

Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau.

Von Christof Exner

(Mit Tafeln I—III)

Inhalt: Die geologischen Verhältnisse an der SE-Ecke der Hohen Tauern (Reißeckgruppe) sprechen für die Theorie des Tauernfensters im Sinne der neueren Modellvorstellung nach E. Clar 1953. Die vorliegende, in verhältnismäßig kurzer Zeit durchgeführte geologische Übersichtsaufnahme beinhaltet keine gefügekundliche Detailuntersuchung. Aus der räumlichen Lage der beobachteten Haupt-Faltenachsen werden Rückschlüsse auf die Deformation der geologischen Stockwerke (Pennin, Unterostalpin, Ostalpine Altkristallinmasse) gezogen. In der bisher geologisch sehr wenig bekannten östlichen Reißeckgruppe tritt ein breites Granitgneisgewölbe (Gößgraben Kern) mit auflagernden Glimmerschiefern (Reißeckmulde), Bändergneisen, Amphiboliten und Migmatiten (B-Gneisserie, entsprechend den Riffdecken der westlichen Hohen Tauern) deutlich in Erscheinung. Walzenförmige Struktur mit axialem SE-Eintauchen beherrscht den Bau des Tauernkörpers bei Spittal an der Drau.

Im einzelnen werden die aus der Katschbergzone ins Drautal streichenden Randserien verfolgt: Periphere Tauernschieferhülle, Unterostalpinisches Mesozoikum und Unterostalpiner Quarzphyllit. Auch die diaphthoritische Gneiszone an der Basis der ostalpinen Altkristallinmasse ist deutlich um die Tauernfenster-SE-Ecke herumzuverfolgen. Einige Proben altkristalliner Glimmerschiefer, quarzreicher Glimmerschiefer, Quarzite, Quarzitgneise usw. werden beschrieben. Im großen und ganzen besteht ein deutlicher stofflicher Unterschied der altkristallinen Formation (tonig-sandige Ausgangssedimente) gegenüber dem Tauernfenster-Inhalt. Das Altkristallin scheint hier in der Gegend von Spittal an der Drau durch die Nähe des Herdes der Tauernkristallisation und die scherenden, vielleicht auch umfaldenden Bewegungen unter erhöhten *pt*-Bedingungen der alpidischen Orogenese, einige stoffliche und strukturelle alpidische Veränderungen erlitten zu haben. Wir können das Ausmaß der alpidischen Neukristallisation und Umfaltung im Verhältnis zum altkristallinen (vormesozoischen) Bestand noch nicht angeben. Aber die Untersuchungen lassen eine gewisse mineralfazielle und strukturelle Angleichung des Altkristallins an den Tauernkörper vermuten.

Da für die Beurteilung geologischer Fragen aller Art (Stratigraphie, Tektonik, Isothermen der Gesteinsmetamorphose, Aplitische Mobilisation usw.) eine auf Beobachtungen beruhende, räumlich maßstabgetreue Vorstellung stets nur von Vorteil sein kann (H. Küpper, E. Wegmann), wurde ein Gesamtprofil auf Grund unserer bisherigen, sicherlich in vielen Punkten noch verbesserungsfähigen Arbeiten längs des 40 km langen E-Randes der Hohen Tauern gezeichnet. In kurzen Zügen wird eine Hypothese der Baugeschichte skizziert.

Die vorliegende Mitteilung gliedert sich in zwei Abschnitte:

1. Beschreibung des Gebirges zwischen Malta- und Drautal auf Grund einer im Jahre 1953 vorgenommenen geologischen Übersichtsaufnahme (Tafeln I und III).
2. Konstruktion und geologische Interpretation eines maßstabgetreuen Profils durch den Tauernkörper längs des 40 km langen E-Randes der Hohen Tauern. In diesem Profil sind die Beobachtungen der Jahre 1935 bis 1939, 1948 und 1953 zusammengefaßt (Tafel II).

Angeregt und gefördert wurde diese geologische Bearbeitung der SE-Ecke der Tauern durch lebhaftes Aussprechen oder Exkursionen, für

die ich besonders den Herren: Prof. F. Angel, P. Beck-Mannagetta, Prof. E. Clar, Prof. O. M. Friedrich, W. Fritsch, Doz. F. Kahler, Direktor Doz. H. Küpper, Prof. A. Marchet, B. Plöchinger, Prof. E. Szádecky-Kardoss, O. Schmidegg und Prof. E. Wegmann sehr zu Dank verpflichtet bin. Ganz besonders danke ich Frau Anna Staber und meinen Freunden, Herrn und Frau Fachlehrer Reichelt in Spittal an der Drau, für die herzliche Gastfreundschaft, die sie mir in ihrem Hause gewährten.

1. Das Gebirge zwischen Malta- und Drautal

Mit der geologischen Kartierung zwischen Malta- und Drautal begann ich im Jahre 1948 und legte die damals gewonnenen Beobachtungsergebnisse in einem ausführlichen Aufnahmeberichte nieder (21). Darauf sei hier verwiesen, um Wiederholungen zu vermeiden. Der genannte Bericht enthält übrigens auch eine kurze Darstellung der geologischen Erforschungsgeschichte unseres Raumes.

Im Frühsommer und Herbst des Jahres 1953 konnte zum Zwecke der Erstellung einer geologischen Übersichtskarte des Bezirkes Spittal an der Drau das restliche Gebiet zwischen Malta- und Drautal zumindest übersichtsmäßig geologisch kartiert werden. Die Aufnahme wurde im Rahmen der Zusammenarbeit der Geologischen Bundesanstalt mit der Regionalplanung der Kärntner Landesregierung durchgeführt. Unser Gebiet, das bisher eine empfindliche Lücke im geologischen Kartenbild darstellte, ist beinahe ringsum von neueren geologischen Kartenaufnahmen, hauptsächlich von F. Angel und Mitarbeitern, umgeben.

Die geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes (F. Angel-R. Staber [3]) schließt im NW, die geologische Übersichtskarte der Katschbergzone (Ch. Exner [19]) im N, und die geologische Karte der Goldeckgruppe (F. Angel und E. Krajicek [1]) im S an unser Gebiet an. Unmittelbar östlich an unsere Aufnahme anschließend, nahm Dr. W. Fritsch (Graz) im Jahre 1953 geologische Aufnahmen im Gebiet um den Millstätter See vor, welche die Brücke zu der im genannten Jahre erschienenen geologischen Karte der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (F. Angel und A. Awerzger [5]) schlagen.

Meine Aufnahme zwischen Malta- und Drautal reicht vom Reißbeck bis zum Millstätter See und beinhaltet die Ortschaften: Pusarnitz, Lendorf, Spittal an der Drau, Seeboden am Millstätter See, Lieserhofen, Treffling, Trebesing, Gmünd, Eisentratten und Malta (Tafel I).

Als topographische Kartenunterlage dienten die Blätter 5251/1 und 5251/3 der Alten Österreichischen Landesaufnahme im Maßstab 1:25.000. Diese sind in der Ödland-Region des Gebirges recht ungenau. Z. B. findet man auf den genannten Karten im Hohen Kar (Radlgraben) die Wasserscheide zwischen Göß- und Radlgraben östlich des Kleinen Reißbecks um 700 m falsch eingetragen. Die topographische Neuaufnahme im Zuge des neuen österreichischen Kartenwerkes 1:25.000 hat derzeit noch nicht den E-Rand der Hohen Tauern erreicht. Wir begnügen uns hier mit einer mehr summarischen geologischen Übersichtsdarstellung. Eine eingehendere geologische Detailaufnahme wird sich erst lohnen, wenn genauere topographische Kartenunterlagen vorhanden sein werden.

Von Anfang an interessierten mich bei diesen geologischen Aufnahmearbeiten des Jahres 1953, die sich über 2½ Monate erstreckten und wegen der weiträumigen Moränen und sonstigen Schuttüberdeckung des im Hügelland versinkenden Hochgebirges einige Ausdauer und lange Anmarschwege erforderten, vor allem folgende wissenschaftliche Fragestellungen:

1. Petrographischer Stoffbestand und makroskopische Orientierung der Faltenachsen im altkristallinen Gebirge der ostalpinen Schubmasse unmittelbar über dem Tauernfenster. Wie sind die Beziehungen zu den Faltenachsen und zum Stoffbestand des darunter befindlichen Tauernkörpers?

2. Setzt die Diaphthorit- und Quarzphyllitzone an der Basis der ostalpinen Altkristallin-Schubmasse auch im Drautal fort? Wie erfolgt die Umbiegung an der SE-Ecke des Tauernfensters?

3. Geometrische Auflösung der Walztektonik des südöstlichen Tauernkörpers. Wie ist der tektonische Zusammenhang der abnorm steilen SW-Flanke der Tauernkuppel (Mölltal) mit der flach geneigten NE-Flanke des Tauerngewölbes beschaffen? Wo ist die Firstlinie des Gewölbes?

4. Bleiben die nach SE bis ESE flach eintauchenden Faltenachsen im Tauernkörper vom Drautal in Kärnten bis zum Murtal im Lungau (Salzburg) konstant, so daß man berechtigt ist, ein der Deformationsebene annähernd folgendes Profil zu zeichnen? Dazu waren Begehungen im Katschberggebiet erforderlich; denn bedauerlicherweise hatte ich es bei meiner Erstlingsarbeit im Katschberggebiet (1935—1939) unterlassen, lineare Parallelgefüge zu messen und in die Karte einzutragen. Das mußte nachgeholt werden, u. zw. beging ich im Jahre 1953 zu diesem Zweck nochmals das Gebiet von St. Michael im Lungau bis zur Torscharte und fand, was hier gleich vorausgeschickt sein mag, in dem gesamten Abschnitt konstante, SE- bis ESE-einfallende Faltenachsen.

5. F. Angel und R. Staber hatten eine interessante Entdeckung gemacht, welche F. Angel (1952) in der Monographie der Hochalm-Ankogel-Gruppe mitteilt (3). Die beiden Autoren fanden das Kalkmarmorband, welches aus dem Melnikar ins Perschitztal streicht (Exner 1940 [18]), in streichender Fortsetzung tief unten im Maltatal beim Weiler Feistritz auf. Bekanntlich stellen in migmatisierten und auch in phyllonitisierten Serien, wo Phyllite, Quarzite und Glimmerschiefer in Gneise übergehen, die Marmorbänder das beständigste und am leichtesten und einwandfrei kenntliche Zeichen sedimentärer Deckenscheider zwischen Gneisdecken dar, an welche sich der Tektoniker mit Vorliebe und voller Berechtigung klammert. Hier bot sich also ein neuer Anhaltspunkt, an die Frage des Tiefbaues heranzugehen: Wie hängen Hölltor-Rotgülden Kern und Gößgraben Kern in der Tiefe miteinander zusammen?

Die Fragen 1—5 konnten weitgehend geklärt werden. Auf das Gebiet des Hochalm Kernes und der Deckenabspaltungen im Maltatal talaufwärts Pflüghof wird hier nicht eingegangen. Dazu sind weitere Untersuchungen und tektonische Verbindung zu meinem Arbeitsgebiet um Gastein erforderlich.

Gößgraben Kern

Porphyrischer granitischer Gneis baut den Kessel des Radlgrabens auf. Dieser Gesteinskörper war bisher vor allem aus dem Gößgraben bekannt (F. Angel). Er bildet ein NW—SE-streichendes Gewölbe mit NW—SE-streichender Faltenachse. Die Kulmination dieses granitischen Gneiskernes befindet sich unter dem Reißbeck. Dort trifft man südlich vom Kleinen Reißbeck im Kare des „Hohen Sees“ die Striung (Faltenachse) im Gestein in schwebender Lagerung, NW—SE-streichend. Hingegen fällt

weiter östlich, in den Gräben des Radlgrabens und im Gebiet der Hohen Leier die Faltenachse nach SE ein. Im Gößgraben, in der Umgebung der Giessener Hütte fällt die Faltenachse nach NW unter die Hochalmspitze ein. Die regionaltektonische Abtrennung und Stellung des Gößgraben Kernes zu den anderen Teilkörpern des Hochalm-Ankogelmassivs wurde im Jahre 1949 (20, S. 214) erläutert.

