biotit ist nur äußerst spärlich vorhanden, öfter jedoch in Chlorit umgewandelt. Granat wird in Chlorit übergeführt. Albit ist vielfach noch Rest primärer Feldspäte mit mikrolithischen Einschlüssen von Serizit und auch Klinozoisit als Produkten der Entmischung einst kalkreicherer Kristalle. Daneben gibt es aber auch neugebildete Porphyroblasten. Kalifeldspat ist perthitischer Mikroklin oder Schachbrettalbit, beides mehr minder veränderte Reste des alten Mineralbestandes. Häufige Neubildung in diesen Gesteinen ist Serizit.

Die Gesamtheit dieser Metamorphose-Vorgänge im Tauernbereich ist unter dem Namen „Tauernkristallisation“ bekannt. Diese hat somit, wenn auch abgeschwächt, noch Anteil an der Gesteinsbildung unserer Matreier Zone. Die im Gefolge der Gebirgsbildungsvorgänge ansteigende Temperatur zeigte ein deutliches Gefälle nach oben, weshalb jene Minerale, die etwas höhere Bildungstemperaturen brauchen, in der Matreier Zone kaum mehr vorkommen. Hier hat auch verbreitet die Durchbewegung die Kristallisation überdauert, während in tiefen Teilen der Schieferhülle das Umgekehrte festzustellen ist. Viele Beobach-

tungen sprechen gegen weite Stoffwanderungen während der Metamorphose (vergl. G. FRASL, 1961). In der Matreier Zone sind solche Stoffwanderungen überhaupt kaum zu bemerken. Ja selbst die in der Schieferhülle unter dem Einfluß der Durchbewegung an den Rändern von Serpentin gegen Kalkglimmerschiefer häufiger gebildeten Reaktionsprodukte gibt es hier kaum mehr. Jedenfalls zeigt ein Dünnschliff von der Grenze zwischen Chloritschiefer und Dolomitmarmor keine gegenseitige Beeinflussung.

V. Übersicht und Vergleiche

Es wurde hier versucht, die Matreier Zone in Großfragant in drei Einheiten zu gliedern, die untereinander gewisse Unterschiede zeigen. Allerdings hat diese Gliederung zunächst nur lokale Bedeutung. Sie ist im Gebiete des Mohar noch erkennbar, aber vielleicht nicht in dieser Form weiter westlich. W. J. SCHMIDT (1950—52) hat ebenfalls versucht, in unserem Gebiete vier Teileinheiten auszuscheiden und sie weiter nach Westen zu verfolgen. Seine Gliederung stimmt aber mit unserer nicht gut überein. Er versucht die Serien anders zu gliedern, was auch in dem von unserem abweichenden Profil durch die Makernispitze zum Ausdruck kommt.

Die Eigenstellung der Matreier Zone im Sadnigebiet kommt bei Vergleichen mit der liegenden Schieferhülle zur Geltung. Die Bretterich-Schoberzone führt z. B. mächtige grüne Quarzphyllite über einer ganz rudimentären Trias. Wenn sie Perm-Untertrias sind, dann haben sie in der Trias der Roten Wand (Gneislamelle 4) mit ihrem spärlichen Triasquarzit nichts Vergleichbares und wenn sie Keuper sind, dann erst recht nicht, denn an der Roten Wand gibt es nur ganz wenig „Quartenschiefer“; im Vergleich zur Seidelwinkeltrias sind die Quarzite am Schober viel zu spärlich. Eine Gneisbasis von der Art der Lamelle 4 ist ebenfalls nicht vorhanden. Die Bretterichmarmore sind zwar altersmäßig und durch die Grünschiefer mit den Kalkglimmerschiefern der Schieferhülle verwandt, aber doch merklich anders ausgebildet. Die liegenden Kalkphyllite sind nicht sehr mächtig.

In der Makernizone ist nun eine Kristallinbasis vorhanden, die aber gesteinsmäßig keineswegs der Gneislamelle 4 entspricht. Hier sind die grünen Quarzphyllite viel weniger, die Quarzite häufiger, Dolomite und Kalke verraten keine wesentliche Differenzierung. Die Kalkphyllite haben keine besonders große Mächtigkeit und sind zweifellos mit denen der Schieferhülle verwandt, wenn auch hier nunmehr Grünschiefer und Bretterichmarmore fehlen.

Die Quarzphyllite und Quarzphyllite, die die Hirtenkopffzone hauptsächlich beherrschen und die Karbonatgesteine sehr zurücktreten lassen, verleihen dieser Zone wiederum ein anderes Gepräge. Im Kapitzenbühel allerdings sieht man Beziehungen zur Makernizone hergestellt, die noch zu klären wären.

Ohne Zweifel zeigt das Mesozoikum der Matreier Zone im Sadnigebiet penninische Züge. Die Trias läßt keine stärkere Differenzierung der Kalke und Dolomite erkennen, wie in den höheren Radstädter Decken. Es ist überhaupt unwahrscheinlich, daß die an der Makernispitze höchstens 50—70 Meter Mächtigkeit erreichenden Dolomite Trümmer der mächtigen Triasdolomite jener Serien sind. Die unterschiedliche Gliederung unserer Serien z. B. in der Bretterich-Schoberzone (möglicher) Keuper, in der Makernizone aber kaum — könnte durch eine verschieden tief hinabgreifende Juratransgression (etwa ähnlich, wie in den hochtatischen Serien der Karpaten) erklärt werden. Man wird die zer-

kleinernde Wirkung der Tektonik auch nicht allzusehr überschätzen dürfen.

Man kann also vermuten, daß die Ablagerungsräume der Gesteine der Matreier Zone — in unserem Gebiete, wahrscheinlich aber auch im Großteil der gesamten Zone — eine deutliche Schwellenposition im Südtail des penninischen Troges einnahmen, dort, wo dieser sich mit dem unterostalpinen Bereich berührte. Der verhältnismäßig geringmächtige Jura hier, wie im unterostalpinen Bereich der Radstädter Tauern, steht ja in deutlichem Gegensatz zu den mächtigen Schiefermassen des Pennins. Wie viele von anderen Triasvorkommen der übrigen Matreier Zone aber als Äquivalente der höheren Radstädter Decken in Betracht kommen, wäre noch genauer zu prüfen. Eine Eigenständigkeit der Matreier Zone gegenüber dem Pennin ist also zweifellos gegeben.

Es ist schon altes Erkenntnisgut, daß die Matreier Zone ein Äquivalent der unterostalpinen Radstädter Decken ist (M. STARK, 1912; L. KOBER, 1922; W. SCHMIDT, 1952 u. a.). Insbesondere in den tiefen Serien derselben, im Gebiete des Speiereck finden sich auffallende Vergleichspunkte (S. PREY, 1938 a): die reiche Entwicklung meist grüner, mehr minder quarzreicher Phyllite und Quarzite, Linsen von Dolomiten u. ä. In den Osthängen des Lahnschütz findet sich ein dem Bretterichmarmor unmittelbar vergleichbarer, oft grünlicher phyllitischer Kalkmarmor, in dessen Umgebung auch grüne kalkige Phyllite und Grünschiefer nicht fehlen. Diese Zone rechnet A. TOLLMANN neuerdings zum Pennin.

Bezüglich der Kristallinreste in unserer Matreier Zone finden sich brauchbare Vergleichsmöglichkeiten im Kristallin bei Mauterndorf. Interessant ist aber, daß sich dort Hinweise dafür finden, daß der diaphthoritische Habitus mancher dieser Kristallingesteine z. T. schon vormesozoisch sein könnte. Im Gehänge des Moserkopfes fand nämlich der Verfasser seinerzeit (1938) in einer mesozoischen Breccie (zwischen massenhaft Dolomitgeröllen in einem mehr minder quarzitischem Bindemittel) zwei Kristallingerölle, die bereits die grünlichen Glimmer mit einzelnen größeren Blättern und den selben diaphthorischen Habitus zeigen, wie andere Gesteine im Verbands des unterostalpinen Kristallins, oder die Kristallinreste im Makerni-Gebiet! Die Frage wäre einer Überprüfung wert.

Andere Anteile des Mauterndorfer Kristallins sind in der Matreier Zone im Sadniggebiet nicht zu erkennen. Es sind dies dunkle Biotitphyllite mit geringen Lagen feinkörniger Amphibolite, die zusammen mit diaphthoritisch aussehenden Schiefen (Tranning bei Mauterndorf) durch die Auflagerung der Untertrias-Quarzite einwandfrei als vormesozoisch datiert werden können. Es drängt sich übrigens der Gedanke auf, daß hier im Verbands des Unterostalpins Reste von Schichtfolgen in einem durch Tauernkristallisation wenig beeinflussten Zustand vorliegen, die der paläozoischen Habachserie der Tauernschieferhülle (G. FRASL, 1958 b) vergleichbar zu sein scheinen.

Auch im tektonischen Stil mit unserer Matreier Zone vergleichbare Vorkommen sind im Gebiete des Katschberges (F. BECKE, 1908), am Nordrand der Tauern (E. BRAUMÜLLER, 1939) und an anderen Stellen bekannt.

Das dargestellte Gebiet der Matreier Zone in der Sadniggruppe ist, wie man sieht, geologisch außerordentlich interessant und in vielen Dingen noch recht problematisch. Ein Besuch dieses Gebietes lohnt sich sicherlich, zumal es landschaftlich schön und touristisch nicht schwer ist. Glück auf!

Bemerkungen zur Literatur

Die Titel der hier nur mit dem Namen des jeweiligen Verfassers und der Jahreszahl des Erscheinens der Publikation gekennzeichneten Arbeiten finden sich im Literaturverzeichnis in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein (CH. EXNER 1957, Verlag der Geologischen Bundesanstalt Wien) und als deren Fortsetzung auf Seite 157 der vorliegenden Arbeit. Eine eingehende Würdigung der älteren Forschung wurde ebenfalls bereits in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, p. 8—25, gegeben und braucht nicht wiederholt werden. Wir halten es hier für unsere Pflicht, hauptsächlich einige kritische Bemerkungen vorzubringen, damit gewisse Literaturstellen, die sich nicht mit unseren Beobachtungsdaten oder Interpretationen im Einklang befinden, diskutiert oder zumindest als solche gekennzeichnet werden und es so späteren Bearbeitern erleichtert sei, sich in der Literatur zurechtzufinden. Wo bereits ältere Kritiken, die wir auch für maßgeblich halten, vorliegen, haben wir von Wiederholungen selbstverständlich Abstand genommen. Unsere Einstellung zu einigen neueren Arbeiten wurde etwas ausführlicher gekennzeichnet, ohne aber zu sehr ins Detail abzuweichen, damit der Rahmen dieser „Geologie der Sonnblickgruppe“ nicht platzt.

Zu F. ANGEL-R. STABER † 1952 b, p. 69: Als Äquivalente der Seidlwinkl-Serie kann man auf Grund unserer feldgeologischen Durchverfolgung die „Trias“ in Begleitung der Gneislamelle 4 im Bereiche des Mallnitzer Tauerntales auffassen. Zu p. 93, 94, 101 und zu den Profilen 1 c bis e: Unsere Aufnahme des Feldsee-Kopfes, Rissiecks und Bösecks ergab die NE-konvexe Stürnwalze des Sonnblick-Gneiskernes und der Gneislamelle 1, so daß die Annahme von Brüchen „nahe der Böseckhütte“ vielleicht kaum erforderlich ist.

Zu R. W. VAN BEMMELEN 1961, p. 486, 9. Zeile von oben: Statt „Sonnwend“-Einheit der Penniden soll es Sonnblick-Einheit heißen.

Zu E. BRAUMÜLLER-S. PREY 1943, p. 134: Unsere Aufnahme in der Mallnitzer Mulde zwischen Schareck und Geisel-Kopf zeigt, daß die „obere Schieferhülle“ (Glocknerserie) das Hangende der Lamelle 4 darstellt. Die „riesige liegende Falte“ (p. 138) der „oberen Schieferhülle“ als Umhüllung der Rote Wand—Modereck-Decke hat sich auf Grund unserer Aufnahmen etwas verändert. Es gibt tatsächlich prächtige Liegendfalten in diesem Deckensystem, doch will eben unser Ausdruck Deckensystem sagen, daß wir meinen, es handle sich um ein ganzes Paket von Schuppen und Liegendfalten, das deckenförmig auf seiner Unterlage vorgeleitet. Sehr einverstanden sind wir jedenfalls mit der Erkenntnis von E. BRAUMÜLLER-S. PREY, A. HOTTINGER, L. KOBER und R. STAUB, daß Rote Wand—Modereck-Decke und Glocknerserie zusammengehören und eine große Decke über den tieferen Tauernschiefen bilden.

Zu Abb. 3 und zu S. PREY 1951, Tafel XV, Fig. 1: Für die Seidlwinklserie möchten wir den Ausdruck „parautochthon“ vermeiden. Sachlich sind wir mit E. BRAUMÜLLER-S. PREY einverstanden, daß die Seidlwinkl-Serie die unmittelbare, nur etwas zusammengestauchte oder auch etwas abgescherte „Trias“ der Rote Wand—Modereck-Decke darstellt. Bloß terminologisch gefällt uns hier nicht das Wörtchen „parautochthon“. Die Verwendung der Bezeichnung „parautochthon“ sollte man nur im Zusammenhang mit tatsächlich autochthonen geologischen Gebieten (wie z. B. Hochalm-Angogel- und Sonnblick-Massiv) vornehmen, aber nicht in Verbindung mit einer gewaltigen Decke. Prinzipielles zum Begriff „parautochthon“ siehe bei P. ARBENZ 1934.

Zu E. CLAR 1932, p. 154, Abb. 1: Unsere Aufnahme ergab, daß in den beiden Profilen Kalkglimmerschiefer (Signatur 11) und Kalkphyllit (Signatur 12) in streichender Fortsetzung liegen, nur durch die Störung an der Weißenbach-Scharte um einige Meter verworfen.

Zu H. P. CORNELIUS 1939: Das komplizierte Paket (Nr. 1) aus „Dolomit und Rauhwanke, Quarzit, dunklem Phyllit sowie Muskowitschiefer . . . , das beim Jungfernsprung unter Schutt . . . versinkt“, entspricht wohl teilweise der Brennkogelserie, aber zu einem beträchtlichen Teil auch der Seidlwinklserie und dem Gneis der Lamelle 4. „Die Platte von grünlichem Muskowitgneis, die auf drei Seiten um das Trogareck zu verfolgen ist“, stellt keine geschlossene Einheit dar, sondern zerfällt in Lamelle 3 und 4. Interessant ist folgende Notiz: „In den Dolomitspänen am Kamm nördlich vom Trogareck wurden (wahrscheinlich) Krinoidenglieder, bis fingerdick, gefunden.“ Nach der Beschreibung von CORNELIUS befinden sich die Dolomitspäne im Schwarzphyllit unter der Gneislamelle 3. Wir fanden diese Bemerkung erst bei der Durchsicht der Literatur nach Abschluß unserer Begehungen und wir wollen bei nächster Gelegenheit das Vorkommen aufsuchen.

Zu H. P. CORNELIUS † 1954: Die Gedanken in dieser nachgelassenen Schrift kann man auch zur Erklärung der Spiralfalten und Walzen des Ritterkopf—Edlen-Kopf-Gebietes mit Erfolg heranziehen.

Zu W. DEL NEGRO 1962 a, p. 10, 9. bis 5. Zeile von unten: „Aus dieser Neugliederung ergibt sich eine beträchtliche Vereinfachung hinsichtlich der Innentektonik der Tauern, da sich nun vor allem die östlich der Glocknergruppe bisher unterschiedenen Teildecken zu einer geschlossenen

stratigraphischen Serie zusammenschließen, also nicht mehr tektonisch aufgesplittert werden müssen.“ Das widerspricht unseren Beobachtungen.

Zu CH. EXNER, Aufnahmebericht 1952, 1955, 1957 c und 1958. Die folgenden Beobachtungen und Interpretationen haben sich beim Fortschreiten der Arbeit als falsch erwiesen. 1952, p. 13, unterste Zeile: Statt Rhätizitporphyroblasten soll es richtig heißen: Klinozoisitporphyroblasten. Es ist uns ein Bestimmungsfehler unterlaufen. Ferner gehört der Gneis im Kruml-Tal, 300 m nordöstlich P. 2076, nicht zur Lamelle 4, sondern zur Lamelle 3. Der Kalkglimmerschiefer des Schaflegerkopfes streicht nicht zum Wiesbachhorn weiter, denn G. FRASL hat inzwischen gezeigt, daß er in der Brennkogelserie vor Erreichen der Seidlwinkl-Ache auskeilt. Die Bezeichnung „granitischer Gneis“ an der unbenannten Spitze P. 2971 (östlich vom Hinteren Modereck) ist durch Albitporphyroblastenschiefer zu ersetzen, worauf ebenfalls dankenswerterweise G. FRASL aufmerksam machte. Zu 1955, p. 20: Der Gneis unter dem Gipfel des Grieswies-Schwarz-Kogels gehört nicht der Lamelle 4, sondern der Lamelle 2 an. Es besteht auch kein unmittelbarer Zusammenhang dieses Gneises mit Gneislamelle 1. Es kann auch nicht die Theorie von WINKLER-HERMADEN des Zusammenhanges von Rote-Wand- und Neubau-Gneis bestätigt werden. P. 21, Zeile 27 von oben: Soll heißen Deckenstirne, nicht „Deckengestirne“. Zu 1957 c, p. 16: Nicht Gneislamelle 1, sondern Gneislamelle 2 baut den Gipfel der Arlthöhe, des Hocharns und seines Auslegers P. 3233 auf. Keine Verbindung zum Neubaugneis unter dem Hocharn-Kees. Gneislamelle 3 streicht aus dem Unteren Keesboden des Kruml-Tales zum NNW-Grat des Grieswies-Schwarz-Kogels und hat keine Fortsetzung in der Mallnitzer Mulde südöstlich Kolm-Saigurn. Zu 1958, p. 208: Im Kruml-Tal sind die Gneislamellen 2, 3 und 4 vorhanden.

Zu G. FRASL 1957: Wir gratulieren Kollegen FRASL zu dieser Arbeit. Er hat damit eine saubere Reinigung des älteren Schrifttums und eine stabile, wohlfundierte Ausgangsbasis für zukünftige Forschung auf dem Gebiete der Tauerngneise geschaffen. Daß er schonungslos Unklarheiten, Meinungswechsel, Übertreibungen, methodische Sackgassen, innere Widersprüche in unseren Arbeiten aufgezeigt hat, ist ihm hoch anzurechnen.

Trotzdem möchten wir glauben, daß es in den Tauern auch alpidische Knaf III-Porphyroblasten gibt. Und bei aller Anerkennung für die ausgezeichneten, von uns übrigens mitangeregten und stets geförderten FRASLschen Beobachtungen der zonalen Einschlußringe und orientierten Fremdeinschlüsse in K-Feldspaten halten wir unsere genetische Interpretation dieser Erscheinung doch immer noch für die vorsichtiger und bessere. Wir legen uns nicht so wie FRASL einseitig darauf fest, daß die orientierten Einschlüsse magmatische Kristallisation beweisen. Sondern wir sagen seit eh und je, daß diese orientierten Fremdeinschlüsse einen Starkwirkungsbereich der Kristallisationsverhältnisse anzeigen, im Gegensatz zum Schwachwirkungsbereich der Entstehung helizitischer Einschlußzüge. Der Starkwirkungsbereich in unserem Sinne umfaßt sowohl magmatische Bedingungen als auch metasomatisches Wachstum bei verhältnismäßig hohen Temperaturen (hohe Mobilität des metamorphen Lösungsumsatzes). Auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse erscheint es uns nach wie vor nicht ausgeschlossen, daß solche höhere Temperaturbereiche auch bei der alpidischen Metamorphose heute zutage liegender Gesteinskomplexe in den Hohen Tauern (z. B. Maltatal und Gastein) erreicht wurden.

Zu G. FRASL 1958 b: Dieses ausführliche und äußerst verdienstvolle Werk ist ein Markstein für die Tauerngeologie. Man kann nun, ohne auf all die älteren Werke zurückgreifen zu müssen, an der leider immer noch hypothetischen (wegen des Fossilmangels) Tauernstratigraphie weiterbauen. FRASL hat durch vieljährige eigene Beobachtung und durch umfassendes Literaturstudium sehr objektiv den gesamten Fragenkreis beleuchtet und viele produktive Ideen entwickelt.

Wir selbst wollten es ohne gute Fundierung und ohne tatsächlich eigene Forschung in der Großglocknergruppe unbedingt vermeiden, einen publizistischen Vorstoß gegen die Stratigraphie des Großglocknergebietes der von uns so sehr verehrten Geologen H. P. CORNELIUS und E. CLAR zu unternehmen. Erkennt und mündlich vertreten haben wir allerdings schon 1950 (z. B. auf der Vorexkursion mit den Kollegen S. PREY und W. HEISSEL am Hochofer für die dann 1951 stattgefundenen Exkursion im Rahmen der 100-Jahr-Feier der Geologischen Bundesanstalt Wien und im selben Jahr auf gemeinsamen Begehungen mit G. FRASL und in Vorträgen bei den Samstagreferaten der Geologischen Bundesanstalt) die Meinung, daß man in den Hohen Tauern wieder von Bündnerschiefern sprechen sollte und daß die Brennkogelserie nachtriadisch (liassisch) sei, daß auch die Fuscher Phyllite nachtriadisch (neokom) sein könnten und daß Seidlwinkl-, Brennkogel- und „Obere Schieferhülle“-Serie eine aufrechte Schichtfolge von der Trias über den Lias bis zum Höheren Jura darstelle, die dem Modereckgneis aufläge und im einzelnen etwas verschuppt sei. Doch wollten wir ohne gründliche eigene Erfahrung in der Glocknergruppe, es vermeiden, so revolutionäre Gedanken zu publizieren, zumal wir nach anfänglichem Eifer später doch auch die sachlichen Schwierigkeiten, die ja bis heute noch nicht befriedigend geklärt sind, einsahen. Nach wie vor bleiben wir skeptisch gegenüber allzuviel Stratigraphie ohne Fossilien.

