



Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg)

CHRISTOF EXNER*)

15 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 125, 126, 155, 156

*Salzburg
Salzach-Enns-Störung
Nördliche Grauwackenzone
Schladminger Kristallin
Radstädter Deckensystem
Matreier Zone
Bündnerschiefer
Tauernfenster
Inneralpines Miozän
Diaphthorese
Tauernkristallisation*

Inhalt

Zusammenfassung	156
Abstract	156
1. Einleitung	156
1.1. Phyllitgebiete verschiedener tektonischer Einheiten und Gliederung mittels Leitgesteinen	156
1.2. Die Mehrdeutigkeit des Begriffes „Quarzphyllit“	157
1.3. Topographie, Aufschlußverhältnisse, Morphotektonik, Fluß- und Talnamen	157
1.4. Notiz zur geologischen Erforschung	158
1.5. Vorliegende geologische Probleme und deren gegenwärtige Bearbeitung	159
1.6. Bemerkungen zur Abfassung des Textes	160
2. Grauwackenzone	160
2.1. Der Wagrainner Zug in der Grauwackenzone	160
2.2. Eigene Beobachtungen bei Wagrain (Abb. 2 und 3)	161
2.3. Notizen zur Petrographie und zur Grauwackenzone zwischen Flachautal und Forstau	164
3. Die miozänen Schichten von Wagrain	166
3.1. Allgemeines	166
3.2. Die aufgeschlossenen Teilbereiche	166
3.3. Zur Herkunft von Kristallinkomponenten im miozänen Basalkonglomerat	167
4. Einige Bemerkungen zum Mandlingzug	167
4.1. Das Auskeilen bei Flachau	168
4.2. Der Südrand des Mandlingzuges bis Forstau	168
5. Die Salzach-Enns-Störung	168
5.1. Aufschlüsse des schwarzen Kluftlettens der Störung	169
6. Wagrainphyllit	170
6.1. Petrographie, Tektonik und Aufschlüsse	170
6.2. Lagen von Metavulkaniten, Quarziten, metamorphen Kalken und Dolomiten im Wagrainphyllit	171
7. Die Koppenlamelle als Fortsetzung des Schladminger Kristallins	175
7.1. Petrographie	178
7.2. Feldgeologische Hinweise	179
7.2.1. Vom Freiberg-Lappen bis Forstau (Profil 1 der Abb. 10)	179
7.2.2. Forstau bis Pongauer Taurach (Profile 2 und 3)	179
7.2.3. Von Pongauer Taurach bis Zauchenbach (Profile 4 und 5)	180
7.2.4. Zauchenbach bis Flachau (Profile 6 und 7)	180
7.2.5. Zwischen Flachau und Kleinarltal (Profile 8 bis 11)	180
7.3. Der Kaspardörfel-Kalkmarmorzug N Koppenlamelle	181

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

8. Leitgesteine im tektonischen Reibungsteppich an der Basis des Radstädter Deckensystems	181
8.1. Gesteine der Mosereggflamelle	183
8.2. Gesteine der Seekopfflamelle	185
8.3. Zur Nomenklatur und Genese einiger Gesteine des Reibungsteppichs	185
9. Diaphthoritischer Paragneis des Twenger Kristallins im Südbereich des Flachautales	187
9.1. Petrographie	187
9.2. Feldgeologische Notizen	188
9.3. Fortsetzung nach W und Exkursionsvorschläge	188
Dank	189
Literatur	189

Zusammenfassung

Die altpaläozoischen Schwarzschiefer der Nördlichen Grauwackenzone gliedern sich nördlich der Salzach-Enns-Störung in 3 Einheiten: Monotone Serie, kalkreiche Serie und Schwarzschiefer mit Eisendolomit. Eine vierte, altersmäßig noch problematische Gesteinsgesellschaft (Wagrainer Zug) ist mehrere 100 m mächtig und besteht aus epimetamorphen sauren Vulkaniten (Öbrist-Metapyroklastit), Quarzsandsteinen (Ginau-Metasandstein)!, Tonschiefern (Serizitschiefer) und Breccien (Filzmoosbreccie). Sedimentationsalter: ? Perm/Oberkarbon. W-Ende und S-Rand des Mandling-Trias-Zuges wurden neu untersucht.

Der nördlichste Lappen der Schladminger Kristallinmasse setzt als 20 km lange und maximal 200 m mächtige Kristallinlamelle (Koppenlamelle) nach W bis ins Kleinarltal fort.

Die Bündnerschiefer des Penninikums bilden im Kleinarltal eine Antiklinale, die im Quelltal der Enns nach E unter das Radstädter Deckensystem eintaucht.

Zwischen den Bündnerschiefern (unten) und der Basis des Radstädter Deckensystems (oben) befindet sich eine tektonische Mischserie aus Matreier Zone und paläozoischen Sockelgesteinen (Diaphthorite und permische Quarzschiefer) der Trias des Radstädter Deckensystems.

Die altpaläozoische Phyllitserie bei Wagrain (Wagrainsphyllit) nimmt eine tektonische Position über dem Kristallin der Schladminger Masse ein.

Es wurde ein Verbindungsglied der miozänen Schichten im Ennstal zwischen Altenmarkt und Radstadt gefunden.

Petrographisch werden Beobachtungen über Diaphthorose und epimetamorphe alpidische Rekristallisation mitgeteilt.

Leading Rocks and Tectonics in Phyllites Near Wagrain and Radstadt (Province of Salzburg)

Abstract

The lower-Paleozoic black-schists of the Graywacke zone North of the Salzach-Enns fault are composed by three units: the monotonous series, the calcareous series and the series with lenses of ankeritic dolomite. Another association of rocks within the Graywacke zone is called Wagrainer Zug. Its age of sedimentation is ambiguous (? Permian/Upper-Carboniferous). It has some hundred m thickness and is consisting of epi-metamorphic acidic volcanites (Öbrist metapyroclastite), quartz-sandstones (Ginau metasandstone), argillites (serizite-schists) and breccias (Filzmoos breccia). Some new observations belong to the Western and Southern rim of the Triassic Mandling Zug.

The Northern wedge of the Schladming crystalline complex continues as a 20 km long and only up to 200 m thick crystalline lamella to the West. This Koppen lamella continues the Kleinarl valley.

In this valley the Penninic Bündner schists form a W-E striking anticline which deeps to the East under the Radstadt system of nappes.

A tectonically mixed series is lying between Bündner schists and Triassic sediments of the Radstadt system. It is built up by rocks of Matreier zone and the Paleozoic basement of this Trias (diaphthorites and Permian quartz-schists).

The Lower-Paleozoic phyllites surrounding Wagrain are called Wagrainsphyllites and have a tectonical position upon the Schladming crystalline complex.

Among the Miocene outcrops along the Enns valley a new one was found SSE Altenmarkt.

Some petrographical observations about regressive metamorphism with cataclasis (diaphthoresis) and alpine epi-metamorphic recrystallisation are submitted.

1. Einleitung

1.1. Phyllitgebiete verschiedener tektonischer Einheiten und Gliederung mittels Leitgesteinen

Ein Blick auf die geologische Karte von Österreich zeigt, daß die Nördlichen Radstädter Tauern und die nördlich anschließende Grauwackenzone im Gebiet um Wagrain und Radstadt hauptsächlich von Phyllit eingenommen werden. Man unterscheidet in diesem Gebiet:

- 1) Bündnerschiefer in der Ausbildung des Fuscher Phyllits (Unterkreide, Fossilfund: REITZ et al. [1990]).
- 2) Altpaläozoischer Quarzphyllit bei Wagrain (Fossilfund: SCHÖNLAUB [1975]).
- 3) Jungpaläozoischer „Radstädter Quarzphyllit“ ohne Fossilien, häufig in typischer Fazies des alpinen Verrucano und in zweifellosem sedimentärem Schichtverband mit fossilführender Trias des Radstädter Decken-

systems. Lithologisch einstuftbar als wahrscheinlich hauptsächlich Perm mit eventuellen oberkarbonen und untertriadischen Partien.

- 4) Phyllit der Nördlichen Grauwackenzone in der Ausbildung hauptsächlich als Schwarzphyllite, die seit den Fossilfunden in streichender Fortsetzung bei Dienten und Hintermoos (SW Filzensattel) meist für altpaläozoisch gehalten werden.

Ich lieferte nach 7 Jahren feldgeologischer und simpler petrographischer Bemühung (nur mit Beobachtung unter dem gewöhnlichen petrographischen Arbeitsmikroskop, also ohne moderne Petrologie) eine geologische Karte 1 : 25.000 des Gebirges zwischen Kleinarl- und Flachau-

tal für das Archiv der Geologischen Bundesanstalt ab. Sämtliche vier Phyllitkomplexe bemühte ich mich, auf dieser Karte getrennt auszuscheiden. Jeder dieser Komplexe hat wohl seine besonderen, lithologischen, kinematischen und großtektonischen Merkmale, die einen solchen geologischen Versuch rechtfertigen. Jedoch bleiben im Detail Unsicherheiten der Zuordnung lokaler Phyllit-Varietäten zu einem der vier Komplexe.

Es gibt leider eine Ubiquität (Überall-Vorhandensein) des Schwarzphyllits. Er kommt sogar in den vermuteten permischen Phylliten vor, wo ich anfangs meinte, ihn ausschließen zu dürfen. Und innerhalb der prächtigsten Serizit-Quarz-Schiefer des alpinen Verrucano der Nördlichen Radstädter Tauern trifft man chloritreiche Phyllite an, wie sie für den altpaläozoischen „Quarzphyllit“ typisch sind.

Es ist also derzeit eine exakte petrographische Trennung zwischen manchen Phyllitvarietäten der eingangs genannten vier geologischen Komplexe noch nicht möglich. Vielleicht wird man diesbezüglich in Zukunft entscheidende petrologische Methoden anwenden können.

Mit simpler geologischer Feldarbeit und Petrographie lassen sich aber schon jetzt regressiv metamorphe Gneise und Amphibolite sowie metamorphe Vulkanite als Leitgesteine in den Phylliten unseres Gebietes erkennen. Sie bilden weithin streichende Leitzüge im geologischen Kartenbild. Und sie sind hilfreich für die zusätzliche Charakterisierung des entsprechenden Phyllits, in dem sie stecken. Auch kommt man mit ihrer Hilfe zu neuen tektonischen Erkenntnissen.

1.2. Die Mehrdeutigkeit des Begriffes „Quarzphyllit“

Schon mehrere Generationen von Geologen haben versucht, in den Nördlichen Radstädter Tauern jungpaläozoische von altpaläozoischen bis angeblich präkambrischen „Quarzphylliten“ zu trennen. Darüber ließe sich eine historische Abhandlung schreiben. Jedenfalls ist heute bezüglich des Terminus „Quarzphyllit“ eine große Unsicherheit vorhanden. Ich vermeide deshalb diesen Terminus und führe ihn als historisches Relikt nur unter Anführungszeichen im folgenden Text an.

ALKER et al. (1962) haben vorgeschlagen, den eher nebulösen Begriff „Quarzphyllit“ neu zu fassen. Sie wollten ihn als exakten petrologisch-quantitativen Terminus einschränken und in die Systematik metamorpher Gesteine einbauen: Besonders quarzreicher Phyllit. Das hat sich international nicht durchgesetzt, wird aber von einigen Kollegen leider im Rahmen von Gesteinsbeschreibungen immer noch so benützt.

Meines Erachtens wäre es vorteilhafter, den Namen „Quarzphyllit“ so zu belassen, wie er in der Ostalpengeologie seit dem 19. Jahrhundert üblich ist: z.B. Innsbrucker und Brixner Quarzphyllit. Das sind keine quantitativ eingegengten Begriffe petrographischer Systematik, sondern beschreiben regional-geologische Kristallinkomplexe mannigfaltiger Zusammensetzung meist altpaläozoischen, teilweise vorkambrischen Alters. Keineswegs möchte ich den permischen Radstädter Quarzschiefer als „Quarzphyllit“ bezeichnen (EXNER, 1989, 58–59; NEUBAUER & SASSI, 1993, p. 433).

1.3. Topographie, Aufschlußverhältnisse, Morphotektonik, Fluß- und Talnamen

Die Phyllite der Nördlichen Radstädter Tauern erstrecken sich im Einzugsgebiet der Salzach und Enns vom

Großarlal im W zum Forstautal im E; von der zusammenhängenden Trias des Radstädter Deckensystems im S bis zur Salzach-Enns-Störung im N (Abb. 1). Ein kleiner Bereich der Nördlichen Grauwackenzone wird wegen des Problems des fraglichen Permszuges N Wagrain in die Erörterung miteinbezogen.

Hingegen befaßte ich mich vorläufig nicht mit dem Internbau der unter dem permischen Radstädter Quarzschiefer auftauchenden Trias-Halbfenster (Lackenkogel und Taurachtal), da hier sehr eingehende neue Studien von ROSSNER (1976 und 1979), mehrere Aufnahmeberichte von MEDWENITSCH und Diskussionsbemerkungen von TOLLMANN (1977a, p. 128–130) vorliegen. Ich interessiere mich im wesentlichen für den kristallineologisch bearbeitbaren Anteil des Gebirges.

Im oben umrissenen Gebiet (Abb. 1) verlaufen die Gesteinszüge mehr oder minder WSW–ENE. Sie sollten also in den generell S–N verlaufenden, in Abb. 1 namentlich genannten Tälern zwischen Großarl und Forstau in Profilen quer zum Streichen studierbar sein (Abb. 10, Profile 1 bis 11). Leider behindern Moränenbedeckung, dichte Vegetation und umfangreiche, meist interglaziale Bergstürze und gravitative Hanggleitungen dieses Bestreben.

Lichtblicke bieten jedoch gute neue topographische Karten 1 : 25.000 und neue künstliche Aufschlüsse (Baustellen, Straßen, Güterwege). Sie standen meinen geologischen Vorgängern im allgemeinen noch nicht zur Verfügung und beruhen auf Forstaufschließung und Entwicklung des Wintersportes in den letzten Jahrzehnten. Es war daher unvermeidlich, daß die heutige geologische Kartierung des Gebietes viele neue Ergebnisse bezüglich der Abgrenzung von Quartär (Moränen, Bergstürze, Gleitmassen etc.) und Felsgerüst bringt. Und dieses selbst kann auch unter kargen Lesesteinflächen, Hangschutt, Gehängelehm und Moränen an den künstlichen Aufschlüssen längs der Güterwege heute besser eingesehen und frischer beprobt werden als in früheren Zeiten.

Zur Morphotektonik möchte ich erwähnen, daß die breite Talandschaft zwischen Wagrain und Mandling (W Schladming) wahrscheinlich ein neotektonisch belebter Rest des einst wohl viel breiteren Längstales darstellt, in dem sich die miozänen limnischen Schichten von Wagrain und Radstadt absetzten. Tatsächlich ist eine junge Störungslinie vom Salzachtal bis Schladming zu verfolgen (Salzach-Ennsstörung, Abb. 1).

Eventuell gibt es nördlich dieser Linie ein bisher kaum aufgeschlossenes, parallel verlaufendes Störungsbündel unter dem Alluvium der Wagrain Längstalfurche und des breiten Talbodens von Radstadt. Satellitenbilddauswertung (TOLLMANN, 1977b, p. 13 und Tafel I) sowie Katakylase des Mandlingzuges sprechen dafür. Um anscheinend an einer solchen Störung nach Thermalwasser zu suchen, war im Juni 1995 auf der Alluvialfläche S Radstadt (300 m NE Felserhof) eine Tiefbohrung in Betrieb. Ich beobachtete sie während meiner Geländebegehungen. Angeblich wurde sie im Herbst desselben Jahres in 1.200 m Tiefe im Schwarzschiefer der Grauwackenzone eingestellt, ohne Thermalwasser aufzufinden.

Geographische Besonderheiten des Flußnetzes dürften ebenfalls mit der Morphotektonik zusammenhängen.

Der Charakter der ebenen und breiten, beckenförmigen Senke zwischen Wagrain, Flachau und Radstadt erinnert an das Lungauer Becken. Postglaziale Erosion hat die jüngste Lockergesteinsfüllung der Senke noch kaum ausgeräumt.

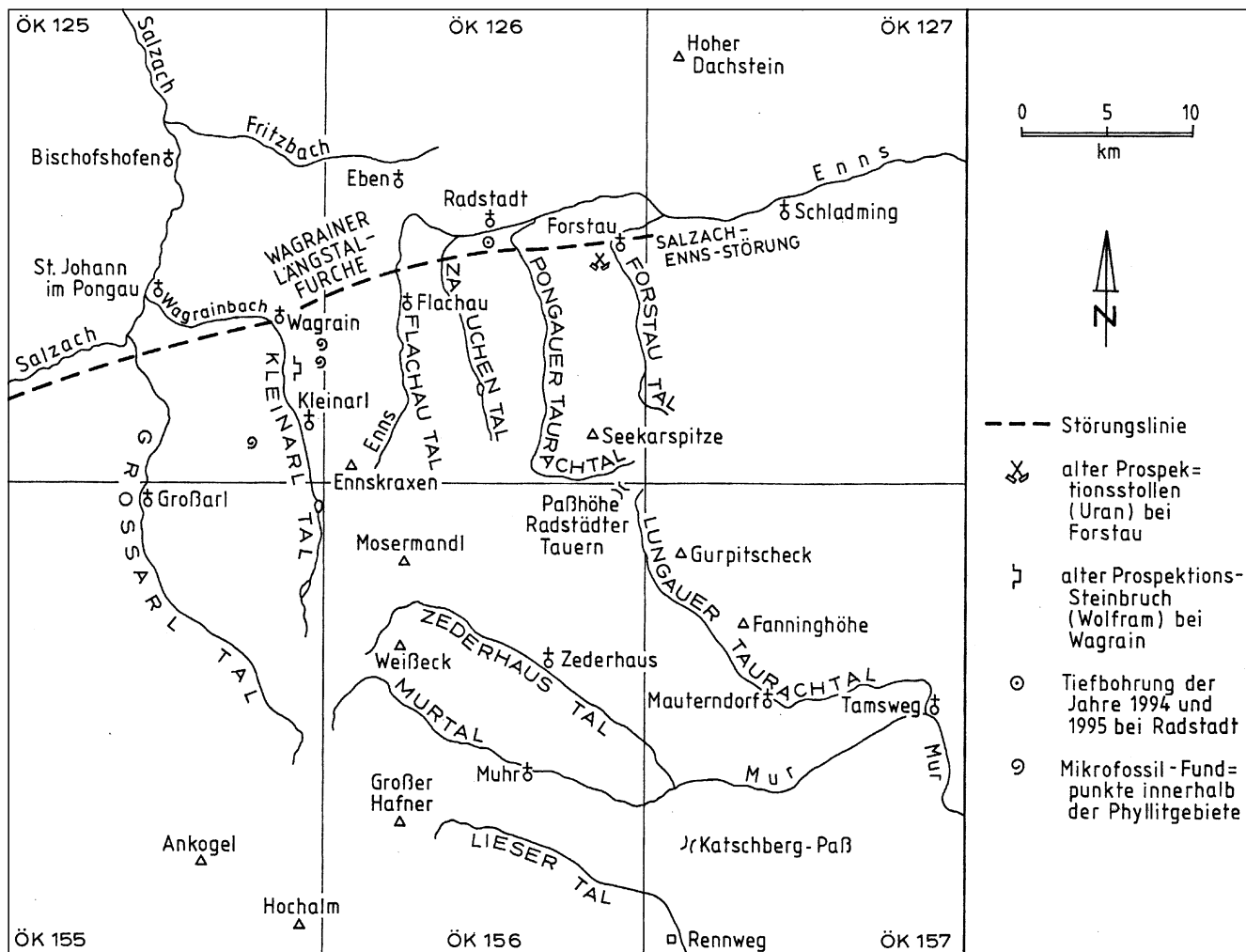


Abb. 1.
Topographische Übersicht der Nördlichen Radstädter Tauern und ihrer Umgebung.

Den westlichen Teil der Senke zwischen Wagrain und Flachau nenne ich Wagrainer Längstaltal (Abb. 1). Sie besitzt eine ebene, ursprünglich versumpfte Wasserscheide (Wagrainer Sattel) zwischen den Einzugsbereichen von Salzach und Enns. Ebenso verhält es sich mit der ebenen breiten Wasserscheide beider Einzugsbereiche zwischen Flachau und der Ortschaft Eben, wo heute das Autobahn-Karussell steht. Südlich davon macht die Enns den rätselhaften Bogen um 130° (Abb. 1), der eventuell neotektonisch im Zuge von Aktivität der Salzach-Enns-Störung zu erklären wäre. Für die Talenge des Mandlingpasses (E Radstadt) nahmen schon SCHWINNER und TRAUTH junge Hebung der Erdkruste an.

Schwierigkeiten bereiten einige historisch bedingte Namen für gewisse Fluß-Abschnitte:

Das breite Flachautal, dem die Tauern-Autobahn folgt, bildet die südliche Fortsetzung der beckenförmigen Senke (siehe oben!). Ihr orographischer Hauptfluß wäre doch eigentlich der wasserreiche, weit aus dem Süden einströmende, die Mosermandl- und Pleiðlinggruppe entwässernde Pleiðlingbach. Anscheinend aus historischen Gründen verliert er seinen Namen an die Enns, wo diese als kleiner Nebenbach aus einer engen Bündnerschiefer-schlucht einmündet.

Nicht gerade vorteilhaft für das Verständnis der Geographie des Gebietes ist auch die Tatsache, daß es zwei große Flüsse gibt, die den gleichen Namen „Taurach“ führen. Zur Unterscheidung wäre man gezwungen, den nörd-

lich vom Paß (Radstädter Tauern) befindlichen als Pon-gauer Taurach, hingegen den südlichen als Lungauer Tau-rach zu bezeichnen, was meist aus Bequemlichkeit unter-lassen wird.

Landschaftlich und geradezu klassisch morphotek-tonisch bedingt ist die Namensänderung, die der Kleinarl-bach nach Querung der Salzach-Enns-Störung in Wagrain erlebt. Er heißt unterhalb dieser Ortschaft: Wagrainbach (Abb. 1) und bildet eine enge dunkle Schlucht im altpaläo-zeitlichen Schwarzschiefer der Grauwackenzone. Hinge-gen besitzt das südlich Wagrain befindliche Tal des Klein-arlbaehes, wo es sich im Tauernfenster befindet, bereits die Schönheit und Großzügigkeit der westlichen Nachbar-täler in den Hohen Tauern.