Der Gößgraben Kern ist im Radlgraben 1500 m mächtig aufgeschlossen. Der porphyrische granitische Gneis ist sehr rein entwickelt und arm an Fremdgesteinseinschlüssen. Die teils automorph begrenzten, teils als Kristallaugen ausgebildeten Kalinatronfeldspate werden einige Centimeter lang. Biotit ist vorhanden. Das Gestein entspricht makroskopisch dem porphyrischen granitischen Gneis vom Tauerntunnel (Typozentralgneis). Eine Linse aus etwas biotitreicherem flasrig-augigem granitischem Gneis befindet sich auf der Trogschulter des Radlkessels. Phyllonitonen sind im Hohen Kar entwickelt; dort streichen auch zwei Zerrüttungsstreifen (ac-Klüfte) aus den Scharten der Zinkenspitze in NE-Richtung über den breiten Karboden. Migmatisch verunreinigte aplitische und granitische Gneise mit reichlicher Entwicklung von Aplit- und Pegmatoidgängen treten an der Kesselstiege auf.

Reißeckmulde

Über dem porphyrischen granitischen Gneis des Gößgraben Kernes liegt schwebend die Amphibolitkappe des Reißecks. Amphibolit und migmatischer Gneis der Kaltherberg Scharte fallen nach S ein; hingegen neigen sich die Glimmerschiefer, Migmatite und Amphibolite der Tandel Spitze (Winkelnock) nach N. Es ist nun auffallend und wurde bereits von F. Angel betont, daß hier sedimentogene Glimmerschiefer und Quarzite vorkommen, die denen der Woisken-Seebachmulde (Gebiet: Gastein-Mallnitz) gleichen. Diese Serien bezeichne ich als „zentrale Schieferhülle“; ihr stratigraphisches Alter ist problematisch. Für die Auflösung der Tektonik stellen diese Glimmerschiefer und Quarzite jedenfalls ein wichtiges Glied dar und man kann die betreffenden, erstmals von F. Angel beschriebenen Glimmerschiefer und Quarzite in den Migmatiten und Amphiboliten über dem Gößgraben Kern als Reißeckmulde zusammenfassen (20).

Am Gipfel der Tandel Spitze stehen typische Woiskenschiefer (Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Chlorit), Granatglimmerschiefer, Graphitquarzite, Migmatitgneise, aplitisch injizierte Glimmerschiefer, grobkörnige und feinkörnige Amphibolite, aplitisch injizierte Amphibolite und Migmatitgneise an. Die Glimmerschiefer sind sedimentogen.

B-Gneis-Serie (Riesenlagengneise, Bandgneise, Randgneise)

Die der Reißeckmulde in unserem Gebiete auflagernden B-Gneise gleichen denen des Gebietes um Mallnitz—Ankogel und denen der Mureckdecke westlich des Katschberges. Es herrscht der charakteristische Lagenbau mit Bändergneisen, aplitisch injizierten Amphiboliten, Prasiniten, Mischgesteinen, aplitischen und granitischen Gneisen.

Ein größerer Granitgneiskörper mit intensiv postkristallin deformierten porphyrischen Kalinatronfeldspaten, die teilweise augenförmig ausgeheilt sind, befindet sich innerhalb der B-Gneis-Serie in der Umgebung der Bliesch

Alm, westlich Malta. Dieser Granitgneis der Bliesch Alm baut den Grat des Fürstriegels und der Gespitzten Wand auf. Er erinnert an den Granitgneis der Mureckdecke und des Lassörn Kares. Weiter südlich treten in geringer Mächtigkeit Granitgneisbänder auf, die mit dem der Bliesch Alm zusammenhängen dürften.

Petrographisch seien innerhalb der mannigfaltigen B-Gneis-Serie die Granatamphibolite der Bösen Nase und des Hinteregggen Grabens erwähnt. Die Granatkörner erreichen 1 cm Durchmesser. Migmatitgneis, aplitischer Gneis und Augengneis im Gipfelgebiet des Gmeinecks sind teilweise postkristallin durchbewegt. Erzreicher Lagenquarz vom Bergbau Radlgraben („Klausenberg“) weist strenge Einregelung der Quarzkörner auf. In basischem Randgneis am derzeit im Bau befindlichen Güterweg von Malta auf den Maltaberg sind Bleiglanz, Pyrit und Kupferkies führende Lagerquarze vom Typus Schellgaden aufgeschlossen. An diesem Weg sind übrigens besonders instruktiv die allmählichen metasomatischen Übergänge zwischen basischen Randgneisen und Glimmerschiefer-Quarzitgruppe der peripheren Tauernschieferhülle angeschnitten. Der in Betrieb befindliche Steinbruch von Koschach im Maltatal schließt muskowitzführenden Biotitstreifengneis mit Quergriffen von Aplit und Pegmatoid auf. Phyllonitische biotitreiche Rutschflächen finden sich an der Grenze zwischen Aplit und Gneis. Andererseits sind aplitische Quergriffe vorhanden, die den Anschein nachtektonischer Entstehung machen (diskordante Aplitinjektionen). Gefügekundliche Untersuchungen sind hier notwendig. Erwähnt sei, daß sich im Pegmatoid dieses Steinbruches auch Pyrit und Granat finden. Schöne diskordante metasomatische Aplitite sammelte ich auch im Gneis unter der Rödernwand.

Die B-Gneise erreichen 2000 m Mächtigkeit. Gegen das Drautal (Gebiet: Böse Nase, Hohegg, Roß Alm) fallen sie verhältnismäßig steil, mit 40° Neigungswinkel, nach S ein. Längs der SE-Flanke der Tauern (Abdachung zum Liesertal) beträgt die Neigung der B-Gneise bloß 20–30° nach SE.

Im Gebiete des Maltatales zwischen Malta und Pflüghof gabelt sich die B-Gneis-Serie in zwei Äste. Dazwischen liegt das Feistritzer Kalkmarmorband (Silbereckmulde). Der Teil der B-Gneise, welcher ins Hangende des Feistritzer Marmorbandes zu liegen kommt, setzt als Mureckdecke ins Lieser- und Murtal fort. Der zweite Ast der B-Gneis-Serie biegt ins Liegende des Feistritzer Marmorbandes ein und streicht ins Maltatal oberhalb Pflüghof weiter. Ich bezeichne den zuletzt genannten mächtigen B-Gneis-Komplex, der ins Maltatal einbiegt und sich somit zwischen Gößgraben Kern und Feistritzer Kalkmarmorband einschiebt, als Maltatalmulde. Unter der Maltatalmulde hängen Hölltor-Rotgülden Kern und Gößgraben Kern in der Tiefe miteinander zusammen (F. Angel).

Das Kalkmarmorband von Feistritz im Maltatal

Aus dem Melnikkar streicht das zwischen den Synklinalen IV und V befindliche Kalkmarmorband bis zum Talgrund des Maltatales bei Feistritz (F. Angel-R. Staber). Die Faltenachsen tauchen hier nach SE ein. Mit Hilfe des Kalkmarmorbandes (Tafel III, Fig. 3) läßt sich im Profil (Tafel I) die Lage des in der Tiefe unter den B-Gneisen begrabenen granitischen Hölltor-Rotgülden Gneiskernes konstruieren.

Das Mittelstück des Kalkmarmorbandes zwischen Feistritz und Perschitztal konnte ich in der Rödernwand beobachten.

Das Kalkmarmorband befindet sich in der Rödernwand, etwa 400 m über dem Talboden des Maltatales und ist bei guter Beleuchtung als weißer Felsschrofen vom Tale aus sichtbar. Durch die Felsschlucht, welche 1 km talaufwärts Feistritz mit einem breiten Bachschuttkegel am linken Hang des Maltatales mündet, kann man zur weißen Felswand gelangen. Sie besteht aus 10 m mächtigem Kalkmarmor, der infolge eines nach SW konvexen Faltenscharniers lokal angeschoppt ist. Folgende Beobachtungen wurden bei dieser Begehung angestellt:

Über dem Talboden des Maltatales stehen muskowitzführende Biotitstreifengneise mit prächtigen Aplit- und Pegmatoidquergriffen, ähnlich wie im Steinbruch Koschach an. Darüber folgen in der Felsschlucht feinerkörnige, sehr biotitreiche, aplitisch geäderte Gneise. Über einen kleinen Bergsturz (Kalkmarmorblöcke) erreicht man die weiße Wand. Der Kontakt zwischen biotitreichem augigem, von aplitischen Schlieren durchzogenem granitischem Gneis und Kalkmarmor ist sehr deutlich aufgeschlossen. Schmale Kalkmarmorlagen sind mit dem Gneis verkeilt. Nahe dem nach SW konvexen Faltenscheitel des Kalkmarmorbandes ist der granitische Gneis postkristallin mylonitisiert. Über dem Kalkmarmor folgen konkordant einige Meter mächtige Serizitquarzite, Woiskenschiefer und sonstige Glimmerschiefer. Darüber liegt konkordant granitischer Gneis. Unser Kalkmarmorband verliert in südöstlicher Richtung rasch an Mächtigkeit. Östlich der weißen Wand ist es noch 3 m mächtig, mit hangender Schieferbegleitung vorhanden. Östlich der markanten Felssinne, welche einer geringfügigen Verwerfung entsprechen dürfte, konnte ich das Marmorband im östlichen Teil der Rödernwand nicht mehr sehen.

Periphere Tauernschieferhülle (Fig. 1, 2, 4, 5 auf Tafel III)

Die den B-Gneisen des Drau- und Liesertales auflagernde basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe ist genau so wie im Katschberggebiet ausgebildet. Charakteristisch sind die Albitporphyroblasten-Glimmerschiefer; häufig sind auch Turmalinporphyroblasten, die z. B. im Gebiete des Gemeinecks (zwischen Gamper Alm und Bergfried Hütte) 3 cm Länge erreichen (Chloritmuskowitglimmerschiefer mit Turmalinporphyroblasten).

Dolomit und Rauhacke (wahrscheinlich Trias) findet sich nur am Hummel Knopf-SE-Kamm anstehend; derselbe Gesteinszug wird in ver-rutschtem Zustand beim Fahrweg nordwestlich der Klein Tröbacher Alm zum Kalkbrennen verwendet (Kalköfen). Die Dolomitbreccien bei Dornbach (wahrscheinlich Lias-Breccie) wurden schon im Bericht 1949 (21) beschrieben.

Die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe zeigt die typische mehrfache Übereinanderfolge von Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, Schwarzphyllit und Grünschiefer (Bündner Schiefer-Serie).

Die vom Katschberg bis zum Hummel Knopf flach östlich einfallende Tauernschieferhülle stellt sich dort, wo der Hummel Knopf ins Drautal abfällt, plötzlich steil und zeigt unten im Tal sogar inverses N-Fallen. Die Form entspricht einer Walze mit SE-eintauchender Faltenachse. Tatsächlich herrschen ganz allgemein sowohl im nördlichen als auch im südlichen Schenkel dieser walzenförmigen Falte lineare Parallelgefüge (Stri-mung, Stengelachsen, Faltenachsen), die flach nach SE eintauchen. In den steilen Schichtpaketen des Drautales fallen die Stri-mungs-Linearen steiler nach SE (Fallwinkel meist $> 30^\circ$; siehe Eintragungen auf der geologischen Karte in Tafel I). Das dürfte mit junger, nach der Achsenprägung erfolgter Steilstellung des Drautal-Schenkels in Zusammenhang stehen (siehe Über-legungen und Beobachtungen bei E. Clar (14) und G. Frasl (24 a).