Die Geröllfunde im Arkosegneis des Wustkogels und die Bestimmung des Phengits (p. 345) möchten wir als äußerst verdienstvoll und auch für unsere eigene Arbeit sehr anregend hervorheben. Die Auflösung der Granitgneislamellen 3 und 4 jenseits unseres Arbeitsgebietes in permo-skythische und nachtriadische Arkosegneise (p. 369—371) sowie der Verlust einer großzügigen Deckentektonik haben weniger in der Natur als in den noch nicht abgeklärten Differenzen der Interpretationen EXNER einerseits und FRASL andererseits ihren Grund und werden sich bereinigen lassen. Sehr erfreulich und interessant ist, daß auch FRASL in seinem Gebiete alpidisch gesproßte K-Feldspate sowohl als Anwachssäume um reliktsche K-Feldspate, als auch als selbständige Körner gefunden hat.

Zu den etwas überspitzten Äußerungen, p. 347, zweiter Absatz von unten, möchten wir bemerken, daß zumindest seit L. KOBER 1912 am Vorhandensein permo-skythischer Konglomerate, Arkoseschiefer und Quarzite in den östlichen Hohen Tauern kaum gezweifelt wurde und wir sie zumindest stets beachteten. Bisher ging das auch ohne eigenen Seriennamen (Wustkogelserie) und galt als selbstverständlich. Auf die Beteiligung von Arkosen am Aufbau der Rote-Wand-Gneise wies S. PREY (1937) mehrfach hin. Dann gab uns besonders Prof. M. GYSIN (Genf) während der Alpenexkursion im Zuge der 100-Jahr-Feier der Geologischen Bundesanstalt Wien im Sommer 1951 den Rat, die Möglichkeit des Auftretens von Arkosegneisen und Metamorphiten nach sedimentär aufgearbeiteten Porphyren innerhalb der Rote Wand—Modereck-Decke besonders zu prüfen, da ihm aus den Westalpen ähnliche Verhältnisse bekannt seien (M. GYSIN 1948 und 1949).

Zu W. FRITSCH 1957 und 1961 a: Die von E. CLAR gefundenen und von W. FRITSCH kartierten und sorgfältig petrographierten „sauren Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten“ haben wir zwar in der Natur und im Schlift noch nicht gesehen. Nach den Beschreibungen erinnern sie an die Strukturen der Gneislamelle 4 im Sonnblickgebiet. Gegenwärtig wird übrigens auch an metamorphen Porphyren allerdings permischen Alters in der penninischen Zone der Westalpen, und zwar im Massiv Dora-Maira gearbeitet. Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn P. VIALON (Grenoble), der selbst diese sogenannten Besimaudite untersucht. Wir hoffen, auch von dort weitere Anregungen zu dem sicher noch nicht abgeschlossenen Kapitel der genetischen Interpretation der Gneislamelle 4 des Sonnblickgebietes zu erhalten.

Zu B. GRANIGG 1906: Andesin (p. 370, 371 und 374) haben wir nicht im Sonnblickgneis des Groß-Zirknitz-Tales bestätigen können. Der Serpentin im Zirknitz-Tal (p. 383) ist keinesfalls 300 m dick.

Zu A. HOTTINGER 1931, p. 174, Fig. 1: Das Profil ist zu schematisch. Den Gneis an der Basis der Stanzwurten-Schuppe können wir nicht bestätigen. Unrichtig ist die Behauptung (p. 175), daß die Bündnerschiefer der Rote Wand-Modereckdecke im Profil Rote Wand—Melenwand—Schobertörl „völlig ophiolithfrei“ wären.

Zu A. HOTTINGER 1935, p. 270: Die Angabe, am Gipfel der Roten Wand, des Kärntner Scharecks und des Roßscharten-Kopfes (p. 341), befänden sich „Quartarschiefer“ von wenigen Dezimetern bis höchstens 1 m Mächtigkeit, ist jedenfalls bei einer Neubearbeitung zu beherzigen. Wir müssen gestehen, daß bei unseren Begehungen dieses Faktum nicht berücksichtigt wurde und wir HOTTINGERS Quartarschiefer gar nicht sahen. Zu p. 299: Die Angabe, daß auf der Stanzwurten über dem Glockner-Mesozoikum ein höherer kristalliner Keil (Glimmerschiefer-Serpentinschuppe) vorhanden wäre, der im Profile Rote Wand—Stellkopf fehle, ist irreführend. Es handelt sich sowohl im Stanzwurten-, als auch im Stellkopfgebiet um die Brennkogelserie mit Schwarzschiefern und Serpentin. Die Abtrennung der Lamelle 3 von der Lamelle 4 läßt sich sehr wohl noch auf der Bogenitzen-Scharte (Rote-Wand-Gebiet) durchführen. Zu p. 299: Die im Profil der Weißenbach-Scharte angeführten „Disthenphyllite“ haben wir noch nicht gefunden. Zu p. 338: Nicht zustimmen wollen wir der Behauptung, daß es in den Hohen Tauern „nirgends zur Ausbildung ausgeprägter Gleithorizonte“ kommt und die Tauern nur von „Falten- und Deckfaltentektonik beherrscht“ seien.

Zu A. KIESLINGER, Aufnahmebericht 1936, p. 52 und 1937, p. 65: „Richtungslos körnigen Granit“ im Verbands der Lamellen 3 und 4 können wir nicht bestätigen. Es dürfte sich um erratische Blöcke aus dem Sonnblick-Kern handeln.

Zu A. KIESLINGER 1937 a, p. 190—191: Es wird die Denkmöglichkeit angedeutet, die achsialen Kulminationen (Hochalm-Ankogel-Gebiet, Granatspitzgruppe) und die achsialen Depressionen (Glocknergruppe) auch durch Verwerfungstreppe (syntektonische Verwerfungen des Grundgebirges, also des Gneis-Sockels) mitzuerklären. Unsere Kartierungen haben dafür keinen Nachweis erbracht.

Zu H. LEITMEIER 1950, p. 222: „Große Staurolithe in Glimmerschiefern auf der Stanzwurten bei Döllach im Mölltal in Kärnten“ haben wir nicht gefunden und können wir daher nicht bestätigen.

Zu S. PREY 1937, p. 444: Durch unsere Beobachtungen an den basischen Gängen ist die Bemerkung überholt: Bei größeren Gängen „ist heute nicht mehr das Ausmaß etwa eingetretener Verstellungen und Verlagerungen feststellbar“.

Zu S. PREY 1937 b, p. 113: Am Trogereck fanden wir nunmehr auch Phengit und wir möchten uns übrigens doch der Meinung von A. HOTTINGER anschließen, daß die betreffenden Gesteine des Trogerecks eine basale Abspaltung der Rote-Wand-Decke seien, eventuell im Zuge von Querfaltung.

Zu S. PREY 1951, p. 98: Unsere Aufnahmen ergaben, daß stellenweise auch Lamelle 1 und Lamelle 3 „Trias“-Begleitung besitzen.

K. SCHMIDT 1957 (p. 191 und 198) fand im Granodioritgneis von Pflumpfen im Wurtental (innere Zone des Sonnblick-Gneiskernes) einen verhältnismäßig hohen Anorthitgehalt des Plagioklasses, und zwar 15 bis 22% An. Das setzt uns in großes Erstaunen, denn wir haben bisher im Sonnblick-Granitgneis nur recht niedrige Anorthitgehalte beobachtet. Es dürfte sich somit bei dem von SCHMIDT untersuchten Gestein um eine verhältnismäßig noch wenig alpidisch umgewandelte, basischere Abart (Granodiorit) des Sonnblick-Granits handeln.

Zu W. J. SCHMIDT 1950, p. 293: Unsere Aufnahmen ergeben eine strukturelle Diskordanz zwischen oberostalpinem Altkristallin der Schobergruppe und Matreier Zone. Zu p. 293 und 326: Die Verbindungsglieder der Matreier mit der Katschberg-Zone haben wir inzwischen im Zuge unserer Kartierungen im unteren Mölltal (bei Kolbnitz), im Drau- und Liesertal an der SE-Ecke des Tauernfensters teils nachgewiesen, teils wahrscheinlich gemacht. TELLER veröffentlichte unseres Wissens kein geologisches Kartenblatt 1 : 75.000 Hofgastein oder Mölltal.

Zu W. J. SCHMIDT 1951, p. 270: Im Profil des Mottnig-Grabens bei Döllach fanden wir auch Grünschiefer.

Zu W. J. SCHMIDT 1952, p. 356 und 357: Für junge, „durchwegs in der jungen Morphologie“ abgezeichnete „Verschiebungen ganzer Abschnitte der Matreier Zone“, die „durch Unterschiede im jeweiligen Generalstreichen“ der Abschnitte gekennzeichnet sind (Knickungen im Streichen der Matreier Zone) können wir auf Grund unserer Erfahrungen keine Belege beibringen.

Zu R. STAUB 1924, p. 84 und Fig. 23 bis 25: An die aufrechte „Trias“-Serie unter der Gneislamelle 4 der Stanziwurten glauben wir auch. Bloß würden wir uns nicht getrauen, die einzelnen Triasstufen der Reihe nach schön regelmäßig übereinander in großzügiger STAUBscher Manier anzusprechen. Er unterschied dort permoskythischen Quarzit, Anis, Ladin, Karn, Nor und fand sogar noch einen Bündnerschiefer darüber (an der Grenze zum überlagernden Gneis), dessen Existenz uns entgangen ist. Zu p. 56: STAUBS Vorschlag, den Begriff Glocknerdecke einzuführen, möchten wir wärmstens unterstützen. „Die Decke des Modereck trägt die gewaltigen Bündnerschiefer- und Ophiolithmasse des Großglockner und würde deshalb viel passender als Glocknerdecke bezeichnet.“ Unglückseligerweise meinte STAUB, daß Lamelle 4 (Rote Wand—Modereck-Decke) bloß eine „sekundäre Abspaltung“ des Sonnblick-Kernes sei. Wegen dieser falschen Zusatz-Vorstellung konnte sich natürlich der Begriff Glocknerdecke niemals bei uns einbürgern, geschweige denn durchsetzen. Denn STAUB wollte auch den ganzen Sonnblick-Kern zur Glocknerdecke rechnen. Damit ist dieses schöne, durchaus charakteristische, kurze und naheliegende Wort „Glocknerdecke“ bis zum heutigen Tag bei uns in Österreich in schweren Verruf geraten. Wir behelfen uns jetzt mit so komplizierten Ausdrücken wie „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ (EXNER 1957), „Deckensystem über der Gneislamelle 4“ (EXNER 1962 a), oder „Obere Schieferhülldecke“ (TOLLMANN 1963 a und c). Wäre es nicht an der Zeit, den Begriff Glocknerdecke neu zu formulieren und wieder einzuführen?

Zu J. STINY 1933: Es ist uns nicht gelungen, die angegebene Querstörung im Mölltale bei der Judenbrücke zu bestätigen. Wir sahen dort nur die große Hanggleitung an der linken Talflanke. Wir bezweifeln, daß hier eine „bisher übersehene Querstörung im Alpenbaue“ vorliege, die auch noch dazu Beziehungen zum NS-streichenden Faltenbau des Hochtorgebietes „wahrscheinlich“ aufweise.

Zu J. STINI † 1959, p. 261, Zeile 10 bis 15 von oben: Unsere Nachforschungen in der Ortschaft Rauris und ihrer Umgebung haben bezüglich Thermalwasseraustritten ein durchaus negatives Ergebnis gehabt.

Zu A. TOLLMANN 1960, 1961, 1962, 1963 a, b, c und d: Es ist sehr erfreulich, daß unsere tektonische Gliederung der östlichen Hohen Tauern, im wesentlichen akzeptiert, nun auch in Übersichtswerke über die Geologie der Ostalpen eingeht, nachdem noch L. KOBER 1955 sie in seinem letzten Buche, Bau und Entstehung der Alpen, 2. Auflage, ablehnte. Auch daß sich ein Tektoniker vom Format TOLLMANNs erstlich mit Faltenachsenplänen auseinandersetzt und sich um ihre Lösung bemüht, im Gegensatz zu L. KOBER, der die Bedeutung dieser Methode für die Tektonik stark unterschätzte, ist ein Fortschritt. Ob man in unserem Sinne von parautochthonen Decken und Lamellen in den östlichen Hohen Tauern spricht, oder von einer „Unteren Schieferhülldecke“ (A. TOLLMANN) erscheint als eine weniger wichtige, bloß nomenkla-

torische Frage. Unstimmigkeiten zwischen TOLLMANNs und unserer Auffassung ergeben sich erst im Grenzgebiet zur Glodnergruppe, wo TOLLMANN die Untere Schieferhülle bis Ferleiten zeichnet, also Seidlwinkl- bis Brennkogelserie dazuschlägt, welche wir als Hangendes der Gneislamelle 4 zum Deckensystem der Oberen Schieferhülle rechnen. Mit TOLLMANNs Zuteilung des Altkristallins der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe zu einem mehr oder weniger neuen Begriff, dem sogenannten „Mittelostalpin“ waren und sind wir nicht einverstanden (siehe auch CH. EXNER 1962 b). Sehr begrüßenswert ist die stratigraphische Feingliederung und Neukartierung der Tappenkarberge, wobei der Wunsch, den wir in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1957, p. 55, Zeile 9 bis 1 von unten, ausgesprochen haben, sehr rasch in Erfüllung gegangen ist.

Zu K. VOHRZYKA 1958, p. 271: Nach unseren Aufnahmen fällt die Matreier Zone mit ca. 45° Fallwinkel unter das oberostalpine Altkristallin der Schobergruppe ein. Wir meinen also, daß die Aufschiebungsfäche nicht „sehr steil (ungefähr 80°) nach W einfallend“ ist. Auch die Schnittlinie der Grenzfläche mit der Morphologie bestätigt im Gradental unsere Beobachtung. Ferner konnten wir „deutliche Altersbeziehungen zwischen verschiedenen gerichteten Achsen“ sehr wohl an einigen Stellen des Altkristallins im Zuge unserer Begehungen auffinden.

Zu A. WINKLER-HERMADEN 1926: Dieses Werk war ja bis heute die ausführlichste Schrift über die Geologie der Sonnblickgruppe. Sie hat uns ungemein viel bedeutet und gegeben. Wir hatten noch dazu Gelegenheit, mit Prof. A. WINKLER-HERMADEN privatim eine Exkursion zu zweit in der Sonnblickgruppe durchzuführen und seinen reichen Erfahrungsschatz und seine Ideen auch im Felde persönlich kennenzulernen. Wenn wir im folgenden geradezu pedantisch alle unsere Änderungsvorschläge anführen, die wir glauben, seinem Werke schuldig zu sein, so geschieht dies im Sinne sehr dankbaren Gedächtnisses an den vor kurzem verschiedenen, vielseitigen, großen Geologen.

Zu p. 268: „Gesteinstypen der Syenite und Syenitgranite“ und eine „allenthalben ganz vorherrschende Verbreitung mehr oder minder deutlicher Hornblendepseudomorphosen (von Biotit nach Hornblende)“ konnten wir im Sonnblick-Kern nicht beobachten und wir können somit diese Angaben und die auf sie gegründeten Schlußfolgerungen (p. 269: „zweifelsohne steht die Sonnblickmasse in petrographischer Beziehung den Syenit- und Syenitgranitgneisen des westlichen Hochalpmassivs bedeutend näher als den Granitgneisen des letzteren“) nicht bestätigen. Zu p. 269: Wir haben sorgfältig die grauen und roten Typen an den von A. WINKLER-HERMADEN gekennzeichneten Stellen aufgesammelt und mikroskopisch untersucht. Wir fanden keinen merklichen petrographischen Unterschied und können nicht bestätigen, „daß hier zwei getrennte Intrusivkörper vorliegen“.

Zu p. 273: Der grobporphyrische Gneis der Lamelle 1 (Sandkopfdede) im Gebiet der Fleiß-Täler und des Zirknitz-Tales ist reichlich von Migmatiten begleitet und läßt sehr wohl „primäre Beziehung“ zum angrenzenden Altkristallin erkennen.

Zu p. 274: Wir können nicht bestätigen, daß die Gneise der Lamelle 3 im Gebiete der Fleißtäler „häufig an die Neubaugneise erinnernde Varietäten“ aufweisen und „nichts anderes sind, als ein Teil der Sonnblickmasse, und zwar von deren aplitischer Randfazies“.

Zu p. 277 und 314: Was hier als „Angertalmarmor“ (Punkt 4 im Text und Signatur „A“ in Fig. 5) angesprochen wird, entspricht unserem Kalkglimmerschiefer im Verbands der Lamelle 2. Dasselbe gilt für die „Spuren des Angertalmarmors“ (p. 273), für das „Angertalmarmor-Niveau“ westlich des Hüttwinkl-Baches, für die „Angertalserie“ (p. 279) auf der Gjaidtroghöhe und die „Serie der Angertalmarme“ in der Richardswand. Grüngesteine (p. 280) kommen in der Richardswand-Sand-Kopf-Lage vor, und zwar Serpentinlinnen. Die „Äquivalente der Angertalmarme“ (p. 313) knapp über dem Neubaugneis im Profil vom Herzog Ernst zum Niedersachsen-Haus entsprechen ebenfalls unserem Kalkglimmerschiefer über Gneislamelle 2.

Zu p. 280, 288, 292 und Signatur „Q“ in Fig. 9: Die „mächtigen, reinen Quarzite“ an der Basis der „Schieferhülle“ des Klein-Fleiß-Tales und im Gneis unter dem Zirm-See deuten wir nicht als „reine Sedimentärquarzite“, sondern als Granitgneis-Phyllonite.

Zu p. 296: Die kräftige Falten tektonik an der Grenze des Sonnblick-Kernes zu den auflagernden Gneisen des alten Daches und Schiefers des Klein-Fleiß-Tales vollzog sich nach unseren Beobachtungen um N—S-Achsen.

Zu p. 296: Der Gneis der Lamelle 1 (Sandkopfdede) setzt nach unseren Aufnahmen sehr wohl nördlich des Klein-Fleiß-Baches fort.

Zu p. 301: Unsere Kartierung ergab, daß die Knappenhaus-Zone nicht die Fortsetzung der Lamelle 1 (Sandkopfdede) ist, sondern einen Teilkörper des Sonnblick-Kernes darstellt. Die Neubaugneise sollten nicht mit der Rote Wand—Modereck-Decke verbunden werden.

Zu p. 304 und Fig. 19: Phyllonitische Lagen im Augengneis bei der Rojacher Hütte zeigen denselben Bewegungsplan wie die nördlich anschließenden Glimmerschiefer. Die Faltenachsen und Lineationen im porphyrischen Gneis der Rojacher Hütte und im nördlich anschließenden

Glimmerschiefer sind konform. Die „Diskordanz“ ist bloß eine homoachsiale s-Flächen-Diskordanz zwischen kompetentem Gneis und bildsamem Schiefer.

Zu p. 305: Die Konstruktion der nach unten auskeilenden Knappenhaus-Gneiszone ist hypothetisch. Wir haben mittels Kartierung das Gegenteil gefunden, nämlich tunnelförmiges NW-Eintauchen des Knappenhaus-Gneises unter die Schiefer der Hocharn-SE-Flanke (über dem Pilatus-Kees). Postkristalline Deformation ist längs des gesamten Streifens im Umkreis der Sonnblick-NE-Stirne eine sehr allgemeine Erscheinung und daher kein entscheidendes Argument für Ferntransport der Knappenhaus-Gneiszone aus dem Süden.

Zu p. 310, 24. Zeile von unten: Druckfehler. Statt „(1. Lage) streichen gegen SW“ soll es heißen: „(1. Lage) streichen gegen NW“.

Zu p. 312: Die Mächtigkeitzunahme der Glimmerschiefer und Amphibolite in Richtung nach unten im Profil Alteck-Herzog Ernst ist tatsächlich verblüffend. Wir möchten aber auf Grund des Aussehens dieser Schiefer im Wurten-Tal über den sich in der Tiefe zusammenschließenden Knappenhaus-, Wurtenkeil und Sonnblick-Hauptkörper doch eher meinen, daß es sich nur um eine lokale Erscheinung handelt.

Zu p. 282 und 321: Unsere Aufnahmen ergeben eine mehrfache Wiederholung der Schieferserien und nicht den Einschub von Gneislamellen in eine einfache Schieferfolge.

Literaturverzeichnis

Das recht vollständige Literaturverzeichnis in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein (CH. EXNER, 1957) wird hier im allgemeinen nicht mehr wiederholt. Um dem Leser das Verständnis der Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe zu erleichtern, wird jedoch eine Auswahl der dort angeführten Arbeiten hier nochmals gebracht.

ANGEL, F., 1928—1930: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. Verh. Geol. B.-A. Wien.

ANGEL, F., und STABER, R., 1952 a: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes. Maßstab 1 : 50.000. Aufgenommen und herausgegeben im Auftrage des Deutschen Alpenvereins. Erste, durch Kriegseinwirkung beinahe gänzlich vernichtete Auflage erschien im Jahre 1942.

Die Karte ist dem folgenden Werke beigeheftet:

— 1952 b: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Innsbruck 13.

ARBENZ, P., 1934: Die helvetische Region. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. II, p. 97. Basel, Verlag Wepf & Co.

AUTRAN, A., GUITARD, G. und RAGUIN, E., 1963: Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. 1 : 200.000. B. R. G. M., Paris.

BECK, H., 1928: Die Schwefelkiesvorräte Österreichs. Internationaler Geologenkongreß.

— 1930—1939: Aufnahmeberichte über Blatt Mölltal. Verh. Geol. B.-A. Wien.

BECKE, F., 1908: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitzber. Akad. Wiss. m.-n. Kl., Abt. I, 117, Wien.

BECKE, F., und UHLIG, V., 1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, 115, Wien.

VAN BEMMELN, R. W., 1961: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. Geol. Rundschau 50 (1960).

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.

— 1961: Führer für die Exkursion: Nordrand des Tauernfensters im äußeren Rauris- und Wolfsbachtal. Arbeitstagung österr. Geologen in Bruck a. d. Glocknerstraße. Vervielfältigte, jedoch nicht gedruckte Schrift. Geol. B.-A. Wien.

BRAUMÜLLER, E., und PREY, S., 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. R. A. f. Bodenforsch. (Geol. B.-A.), Wien, Jg. 1943.

CANAVAL, R., 1896: Das Bergbauterrain in den Hohen Tauern. Jahrb. Naturhist. Landesmuseum Kärnten 24.