1.4. Notiz zur geologischen Erforschung

Der Bereich der Nördlichen Radstädter Tauern und nördlich angrenzender Gebiete, auch unter voller Berück-sichtigung der ältesten Literatur, wurde äußerst sorgfältig von TRAUTH (1925 und 1927) monographisch dargestellt. Der verewigte Hofrat Professor Dr. Friedrich TRAUTH be-wältigte diese enorme Aufgabe, die er als Schüler von UH-LIG und BECKE begonnen hatte, zu einer Zeit, als er bereits führender Stratigraph, Paläontologe, Hochschullehrer und Museumsdirektor wurde. Die Arbeit enthält auch vor-zügliche Dünnschliffbeschreibungen des mikroskopi-schen Mineralbestandes der metamorphen Gesteine des Gebietes.

TRAUTHS Monographie ist so präzise, daß wahrscheinlich aus diesem Grunde keine neue einheitliche Bearbeitung des Gebietes als zusammenfassendes neueres Gesamtwerk unternommen wurde.

Auch wirkte die N-S verlaufende Kartenblattgrenze zwischen den Blättern ÖK 125 Bischofshofen und ÖK 126 Radstadt beinahe wie ein „magischer Schnitt“. Westlich dieser Grenze lag der Schwerpunkt der Arbeiten von HEISEL, SCHRAMM und der Dissertationen von MOSTLER (1963a) und WAGNER (1972); hingegen östlich der Grenze die Erfahrungen von MEDWENITSCH, TOLLMANN und FRANK, ferner die Dissertationen von DEMMER (1961), SLAPANSKY (1987), die Habilitationsarbeit von ROSSNER (1976 und 1979), sowie die für die Uranbergbau-Prospektion durchgeführten geologischen Kartierungen und Beschreibungen von MATURA et al. (1973) und ALBER (1977).

1.5. Vorliegende geologische Probleme und deren gegenwärtige Bearbeitung

Nach der Beschäftigung mit dem mittleren Lungau und den südlichen Radstädter Tauern (EXNER, 1989) stellten sich 2 Probleme, denen ich zunächst in den Nördlichen Radstädter Tauern nachging:

- 1) Wo setzt der altpaläozoische Katschberg-Fanning-Phyllit, der zwischen Gurpitscheck und Paßhöhe des Radstädter Tauern nach N auskeilt (siehe Abb. 9!) fort? Er liegt 45 km lang unter der Kristallinmasse der Ostalpinen Decke (von Pusarnitz im Drautal über den Katschberg bis NW Gurpitscheck). Wo steckt seine Fortsetzung in den Nördlichen Radstädter Tauern?

Diese Frage ist bis heute ungelöst. Nördlich der Paßhöhe des Radstädter Tauern gibt es nur alpinen Verrucano (Perm) unter der Kristallinmasse (SLAPANSKY & FRANK, 1987, Fig. 1 und 2), zwischen Pongauer Taurach und Flachautal war bisher kein Altpaläozoikum einigermaßen sicher nachweisbar (ROSSNER, 1979), und das fossilmäßig belegte Altpaläozoikum S Wagrain (SCHÖNLAUB, 1975) liegt auf Grund meiner gegenwärtigen Bearbeitung eindeutig nicht unter, sondern auf der Kristallinmasse.

Ich bin aber trotzdem optimistisch, daß die Frage in Zukunft noch positiv gelöst werden wird. Denn außer der typischen Verrucano-Fazies enthalten die Radstädter Quarzschiefer lokale Vorkommen chloritreicher Phyllite und Schwarzschiefer, welche bei genauerer Untersuchung in Zukunft sich vielleicht als dünne altpaläozoische Schubspäne und somit tektonisch reduzierte Fortsetzungen des Katschberg-Fanning-Phyllites deuten lassen könnten.

- 2) Gibt es einen genetischen und tektonischen Zusammenhang zwischen Diaphthoriten an der Basis des Permo-Mesozoikums der tiefsten tektonischen Einheit der Südlichen Radstädter Tauern (Speiereck-Tschaneck-Gneislamelle [EXNER, 1989, p. 29]) und solchen der Nördlichen Radstädter Tauern, welche in entsprechender tektonischer Position von DEMMER (1961, p. 37–46) beschrieben wurden? Es handelt sich um Phyllonite und problematische Diaphthorite nach prätriassischem Gneis und Metabasit im Sockel der Ennskraxenschuppe. Diese bildet den tektonisch tiefsten Teil des Radstädter Deckensystems auf den Bündner Schiefern in den Nördlichen Radstädter Tauern.

Umfangreiche Geländebegehungen, Kartierungen und petrographische Dünnschliffuntersuchungen im Rahmen der gegenwärtigen Bearbeitung konnten zwar das diesbezügliche Beobachtungsmaterial erweitern (Moseregg- und Seekopflamelle, Abb. 12), aber noch keine befriedigende Lösung des Problems bringen.

Feldgeologische Weiterarbeit N Draugstein (Abb. 9) könnte uns an das Problem näher heranführen, da hier der kristalline Sockel (Metabasite und eventuelle Gneisdiaphthorite) im Kamm W Kleinarltal weithin aufgeschlossen, aber noch nicht speziell untersucht sind.

Nachdem ich im Sommer 1989 bereits mit Übersichtsbegehungen in den Nördlichen Radstädter Tauern begonnen hatte, konnte ich mich im Sommer 1990 zusätzlich noch mit zwei anderen, nicht minder interessanten Problemen befassen, die ursprünglich nicht eingeplant waren.

- 3) Die Fortsetzung des Kristallins der Schladminger Masse längs des Nordrandes der Radstädter Tauern. Das war eine dankbare Problemstellung und Aufgabe, die ich in den Jahren 1990 bis 1995 im Gelände und mit petrographischen Dünnschliffuntersuchungen lösen konnte. Anregung und Hilfestellung zu dieser Bearbeitung erhielt ich durch Herrn Kollegen Hofrat Dr. A. MATURA.

Es war nämlich in den Jahren 1971 und 1973 eine bedeutende Geologengruppe der Geologischen Bundesanstalt (BOROVICZENY, W. JANOSCHEK, MATURA, PLÖCHINGER und PREY) mit der Untersuchung und geologischen Kartierung der Umgebung der Uranlagerstätte Forstau befaßt gewesen (A. MATURA: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes zwischen Flachau und Schladming, 1 : 25.000. – Archiv der Geol. B.-A., Wien 1973). Dabei stellte sich u.a. heraus, daß der nördlichste Teil der Schladminger Kristallinmasse eine schmale Fortsetzung nach W bis zum Pongauer Taurachtal besitzt. Ferner wurde damals bereits die Möglichkeit einer Verlängerung dieses schmalen Kristallinzuges noch viel weiter nach W bis zum Koppen bei Flachau folgendermaßen angedeutet und ernstlich vermutet:

„... Unsicher ist die Zuordnung jener kompakten Grünschiefer am Koppen NE Flachau in der gleichen Position. Entweder gehören sie als Diaphthorite dem Altkristallin an, oder es sind Grünschiefer der Grauwackenzone. Dasselbe gilt für eine auffallende Einschaltung von Chlorit-Phylliten westlich oberhalb der Oberen Bifangalm bei Altenmarkt ...“ (MATURA l.c., p. 3).

Herr Kollege MATURA übergab mir eine Kopie dieser im Archiv befindlichen geologischen Manuskriptkarte und machte mich darauf aufmerksam, daß damals in den Jahren 1971 und 1973 petrographische Dünnschliffuntersuchungen dieses Kristallinzuges nicht im Programm standen und auch bisher nicht durchgeführt waren. Er ermunterte mich, feldgeologisch und petrographisch dieses Thema zu behandeln.

- 4) In das besonders spannende, aber noch offene Problem eines eventuell permischen Wagrainer Zuges in der Grauwackenzone (Kapitel 2.1.) schaltete ich eher zufällig hinein, weil mich die sonderbaren Gesteine und die für die Ostalpengeologie wichtige Fragestellung fesselten. Nur meine ersten Eindrücke möchte ich schildern, die jedermann leicht nachvollziehen kann:

Ich bezog im Juni 1990 beim Bauern im Ortsteil „Hof“ bei Wagrain Quartier. Ich wollte am nächsten Tage zur Hofalm zwecks Besichtigung von DEMMERS Hofalm-schuppe mit Twenger Kristallin im Kleinartal aufsteigen. Der gleichnamige Bauer hatte aber mit der Hofalm (heute jagdlicher Großgrundbesitz) nur noch historisch zu tun. Dafür sah ich unweit des Bauernhofes metergroße Blöcke eines harten massiven feinkörnigen grünen Natursteines aus dem Bergsturz der Halserbachschlucht liegen. Da man freisichtig keine Gemengteile erkennt, hielt ich ihn für einen Vulkanit aus der Grauwackenzone. Tatsächlich ist es der eventuell permische Öbrist-Vulkanoklastit, was ich erst später durch Auffindung porphyrischer Typen feststellte. Im Jahre 1990 wurden diese harten Blöcke zur Befestigung der Ufermauer des Halserbaches unter der Brücke P. 923 der in der Wagrainer Längstalfurche verlaufenden Bundesstraße eingebaut. Im gleichen Jahre 1990 fand ich die rosaroten Quarze im Ginau-Metasandstein, welche an permotriadische Semmeringquarzite erinnern (EXNER, 1991, p. 111). Das war mein Einstieg zu diesem merkwürdigen Problem.

1.6. Bemerkungen zur Abfassung des Textes

Es fällt mir nicht ganz leicht, die folgende Dokumentation meiner in den Jahren 1989 bis 1995 ausgeführten Beobachtungen auf den Kartenblättern Bischofshofen und Radstadt schon jetzt in unfertigem Zustand zu publizieren. Mein fortgeschrittenes Alter zwingt mich dazu. Ich kann ja nur hoffen, in zukünftigen Jahren noch einiges hinzuzufügen. Einen schönen abgerundeten, möglichst objektiven und mit ausgedruckter geologischer Farbkarte versehenen Endbericht werde ich nicht mehr erleben.

Darum habe ich Vorträge über das bisher Gesammelte gehalten in unserem Seminar des geologischen Universitätsinstitutes am 19. Oktober 1995 und an der Geologischen Bundesanstalt am 28. November 1995. Der folgende Text ist als zugehöriger Vortragsbericht aufzufassen.

Nur im Kapitel 9. Wagrainphyllit habe ich mich zu einer langatmigen Detailbeschreibung hinreißen lassen. Es war ja die Grundtendenz meines späten Hineinspazierens in ein neues Arbeitsgebiet (Nördliche Radstädter Tauern), daß ich gerne wissen wollte, wie sich der Katschbergphyllit, um den ich mein halbes Leben herumtanzte, zum Altpaläozoikum im Wagrainphyllit verhält. Ich erinnere an die berühmte KOBERSche Liegendfalte: der eine unter, der andere über der Schladminger Kristallinmasse.

Das im Prinzip ähnliche, aber mit neuen Erkenntnissen versehene Entwicklungsschema der großen Liegendfalte des Schladminger Kristallins (SLAPANSKY & FRANK, 1987, Fig. 8) weist auf Grund meiner gegenwärtigen Untersuchung dem Wagrainphyllit die tektonische Position in Fortsetzung des Wölzer Glimmerschieferkomplexes zu.

Im Text sind unter Anführungszeichen Lokalitäten genannt, die nicht in der jetzt offiziellen amtlichen österreichischen topographischen Karte stehen. Das gilt auch für die neuen Güterwege. Bei einigen petrographischen Besonderheiten wurden die Nummern der betreffenden Dünnschliffe mit „Se“ (Sammlung EXNER) in Klammer beigelegt.

Der Übersichtlichkeit halber behandle ich die Dokumentation der geologischen Zonen von N nach S. So wie in den Vorträgen schweige ich mich über Zonen, die ich noch speziell untersuchen will, vorläufig aus (Bündnerschiefer, Klammkalkzone und Radstädter Quarzschiefer). Damit

hege ich die Hoffnung, weiter im Gelände zu forschen und auch noch später wesentlich Neues bezüglich dieses Gebirges berichten zu dürfen.

2. Grauwackenzone

2.1. Der Wagrainer Zug in der Grauwackenzone

Als guter Kenner der Geologie des Cu-Erzreviers von Mitterberg W Bischofshofen im Grenzgebiet von Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen (Hochkönig) machte HEISSEL (1951, p. 73; spätere Arbeiten bis zuletzt 1968) die sonderbare Entdeckung, daß das postvariszische permische Sockelgestein der Nördlichen Kalkalpen auch nahe dem S-Rand der Grauwackenzone bei Wagrain auftritt. Es sind die „Grünen Gesteine von Mitterberg“ (HEISSELS endgültige Bezeichnung), die hier bei Wagrain bis 1 km Abstand (Halsertal) an die Wagrainer Längstalfurche heranreichen.

Längs des Nordrandes der Grauwackenzone waren diese Gesteine von TRAUTH (1927, p. 167–168 und Tafel II) „grüne Werfener Schichten von Mitterberg“ genannt und aus dem Gebiet von Dienten durch Mitterberg und Bischofshofen bis ins Fritztal kartiert worden. HEISSEL (1968) hielt sie zuletzt für permisch, eventuell in Begleitung karbonischer Quarzite im Liegenden und Hangenden. Er ließ einen südlichen Ausläufer dieses permischen Gesteinszuges gedanklich aus der Gegend von Mitterberg nach ESE bis Wagrain streichen (1968, p. 229).

TOLLMANN (1977a, p. 520) nannte dementsprechend dieses Sockelgestein der Nördlichen Kalkalpen bei Wagrain den „Wagrainer Zug“. Er könnte, so meinte er folgerichtig, ein Gegenstück zu dem aus Trias bestehenden Mandlingzug sein. Dieser quert, aus dem Sockel der Nördlichen Kalkalpen abzweigend (Gebiet um Aich bei Gröbming), WSW streichend fast die gesamte Grauwackenzone und kommt zwischen Altenmarkt und Wagrain recht nahe an den Wagrainer Zug heran. Mit Recht macht TOLLMANN (l.c., p. 521–522) auf die geringe geologische Bearbeitung der Grauwackenzone zwischen Salzach-Quertal und Steiermarks Grenze aufmerksam.

BRÜCKL und SCHRAMM (1982) nennen die in das ältere Paläozoikum der Grauwackenzone bei Wagrain eingeschuppten permischen Schichten „Ginau-Schuppe“. Dabei ergeben die Metamorphose-Untersuchungen von SCHRAMM, daß hier der alte Anteil (Grauwackengesteine des variszischen Zyklus) und die später eingeschuppten permischen Schichten die gleiche postkinematische alpidische Epimetamorphose erlitten haben (gleiche Illit-Kristallinität, gleiche postkinematische Blastese von Chloritoid etc.). Diesbezüglich existiert zwischen beiden kein Hiatus. Erst weit im Norden (Werfen-St. Martin Schuppenzone) nimmt die alpidische Metamorphose den schwachen Wirkungsgrad der Anchimetamorphose an, was ebenfalls für beide Gesteinskomplexe gilt.

Frau BRÜCKL (1981) lieferte als Anfängerin des Geologie-Studiums im Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg (Vorstand: Prof. G. FRASL) eine geologisch-petrographische Vorarbeit im Gebiet des Öbristkopfes bei Wagrain mit geologischer Karte 1 : 10.000 zwischen Ginau- und Halserbach. Dabei wurde erkannt, daß zusätzlich zu den schon von HEISSEL bei Wagrain beobachteten grünen Schichten (Metasiltsteinen von BRÜCKL) auch eine zweite lithologische Serie wahrscheinlich permischen Alters ausgebildet ist, die aus klein- bis mittelkörnigen farblosen bis grauen Metasandsteinen besteht.

2.2. Eigene Beobachtungen bei Wagrain

(Abb. 2 und 3)

Ich betrachte die Frage, ob der Wagrain Zug tatsächlich postvariszische, oberkarbone bis permische Schichten enthält, vorläufig für ungelöst. Doch habe ich mich bemüht, zur Petrographie der betreffenden Gesteine beizutragen, eine geologische Kartierung 1 : 25.000 zu erstellen (Archiv der Geologischen Bundesanstalt, 1995) und Profile (Abb. 2 und 3) zu zeichnen. Außerdem begann ich mit Vergleichsexkursionen in der Werfener Schuppenzone im tatsächlichen Sockel der Nördlichen Kalkalpen. Besonders die Besichtigung der auf der Geologischen Karte Blatt 127 Schladming (MANDL & MATURA, 1995) eingetragenen Basisbreccie (Perm), „Phyllitserie“ (Perm) und Werfener Quarzit (? Perm-Skyth) längs der Dachstein-Mautstraße (Detailbeschreibungen von ERKAN [1977 und 1987]) und der Basisbreccie (Filzmooskonglomerat nach GANSS [1941]) im Hammertal bei Filzmoos (Blatt Radstadt) haben mich belehrt, daß diese Gesteine sehr große Ähnlichkeit mit denen des Wagrain Zuges aufweisen.

Die größte Schwierigkeit für eine jungpaläozoische, postvariszische Einstufung des Wagrain Zuges besteht ja darin, daß dieser keine Diskordanz und keine eindeutigen scharfen Grenzen zum altpaläozoischen Phyllit der Grauwackenzone aufweist. Zur Erklärung dieser Sachlage zog HEISSEL (1968, p. 227) eine intensive tektonische Zerschierung der Grauwackenzone während des abgetrennten Vorgleitens der Nördlichen Kalkalpen heran. Dabei können natürlich gleitfähige jungpaläozoische Sockelgesteine der Kalkalpen (Phyllite mit Metasiltsteinen, Metasandsteinen und tektonisch lamellierten Basisbreccien) als tektonische Schuppen in die unterlagernden altpaläozoischen Phyllite eingespießt und letztlich mit diesen zusammen nochmals deformiert worden sein. Daß sie mit diesen zusammen auch eine gemeinsame alpidische Metamorphose erlebten (BRÜCKL & SCHRAMM), wurde bereits oben erwähnt.

Fraglich bleibt vorläufig auch eine Abgrenzung der als jungpaläozoisch vermuteten Phyllite gegen solche des Altpaläozoikums. Das ist eine der großen Unsicherheiten, die zur Vorsicht bei einer stratigraphischen Interpretation sowohl im Profil der Dachstein-Mautstraße (Signatur mit Führungszeichen: „Phyllitserie“ Perm) als auch im Wagrain Zug mahnt.

Trotz der mangelhaften Aufschlüsse ergab meine geologische Kartierung der Grauwackenzone bei Wagrain im wesentlichen Folgendes:

Die Gesteine streichen WNW und fallen mittelsteil bis steil nach S. Lineationen und Faltenachsen neigen sich flach nach ESE. Längs der Salzach-Enns-Störung herrscht Diskordanz zu der meist N-fallenden und W-E bis NE streichenden Wagrainphyllit-Einheit der Radstädter Tauern.

Von S nach N lassen sich innerhalb der Grauwackenzone die folgenden 5 Gesteinsstreifen erkennen:

- 1) Monotoner altpaläozoischer Schwarzschiefer mit dünnen Lagen dunklen Kieselchiefers. Gebiet: Wagrain Bach und Wagrain Längstalfurche.
- 2) Schwarzschiefer mit wahrscheinlich silur-devonischen Karbonatgesteinszügen. Gebiet: Floitensberg, Mündungsschlucht des Ginaubaches mit in Betrieb befindlichem großem Kalkmarmor-Steinbruch, Öbrist, Gumpold. Es sind 10 parallel streichende, bis zu 100 m mächtige Kalkmarmorzüge vorhanden, die wahrscheinlich teilweise durch Spitzfalten miteinander verbunden sind. Ein solcher Faltenschluß ist 400 m SW Windberg

aufgeschlossen, wo auf flachem Wiesengelände zwei Kalkmarmor-Härtlingsrücken spitzwinkelig aufeinander zulaufen und sich vereinigen (Abb. 2, Profil 5).

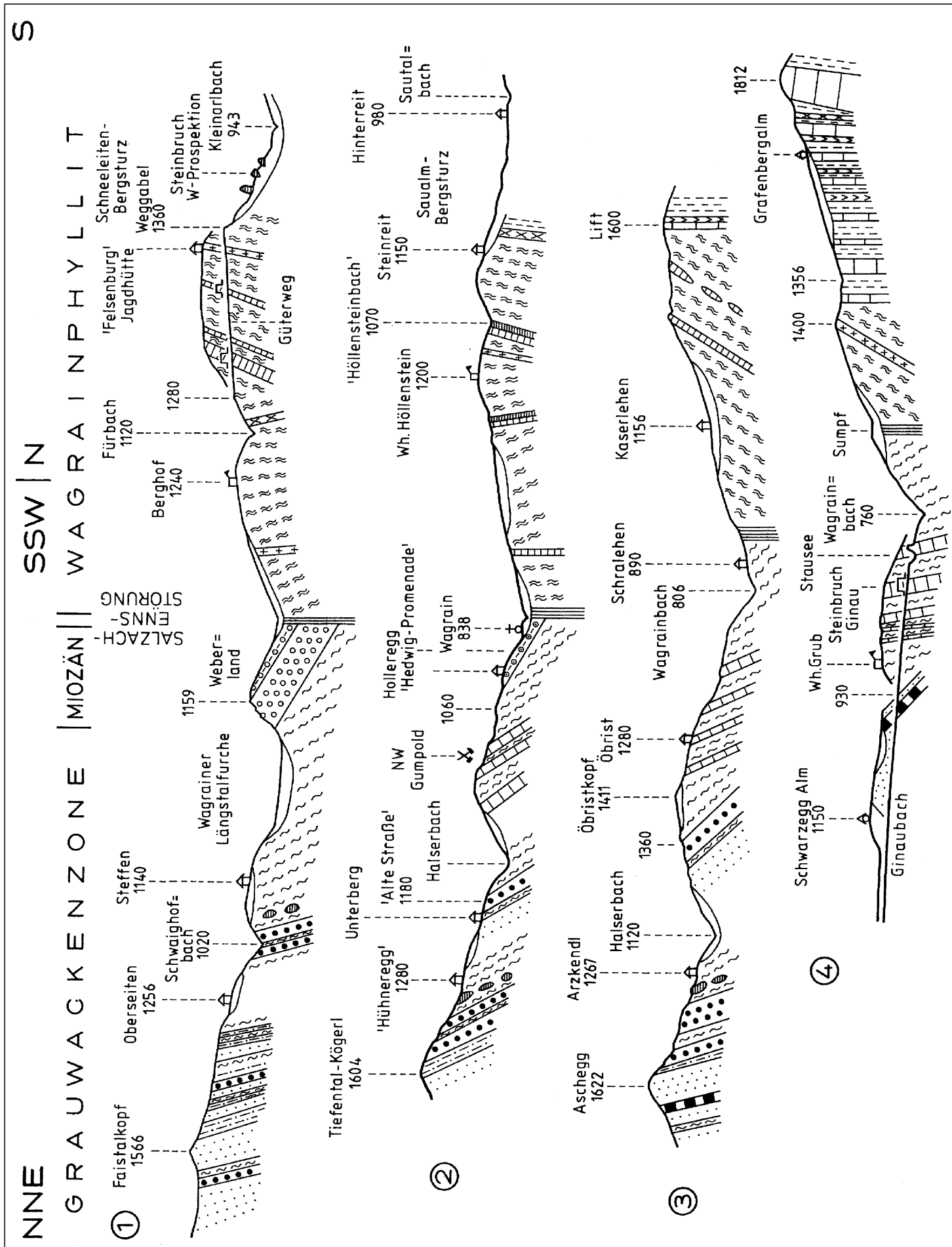
Nach E scheint die Serie auszuweichen. Nach W quert sie die Salzach und zieht bis in das Dientental (EXNER, 1979; SCHRAMM & TICHY, 1980). So wie im Dientental entspricht der Deformationstypus des Kalkmarmors (Rotationstektonit, Fiederklüfte mit Calcitausfüllung) dem des Klammerkalkes. Begleitgesteine bei Wagrain sind Graphitphyllit (z.B. Fels der linken Einbindung der Talsperre des Ginau-Stausees), schwarzer Kiesel-schiefer (z.B. an der Straße zum Ginau-Steinbruch), Kalkschiefer (Güterweg bei Gumpold) und Eisendolomit mit Quarz-Karbonat-Lagergängen und mit Spuren aufgelassenen Bergbaues (Abb. 3).