Unterostalpine mesozoische Schollen

Die Einzelheiten der Beobachtungen an den unterostalpinen mesozoischen Schollen südlich des Maltatales bis zum Hintereggen Graben wurden bereits im Bericht 1949 (21) mitgeteilt. Die weitere Fortsetzung vom Hintereggen Graben bis nach Maria in Hohenburg oberhalb Pusarnitz in Drautal fand Dr. J. Kratochvil (Wien) in guten neuen Aufschlüssen längs des im Bau befindlichen, für Traktoren befahrbaren Güterweges, der vom Wegkreuz P. 1124 (Sattel zwischen Kolm Spitz und Eckberg) nach Pusarnitz führt. Herr Dr. Kratochvil machte mich freundlicher Weise auf seine Entdeckungen aufmerksam, von deren Richtigkeit ich mich im Gelände überzeugen konnte:

Eine große Dolomitscholle befindet sich zusammen mit Quarzit und Bänderkalk im Quarzphyllit beim Gehöft Kohlmaier. Zwischen den Gehöften Kohlmaier und Karl sind mehrere kleine Dolomit-, Quarzit- und Bänderkalkschollen im Quarzphyllit aufgeschlossen. Nördlich und nordwestlich Gehöft Karl, dort wo vom neuen Güterweg ein schmaler Fahrweg zur Wallfahrtskirche Maria in Hohenburg abzweigt, steckt im Quarzphyllit eine Linse aus Bänderkalk (2 m mächtig), Brecciadolomit (1 m) und etwas Rauhwacke. Am Weg zur Hohenburg findet man kleine Vorkommen von Rauhwacke, Quarzit, Dolomit und grauem Bänderkalk.

Im Tabor Graben (Fig. 5, Tafel III) oberhalb Rappersdorf bei Mühdorf im Mölltal liegt Quarzit nahe der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und unterostalpinem Quarzphyllit. Hingegen grenzt beim Gehöft Stöcklern (nördlich Pusarnitz) und beim Gehöft Granitzer (bei Görjach) der unterostalpine Quarzphyllit unmittelbar an die Kalkphyllite der Tauernschieferhülle an.

Erwähnenswert ist schließlich noch die Lage der Quellaustritte der Säuerlinge von Trebesing und Radlbad justament an der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und unterostalpinen Schollen. Bei dem Trebesinger Säuerling („Kriegsquelle“) sind die Aufschlüsse folgendermaßen beschaffen:

Im Hangenden des Kalkphyllits der Tauernschieferhülle steht dort 20 m über dem Gehöft Gapnig ein 3 m mächtiger Quarzit mitsamt Rauhwacke und grauem Kalkschiefer an. Gelber Dolomit (Trias?) liegt in Rollstücken am Weg. Beim Gehöft Gapnig finden sich Quarzphyllit-Aufschlüsse. Der Säuerling tritt unmittelbar neben der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und Unterostalpin aus.

Somit ist also der Ring unterostalpiner Schollen, ausgehend von den Radstätter Tauern über das Katschbergprofil ins Lieser- und Maltatal, Radlgraben, Hintereggen Graben bis ins Drautal bei Maria in Hohenburg oberhalb Pusarnitz in Form perlschnurartig aneinandergereihter Linsen hindurchverfolgt. Gegen NW ist das nächste bisher bekannt gewesene Vorkommen der Matreier Schollenzone von S. Prey am Grafenberg bei Außerfragant im Mölltal beschrieben worden (31 a).

Im Mai 1954 (während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit) fand ich im Zuge der geologischen Kartierung des unteren Mölltales eindeutige Aufschlüsse der Matreier Zone und des Rote Wand-Modereckgneises bei Oberkolbnitz in der Schlucht des Riekenbaches. Es ist also jetzt auch im unteren Mölltal die Matreier Zone und die Rote Wand-Modereckdecke nachgewiesen. Übrigens steht bei Obervellach die Burg Groppenstein auf dem typischen Gneis der Rote Wand-Modereckdecke.

Unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit

Über der Tauernschieferhülle, bzw. über den geringmächtigen unterostalpinen mesozoischen Schollen lagern Quarzphyllite (wahrscheinlich

paläozoischen Alters) und mit ihnen innig verknüpft: Diaphthorite des altkristallinen Granatglimmerschiefers und Gneises (siehe Detailbeschreibung im Aufnahmebericht 1949 [21]). Ebenso wie im analogen und in unmittelbarer Fortsetzung befindlichen Katschberg-Quarzphyllit („Katschbergschiefer“, F. Becke, 1908) sind auch hier progressiv metamorphe Tonschieferabkömmlinge schwer und nur in Einzelfällen von regressiv metamorphen Granatglimmerschiefeln und Gneisen zu trennen.

Der Lokalname „Gmünder Phyllit“ (R. Schwinner 1927) bezeichnet die unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite des Gebietes um Gmünd. „Gmünder Phyllit“ und „Katschbergschiefer“ sind Lokalbezeichnungen für petrographisch, tektonisch und wohl auch stratigraphisch analoge und räumlich miteinander durchgehend schön verbundene (Gebiet der Torscharte) Verbreitungsgebiete der unterostalpinen Quarzphyllit- und Diaphthoritzone.

Die unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite tauchen auf der Strecke zwischen Stubeck und Hintereggen Graben allgemein unter den altkristallinen Granatglimmerschiefer ein. Im Liesertal bei Eisentratten und im Dreh Graben nördlich Kreuzschlach (bei Gmünd) bildet unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit Halbfenster unter dem Granatglimmerschiefer (siehe geologische Karte, Tafel I). Südlich und westlich Kreuzschlach ist Grünschiefer dem Quarzphyllit eingelagert und wird in einem Steinbruch im Liesertal abgebaut. Stellenweise finden sich größere Quarzitvorkommen im Quarzphyllit.

Im Liesertal südlich Oberallach (südlich Trebesing) und im Hintereggen Graben ist das südliche Einfallen der unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite unter den altkristallinen Granatglimmerschiefer in breiter Front und in guten Aufschlüssen zu sehen. An den Felswänden neben der Straße im Liesertal südlich und nördlich Oberallach kann man sämtliche Verbindungsglieder zwischen Granatglimmerschiefer, granatführendem diaphthoritischem Glimmerschiefer und Phyllit sammeln.

Eine Probe von granatführendem Muskowitphyllit (Fundort: Südlich Oberallach, Liesertal) erweist sich unter dem Mikroskop als postkristallin deformiert bezüglich Muskowit, Graphit, Quarz und Granat. Graphit ist mit Muskowit parallel verwachsen. Die Granatkörner sind intensiv korrodiert; sie befinden sich im Zustande der Auflösung. Turmalin ist reichlich vorhanden. Ferner: Magnetit und Apatit. Sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Quer durch den Hintereggen Graben streicht der unterostalpine Quarzphyllit aus dem Lieser- ins Drautal. Am neuen Güterweg vom Sattel P. 1124 (zwischen Kolm Spitz und Eckberg) nach Ober-Lendorf ist der Übergang von der flachen Schichtneigung zur Saigerstellung im Drautal kontinuierlich an den Quarzphyllit-Aufschlüssen zu verfolgen. Der unterostalpine Quarzphyllit macht also dieselbe Walzfaltung wie die Tauernschieferhülle (siehe oben) mit. Der Quarzphyllit streicht ohne Unterbrechung und ebenso regelmäßig mitsamt der typischen Diaphthoritserie um die Tauernfenster-SE-Ecke herum wie die Tauernschieferhülle.

Westlich des Eckberges findet sich massenhaft reliktsicher Granat im Quarzphyllit. Am rot markierten Weg von P. 1124 nach St. Paul am Hühnersberg trifft man kontinuierliche Übergänge von Quarzphyllit über diaphthoritischen Granatglimmerschiefer zu frischem Granatglimmerschiefer. Auch hier hat der Bau eines neuen Güterweges ausgezeichnete Aufschlüsse gebracht. Die Diaphthorose des Granats ist in allen Stadien zu beobachten (Chloritisierung des Granats). Besonders intensiv postkristallin mylonitisierte Gesteinsstreifen sind zu weichen Letten zerrieben. Diese geben zu Rutschungen Veranlassung (z. B. zwischen Kohlmeier und Firker).

Im Gehänge des Drautales sind die unterostalpinen Quarzphyllite steil an die Tauernschieferhülle angepreßt. Südlich grenzen sie nicht mehr an Granatglimmerschiefer, sondern an diaphthoritische und phyllonitisierte Paragneise, Quarzite und quarzreiche Glimmerschiefer (Altkristallin) an.

Makroskopisch unterscheidet sich der unterostalpine Quarzphyllit des Drautales durchaus nicht von dem des Liesertales und Katschberges. Mikroskopisch fand ich jedoch im Quarzphyllit des Drautales oberhalb Pusarnitz an der Grenze zur Tauernschieferhülle große Albitporphyroblasten mit verlegtem internem graphitischem Reliktgefüge. So etwas wurde bisher am Katschberg im Quarzphyllit nicht gefunden, dort bleiben die Albitkörner im Quarzphyllit sehr klein und zeigen keine porphyroblastische Ausbildung. Interessanterweise sind die Albitporphyroblasten im unterostalpinen Quarzphyllit oberhalb Pusarnitz im Drautal selbst wiederum nur Relikte. Der Quarzphyllit wurde intensiv postalbitisch durchbewegt. Es folgt die Beschreibung dieses, die Quarzphyllithänge unter Maria in Hohenburg aufbauenden Gesteines:

Chlorit-Serizit-Phyllit (Fundort: Neuer Fahrweg. 700 m südöstlich Stöcklern, bei Pusarnitz). Das Gestein ist postkristallin deformiert bezüglich Albit, Muskowit, Chlorit, Graphit und Quarz. Die Albitkörner liegen als 1,3 mm lange linsenförmige und rundliche Porphyroblasten im Muskowit-Chlorit-Gewebe. Der Albit ist nicht verzwilligt, xenomorph und führt reichlich Graphiteinschlußzüge als verlegtes *si*. Im Gegensatz zu dem umgebenden Muskowit-Chloritgewebe zeigen die Albitkörner keine rupturale Beanspruchung. Sie sind nicht zerbrochen und ihre Auslöschung erfolgt nicht undulös. Wo die Längsdurchmesser der Albitkörner quer zum nachbarlichen Chlorit-Muskowit-Fasergewebe stehen, sind sie seitlich von Streckungshöfen (heterokinetische Räume) umgeben, welche mit intensiv verbogenen Chloritfasern ausgefüllt sind. Die bezüglich Albit externen Graphitschuppen sind groß und zahlreich; sie sind mit Muskowit und Chlorit parallel verwachsen. Ferner ist reichlich Turmalin und Apatit im Gestein vorhanden.

Aus diesem mikroskopischen Schliffbefund können zwei zeitliche differentielle Bewegungsphasen des Gesteines herausgelesen werden:

Phase I: Differentielle Gesteinsdurchbewegung während des Wachsens der Albitporphyroblasten. Es entsteht das verlegte interne Reliktgefüge der Graphitschuppen im Albit.

Phase II: Post-albitische Gesteinsdurchbewegung. Die im Muskowit-Chlorit-Gewebe weich eingebetteten Albitkörner bleiben von Rupturen verschont.

Typische Gneisdiaphthorite stehen bei Pusarnitz an. Man könnte zunächst vermuten, daß die Diaphthorese hier durch junge Verwerfungen (Drau-Möll-Linie) mitbedingt sei. Dem ist jedoch entgegenzuhalten, daß auch hier die Diaphthorite an die steilgestellte Basisserie des Altkristallins der ostalpinen Schubmasse geknüpft sind. Es fehlen nämlich Diaphthorite derartigen Ausmaßes und derart klassischer Einprägsamkeit im Gebiet um Spittal, Edling, Krieselsdorf, wo die jungtektonischen Drau-Möll-Störungen sicher nicht minder intensiv waren, was schon durch die haarscharfe gerade Linienführung des Drautales und der Millstätter Senke morphologisch ablesbar ist. Außerdem fehlen ja unseren Gneisdiaphthoriten von Pusarnitz die für junge Störungen charakteristischen Zerrüttungszonen mit Kluffletten, Kakiriten, Reibungsbreccien und Gangfüllungen. Es handelt sich vielmehr bei Pusarnitz um typische Gneisphyllonite mit allen Übergängen von Para-, bzw. auch Orthogneisen zu phyllitischen Gesteinen. Eine Reihe von Steinbrüchen schließt die Übergänge von den altkristallinen Gneisen zu den phyllitischen Diaphthoriten auf:

Steinbruch Ober-Lendorf: Alle Übergänge von frischem Paragneis zu Diaphthorit mit quarzphyllitischem Aussehen.