— 1906—1907: Zur Kenntnis der Goldzechergänge. Carinthia II.

— 1911: Die Erzgänge der Siglitz bei Böckstein im Salzburgerischen. Zeitschr. f. prakt. Geologie 19.

- 1933: Das Goldfeld der Ostalpen und seine Bedeutung für die Gegenwart. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 81.
- CLAR, E., 1927: Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark 63.
- 1932: Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke? Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1936: Die Großglockner-Hochalpenstraße. Exkursionsführer der Internationalen Quartärkonferenz in Österreich. Geol. B.-A. Wien.
- 1938 a: Lehrausflug in das Gebiet der Großglockner-Hochalpenstraße. Zeitschr. D. Geol. Ges. 90.
- 1938 b: Die Großglockner-Hochalpenstraße. Führer zu den Lehrausflügen der Tagung d. D. Geol. Gesellschaft. München.
- 1947: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. Geol. B.-A., Wien, Jg. 1945.
- 1950: Die geologische Karte des Großglocknergebietes. Der Karinthin 9.
- CORNELIUS, H. P., 1939: Aufnahmebericht: Gegend um das Mölltal unter Heiligenblut. Verh. Zweigst. Wien, Reichsst. f. Bodenf. (Geol. B.-A. Wien).
- †, 1954: Potenzierte Faltung (Ein vernachlässigtes Kapitel der tektonischen Geologie). Geol. Rundschau 42.
- CORNELIUS, H. P., und CLAR, E., 1935: Geologische Karte des Großglocknergebietes. Maßstab 1 : 25.000. Herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein im Einvernehmen m. d. Geol. B.-A. Wien. Verl. G. B. A. Wien.
- 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. B.-A. Wien), 25.
- DEL NEGRO, W., 1950: Geologie von Salzburg. Innsbruck.
- 1960: Salzburg. Verh. Geol. B.-A. Wien. Bundesländerserie.
- 1962 a: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 105.
- 1962 b: Die Tauerntagung der österr. Geologen in Bruck a. d. Glocknerstraße (4. bis 10. September 1961). Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft Haus der Natur, Salzburg 13.
- ELLENBERGER, F., 1958: Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Carte géol. dét. France. Paris.
- ELTER, G., 1960: La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. Mem. Istituti Geol. e Mineral. Univ. Padova 22.
- EXNER, CH., 1949 b: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 93.
- 1949 f: Bericht über die Tauernexkursion 30. Juni bis 6. Juli 1949 und ihre wissenschaftlichen Neuergebnisse. Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustudenten Wien, 1.
- 1952 a: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft C.
- 1953 a: Gneisgranitkerne und Schieferserien der Tauern um Mallnitz. Carinthia II, 63.
- 1954 c: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 97.
- 1956: Geologische Karte der Umgebung von Gastein. Maßstab 1 : 50.000. Im Anschluß an die Aufnahme von F. ANGEL und R. STABER und mit einem Beitrage von G. FRASL. Geol. B.-A. Wien.
- 1956 a: Geologische Aufnahmen (1955) in den Südwesthängen der Sonnblickgruppe in den Hohen Tauern (Kartenblätter 154 und 180). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1956 b: Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reiß-
eckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000 (Ausgabe 1956). Geol. B.-A. Wien.
- 1957 a: Geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch, SW Stubnerkogel, Badgastein, Salzburg. Geol. B.-A. Wien.
- 1957 b: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). Carinthia II, Sonderheft 20.
- 1957 c: Aufnahmen (1956) in der Sonnblickgruppe und in den Osthängen des Petzeckgebietes (Kartenblätter 154, 179 und 180). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1958: Geologische Aufnahmen (1957) in der Sonnblickgruppe (Kartenblätter 154 und 180). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1959: Geologische Aufnahmen 1958 im nördlichen Randgebiet der Schober- und Sadniggruppe (180). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1960: Geologische Aufnahmen 1959 im Sonnblickgebiet und im unteren Mölltal (154, 180 und 181). Verh. Geol. B.-A. Wien.
- 1961 a: Geologische Karte und Panorama der Umgebung von Gastein. In: Die Gasteiner
Therme im Lichte der Wissenschaft (25 Jahre Forschungsinstitut Gastein), herausgegeben von

- F. SCHEMINZKY, Wien. — Zweiter, unveränderter Abdruck im Gasteiner Badeblatt, Jahrg. 1962, Nr. 23.
- 1961 b: Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermale Veränderung der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. *Carinthia* II, 151.
- 1962 a: Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. Geol. B.-A. Wien.
- 1962 b: Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1962 c: Sonnblicklamelle und Mölltallinie. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 105.
- 1963: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pen-nique des Hohe Tauern. *Livre à la Mémoire du Prof. PAUL FALLOT*, Band 2. Paris.
- EXNER, CH., und WANDERER, E., 1962: Zur Kenntnis des Eklogitamphibolits im Debanttal (Schobergruppe, Osttirol). *Der Karinthin* 45/46.
- FABICH, K., und PRODINGER, W., 1957: Sonderbericht 1956 des chemischen Laboratoriums. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- FLORENTIN, F., 1935: Eine Grubenbefahrung auf der „Unteren Goldzeche“. *Carinthia* II.
- FRASL, G., 1957: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. *Mineralog. Mitt. Joanneum, Graz*.
- 1958 a: Bericht 1957 über Aufnahmen auf den Blättern Großglockner (153) und Rauris (154). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1958 b: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 101.
- 1961: Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der Mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Metamorphose. *Geol. Rundschau* 50 (1960).
- FRASL, G., und FRASL, E., 1956: Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- FRIEDRICH, O. M., 1953: Lagerstättenkarte der Ostalpen (Erze und einige nutzbare Minerale). Maßstab 1 : 500.000. *Radex-Rundschau*, H. 7/8, Radenthein.
- 1963: Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. *Archiv f. Lagerstättenf. Ostalpen* 1.
- FRITSCH, W., 1957: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. *Der Karinthin* 34/35.
- 1961 a: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. *Geologie* 10.
- 1961 b: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. *Carinthia* II, 151.
- FUCHS, G., 1958: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern). *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 101.
- 1961: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Obervellach (181). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1962: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- GRANIGG, B., 1906: Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltal in Kärnten. *Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien* 56.
- 1913: Über die Erzführung der Ostalpen. *Leoben*.
- GUIARD, G., 1963: Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss oeilés du Canigou (Pyrénées — Orientales). *Soc. Géol. France, Comptes R.*, p. 130—131.
- GYSIN, M., 1948: Sur la présence d'une arkose granophyrique dans la chaîne du Sackhorn (Loetschental). *Archives des Sciences* 1.
- GYSIN, M., und VALLET, J. M., 1949: Sur quelques arkoses du Val d'Héremence (Valais) avec une étude particulière des feldspaths constitutifs. *Archives des Sciences* 2.
- HAMMER, W., 1927: Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 77.
- HOLZER, H., 1957: Aufnahmen (1956) in der Kreuzeckgruppe (Blatt 180, 181). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1958: Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern). *Geologische Luftbildinterpretation I und II. Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 101.
- 1959: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Winklern (180). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1960: Geologische Luftbildinterpretation. *Photogeologische Karte des Raumes Radhausberg (Hohe Tauern)*. *Abhandl. D. Akad. Wiss. Berlin*, Kl. III, Heft 1.
- HOTTINGER, A., 1931: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. *Eclogae Geol. Helv.* 24.
- 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. *Eclogae Geol. Helv.* 28.

- KARL, F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 102.
- 1961: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. *Geol. Rundschau* 50 (1960).
- KIESLINGER, A., 1936—1938: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt Hofgastein. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Jg. 1936—1938.
- 1936: Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 86.
- 1937: Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern. *Festschr. d. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. (Leobener Bergmannstag)*, Wien.
- 1937 c: Der Serpentin von der Judenbrücke (Mölltal, Kärnten) und seine Verwitterung. *Zentralbl. f. Mineralogie etc.*, Abt. A.
- 1938: Die Begrünung der Halde des Tauerntunnels bei Böckstein (Salzburg). *Mitt. Geograph. Ges. Wien* 81.
- 1956: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. *Carinthia II, Sonderheft* 17.
- KIRCHHEIMER, F., 1959: Über radioaktive und manganhaltige Thermalsedimente, insbesondere von Baden-Baden. *Abhandl. Geol. Landesamt Baden-Württ.* 3.
- KLEBELSBERG, R. v., 1948/49: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien.
- KOBER, L., 1912 a: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien*, m.-n. Kl. 121.
- 1922: Das östliche Tauernfenster. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, m.-n. Kl. 98.
- 1955: *Bau und Entstehung der Alpen*. 2. Aufl., Wien.
- KÖHLER, A., 1923: Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. *Tschemm. mineralog. u. petrogr. Mitteil.*, Wien 36.
- KRUPARZ, H., 1956: Bericht 1955 über Übersichtsbegehungen und Kartierungen in der Sadniggruppe, Mölltal, Kärnten (Blatt Winklern 180). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- LEITMEIER, H., 1950: Einführung in die Gesteinskunde. Springer-Verlag, Wien.
- LUCERNA, R., 1925: *Geologie und Glaziologie der Schobergruppe*. In: *Führer durch die Schobergruppe von O. BÖHM und A. NOSSBERGER*. Wien, Artaria.
- 1939: Die Urpasterze (Der Möllgletscher der Gschnitz-Zeit). *Zeitschr. f. Gletscherkunde* 26.
- MAKART, J., 1961: Die Bestimmung der Feldspäte in Gesteinen. *Dissertation* (nicht publiziert). Mineralogisches Institut der Universität Wien.
- NABHOLZ, W. K., 1945: *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. *Eclogae Geol. Helv.* 38.
- 1949: Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertales und des Lugnez. *Eclogae Geol. Helv.* 41 (1948).
- PETRASCHEK, W., 1947: Die alpine Metallogenese. *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 90.
- POSEPNY, F., 1879: Die Goldbergbaue der Hohen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges. *Archiv f. prakt. Geol.*, I., Wien.
- PREUSCHEN, E., 1959: Flußgold an der Salzach. *Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft Haus der Natur, Salzburg* 10.
- PREY, S., 1937: Die Metamorphose des Zentralgneises in den Hohen Tauern. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 29.
- 1937 b: Geologische und petrographische Untersuchungen zur Klärung der Frage des Auftretens der Dent-Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe, Hohe Tauern. I. Petrographischer Teil. *Dissertation* (nicht publiziert). Geologisches Institut der Universität Wien.
- 1938: Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1938 a: *Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151)*. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1951 b: *Exkursionsführer: Obervellach—Kleindorf—Großglocknerstraße*. *Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderheft A*, p. 86, 87 und 95—110.
- 1951 c: Bericht (1949) über Lagerstättenbegehungen in Oberkärnten und Osttirol. *Verh. Geol. B.-A. Wien* (1950/51).
- 1954: Geologische Aufnahmen 1953 in Großfragant (Sadniggruppe, Hohe Tauern) (Blatt Winklern, 180). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- 1962: Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54 (1961).
- RAINER, L. ST., 1919: Der Großfraganter Kiesbergbau. *Bergbau u. Hütte*, H. 14—15, Wien.
- REITZENSTEIN, W. v., 1914: Beitrag zur Kenntnis der Großfraganter Kieslagerstätten. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, Jg. 22, Berlin.
- ROCHATA, C., 1878: Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Oberkärnten. *Jahrb. Geol. Reichsanst.* 28, Wien.

- SCHEMINZKY, F., und STINY, J. †, 1959: Die Überschufwärme im Thermalstollen (Pasel-Stollen) von Badgastein (Böckstein), ihre Ausbreitung im Gebirge und ihre Herkunft. *Geologie u. Bauwesen* 24.
- SCHIENER, A., 1961: Die Mineralvorkommen des Gasteiner Raumes. In: *Die Gasteiner Therme im Lichte der Wissenschaft (25 Jahre Forschungsinstitut Gastein)*, herausgegeben von F. SCHEMINZKY, Wien.
- SCHLAGER, W., 1963: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustudenten Wien* 13.
- SCHMIDEGG, O., 1961: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- SCHMIDT, K., 1957: Petrotektonische Studien im Gebiete des Sonnblick-Kernes. *Tscherm. Mineral. u. Petr. Mitt.* (3. Folge) 6.
- SCHMIDT, W. J., 1950: Die Matreier Zone in Österreich. I. Teil. *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., m. n. Kl., Abt. I*, 159.
- 1951: Die Matreier Zone in Österreich. II. Teil. *Ebenda* 160.
- 1952: Die Matreier Zone in Österreich. III., IV. und V. Teil. *Ebenda* 161.
- SCHMUCK, A., 1932: Beiträge zur Geomorphologie der Sonnblickgruppe, bearbeitet von S. MORAWETZ. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark* 69.
- SCHWINNER, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In: F. X. SCHAFFER, *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., Wien.
- SEEFELDNER, E., 1962: Neuere Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen. *Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft Haus der Natur, Salzburg* 13.
- STARK, M., 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I*, 121.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F.*, 52. Lief., Bern.
- 1936 a: La succession pennique des Tauern à l'Est du Grossglockner. *Soc. Géol. France. Comptes R., No. 15*.
- 1936 b: Nouvelles remarques sur les nappes penniques des Tauern. *Soc. Géol. France. Comptes R., No. 16*.
- STINY, J., 1933: Eine Querstörung im Mölltale. *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- †, 1959: Gastein und der Warmwassereinbruch in den Lender Druckstollen. *Geologie u. Bauwesen* 24.
- TERMIER, P., 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France (IV. sér.)*, Paris, 3.
- THALMANN, F., 1963: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle — Pennin). *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustudenten Wien* 13.
- TOLLMANN, A., 1960: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustudenten Wien* 10 (1959).
- 1961: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. *Geol. Rundschau* 50 (1960).
- 1962: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54 (1961).
- 1963 a: Ostalpen-Synthese. *Verlag F. Deuticke, Wien*.
- 1963 b: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). *Mitt. Geol. Ges. Wien* 55 (1962).
- 1963 c: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. *Geol. Rundschau* 52 (1962).
- 1963 d: Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones helvétiques, penniques et austro-alpines des Alpes orientales. *Livre à la Mémoire du Prof. PAUL FALLOT*, Band 2, Paris.
- TOLLNER, H., 1962: Der Zustand von Gletschern des Großglockner- und Sonnblickgebietes am Ende des Sommers 1962. *Wetter und Leben* 14.
- VOHRZYKA, E., 1959: Bericht 1958 über Aufnahmen in der südöstlichen Schobergruppe und der westlichen Sadniggruppe (Blatt 180/1, 2, 3; Döllach, Stall, Dölsach-Winklern). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- VOHRZYKA, K., 1958: Bericht 1957 über Aufnahmen im Kärntner Anteil der Schobergruppe (Blatt Lienz 179). *Verh. Geol. B.-A. Wien*.
- WALLAK, F., 1949: Die Großglockner-Hochalpenstraße. Die Geschichte ihres Baues. *Springer-Verlag, Wien*.

- WIESSNER, H., 1951: Geschichte des Kärntner Bergbaues, II. Teil. Verl. d. Geschichtsver. f. Kärnten, Klagenfurt.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1926 a: Geologische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. I. Teil. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 76.

Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000

Legende

In der Legende zur tektonischen Übersichtsskizze soll es an Stelle „Autochtoner und Parautochtoner Sedimentmantel“ heißen: Autochthoner und Parautochthoner Sedimentmantel. Bei der näheren Erläuterung der Decken und Lamellen der Randgneise ist statt „Hochalm Ankogelmassiv“ richtig zu lesen: Hochalm — Ankogelmassiv.

In der linken vertikalen Reihe der Karten-Legende soll es an Stelle „Riesenferner-Gefolgschaft“ richtig lauten: Rieserferner-Gefolgschaft. Bei Bretterich-Marmor ist das Wort „Tufffeinstreuung“ als Tufffeinstreuung zu lesen. Ganz unten, bei grobkörnigem Mikroklinaugengneis soll es statt „diaphthoritisches“ richtig lauten: diaphthoritisches.

In der rechten vertikalen Reihe lese man statt „Albitgneis und Albitporphyroblastenschiefer“: Albitgneis und Albitporphyroblastenschiefer.

Karteninhalt

Die zu ändernden Stellen in der Karte kennzeichnen wir im folgenden durch ihre Normalabstände in Zentimetern vom fett ausgezogenen, äußersten Kartenrand. Wir beginnen mit den Stellen, die sich in der linken Kartenhälfte befinden.

13,5 links (Normalabstand vom dicken, äußeren Strich des linken Kartenrandes beträgt 13,5 cm) und 7,2 oben (Normalabstand vom dicken, äußeren Strich des oberen Kartenrandes beträgt 7,2 cm); Parzelle 2,5 mm südöstlich von „Schafleger K.“: Die Farbe ist richtig. Der Aufdruck der blauen Schraffur ist fortzulassen. Es handelt sich um Schwarzphyllit.

19,3 links und 10,3 oben; nordöstlich P. 2431; schmale, N—S-gestreckte Parzelle, deren mittlerer Abschnitt farblos blieb: Kalkglimmerschiefer.

13,1 links und 14,8 oben; Parzelle am Kartenrand, 3 mm nördlich der Schrift „2781“: Es handelt sich nicht um Grünschiefer, sondern um Serpentin.

14,4 links und 0,9 unten; 5 mm südlich Mörtschach-Berg: An Stelle der Farbe des Glimmerschiefers gehört die Farbe für Moräne eingetragen.

22,4 links und 14,2 unten: Im Grünschieferzug am Kamm zwischen Stellkopf und P. 2714 ist rechts vom Buchstaben „A“ der schräge Aufdruck für Albitepidotamphibolit zu ergänzen.

12,5 links und 21,5 oben; 6 mm südsüdwestlich Gjaidtroghöhe: Das Dreieck ist zu ergänzen (alter Bergbau auf Gold).

23,7 links und 24,5 oben; bei „u“ des Wortes „Tauern“: Die 3 schwarzen Punkte sind durch 3 blaue Punkte zu ersetzen. Es handelt sich um den Moränenwall aus der Zeit von 1917—1920.

24,9 links und 14,0 unten; farblose Parzelle am Gipfel des Sonn-K.: Einzutragen ist die Signatur für Kalkglimmerschiefer.

29,1 links und 23,2 unten; grüne Parzelle, 6 mm südöstlich P. 2811: An Stelle der Signatur für Amphibolit gehört das Zeichen für Gangfloitit.

28,7 links und 23,3 unten; die kleine weiße Parzelle, 4 mm südsüdöstlich P. 2811 soll das Zeichen für Bergwerkshalde tragen.

15,9 links und 21,4 oben; Parzelle 3 mm ostsüdöstlich P. 2570: Gangfloitit. Die grüne Farbe ist zu ergänzen.

19,6 links und 26,4 unten; grüne Parzelle beim Buchstaben „c“ des Wortes „Unt. Brett-Sch.“: Der Aufdruck schwarzer Punkte ist zu ergänzen. An Stelle von Amphibolit befindet sich hier diskordanter Gangfloitit.

19,9 links und 26,4 unten; weiße Parzelle, 3 mm südöstlich P. 2786: Es handelt sich um eine Bergwerkshalde.

20,7 links und 25,5 unten; weiße Parzelle, 3 mm südlich P. 2841: Es handelt sich um eine Bergwerkshalde.

13,0 links und 13,9 oben; N—S-gestreckte Parzelle, 3 mm östlich P. 2553: Der helle rosa Farbton ist irrtümlich. Es handelt sich um Moräne.

13,5 links und 8,8 oben; elliptische Parzelle, 3 mm südöstlich P. 2358: Es handelt sich nicht um Serpentin, sondern um Schwarzphyllit.

1,5 links und 4,0 unten; an Stelle „Fenster Wiesen“ lies richtig Fenster Wiesen.

14,8 links und 16,7 oben; die lang hinstreichende Linse im Schwarzschiefer in der Wand westlich über dem Kruml-Kees ist Aplittgneis nicht Quarzit.

14,6 links und 5,0 oben; im Grünschieferzug, 2 mm südöstlich „9“ der Zahl „2739“ gehört der kleine, den Grünschiefer querende Strich fortgelassen.

25,9 links und 24,0 oben; Parzelle südlich des Kalkglimmerschiefers des Neuner-Kogels: An Stelle der Farbe des Granitgneises gehört die Farbe für Schwarzschiefer.

21,7 rechts und 19,0 unten; 7 mm nordöstlich P. 2606: Statt des Zeichens für Kalkglimmerschiefer gehört das Zeichen für Amphibolit. Es ist der migmatische Gneis der Lamelle 1, der hier durchstreicht.

28,1 rechts und 3,3 oben; bei „A“ gehört anstatt der Farbe des Serpentin die Signatur für Albitepidotamphibolit eingetragen.

27,1 rechts und 10,2 oben; Dolomitmarmorlinse in Quarzit. Die Parzelle ist linsenförmig in N—S-Richtung gestreckt und befindet sich 2 mm westlich des Buchstabens „E“ des Wortes „Eckelgruben S.“: Die Farbe für Dolomitmarmor ist richtig, jedoch gehört der Aufdruck der horizontalen Linierung weggelassen.

25,5 rechts und 2,5 oben; kleine, farblose Parzelle, 2 mm ostnordöstlich vom Buchstaben „A“ des Wortes „Obere Rockfeld A.“: Einzutragen ist die Signatur für Kalkglimmerschiefer.

25,3 rechts und 1,7 oben; 7 mm nordnordwestlich Lugen-Kg.: Zur Signatur des Epidotamphibolites (helles Grün mit Schrägaufdruck) ist zur besseren Kennzeichnung der Buchstabe „A“ zu ergänzen.

24,6 und 7,8 oben; über den Buchstaben „wa“ des Wortes „Rettenwand“: Der Aufdruck horizontaler Linien auf der Farbe des Dolomitmarmors ist fortzulassen. Ein Quarzitband ist zwischen Kalkmarmor und Dolomitmarmor zu ergänzen.

21,1 rechts und 10,4 oben; 20,9 rechts und 10,7 oben: Die beiden Kalkmarmor-Parzellen nordöstlich Schattbach-Alm sollen den Aufdruck für unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen erhalten.

17,1 rechts und 1,5 oben; statt horizontaler Lage der Lineation ist Neigung der Lineation mit 6 bis 30° nach NE richtig.