- 3) Wagrain Zug im Gebiet: Forstegg, Ginau, Öbristkopf-N-Kamm, Bergsturzblockwerk im Halsertal, Alte Straße bei Unterberg (Abb. 2, Profile 2 bis 5; Abb. 3). Folgende Gesteine sind zu beobachten: Der grüne Meta-Siltstein BRÜCKLS (= „grünes Gestein von Mitterberg“ HEISSELS) mit Ignimbritlagen (Bergsturz Halsertal und Alte Straße bei Unterberg, beschrieben von EXNER [1995, p. 532] als Öbrist-Metapyroklastit). Ferner ein klein- bis mittelkörniger, farbloser bis grauer Meta-Sandstein mit stellenweise rosa Quarzgeröllen, den ich nach den guten Aufschlüssen an den Fels-Sprengungen der ehemaligen Straße in der Ginau (200 m SE Ellmau) als Ginau-Metasandstein bezeichnen möchte. An der selben Stelle befinden sich im Sandstein Breccien vom Typus der Basalbreccie der Dachstein-Mautstraße bzw. des „Filzmooskonglomerates“ in deformierter Form. Ich bezeichne diese Breccie, die auch am Berghang E Ginaubach größere Verbreitung hat, vorläufig als Filzmoosbreccie. Schließlich treten ebenfalls meist im Verbands des Ginau-Metasandsteines farblose bis graugrüne, dünnblättrige Serizitschiefer auf.

Wenn diese Gesteine nun tatsächlich jungpaläozoisches (hauptsächlich permisches) Alter hätten, so stellte sich ihre räumliche Beziehung zum Altpaläozoikum der Grauwackenzone als problematisch dar. Die annähernd kontinuierlichen Aufschlüsse längs der Böschung eines Güterweges im Gebiet des Öbristkopfes sind in Abb. 3 dargestellt. Auf den ersten Blick sieht man die konforme Lage von Wagrain Zug und umgebenden altpaläozoischen Gesteinen. Zusätzlich gibt es eine gewisse Durchmischung des „Perms“ mit Phylliten (Zwischenschiefer), die lithologisch als Schwarzschiefer und hellgraue Schiefer kaum von solchen des Altpaläozoikums unterscheidbar sind (z.B. Zwischenschiefer Signatur b der Abb. 3). Und auch die Grenzziehung des „Perms“ gegen das Altpaläozoikum ist lokal unscharf, z.B. Signatur 4 zwischen den beiden Schwarzschieferlagen „c“ unter dem Öbristkopf. Für solche Schiefer besteht das Problem: Entweder stratigraphische Zugehörigkeit zum Jungpaläozoikum, oder es handelt sich um altpaläozoische Schiefer, die mit dem Perm tektonisch verfrachtet sind.

In Abb. 3 gehört der Schwarzschiefer rechts (bei Wegweiser) zum oben genannten monotonen Gesteinsstreifen. Dann folgt bis unter den Öbristkopf der Streifen mit den wahrscheinlich silur-devonischen Karbonatgesteinen. Daran schließt der Wagrain Zug an (bis N Quelle).

- 4) Nördlich davon (bei Lackenkapelle in Abb. 3) folgt ein altpaläozoischer Schwarzschiefer-Streifen im Gebiet



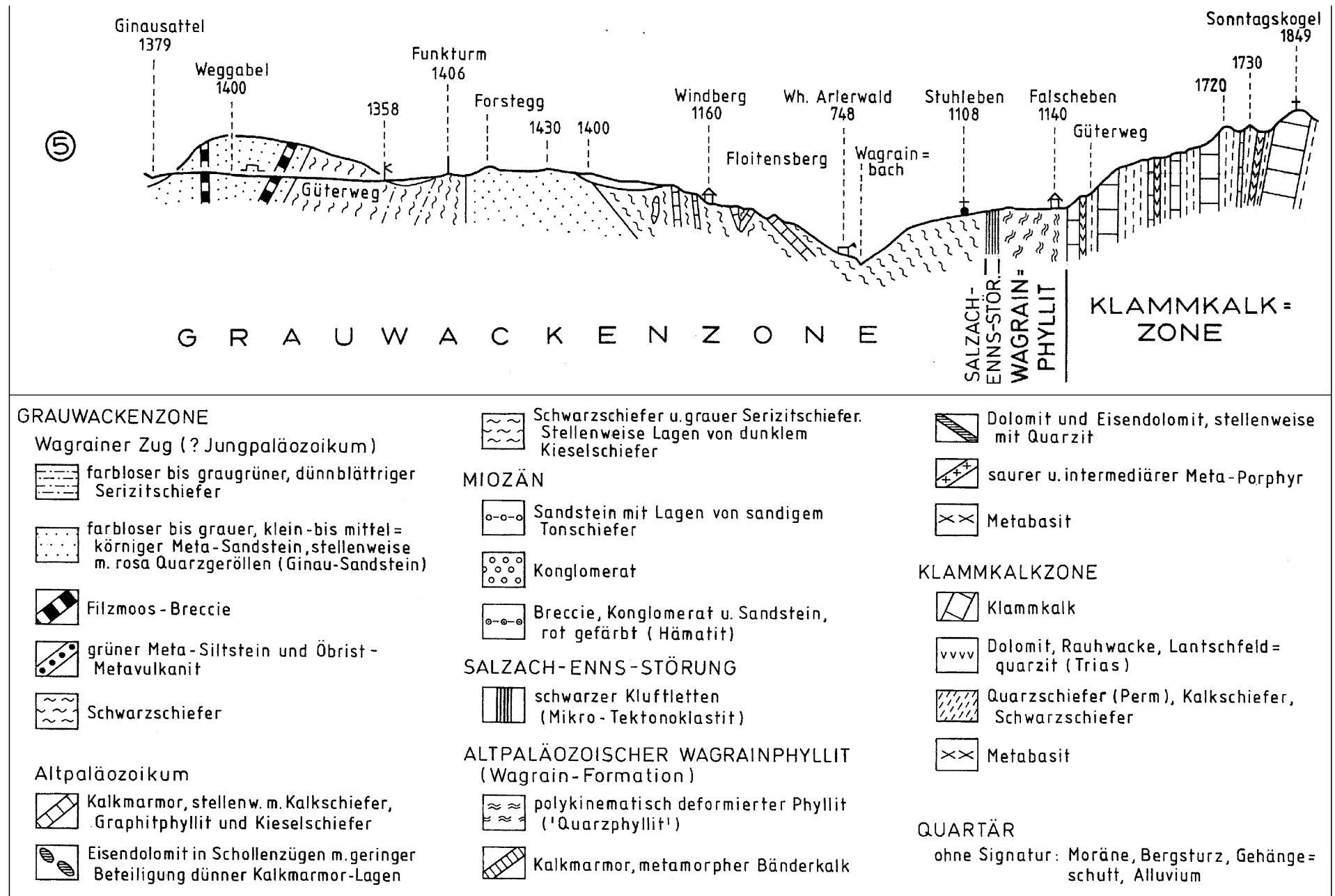


Abb. 2.
Grauwackenzone und Tauern-Nordrand bei Wagrain – Übersichtsprofile.
Geologische Aufnahme von Ch. EXNER in den Jahren 1990 bis 1995.

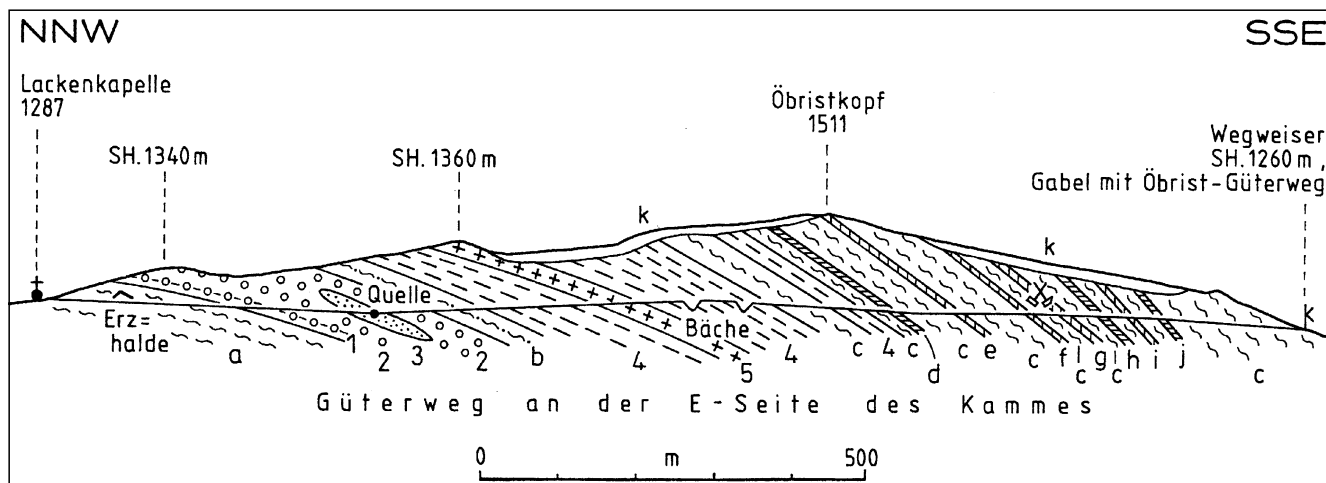


Abb. 3.

Wagrainer Zug in der Grauwackenzone.

Profil des Öbristkopf-Bergkammes N Wagrain. Die fraglichen jungpaläozoischen Schichten (Signaturen 1 bis 5) liegen konform und ohne scharfe Abgrenzung zwischen Altpaläozoikum.

Wagrainer Zug: 1 = Erzreicher Metasandstein mit Chloritoid; 2 = Farbloser Metasandstein (Ginausandstein) mit rosa Quarzkörnern und mit Chloritoidblasten; 3 = Linse aus sandigem Schiefer, Serizit-Quetsch-Schiefer (Quelle) und erzreichem chloritoidführendem Metasandstein; 4 = Feinschichtiger Metapyroklastit mit einigen kompakten Lagen; 5 = Kompakter Öbrist-Metapyroklastit.

Altpaläozoikum und Zwischenschiefer: a = Schwarzschiefer mit verbrochenem Stollen und mit Bergbauhalde aus erzführendem Gangquarz; b = Zwischenschiefer: Schwarzschiefer und hellgrauer bis grüner Schiefer mit sandigen Lagen; c = Schwarzschiefer; d = Bänderkalk (8 m mächtig) mit Fe-reichen Lagen; e = Kieselschiefer (3 m); f = Derselbe (6 m) mit Fe-hältigem Calcit-Quarz-Lagergang; g = Derselbe (10 m) mit Quarzlagergang und Fe-hältigen Karbonatknauern. Verbrochene Pinge mit Halde; h = Kalkschiefer (10 m); i = Kiesel-Kalk-Schiefer (2,5 m); j = Fe-hältiger Kalk und Eisendolomit (3 m).

Quartär: k = Moräne und Gehängelehm.

Funkturm P. 1406, Arzkeidl, „Hühneregg“, Steffen, Schwaighof (Abb. 2, Profile 1 bis 3 und 5). Von Arzkeidl bis Schwaighof enthält dieser Schwarzschiefer Linsenzüge von Eisendolomit mit vererzten Quarz-Karbonat-Adern und mit wenig Bänderkalk. Blöcke von Eisendolomit sind mitunter über dem gleitfähigen Phyllit sekundär gravitativ verrutscht (Hangtektonik).

- 5) Als erstaunlichstes Ergebnis meiner Kartierung im Jahre 1995 stellte sich heraus, daß der nördlich anschließende Gesteinsstreifen aus einer mächtigen Wiederholung der Gesteine des Wagrainer Zuges besteht, welche bisher unbekannt war. Die Serie steht steil und bildet die S-Flanke des Hochgründecks (Güterweg) und den Grenzkamm zum Einzugsbereich des Iglsbachtals mit Ginausattel, Aschegg, Tiefentalkögerl, Faistalkopf und Jagdhütte P. 1562. Siehe Abb. 2, Profile 1 bis 3 und 5! Es liegen noch keine mikroskopischen Beobachtungen dieses Gesteinszuges vor. Freisichtig erkennbar sind gute Aufschlüsse im grünen Meta-Siltstein (wahrscheinlich mit Ignimbriten), Steinbrüche im Ginau-Metasandstein, Aufschlüsse von Filzmoosbrecce an Güterwegböschungen (Abb. 2, Profil 3 und 5) sowie typische Vorkommen des feinblättrigen farblosen oder graugrünen Serizitschiefers. Dazwischen wieder die Ubiquität von Schwarzschiefer! Weitere Kartierung ist projektiert und es wird sich zeigen, ob dieser mächtige Gesteinszug in Richtung Filzmoos weiterstreicht.

2.3. Notizen

zur Petrographie und zur Grauwackenzone zwischen Flachautal und Forstau

Im gesamten Untersuchungsgebiet zwischen Wagrainer Bach und Forstau fehlt den Grauwackengesteinen Granat.

Biotit fand ich nur an einer Stelle! Er ist ungefüllt, einschlußfrei, nicht rotbraun und ohne pleochroitische Höfe.

Es dürfte sich um eine alpidische Neubildung handeln so wie in analogen Vorkommen im Dientental (EXNER, 1979, p. 57–59).

Fundort: Einige Meter nördlich des ehemaligen, heute nicht mehr zugänglichen Diabas-Steinbruches bei Steiner an der Bundesstraße NW Altenmarkt. Ein feinkörniger (unter 0,03 mm Ø) Helglimmer-Chlorit-Titanit-Opazit-Schiefer wird von Quarz-Albit-Adern (0,8 mm Ø) durchdrungen. Als Reaktionsprodukte stellen sich der genannte Biotit (0,35 mm Ø, Pleochroismus blaßgelb bis dunkelbraun, szintillierende Auslöschung), Helglimmer-Rosetten (0,3 mm Ø) und Epidot (0,2 mm Ø) ein (Se 3418).

Stilpnomelan ist häufig und tritt in folgenden Gesteinen auf:

- In Meta-Diabas am Karrenweg 600 m SSW Skifabrik Altenmarkt (Se 3352).
- In Öbrist-Metapyroklastit im Hohlweg des Öbristkopf-N-Kammes bei SH. 1360 m (siehe Abb. 3!). Es handelt sich um Quarz-Chlorit-Stilpnomelan-Adern, die den Metapyroklastit als Mobilisate durchdringen und teilweise ersetzen (Se 3456).
- Im Ginau-Metasandstein am Güterweg 300 m WNW Unterberg im Halsertal bei Wagrain (Se 3453).
- In feinkörnigem (unter 0,07 mm Ø) Schwarzschiefer der Öbrist-Güterstraße bei Wagrain, 100 m W Funkturm P. 1214 (Se 3288).
- In feinkörnigem Arkoseschiefer im geologischen Verbands der Schwarzschiefer nahe dem westlichen Ortsende von Altenmarkt. Fundort: Böschung der Privatstraße zum Haus „Bittersam“, 100 m NW Talstation des Skiliftes. Dieser Fels nahe dem Bergfuß war bereits von TRAUT (1925, p. 131, Fundortangabe „W Urbais“) mikroskopiert worden, der dem damaligen allgemeinen Kenntnisstand entsprechend den 0,1 mm großen Stilpnomelan (Pleochroismus blaßgelb bis goldbraun; rosettenförmige Aggregate; Auslöschung ohne Szintillieren; Se 3357 und 3358) unzutreffend als „Biotit“ bezeichnete.

Feldspate in diesem Arkoseschiefer (Se 3357 und 3358) sind ausnahmsweise unter dem gewöhnlichen petrographischen Arbeitsmikroskop bestimmbar, was wegen der Feinkörnigkeit sonstiger Schwarzschiefer des Gebietes selten möglich wird; die Anwendung anderer petrologischer Untersuchungsmethoden steht diesbezüglich noch aus. Meine simple mikroskopische Beobachtung des Gesteines ergibt, daß hier klastische Schüttung von Feldspaten mit epimetamorphem Habitus im altpaläozoischen Sediment (Schwarzschieferserie der Grauwakkenzone) stattgefunden hat.

Makroskopisch besteht dieser Arkoseschiefer aus sandigen Lagen vorwiegend farbloser Gemengteile und aus konformen dünnen feinblättrigen Serizitlagen mit kohlig Substanz. Dazu gibt es konforme Klüftchen, die mit Chlorit, Serizit, Stilpnomelan ausgefüllt sind und dem Geologen im Gelände als dunkle Lagen und Flecken aufzufallen.

- 1) Die sandigen Lagen bestehen mikroskopisch aus Quarz (xenomorph, oblong parallel s, bis 0,5 mm Ø). Plagioklas: Leistenförmig bis xenomorph. Ungefüllt. Plag III (gemessen wurde 4 % An) und Plag I. Bis 0,2 mm Ø. Der zuletzt genannte zeigt mitunter verlegtes ebenflächiges si von opaker Substanz. Kalinatronfeldspat: Bis 0,17 mm Ø. Flecken-perthit ist erkennbar. Schachbrettalbit in fertigem Zustand, bis 0,22 mm Ø. Klastische einzelne Hellglimmer (0,17 mm Ø).
- 2) Die Matrix feinblättriger Hellglimmer bleibt unter 0,08 mm Ø mit örtlichen Faserzügen (0,15 mm). Kohlige Substanz.
- 3) Die konformen Klüftchen treten an der Inhomogenitätsgrenze zwischen sandigen Lagen und Matrix auf. Sie sind durch Neubildungen von Chlorit und rosettenförmigem Hellglimmer und Stilpnomelan ausgefüllt (bis 0,25 mm Ø bezüglich Chlorit und Hellglimmer; Stilpnomelan siehe oben!).

Accessoria: Opazit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Ilmenit, Hämatit und limonitische Pseudomorphosen nach wahrscheinlich Pyrit.

Erstaunlich prächtig entwickelt sind die postkinematisch alpidisch gesproßten, bis 10 mm langen **Chloritoidblasten**, die an einigen Stellen Gesteine in der Grauwakkenzone N Wagrain auszeichnen. Sie wurden bereits sorgfältig von SCHRAMM (1980, p. 382), BECHTOLD et al. (1981, Abb. 4, p. 344–351) und BRÜCKL (1981, p. 5–6, 28–29, 53–54) beschrieben, in Bezug auf Gefügegenossen analysiert (Zusammenvorkommen mit Hämatit, Unverträglichkeit mit Chlorit), regional mit solchen in der Werfener Schuppenzone verbunden und überzeugend als spätalpidische Blasten erkannt. Für das Gebiet des Öbristkopfes bei Wagrain hat bereits BRÜCKL festgestellt, daß die makroskopischen Chloritoidvorkommen auf die „Violette Serie“ beschränkt sind. Das entspricht meinen eigenen Beobachtungen. Auch ich fand sie nur im Ginau-Metasandstein und zugehörigen Serizitschiefern dieses Gebietes, welche beide ihrer „Violetten Serie“ entsprechen. Auch die von mir gefundenen roten Quarzkörner (siehe unten!) treten nur örtlich auf und sind ebenfalls auf den Ginau-Metasandstein beschränkt. Dieser Zusammenhang scheint nicht zufällig zu sein. Er hängt offensichtlich mit dem Chemismus und Gefüge des Ginau-Metasandsteines und einem entweder fossilen Fe-Gehalt (permische Redbeds) oder spätalpidischen Fe-hältigen metamorphen Stoffumsatz zusammen.

Ich gebe im folgenden von den 6 Dünnschliffen des Ginau-Metasandsteines aus dem Gebiet Öbristkopf und Halsertal eine kurze petrographische Übersicht. Die Proben stammen aus den anstehenden Felspartien: Güterweg 350 m SW Lackenkapelle; Güterweg der Abb. 3, Signatur 1 und 2; Güterweg 300 m WNW Unterberg und Felswand des Wildbaches 275 m W Unterberg; Klein-

bis mittelkörniger, farbloser bis hellgrauer Quarzit mit deutlichem s.