Steinbruch 450 m östlich Schloß Litzlhof: Verschonte Paragneislagen in der phyllonitischen Schmiere mit allen denkbaren Übergängen zwischen Paragneis und Phyllonit. Der verschonte Paragneis erweist sich mikroskopisch als postkristallin deformierter granatführender Plagioklasgneis. Hauptgemengteile sind: Biotit, Muskowit, Granat, Chlorit, Quarz und Plagioklas. Der Plagioklas ($> 15\%$ An) zeigt polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklin-, seltener nach Albitgesetz; er ist granuliert und von Hellglimmermikrolithen erfüllt. Die Granatkörner sind von Quarzgrus umgeben. Ferner: Graphit, Erz, Klinozoisit, Titanit und Apatit. Ein Übergangstypus, also teilweise phyllonitisierter granatführender Plagioklasgneis erweist sich makroskopisch als feinkörniges graues Gestein, in dem bloß Glimmerblättchen und undeutlich begrenzte Knoten (Granatkörner in Umwandlung zu Chlorit begriffen) erkennbar sind. Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein postkristallin deformiert. Der Plagioklas ist größtenteils granuliert (Kornerfall) und durch Hellglimmermikrolithen, vereinzelt auch Biotitblättchen, ersetzt. An einer Stelle konnten polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingesetz beobachtet werden. Neben Plagioklas sind Quarz, Muskowit, Granat, Chlorit und Biotit die Hauptgemengteile des Gesteines. Die Granatkörner zeigen Umwandlungsstadien zu Chlorit. Auch der Biotit erfährt Umwandlung zu Chlorit. Ferner: Graphit, Erz, Apatit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Steinbruch südlich Schloß Litzlhof: Dieselbe phyllonitisierte Paragneisserie.

Glazial geschliffene Rundhöcker in der Ortschaft Pusarnitz: Phyllonitisierte Paragneise, häufig in quarzitisches Lagen übergehend. Makroskopisch gewinnt man den Eindruck, daß ein größerer Anteil dieser Quarzite durch selektive Quarzanreicherung während der Diaphthorese aus Paragneis entstanden ist, ähnlich den sekundären Verquarzungen in Gneisphylloniten aus granitischem Tauerngneis z. B. im Stiel der Mallnitzer Gneiswalze und an vielen anderen Orten (besonders schön ausgebildet am Rundbuckel des Tauernsees am Tauernhöhenweg unter dem Korntauern zwischen Hannover Haus und Mindener Hütte). Der mikroskopische Befund macht mit einiger Wahrscheinlichkeit noch Pseudomorphosen nach Granat feststellbar. So zeigt der Muskowitquarzit in der Ortschaft Pusarnitz am Rundbuckel östlich der Kirche ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile sind Quarz und Muskowit. Beide stark postkristallin deformiert. Rundliche oder linsenförmige mikroskopische Muskowit-Chlorit-Anreicherungen, bestehend aus einem feinen Filz der beiden Minerale zusammen mit Graphit und Erz, sind als Pseudomorphosen, wahrscheinlich nach Granat deutbar. Ferner: Chlorit, Erz, Graphit, Turmalin, Apatit und recht viel Zirkon. Ob es sich ursprünglich um einen Granatquarzit oder um einen Granatparagneis gehandelt hat, kann nicht entschieden werden.

Steinbruch 100 m südlich Schloß Litzlhof bei Pusarnitz: Phyllonitisierter Mikroclin-Albit-Muskowitgneis (M-Gneis). Dieser aplitische Orthogneis mit flächigem Parallelgefüge zeigt eine straffe Striemung (Elongation der Muskowitblättchen) auf s. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Mikroclin und Albit. Die Muskowitblättchen sind postkristallin verbogen und gequält. Quarz ist stark undulös. In großer Menge ist der Mikroclin vorhanden. Meist handelt es sich um perthitfreie, intensiv und scharf gegitterte xenomorphe Körnchen (Typ: Knaf I); hingegen sind aderperthitische Mikroclinkörner größer und im allgemeinen seltener (Typ: Knaf II). Der Plagioklas ($> 15\%$ An) ist xenomorph, einschlußfrei, nicht verzwilligt oder nur mit wenigen polysynthetischen Lamellen nach Albitgesetz behaftet (Typ: Plag II). Ferner: Apatit und etwas Erz.

Steinbruch in der inselförmigen Felskuppe im Drautal (inmitten der Alluvionen), zirka 250 m ost-südöstlich P. 551 bei Pusarnitz: Hier steht gefalteter phyllonitisierter Mikroclin-Albit-Muskowitgneis (M-Gneis) an, der von einem 1 m mächtigen Quarzgang durchsetzt wird. Der Plagioklas dieses Orthogneises zeigt zahlreiche polysynthetische Zwillinglamellen nach Albitgesetz und besitzt Hellglimmermikrolithen. Mikroclin ist durchwegs intensiv, fein und klar gegittert und perthitfrei (Typus: Knaf I).

Eisenbahneinschnitt im glazial gescheuerten Fels bei der Ruine Feldsberg bei Pusarnitz: Feinkörniger grauer Quarzit mit flächigem Parallelgefüge. Hauptgemengteile: Quarz, Muskowit und Graphit. Der Quarz ist stark undulös, gelängt in s und nach dem Kornbau geregelt (zu Überindividuen gruppiert). Muskowit ist postkristallin deformiert. Ferner: Zirkon und Granat. Hier dürften es sich wohl schon primär um einen Quarzit gehandelt haben.

Das altkristalline Gebirge der ostalpinen Schubmasse unmittelbar über dem Tauernfenster

Hat man die regressiv metamorphen Quetschgesteine (Diaphthorite) der Basiszone dieser gewaltigen Schubmasse passiert, so gelangt man aus dem Tauernfenster in ein weiträumiges Glimmerschiefergebirge mit Granatglimmerschiefern, Quarzitglimmerschiefern, Quarzitgneisen, Paragneisen, mit Amphibolit- und Marmorzügen, pegmatitischen Lagergängen und Injektionsgneisen. Bekanntlich lagert der Basalquarzit der Trias von Innerkrems diskordant dieser Kristallinserie auf und die Trias der Innerkrems zeigt nur schwache Metamorphose, so daß der vortriadische (altkristalline) Charakter unserer Kristallinserie feststeht.

Doch zeigt sich in unserem Untersuchungsgebiet kein sehr scharfer mineralfazieller Hiatus zwischen Jungkristallin (Tauernfenster-Inhalt) und Altkristallin (ostalpine Schubmasse). Allerdings haben wir es in dem kleinen Gesteinsstreifen, der hier im Raume Spittal—Millstätter See—Eisen-tratten—Stubeck zur Beobachtung gelangte, bloß mit Gesteinen unmittelbar über dem Tauernfenster zu tun. Man müßte also höher in die ostalpine Schubmasse aufsteigen, bzw. sich weiter vom Tauernfensterrand entfernen, um die charakteristischen mineralfaziellen Unterschiede zu begegnen, die F. Angel auf Grund seiner umfassenden Kenntnis beider Gebiete so klar umrissen hat (Tauernkristallisation im Gegensatz zur Gleinalmkristallisation). In unserem engen Aufnahmegebiet entspricht der Mineralgehalt der gesammelten Gesteinsproben im wesentlichen noch der Epidotamphibolitfazies. Albit scheint mir häufiger zu sein als Oligoklas. Ja, es finden sich reine Albite und Schachbrettalbite (31 b) als Gesteinsgemengteile. Die Kalkmarmore der Umgebung von Treffling sind quarz- und tremolitführend. Mineralien der Epidotgruppe sind häufig. Auffallend ist die sehr reiche Turmalinführung. Häufig begegnen wir Staurolith. Dazu kommen die selteneren Minerale, welche das Altkristallin von Spittal an der Drau auszeichnen (6, 7, 27). Trotz der geringen mineralfaziellen Unterschiede bleibt natürlich als wichtigste Tatsache uneingeschränkt bestehen, daß das Altkristallin unseres Untersuchungsgebietes eine durchaus anders geartete geologische Formation darstellt als die Tauernserien, vor allem wegen der großen Verbreitung der Granat-Biotit-Muskowit-Glimmerschiefer, der granatführenden Zweiglimmerquarzite und quarzitischen Gneise im Altkristallin.

Ein Blick auf die geologische Karte (Tafel I) zeigt, daß auch in der Anordnung der flächigen und linearen Gesteinsparallelgefüge kein absoluter Hiatus zwischen der randlichen Altkristallinserie und dem Tauernfenster-Inhalt zu bestehen scheint. Wohl sind die linearen Parallelgefüge des Altkristallins recht unregelmäßig angeordnet und stehen daher in einem deutlichen Gegensatz zur straffen Regelung im Tauernfenster. Aber es scheint doch kein Zufall zu sein, daß auch im Altkristallin Faltenachsen, die südöstlich streichen, häufig sind und daß jedenfalls selten meridionale Streichrichtung der Faltenachsen beobachtet wurde.

Die vorgenommene geologische Übersichtsaufnahme¹⁾ kann ja nur den Zweck haben, zunächst einmal die makroskopisch deutlich sichtbaren

¹⁾ Die vorzügliche Beschreibung der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern von K. Metz 1954 (29 a) gibt vorbildlich eine petrographische und petrotektonische Analyse der altkristallinen Granatglimmerschiefer. In diesem Sinne wäre auch im Altkristallin des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes weiterzuarbeiten.

Haupt-s-Flächen und Haupt-Linearen im Kartenbild festzuhalten. Nun müßte erst eine fachmännische gefügekundliche Analyse einsetzen, um ältere Prägungen von jüngeren zu scheiden. Und es müßten nicht bloß die wenigen von mir gemessenen Haupt-Gefügeelemente, sondern der ganze Kanon von Nebenachsen, Fugen usw. berücksichtigt werden. Solange dies nicht geschehen ist, kann man wohl vermutungsweise aus dem bisher gewonnenen Kartenbild hypothetisch ableiten, daß hier altkristalline Strukturen teilweise und unvollständig alpidisch umgeprägt wurden. So kommt es, daß hier kein scharfer Hiatus, sondern eine gewisse Angleichung des Altkristallins an die alpidisch geprägten Strukturen des Tauernkörpers vorzuliegen scheint. Also eine alpidische Umfaltung voralpidischer Strukturen. Am deutlichsten scheint mir dies im südlichen Teil des Aufnahmegebietes zu sein, wo im Liesertal (zwischen Lieserhofen und Trebesing) die Granatglimmerschiefer und im Drautal (zwischen Göriach und Lendorf) die Paragneise strukturell dem Tauernkörper angeglichen sind. Etwas ähnliches wäre wohl auch für den Mineralbestand denkbar. Nämlich eine Angleichung des voralpidischen, wahrscheinlich ursprünglich mesozonalen (Amphibolitfazies bis Epidotamphibolitfazies) Mineralbestandes des Altkristallins an den meso- bis epizonalen (Epidotamphibolit- bis Grünschieferfazies) Mineralbestand der Tauern.