10,0 rechts und 2,8 oben: Die Parzelle, welche sich vom Buchstaben „S“ des Wortes „Schock A.“ zum Buchstaben „B“ des Wortes „Bäcken A.“ erstreckt, soll den Aufdruck unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschter Gesteinsmassen tragen.

18,8 rechts und 23,1 unten; Parzelle, auf der die Hagener Hütte steht. 2 mm südwestlich Buchstaben „H“ von „Hagener Htt.“: Die Farbe für Serpentin ist durch die Farbe für Dolomitmarmor zu ersetzen.

14,6 rechts und 14,9 unten; Parzelle 6 mm nördlich des Buchstabens „z“ des Wortes „Mauternitz K.“: Die Farbe für Kalkmarmor ist durch die Farbe für Serpentin zu ersetzen.

22,8 links und 6,0 unten; Parzelle 900 m W Mulleter Sadnig: Die Farbe für Glimmerschiefer ist ausgiebigen, nur der rote Punkte-Aufdruck ist vorhanden.

25,2 links und 5,9 unten; Parzelle ca. 160—180 m E Mulleter Sadnig: Sie soll Moräne sein (der Wall ist eingezeichnet).

27,5 links und 7,0 unten; Parzelle 140 m WNW Strieden-Alm (P. 2084 m): Im graublauen Feld fehlen die dicken senkrechten blauen Striche (Bretterichmarmor!). Statt dessen sind in der Parzelle SW davon die dicken senkrechten blauen Striche zu streichen (Grünschiefer!).

28,4 links und 6,0 unten; Parzelle mit grüner Farbe 260 m WNW-W P. 1824 m (Dionis-Alm): Soll richtig Bergwerkshalde sein.

28,7 links und 5,6 unten; dunkelblaue Parzelle 200 m W P. 1824 m (Dionis-Alm) ist nicht Marmor, sondern Kalkphyllit.

26,4 links und 3,3 unten; 100 m E Kleiner Sadnig: Es fehlt die Farbe für Glimmerschiefer.

27,6 links und 3,2 unten, sowie 27,8 links und 3,4 unten; größere Parzelle 400 und 500 m E Mulleter Sadnig: es fehlt die Farbe für Glimmerschiefer.

24,9 links und 5,3 unten; die Parzelle 140 m WSW P. 2484 m ist Schutt, nicht Glimmerschiefer.

27,8 links und 5,7 unten; Parzelle 270 m ESE Ofenspitze: Soll sein Quarzit und nicht Phyllit.

28,5 links und 5,3 unten; weiße Parzelle 250 m WSW P. 1824 m (Dionis-Alm): soll richtig Moräne sein.

28,4 links und 5,6 unten; zwei kleine weiß gebliebene Parzellen 270 m W P. 1824 m (Dionis-Alm): Die nordöstliche soll Grünschiefer sein, die südwestliche Kalkphyllit.

27,6 links und 7,1 unten; grüne Parzelle 100 m WNW P. 2084 m (Strieden-Alm) soll richtig weiß sein: Schutt.

25,7 links und 5,6 unten; 240 m WNW P. 2265 m auf den Melen-Böden: Die Verwerfung ist gegen NNE bis zum Westende der Moräne zu verlängern.

25,4 links und 9,1 unten; Parzelle 60 m WSW Schobertörl: soll Bergsturzmaterial sein.

Angabe von Detailprofilen zu den Tafeln IV bis VIII nebst Zeichenerklärung

Wichtige Profile wurden mit dem Maßband aufgenommen. Die Daten sind im folgenden zusammengestellt. Reihenfolge vom Liegenden zum Hangenden. Einige Profile sind bereits im Text erläutert.

Tafel 4

Zu Fig. 1. Kamm bei P. 2569: Schwarzphyllit (sehr mächtig), Karbonatquarzit mit Dolomitlinsen („Liasbreccie“) 15 m, Schwarzphyllit 10 m, Karbonatquarzit 15 m, Schwarzphyllit 20 m, Albitporphyroblastenschiefer (Gneislamelle 4) 2 m, Quarzit (P. 2569) 0,5 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig, Steilwand).

Zu Fig. 2. Felsstufe bei P. 2347 im Höllkar: Schwarzphyllit (sehr mächtig), Albitporphyroblastenschiefer mit 1,5 cm großen Albiten 3 m, Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis mit 7 mm großen Schachbrettalbiten (Gneislamelle 4) 8 m, Quarzit 2 m, Dolomitmarmor 3 m, Quarzit 1 m, Kalkmarmor 2 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig, Steilwand).

Zu Fig. 3. NE-Grat und Gipfel des Mittleren Murauer Kopfes Granat-Muskowitschiefer (sehr mächtig), Epidosit 1 m, Kalkmarmor 30 m, Quarzit 0,5 m, Granat-Biotit-Muskowit-Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten 10 m, Granat-Muskowit-Chloritschiefer 100 m, Prasinit (Lamelle 2) 15 m, Graphitquarzit 2 m, Schwarzphyllit 20 m, Kalkglimmerschiefer 4 m, Schwarzphyllit (sehr mächtig), Karbonatquarzit (P. 2392) 8 m, Schwarzphyllit 25 m, Karbonatquarzit 6 m, Schwarzphyllit 10 m Albitporphyroblastenschiefer 3 m, Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis (Gneislamelle 4) 3,5 m, Quarzit 4 m, Karbonatquarzit 4 m, Quarzit 2 m, Schwarzphyllit 10 m, Kalkglimmerschiefer mit Grünschieferlagen (Steilwand, sehr mächtig, bis Gipfelplateau), Grünschiefer, Dolomitmarmor 1 m, Karbonatquarzit 3 m, kalkführender Schwarzphyllit 10 m, Quarzit 6 m, Granat-Muskowit-Chlorit-Plagioplitgneis (Gneislamelle 4) 10 m, Schwarzphyllit (Gipfel des Mittleren Murauer Kopfes, P. 2988) 10 m, Kalkglimmerschiefer (Vorgipfel P. 2983) 40 m, Quarzit 0,5 m, Schwarzschiefer, teilweise mit Porphyroblasten von Albit und Granat (mächtig).

Zu Fig. 4. Sparanger Kopf-NE-Grat: Granat-Muskowitschiefer, Porphyroid (Seehöhe 2200 m) 10 m, Granat-Muskowitschiefer und Muskowitschiefer 35 m, Kalkmarmor (Seehöhe 2225 m) 1,5 m, Granat-Muskowitschiefer 60 m, Muskowitschiefer 20 m, Grünschiefer (Seehöhe 2282 m) 12 m, Schwarzphyllit, Quarzit 5 m, Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit (sehr mächtig, Wasiger Kopf, P. 2350), Albitporphyroblastenschiefer 3 m, Phengit-Mikroklinaugengneis mit 5 mm großen Mikroklinen (Gneislamelle 4, Seehöhe 2435) 4 m, Karbonatquarzit mit Linsen von gelbem Dolomit 3 m, Quarzit 3 m, Kalkmarmor 0,75 m, Schwarzphyllit 2 m, Kalkglimmerschiefer 15 m, Grünschiefer (Seehöhe 2480 m) 2 m, Kalkglimmerschiefer 15 m, Grünschiefer 3 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig, Steilwand).

Zu Fig. 5. Aus Platzmangel konnte nicht gezeichnet werden das sehr instruktive Profil im Schlapperebenkar unter dem Keesauge: Muskowitschiefer (mächtig, unterer Karboden), Schwarzschiefer 15 m, Albitgneis (Seehöhe 2235 m, Karstufe) 3 m, Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten 3 m, Graphitquarzit 2 m, Prasinit 4 m, Epidosit 0,3 m, Quarzit 0,5 m, Rauhwacke 0,1 m, Karbonatquarzit 3 m, Dolomitmarmor 0,1 m, fuchsitreicher Karbonatquarzit 3 m, Kalkglimmerschiefer 4 m, Schwarzphyllit (mächtig, Seehöhe 2260 m, oberer Karboden), Albitporphyroblastenschiefer 2 m, Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis mit 1,7 cm großen Schachbrettalbiten (Seehöhe 2415 m) 2 m, Karbonatquarzit 3 m, Quarzit mit Kalkglimmerschiefer 3 m, Schwarzphyllit 12 m, Kalkmarmor 0,1 m, Dolomitschiefer 0,15 m, Rauhwacke 0,1 m, Quarzit 0,3 m, Rauhwacke 0,1 m, Schwarzphyllit 2 m, Kalkmarmor 0,2 m, Dolomitmarmor 0,1 m, Kalkmarmor 0,2 m, Dolomitmarmor 0,2 m, Kalkmarmor 0,1 m, Dolomitmarmor 0,5 m, Kalkmarmor 1,5 m, Dolomitmarmor 0,5 m, Kalkmarmor 0,3 m, Dolomitmarmor 0,1 m, Gneis 1 m, Albitporphyroblastenschiefer 2 m, Schwarzphyllit 0,5 m, Grünschiefer (Seehöhe 2440 m) 15 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig, Steilwand des Keesauges, P. 2549).

Sockel des Baumbach-Spitze-SSE-Grates (Ergänzung zu den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, p. 71, Abb. 7): Schwarzphyllit (mächtig, P. 3020), Prasinit 1 m, Chlorit-Muskowit-Chloritoidschiefer 0,3 m, Schwarzphyllit 0,4 m, Albitporphyroblastenschiefer 0,4 m, Schwarzphyllit 0,4 m, Phengit-Mikroklinaugengneis mit 0,5 cm großen Mikroklinen (Gneislamelle 4) 1,5 m, Biotit-Muskowitschiefer 0,5 m, Rauhwacke 1 m, Dolomitmarmor 0,5 m, Schwarzphyllit 0,5 m, Quarzit 6 m (Steilwand; entspricht dem basalen Quarzitband in Abb. 7 der Erläuterungen zu Blatt Gastein).

Zu Fig. 6. Schareck-NE-Grat: Granat-Chloritoid-Muskowitschiefer (Seehöhe 2390 m), Graphitquarzit 1,5 m, Prasinit 6 m, Muskowit-Chloritschiefer 8 m, Schachbrettalbit-Augengneis

mit 1 cm großen Schachbrettalbiten (Gneislamelle 2, Seehöhe 2418, es handelt sich um die Stelle, wo der markierte Neuwirt-Weg den Kamm erreicht) 7 m, Schwarzphyllit 15 m, Prasinit 3 m, Schwarzphyllit, Biotit-Albitgneis mit Chlorit-Albitschiefer (ebenfalls Gneislamelle 2, Seehöhe 2445 m, kleine Verwerfung läßt den NW-Flügel 4 m absinken) 10 m, Schwarzphyllit 1 m, karbonathaltiger Knollenquarzit (? Gerölle) 1 m, Dolomitmarmor 0,1 m, Rauhwaacke 0,1 m, Granat-Muskowitschiefer 1,5 m, Kalkglimmerschiefer 2 m, Schwarzphyllit (sehr mächtig), Kalkglimmerschiefer (Seehöhe 2585 m) 1,5 m, Albitporphyroblastenschiefer 0,2 m, Phengit-Mikroklinaugengneis mit 5 mm großen, z. T. schachbrettalbitisierten Mikroklinen (Gneislamelle 4) 8 m, Quarzit 1,5 m, Dolomitmarmor 0,5 m, farbloser, grobkörniger Kalkmarmor 1 m, Quarzit 2 m, Kalkmarmor 1,5 m, Dolomitmarmor 0,1 m, Quarzit 0,3 m, Dolomitmarmor 0,2 m, Quarzit 0,5 m, Karbonatquarzit 10 m, Kalkglimmerschiefer 10 m, Grünschiefer mit dunklen Flecken (? Hornblende) 3 m, Kalkglimmerschiefer 3 m, Grünschiefer (Steinmann in Seehöhe 2628 m) 8 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig), Serpentin mit Aktinolith- und Talkschiefer (Seehöhe 2685 m) 5 m, Kalkglimmerschiefer, Quarzit-Dolomitmarmor-Rauhwaacke-Schwarzphyllit-Serpentin (Seehöhe 2760 m) 10 m, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer (Seehöhe 2815 m) 1 m, Dolomitmarmor 0,3 m, Muskowitschiefer mit Albitporphyroblasten 6 m, Schwarzphyllit 4 m, Aktinolith- und Talkschiefer (Serpentinbegleitgesteine) 1 m, Grünschiefer 25 m, Ophikalzit 4 m, Grünschiefer 15 m, Kalkglimmerschiefer 10 m, Grünschiefer 2 m, Schwarzphyllit 3 m, Kalkglimmerschiefer 2 m, Grünschiefer (Steinmann in Seehöhe 2860 m) 3 m, Kalkglimmerschiefer 3 m, Schwarzphyllit 40 m, Kalkglimmerschiefer 5 m, Schwarzphyllit 5 m, Kalkglimmerschiefer (mächtig, Gipfelturm), Serpentin 0,5 m, Schwarzphyllit 2 m, Kalkglimmerschiefer 5 m, Serpentin 2 m, Kalkglimmerschiefer 3 m, Quarzit, Kalkglimmerschiefer (Aperes Schareck, P. 2962), Quarzit, Kalkglimmerschiefer, Quarzit, Kalkphyllit (Schareck-Kees).

Profil in der Schareck-N-Flanke, am Grat nordwestlich P. 2707, konnte aus Platzmangel nicht gezeichnet werden: Schwarzphyllit (sehr mächtig), Chloritmuskwitschiefer mit Albitporphyroblasten 3 m, Phengit-Schachbrettalbit-Augengneis mit 5 mm großen Schachbrettalbiten (Gneislamelle 4) 2,5 m, Quarzit 0,3 m, Rauhwaacke 0,1 m, Kalkglimmerschiefer 20 m, Grünschiefer 3 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig, teilweise überhängende Steilwand).

Fig. 7. Profil in der Schareck-N-Flanke, am Grat südlich P. 2418: Schwarzphyllit (sehr mächtig, P. 2418), Albitporphyroblastenschiefer 2 m, Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4, Seehöhe 2600 m) 8 m, Quarzit 1 m, Dolomitmarmor 0,5 m, Quarzit 0,75 m Phengit-Mikroklinaugengneis (ebenfalls Gneislamelle 4) 4 m, Quarzit 0,3 m, Dolomitmarmor 0,5 m, Kalkglimmerschiefer (mächtig, Steilwand).

Fig. 8. Kamm südlich des Niedersachsen-Hauses: Schwarzphyllit (mächtig, Riffel-Scharte), Albitporphyroblastenschiefer 2 m, Augengneis (Gneislamelle 4) 2 m, Kalkglimmerschiefer 4 m, Grünschiefer 8 m, Kalkglimmerschiefer (P. 2512).

Tafel 5

Fig. 1. Lonza-Köpfel-NE-Kamm: Schwarzphyllit (mächtig), Quarzit (50 m), Phengit-Mikroklinaugengneis mit 1 cm großen Mikroklinen (Gneislamelle 2, Seehöhe 1990 m) 10 m, Muskowitschiefer mit Albitporphyroblasten 2 m, Schwarzphyllit 1 m, Kalkmarmor 1,5 m, Quarzit 3 m, Schwarzphyllit ca. 200 m, Kalkmarmor (Seehöhe 2130 m) 2 m, „Trias“ der Lamelle 4 (Dolomitmarmor 2 m, Kalkmarmor 3 m, Dolomitmarmor 7 m), Schwarzphyllit 6 m, Kalkmarmor 2 m, Schwarzphyllit 2 m, Kalkmarmor 8 m, Quarzit (Steinmann, P. 2165) 25 m, Schwarzphyllit 20 m, Karbonatquarzit (Seehöhe 2225 m) 30 m, Schwarzphyllit 10 m, Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit, Grünschiefer (Lonza-Köpfel, P. 2318).

Fig. 2. Profil des Törl-Kopfes: Schwarzphyllit, Kalkmarmor 15 m, Augengneis (Gneislamelle 4, Seehöhe 2105 m) 4 m, Quarzit 2 m, Schwarzphyllit 5 m, farbloser bis gelber Dolomitmarmor 8 m, Kalkmarmor 10 m, Quarzit 50 m, Schwarzphyllit (Seehöhe 2180 m) 25 m, Kalkglimmerschiefer (sehr mächtig), Grünschiefer (Törl-Kopf, P. 2517) 15 m, Kalkglimmerschiefer mit 8 m mächtiger Grünschieferlage 25 m, Augengneis und Albitporphyroblastenschiefer (Gneislamelle 4) 0,5 m, Kalkglimmerschiefer 3 m, Quarzit 1 m, Kalkmarmor 0,5 m, Dolomitmarmor 1 m, Schwarzphyllit 1,5 m, Dolomitmarmor 1 m, Rauhwaacke 0,2 m, Kalkglimmerschiefer 6 m, Schwarzphyllit 5 m, Kalkglimmerschiefer 1,5 m, Grünschiefer 1 m, Schwarzphyllit mit Lagen von Quarzit und Albitporphyroblastenschiefer (sehr mächtig, P. 2374).

Fig. 6. Schlucht nördlich Mauternitz-Kogel, südwestlich P. 1450: Kalkmarmor (mächtig, Seehöhe 1500 m), Granat-Muskowit-Chlorit-Chloritoidschiefer 100 m, Graphitquarzit 1 m, Grünschiefer 5 m, Quarzit 1 m, Dolomitmarmor mit dünnen Bändern von Kalkmarmor 20 m, farbloser Kalkmarmor 3 m, Quarzitschiefer 1 m, Kalkmarmor 2 m, gelber Dolomitmarmor 5 m, Quarzit 3 m, Kalkmarmor 1 m, Quarzit 2,5 m, braune Rauhwaacke 1,5 m,

Kalkmarmor 6 m, Kalkglimmerschiefer 3 m, Muskowit-Chloritschiefer 2 m, Schwarzphyllit (Gabelung der Schlucht, Seehöhe 1620 m) 20 m, farbloser Dolomitmarmor 3 m, farbloser Kalkmarmor 8 m, Serizit-Chloritschiefer mit Albitporphyroblasten 6 m, Phengit-Kalifeldspat-Augengneis mit 3 mm großen Kalifeldspaten (Gneislamelle 2, Seehöhe 1655 m) 20 m, Quarzit 3 m, Schwarzphyllit 10 m, Quarzit 2 m, granatführender Schwarzphyllit mit Lagen von Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in Bindemittel aus Schwarz- und Kalkphyllit) einige 100 m.

Tafel 6

Fig. 1. Der Tauern-Hauptkamm westlich des Hocharns: 1 = Granitgneis (Sonnblick-Kern), 2 = Quarzit (Granitgneis-Phyllonit am Rande des Sonnblick-Kernes, anstehend am Grat bei der Oberen Jausen-Scharte, westlich des Schneehornes), 3 = Granat-Biotit-Muskowit-Chloritschiefer, 4 = recht gleichmäßig beschaffener Schwarzschiefer mit einigen albitreichen Lagen und Graphitquarzit, 5 = Andeutung der Lage der Gneislamelle 1. Die Stelle des Auskeilens liegt unter Schutt, 6 = 4, 7 = Schachbrettalbit-Augengneis mit Lagen von Weißschiefer (Gneisphyllonit) und Glimmerschiefer (Gneislamelle 2) 25 m, 8 = Granat-Biotit-Muskowit-Chloritschiefer mit mehreren, bis 5 m mächtigen Prasinitlagen, 22 m, 9 = Quarzit 2 m, 10 = Dolomitmarmor 0,5 bis 3 m, 11 = Kalkglimmerschiefer 10 m, 12 = Schwarzphyllit, 13 = Karbonatquarzit, 14 = Schwarzphyllit, 15 = Quarzit, 16 = Kalkglimmerschiefer, 17 = Quarzit 15 m, 18 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“) 10 m, 19 = Schwarzphyllit 20 m, 20 = Quarzit 10 m, 21 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“) 25 m, 22 = Kalkglimmerschiefer, 23 = Schwarzphyllit, 24 = Kalkglimmerschiefer, 25 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“), 26 = Kalkglimmerschiefer, 27 = Schwarzphyllit, 28 = Quarzit, 29 = Kalkglimmerschiefer mit 2 Grünschieferlagen, in deren Begleitung Albitporphyroblastenschiefer auftreten, 30 = mächtiges Kalkglimmerschieferband, das bis zur Weißenbach-Scharte und ins Weißenbach-Kar zu verfolgen ist, 31 = mikroklinführender Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten und mikroklinfreier Albitporphyroblastenschiefer 75 m (Gneislamelle 4). Darüber folgen 15 m mächtige, verschuppte Lagen mit Schwarzphyllit, albitreichem Schwarzphyllit und Karbonatquarzit. Bedingt durch die N-S-streichende Querstruktur steigert sich diese Verschuppung und Verfaltung gegen die Weißenbach-Scharte, wo das ganze Paket in einem dünnlagigen Schichtstoß mit Zickzackfalten und zahlreichen Schichtwiederholungen gegliedert ist. 32 = Tafelquarzit und Graphitquarzit (20 m), darüber Albitporphyroblastenschiefer (10 m), Phengitgneis (5 m), Dolomitmarmor (2 m), Karbonatquarzit (10 m), Albitporphyroblastenschiefer (2 m), darüber Kalkmarmor (0,5 m); 33 = Phengitschiefer und Quarzit, 34 = Karbonatquarzit, 35 = Schwarzphyllit, 36 = Schwarzphyllit, 20 m.