Unter dem Mikroskop:

Quarz und Hellglimmer sind die nie fehlenden Hauptgemengteile. Quarz zeigt 3 Ausbildungen:

- 1) Runde bis linsenförmige rosarote Quarzkörner erreichen bis 6 mm Ø. Ein Schliff (Se 3452) zeigt, daß es sich um subidiomorphe ehemalige Einkristalle handelt in Form von Bipyramiden, entsprechend zugerundeten Linsen und rechteckig begrenzten Formen. Im genannten Dünnschliff zeigen sie stets Kornzerfall zu jeweils mehreren Subkörnern.
- 2) Die mittelkörnigen Quarze (0,5 bis 1,5 mm Ø) sind meist farblos und zeigen keinen Kornzerfall, jedoch Rand-Suturen. Subidiomorphe Formen kommen seltener vor.
- 3) Feinkörniger Quarz bleibt xenomorph.

Hellglimmer ist in der Regel farblos.

Zu unterscheiden ist eine feinblättrige Matrix (0,03 bis 0,06 mm Ø) von einzelnen, bis 0,8 mm großen, mechanisch kaum verletzten Individuen. In Gesteinsproben, die frei von Chloritoid sind, dürfte der Hellglimmer phengitisch sein. Diese Proben (Se 3452, 3453) weisen freisichtig hellgrüne Farbe auf. Unter dem Mikroskop zeigen sie Pleochroismus von farblos bis hellgrün.

Als zusätzliche Hauptgemengteile kommen Chloritoid und opakes Erz vor. Der Chloritoid erscheint freisichtig in Form dunkelgrüner mm-dicker Knötchen und bis 10 mm langer Stengel. Massenhaft liegt er parallel s. Unter dem Mikroskop beobachtet man ihn auch häufig quer zu s und ohne nennenswerte mechanische Deformation. Die polysynthetischen Zwillinglamellen sind nicht gequält. Häufig kommen radialstrahlige Aggregate vor. Das opake Erz erreicht 2,2 mm Ø und ist stellenweise dunkelbraun durchscheinend.

Accessoria: Opakes Erz, Chloritoid, Turmalin, Zirkon, Rutil, fraglicher Epidot und eindeutige Sekundärbildungen: Karbonat, Stilpnomelan und Limonit.

In den untersuchten Gesteinsproben fehlen: Feldspat und Chlorit.

Auch der mächtige steilstehende Gesteinszug am Bergkamm gegen das Iglsbachtal (Gesteinsstreifen Nr. 5 des Kapitels 2.2.) weist an einer Stelle massenhafte und prachtvolle Anreicherung großer Chloritoidblasten in Ginau-Metasandstein und dessen Serizitschieferlagen auf: Bergsturz-Abrißwand der Güterwegböschung in SH. 1520 m, 250 m NE P. 1622 Aschegg.

Schließlich sei erwähnt, daß der Chloritoid-Fundpunkt in Schwaighof derzeit ausgebeutet ist (Haltepunkt 8 des Exkursionsführers von BECHTOLD et al. (1981, p. 344–347).

Die auffallenden **rosaroten Quarzkörner** im Ginau-Metasandstein waren meinen Vorgängern nicht aufgefallen. Ich fand sie mit 6 mm Korngröße in der anstehenden Güterwegböschung (Abb. 3, Signatur 2). Das Gestein zeigt lithologische Analogie zu zentralalpinen Permoskyth-Quarziten (EXNER, 1991, p. 111). Nun habe ich die roten Quarzkörner auch an anderen Aufschlüssen des Ginau-Metasandsteines gefunden, und große rote Quarzwalzen (10 bis 30 mm lang, 2 bis 8 mm dick) enthält die Filzmoosbreccie in der künstlich ausgesprengten Felsböschung der einstigen Ginaustraße 200 m SE Ellmau.

Eine ganze Reihe von Fragen wird sich erst durch Fortsetzung der geologischen Kartierung in anschließenden Gebieten des Wagrainer Zuges zusammen mit gründlicher Petrographie lösen lassen. Eventuell liegt die stratigraphische Schichtfolge im Öbristkopf (Abb. 2 und 3) verkehrt. Entgegen bisheriger Interpretation (BRÜCKL, 1981) könnten Ginau-Metasandstein und Filzmoosbreccie Bestandteile des Öbrist-Metavulkanoklastits als Gerölle und Bruchstücke enthalten und wären somit stratigraphisch jünger (eventuell Oberrotliegendes).

Abschließend sei erwähnt, daß rosarote Quarzkörner im Ginau-Metasandstein und dessen Serizitschiefer zusätzlich an folgenden Lokalitäten gefunden wurden: Alte Ginaustraße und Wasserfall SE Ellmau. Felssprengung an

neuem Karrenweg in SH. 1080 m, 400 m NW Wh Grub. Neuer Güterweg 200 m N Schickenreit. Neuer Güterweg in SH. 1245 m, 500 m WSW Lackenkapelle. Felswand des Wildbaches 275 m W Unterberg im Halsertal. Neuer Güterweg in SH. 1320 m, 250 m NE Kitzstein (Südflanke des Blümecs). Güterweg 70 m NE Ginausattel (verrutschter Serizitschiefer). Neuer Güterweg in SH. 1440 m, 450 m NW P. 1622 Aschegg.

Die Grauwackenzone südlich des Enns-Längstales (Altenmarkt – Radstadt) zwischen Flachautal im W und der Ortschaft Forstau im E besteht aus monotonem Schwarzschiefer mit einigen, bis 1 m mächtigen Kieselschieferlagen.

Nördlich des Mandlingzuges bauen diese Schwarzschiefer, steil bis mittelsteil SW-fallend, den von Moräne bedeckten Bergrücken „Am Feuersang“ auf. Sie enthalten die oben genannten Arkoseschiefer am westlichen Ortsende von Altenmarkt und den von mir aufgefundenen Metadiabas 600 m SSW Skifabrik. Es handelt sich um einen 10 m mächtigen, 250 m langen Härtlingszug aus feinkörnigem Amphibol-Stilpnomelan-Chlorit-Epidot-Titanit-Albit-Metabasit mit den Accessoria: Rhomboedrisches Karbonat, Opazit und Hämatit. Er wird im Liegenden und Hangenden von Grünschiefer begleitet. Grüner Amphibol und Plag III (Albit mit gemessenen 4 % An) stellen die umkristallisierten Relikte des primären Diabases dar. Ein 4 m mächtiger Bänderkalkmarmor ist dem Schwarzschiefer 100 m NW Wh. Winterbauer eingelagert.

Südlich des Mandlingzuges fällt der Schwarzschiefer nach N (Abb. 5 und 10) und ist vom Zauchental bis zum geologischen Kartenblatt Schlading verfolgbar. Die dort ausgewiesenen Grünschiefer von Rohrmoos bei Schlading reichen als Linsenzüge im Schwarzschiefer bis Forstau (NW Hafenbichl; „Lourdeskapelle“ in Ortschaft Forstau; Hölltal 300 m W Brücke P. 991).

3. Die miozänen Schichten von Wagrain

3.1. Allgemeines

Sie bilden einen 13 km langen, örtlich unterbrochenen, maximal 400 m mächtigen, ENE streichenden und mittelsteil bis flach SSE fallenden Gesteinsstreifen zwischen Wagrain und Altenmarkt. Auf Grund fossiler Pflanzenreste wird ihr Alter als miozän (Karpas bis Unteres Badenien [STEININGER et al., 1988, p. 324]) vermutet. Abgelagert wurden sie in der ehemals wahrscheinlich viel breiteren Salzach-Enns-Längsfurche. Sie stellen einen eingezwickten Erosionsrest an der späteren gleichnamigen Störungszone dar.

Die Schichtfolge des Wagrainer Miozäns besteht im unteren Teil aus grob gebanktem Basiskonglomerat und Breccien (wahrscheinlich fluviatile Deltabildungen) und im höheren Teil aus vorherrschenden muskovitreichen Sandsteinen und dünnen lakustrischen Tonlagen (sandigen Letten), welche fossile Pflanzenreste und geringfügige Kohleschmitzen (Braunkohle) führen. Diese haben zu montanistischen Prospektionen geführt (letzte Zusammenfassungen von WEBER & WEISS [1983, p. 177–179]; TOLLMANN [1985, p. 608–609]).

Derzeit findet man sandigen Tonschiefer mit fossilen Pflanzenresten (Stengel und Blätter) anstehend in der Böschung des Güterweges 700 m NE Edelweißalm P. 1181 und als Lesesteine zusammen mit 0,17 m langen Kohlestücken am Fuß der durch den Orkan am 5. Juli 1993 und seine Folgewirkungen (Windbruch des Waldes, künstliche

Abholzung und damit Verlust der schützenden Boden-decke) freigelegten Felswand in der Schlucht 450 m S Bauernhof Steinbach.

Tektonisch liegen die miozänen Schichten an ihrem N-Rand verhältnismäßig ungestört über dem ebenfalls S-fallenden monotonen altpaläozoischen Schwarzschiefer der Grauwackenzone. Im S werden sie vom steil stehenden Bündel der Salzach-Enns-Störung abgeschnitten, wobei sie im W an den Wagrainphyllit, im E an den Mandlingzug angrenzen. Auch innerhalb des Miozänstreifens gibt es lokal gequetschte und steil gestellte Sandsteinlagen (Felswände S Steinbach) und eine N–S streichende Querstörung (N Wagrain).

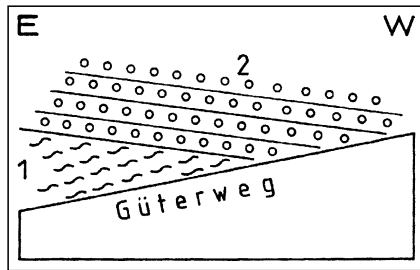
Offene, noch zu bearbeitende Probleme bietet eine lokale Hämatit-Vererzung in den miozänen Schichten und die in Zukunft vordringlich durchzuführende petrographische Analyse der Granit- und Gneiskomponenten im miozänen Basalkonglomerat. Siehe unten!

3.2. Die aufgeschlossenen Teilbereiche

Von WSW nach ENE lassen sich 4 Teilbereiche in streichender Richtung der miozänen Schichten erkennen (Abb. 9):

- 1) Der kleine Erosionsrest N Wagrain (Abb. 2, Profil 2). Er ist kaum 100 m mächtig und im Streichen 500 m lang. Er liegt als erosive Deck-Kappe auf monotonem altpaläozoischem Schwarzschiefer. Er besteht im unteren Teil aus Konglomerat und Breccie, im hangenden Teil aus Sandstein. Interessant ist das Auftreten einer N–S streichenden Störung und intensiver Rotfärbung der miozänen Schichten, welche allerdings eingehender mineralogischer Untersuchung noch bedarf. Man sieht im unteren Teil an der „Hedwig-Promenade“ in den rot gefärbten Konglomerat- und Sandsteinlagen N–S streichende Scherstrukturen. Die farblosen Sandsteine im Hangenden sind an Klüften rot gefärbt und mit Erzkrusten überzogen (SH. 920 bis 940 m in der Böschung des Güterweges, der von Hof nach Holleregg führt). Eventuell liegt hier eine Fortsetzung der N–S streichenden Störung des Kleinarltales (Abb. 9) vor. Auch an eine junge Mobilisation Fe-reicher Stoffe im Zusammenhang mit der darunter befindlichen Erzlagerstätte im altpaläozoischen Schwarzschiefer wäre zu denken. Verstürzte Schächte und Pingen mit erzeicher Halde dieses verlassenen Bergbaues befinden sich im Schwarzschiefer W Hof.
- 2) Der Hauptkörper der miozänen Schichten baut den 5,25 km langen Bergzug südlich der Wagrainer Längstalfurche auf. Das 400 m mächtige Miozän bildet hier ein nach SSE geneigtes Pult mit felsiger Steilkante des Basalkonglomerates im N und fruchtbarem Wiesenhang (toniger Sandstein des Weberlandes) im S. Siehe Abb. 2, Profil 1! Der Sockel des N-Hanges schließt an einigen Stellen recht gut die Transgression des Basalkonglomerates über dem Schwarzschiefer der Grauwackenzone auf: S Schwaighof (Abb. 4); ferner: E-vergente Kehre des Güterweges in SH. 980 m, 450 m SSE P. 941 Mayrdörfel; und: W-Flanke des Wildbachtobels in SH. 1000 m, 600 m SE P. 941. Im zuletzt genannten Gebiet findet man die bereits von TRAUTH (1925, p. 197) beobachteten Gerölle mit Hämatitrinde innerhalb des Basalkonglomerates: Güterweg S Mayrdörfel, Felswand über W-vergenter Kehre in SH. 1010 m; sowie als Lesesteine in der kleinen Schlucht 550 m SSE Schütt. Diese mö-

Abb. 4.
Diskordante Lagerung
des Miozänkonglome-
rates (2) auf altpaläo-
zoischem Schwarzschiefer der Grauwackenzone (1).
Wildbachschlucht S
Schwaighof in Wagrain
Längstalfurche.
Böschung des im Jahre
1962 errichteten
Güterweges in Seehöhe 990 m.
Raumlagen: s(1) = N 85 E / 42 S; ss(2) = N 109 E / 10 S.



gen für die Bearbeitung des oben skizzierten Problems der Vererzung in den miozänen Schichten nützlich sein.

Der während des II Weltkrieges wiedergewältigte Kohle-Prospektionsstollen bei Steinbach ENE Wagrain trägt auch die Namen: „Schurfbau Altenmarkt“ und „Stollen bei Altenmarkt“. Seine Lage ist in Abb. 9 eingetragen. Er durchörtert die Auflage auf der Grauwackenzone und den gesamten miozänen Schichtstoß. HEISSEL (1941) nahm den Stollen geologisch auf und entdeckte am S-Ende des Stollens die sehr mächtige seigere Störung, ausgefüllt mit schwarzem Letten, den er als „tektonisch vollkommen mylonitisierten Grauwackenschiefer“ interpretierte. Dieser war von Stollenmeter 661 bis zum Ende des Stollens bei Meter 683 aufgeschlossen.

Nach späteren Beobachtungen erkannte HEISSEL (1951, p. 73, 75 und Tafel XII, Fig. 4), daß hier die Fortsetzung der bis 100 m mächtigen, vertonten Mylonitzone der Tauern-Nordrandstörung (Salzach-Längstalfurche) vorliegt, die auch morphologisch deutlich ist. Sie streicht ziemlich geradlinig aus der Gegend von Wagrain über die Ausgänge der Liechtenstein- und der Kitzlochklamm in den oberen Pinzgau. Grundlegend war auch die Erkenntnis HEISSELS, daß nicht Grauwackenzone, sondern Tauern-Randgesteine südlich an diese Störung anschließen. Südlich des Kohle-Prospektionsstollens bezeichnete er das Gestein als „Radstädter Quarzphyllit“, welches ich heute altpaläozoischen Wagrainphyllit nenne. TRAUTH (1925, Tafel II) hatte den S-Rand der Grauwackenzone 1,7 km weiter südlich angenommen, und es war ihm die Störung noch nicht bekannt.

- 3) Zwischen Flachau- und Zauchental fällt das Miozän steil S unter den ebenfalls S-fallenden, aufgeschobenen kataklastischen Triasdolomit des Mandlingzuges (Abb. 10, Profil 7). Nur die hangenden Sandsteine und sandigen Tonschiefer des Miozäns sind aufgeschlossen (75 m N Triasdolomittels bei Autobahn-Zubringer- und Abfahrtschleife Flachau). Verursachte subhorizontale Sandsteinplatten begleiten den N-Rand des Triasdolomites 8 m über dem Niveau der Autobahn und in der Wildbachschlucht WNW Trigl zwischen SH. 980 und 1040 m. Im Bachbett dieser Schlucht fand ich in SH. 1025 m steil S-fallenden sandigen Letten, 1 m dick aufgeschlossen. An der zum Zauchbach geeigneten, moränenbedeckten Bergflanke „Am Feuersang“ gibt es derzeit nur verurtschte horizontale miozäne Sandsteinplatten in der Quellmulde E Eder in SH. 1000 m.
- 4) Ein bisher nicht bekanntes Miozänvorkommen fand ich östlich des Zauchentales. Es befindet sich über der Alluvialebene Altenmarkt-Radstadt am Fuß der Steilwand des Mandlingzuges und stellt somit das

Bindeglied zum bekannten Radstädter Tertiär in der gleichen Position dar (Abb. 10, Profil 5). Der Aushub der Baugrube des neu errichteten Wasserschlosses in SH. 890 m, 350 m SE Brücke P. 851 bei Kellerdörfel SSE Altenmarkt besteht aus miozänem Hellglimmer-reichem Sandstein und sandigem Tonschiefer. Die Lokalität befindet sich in 10 m Horizontalabstand vom Triasdolomit-Wandzug, von diesem durch Dolomitschutt getrennt.

Das Zwischenstück bis zur verlassenen Ziegelei und Steinbruch „Lobenau“ (Tertiär von Radstadt [TOLLMANN, 1985, p. 609–610]) wird durch Bergsturz, Schutthalde, Moräne SSE Felserhof und Alluvium der Tauernmündung verhüllt. Am ehesten könnte unter der Moräne 200 m S Felserhof das Miozän durch Flachbohrung angetroffen werden. Hier ist grauer bis schwarzer Letten mit Geröllchen von Quarz und Granitoid (3 bis 30 mm Ø) unter Geschiebelehm der Moräne aufgeschlossen (rechtes Ufer des Bachbettes bei altem Holzwehr).

3.3. Zur Herkunft von Kristallinkomponenten im miozänen Basalkonglomerat

Schon WINKLER-HERMADEN (erstmalig 1928, p. 185) hat aus dem petrographischen Charakter der Geröllkomponenten der miozänen Schichten von Wagrain gefolgert, daß zu ihrer Sedimentationszeit das Tauernfenster vom Kristallin der Ostalpinen Decke bedeckt war. Das stimmt ja auch mit der Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern überein: Gegenwärtige Erosionsreste des Schladminger Kristallins (siehe Kapitel Koppenlamelle!) und stratigraphisch verkehrter Liegendschinkel.

Ein Transport solcher kristalliner Geröllkomponenten parallel zum miozänen Längstaltrog aus einem östlichen Herkunftsgebiet dürfte weniger wahrscheinlich sein.

Die betreffenden Gesteine vom Charakter des Ostalpinen Kristallins treten sehr auffällig und in großen Mengen als Komponenten im anstehenden miozänen Konglomerat auf:

Z.B. Hellglimmer-reicher Grobkorngranit mit bis 0,5 m Durchmesser der Gerölle. Fundpunkt: Güterweg S Mayrdörfel, W-vergente Kehre in SH. 1010 m, Felswand ober dem Weg.

Turmalinführender und muskovitreicher Pegmatit und Aplitgneis. Fundort: Wildbachobel SE Mayrdörfel, W-Seite, Felswand in SH. 1000 m.

Beide Lokalitäten wurden oben bereits in anderem Zusammenhang genannt und können für exkursionsmäßige Besichtigung und für die jedenfalls wünschenswerte zukünftige petrographische Analyse empfohlen werden.

Auf Grund meiner eigenen Erfahrung stimme ich mit WINKLER-HERMADEN überein, daß diese Gesteine für penninischen Gneis des östlichen Tauernfensters untypisch sind, jedoch im Kristallin der Ostalpinen Decke weite Verbreitung besitzen.

4. Einige Bemerkungen zum Mandlingzug

Der Mandlingzug stellt einen tektonischen Keil der Nördlichen Kalkalpen in der Grauwackenzone dar und keilt nach W im Tektonoklastit („Störungsletten“) der Salzach-Enns-Störung bei Flachau aus. Der westlichste Teil des Mandlingzuges wurde von HIRSCHBERG (1965, p. 50–53 und Karte) unzulänglich kartiert. Den S-Rand des Mandlingzuges hatte TRAUTH bei Radstadt im Gebiet E Taurach

bis Hölltal sehr genau (1918, p. 176–178), hingegen zwischen Taurach und dem W-Ende bei Flachau nur schematisch und im Detail unzutreffend skizziert (1925, Tafel II).

4.1. Das Auskeilen bei Flachau

Zwischen Zauchen- und Flachautal erweist sich der Mitteltriasdolomit des Mandlingzuges als sekundär farblos und intensiv kataklastisch. Sein letzter oberflächlicher Aufschluß ist weithin sichtbar als Felswand und ehemalige Steingewinnung 65 m lang an der Autobahn bei der Zubringer- und Abfahrtschleife Flachau (Abb. 10, Profil 7) gelegen. Im N grenzt verrutschter Miozänsandstein, im S ein 25 m langer Moränenstreifen und dann S-fallender Wagrainsphyllit mit Schwarzschiefer an. Bis in das Zauchental sind am S-Rande des Dolomit-Härtlingszuges (Bauernhof Trigl, Villensiedlung am Kamm, Felszug W Anichhof) nur Moräne und Hangrutschungen des S anschließenden Phyllits, aber keine Reste von Anis, Werfenerschichten oder Perm auffindbar.

Ein interessantes Detail hat HEISSEL (1941, p. 2) untertags an der S-Grenze des Miozäns im Letten der Salzach-Enns-Störung im Kohle-Prospektionsstollen W Flachautal in streichender Fortsetzung des dort bereits ausgekeilten Mandlingzuges beobachtet: Der schwarze Letten am S-Rand des Miozäns enthält im Stollen Einschlüsse von feinkörnigem Quarzit, rosarotem Quarz, dunkelgrauem Kalk und ebensolchem Dolomit. Meines Erachtens könnte es sich um Perm-Trias-Reste des Mandlingzuges handeln. HEISSEL meinte damals:

„... Es handelt sich mithin bei diesen Einschlüssen um echte Gerölle und beim schwarzen Letten um ein tertiäres Sediment“

Doch geht nach HEISSELS eigenen Beschreibungen des Stollenprofils der schwarze Letten in denjenigen der Salzach-Längstalstörung über. Entsprechende Gerölle sind mir aus dem Wagrain Miozän bisher unbekannt.

Meine Begehungen obertags W Flachau haben keine Klärung gebracht. Nur unsicher, ob anstehend oder Felsrutsch, erweist sich eine im Streichen des Mandlingzuges befindliche, 2 m mächtige, intensiv deformierte Bänderkalk-Felsrippe. Sie ist 3 m hoch und 3,5 m lang und ragt aus dem Blockfeld in SH. 1050 m des Wildbachobels, 750 m S Bauernhof Steinbach auf.