Schon R. Schwinner hat die Grenze des mehr oder minder geschlossenen Verbreitungsgebietes der Granatglimmerschiefer („Radentheiner Serie“, R. Schwinner, 1939) gegen die Quarzite, Quarzitgneise und Paragneise mit Injektionsgneisen und Pegmatitlagergängen („Millstätter Serie“, R. Schwinner, 1939) gekennzeichnet und manche wichtige Beobachtung mitgeteilt. Der Kürze halber beschränken wir uns auf Ergänzungen zu Schwinner's Darstellung (32, 33).

An der Grenze zwischen Paragneis und Granatglimmerschiefer nördlich Lieserbrücken treten mehrfache Wechsellagerungen zwischen beiden Gesteinen auf. Nördlich davon sind im Granatglimmerschiefer prächtige Walzen (Stengeltektonite) ausgeprägt. Auch im Granatglimmerschiefer finden sich Aplitgneislagen.

Granatglimmerschiefer. Fundort: Liesertal. An der Flußschlinge nordnordwestlich Lieserbrücke. Das Gestein ist mit 5 mm großen Granaten durchspickt. Muskowit herrscht gegenüber Biotit vor. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Granat, Quarz und Biotit. Die Kristallisation von Biotit und Muskowit hat die Gesteinsdurchbewegung überdauert. Spitzwinkelige Falten im Gestein werden von Muskowit und Biotit in Polygonalzügen abgebildet. Quarz ist nur schwach undulös. Im Granat findet sich als Einschuß idiomorpher Turmalin. In den linsenförmigen Streckungshöfen um die großen Granatkörner ist Quarz angereichert. Nebengemengteile: Ilmenit, Apatit, Staurolith (0,66 mm, automorph); ferner: rhomboedrisches Karbonat, Titanit und Limonit.

Eine quarzreiche Lage desselben Vorkommens zeigt analogen Mineralbestand.

Weiter nördlich befinden sich im Granatglimmerschiefer des Liesertales Quarzitlagen, teils auch als Quarzitgneis ausgebildet. Dazu gehören die folgenden zwei Gesteinsproben:

Feinkörniger granatführender Quarzitgneis. Fundort: Liesertal, zirka 300 m südlich der Straßenabzweigung nach Altersberg. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Biotit (meist in Chlorit umgewandelt), Quarz, Granat und Plagioklas. Die Glimmer sind parakristallin deformiert. Quarz ist undulös. Die Granatkörnchen bleiben klein (< 0,3 mm) und sind sehr zahlreich. Der Plagioklas (um 15% An) ist xenomorph und zeigt wenige

polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingesetz; er ist reich an Hellglimmer-mikrolithen. Ferner: Graphit, Ilmenit, Magnetit und Apatit.

Granatführender Muskowit-Chlorit-Quarzit. Fundort: Steinbruch südlich „Steinbrucker“, an der alten Grtinder Straße („Römerstraße“) im nördlichen Gehänge des Hintereggen Grabens (Steinbrückenbach). Ebenflächiges Parallelgefüge. Makroskopisch ist die Umwandlung der 2 mm großen Granatkörner zu Chloritknoten gut erkennbar. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Granat und Chlorit. Postkristalline Deformation der Hauptgemengteile. Umwandlung von Granat zu Chlorit in allen Stadien. Es finden sich einige wenige Körner von xenomorphem Plagioklas (< 15% An) mit wenigen polysynthetischen Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Ferner: Graphit, Turmalin, Apatit, Zirkon, radioaktive Höfe um Zirkon in Chlorit. Sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Granatführender Quarzitzgneis baut den Härtling des Kolm Berges bei Treffling auf. Er findet sich linsenförmig im Granatglimmerschiefer nordwestlich „Kopfwand“ und im Liesertal bei Eisentratten.

Mitunter ist der Granatglimmerschiefer biotitarm bis biotitfrei (östlich Treffling bei „Bönig Hütten“, hier mit 3 cm großen Granatkristallen, und am Hange des Eckberges, nordöstlich St. Paul).

Aus den altbekanntesten Kalkmarmor- und Amphibolitgängen im Granatglimmerschiefer bei Treffling wurden ebenfalls einige Proben untersucht:

Der Steinbruch, zirka 250 m südlich Ruine Sommereck bei Treffling, zeigt 3 m mächtige Kalkmarmorlagen, welche zusammen mit Amphibolit konkordant dem Granatglimmerschiefer eingeschaltet sind. Die Granatkristalle im Glimmerschiefer sind 11 mm groß. Es handelt sich um plagioklasführenden Granatglimmerschiefer mit ebenflächiger Paralleltexur. Die s-Flächen sind von Muskowitschuppen bedeckt (5 mm Durchmesser). Biotit bildet kleinere und weniger zahlreiche Schuppen. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Biotit, Quarz, Granat und Plagioklas. Die Kristallisation der Glimmer überdauerte im allgemeinen die Gesteinsdurchbewegung. Stellenweise sind jedoch die Glimmer schwach postkristallin verbogen. Der Quarz ist schwach undulös. Plagioklas (< 15% An) ist xenomorph und häufig polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Quarzstengel (Myrnekittquarz) sind in Plagioklas eingewachsen. Graphit ist häufig mit Glimmer parallel verwachsen. Ferner: Apatit, Hämatit und Limonit.

Recht rein ist der farblose grobkörnige Kalkmarmor dieses Steinbruches. Die Korngrößen des rhomboedrischen Karbonats erreichen 3,5 mm. Selten sind die Lamellen etwas verbogen. Quarz bildet mit 0,5 mm großen isometrischen Körnchen ein typisches „Quarz in Kalzit“-Gefüge. Diese Quarzkörnchen sind meist optisch völlig ungestört (nicht undulös) und zeigen Tendenz zu Automorphie. Muskowit bildet einzelne 0,8 mm lange Täfelchen.

Der feinkörnigere grau-weiß gebänderte Kalkmarmor dieses Steinbruches ist tremolitreich. Hauptgemengteile sind: Kalzit, Tremolit und Quarz. Der Kalzit erreicht 2 mm Korngröße und seine polysynthetischen Lamellen sind häufig gebogen. Die Säulchen des Tremolits werden 5 mm lang; sie sind im Dünnschliff farblos; $\gamma/2 = 15,5^\circ$; Zwillinge nach (100); reichlich Einschlüsse von Graphit. Der Quarz ist stark undulös. Ferner: Graphit, Titanit (0,5 mm) und Apatit.

Der Granatamphibolit dieses Steinbruches besitzt als Hauptgemengteile: Grüne Hornblende, Granat, Biotit, Plagioklas und Quarz. Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte im allgemeinen die Deformation. Der Granat erreicht 2—3 mm Größe. Der Plagioklas (23% An, $2V\alpha = 87^\circ$) ist xenomorph und häufig inverszonar mit polysynthetischen Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz; auch Quarzgewächse kommen im Plagioklas vor. Der Quarz ist schwach undulös. Ferner: Magnetit, Ilmenit, Titanit, Apatit und Chlorit (sekundär nach Biotit).

Die Millstätter Gneisserie, welche ohne scharfe Grenze südlich an die Granatglimmerschieferserie anschließt, besteht zu einem großen Teil — wie bereits bekannt — aus feldspatfreien granatführenden Zweiglimmerquarziten, also aus ursprünglich sandigeren Lagen als die mehr aus tonigen Lagen hervorgegangenen Granatglimmerschiefer. Es sind auch keine scharfen

Grenzen zwischen den Granatglimmerschiefern und Granatzeiglimmerquarziten in der Natur ausgeprägt.

Granatführende Zeiglimmerquarzit wird im Steinbruch zirka 425 m südöstlich Gritschach beim Gasthaus „Seerose“ an der Straße neben dem Ufer des Millstätter Sees gebrochen. Das recht harte Gestein zeigt lagenförmigen Wechsel fast reiner Quarzlagen mit glimmerreichen Quarzlagen. Elongation der Glimmerblättchen bedingt eine deutliche Striemung auf s. Granat bildet kleine (< 2 mm) Knötchen, die teilweise von Chlorit umrindet sind. Hauptgemengteile sind: Quarz, Muskowit, Granat und Biotit. Meist überdauerte in diesem Gestein die Kristallisation der Glimmer ihre Deformation. Stellenweise sind aber auch schwache postkristalline Verbiegungen der Glimmerblättchen zu beobachten. Quarz ist undulös. Sehr auffallend ist das massenhafte Auftreten kleiner Turmalinkörnchen ($< 0,4$ mm). Ferner: Chlorit (sekundär aus Granat und Biotit), Graphit, radioaktive Höfe um Zirkon in Biotit.

Ganz ähnlich ist der granatführende Zeiglimmerquarzit im verlassenen Steinbruch am Oberen Fratresberg bei Spittal an der Drau ausgebildet. Es ist ein hartes kompaktes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Die Elongation der Glimmerblättchen auf s entspricht der Achse der Kleinfältelung des Gesteines. Granat erreicht 2 mm Korngröße. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Granat, Biotit und Quarz. Die Kristallisation der Glimmer überdauerte ihre Deformation. Quarz ist schwach bis kaum undulös. Das Auffallendste im mikroskopischen Bild dieses Gesteines sind die massenhaft vorhandenen kleinen ($< 0,25$ mm) Turmalinkörnchen. Turmalin findet sich auch zusammen mit Graphit und Biotit als Einschluß in Granat. Ferner: Graphit, Erz, Titanit, Apatit und Zirkon.

Granatführender Zeiglimmerquarzit findet sich auch im Steinbruch Edling, in dem der Spodumenpegmatit vorkommt (7). Das harte quarzitisches Gestein besitzt ebenflächiges Parallelgefüge mit grobschuppigem Muskowit und Biotit (5 mm). Die Granatkörner bleiben klein ($< 1,5$ mm). Hauptgemengteile sind: Quarz, Muskowit, Biotit und Granat. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Quarz ist undulös. Ferner: Graphit, radioaktive Höfe um Zirkon in Biotit; Limonit. Sonderbarerweise führt dieses Nebengestein des Spodumenpegmatits keine Turmalinkörnchen. In diesem Steinbruch sind auch amphibolitische Migmatittypen und Quarzitzneise vorhanden.

Reichhaltige Übergänge von granatführenden Zeiglimmerschiefern zu granatführenden Zeiglimmerquarziten zu Granat-Stauroolith-Albitgneis und granatführendem Albitgneis findet man in dem frischen Material aus dem Stollen der Autobahn in der Halde vor dem Südportal bei Edling:

Granatführender Zeiglimmerquarzit: Hartes kompaktes quarzreiches Gestein. Die Granatkörner bleiben unter 3 mm Korngröße. Hauptgemengteile sind: Quarz (undulös), Muskowit, Granat (Korrosionsformen) und Biotit. Die Glimmer zeigen mitunter schwache postkristalline Deformation. Turmalinkörnchen ($< 0,5$ mm) sind zahlreich vorhanden. Ferner: Graphit, Apatit und Zirkon.

Turmalinreicher granatführender Zeiglimmerschiefer: Ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile: Muskowit, Biotit (6 mm), Granat (3 mm), Quarz und Turmalin ($< 0,7$ mm Korndurchmesser, aber in so großen Mengen im Gestein angereichert, daß Turmalin zu einem Hauptgemengteil des Gesteines wird). Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Turmalin und Graphit finden sich als Einschlüsse in Granat. Quarz ist undulös.

Granat-Stauroolith-Albitgneis: Flächiges Parallelgefüge. Quarz-Albitzeilen wechseln mit glimmerreichen Zeilen ab. Die Durchmesser der Granatkörnchen bleiben kleiner als 1 mm; Stauroolith ist nur mikroskopisch sichtbar. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Granat, Albit und Biotit. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Der Albit ist xenomorph, einschlußfrei und zeigt mitunter einige wenige polysynthetische Zwillingslamellen nach Periklin- und Albitgesetz. Ferner: Stauroolith, Graphit, Erz, Turmalin und Apatit.