Fig. 2. Weißenbach-Scharte (Detail): 37 = Albitporphyroblastenschiefer 3 m, 38 = Dolomitmarmor 2 m, 39 = Quarzit und Graphitquarzit, 40 = Schwarzphyllit 3 m, 41 = Albitporphyroblastenschiefer 6 m, 42 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“) 1 m, 43 = Quarzit 2 m, 44 = Schwarzphyllit 3 m, 45 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel) 3 m, 46 = Karbonatquarzit 8 m, 47 = Albitporphyroblastenschiefer 20 m, 48 = Kalkmarmor, 49 = grobkörniger Albitporphyroblastenschiefer 10 m, 50 = Dolomitmarmor 2 m, 51 = Albitporphyroblastenschiefer 3 m. Mylonit mit 3 m mächtigem Gangquarz. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt etwa 40 m. Der östliche Flügel ist abgesunken. Der Kalkglimmerschiefer (Signatur 30) ist östlich der Verwerfung in einer Mächtigkeit von 15 m, westlich davon in einer Mächtigkeit von 10 m aufgeschlossen. Die Lage der westlich auskeilenden Gneislamelle 3 (Phengit-Mikroklinaugengneis) mit umgebenden, 10 bis 30 m mächtigen Albitporphyroblastenschiefern ist im Profil angedeutet. Die Auskeilstelle befindet sich südlich des Hinteren Moderecks, nahe bei P. 2500; 52 = Schwarzphyllit, 53 = Quarzit und Graphitquarzit 7 m, 54 = Schwarzphyllit 3 m, 55 = Dolomitmarmor 1 m, 56 = Quarzit, 57 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) einige Meter mächtig, 58 = Quarzit und Knollenquarzit (eventuell mit Quarzgeröllen), 59 = Dolomitmarmor, 60 = Kalkmarmor, 61 = Rauhwaacke, 62 = Dolomitmarmor, 63 = Quarzit, 64 = Schwarzphyllit, 65 = Kalkphyllit.

Fig. 4. Gneislamelle 1 am Sand-Kopf-Grat (Detail): 1 = Granitgneis des Sonnblick-Kernes, 2 = aplitisch injizierter Schwarzschiefer, 3 = Amphibolit der Gneislamelle 1 (10 m), 4 = Granitgneis der Gneislamelle 1 (5 m), 5 = Glimmerschiefer 10 m, 6 = grobkörniger Granitgneis (45 m) mit einer Prasinitlage (1 m), 7 = Weißschiefer (Granitgneis-Phyllonit) mit Porphyroblasten von Turmalin, Pyrit, Karbonat und Fuchsit; 8 = Schwarzschiefer (5 m) mit Granatporphyroblasten, 9 = Weißschiefer 8 m, 10 = Quarzit 5 m, 11 = Muskowit-Chloritschiefer 30 m, 12 = Schwarzschiefer 8 m, 13 = Albit-Granat-Muskowit-Chloritschiefer 30 m, 14 = Dolomitmarmor 3 m, 15 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 16 = granatführender Schwarzphyllit (15 m), Kalkglimmerschiefer (10 m), granatführender Schwarzphyllit mit kalkhaltigen Zwischenlagen (15 m); 17 = Kalkglimmerschiefer 80 m, 18 = Schwarzphyllit, 19 = Quarzit,

20 = Schwarzphyllit, 21 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen mit Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit).

Fig. 5. Stanziwurten-SW-Grat (Detail) 1 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4), 2 = Quarzit 4 m, 3 = Kalkmarmor 0,5 m, 4 = Rauhwaacke 2 m, 5 = Kalkmarmor 10 m, 6 = Dolomitmarmor 30 m, 7 = Kalkphyllit und Schwarzphyllit (zwischen Dolomitmarmor auskeilende, max. 5 m dicke Lage), 8 = Schwarzphyllit mit kalkhaltigen Lagen, 9 = Ophikalzit, 10 = Serpentin.

Fig. 6. Gneislamelle 3 am Trogereck: 1 = Kalkglimmerschiefer, 2 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen mit Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer) 10 m, 3 = grauer Dolomit 1 m, 4 = Schwarzphyllit 30 m, 5 = Karbonatquarzit 2 m, 6 = Schwarzphyllit 5 m, 7 = Quarzit 2 m, 8 = Kalkglimmerschiefer 4 m, 9 = tektonisches Mischgestein aus Quarzit, Rauhwaacke, Dolomitmarmor (0,2 m), Kalkmarmor (0,3 m), Schwarzphyllit und Kalkphyllit; 10 = Quarzit 0,5 m 11 = Glimmerschiefer mit Chloritoidporphyroblasten 3 m, 12 = heller Glimmerschiefer, 13 = Kalkphyllit 3 m, 14 = Albitporphyroblastenschiefer und feinkörniger, mikroklinerreicher Phengitgneis (Gneislamelle 3), 15 = Quarzit, 16 = Kalkglimmerschiefer 50 m, 17 = Schwarzphyllit 6 m, 18 = Kalkphyllit 3 m, 19 = Rauhwaacke 2 m, 20 = Quarzit 4 m, 21 = Dolomitmarmor 10 m, 22 = Kalkmarmor 4 m, 23 = Rauhwaacke 2 m, 24 = feinkörniger Phengitgneis mit Mikroclin und Albit (Gneislamelle 4).

Fig. 7. Schiefer über Gneislamelle 1 in der Richardswand: 1 = Granitgneis der Lamelle 1, 2 = Schwarzschiefer 5 m, 3 = Granat-Albit-Muskowit-Chlorit-schiefer 50 m, 4 = Schwarzphyllit 20 m, 5 = Dolomitmarmor (in Linsen zerrissen) 2 m, 6 = Karbonatquarzit einige Meter, 7 = Schwarzphyllit mit Granatporphyroblasten 10 m, 8 = Kalkglimmerschiefer 150 m (Steilstufe der Richardswand; Fortsetzung des Kalkglimmerschiefers vom Gipfel des Sand-Kopfes), 9 = Schwarzphyllit, 10 = Dolomitmarmor 10 m, 11 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer), 12 = Schwarzphyllit.

Fig. 8. Stanziwurten-N-Grat: 1 = Albitporphyroblastenschiefer und feinkörniger, mikroklinerreicher Phengitgneis (Gneislamelle 3), 2 = Quarzit 2 m, 3 = Schwarzphyllit 15 m, 4 = Kalkglimmerschiefer 30 m, 5 = Schwarzphyllit 3 m, 6 = Quarzitschiefer und Graphitquarzit 2 m, 7 = Schwarzphyllit 4 m, 8 = Quarzit mit Turmalinporphyroblasten 4 m, 9 = Rauhwaacke 2 m, 10 = grauer und farbloser Kalkmarmor 3,5 m, 11 = Dolomitmarmor 4,5 m, 12 = farbloser Kalkmarmor 2 m, 13 = Rauhwaacke 0,5 m, 14 = Dolomitmarmor 1,5 m, 15 = Phengit-Mikroklinaugengneis mit Adern von Quarz-Turmalin-Eisenglanz (Gneislamelle 4).

Fig. 9. Stanziwurten-E-NE-Grat: 1 = Albitporphyroblastenschiefer und feinkörniger, mikroklinerreicher Phengitgneis (Gneislamelle 3), 2 = Schwarzphyllit 8 m, 3 = Kalkglimmerschiefer 5 m, 4 = Quarzit 2 m, 5 = Schwarzphyllit mit einigen Lagen von Kalkglimmerschiefer 10 m, 6 = Quarzit 2 m, 7 = Rauhwaacke 0,8 m, 8 = Serizit-Chloritphyllit 0,2 m, 9 = farbloser Tafelquarzit mit farbenförmig aggregierten Turmalinporphyroblasten, 10 = Rauhwaacke 3 m, 11 = Dolomitmarmor 20 m, 12 = Rauhwaacke 0,5 m, 13 = Dolomitmarmor 3,5 m, 14 = Kalkmarmor 3 m, 15 = Dolomitmarmor 3,5 m, 16 = Eisenschüssige Rauhwaacke 0,2 m, 17 = Dolomitmarmor 4,5 m, 18 = Rauhwaacke 0,5 m, 19 = Dolomitmarmor 1 m, 20 = grauweiß gebänderter Kalkmarmor 4 m, 21 = Rauhwaacke 0,8 m, 22 = Phengit-Mikroklinaugengneis mit Adern von Quarz-Turmalin-Eisenglanz (Gneislamelle 4).

Fig. 10. Konkordanter Prasinit mit Quarz-Turmalinpegmatit-Linsen in Gneislamelle 4 der Stanziwurten-W-Flanke: 1 = feinkörniger Phengitgneis mit Mikroclin und Albit (Gneislamelle 4), 2 = Hornblende-Biotit-Chloritprasinit (wahrscheinlich Metamorphit eines basischen Ganggesteines) 6 m, 3 = prasinitische Randzone, reich an Albitknoten (wahrscheinlich Salband des ehemaligen basischen Ganges) 1 m, 4 = Turmalin-Pegmatitlinsen mit Übergängen zu Lager-Quarzlinsen 0,15 m, 5 = Lager-Quarzlinsen mit Eisenglanz 0,4 m.

Fig. 11. Wasserfall Jungfernsprung 1 = Quarzit 30 m, 2 = Dolomitmarmor und Rauhwaacke 3 m, 3 = Quarzit 1 m, 4 = Rauhwaacke 2 m, 5 = Quarzit 4 m, 6 = Muskowit-Chloritschiefer 1 m, 7 = Serpentin (sehr mächtig).

Tafel 7

Fig. 1. Profil des Sandfeld-Kopfes: 1 = Granitgneis des Sonnblickkernes, 2 = Quarzit (phyllonitisierter Gneis), 3 = heller Granat-Albit-Chlorit-Chloritoidschiefer 25 m, 4 = Dolomitmarmor (am SE-Grat aufgeschlossen) 3 m, 5 = Schwarzphyllit, 6 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“), 7 = Schwarzphyllit mit Porphyroblasten von Granat und Albit, 8 = Quarzit, 9 = Schwarzphyllit, 10 = Serpentin (am SE-Grat aufgeschlossen) 2 m, 11 = Kalkglimmerschiefer 50 m, 12 = Grünschiefer, 13 = Kalkglimmerschiefer.

Fig. 2. Profil der Bogenitzen-Scharte 13 = Kalkglimmerschiefer, 14 = heller Albitporphyroblastenschiefer 0,5 m, 15 = Kalkglimmerschiefer (1 m), Kalkmarmor (0,5 m), Quarzit (1,5 m), Graphitquarzit (1 m); 16 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Linsen von grauem Dolomit in Kalkphyllit) 3 m, 17 = Schwarzphyllit mit Albitporphyroblastenschiefer 10 m, 18 = Turmalin-Fuchsit-Muskowit-Chloritschiefer 12 m, 19 = Schwarzphyllit mit Albitporphyroblasten 6 m, 20 = Turmalin-Granat-Albit-Muskowitschiefer 5 m, 21 = Kalkglimmerschiefer (0,5 m) und Schwarzphyllit (1 m); 22 = Karbonatquarzit 0,5 m, 23 = Schwarzphyllit 1,5 m, 24 = Kalkglimmerschiefer 10 m, 25 = Karbonatquarzit (spitzgefaltet) 4 m, 26 = Muskowitchloritschiefer mit Albitporphyroblasten (3 m), Serizitschiefer mit Turmalinporphyroblasten (2 m), Serizit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Turmalin und Fuchsit 10 m, 27 = Albitporphyroblastenschiefer (Gneislamelle 3) 10 m, 28 = Schwarzphyllit 2 m, 29 = Quarzit 2 m, 30 = Dolomitmarmor 1,5 m, 31 = Quarzit 12 m, 32 = Dolomitmarmor 3,5 m, 33 = Kalkglimmerschiefer 4 m, 34 = heller Quarzit (2 m), Graphitquarzit und Graphitphyllit (4 m), heller Quarzit (3 m); 35 = Dolomitmarmor 2 m, 36 = Quarzitschiefer mit Turmalin und Granat 2 m, 37 = Dolomitmarmor 2 m, 38 = Quarzit 1 m, 39 = gebändertes tektonisches Mischgestein aus Quarzit, Rauhwaacke und Dolomitmarmor 3 m, 40 = Dolomitmarmor 6 m, 41 = Rauhwaacke 1 m, 42 = Dolomitmarmor 8 m, 43 = weißer Kalkmarmor 3 m, 44 = Dolomitmarmor 1 m, 45 = Rauhwaacke 2,5 m, 46 = Quarzit 6 m, 47 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4).

Fig. 3. SSE-Grat der Roten Wand 47 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4), 48 = Quarzit 4 m, 49 = Dolomitmarmor und Rauhwaacke 2 m, 50 = Kalkmarmor 3 m, 51 = Dolomitmarmor 4 m, 52 = Kalkmarmor 1 m, 53 = Dolomitmarmor 2 m, 54 = Quarzit 5 m, 55 = Schwarzphyllit 1 m, 56 = Dolomitmarmor 3 m, 57 = Kalkmarmor 2 m, 58 = Quarzit 3 m, 59 = Schwarzphyllit mit Granatporphyroblasten 5 m, 60 = Kalkglimmerschiefer.

Fig. 4. Profil in der Nordflanke des Stellkopfes: 1 = Granitgneis des Sonnblick-Kernes, 2 = Schwarzphyllit 15 m, 3 = Serizitquarzit und Serizit-Chloritphyllit 8 m, 4 = Albitporphyroblastenschiefer 20 m, 5 = Kalkglimmerschiefer 80 m, 6 = Linsen von Dolomitmarmor, 7 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 8 = Schwarzphyllit (stellenweise mit Granatporphyroblasten) 20 m, 9 = Weißschiefer (Serizitphyllit) mit Porphyroblasten von Turmalin, Chloritoid und Chlorit 2 m, 10 = Muskowit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Chloritoid 4 m, 11 = quarzreicher Mikrokin-Albit-Muskowitgneis (Gneislamelle 3) 1,5 m, 12 = Quarzit 1 m, 13 = Kalkglimmerschiefer (5 m), Schwarzphyllit (4 m), Kalkglimmerschiefer (0,5 m), Schwarzphyllit (1 m), Kalkglimmerschiefer (2 m), Chlorit-Serizitphyllit (1 m); 14 = Grünschiefer mit Karbonatknauern 3 m, 15 = Chlorit-Serizitphyllit 3 m, 16 = Quarzit 10 m, 17 = Dolomitmarmor 8 m, 18 = gebänderter Kalkmarmor 4 m, 19 = Rauhwaacke 2 m, 20 = Quarzit (1,5 m), Rauhwaacke (1,5 m), Quarzit (1 m); 21 = Dolomitschiefer 3 m, 22 = Quarzit 4 m, 23 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4).

Fig. 5. Profil im linken Steilhang des Zirknitz-Tales, beim sogenannten „Wurfbalgen“, gegenüber den Erler Wänden: 1 = stark verschieferter Granitgneis mit konkordanten Turmalinpegmatiten (Sonnblick-Kern), 2 = granatführender Schwarzphyllit 2 m, Prasinit 2 m, granatführender Schwarzphyllit 2 m; 3 = Albitporphyroblastenschiefer mit Granat und Turmalin 3 m, 4 = granatführender Schwarzphyllit 10 m, 5 = Quarzit 2 m, 6 = Dolomitmarmor 0,5 m, 7 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Linsen von Dolomit und Quarzit in schwarzphyllitischem Bindemittel) 7,5 m, 8 = Kalkglimmerschiefer 10 m, 9 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Linsen von Dolomit in Bindemittel aus Schwarzphyllit und Karbonatquarzit) 60 m, 10 = Kalkglimmerschiefer 100 m, 11 = Schwarzphyllit 150 m, 12 = Quarzit 2 m, 13 = Dolomitmarmor und Rauhwaacke 1,5 m, 14 = Schwarzphyllit 2 m, 15 = mikroklinführender Phengitschiefer mit Albitporphyroblasten (Gneislamelle 3) 50 m, 16 = Schwarzphyllit 6 m, 17 = Kalkglimmerschiefer (mit Zoisitporphyroblasten und mit Bändern von Karbonatquarzit) 20 m, 18 = Schwarzphyllit 8 m, 19 = Karbonatquarzit 1,5 m, 20 = Dolomitmarmor 10 m, 21 = Kalkmarmor 3 m, 22 = Dolomitmarmor 4 m, 23 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4).

Fig. 6. Rechtes Ufer des Zirknitz-Baches, nördlich P. 1382: 1 = Schwarzphyllit, 2 = Graphitphyllit mit Quarzlagen 4 m, 3 = Schwarzphyllit 3 m, 4 = Quarzit 1 m, 5 = Dolomitschiefer 0,5 m, 6 = Kalkschiefer 1 m, 7 = Tafelquarzit 3 m, 8 = Rauhwaacke 0,3 m, 9 = Kalkschiefer 1 m, 10 = Dolomitmarmor 1 m, 11 = Kalkmarmor und Kalkschiefer 5 m, 12 = Quarzitschiefer 1 m, 13 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4).

Fig. 7. Profil durch die Südflanke des Klein-Zirknitz-Tales, die Steiner Alm und den Hilmers-Berg 1 = Granitgneis des Sonnblick-Kernes, 2 = Glimmerschiefer 60 m, 3 = Schwarzphyllit 20 m, 4 = Kalkglimmerschiefer 100 m, 5 = Schwarzphyllit 20 m, 6 = Albitporphyroblastenschiefer (Lamelle 3) 40 m, 7 = Kalkmarmor (15 m), Grünschiefer (2 m), Kalkmarmor (3 m); 8 = Quarzit 2 m, 9 = Albitporphyroblasten-

schiefer 30 m, 10 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) 50 m, 11 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 12 = Rauhwaacke und Dolomitmarmor 2 m, 13 = Serpentin 5 m, 14 = Dolomitmarmor 25 m, 15 = Kalkglimmerschiefer, 16 = Grünschiefer, 17 = Kalkglimmerschiefer, 18 = Schwarzphyllit.

Fig. 8. Profil durch den Kamm nordwestlich Garnitzen-Scharte, Kleinfragant: 1 = Schwarzphyllit, 2 = Dolomitmarmor 8 m, 3 = Quarzit 12 m, 4 = Albitporphyroblastenschiefer 5 m, 5 = Quarzit 4 m, 6 = Phengitgneis mit einsprenglingsartigen Mikroklinen (Gneislamelle 4) 15 m, 7 = dunkler Albitporphyroblastenschiefer, 8 = Phengitgneis mit einsprenglingsartigen Mikroklinen (Gneislamelle 4) 50 m, 9 = Quarzit 6 m, 10 = Kalkmarmor 1,5 m, 11 = Rauhwaacke und Dolomitmarmor 2 m, 12 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 13 = Grünschiefer 5 m, 14 = Kalkglimmerschiefer 30 m, 15 = Grünschiefer 5 m, 16 = Kalkglimmerschiefer 12 m, 17 = Grünschiefer 6 m, 18 = Kalkglimmerschiefer 50 m.

Fig. 9. Profil in der ENE-Flanke des Ecks (P. 2371), westlich Innerfragant: 1 = Schwarzphyllit, 2 = Dolomitmarmor 10 m, 3 = Quarzit 6 m, 4 = Dolomitmarmor 8 m, 5 = Quarzit 3 m, 6 = Dolomitmarmor 4 m, 7 = Quarzit 5 m, 8 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) 50 m, 9 = Dolomitmarmor 5 m, 10 = Kalkglimmerschiefer 15 m, 11 = Serpentin 2 m, 12 = Kalkglimmerschiefer.

Fig. 10. Wollnitz Schlucht bei Kleindorf: 1 = Granitgneis des Sonnblick-Kernes, 2 = Albitporphyroblastenschiefer 20 m, 3 = Kalkphyllit 15 m, 4 = Schwarzphyllit 5 m, 5 = Quarzit 15 m, 6 = Kalkmarmor und Rauhwaacke 3 m, 7 = Dolomitmarmor 8 m, 8 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) 2 m, 9 = Albitporphyroblastenschiefer 10 m, 10 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) 30 m, 11 = Albitporphyroblastenschiefer 8 m, 12 = Tafelquarzit 2 m, 13 = farbloser Kalkmarmor (0,4 m), Rauhwaacke (0,2 m), Quarzitschiefer (0,5 m); 14 = Dolomitmarmor 1 m, 15 = Schwarzphyllit (0,2 m), Quarzit (0,4 m), Schwarzphyllit (0,05 m); 16 = Kalkglimmerschiefer mit 2 Grünschieferlagen.

Fig. 12. Mallnitz-Schlucht: 1 = Granitgneis der Sonnblick-Lamelle, 2 = Schwarzphyllit mit Einlagen von Kalkglimmerschiefer 40 m, 3 = Kalkglimmerschiefer 15 m, 4 = Schwarzphyllit 12 m, 5 = Quarzit mit Einlagen von Schwarzphyllit 10 m, 6 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 4) 30 m, 7 = Kalkglimmerschiefer 2 m, 8 = Quarzit (0,5 m), Kalkmarmor (0,4 m); 9 = Kalkglimmerschiefer mit Albitporphyroblastenschiefer 3 m, 10 = Grünschiefer 2,5 m, 11 = Kalkglimmerschiefer 4 m, 12 = Grünschiefer 6 m, 13 = Serpentin und Talkschiefer 1 m, 14 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 15 = Serizitphyllit (Federweißstollen), 16 = Kalkglimmerschiefer, 17 = Quarzphyllit.

Tafel 8

Fig. 1. Profil des Kärntner Scharecks bei Heiligenblut: 1 = Serpentin, 2 = Karbonatquarzit und kalkfreier Serizitquarzit, 3 = Dolomitreccie („Liasbreccie“, Dolomiten in quarzitischem Bindemittel) 2 m, 4 = Quarzit, 5 = Schwarzphyllit, 6 = Kalkglimmerschiefer, 7 = Schwarzphyllit, 8 = Dolomitmarmor, 9 = Quarzit, 10 = Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit, 11 = Quarzit, 12 = Dolomitmarmor 25 m, 13 = grauer bis farbloser Kalkmarmor 8 m, 14 = Quarzit 1 m, 15 = Dolomitmarmor 2 m, 16 = Kalkmarmor, 17 = Quarzit 10 m, 18 = Schwarzphyllit 25 m, 19 = Kalkglimmerschiefer.

Fig. 3. Grenzkaamm zum Seidlwinkl-Tal: 1 = Augengneis (nicht näher untersucht, Lamelle 4), 2 = Quarzit 3 m, 3 = Dolomitmarmor 5 m, 4 = Quarzit 3 m, 5 = Rauhwaacke 6 m, 6 = Quarzit 40 m, 7 = Dolomitmarmor 8 m, 8 = Rauhwaacke (mit einer Dolomitmarmorlage) 40 m, 9 = Dolomitmarmor, 10 = Rauhwaacke mit Quarzit-Einschaltung, 11 = Quarzit, 12 = Dolomitmarmor, 13 = Quarzit, 14 = Schwarzphyllit, 15 = Quarzit, 16 = Schwarzphyllit, 17 = Kalkglimmerschiefer, 18 = Schwarzphyllit (mit 50 m Kalkglimmerschiefer) 150 m, 19 = Kalkglimmerschiefer 50 m, 20 = Schwarzphyllit 10 m, 21 = Kalkglimmerschiefer 20 m, 22 = Schwarzphyllit 2 m, 23 = Quarzit 2 m, 24 = Rauhwaacke (1 m), Dolomitmarmor (5 m); 25 = Kalkmarmor 5 m, 26 = Quarzit 3 m, 27 = Schwarzphyllit 25 m, 28 = Kalkglimmerschiefer 6 m, 29 = Schwarzphyllit 30 m, 30 = Quarzit 5 m, 31 = Schwarzphyllit 30 m, 32 = Kalkglimmerschiefer, 33 = Grünschiefer.