4.2. Der Südrand des Mandlingzuges bis Forstau

Zwischen Zauchen- und Taurachtal begleiten Störungen und aufschlußlose Strecken den S-Rand des Mitteltriasdolomites. Hier gibt es einen 2 m mächtigen Rest von Werfener Schiefer zwischen Rauhwacke (Abb. 5, Profil 2). Im S lagert der Schwarzschiefer des südlichen Streifens der Grauwackenzone. Der kataklastische Triasdolomit in der Steilwand gegen das Ennstal wird von Harnischen durchzogen und streicht ENE unter das Alluvium der Talebene bei Unterberg.

Mit der mächtigen Entwicklung des Mandlingzuges E Taurachtal erscheint die schon von TRAUTH (l.c.) beschriebene Schichtfolge der Triasbasis. Sie ist auch heute gut S Kranabethkapelle (Abb. 5, Profil 1) und im Bereich der Kuppe P. 1193 auf der Hochfläche bei Löbner (Abb. 10, Profil 3) aufgeschlossen. Mit Moräne und Schutt bedeckt ist allerdings die Grenze zum Schwarzschiefer der Grauwackenzone. Dort sind Störungen anzunehmen, die eventuell den grauen Bänder-Kalkmarmor unbekannten Alters eingeschuppt haben (? Anis).

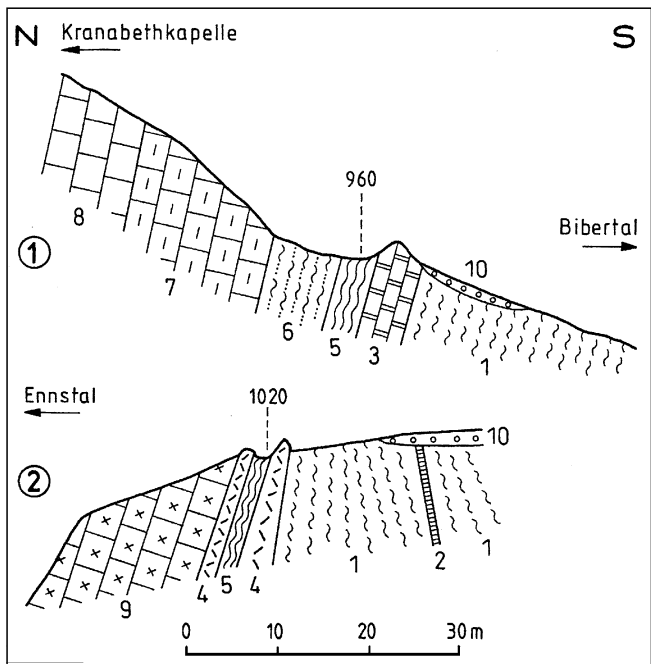


Abb. 5.

Die Südgrenze des Mandlingzuges.

Profil 1 verläuft E Taurachtal (ca. 250 m S Kranabethkapelle). Profil 2 befindet sich W Taurachtal (Wildbachschlucht ca. 750 m SW Felsenhof; 150 m NW Jagdhütte).

1 = Schwarzschiefer der Grauwackenzone; 2 = Quarz-Lagergang, Fe-Karbonat führend; 3 = grauer Bänder-Kalkmarmor (Alter unbekannt); 4 = Rauhwacke; 5 = Werfener Schiefer; 6 = Werfener Quarzit; 7 = dunkelgrauer Dolomit (Anis); 8 = hellgrauer bis farbloser Mitteltriasdolomit; 9 = grauer bis farblos kataklastischer Mitteltriasdolomit; 10 = Moräne und Gehängeschutt.

Weiter gegen E bildet wiederum die Schichtfolge Werfener Schiefer, Quarzit und dunkelgrauer Anisdolomit den Sockel des verlassenen, 50 m hohen und 160 m langen Mitteltriasdolomit-Steinbruches E P. 1106 Schachen, der von Störungen und Hangrutschungen durchsetzt ist. Dieselbe Schichtfolge tritt auch N Golltal auf (Abb. 10, Profil 2).

5. Die Salzach-Enns-Störung

Es wurde bereits oben (Kapitel 3.2.) darauf hingewiesen, daß HEISSEL (1941 und 1951) die Fortsetzung der Salzachlängstalstörung zwischen dem Ausgang der Liechtensteinklamm und dem Kohle-Prospektionsstollen ENE Wagrain in Form der Mikro-Tektonoklastite (schwarze Kluffletten) aufgefunden hat. Er konnte die Störung auch als morphologisch deutliche Furche im Gelände erkennen. Mit dieser Linie konnte er den S-Rand der Grauwackenzone gegen den Tauernkörper (Klammkalkzone und „Quarzphyllit“ der Radstädter Tauern) fixieren. Ferner geht auf HEISSEL (1951, p. 73–76) die Beobachtung zurück, daß die Gesteinszüge der Grauwackenzone an der Störung schräg abschneiden und beiderseits der Störung weithin Divergenz der B-Achsen besteht. Denn die Faltenachsen und Lineationen in der Grauwackenzone neigen sich nach E, hingegen diejenigen der Klammkalkzone und Bündnerschiefer nach W.

Es dürfte sich also beiderseits der Störung um bedeutende Verstellungen en bloc großer, bereits rigider tektonischer Körper handeln. Da die miozänen Schichten bei Wagrain von der Störung betroffen sind (Abb. 2, Profil 1), war ihre Wirkung verhältnismäßig jung (Jungtertiär). Es erhebt sich die Frage, ob die subrezentten Massenbewe-

gungen der Phyllite und Phyllonite längs des S-Randes der Störung (gravitatives Gleiten, Verstellung der Gesteinsschollen, Unmöglichkeit von Strukturmessungen an anstehendem Fels) vom Wagrain Tal bis ins Ennstal auf Kartenblatt Schladming letzte Auswirkungen der ortho-tektonischen Störung darstellen. Die Tektonoklastite streichen anscheinend zur Störungsbreccie von Rohrmoos und Schladming (Signatur 126 des geologischen Kartenblattes Schladming) weiter.

Waren bisher die Namen Tauern-Nordrandstörung, Salzach-Längstalstörung etc. üblich, so hat sich im Zuge des „continental escape“-Modelles für den E-Teil der Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991, p. 260, 264–265) der Name „Salzach-Enns-Störung“ eingebürgert. Sie wird als Linksseitenverschiebung gedeutet. Den Nachweis dieses Bewegungssinnes lieferte U. HERRMANN (1989), sofern man seinen strukturellen geologischen Bewegungskriterien beiderseits des schwarzen Kluffletzens folgen kann. Hingegen beruht der von RATSCHBACHER et al. für unser Gebiet angegebene sinistrale Versetzungsbetrag von über 60 km auf der wenig präzisen Ableitung durchtrennter und auseinander getrittener „Quarzphyllit“-Areale (l.c., Fig. 2).

5.1. Aufschlüsse des schwarzen Kluffletzens der Störung

Der „vertonte Mylonit“ HEISSELS, den ich vorläufig mit dem feldgeologischen Terminus „schwarzer Kluffletten“ oder „Störungsletten“ bezeichne, hat meines Wissens bisher keine tonmineralogische und petrologische Untersuchung erfahren. Wahrscheinlich sollte man ihn Mikro- oder Ultra-Tektonoklastit im Sinne derzeitiger Terminologie nennen. Am besten war er während des Baues des Salzach-Kraftwerkes Schwarzach aufgeschlossen, wo er geologisch von HORNINGER (teste: EXNER, 1979, p. 40) aufgenommen wurde. Wertvolle Beobachtungen und Kartie-

rungen an der Salzach-Längstalstörung (= Tauern-Nordrandstörung = Salzach-Enns-Störung) wurden von MOSTLER (1964) durchgeführt.

Im folgenden gebe ich einige Ergänzungen bezüglich heutiger Aufschlüsse des schwarzen Kluffletzens in meinem Arbeitsgebiet. Diskutiert werden dabei auch örtliche Probleme der Abgrenzung zu anmoorigem Moränenlehm der Sumpfgebiete in der morphologischen Furche, die durch die Störung bedingt ist.

Zunächst sei der Abschnitt zwischen Liechtensteinklamm und Ortschaft Wagrain betrachtet, wo die Morphologie den Verlauf der Störung prächtig erkennen läßt. Die Ansicht von N zeigt die Rückfallkuppen der Grauwackenzone N der Störungsfurche (Zederbergkopf, Buchau, Stuhleben), das schräge Abschneiden der Strukturen des Tauernkörpers (Wagrainphyllit/Klammkalkzone) S der Störung und den neu gefundenen Großaufschluß des schwarzen Kluffletzens bei Schralehen (Abb. 6).

Die Furche der Kreistenalm (ENE Liechtensteinklamm) wird in ihrer ganzen Breite von einer rasenbedeckten Skipiste eingenommen. Unter der Rasendecke dürfte der steilstehende schwarze Kluffletten 70 m mächtig sein. Er grenzt im N an Schwarzschiefer der Grauwackenzone (Wachtelbergalm, Zederbergkopf) und im S an steilstehenden mylonitisierten Klammkalk und Rauhwacke. Im September 1991 wurde quer zum S-Teil der Piste ein Wasserabzugsgraben ausgehoben. In ihm steht der schwarze Kluffletten sichtbar 1,5 m hoch längs 30 m langer Strecke an. Er wird im S von mylonitischer Rauhwacke begrenzt. Die Lokalität befindet sich in SH. 1130 m und zwar 25 Höhenmeter über der höchsten Straßenquerung der Piste. Ein 40 m höher befindlicher Drainagegraben war bei meiner Besichtigung bereits wieder zugeschüttet. Der noch vorhandene Aushub zeigte dieselbe Beschaffenheit. Es ist anzunehmen, daß HEISSEL hier auch an einem künstlichen Aufschluß (Straßenbau?) beobachten konnte. Die von ihm

mitgeteilten Reste miozäner Konglomerate konnte ich trotz intensiven Suchens im Gelände nicht finden.

Ferner streicht die Störung durch den Sattel in SH. 1105 m, 550 m SW Buchau. Im N begrenzt die breite Kuppe aus Schwarzschiefer der Grauwackenzone, im S das teilweise verrutschte Gehänge aus Radstädter Quarzschiefer (Perm) die Störung. Moräne mit gelbem Geschiebelehm und erratischen Blöcken (bis 2 m Ø) aus Granit- und Dioritgneis bedecken den Sattel und seine Seiten-

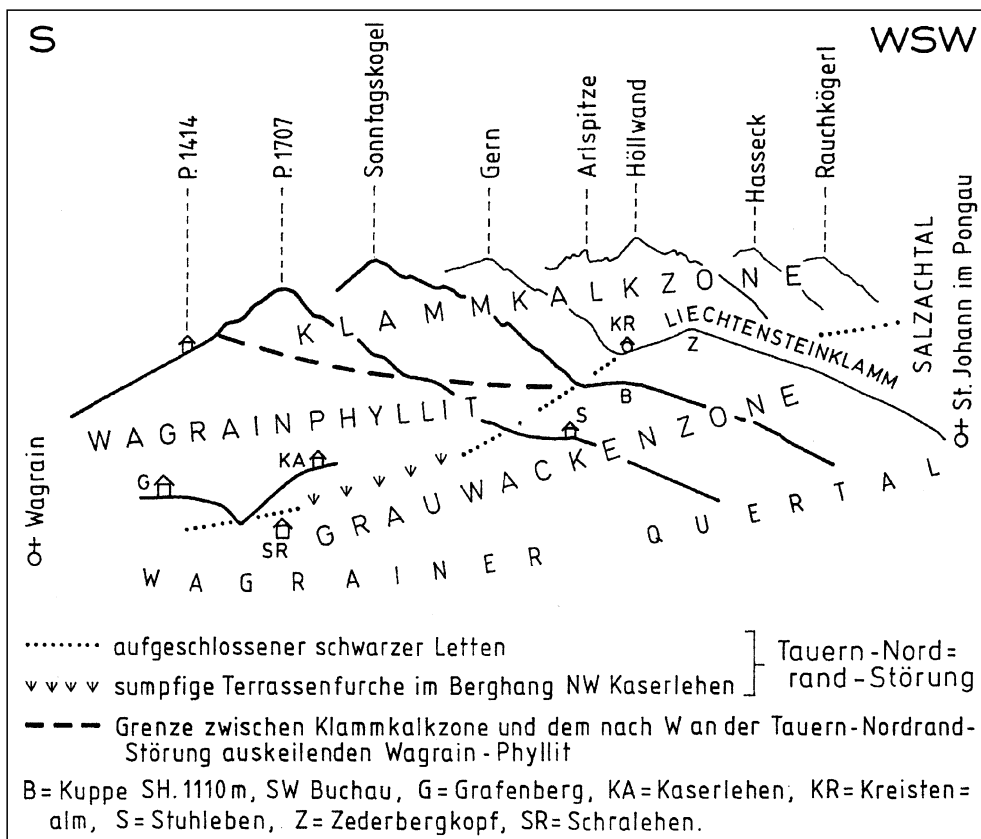


Abb. 6. Salzach-Enns-Störung (Tauern-Nordrandstörung) zwischen Salzachtal und Wagrain. Ansicht von N (bei Öbrist).

hänge. Eine Quelle mit Bachschlucht befindet sich unter der Straße, genau östlich des Sattels. Im zugehörigen Bachbett, 60 Höhenmeter unter dem Sattel, ist auf 25 m Länge schwarzer Letten unter dem gelben Geschiebelehm aufgeschlossen. Ob es sich um humose Bodenbildung oder um den Störungsletten handelt, vermag ich nicht zu entscheiden.

Das gleiche Problem besteht in der Fortsetzung der Störung in der Furche 300 m ESE Hallmoos. Hier liegt ein versumpftes Moränengebiet vor, längs des südlichen Baches dieser Furche wurde ein neuer Güterweg angelegt. In SH. 1050 m steht am Bach und an der Böschung des Güterweges mehrere m dicker schwarzer Lehm an.

Die Störungsfurche streicht zum Bergkamm 350 m ESE Stuhleben. Dieser N-S verlaufende Kamm trägt keinen Sumpf. An seiner E-Seite ist er steil, da sich hier die Abrißwand eines Bergsturzes befindet. Längs des Kammes führt ein Karrenweg. An seiner Böschung und in den Radspuren ist schwarzer Kluftletten aufgeschlossen. Er dürfte steil stehen, und seine Mächtigkeit beträgt 70 m. Am N-Rand der Störung steht Schwarzschiefer der Grauwackenzone, am S-Rand der altpaläozoische Wagrainschiefer.

Dieselbe geologische Position nimmt der größte Aufschluß des schwarzen Kluftlettens ein. Er befindet sich in der Schlucht des Baches, der E Kaserlehen nach N fließt und E Schralehen in den Wagrainsbach mündet. Der Kluftletten wird zwischen SH. 910 und 960 m im schleifenden Schnitt zum Streichen der Störung angeschnitten und dürfte bei annähernd senkrechter Stellung ca. 100 m mächtig sein. Die Aufschlüsse des schwarzen Lettens sind in der Schlucht mit wenigen Unterbrechungen beinahe kontinuierlich: Z.B. in SH. 910 m, am rechten Bachufer 2,5 m hoher schwarzer Letten, 8 m lang aufgeschlossen; oder in SH. 960 m, oberhalb des Zusammenflusses der beiden Bäche 1,5 m hoher und 10 m langer Aufschluß von schwarzem Letten in beiden Bachbetten. Diese Stelle befindet sich 10 Höhenmeter unter den Fischteichen und 25 m östlich des markierten Touristensteiges.

Geradlinig zieht die Salzach-Enns-Störung unter dem Quartär der Ortschaft Wagrainsbach durch und folgt dem Bachlauf SE des Weberlandrückens (Abb. 2, Profil 1). Hier schneidet sie das bis an den Bach reichende Miozän (Egg und unter Edelweißalm), steil ab. Schwarzer Letten steht im Bachbett in SH. 1000 und 1080 m an. In gleicher Position fand HEISSEL den schwarzen Letten im Kohle-Prospektionsstollen ENE Wagrainsbach (Abb. 9 und Kapitel 3.2.). An der Gebirgsoberfläche ist die Störung von Moräne, Hanggleitmassen und Bergsturzblockwerk des Wagrainschifers bedeckt.

Längs der 12 km langen Strecke zwischen Flachautal und der Ortschaft Forstau kann morphologisch in der Furche S des Mandlingzuges das Fortstreichen der Störung in Richtung Schladming vermutet werden. Doch konnte ich keinen entsprechenden Tektonoklastit finden. Gravitative Hangrutschmassen, Moräne und Gehängeschutt bedecken die Gebirgsoberfläche.

6. Wagrainschiefer

Südlich der Salzach-Enns-Störung erstreckt sich parallel zu dieser ein in ENE-Richtung 16 km langes Phyllitgebiet. Im S wird es von der Koppenlamelle (Fortsetzung des Schladminger Kristallins) begrenzt. Wo diese S Wagrainschiefer gegen W auskeilt, grenzt der Phyllit unmittelbar an die Klammkalkzone und keilt 3 km weiter westlich an der

Salzach-Enns-Störung aus. Das E-Ende des Phyllitgebietes befindet sich S Radstadt, wo Schwarzschiefer der Grauwackenzone südlich des Mandlingzuges der Koppenlamelle nahekommen, die genaue Abgrenzung jedoch wegen gravitativer Hangtektonik und Moränenbedeckung unsicher bleibt (Abb. 9).

MOSTLER (1963, geologische Karte zur Dissertation) hat erstmals dieses Phyllitgebiet im Bereich des Kartenblattes 125 Bischofshofen als geologische Einheit erkannt und als „nördlichen unterostalpinen paläozoischen Quarzphyllit“ bezeichnet. WAGNER (1972) folgte ihm diesbezüglich. Er lieferte zusätzliche wertvolle Details bezüglich der Petrographie sowie der Scheelitvorkommen und der Sideritlagerstätte im Eisendolomit SE Wagrainsbach. Er sammelte gemeinsam mit SCHÖNLAUB (1975) Proben dieses Eisendolomites, in denen dieser Foraminiferen und Conodonten fand, die ein Alter um die Wende Silur/Devon andeuten. Der Eisendolomit verzahnt sich und wechselt mit dem „Quarzphyllit“, so daß dieser mit großer Wahrscheinlichkeit als altpaläozoisch angesprochen werden kann.

Ich schlage für den altpaläozoischen „Quarzphyllit“ zwischen Salzach-Enns-Störung im N und Koppenlamelle bzw. Klammkalkzone im S den vorläufigen Namen Wagrainschiefer vor. Keineswegs möchte ich ihn als „unterostalpin“ fixieren. Er befindet sich eindeutig im Hangenden des Schladminger Kristallins (Koppenlamelle).

6.1. Petrographie, Tektonik und Aufschlüsse

Petrographisch läßt sich mit freiem Auge der multideformierte, zerscherte gefaltete mittelkörnige und flaserige Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit (Wagrainschiefer) deutlich vom Großteil der milden feinkörnigen altpaläozoischen Phyllite der Grauwackenzone unterscheiden. Diaphthorite von Gneis und Glimmerschiefer konnte ich im Wagrainschiefer nicht finden.

7 mikroskopisch untersuchte Proben des Wagrainschifers deuten auf sandig-tonigen Protolith hin, der mehrfach deformiert wurde, wobei mechanische Quälung von Gemengteilen und deren Rekristallisation abwechseln. An sedimentogenen Merkmalen sieht man Lagenbau mit graphitischer Substanz (auch als Einschlüsse in Helleglimmer und sogar in Quarz) und makroskopisch nicht enden wollende Wechsellagerung von Phyllit und Schwarzschiefer, lokal zusätzlich mit Karbonatgesteinen und sedimentogenen Quarziten. Dazu gesellen sich im Phyllit die für die „Quarzphyllite“ der Alpen charakteristischen sekundären Quarzmobilisate (boudinierte Lagerquarze).

Feldspat (Plag II und I) konnte ich nur in 2 Proben mikroskopisch nachweisen. Granat und Biotit fehlen. Das von TRAUTH (1925, p. 132) NW Flachau genannte Vorkommen ausgebleichten Biotits ist heute von der Skipiste überdeckt und nicht mehr auffindbar. Es dürfte sich um Stilpnomelan gehandelt haben. Als Akzessorien sind sehr reichlich Rutil und opakes Erz vorhanden; ferner: graphitische Substanz, Turmalin, Zirkon (mitunter stark angereichert), Apatit, Epidot, Hämatit und Limonit.

Tektonik: Faltenachsen und Lineationen neigen sich mit wenigen Ausnahmen flach nach W. Das Haupt-s fällt im südlichen Teil des Wagrainschifers steil N. Der Phyllit liegt im Hangenden der ebenfalls N-fallenden Koppenlamelle auf. Eine Ausnahme findet sich nur N Blockgrat bei P. 2028 mit sehr steilem S-Fallen des Wagrainschifers unter die teilweise seiger stehende Koppenlamelle, was hier als sekundäre Einengung im Zuge der Querfaltung (siehe unten!) zu werten ist (Abb. 10, Profil 10).

Der nördliche Teil des Wagrainsphyllits zeigt größtenteils N-Fallen des Haupt-s, wobei aber auch größere Partien mit S-Fallen auftreten, z.B. S Wagrain (Abb. 2, Profile 1 und 2), Umgebung Griebenkarhaus/Kogleralm und Fächerstruktur zwischen Mandlingzug und Koppen (Abb. 10, Profil 7). Das meist recht steile bis senkrechte Haupt-s weist jedenfalls darauf hin, daß der Wagrainsphyllit der Einengungstektonik am N-Rand des Tauernkörpers unterlag.

Der Phyllit zeigt SE Wagrain eine Querstruktur mit SW streichenden Faltenachsen und Lineationen, die im Kleinarltal nach WNW umbiegen und an einer Rechtsseitenverschiebung (Störung längs des Kleinarlbaches, Abb. 9) abgeschnitten werden. Koppenlamelle und Wagrainsphyllit beschreiben einen S-konvexen Bogen über der abtauchenden Klammkalkzone im W und dem Radstädter Dekkensystem im E. Der Wagrainsphyllit erreicht in dieser Synklinalbreite 4 km Breite in N-S-Richtung und eine Mächtigkeit von ca. 3 km.

Dieses Gebiet der Querstruktur liefert auch die besten Aufschlüsse im Wagrainsphyllit: Griebenkareck-Kamm, Gebiet um Wagrainer Haus, Güterweg im Fürbachtal SE Berghof und seine Fortsetzung NW Schneezeiten (Abb. 2, Profil 1; Abb 7 und 8).