Granatführender Albitgneis: Flächiges Parallelgefüge. Die Granatkörnchen sind bis 3 mm groß. Hauptgemengteile: Muskowit, Quarz, Granat, Biotit und Plagioklas. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Der Plagioklas (5% An) ist xenomorph, meist unverzwilligt und häufig gelängt in s. Achsenwinkel $2V\gamma = 78^\circ$. Mitunter sind einige wenige und auskeilende polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und

Periklingesetz vorhanden. Einschlüsse von Quarz und Graphit sind im Albit zu beobachten. Ferner: Staurolith, Graphit, Turmalin und Apatit.

Der Amphibolit östlich Edling an der Trasse der Autobahn erweist sich als Epidot-amphibolit. Das feinkörnige Gestein zeigt ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile sind: Grüne Hornblende, Plagioklas, Klinozoisit und Quarz. Die grüne Hornblende ($\gamma/z = 17^\circ$) ist kaum postkristallin deformiert. Quarz ist undulös. Plagioklas (15—20% An) ist xenomorph und zeigt zahlreiche feine polysynthetische Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz. Ferner: Magnetit und Ilmenit, Chlorit und Apatit.

Da die Amphibolite, Injektionsgneise und Pegmatite der Lieserschlucht bereits ausführlich beschrieben sind (27, 3, 26), folgen bloß noch einige Notizen, welche kleinere Pegmatitvorkommen betreffen:

In einem kleinen Steinbruch, zirka 200 m nördlich der frühchristlichen Basilika Teurnia steht ein 5 m mächtiger turmalinführender Plagioklaspegmatitmylonit an. Makro- und mikroskopisch läßt sich die intensive postkristalline Beanspruchung dieses Gesteines erkennen. Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz und Muskowit. Der Plagioklas (1% An) besitzt Tendenz zu leistenförmiger Ausbildung und zeigt intensiv verbogene polysynthetische Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Auch Einfachzwillinge und nicht verzwilligte Individuen sind vorhanden. Stellenweise finden sich Hellglimmermikrolithen im Plagioklas. Der Muskowit ist gequält. Quarz ist stark undulös. Ferner: Limonit und (?) Granat. Der Pegmatit bildet einen Lagergang.

Ein 2 m mächtiger Plagioklaspegmatit-Lagergang, ebenfalls turmalinführend, steht beim S-Portal des Autobahnstollens bei Edling an. Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz und Muskowit. Das Gestein ist postkristallin deformiert. Der Muskowit ist gequält, die polysynthetischen Zwillinglamellen des Plagioklases sind verbogen und verworfen. Quarz ist undulös. Die Plagioklaskörner (0—2% An) erreichen mehrere Centimeter Größe und besitzen leistenförmige Ausbildung mit xenomorphem Rand. Polysynthetische Zwillinglamellen nach Albit-, seltener nach Periklingesetz. Auch Einfachzwillinge und nichtverzwilligte Körner sind vorhanden. Hellglimmermikrolithen sind harmonisch im Plagioklaskorn verstreut.

Der Pegmatitlagergang bei St. Wolfgang am Seerücken hat 4 m Mächtigkeit; jener am Feistenberg ist teilweise durch Gneiseinlagen verunreinigt und hat 8 m Mächtigkeit.

Ergänzende Beobachtungen

Granitgneis-Erratica bedecken die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer des Hummel Knopf-Kammes in 1900 m Seehöhe. Am Plankoglgipfel (1785 m) liegen Granitgneis-Erratica über Kalkglimmerschiefern. An der Gmeineck-SE-Abdachung liegen Granitgneis-Erratica über Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern im Kar südwestlich des Steinkopfs in 1800 m Seehöhe und reichen von hier zum Ballenberg (1685 m). Von der Heizelsberger Alm am Stubeck-ESE-Kamm reichen die Granitgneis-Erratica (Tauernzentralgneis) von 2040 m Seehöhe in flächenhafter Überstreuung über altkristallinem Granatglimmerschiefer bis zum Malta- und Liesertal.

Der zwischen Drautal und Millstätter Seefurche befindliche Millstätter Seerücken wird nicht nur von Grundmoräne, sondern in sehr ausgedehntem Maße zwischen St. Peter im Holz und Feistenberg (östlich Spittal) auch von fluviatilen Schottern überdeckt. Diese erinnern an die fluviatilen Kiese und Sande, welche zu einem großen Teile die Terrassen des Lieser- und unteren Maltatales aufbauen (Terrassensedimente). In der Lehmgrube, nordöstlich Eisenbahnhaltestelle Lendorf, lagern die Kiese des Seerückens auf 10 m mächtiger Grundmoräne auf. Bei Edling scheint eine alte „Lieserschlucht“ durch den Seerücken vorzuliegen (Trockental). Im bekannten alten Seebecken, das den Millstätter Seerücken bei St. Peter im Holz durchquert,

sind die gut geschichteten bänderigen Tone in der Ziegelgrube jetzt zirka 15 m mächtig und zirka 150 m breit aufgeschlossen.

Besonders schöne Eispolituren mit gekritzten Felsflächen finden sich bei Pusarnitz (auf Paragneis), weiters an der Autobahnstraße südlich Gmünd (auf Quarzphyllit) und bei Tangern (auf Paragneis). Ein Zentralgneisblock mit zirka 8 m Durchmesser liegt bei Bönig Hütten (östlich Treffling) neben dem Weg zum Tschierwegernock.

Das Lagerungsverhältnis von Grundmoränen und Terrassensedimenten im Lieser- und unteren Maltatal sollte durch spezielle Untersuchungen und mit Einsatz von Handbohrgerät gelegentlich näher untersucht werden. Die Behauptung, daß die Terrassensedimente in ihrer Gesamtheit spät- bis postglazial wären, kommt mir reichlich unsicher vor. Interglaziales Alter eines Teiles der Terrassensedimente erscheint mir möglich, zumal man immer wieder mehrere Meter große Zentralgneisblöcke über und in den Terrassensedimenten sieht. Die Art des Transportes dieser Zentralgneisblöcke (ausgewaschene Moräne, Moräne auf sekundärer Lagerstätte oder fluviatile Wanderblöcke) ist allerdings noch fraglich. Um die Möglichkeit zu prüfen, ob es sich um fluviatile Wanderblöcke handeln könnte, wären auch aktuogeologische Beobachtungen hier von Interesse. So gab auf einer Exkursion im Herbst 1953 Prof. E. Szádeczky-Kardoss (Budapest) die Anregung, man sollte doch einmal durch Markierung und Vermessung beobachten, ob und um wieviel die mehrere Meter großen Granitgneisblöcke im Lieser-Flußbett zwischen Gmünd und Spittal bei Hochwasser wandern.

Schließlich seien noch einige Anmerkungen zur bestehenden Fachliteratur angefügt:

Zu F. X. Schaffers Geologie von Österreich (1951), 2. Aufl., S. 226, Fußnote, ist zu erwidern: Auf Grund sorgfältiger Begehung des Waldgebietes nördlich und südlich St. Michael im Lungau (Exner [19]) möchte ich nach wie vor den Zusammenhang der Tschaneckschollen mit dem Mesozoikum des Speierecks (Radstätter Tauern) für gut gesichert betrachten.

Zu R. Schwinner (1927), „Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten)“, S. 336: Die periphere Tauernschieferhülle zwischen Maltatal und Radlgraben ist jetzt recht gut bekannt (siehe geologische Karte, Tafel I, und Aufnahmebericht, Exner, 1949). Zu S. 350: Anstehende Marmore und Kalkschiefer habe ich in der Ortschaft Pusarnitz nicht gefunden. Zu S. 358: Im Profil des Hummel Knopfes (Fig. 4, Tafel III) liegen Kalkphyllite nicht unmittelbar auf Amphibolit. Die Einheimischen bezeichnen den Berg derzeit als „Hummel Knopf“ und nicht als „Kummetknopf“.

Zu J. Stini (1926), „Zur Geschichte des Millstätter Sees“: Für die von J. Stini nachgewiesenen Zusammenhänge zwischen Lieser-Hochflurkiesen und den Kiesen bei St. Peter, sprechen auch die Kies-Funde am Millstätter Seerücken. Den Eindruck, daß junge und jüngste tektonische Bewegungen bei der Gestaltung der Millstätter Seefurche und des Drautales mitwirkten (J. Stini), gewinnt man jedenfalls, auch wenn wir im einzelnen noch nicht mit Sicherheit wissen, wie die verschiedenen Moränen, die St. Petener Nagelfluh und die Terrassensedimente zeitlich einzustufen sind.

Zu H. Beck (1938), Aufnahmebericht über Blatt Möltal: Auch ich fand ebenso wie H. Beck keinen anstehenden Granitgneis in der Schieferhülle am Weg zur Tröbacher Alm und zum Plankogl.

2. Konstruktion und Deutung eines geologischen Profiles durch die Hohen Tauern (Tafel II)

Um einen gewissen Abschluß meiner Untersuchungen der Tauern-E-Grenze zwischen Murtal und Drautal anzuzeigen, schien es zweckmäßig, die Summe der tektonischen Beobachtungen in einem Sammelprofil zur Darstellung zu bringen (Tafel II). Der Profilschnitt liegt annähernd senkrecht zum Streichen der Hauptfaltenachse. Die Hauptfaltenachse taucht längs des 40 km langen Profilschnittes mit Winkeln von durchschnittlich 20—30° Neigung nach SE oder nach ESE ein.

Die Symmetrie des Bewegungsbildes der Silbereckmulde ist nicht monoklin, sondern teilweise triklin. Das heißt, die bekannte Argandsche Methode, mit Hilfe des Achsengefälles Strukturen, die im geologischen Kartenbild nebeneinander liegen, im Profil bis auf einige Kilometer Tiefe untereinander zu konstruieren, kann streng genommen nicht angewandt werden. F. Angel und der Verfasser (3, 18) hatten Gelegenheit, zu zeigen, daß von der Silbereckmulde einzelne isolierte Kalkschollen in den Gneis abgequetscht sind und daß z. B. im obersten Liesertal die Silbereckmulde durch E→W-Bewegungen abgeriegelt wird (Exner, 1940, S. 267). Es liegt also ein gewisser grober Schematismus vor, wenn wir in unserem Profil trotzdem den Faltenbau der Silbereckmulde des Melnikkares und nördlich davon das Ausheben der Mureckdecke über den sich in der Tiefe (Großarlital) vereinigenden Schieferhüllen eingetragen haben.

Hingegen waren für den südlich des Maltatales gelegenen Abschnitt des Profiles keine schematischen Vereinfachungen erforderlich. Es handelt sich ja um den einfachen Gewölbebau rund um den Gößgraben Kern mit konstanten Faltenachsen und monokliner Bewegungssymmetrie (siehe geologische Karte, Tafel I). Dasselbe gilt für die gesamte Dachregion des Tauernfensters von St. Michael im Lungau bis ins Drau-Mölltal bei Mühldorf. Schichtmächtigkeiten, Streichen und Fallen der s-Flächen und Hauptfaltenachse wurden zur Konstruktion der beiden Luftlinien verwendet, die den tatsächlich geologisch kartierten Basisflächen des auflastenden ostalpinen Altkristallins und der Basis der peripheren Schieferhülle entsprechen. Die Schnittlinie des Profiles ist bloß wenige Kilometer vom Erosionsrand des Tauernfensters entfernt. Vor allem sind die Faltenachsen konstant, so daß die Fehlerquellen klein bleiben.

Das innerhalb der Kurve „Isothermenanstieg“ gelegene Gebiet des Profiles beinhaltet die Stellen beobachteter aplitischer Mobilisation, welche nach Meinung von F. Angel-R. Staber (3, 4) und Verfasser (20) die alpidische Gesteinsverformung (Hauptorogenese) zeitlich überdauert hat.