Fig. 4. Profil im Karwestlich Schaflegerkopf: 1 = Schwarzphyllit, 2 = Kalkglimmerschiefer 15 m, 3 = Kalkmarmor 1 m, 4 = Dolomitmarmor und Rauhwaacke 2 m, 5 = Kalkmarmor 4 m, 6 = Quarzit 5 m, 7 = Schwarzphyllit 50 m, 8 = Quarzit 3 m, 9 = Kalkglimmerschiefer 30 m, 10 = Grünschiefer.

Fig. 5. Profil in der Nordflanke des Groß-Fleiß-Tales, in Seehöhe 2500 m 1 = Kalkglimmerschiefer, 2 = Quarzit 15 m, 3 = Schwarzphyllit, 4 = Kalkmarmor 4 m, 5 = Schwarzphyllit 50 m, 6 = Albitporphyroblastenschiefer 30 m, 7 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 3) 200 m, 8 = Albitporphyroblastenschiefer 10 m, 9 = Kalkglimmerschiefer.

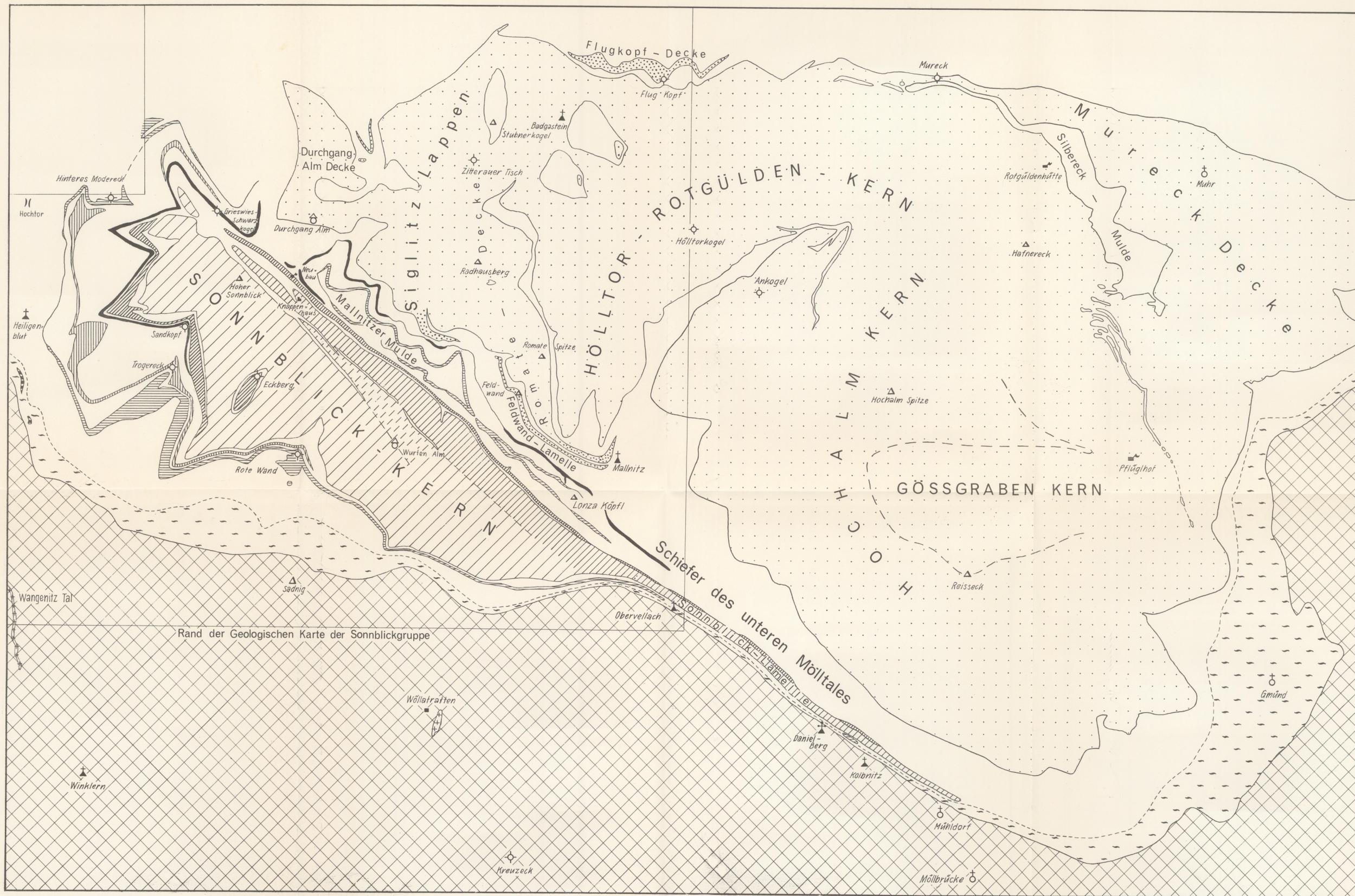
Fig. 6. Profil des Gjaidtroghöhe-NE-Kammes: 1 = Schwarzschiefer mit Porphyroblasten von Granat und mit Einschaltung heller Glimmerschiefer, 2 = Augengranitgneis und Phengit-Albitgneis (Gneislamelle 1) 4 m, 3 = Granatglimmerschiefer und heller Glimmerschiefer 4 m, 4 = Quarzit 1 m, 5 = prasinitisierter Amphibolit (Lamelle 2) 3 m, 6 = Kalkglimmerschiefer 5 m, 7 = Rauhwacke 1 m, 8 = Schwarzphyllit.

Fig. 7. Profil durch den Hocharn über Kälbergrat und Grieswies-Schwarzkogel-NE-Grat: 1 = Granitgneis des Sonnblickkernes, 2 = phyllonitisierter Granitgneis, 3 = Schwarzschiefer 20 m, 4 = schwarz-weiß gebänderter Albitglimmerschiefer 10 m, 5 = Schwarzschiefer 30 m, 6 = Aplitgneis 3 m, 7 = Schwarzschiefer 30 m, 8 = karbonathaltiger Schiefer mit Chloritporphyroblasten 2 m, 9 = Schwarzschiefer 20 m, 10 = dunkler Kalkschiefer mit Albitknoten und Kalzit-Chlorit-Quarzschiefer 20 m, qu = Quarzlinse 2 m, 11 = Albitgneis 3 m, 12 = Schwarzschiefer 3 m, 13 = Hornblende-Chlorit-Prasinit 3 m, 14 = Schwarzschiefer 6 m, 15 = Schwarzschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Granat 17 m, 15 a = Schwarzschiefer in großer Mächtigkeit, 16 = Amphibolit, Aplitgneis, Prasinit und Migmatite (Gneislamelle 2) wenige Meter mächtig, 16 a = Granitgneis, Aplitgneis und Amphibolit (Gneislamelle 2) 15 m, 17 = Schwarzschiefer, 18 = Karbonatquarzit, Dolomitmarmor und Rauhwacke 10 m, 19 = Kalkglimmerschiefer, 20 = Schwarzphyllit, 21 = Quarzit, 22 = Rauhwacke und Dolomitmarmor, 23 = Quarzit, 24 = Schwarzphyllit, 25 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel) 1,5 m, 26 = Rauhwacke und Dolomitmarmor 2 m, 27 = Quarzit 10 m, 28 = Schwarzphyllit, 29 = Quarzit, 30 Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in quarzitischem Bindemittel), 31 = Quarzit, 32 = Kalkglimmerschiefer, 33 = Schwarzphyllit.

Fig. 8. NNW-Grat des Grieswies-Schwarzkogels bis zum Ritterkopf
1 = Schwarzschiefer, 2 = Karbonatquarzit, 3 = Schwarzschiefer, 4 = Augengneis und Amphibolit (Gneislamelle 2), 5 = Schwarzschiefer, 6 = Dolomitbreccie („Liasbreccie“, Dolomitlinsen in Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer), 7 = Schwarzschiefer, 8 = Kalkglimmerschiefer, 9 = Schwarzphyllit, 10 = Karbonatquarzit mit Linsen von Dolomitmarmor, 11 = Schwarzphyllit 8 m, 12 = Phengit-Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 3) 10 m, 13 = Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphyllit- und Quarzitlagen 100 m, 14 = Schwarzphyllit (25 m) mit einer Quarzitlage (15 m); 15 = Quarzit 10 m, 16 = Kalkglimmerschiefer 4 m, 17 = grauer Dolomit (5 m), Dolomitbreccie mit Bindemittel aus Kalkglimmerschiefer (5 m), grauer Dolomitschiefer (3 m); 18 = Kalkglimmerschiefer 5 m, 19 = Karbonatquarzit 15 m, 20 = Quarzit 50 m, 21 = Schwarzphyllit 3 m, 22 = Dolomitmarmor (2 m), Rauhwacke (3 m), Quarzit (0,5 m); 23 = grauer Kalkmarmor als Stengeltektonit, 24 = Dolomitmarmor 15 m, 25 = grauer Kalkmarmor 4 m, 26 = Dolomitmarmor 5 m, 27 = Quarzit 4 m, 28 = Dolomitmarmor (30 m) mit Quarzit (8 m), 29 = Rauhwacke, 30 = Quarzit, 31 = Schwarzphyllit, 32 = Kalkglimmerschiefer, 33 = Quarzit, 34 = Kalkglimmerschiefer mit einer Lage von Kalksilikatfels, 35 = Schwarzphyllit, 36 = Kalkglimmerschiefer, 37 = Grünschiefer.

Fig. 9. Deformation eines diskordanten Aplitganges: 1 = Granitgneis (wenig geschiefert), 2 = Granitgneis (geschiefert) 10 m, 3 = phyllonitisierter Granitgneis 5 m, 4 = granatführender Schwarzschiefer, 5 = Aplitgang. Der ursprünglich diskordante Aplitgang wurde gefaltet, gegen NE umgebogen und papierdünn verschiefert. Die Biotitblättchen im Aplit sind parallel zur Schieferung des umgebenden Granitgneis orientiert.

Schwarzer Phyllit und Kalkmarmor Rauhwacke, Gips und Dolomitmarmor		} Mittel- bis Obertrias
Quarzit und geröllführender Quarzit (Gerölle aus Quarz, Phyllit und Aplite)		} Perm bis Untertrias
+ + + + + + + + + + + + + + + + ~~~~~	<i>Spätphase der alten Orogenese</i>	} Spätherzynische Orogenese
Zentrale und basale „Schieferhülle“ (Sedimentation kalkarmer Sedimente auf den Granit): Konglomeratgneis, Arkosesandstein, Quarzporphyr, Tuffit, Glimmerschiefer, Paragneis, Quarzit, Graphitquarzit, Graphitphyllit und schwarzer Phyllit. Stellenweise ist die Serie splitisch und pegmatitisch von späten Nachschüben und Remobilisaten des Zentralgranits injiziert und gefeldspatet.		} Permokarbon
Intrusion des Granits Granit, Granosyenit, Granodiorit und Tonalit. Aplitische und pegmatitische Injektionen in das „Altkristallin“. Bildung der Migmatite.		} Frühherzynische Orogenese
+ + + + + + + + + + + + + + + + ~~~~~	<i>Hauptphase der alten Orogenese</i>	}
„Altkristallin“ in den Hohon Tauern Paragneis, Amphibolit, Quarzporphyr, Glimmerschiefer.		} Altpaläozoikum und Präkambrium
+ + + + + + + + + + + + + + + +	Intrusion und Remobilisation granitischer Restlösungen (Aplite, Pegmatite und Feldspatitisation)	}
+ + + + + + + + + + + + + + + +	Platznahme der großen Granit-Plutone	}
~~~~~	starke Faltung	} Zeichenerklärung zur Tabelle
~~~~~	schwache Faltung	}
-----	Bruchtektonik	}



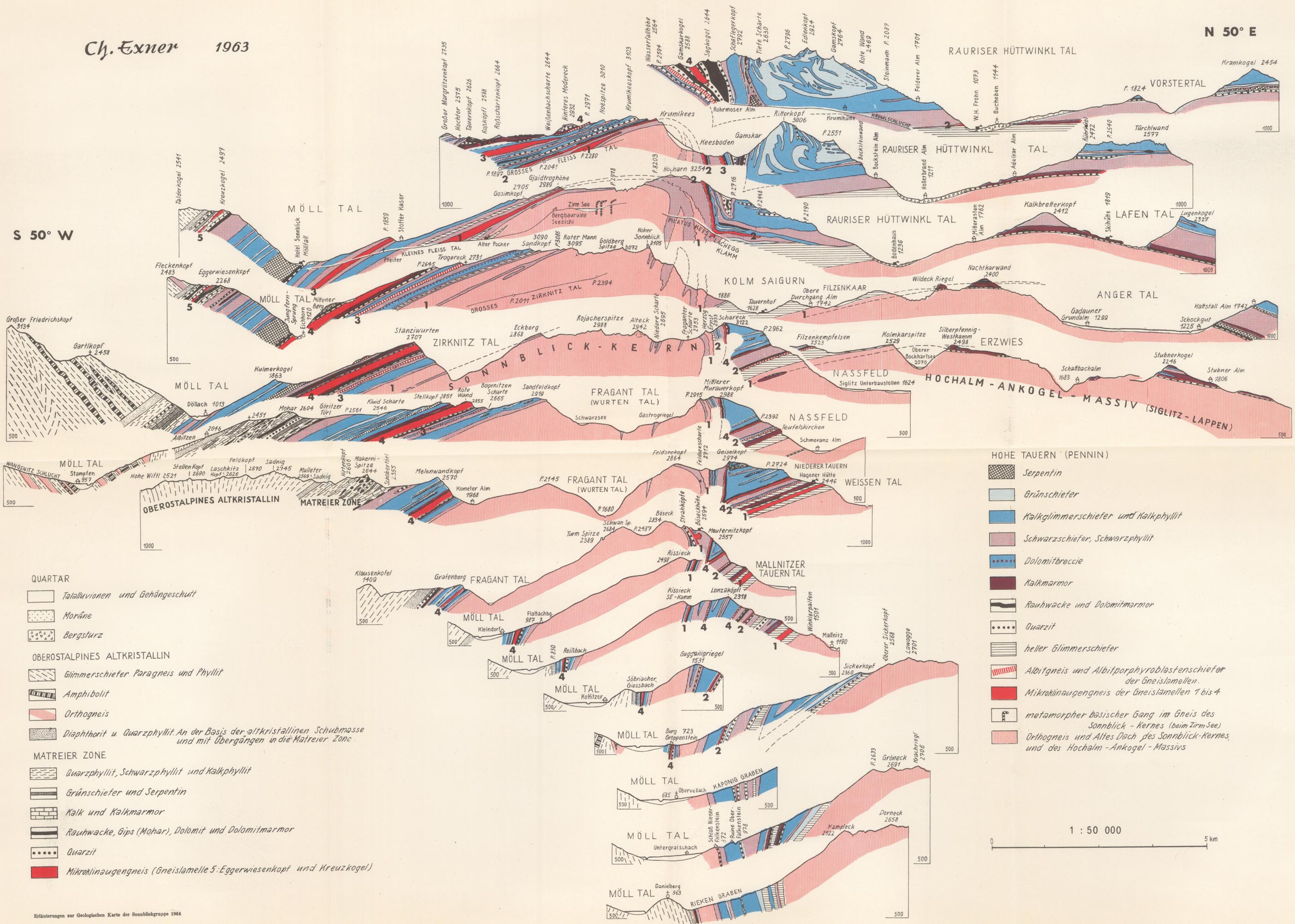
-  Hauptkörper des Sonnblick-Gneiskernes
-  Wurtenteile des Sonnblick-Gneiskernes
-  Knappenhäuserwalze des Sonnblick-Gneiskernes und Fortsetzung als Sonnblick-Gneisslamelle
-  Gneisslamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Decke)
-  Gneisslamelle 2 (Grieswies-Lonza-Lamelle)
-  Gneisslamelle 3 (Trogereck-Lamelle)
-  Gneisslamelle 4 (Rote Wand-Modereck-Decke)
-  Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs
-  Dünne Gneisslamellen am Rande des Hochalm-Ankogel-Massivs
-  Schieferhülle der Hohen-Tauern
-  Gneis der Matreier Zone
-  Matreier und Katschberg Zone
-  Altkristallin der oberostalpinen Schubmasse
-  Granodiorit und Tonalitporphyrit der spätalpidischen Magma-Intrusionen



Ch. Exner 1963

N 50° E

S 50° W

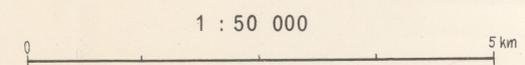


- QUARTAR**
- Talalluvionen und Gehängeschutt
 - Moräne
 - Bergsturz

- OBEROSTALPINES ALTKRISTALLIN**
- Glimmerschiefer, Paragneis und Phyllit
 - Amphibolit
 - Orthogneis
 - Diaphthorit u. Quarzphyllit. An der Basis der altkristallinen Schubmasse und mit Übergängen in die Matreier Zone.

- MATREIER ZONE**
- Quarzphyllit, Schwarzphyllit und Kalkphyllit
 - Grünschiefer und Serpentin
 - Kalk und Kalkmarmor
 - Rauhwacke, Gips (Mohar), Dolomit und Dolomitmarmor
 - Quarzit
 - Mikroklinaugengneis (Gneislamelle 5: Eggerwiesenkopf und Kreuzkogel)

- HOHE TAUERN (PENNIN)**
- Serpentin
 - Grünschiefer
 - Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit
 - Schwarzschiefer, Schwarzphyllit
 - Dolomitbreccie
 - Kalkmarmor
 - Rauhwacke und Dolomitmarmor
 - Quarzit
 - heller Glimmerschiefer
 - Albitgneis und Albitporphyroblastenschiefer der Gneislamellen.
 - Mikroklinaugengneis der Gneislamellen 1 bis 4
 - metamorpher basischer Gang im Gneis des Sonnblick-Kernes (beim Zirm-See) und Altes Dach des Sonnblick-Kernes und des Hochalm-Ankogel-Massivs



Erklärungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1964

(Das Areal deckt sich mit der Geologischen Karte der Sonnblickgruppe)



S-Flächen :

+	0 - 5° Fallwinkel
+	6 - 30°
+	31 - 60°
+	61 - 85°
+	86 - 90°

Lineationen (meist ident mit der Hauptfallenachse) :

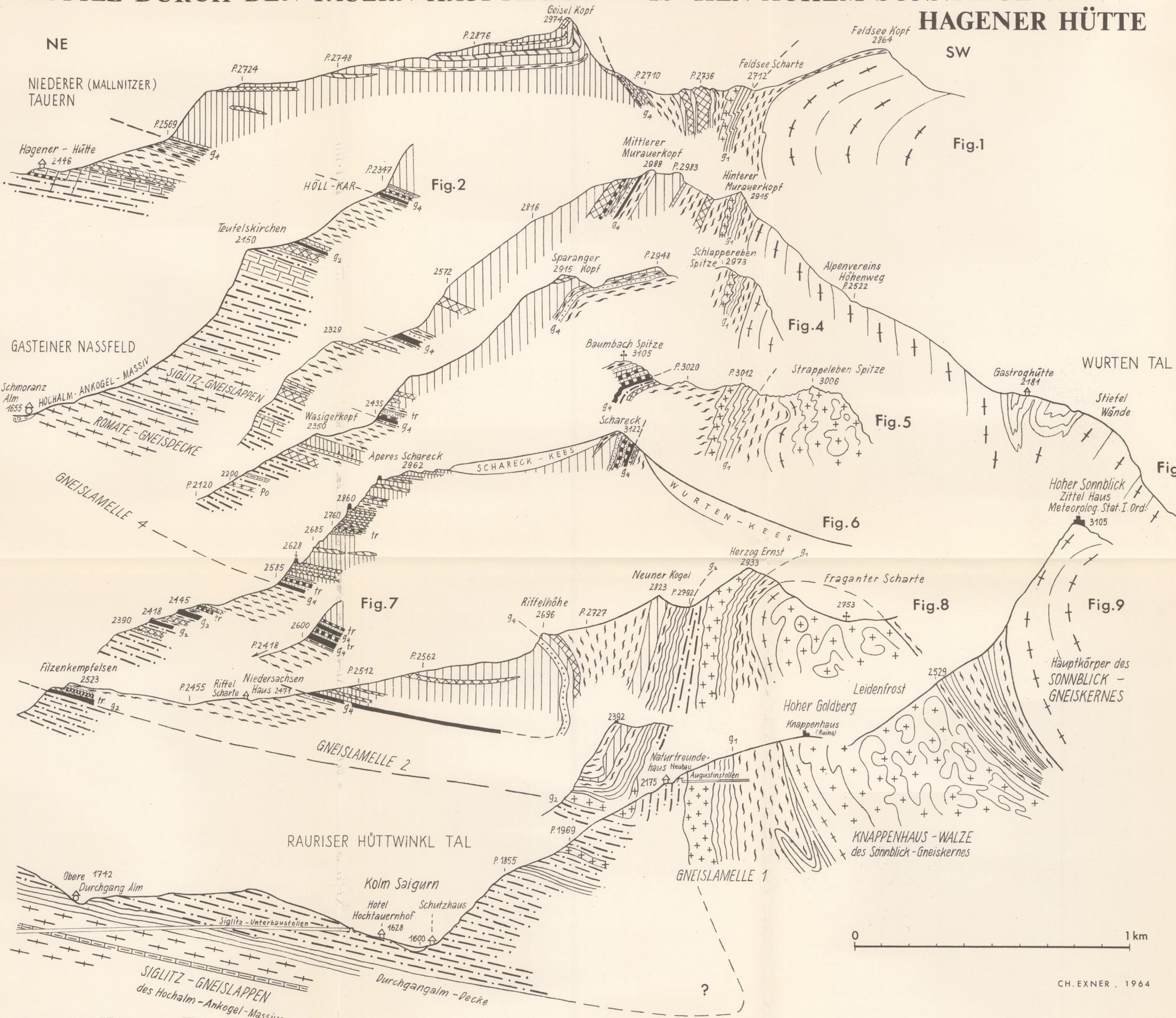
↗	0 - 5° Neigung
↘	6 - 30°
↖	31 - 60°
↙	61 - 85°
↕	86 - 90°

Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunterschied

Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lineation :

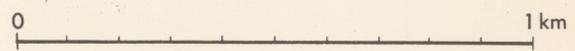
↗ jüngere Lineation (sekundäre Kleinfaltung oder Knitterung meist ohne zugehörige Elongation der Mineralgemengteile)
 ↘ ältere Lineation (meist ident mit der Hauptfallenachse und mit der Elongation der Mineralgemengteile, z.B. Glimmer, Hornblende, Quarz u. Feldspate)

PROFILE DURCH DEN TAUERN-HAUPTKAMM ZWISCHEN HOHEM SONNBLICK UND HAGENER HÜTTE



LEGENDE ZU DEN TAFELN 4-8

- Quartär
 - Moräne und Hangschutt
 - Bergsturz
- Matreier Zone
 - Quarzphyllit
- Hohe Tauern (Pennin)
 - Serpentin
 - Grünschiefer
 - Ophikalzit
 - Kalksilikatfels
 - Kalkglimmerschiefer
 - Schwarzschiefer mit Granatporphyroblasten
 - Schwarzschiefer und Schwarzphyllit
 - Dolomitbreccie (Lias)
 - Kalkmarmor
 - Dolomitmarmor (tr-Trias)
 - Rauhwanke
 - Quarzit
 - Graphitquarzit
 - Porphyroid
 - Glimmerschiefer
 - Albitporphyroblastenschiefer und feinkörniger, mikroklinreicher Phengitgneis
 - dünne Gneislamelle
 - Weißschiefer (Phyllonit nach Granitgneis)
 - phyllonitischer Granitgneis
 - Orthogneis
 - Amphibolit und Paragneis



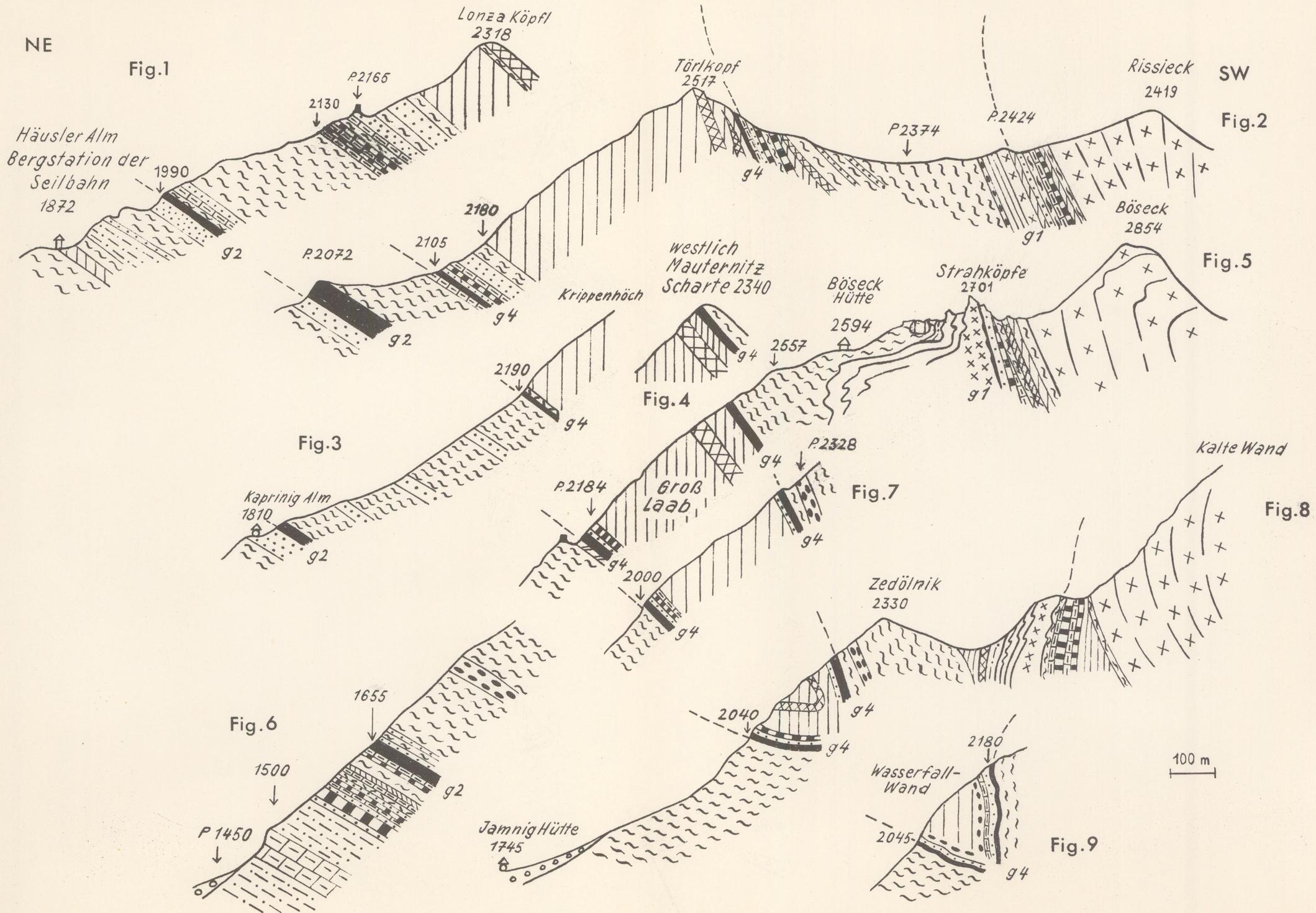
CH. EXNER, 1964

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1964

PROFILE DURCH DEN BÖSECK-KAMM

CH. EXNER, 1964

Tafel 5



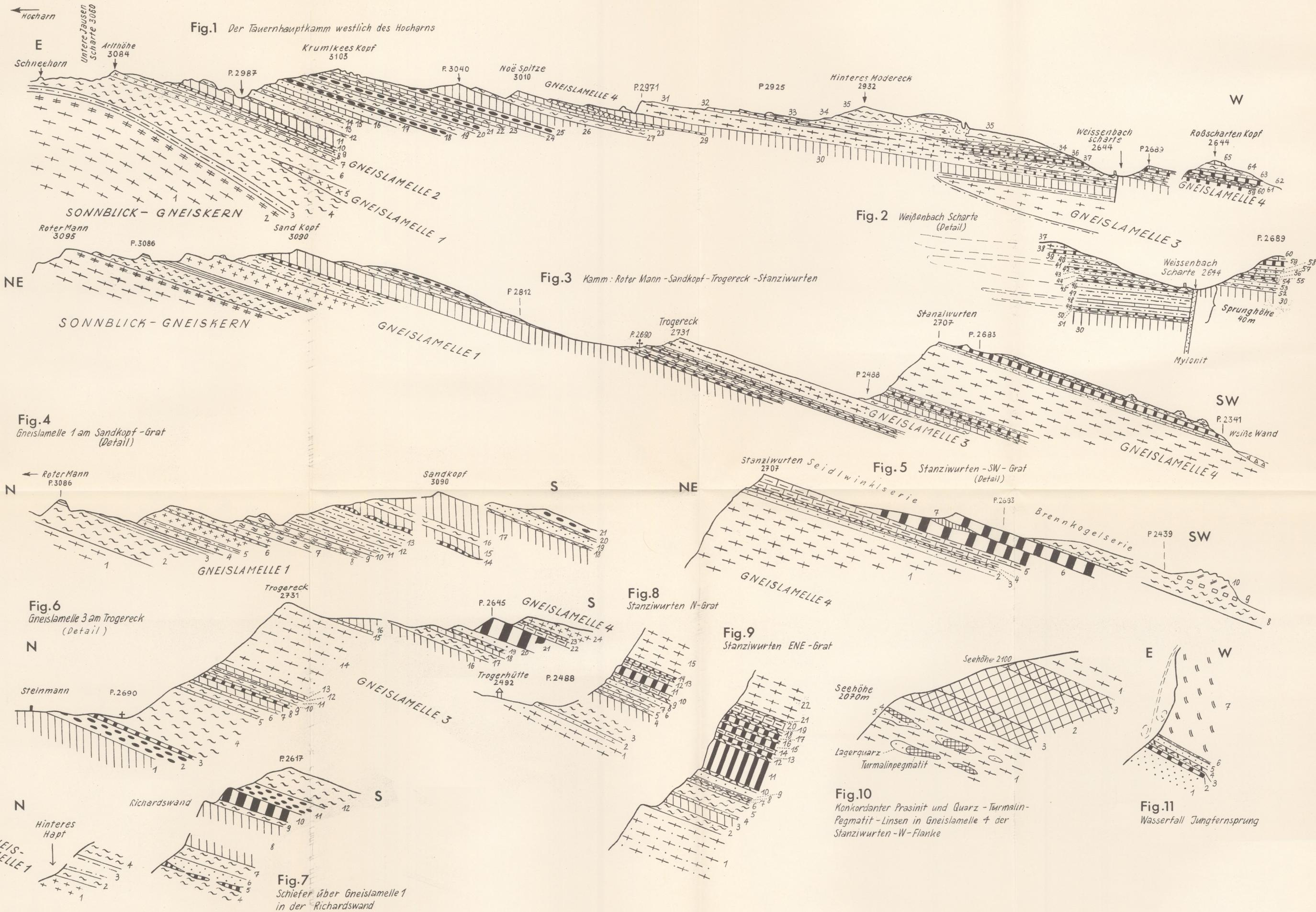


Fig.1 Profil des Sandfeld Kopfes

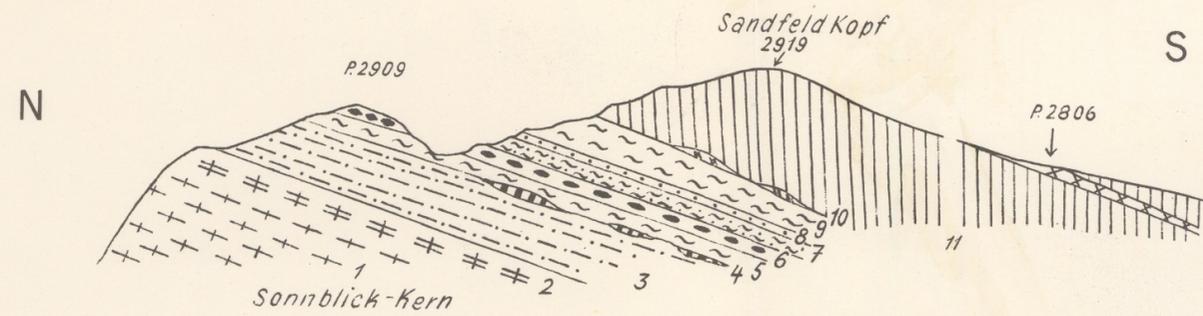


Fig.2 Profil der Bogenitzen Scharte

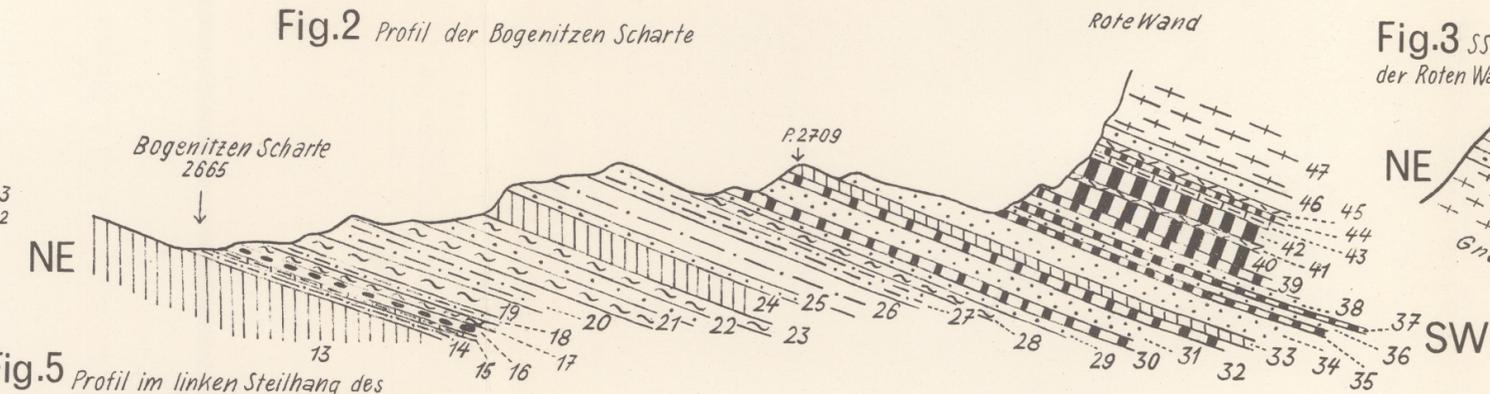


Fig.3 SSE-Grat der Roten Wand

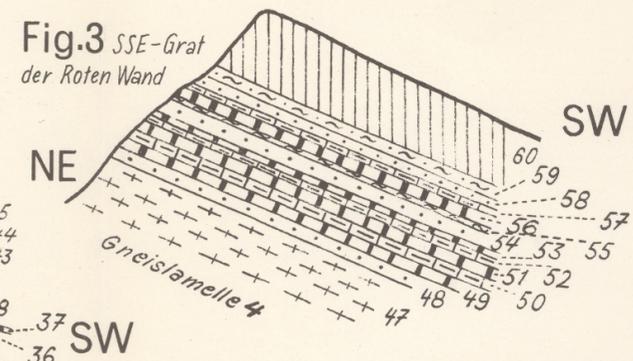


Fig.5 Profil im linken Steilhang des Zirknitz Tales beim sogenannten 'Wurfbalgen', gegenüber den Erler Wänden

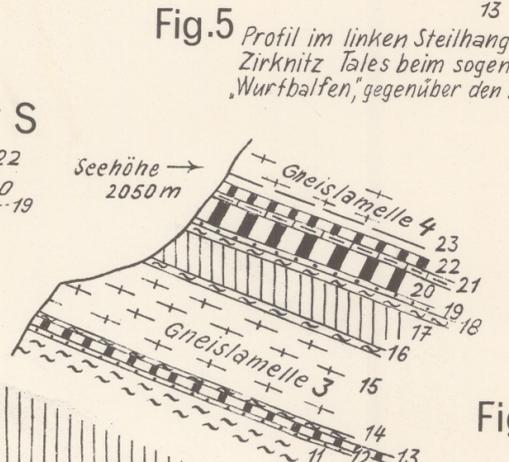


Fig.4 Profil in der Nordflanke des Stellkopfes

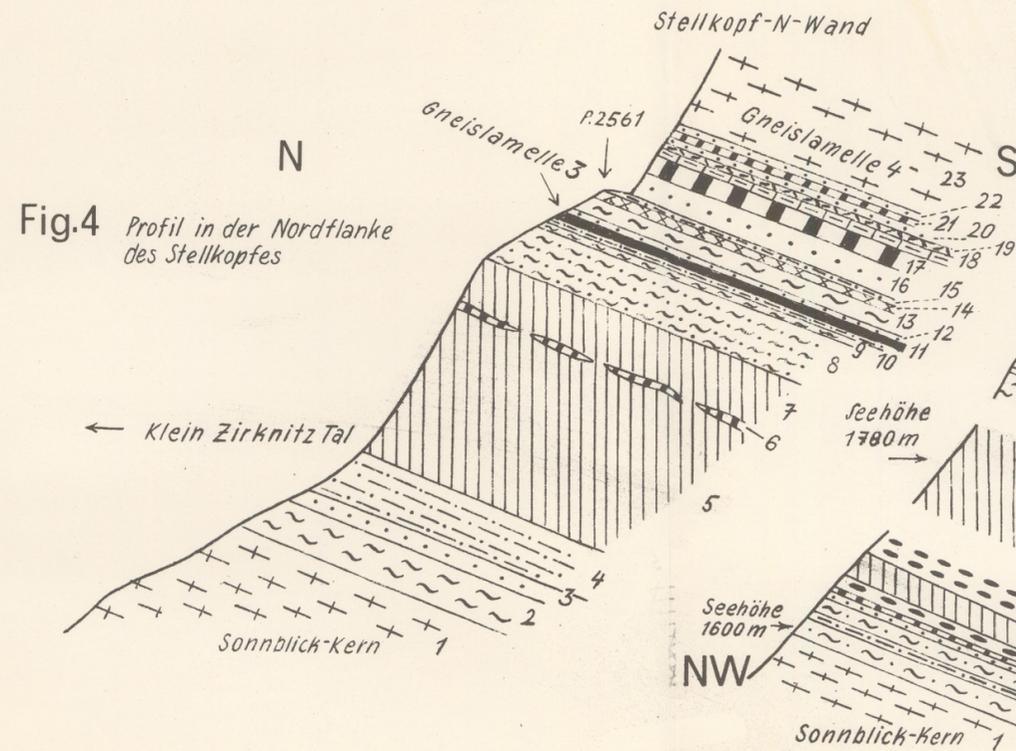


Fig.6 Rechtes Ufer des Zirknitz Baches nördlich P.1382



Fig.8 Profil durch den Kamm nordwestlich Garmitzen Scharte, Kleinfragant

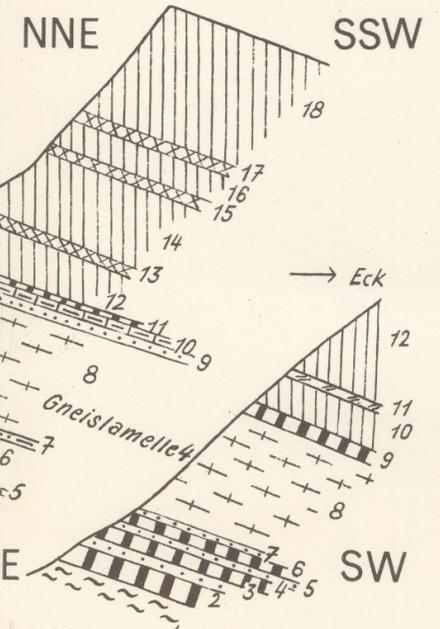


Fig.7 Profil durch die Südflanke des Klein Zirknitz Tales, die Steiner Alm und den Hilmers Berg