Die übrigen Aufschlüsse treten meist nur an Bachschluchten und an Steilkanten der moränenbedeckten Berghänge auf.

Die N-Flanke des Gebirges gegen die Salzach-Enns-Störung wird von gravitativ verrutschten Gesteinsmassen des Wagrainsphyllits eingenommen. Sie wurden zur Übersichtlichkeit der Orthotektonik in den Profilen der Abb. 2 und 10 vernachlässigt, jedoch in der farbigen Manuskriptkarte im Archiv der Geologischen Bundesanstalt vermerkt: Gebiet W Wagrain (S Stuhleben, S Kaserlehen), E Wagrain (Zwieselegg, Bichlmaiß, Hundsdorf) und Zauchtal (Vorderreit, Ascher).

An der E-Seite des Kleinarltales befinden sich längs 2 km langer N-S-Strecke Bergsturzmassen des Wagrainsphyllits: Postglazialer Bergsturz S Obervierteck und das große interglaziale Bergsturzgebiet W Schneezeiten (Abb. 2, Profil 1; Abb. 10, Profil 11).

6.2. Lagen von Metavulkaniten, Quarziten, metamorphen Kalken und Dolomiten im Wagrainsphyllit

Diese Lagen sind besser erhalten als im zerquetschten altpaläozoischen Katschberg-Fanninghöhe-Phyllit, wo sie unter der Auflast des mächtigen Kristallins der Ostalpinen Decke intensiver deformiert und tektonisch reduziert wurden.

Im Folgenden zähle ich kurz die wichtigsten Vorkommen im Wagrainsphyllit als Erläuterung zu meiner geologischen Manuskriptkarte auf:

Wahrscheinlich aus Diabas hervorgegangener Metabasit steht S Kirchboden (Wagrain) an (Abb. 2, Profil 1). Er war schon TRAUTH (1925, Tafel II) bekannt. Heute ist das 40 m mächtige, recht massige und randlich gefaltete und zusätzlich zu Grünschiefer umgeformte Gestein längs des Güterweges NW Obervierteck zwischen SH. 980 und 1050 m recht gut aufgeschlossen.

Mikroskopisch führt dieser Metabasit: Grünen Amphibol (Pleochroismus hellgelb bis hellgrün), sehr viel Epidot, Magnetit, Titanit, Chlorit, sehr wenig erhaltenen xenomorphen Feldspat, kaltgereckten Quarz und rhomboedrisches Karbonat.

Eine andere, nur 6 m mächtige Metabasitlage baut die Felsrippe am Jagdsteig in SH. 1630 m, 550 m NW Wagrainer Haus auf.

Ein intermediärer, etwa dazitischer Metaporphyr befindet sich in verrutschtem Zustand als 8 m mächtige Felsrippe innerhalb des Wagrainsphyllits am Güterweg NE Berghof, 280 m S P. 1265 (Abb. 2, Profil 1). Trotz intensiven Suchens konnte ich keine Fortsetzung im Gelände finden. Das graue, recht massige Gestein läßt mit freiem Auge Phänokristen erkennen.

Mikroskopisch bestehen die Phänokristen aus annähernd rechtwinkelig begrenzten Chloritaggregaten (? Pseudomorphosen), Schachbrettalbit (3 mm Ø, Bruchstellen mit Karbonat ausgeheilt), Quarz in Scherbenform (? Ignimbrit), Plagioklas (leistenförmig, Plag I und II, Füllungstyp B), Opazit und Hämatit. Im Grundgewebe lassen sich erkennen: Titanit, Zirkon, Helleglimmer, Chlorit, Quarz, Feldspat und rhomboedrisches Karbonat. Dieses Gestein dürfte bereits WAGNER (1972, p. 9–10) ohne genaue Fundortangabe beschrieben haben.

Farblos bis hellgrauer, serizitreicher Meta-Quarzporphyr mit freisichtig erkennbaren, mehrere mm großen Quarz-Phänokristen kommt an mehreren Stellen im Wagrainsphyllit vor und wurde von MOSTLER (1963a, p. 23–25) entdeckt und mikroskopisch beschrieben. Makroskopisch ähnelt er dem Blasseneckporphyroid der nördlichen Grauwackenzone, doch ist er meist feinschiefrig durchschert und es ist schwer, für die Untersuchung brauchbare Proben zu gewinnen. Mit meinen eigenen Beobachtungen bin ich unzufrieden. Man wird in Zukunft diese Gesteinsvorkommen sowohl im Gelände als auch unter dem Mikroskop eingehender untersuchen müssen.

Mikroskopisch beobachtete ich in 5 Proben des Meta-Quarzporphyrs (Fundorte: „Felsenburg“ und SE Stuhleben) als Phänokristen: Quarz (subidiomorphe Körner im Serizitgefüge, keine Resorptionsschläuche vorhanden) und Plagioklas (Plag III, Leistenform, ungefüllt). Das Grundgewebe besteht aus Helleglimmer, Chlorit, Opazit, Ilmenit, Hämatit und Turmalin.

Ohne genaue Fundortangabe nennt MOSTLER (l.c.) auch Mikroklin, Biotit (Pleochroismus: gelbbraun bis dunkelbraun), Apatit und Zirkon. Auf Grund des angegebenen Pleochroismus könnte man eventuell statt des Biotits auch die Möglichkeit erwägen, daß es sich um Stilpnomelan handelte. WAGNER (l.c.) erwähnt zusätzlich Rutil.

Auf dem Meta-Quarzporphyr steht die Jagdhütte „Felsenburg“ (SH. 1480 m, 700 m NW P. 1774 Schneezeiten, Abb. 7). Er bildet hier eine 15 m mächtige Lage. Seine nach W hinabziehende Felsrippe wird nur noch 9 m mächtig vom Güterweg in SH. 1360 m (Abb. 2, Profil 1) und von einem noch tieferen Güterweg angefahren. Hingegen ist ein anderes, ca. 40 m mächtiges und teilweise grobkörniges Vorkommen (eventuell ursprünglicher subvulkanischer Schlot) durch gravitative Hanggleitung nahe der Salzach-Enns-Störung in sekundär verdrehte und 250 m lange Schollen zerlegt, durch die der markierte Karrenweg führt (SH. 1230 bis 1290 m, 650 m SE P. 1108 Stuhleben; Abb. 2, Profil 4). Dieses und ein anderes Vorkommen (Lesesteine in SH. 1610 m, 350 m NW Wagrainer Haus) werden von bis 10 m mächtigem Gangquarz begleitet. Endlich gibt es Meta-Quarzporphyr in Lesesteinen auch 200 m S Jausenstation Wh. Höllenstein.

Quarzitlagen zwischen dem Wagrainsphyllit bleiben unter 5 m Mächtigkeit. Eine Ausnahme macht der 20 m mächtige Serizitquarzit in Begleitung der Karbonatgesteine der Schneezeiten (Abb. 7, Signatur 3).

Kleinkörnige Quarzitlagen an den Güterwegen um den Berghof im Gelände E Wagrain wurden in 9 Proben mikroskopisch untersucht. Auf Grund der beobachteten Groß-

Abb. 7.
Leitgesteine im Wagrainphyllit.
Ansichtsskizze und Profil des Schneeleitenskam-
mes.

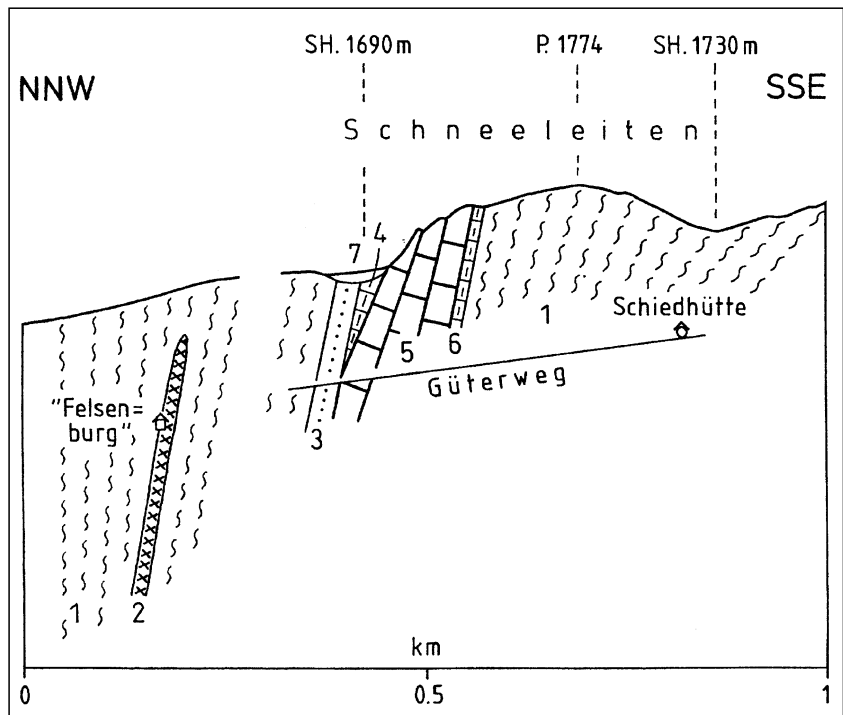
1 = Wagrainphyllit; 2 = Meta-Quarzporphyr 15 m mächtig; 3 = Quarzit 20 m; 4 = Bänderkalkmarmor 5 m; 5 = Silur/Devon-Dolomit 100 m. Ausbildung als teilweise reiner, dunkelgrauer bis farbloser, feinkörniger Dolomit und teilweise als ankeritischer Eisendolomit, dunkelgrau, mittelkörnig, mit brauner Verwitterungsrinde und mit Quarzadern; 6 = Kalkmarmor 3 bis 5 m; 7 = Gehängeschutt.

quarzkörner (1,5 mm Ø) mit subidiomorphem Formen und suturierten Rändern innerhalb feinkörnigen, auch Plagioklas führenden Grundgewebes enthalten sie wahrscheinlich Porphyrmateriale.

Die paläozoischen Karbonatgesteinszüge im Wagrainphyllit bestehen aus farblos/grau gebändertem Kalkmarmor, mitunter als Stengeltektonit entwickelt und bis 80 m mächtig; ferner aus dunkelgrauem bis farblosem feinkörnigem Dolomit, oder aus ankeritischem mittelkörnigem Eisendolomit mit brauner Verwitterungsrinde und mit metasomatischen Quarz- und Eisenspatadern. Volumetrisch tritt der Dolomit gegenüber dem Kalkmarmor zurück und erreicht nur an 2 Lokalitäten über 30 m Mächtigkeit und zwar im aufgelassenen Sideritbergbau in der rechten Nebenschlucht des Fürbachtals und am Schneeleitenskamm. An Proben des Dolomites dieser beiden Lokalitäten wurden die altpaläozoischen Conodonten bestimmt (SCHÖNLAUB, 1975, p. 50–53). Die Karbonatgesteine werden begleitet von seltenen und geringmächtigen schwarzen Kieselschiefern, Schwarzschiefern mit 10 mm großen Pyritwürfeln (sekundär limonitisiert) und Phylliten, reich an kohligter Substanz.

Die Karbonatgesteine folgen in Schollenzügen dem ENE- bis NE-Streichen des Wagrainphyllits. Von N nach S kann man auf Grund meiner geologischen Kartierung folgende Züge nennen:

- 1) Nördlichster Zug bei Griesenkarhaus: Kuppe SH. 1620 m, 125 m ESE P. 1629: Dünnpaltiger farblos/grau gebänderter Kalkmarmor, 10 m mächtig. Raumlage: s: 85/35 S, Lin 75/15 W.
Fortsetzung an der Trasse des Grafenbergliftes in SH. 1100 bis 1140 m, 1 km SSW P. 838 Kirche Wagrain: Ver-rutschte Scholle aus 20 m mächtigem, feinkörnigem farblos/grauem Bänderkalkmarmor und Blöcke (4 m Ø) aus dunkelgrauem feinkörnigem Dolomit.
2 m mächtiger Bänderkalkmarmor (s: 100/seiger; Lin 100/25 W) steht am Güterweg in SH. 1000 m, 900 m WSW P. 838 Kirche Wagrain an.
- 2) Ein mittlerer Zug innerhalb kontinuierlicher Aufschlüsse längs des Güterweges SE Berghof zeigt gut den sedimentären Verband innerhalb des Wagrainphyllits (Abb. 8): Der Phyllit enthält dünne Bänderkalkmarmor-Lagen und 4 m mächtigen Eisendolomit. Auch der an kohligter Substanz reiche Phyllit ist hier zu sehen sowie der sedimentäre Wechsel von Wagrainphyllit und Schwarzschiefer. Die im Phyllit eingelagerten Serizit-quarzite wurden mikroskopiert und durften teilweise Quarzporphyrmaterial enthalten.



Fortsetzung: Bänderkalkmarmor farblos/grau, 20 m mächtig und 300 m lang im Streichen aufgeschlossen. Raumlage: s: 115/80 N, Lin 115/10 W. Lokalität: SH. 1240 bis 1280 m, 700 m ESE P. 1156 Kaserlehen.

- 3) Der ehemalige Sideritbergbau befindet sich in der Felsschlucht eines rechten Nebenbaches des Fürbaches. Dieser Nebenbach entspringt im Kar beim Wagrain Haus, treibt ein kleines elektrisches Kraftwerk in SH. 1480 m und mündet in SH. 1270 m in den Fürbach, wo der Güterweg SE Berghof den Fürbach quert.

Der betreffende Karbonatgesteins-Schollenzug ist 7,5 km lang. Er beginnt im E mit Bänderkalkmarmor am Güterweg 650 m NE Wagrain Haus. Nach Verhüllung durch Gehängeschutt ist er am Güterweg 350 m W des oben genannten Kraftwerkes gut aufgeschlossen mit vererztem Eisendolomit, Phyllit und Kalkmarmor (s: 80/80 N).

In der Felsschlucht darunter befinden sich die Reste des ehemaligen Sideritbergbaues: Zugang aus WNW auf den Spuren eines gemauerten Erzweges. Verbrochene Stollen über dem N-Ufer des Baches und Bergbauhalden in SH. 1350 bis 1370 m. Steil stehende, grau/farblose Bänderkalkmarmore von 50 bis 80 m Mächtigkeit bilden die beiden Felszüge N und S des Baches. An der Sohle der Bachschlucht ist zwischen ihnen Eisendolomit aufgeschlossen, der nach den Untersuchungen von WAGNER (1972, p. 48–53) den metasomatisch gebildeten Siderit führt.

Die Fortsetzung der beiden Kalkmarmorrippen des Bergbaureviere befindet sich am NNW-Ende des Schneeleitenskammes in den Abrißwänden des Bergsturzes S Obervierteck. Der Güterweg S Fürbach quert sie in SH. 1300 m, 500 m SE P. 1160 (Abb. 2, Profil 1). Der nördliche Bänderkalkmarmor (s: 84/70 N) ist 50 m mächtig und in einem 70 m langen und 60 m hohen Steinbruch aufgeschlossen. Die farblose/grauere Bänderung erweist sich zumeist ident mit dem Haupt-s. Dazu gibt es Faltung und diskordante Scherflächen. Der Zwischenraum zum südlichen, nur 25 m mächtigen

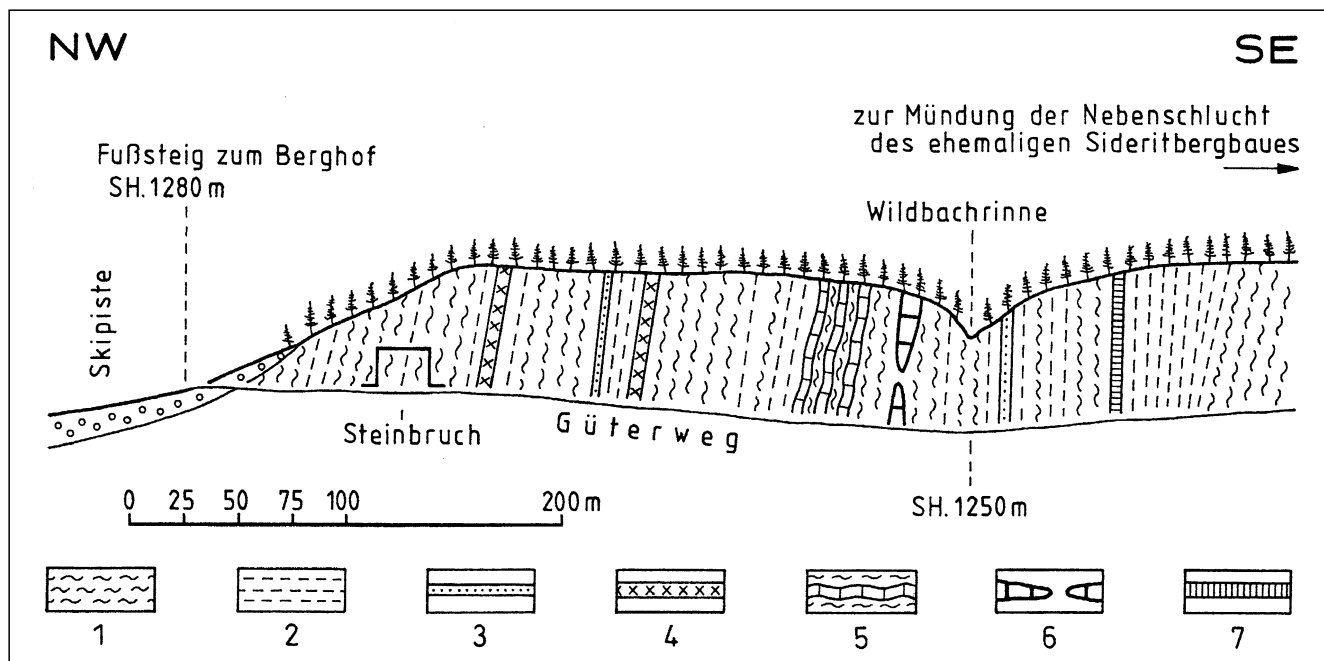


Abb. 8.

Beispiel für sedimentäre Einlagerungen in Phyllit und Schwarzschiefer der Serie des Wagrainphyllites.

Kontinuierliche Felsaufschlüsse längs Güterwegböschung. Fürbachtal N des ehemaligen Siderit-Bergbaues. Tatsächliche Mächtigkeiten der vergrößert gezeichneten Einlagerungen sind den Signaturen 3 bis 7 in Klammer beigefügt:

1 = Wagrainphyllit; 2 = Schwarzschiefer; 3 = Serizitquarzit (0,3 bis 2 m); 4 = Serizitquarzit mit ? Porphyrmaterial (3 bis 3,5 m); 5 = Phyllit (8 m) mit bis 0,5 m mächtigen Lagen von farblos/grauem Bänderkalkmarmor; 6 = boudinierter Eisendolomit (4 m); 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit (3 m), reich an kohlgiger Substanz und mit Quarz-Eisenkarbonat-Knuern.

Bänderkalkmarmor wird von Serizitquarzit (4 m, mit fraglichem Porphyrmaterial) und Phyllit eingenommen. Weiter südlich gibt es noch eine 30 m mächtige Bänderkalkmarmor-Rippe in Phyllit und Schwarzschiefer mit Steinbruch am Güterweg.

Recht zusammenhängend kann man die Fortsetzung des Karbonatgesteinszuges im „Höllenstein“ W Kleinarlbach beobachten. 30 bis 50 m mächtiger Kalkmarmor bildet in verrutschtem Zustand die Felskuppe S der Mündung des „Höllensteinbaches“ 300 m N Bliem. Darüber steht bei der Güterwegbrücke in SH. 960 m dunkelgrauer feinkörniger Dolomit an. Bergsturzblockwerk (bis 4 m Ø) aus Dolomit, Bänderkalkmarmor und Serizitquarzit erfüllt die Schlucht bis SH. 1070 m, wo diese Gesteine längs des „Höllensteinbaches“ anstehen und einen 20 m mächtigen Härtlingsrücken bilden. Darüber gibt es am Bach subanstehende Kalkmarmor- und Dolomitschollen. In SH. 1200 m gabelt der Zug in 2 Äste auf. Der nördliche besteht aus Bänderkalkmarmor und streicht nach WNW. Der südliche wird von Eisendolomit und Kalkmarmor aufgebaut und streicht in westlicher Richtung bis 600 m W P. 1414.

- 4) Der südlichste Karbonatgesteinszug im Wagrainphyllit bildet anstehend den Kamm der Schneeleit mit 100 m mächtigem Dolomit (teilweise Eisendolomit) und wenig Bänderkalkmarmor, der auch von Quarzit begleitet wird.

In der E-Flanke des Kammes längs des Güterweges zur Schiedhütte werden diese ENE streichenden Gesteine mit lokalen Gehäugerutschungen angeschnitten (Abb. 7), und der Dolomit hat hier Mikrofossilien (Silur/Devon [SCHÖNLAUB, 1975]) geliefert.