Zur geologischen Interpretation des Profiles ist zunächst festzustellen, daß sich die höchste Erhebung der Tauernkuppel über dem Reißbeck und Radlgraben Kessel befindet. Die Nähe des Profilschnittes vom Erosionsrand des Tauernfensters läßt nur eine schwache Erhebung der oberen Grenze des Tauernkörpers über dem Gebirgsrelief erkennen. Die beobachteten, etwas steiler geneigten Faltenachsen der Drau-Mölltal-Flanke sprechen im Sinne von E. Clar (14) für Steilstellung dieser in Form einer rückgebogenen Falte (Pygoide) ins Drau-Mölltal abtauchenden Schichtglieder nach der alpidischen Haupt-Orogenese.

Entsprechend den allgemein längs der E-Grenze der Hohen Tauern zwischen St. Michael im Lungau und Drau-Mölltal beobachteten SE bis ESE

streichenden Faltenachsen ist anzunehmen, daß das ostalpine Altkristallin senkrecht zu diesen beobachteten Faltenachsen über den Tauernkörper bewegt wurde. Ein E→W-Aufschub der altkristallinen Masse über den Tauernkörper, wie er von manchen Geologen früher behauptet wurde, ist nicht wahrscheinlich, da keine beobachtbaren Merkmale dafür vorliegen.

In Anbetracht der mächtigen Anschoppung der peripheren Tauernschieferhülle im N und der Ausdünnung im S ist es sehr wahrscheinlich, daß der relative Bewegungssinn der altkristallinen Schubmasse von S nach N gerichtet war und der Bewegungssinn der tiefen Granitkörper der Tauern von N nach S zeigt (E. Clar), wie das vor allem auch aus der Tektonik der Melnikkarfalten und Maltatalmulde ablesbar scheint.

Typische Walztektonik beherrscht den Tauernkörper mit straff geregelter linearem Parallelgefüge in der Richtung SE bis ESE. In der auflastenden Masse des ostalpinen Altkristallins sind diese Achsenrichtungen ebenfalls häufig, jedoch mit mannigfaltigen Abweichungen. Der als Schmiermittel zwischen Tauernkörper und ostalpiner Masse dienende Quarzphyllit (Unterostalpiner Quarzphyllit = „Katschbergschiefer“ = „Gmünder Phyllit“) ist jämmerlich gequält und zeigt vorherrschend SE- bis ESE-Achsen, mitunter aber auch anscheinend unregelmäßig verbogene Strukturen.

In stratigraphischer Hinsicht ist die Vermutung der klassischen Deckenlehre der Ostalpen (P. Termier) nicht von der Hand zu weisen, daß in einem Teil der Tauernschieferhülle Mesozoikum in penninischer Fazies vorliegt. Dementsprechend wurde auch die Legende der geologischen Karte (Tafel I) mit den entsprechenden Signaturen versehen. Versucht man, durch Rückformung des alpidischen Falten- und Deckenbaues innerhalb des Tauernkörpers in unserem Profil die sedimentären Ablagerungsräume der mesozoischen Schichten in penninischer Fazies über dem vormesozoischen Grundgebirgssockel zu rekonstruieren, so erscheint mir folgende Hypothese am wahrscheinlichsten.

Die nachvariszische Einebnungsfläche lag im N über Granitgneis (Hölltor-Rotgülden und Gößgraben Kern) und im S über Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten. Nennen wir den nördlichen Teil kurz Ankogel-Hochalm-Granitgneisgebiet. Dann haben wir im S davon ein breites Gebiet mit B-Gneisen (Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten; mitunter auch kleine Granitgneisareale dazwischengeschaltet). Der Kürze und der Vergleichbarkeit wegen wollen wir für dieses südliche Areal auch einen Namen aufstellen und nennen es in Anlehnung an H. P. Cornelius-E. Clar: Raum der Riffdecken. Nun erfolgte von N her die permo-triadische Transgression. Das penninische Mesozoikum wurde im N über dem Ankogel-Hochalm-Granitgneisgebiet und im S über dem primären Raum der B-Gneise der Riffdecken abgelagert. Bei der alpidischen Orogenese verhielten sich die Granitgneise mehr als starre Körper, hingegen waren die B-Gneise der Verformung viel zugänglicher. Die B-Gneise wurden in Form von Decken über das Granitgneisgebiet geschoben.

Diese Hypothese auf das vorliegende Profil angewendet, ergibt folgendes: Silbereckmulde und Kalkmarmorbänder des Melnikkares bis zum Feistritzer Marmorband entsprechen dem Jungpaläozoikum und Mesozoikum, welches über dem Granitgneisareal des Hölltor-Rotgülden Kernes abgelagert wurde. Die Glimmerschiefer der Tandelspitze (Reißeckmulde) deuten darauf hin, daß zumindest Jungpaläozoikum bis Untertrias auf dem Gößgraben-Granitgneis

Kern zur Ablagerung gelangte. Die große Masse der übrigen südlichen und nördlichen Tauernschieferhülle mag zum Großteil über dem ursprünglichen Raum der Riffdecken abgelagert worden sein. Die Riffdecken scheinen in sich wieder mehrfach geschuppt und gefaltet zu sein. Eine zu vermutende Haupttrennungsfäche innerhalb der Riffdecken (B-Gneise) ist im Profil als punktierte Linie eingetragen und verbindet die Basisfläche des Mureck-Granitgneises und Bliesch Alm-Granitgneises.

Die Ausmessung (Methode: J. Cadisch) auf Grund dieser Hypothese ergibt für das dargestellte Profil (Tafel II) mittels Kurvenmesser (für Längenmessung verwendeter Planimeter) folgende Werte:

Breite des mesozoischen Ablagerungsraumes vor der alpidischen Orogenese; gemessen in NE—SW-Richtung:

Hölltor-Rotgülden und Gößgraben Kern.....	52 km
Riffdecken	77 km
Summe ...	129 km

Die gegenwärtige Horizontaldistanz in NE—SW-Richtung vom N-Ende der B-Gneise (Riffdecken) bis zum Drau-Mölltal beträgt 34 km. Rechnet man dann noch die Anschoppung der breiten nördlichen Tauernschieferhülle dazu, so kommt man zu plausiblen Vorstellungen der Raumverkürzung durch den alpidischen Falten- und Deckenbau im Pennin des Tauernfensters in unmittelbarer Nähe der E-Grenze der Hohen Tauern.

Schrifttum

1. Angel, F. und Krajčiek, E., 1939: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, 129.
2. Angel, F., 1940: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jahrb. Univ. Graz.
3. Angel, F. und Staber, R. †, 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissensch. Alpenvereinshefte, 13.
4. Angel, F. und Staber, R. †, 1953: Migmatitgänge im Hochalm-Ankogel-Gebiet. Der Karinthin, 23.
5. Angel, F., Awerzger, A., Kuschinsky, A. und Meixner, H., 1953: Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. Carinthia II, 63.
6. Angel, F. und Meixner, H., 1953: Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. Carinthia II, 63.
7. Angel, F. und Meixner, H., 1953: Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. Carinthia II, 63.
8. Beck, H., 1919: Bericht über die Aufnahmstätigkeit im Jahre 1918 (Gebiet um Trebesing). Verh. Geol. Bu. Anst. 1919.
9. Beck, H., 1938: Aufnahmebericht über Blatt Mölltal. Verh. Geol. Bu. Anst. 1938.
10. Becke, F., 1908: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 3.
11. Becke, F., 1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 118.
12. Cadisch, J., 1953: Geologie der Schweizer Alpen, 2. Aufl. Basel.
13. Canaval, R., 1918: Bemerkungen über die „Kriegsquelle“ bei Trebesing im Liesertale (Kärnten). Carinthia II, 103.
14. Clar, E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. Bu. Anst. 1953.
15. Cornelius, H. P. und Clar, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abhandl. Geol. Bu. Anst. (Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf.), 25.
16. Cornelius, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 92.

17. Exner, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil, Jahrb. Geol. Bu. Anst. (Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf.), 89.
18. Exner, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. Mitt. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. Bu. Anst.), 1.
19. Exner, Ch., 1942: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). Mitt. Geolog. Ges. Wien (Alpen. Geolog. Ver.), 35.
20. Exner, Ch., 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil). Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge), 1.
21. Exner, Ch., 1949: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Gmünd-Spittal (5251). Verh. Geol. Bu. Anst. 1949.
22. Exner, Ch., 1949: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geograph. Ges. Wien, 91.
23. Exner, Ch., 1953: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. Carinthia II.
- 24 a. Frasl, G., 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Verh. Geol. Bu. Anst. 1952.
- 24 b. Friedrich, O. M., 1935: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 83.
25. Friedrich, O. M., 1935: Mineralogische Bemerkungen über kleinere Erzvorkommen am Rande der Reißeckgruppe. Carinthia II, Sonderheft 1935.
26. Heritsch, F., 1926: Das Kristallin der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. Verh. Geol. Bu. Anst. 1926.
27. Heritsch, H., 1934: Gesteine aus der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 44.
28. Kober, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 93.
- 28 a. Lichtenberger, E., 1953: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersee. Skizzen zum Antlitz der Erde. Wien.
29. Lucerna, R., 1933: Der Gletscher von Gmünd. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76.
- 29 a. Metz, K., 1954: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge), 4.
30. Plöschinger, B., 1953: Erläuterung zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. Skizzen zum Antlitz der Erde, Wien.
- 31 a. Prey, S., 1951: Beitrag zum Exkursionsführer der Geol. Bu. Anst. Abschnitt Tauernfenster (Gastein-Mallnitz). Verh. Geol. Bu. Anst. Sonderheft A.
- 31 b. Schoklitsch, K., 1934: Über den Schachbrettalbit eines Pegmatits aus der Lieserschlucht (Kärnten). Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 45.
32. Schwinner, R., 1927: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). Vorläufige Mitteilungen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 136.
33. Schwinner, R., 1939: Bericht für 1938 über Untersuchungen, betreffend Kärntnerische Magnesite. Verh. Geol. Bu. Anst. 1939.
34. Schwinner, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. Aus: F. X. Schaffers Geologie von Österreich, 2. Aufl. Wien.
- 34 a. Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese, Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 52.
35. Stiny, J., 1926: Zur Geschichte des Millstätter Sees. „Die Eiszeit“, 3.
36. Stiny, J., 1926: Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reißeckgruppe (Kärnten). Zeitschr. f. Geomorphologie, 1.
37. Stowasser, H., 1947: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). (Vorläufige Mitteilung.) Verh. Geol. Bu. Anst. 1947.
38. Thurner, A., 1929: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. Centralbl. f. Min., Abt. A, 1929.
39. Wegmann, E., 1951: Méthodes d'analyse tectonique des socles cristallins. Archives des Sciences, 4, Genf.