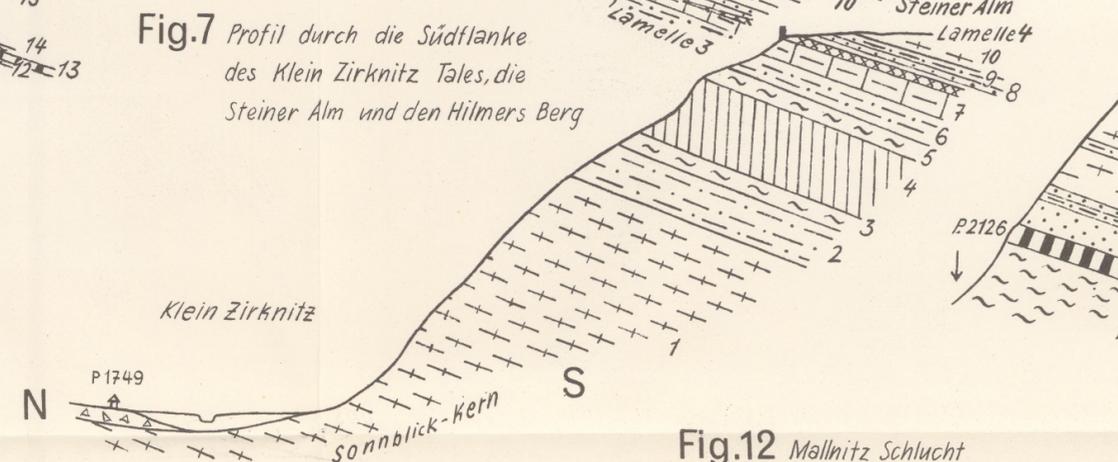


Fig.9 Profil in der ENE-Flanke des Ecks (P.2371), westlich Innerfragant

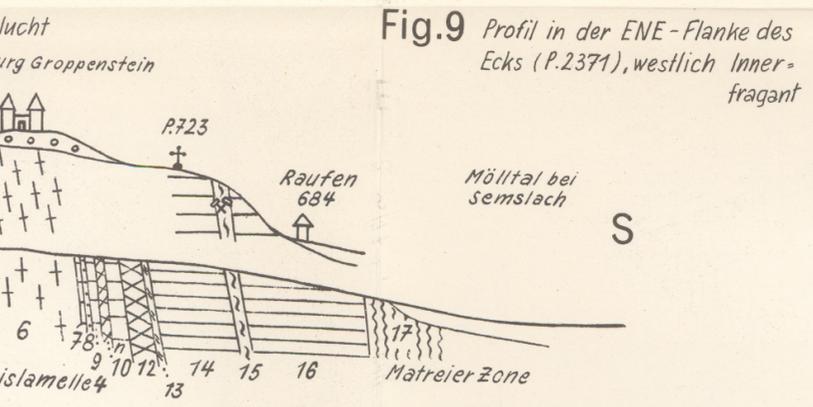


Fig.10 Wollnitz Schlucht bei Kleindorf

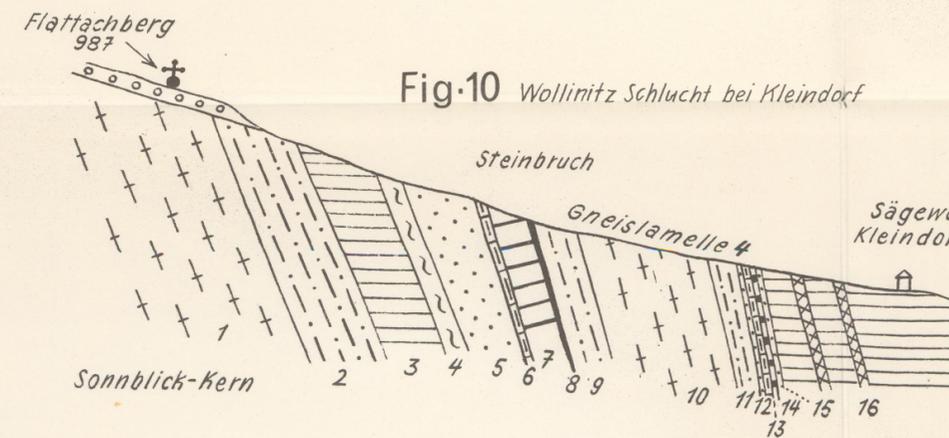


Fig.11 Skizze der Reiß Bach Schlucht

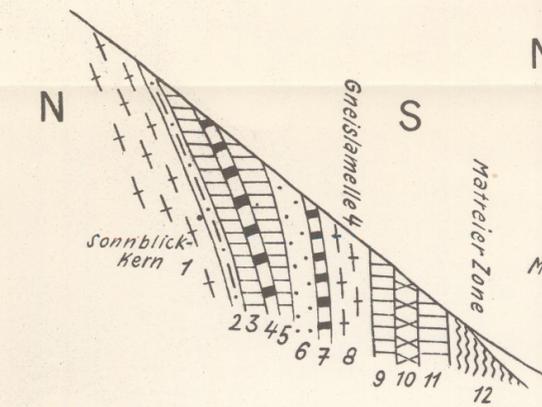


Fig.12 Mallnitz Schlucht

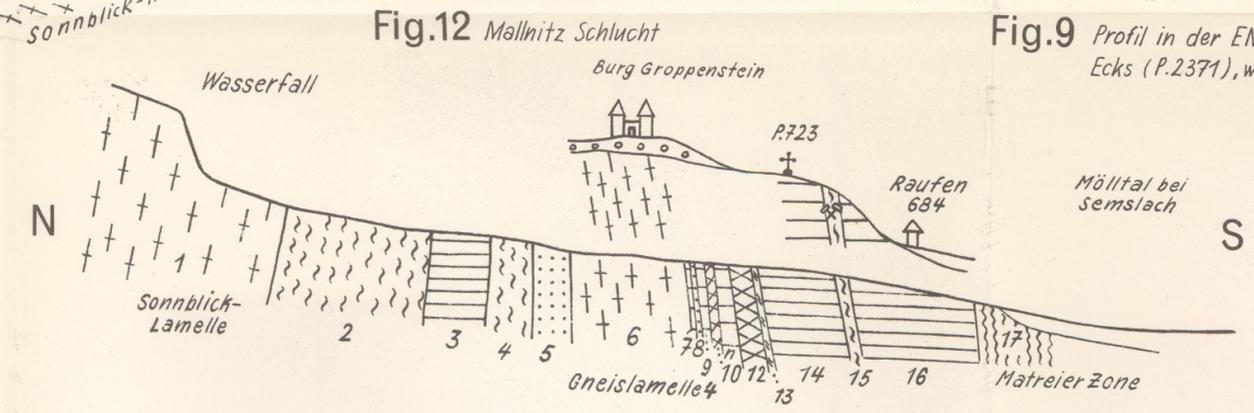


Fig.1 Profil des Kärntner Scharecks bei Heiligenblut

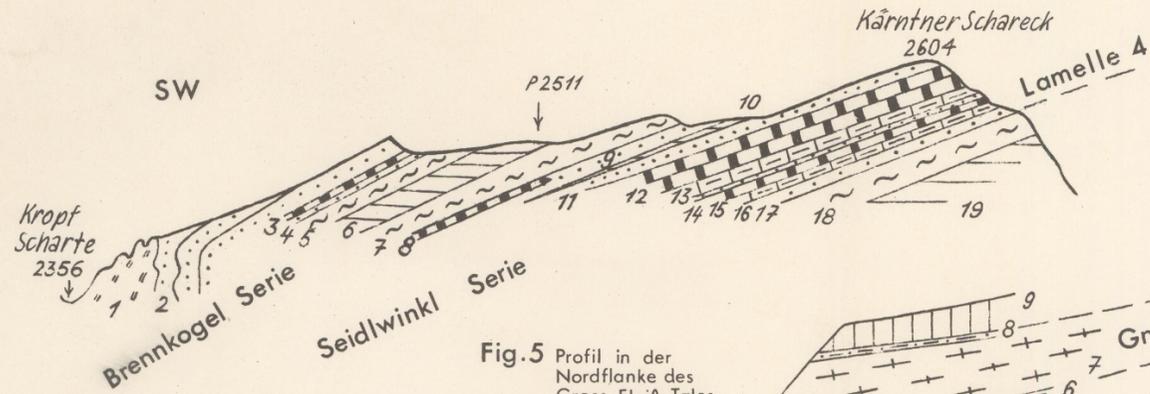


Fig.2 Grenzkamm zum Diesbach Kar

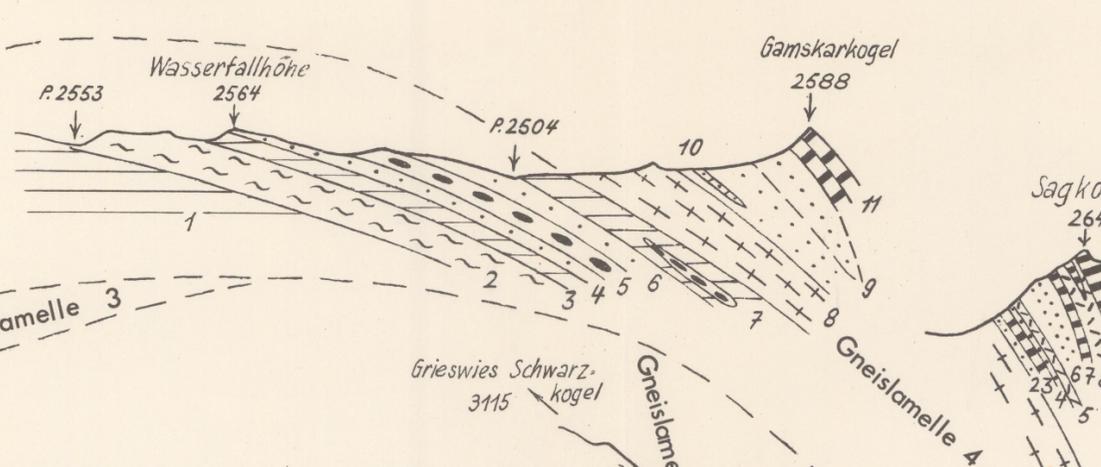


Fig.3 Grenzkamm zum Seidlwinkl Tal

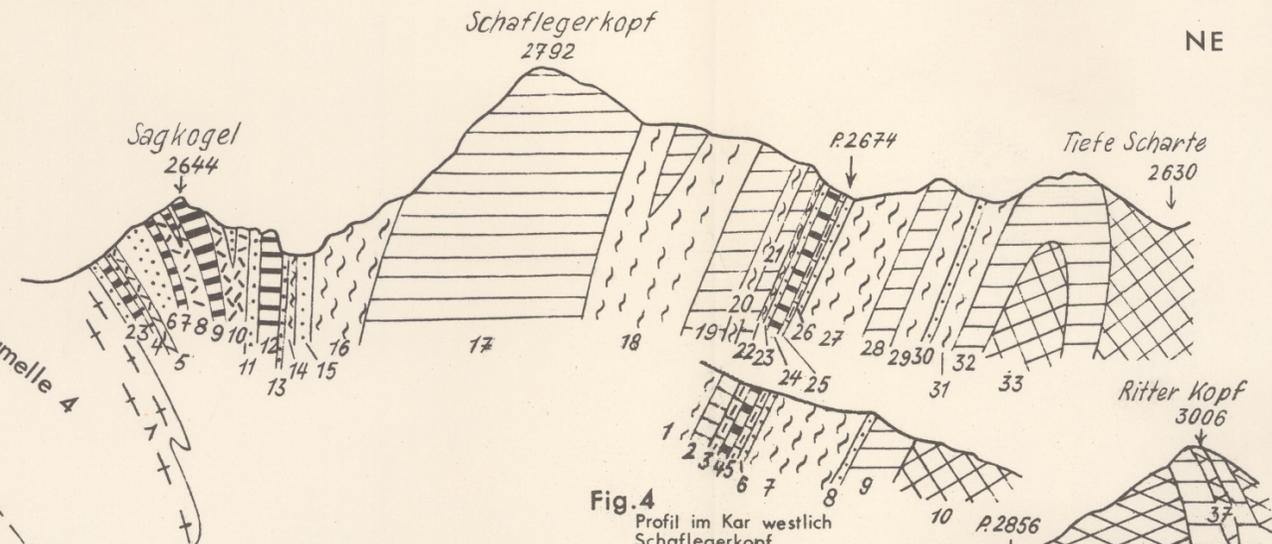


Fig.6 Profil des Gjaidtroghöhe-NE-Kammes

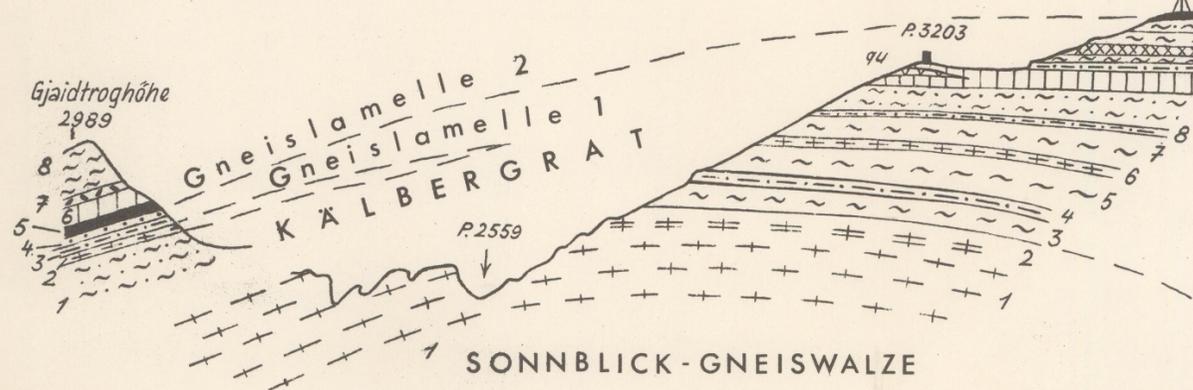


Fig.5 Profil in der Nordflanke des Gross Fleiß Tales, in Seehöhe 2500m

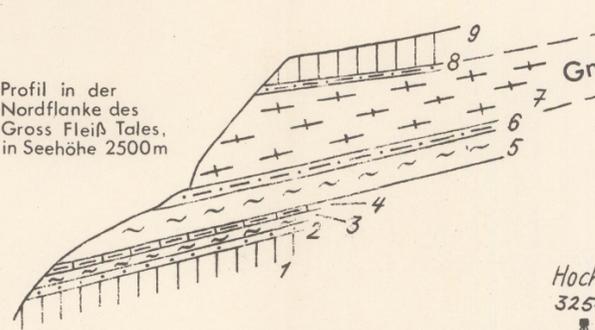


Fig.7 Profil durch den Hocharn über Kälbergrat und Grieswies Schwarzkogel-NE-Grat

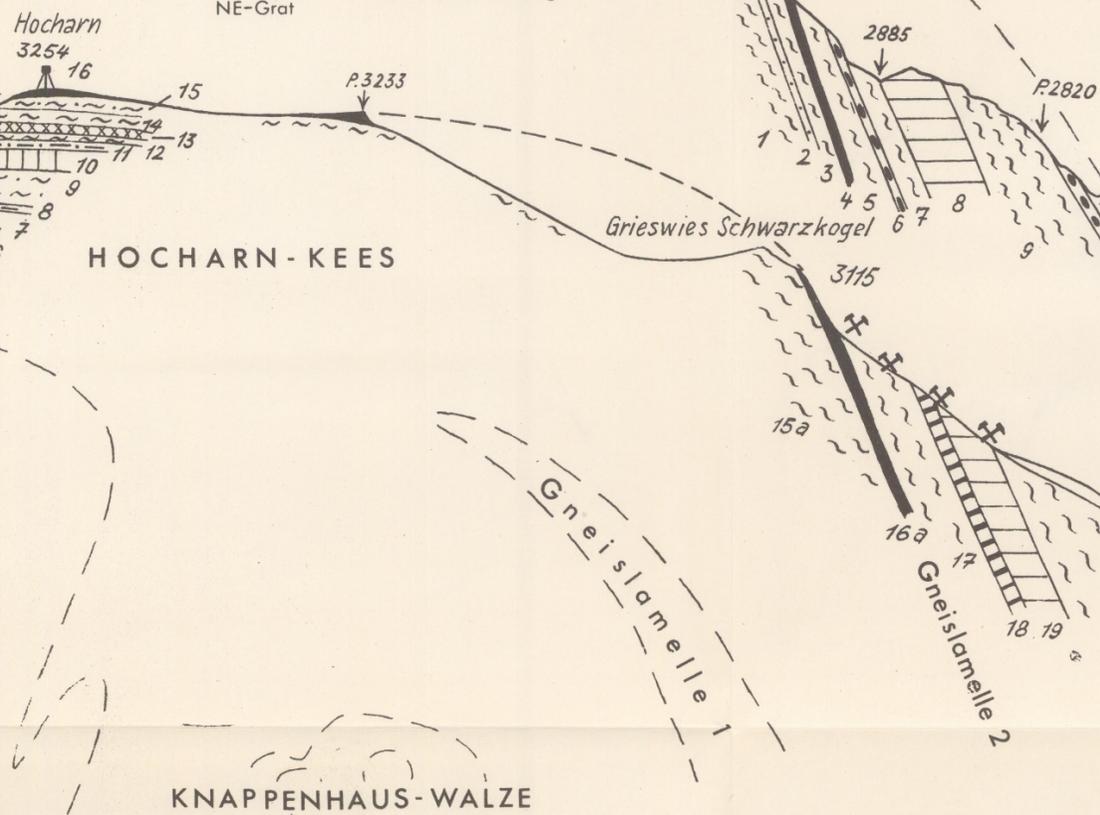


Fig.8 NNW-Grat des Grieswies Schwarzkogels bis zum Ritterkopf

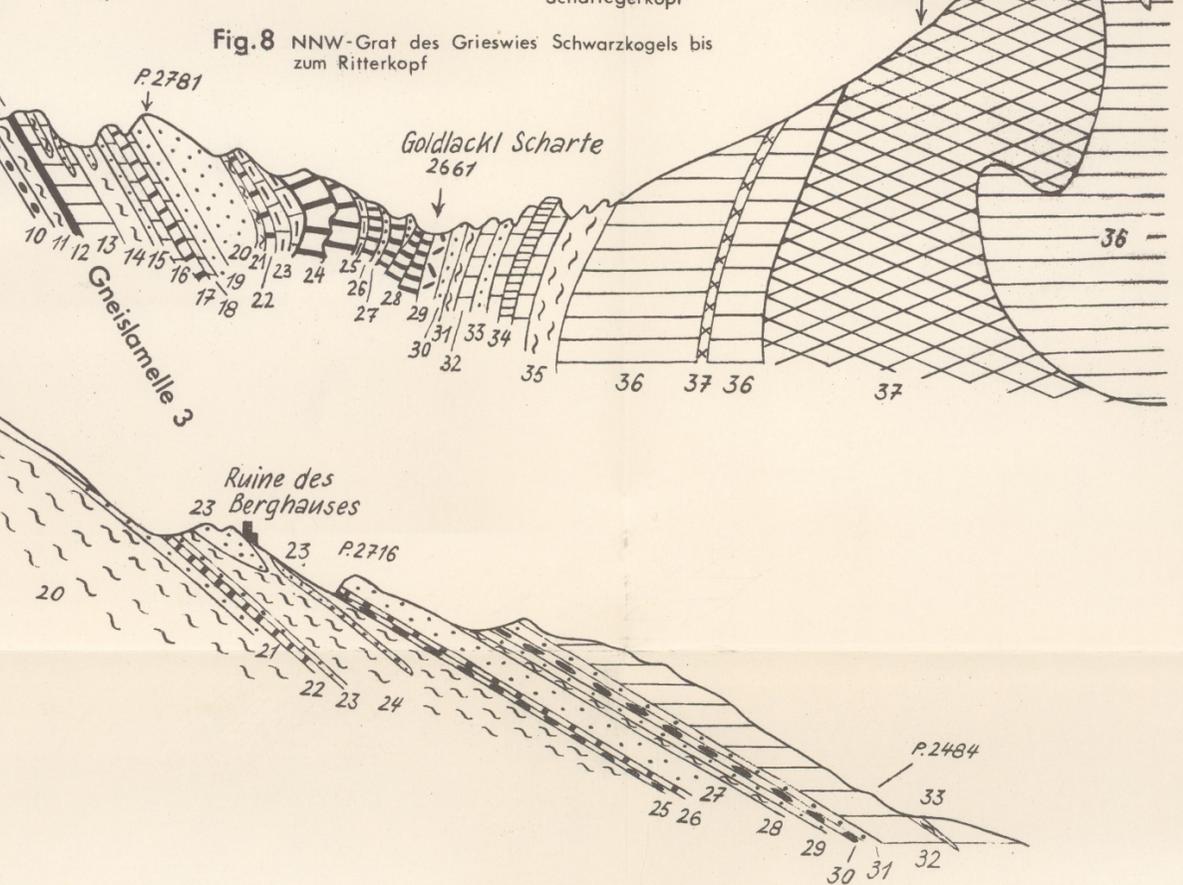
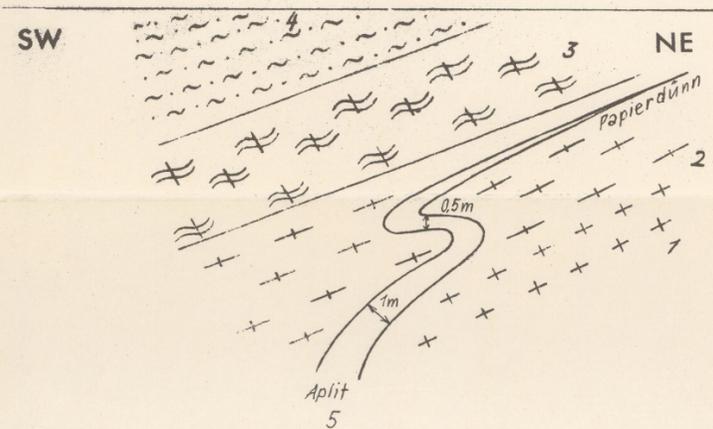
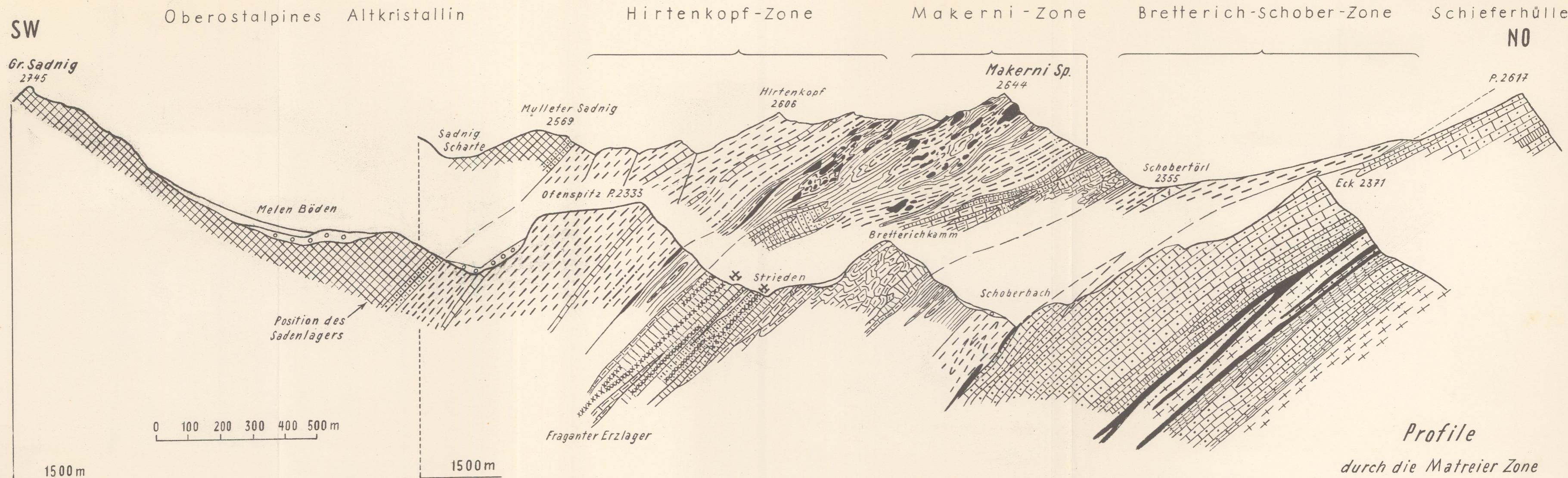


Fig.9 Deformation eines diskordanten Aplit-ganges in den obersten Lagen des Sonnblick-Gneiskernes.

Rinne unter dem Verbindungsgrat: Kälbergrat-Gjaidtroghöhe. 300m östlich P. 2967



KNAPPENHAUS-WALZE



Profile
 durch die Matreier Zone
 in
 Groß-Fragant
 von
 S. Prey 1960

Oberostalpinisches Altkristallin		Matreier Zone		Penninikum	
Schutt	Glimmerschiefer	Bretterichmarmor	Kalkmarmore	Kalkglimmerschiefer u. Kalkphyllite	Glimmerschiefer, z.T. mit Graphitoid
Moräne	Diaphthoritzone	Kalkphyllite	Rauhacke	Grünschiefer u. Serpentin	Rote Wand-Gneis
	Grünschiefer, z.T. kalkig	Serizitphyllite, Quaraphyllite, Quarzitschiefer,	Diaphthorite von Altkristallin	Trias (Dolomite, Kalkmarmore)	Sonnblick-Zentralgneis
	Trias (Dolomite, Kalkmarmore)				Erzausbisse

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnbüokgruppe 1964