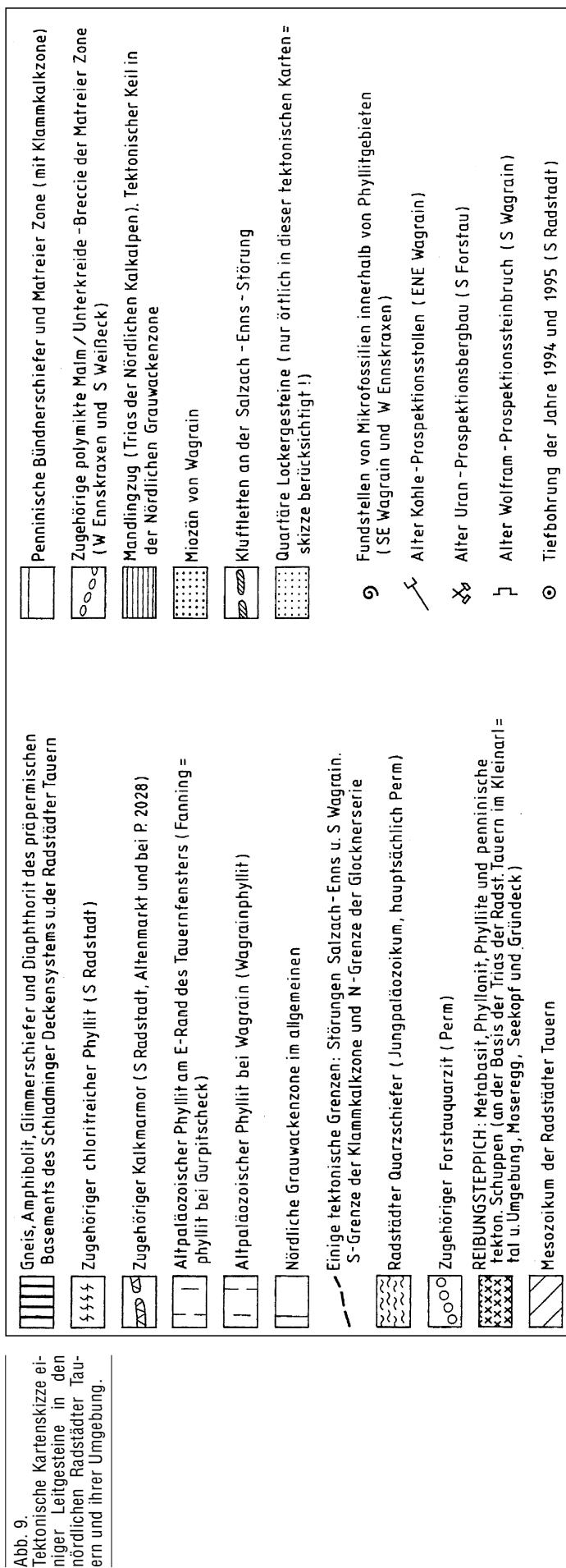
In der W-Flanke des Kammes zwischen Schneeleit und Fürstwand befindet sich ein modellförmiges interglaziales Bergsturzareal mit 1,5 km Durchmesser,

welches ich Schneeleit-Seyfried-Bergsturzgebiet nenne. Die Abrißwand befindet sich unter dem Schneeleitkamm in SH. 1650 m. Darunter folgt eine eingesackte moränenbedeckte Trogschulter mit prächtigen Aufschlüssen der Moräne unmittelbar dem Bergsturzblockwerk auflagernd. Der Steilabfall bis zur Sohle des Kleinarltales besteht aus Phyllit-Gleitmassen, die vertikale, 30 m hohe senkrechte Türme von Eisendolomit und gewaltige Dolomitblockströme und einzelne Kalkmarmorschollen tragen.

Im Dolomit und teilweise Eisendolomit des Schneeleit-Seyfried-Bergsturzes entdeckte HÖLL (1970, p. 198; 1975, p. 85–87) beachtliche Scheelit-anreicherungen (bis zu 7 % WO_3), welche bezüglich ihrer Nebengesteine (Eisendolomit, Schwarzschiefer im „Quarzphyllit“) Analogien zum Scheelitvorkommen im Altpaläozoikum von Hintertux aufweisen. Zusammen mit MAUCHER führten HÖLLS Forschungen und Bemühungen im Kleinarl zur Dissertation von WAGNER und zum großen Erfolg von altpaläozoischen Mikrofossilfunden im Dolomit des Wagrainphyllites von SCHÖNLAUB.

Nach Auskünften, die mir der Griesbauer gab, wurden dann später anscheinend durch die Bergbau-Unternehmung Felbertal die heute sichtbaren Wolfram-Prospektionen im Bergsturzgebiet vorgenommen: Anlage eines Güterweges vom Bauernhof „Gries (Hofmark 42)“ nach E. Errichtung eines Steinbruches im Dolomit-Blockstrom (Riesenblöcke bis 4,5 m Ø) in SH. 1130 m. Beschürfung des nördlichen Eisendolomit-turmes, der in verrutschtem Zustand senkrecht steht (s: 100/seiger), 10 m mächtig und 30 m hoch ist (SH. 1170 bis 1200 m; 250 m W P. 1285 Grasreit). Geologische Situation: Siehe Abb. 10, Profil 11 und Abb. 2, Profil 1!

Nahe dem W-Ende des Wagrainphyllites tritt in diesem als südlichster Schollenzug 20 m mächtiger dunkel-



grau/farbloser Bänderkalkmarmor im Falschebental in SH. 1060 m auf. Er streicht NW und befindet sich 150 m SSE Starch.

7. Die Koppenlamelle als Fortsetzung des Schladminger Kristallins

Aufbauend auf Beobachtungen und Erkenntnissen von MATURA et al. (1973) (siehe Kapitel 1.5. Geologische Probleme!) war der Nachweis dieser Kristallinlamelle in den Jahren 1990 bis 1995 aus zwei Gründen recht aufwendig und schwierig:

Erstens verändert sich der Gesteinsbestand des mesometamorphen Schladminger Kristallins (Amphibolitfazies) infolge regressiver Metamorphose und Kataklyse (Diaphthorese), sowie einer neuen epimetamorphen Blastese (Grünschieferfazies der örtlichen Tauernkristallisation) von E nach W. Siehe Abb. 11 und Tabelle 1!

Zweitens verläuft diese Kristallinlamelle von Forstau bis Flachau größtenteils in hangtektonischen sekundären gravitativen Rutschgebieten am Nordfuß der Radstädter Tauern. Dann quert sie von Flachau bis nahe Kleinarl in SW-Richtung das Gebirge und nimmt eine Lage über der Permo-Trias des Lackenkogel-Halbfensters im E und der Kammkalkzone im W ein. Siehe Abb. 9!

Der Nachweis, daß es sich um eine einheitliche, 20 km lange Fortsetzung der Schladminger Kristallinmasse handelt, wird durch ihre gleichbleibende geologische Position nördlich über dem Forstauquarzit erbracht (Abb. 10). Dieser bildet eine durchlaufende, über 100 m mächtige und hangstabile feldgeologische Einheit längs der gesamten Strecke.

Der ursprünglich auf dem Kristallin transgressiv abgelagerte Forstauquarzit ist auch hier geröllführend. Er liegt in stratigraphisch verkehrter Lage unter dem Kristallin und leitet als Alpiner Verrucano (Perm) die stratigraphisch verkehrt liegende Triasfolge unter dem Kristallin ein. Das entspricht den Verhältnissen auf Kartenblatt Schladming (MATURA und ALBER) und am Ostrand des Kartenblattes Radstadt (SLAPANSKY). Eindeutig ist die verkehrte Serie im Dach des Lackenkogel-Halbfensters (Abb. 10, Profil 5) und sogar noch im Bergsturz des Kleinarltales (Profil 11) klassisch entwickelt.

Nach dem im Gelände auffallenden Berg Koppen zwischen Zauch- und Flachautal nenne ich diese Schladminger Kristallinlamelle: Koppenlamelle (EXNER, 1991, p. 111).

Tektonisch stellt die Koppenlamelle den nördlichsten Finger der verschiedenen Tauchlappen des Schladminger Kristallins über dem Liegendschinkel der N-vergente großen Falte dar. Siehe Kartenskizze und Profil in MANDL & MATURA (1987, Abb. 1/1 und 1/2) und das geologische Entwicklungsprofil der Großraumfalte in SLAPANSKY & FRANK (1987, Fig. 8)!

Das Gesamtgebiet der Nördlichen Radstädter Tauern war wohl vor der spättertiären Erosion vom Schladminger Kristallin bedeckt, worauf auch der Geröllbestand im Miozän der Salzach-Enns-Längsfurche hindeutet (Kapitel 3.3.).

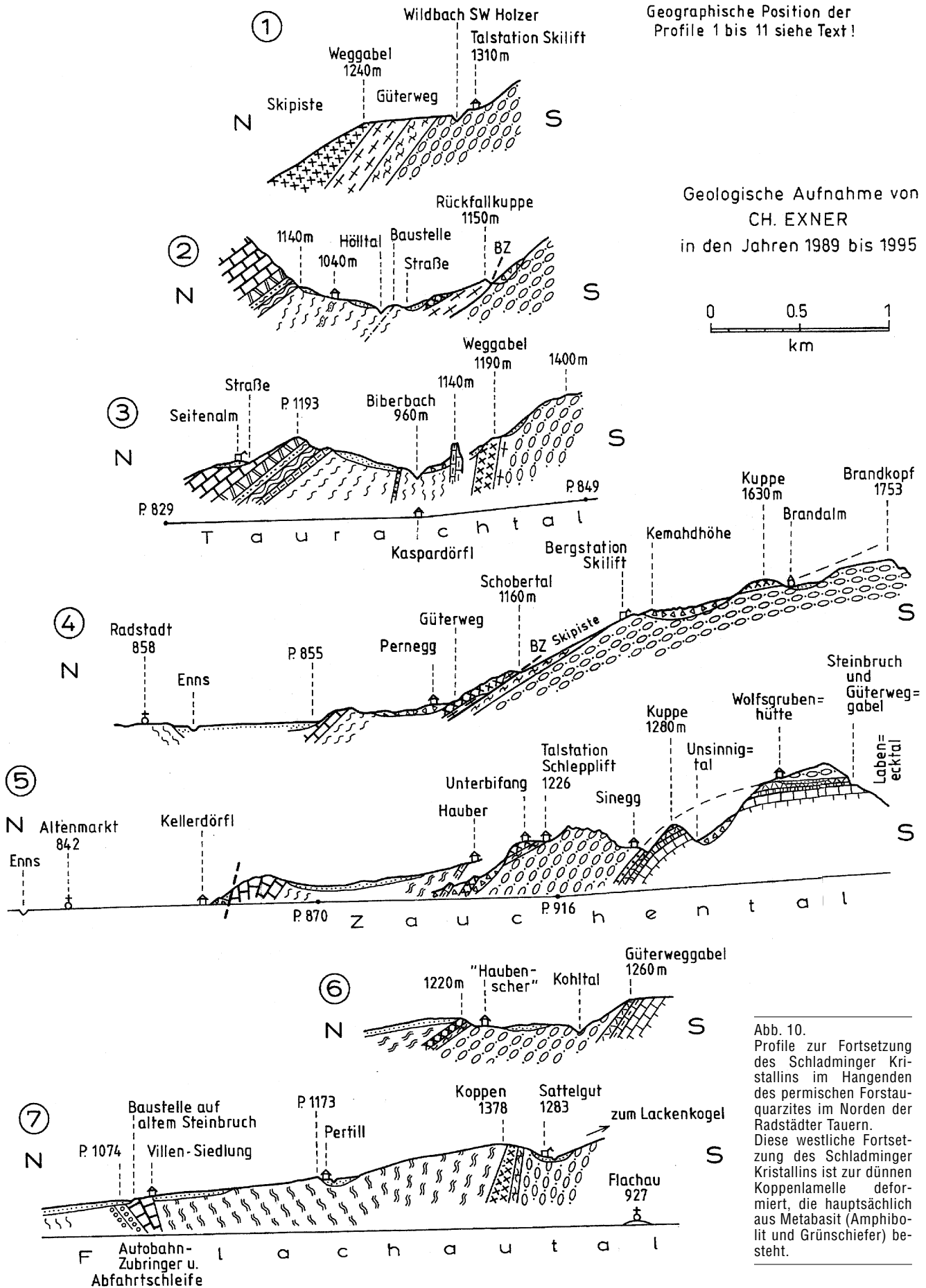


Abb. 10. Profile zur Fortsetzung des Schladminger Kristallins im Hangenden des permischen Forstauquarzites im Norden der Radstädter Tauern. Diese westliche Fortsetzung des Schladminger Kristallins ist zur dünnen Koppenlamelle deformiert, die hauptsächlich aus Metabasit (Amphibolit und Grünschiefer) besteht.

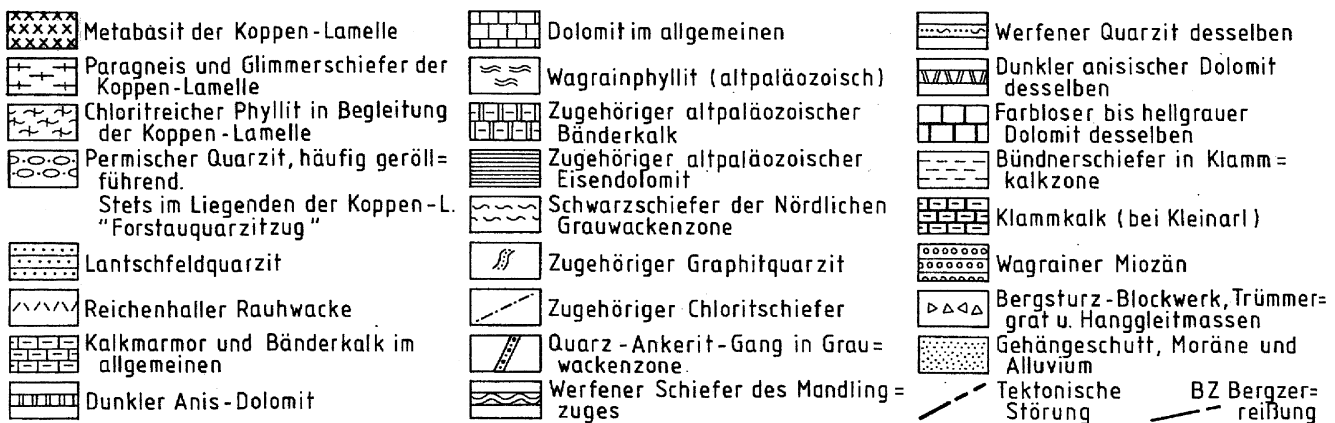
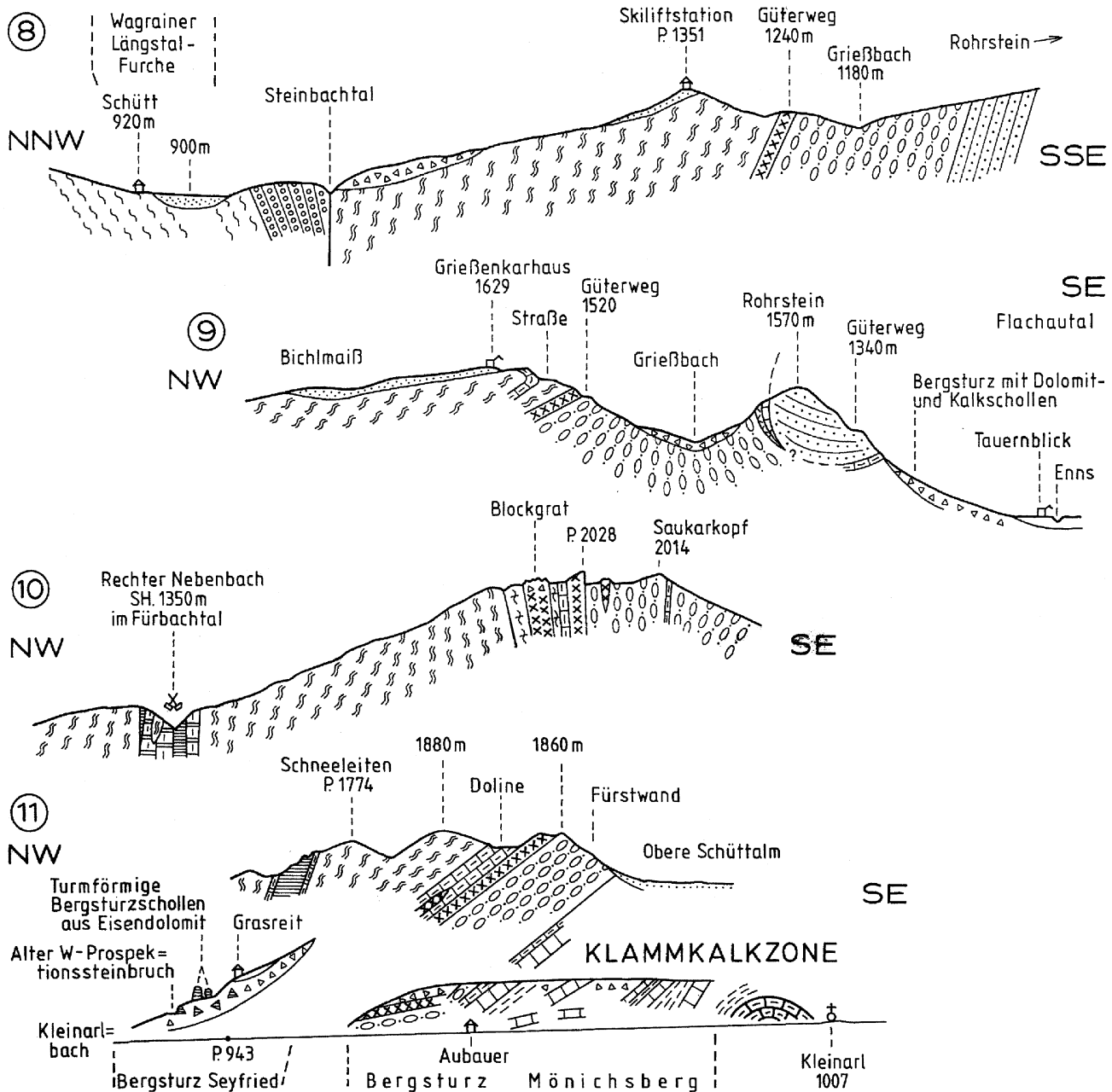


Tabelle 1.

Abnahme des Grades der Gesteinsmetamorphose von E nach W. Das prä-alpidische Schladminger Kristallin (Metamorpher Starkwirkungsbereich) geht nach W in den alpidischen Schwachwirkungsbereich (Tauernkristallisation) über.

38 Gesteinsproben, gesammelt und petrographiert von Ch. EXNER; zur Position der Fundgebiete siehe Abb. 9–11!

Untersuchte Gesteine	Fundgebiete Nr. (siehe Abbildung 11!)																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	1
Schladminger Kristallin, Schober-Lappen																		
Grobkörniger Schachbrettalbitgneis	+																	
Plagioklasgneis mit Biotit und Granat	+																	
Schladminger Kristallin, Freiberg-Lappen																		
Plagioklasgneis mit Biotit und Granat		+																
Metabasit mit Biotit, braunem Amphibol und mit pigmentiertem grünem Amphibol		+																
Koppen-Lamelle																		
Pegmatit verschiefert und kataklastisch			+		+	+												
Plagioklasgneis ohne Biotit				+	+	+												
Metabasit mit braunem Amphibol und mit pigmentiertem grünem Amphibol					+		+	+		+								
Metabasit mit grünem und blaugrünem Amphibol							+		+	+		+	+			+		+
Metabasit ohne Amphibol										+	+			+	+	+	+	
Metabasit mit viel Quarz														+				
Metabasit mit viel rhomboedrischem Karbonat (zwillinglamelliert)												+				+	+	+
Leuko-Metabasit																		
(aplitische Lagen und Quergänge im Metabasit)																		
Leuko-Metabasit mit grünem und blaugrünem Amphibol																+		
Leuko-Metabasit ohne Amphibol																+		
Leuko-Metabasit mit viel Quarz																+		

Anmerkung: Die in der Tabelle dargestellte Variation innerhalb eines Fundgebiets, z.B. Metabasit mit und ohne Amphibol, beruht auf mehreren untersuchten Gesteinsproben innerhalb eines einzelnen Fundgebietes.

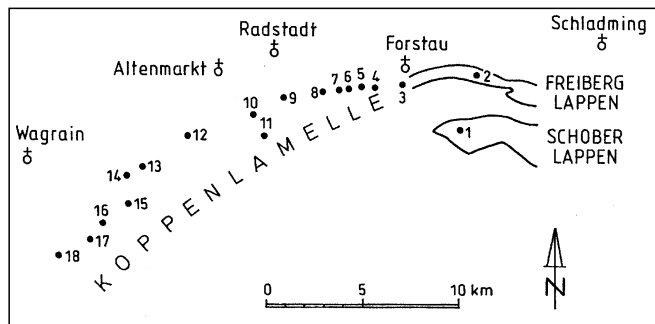


Abb. 11.

Die Punkte bezeichnen Fundgebiete der untersuchten Gesteinsproben vom W-Rand der Schladminger Kristallinmasse (1 und 2) und der zugehörigen Koppenlamelle (3 bis 18). Diese geht aus dem Freiberg Tauchlappen des Schladminger Kristallins hervor. Fundgebiete: 1 = Gasselhöhe-S-Kamm; 2 = NW Holzer; 3 = Schlucht des Forstaubaches; 4 = W Schreinbachschlucht; 5 = SSW Fischbach; 6 = S Innviertlerhof; 7 = S Löbner; 8 = Bergsturz E Kaspardörfel; 9 = SE Pernegg; 10 = ESE Ascher; 11 = Kuppe NW Brandalm; 12 = Koppen-W-Kamm; 13 = S Neureith; 14 = SE Griebenkarhaus; 15 = Griebenkareck-E-Kamm; 16 = Saukarkopf-N-Kamm; 17 = N Fürstwand; 18 = Bergsturz NE Aubauer.

7.1. Petrographie

In der Koppenlamelle fehlen mit Ausnahme der Pegmatite der Kalifeldspat und seine Pseudomorphose (Schachbrettalbit). Die Lamelle verbindet sich eindeutig mit dem N eintauchenden Freiberg Lappen und nicht mit dem südlicher gelegenen Schober Lappen (Abb. 11). Der Freiberg Lappen besteht aus migmatischem Paragneis und Amphibolit (Geologisches Kartenblatt Schladming 1995, Signaturen Nr. 114 und 118). Diese bilden den Bestand der Koppenlamelle, wobei der Paragneis bereits im Mittelabschnitt (zwischen Taurach und Flachautal) nur noch als fragwürdiger Phyllonit vorliegt (Ähnlichkeit der Gesteinsstruktur, größere Hellglimmeraggregate als in

den normalen Phylliten sowie geringer Granatgehalt) und im W-Teil keine Spuren hinterlassen hat. Allerdings habe ich Gneis-Lesesteine im W-Abschnitt unberücksichtigt gelassen, da ich nicht den Fehler begehen wollte, Erratica mitheranzuziehen. Der Amphibolit des Freiberg Lappens zieht als resistentes und hartes Gestein, allerdings gegen W zunehmend kataklastisch und neu umkristallisiert, bis ins Kleinartal. Vom Freiberg bis Fundort Nr. 13 (Grießbachtal, S Neureith, Abb. 11) bildete er anscheinend einen stofflich zusammenhängenden Körper, der erst durch junge Bergzerreißen in die einzelnen Schollen der Abb. 9 getrennt wurde. Komplizierter ist das Bewegungsbild im westlichsten Abschnitt mit der Sigmoiden nach S und SW, mit Zerlegung in 3 tektonische Schuppen bei P. 2028 (Abb. 10, Profil 10), Verfaltung mit Kalkmarmor und intensiver sekundärer Stoffmobilisation von Calcit, Quarz, Epidot, Albit, Grammatit, Titanit u.a. Hier erfolgte eine orthotektonische Zerreißen der Amphibolitlamelle im Zuge der geologischen Querstruktur und dazu noch nachträglich die Bergzerreißen mit dem gewaltigen interglazialen Mönchsbergsturz und sonstigen Massenbewegungen und Erosion.