Erläuterung zu Tafel III, Fig. 1—5:

Fig. 1. Profil Stoder-E-Kamm (Gmeineck-E-Flanke): 2 = Aplitischer Gneis. 3 a = Chlorit-Serizitphyllit und Albitporphyroblastenschiefer. 3 b = Granatführender Muskowit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Turmalin. 4 = Quarzit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

Fig. 2. Profil Gmeineck-SE-Kamm: 1 = Amphibolit. 2 = Aplitischer Gneis. 3 a = Glimmerschiefer mit Albit- und Turmalinporphyroblasten. 3 b = Chlorit-Serizitphyllit mit Albitporphyroblasten und Prasinitlagen. 4 = Quarzit. 6 a = Schwarzphyllit. 6 b = Granatführender Schwarzphyllit mit 5 mm großen Granaten. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

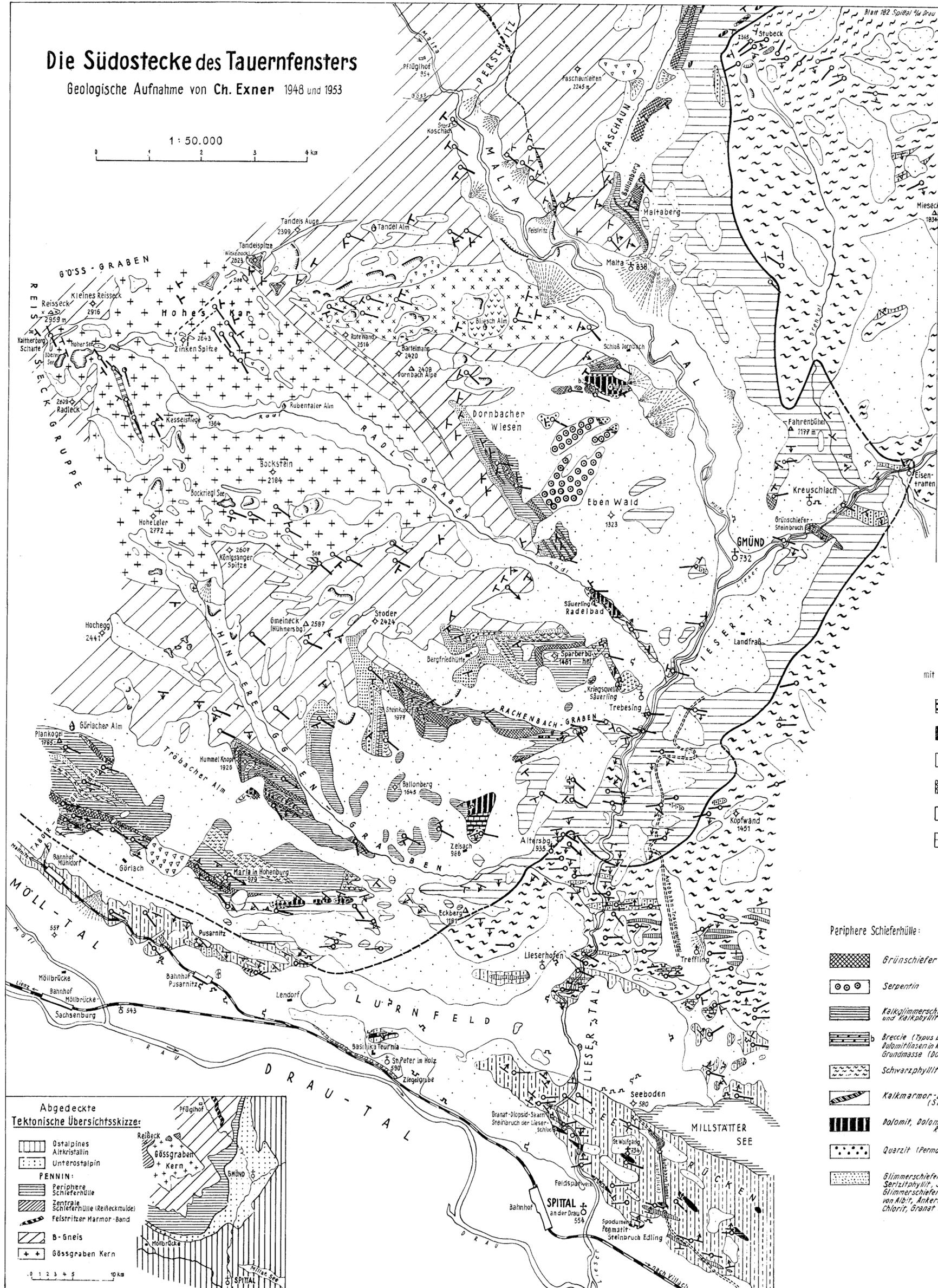
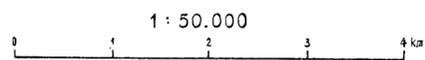
Fig. 3. Profil Kalkmarmorband bei Feistritz (Maltatal): 1 = Aplitisch gebänderter Augengneis, teilweise phyllonitisiert. 2 = Muskowitquarzit, 3 = Grobkörniger farbloser Kalkmarmor. 4 = Oberes Ende des Feistritzer Bachschuttkegels.

Fig. 4. Profil Hummel Knopf-Kamm: 1 = Amphibolit. 3 = Albitporphyroblastenschiefer. 4 = Quarzit. 5 = Dolomit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

Fig. 5. Profil Tabor Graben bei Mühldorf: 3 a = Serizit-Chloritphyllit mit Porphyroblasten von Albit und Granat. 3 b = Chlorit-Serizitphyllit mit Granat. 3 c = Muskowitschiefer mit Ankeritporphyroblasten. 4 = Quarzit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer. 9 = Quarzphyllit und Diaphthorit. 10 = Paragneis. 11 = Alluvionen.

Die Südostecke des Tauernfensters

Geologische Aufnahme von Ch. Exner 1948 und 1953



ZEICHENER KLÄRUNG:

- Alluvium und Schutthalden
- Schuttkegel
- Bergsturz
- Sackung (Verrutschte Masse mit teilweiser Erhaltung des Schichtverbandes)
- Moräne, Hangschutt u. Terrassensedimente (Kiese und Sande)
- Endmoränenwall
- Kalksinter (TuF) auf Moräne
- Nagelfluh (bei St. Peter im Holz)
- Säuerling (Quellaustritt)

- Ausstreichen der Haupt-Schichtfläche an der Basis der Sekundäre des ostalpinen Altkristallins
- Streichen u. Fallen der S-Flächen: 6-30°, 31-60°, 61-84°, 85-90°
- Streichen u. Fallen der Faltenachsen: 0-5°, 6-30°, 31-60°
- Verwerfung oder Zerrüftungsstreifen (im Höhenkür)
- Steinbrüche und Kies-Sand-Lehm-Gruben
- Tunnelhölde
- Trasse der Autobahn (1930 begonnenes Bauvorhaben)

OSTALPINES ALTKRISTALLIN:

- Granatglimmerschiefer
- Kalkmarmor
- Amphibolit
- M-Gneis (Mikroklin-Albit-Muskowitgneis) bei Pusarnitz
- Pegmatit
- Quarzreicher Granatglimmerschiefer, Granatglimmerquarzit und granatführender Plagioklasgneis („Schiefergneis“) mit adalritischen Lagen.
- Quarzit (Glimmerquarzit), teilweise als Diaphthorit aus Gneis oder Glimmerschiefer entwickelt
- Quarzphyllit (Chlorit-Serizitphyllit) bekannt als „Katschbergschiefer“ („E-Becke“) und „Gmünder Phyllit“ („A-Schwinner“)

Teilweise Magmatitgneis und Glimmerschiefer

UNTEROSTALPINER REIBUNGSTEPPICH

mit tektonisch reduzierten Lamellen des unterostalpinen Mesozoikum:

- Bänderkalk, Kalkmarmor, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Schwarzphyllit
- Dolomit, Dolomitmarmor und Reithwacke (Trias)
- Quarzit (Permo-Trias)
- Grünschiefer
- Serpentin
- Quarzphyllit (Serizitchloritphyllit mit oder ohne Granat), teilweise mit Graphitphyllit und Graphitquarzit (sedimentogenes Paläozoikum), teilweise Diaphthorite des Altkristallins

PENNIN:

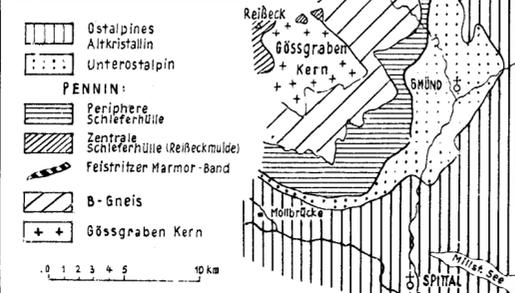
Periphere Schieferhülle:

- Grünschiefer
- Serpentin
- Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmor und Kalkphyllit
- Breccie (Typus Liesbreccie); Dolomitlinsen in Kalkphyllitischer Grundmasse (Dornbach-SW)
- Schwarzphyllit
- Kalkmarmor-Band von Feistritz (Silbereckmarmor)
- Dolomit, Dolomitmarmor und Reithwacke (Trias)
- Quarzit (Permo-Trias)
- Glimmerschiefer-Quarzitgruppe: Serizitphyllit, Serizitchloritphyllit, Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Ankerit, Biotit, Chloritoid, Chlorit, Granat und Turmalin

Zentrale Schieferhülle:

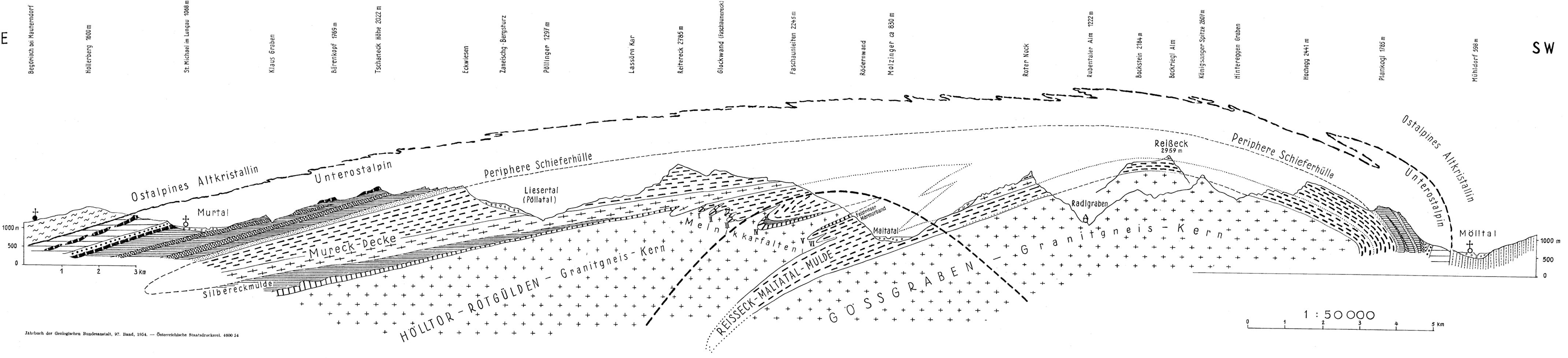
- Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Chlorit; Granatglimmerschiefer, Granitquarzit (Reißeckmulde-Tandelspitze)
- Amphibolit (Reißeck-Radleck)
- B-Gneisserie (Riesentagegneis, Amphibolite, Migmatite)
- Amphibolit, Prasinit, aplitischer und granitischer Gneis, Bändergneis, Migmatit, Riesentagegneis
- Porphyrischer Granitgneis der Gleschalm
- Granitischer Gneiskern (Gössgraben Kern):
- Porphyrischer granitischer Gneis und Augengneis
- Biotreicher Granitgneis (Basischer Fisch im porph. granit. Gneis des Radlkessels)

Abgedeckte Tektonische Übersichtsskizze:



PROFIL DURCH DIE HOHEN TAUERN

(Ostende der Hohen Tauern)



ZEICHENERKLÄRUNG:

- Haupt-Scherfläche an der Basis der Schubmasse des ostalpinen Altkristallin
- Beobachtete geologische Strukturen
- Vermutete geologische Strukturen
- „Isothermenaufstieg“ (aplische Mobilisationsfront)
- Grenze des tieftauernid Stockwerkes (Starkwirkungsbereich der alpidischen Metamorphose) gegen das hochtauerid Stockwerk (metamorphen Schwachwirkungsbereich)

Alluvionen

Bergsturz-Massen

OSTALPINE EINHEITEN:

- Altkristalliner Granatglimmerschiefer
- Altkristalliner Paragneis
- Unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit
- Unterostalpiner Quarzit (Permo-Trias)
- Unterostalpiner Dolomit und Kalk (Trias u. Jura)

PENNINISCHE EINHEITEN:

- Grünschiefer
- Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (Bündnerschiefer)
- Kalkmarmor (Silbereckmarmor, mesozoisch)
- Quarzit-Glimmerschiefergruppe (Jungpaläozoikum bis Permo-Trias)
- B-Gneise (Amphibolite, Migmatite, aplische Gneise)
- Granitgneislagen in den B-Gneisen
- Granitischer Gneis

DETAILLPROFILE AUS DER TAUERNSCHIEFERHÜLLE

Zeichenerklärung im Text.