In die Tabelle 1 wurden nur einige Merkmale des eindeutigen Überganges des Gesteinsmaterials der Koppenlamelle von der Amphibolitfazies im E zur Grünschieferfazies in W eingetragen.

Den kataklastischen und verschieferten Pegmatit gibt es nur im E-Abschnitt.

Paragneis erweist sich im Fundgebiet Nr. 2 als granatführender Biotit-Plagioklasgneis mit leukokraten Adern. Bis zum Taurachtal ist er deutlich makroskopisch erkennbar, jedoch fehlt bereits Biotit, und der Granat wird selten. Die Anorthitgehalte der beiden Plagioklas-Generationen lassen sich hier noch messen. Plag alt (31 bis 33 % An, Plag III mit Fülle Typus B) und Plag neu (0 bis 3 % An,

Plag III bis I, Fülle B bis ungefüllt). Chlorit, Hellglimmer, Quarz. Ferner: Opazit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Zirkon, Apatit, Stilpnomelan, Epidot und rhomboedrisches Karbonat. Westlich des Taurachtales können Phyllonite am Güterweg bei Pernegg und im Schobertal nur vermutungsweise als Abkömmlinge von Paragneis angesprochen werden. Eventuell sind sie aus Glimmerschiefer hervorgegangen.

Chloritreicher Phyllit tritt mit 10 bis 50 m Mächtigkeit besonders an der Grenze zum unterlagernden permischen Forstauquarzit vom Bergsturz E Kaspardörfel bis zum Flachautal (Abb. 10, Profile 4 bis 7) und dann unregelmäßig in der tektonischen Schuppenzone bei P. 2028 (Profil 10) auf. Hauptgemengteile: Hellglimmer, Chlorit, Quarz und Albit (Rundlinge, Plag II und I, ungefüllt). Accessoria: Opazit, Zirkon, Apatit und Turmalin. Die Genese des Gesteines ist vorläufig unklar.

Metabasit ist im Freiberg-Lappen noch als prächtiger fragloser Grobkornamphibolit mit braunem bis pigmentiert grünem Amphibol erhalten. Oligoklas und Albit treten als gut ausgebildete, nur randlich granuliert Leisten auf. Die sekundäre Bildung von Chlorit nach Amphibol und Biotit ist gut erkennbar. Biotit zeigt teilweise noch rotbraunen Pleochroismus. Epidot ist bereits reichlich vorhanden.

In den Metabasiten der Koppenlamelle sind die alten Plagioklase zu Kleinkorngefüge zerfallen (Kataklyse) und ihr Anorthitgehalt konnte unter dem Mikroskop nicht bestimmt werden. Sehr deutlich ist die Beschränkung des braunen und des sogenannten gefüllten (pigmentierten grünen) Amphibols auf den Ostteil der Koppenlamelle (bis Fundgebiet Nr. 10). Weiter westlich findet man nur Metabasite in reiner Grünschieferfazies. Pyroxen und seine Pseudomorphosen fehlen der gesamten Koppenlamelle. Am stabilsten halten sich die Titanminerale mit vorzüglich erhaltenen schalenförmigen Umwachsungen: Opazitischer Kern, Hauptkörper ist Rutil, und randlich schließt ein meist dünner Titanitsaum an.

Innerhalb der Grünschieferfazies stellt sich die Ausbildung typischer tauernkristalliner Prasinite erst im Kleinarltal ein: Hauptgemengteile sind große, neu gebildete, füllungs freie xenomorphe Albite (6 bis 7 % An) und Epidot und Chlorit. Dazu kommen fallweise blaugrüner Amphibol, Titanit, rhomboedrisches Karbonat und Quarz. Makroskopisch gleichen diese Prasinite den vorgenannten Metabasiten. Sie sind hart und machen trotz des mikroskopischen flächigen Parallelgefüges einen sehr kompakten Eindruck. Sie wechsellagern schon bei Flachau mit den zuletzt genannten Metabasiten und bilden dann eindeutig deren westliche Fortsetzung.

Ein eigenartiges aplitisches Mobilisat bilden im Metabasit des Blockgrates N P. 2028 (Abb. 10, Profil 10) 0,5 m dicke Lagen und 60 mm dicke Gänge. Hauptgemengteile dieses Gesteines sind Plagioklas (Plag II und I, Füllungs typ C und häufig auch füllungs frei), Epidot und Quarz. Dazu gesellen sich blaugrüner Amphibol, Chlorit, Opazit, Rutil, Titanit und Hämatit. Vorläufig nenne ich dieses Gestein Leuko-Metabasit.

Im westlichen Teil der Koppenlamelle wurden von TRAUTH (1925, p. 145–154), MOSTLER (1963a, p. 25–28; 1963b, p. 133) und WAGNER (1972, p. 10–12) die Metabasite vom Koppen, vom P. 2028 N Saukarkopf und vom Mönchsbergsturz bei Aubauern („Brandstattgraben“) petrographiert und im Sinne progressiver Metamorphose basischer Effusiva, Tuffe und Diabase gedeutet. Tatsächliche Beweise für diese herkömmliche Auffassung konnten sie nicht vorlegen.

Meine Interpretation der Genese dieser Metabasite durch regressive Metamorphose, Kataklyse und Rekristallisation aus Amphibolit der Schladminger Masse bringt zwar auch keinen petrologischen Beweis, aber eine feldgeologisch fundierte Schlußfolgerung.

7.2. Feldgeologische Hinweise

Im allgemeinen habe ich die Kartierung der geologischen Aufschlüsse der Koppenlamelle bereits abgeschlossen (EXNER, 1994 und 1996: Manuskriptkarten im Archiv der Geol. B.-A. Wien. Parallelprofile Abb. 10 und übersichtliche Kartenskizze Abb. 9 der vorliegenden Arbeit). Es fehlen aber noch das Anschlußstück zwischen Forstau und Kartenblatt Schladming und wegen vorübergehenden Ausfalles des Laboratoriums die Dünnschliffe der im Sommer 1995 gesammelten Gesteinsproben. Trotzdem möchte ich hier die wichtigsten lokalen feldgeologischen Hinweise bringen. Die meisten kleinen Aufschlüsse der Koppenlamelle habe ich ja selbst gefunden, und kurze Beschreibungen werden nachfolgende Geologen sicher interessieren.

Der Übersichtlichkeit halber behandle ich im folgenden die Teilbereiche der Koppenlamelle zwischen den S–N verlaufenden Tälern in der Reihenfolge von E nach W fortschreitend.

7.2.1. Vom Freiberg-Lappen bis Forstau

(Profil 1 der Abb. 10)

Profil 1 zeigt den Grobkornamphibolit und den migmatischen Paragneis des Freiberg-Lappens der Schladminger Kristallinmasse auf dem gleichnamigen Kartenblatt. Der Güterweg ist Teil der Reiteralm Mautstraße und befindet sich 500 bis 200 m NW und W Holzer.

Zwischen Paragneis des Schladminger Kristallins und permischem geröllführendem Forstauquarzit wird hier ein chloritreicher dunkler Phyllit angeschnitten. Er dürfte sedimentogener Entstehung sein und eventuell einem paläozoischen Niveau angehören, das älter ist als der Forstauquarzit. Wir befinden uns hier in der stratigraphisch verkehrten Serie unter dem Kristallin.

Es ist sogar denkbar, daß es sich um eine Fortsetzung des altpaläozoischen Katschberg-Fanning-Phyllites handelt. In analoger Position tritt stellenweise Chloritreicher Phyllit zwischen Koppenlamelle und Forstauquarzit auf (Kapitel 7.1.).

Der Nordhang des Profiles 1 wird auf dem geologischen Kartenblatt Schladming wegen der sekundären gravitativen Hangbewegungen als „tiefgründig aufgelockerter, stark bewegter Bereich“ bis zur Talsohle der Enns markiert. Und mit der Fortsetzung dieser Massenbewegungen haben wir es weiterhin auf Kartenblatt Radstadt zu tun, wo dann innerhalb solcher Rutschzonen noch die Reste der Koppenlamelle zu suchen waren.

Aber ein sehr gutes anstehendes Profil liefert die Schlucht des Forstaubaches südlich der gleichnamigen Ortschaft. Dieses Profil habe ich noch nicht im Detail untersucht.

7.2.2. Forstau bis Pongauer Taurach

(Profile 2 und 3)

Wie schon bei der Problemstellung im Kapitel 1.5. hervorgehoben, haben bereits MATURA et al. (1973) erstmals und eindeutig die Fortsetzung des Kristallins der Schladminger Masse als schmalen Streifen von der Forstau-

schlucht bis zum Taurachtal erkannt und kartiert. Meine Aufgabe bestand nur darin, diesen Teilabschnitt der Koppenlamelle nochmals detailliert zu untersuchen.

Das Kristallin bildet hier eine 2,3 km lange, 200 m breite und 150 m mächtige Lamelle. Sie reicht mit kleinen Unterbrechungen (Bergsturz) vom Schreinbachtal bis 350 m SW P. 1167.

Der E-Teil des Kristallins lagert über dem Forstauquarzit in gravitativ etwas verrutschtem und gekipptem Zustand. Er bildet eine 10 bis 20 m hohe Rückfallkuppe mit modellförmiger Bergzerreißungsfurche zwischen Schreinbachtal und S Ghf. Innviertlerhof (Profil 2).

Der W-Teil des Kristallins zeigt prächtige anstehende Aufschlüsse längs des Güterweges in Richtung Fageralmen (Profil 3). Hier gibt es am Wege auch einen Metabasit-Steinbruch (zur Schottergewinnung für die Güterwege) in SH. 1230 m, 450 m SW Innviertlerhof. Leider ist die Grenze des Kristallins zum unterlagernden Forstauquarzit durch Bergsturzblockwerk und Gehängeschutt verhüllt. Dasselbe gilt auch für die Grenze zum nördlich vorgelagerten, weithin sichtbaren kataklastischen Kalkmarmor in SH. 1140 m (siehe Kapitel 7.3.!).

Im Hang zum Taurachtal in SW-Richtung folgt eine abgerutschte Felsscholle aus Metabasit und Chloritreichem Phyllit im Bergsturz E Kaspardörfel bei Buchstaben „V“ der Schrift „Vorderer Fagerwald“ der amtlichen offiziellen Karte (in SH. 990 m, am Karrenweg 800 m N P. 880 Höd). Diese Lokalität ist bequem zu Fuß vom Bauernhof Höd im Pongauer Taurachtal erreichbar. Parkmöglichkeit an der Bundesstraße 3,5 km SE Radstadt, vor den Wirtshäusern der Gstatersiedlung. Der Metabasit (frische Felssprengung am Karrenweg) enthält bräunlichen Amphibol mit opaker Pigmentierung und mit blaugrünem bis farblosem Randsaum (Fundgebiet Nr. 8 der Tabelle 1). Derselbe Weg führt dann auch bequem zur sonderbaren, im Querschnitt wie ein Turm erscheinenden Kalkmarmor-Rippe und wenn man noch bis zur S-vergerten spitzen Wegkehre in SH. 1100 m ansteigt, zu typischem geröllführendem Forstauquarzit im Liegenden der Koppenlamelle.

7.2.3. Von Pongauer Taurach bis Zauchenbach

(Profile 4 und 5)

Am Kamm zwischen diesen beiden Tälern zeichneten bereits MATURA et al. (1973) vermutliches diaphthoritisches Altkristallin über dem Forstauquarzit ein. Es handelt sich hier erstmals um amphibolfreien Metabasit mit Albit (0 % An), Chlorit, Opazit und Rutil als Hauptgemengteile (Grünschieferfazies), ca. 50 bis 100 m mächtig und als Erosionskuppe auf Forstauquarzit auflagernd, was ein im Jahre 1994 errichteter Güterweg in der W-Flanke zusätzlich exakt belegt. Unter dem sehr mächtigen Forstauquarzit liegt die Unter- und Mitteltrias in modellförmig regelmäßiger verkehrter Lagerung: Sinegg – Wolfsgrubenhütte – Labenecktal (Profil 5).

Nun habe ich zu der erosiven Kristallin-Deck-Kappe (SH. 1630 m) die theoretisch zu fordernde, nördliche Fortsetzung in Form meist verrutschter Felspartien aufgefunden und kartiert. Von E nach W fortschreitend, handelt es sich um folgende Vorkommen:

Die best erhaltenen und am wenigsten verrutschten Vorkommen liegen auf einem weitflächigen Isoklinalhang im Schobertal und bei Pernegg (Profil 4). Der Isoklinalhang (Skipiste) besteht aus dem 50 m mächtigen Chloritreichen Phyllit, der dem Forstauquarzit unmittelbar auflagert (Bergsturz-Abrißklüfte rund um die Kemahdhöhe, deren Plateau versumpft ist und einen flachen Block-Kamm aus Forstauquarzit darstellt).

Gute Felsaufschlüsse in ca. 30 m mächtigem Phyllonit und 50 m mächtigem Metabasit längs des Güterweges in SH. 980 bis 1040 m von 500 m SW bis 150 m S Pernegg. Nach Unterbrechung durch auflagernde Moräne folgen am selben Güterweg lange und große Aufschlüsse derselben Gesteine, wo der Weg den Schoberbach quert und dann wieder höher oben in der felsigen Steilstufe des Schobertales in SH. 1100 bis 1160 m.

Es folgen verrutschte Felspartien und Lesesteine von Phylloniten und Metabasit mit bräunlichem und pigmentiertem grünem Amphibol im Steilhang zwischen P. 1252 und SE Ascher.

Ein Aufschluß von Metabasit bei Unterbifang grenzt an den Chloritreichen Phyllit, der bei P. 1226 dem Forstauquarzit auflagert (Profil 5).

Darunter gibt es zwischen SH. 1020 und 1070 m einen 6 m mächtigen Metabasit-Härtlingsrücken, der von Kalkmarmor begleitet wird (ehemaliger Kalkofen).

7.2.4. Zauchenbach bis Flachau

(Profile 6 und 7)

Der rundliche Kopp P. 1378 zeigt das nun schon bekannte Regelprofil 7. Besonders in der steilen W-Flanke gegen Flachau sind die Aufschlüsse im bis 100 m mächtigen Metabasit und seiner Grenze zum auflagernden Wagrainsphyllit vortrefflich (4 horizontale Güterwege).

Aber zu meinem Erstaunen fand ich auch in der teilweise verrutschten und moränenbedeckten NE-Flanke des Koppes, 600 m W Straßenbrücke P. 916 die charakteristische Schichtfolge (Profil 6) vor. Der „Haubenscher, Palfen Nr. 57, jetzt Jagdhaus“ steht auf Forstauquarzit. Schön regelmäßig folgen darüber Chloritreicher Phyllit, Metabasit, Wagrainsphyllit und darunter stratigraphisch verkehrt liegende Trias (Reichenhaller Rauhwacke, anisicher Kalkmarmor und Dolomit), wobei nur der Lantschfeldquarzit fehlt.

Bis zum Kopp ist der feldgeologische Zusammenhang des Metabasits mit dem Amphibolit der Schladminer Masse, den schon MATURA et al. (1973) in der Legende mit Fragezeichen andeuteten, recht gut gewährleistet.

7.2.5. Zwischen Flachau und Kleinarltal

(Profile 8 bis 11)

Mit SW-Streichen setzt der Metabasit des Koppes eindeutig zum ebenfalls 100 m mächtigen Metabasit-Felszug in der N-Flanke des Grießbachtals (S Neureith) fort. Die steilen Felswände werden vom Güterweg in SH. 1240 m gequert. Das Gestein entspricht dem des Koppes, enthält aber mehr Chlorit und sehr viel Albit. Unter dem Forstauquarzit folgt der mächtige und sehr kompakte Lantschfeldquarzit des Rohrsteines (Profil 8).

Der Metabasitzug streicht nach SSW und ist am Güterweg in SH. 1520 m, 400 m SE Grießenkarhaus als bloß 20 m mächtiger, quarzführender Grünschiefer aufgeschlossen. Seine Hauptgemengteile sind blaugrüner Amphibol, Albit (0 % An, meist füllungsfrei), Chlorit, Epidot, Quarz und Titanit. Accessoria: Opazit (mit Titanitsaum) und Hämatit. Makroskopisch sieht er aus wie dünn gebänderter Grünschiefer im Pennin der Hohen Tauern. Der Lantschfeldquarzit beschreibt eine S-streichende Querschiebung mit randlichen Trias-Karbonatgesteinen. Die schöne Regelmäßigkeit der verkehrten stratigraphischen Schichtfolge wurde hier am W-Ende des Lackenkogel-Halbfernsters durch eine jüngere Querschiebung umgeformt (Profil 9).

In analoger petrographischer Ausbildung, aber ohne Amphibol und ohne Quarz, setzt der Metabasit mit 40 m Mächtigkeit am Griebenkareck-E-Kamm in SH. 1700 bis 1720 m fort und sendet mächtiges Blockwerk in den N darunter befindlichen Bergsturz. Die Fortsetzung nach SW wurde nur mittels Lesesteinen belegt.

Es folgt das durch tektonische Wiederholungen mächtigste Metabasit-Vorkommen im N-Kamm des Saukarkopfes, welches schon TRAUTH und WAGNER kannten. Hier kommt etwas Neues dazu, nämlich Verfaltung von Metabasit und Kalkmarmor, die dann im Hang zum Kleinarltal zunimmt. Auch dem Forstauquarzit des Saukarkopfes ist eine Kalklage eingeschaltet (Profil 10). Der Metabasit bildet 3 tektonische Schuppen. Die Südlichste stirnt über Forstauquarzit. Die Mittlere (P. 2028) entspricht gut gebändertem feinkörnigem Grünschiefer wie in den Hohen Tauern. Der mächtigste, eher mittelkörnige und massige Metabasit bildet die 90 m dicke nördlichste Lage mit den spektakulären Plagioklasapliten (Kapitel 7.1.) und ist zu einem Blockgrat zusammengebrochen.

Die Falten streichen nach SW ins Kleinarltal. Der Forstauquarzit baut den Ahornkarkopf und die Fürstwand (Profil 11) auf. Südlicher und mittlerer Metabasit vereinigen sich im „Ahornkar“ SSE Schiedhütte und bilden das Hochplateau über der Fürstwand, von wo sie in den Bergsturz beim Aubauer in mehreren Staffeln, die noch den Schichtverband mit unterlagerndem Forstauquarzit erkennen lassen, abbrechen. Der Kalkmarmor N P. 2028 quert das „Ahornkar“, erreicht das Plateau mit 50 m Mächtigkeit und Dolinenbildung, um dann E Kniefalpen in 2 Marmorzüge aufzuspalten, die Phyllit und einen stark verschieferten, 30 m mächtigen Metabasit umfassen (bei der Hütte in SH. 1560 m). Leider verhindert der mit dichtem Gras bedeckte steile W-Rang des Blockgrates eine Beobachtung der Fortsetzung des nördlichen Metabasitzuges. Es ist nur eine beträchtliche erratische Blockstreuung dieses Gesteines bis hinunter zum Fürbach zu beobachten.

Das Verhältnis dieser Falten der Koppenlamelle zur südlich und westlich angrenzenden Klammkalkzone ist wegen der großen Bergsturzgebiete beidseits des Kleinarltales schwierig zu erforschen. Schon MOSTLER (1963b, p. 135) hat hier N-S streichende Störungen vermutet. Gibt es darüber hinaus auch großtektonische Zusammenhänge zwischen Lackenkogel-Halbfenster und nördlichen Teilen der Klammzone? Mit diesem Problem will ich mich in Zukunft befassen.

7.3. Der Kaspardörfel-Kalkmarmorzug N Koppenlamelle

Ein grau/farblos gebänderter Kalkmarmor begleitet mit einem Abstand von 10 bis 30 m den N-Rand des Kristallins der Koppenlamelle. Nach dem besten und weithin sichtbaren Aufschluß am Berghang E Pongauer Taurach bei Kaspardörfel (Abb. 10, Profil 3, SH. 1140 m) bezeichne ich ihn vorläufig nach dieser Lokalität. In der tektonischen Kartenskizze Abb. 9 wird er als „Zugehöriger Kalkmarmor“ berücksichtigt. Dort sind auch ein kleines Vorkommen S Altenmarkt (beim ehemaligen „Kalkofen“) und die oben genannten, mit dem Metabasit gefalteten Kalkzüge von P. 2028 bis Kleinarltal (Profile 10 bis 11) schematisch eingetragen, ohne daß ich mich schon jetzt festlegen möchte, die letztgenannten unbedingt mit denen vom „Kalkofen“ und Kaspardörfel genetisch zu identifizieren.

Jedenfalls ist es interessant, daß die Vorkommen vom „Kalkofen“ und Kaspardörfel den Kalkmarmorvorkommen

auf dem geologischen Blatt Schlading (Signatur Nr. 89) längs des N-Randes des Schladinger Kristallins entsprechen, wovon ich mich beim Sattel 500 m SE Planai selbst überzeugt habe. Auch dieses Vorkommen hält zur Schladinger Masse einen schmalen Respektabstand, der von Glimmerschiefer, graphitischem Schiefer und Graphitquarzit (MATURA, 1987, Abb. 18/1) eingenommen wird, aber auf Blatt Radstadt zunächst aufschlußlos bleibt, weil er von Gehängeschutt bedeckt ist.

Farblose kataklastische Kalkmarmorblöcke (3 m Ø) befinden sich in verrutschtem Zustand N Koppenlamelle, 400 m E Horner (ESE Altenmarkt).

Dunkelgrauer Kalkmarmor wurde unter Moräne während Bauarbeiten an einer neuen Güterwegkehre im Juni 1995, 100 m SW Hauber, N Koppenlamelle angefahren.

In seiner Fortsetzung befinden sich Reste des Kalkmarmorzuges vom ehemaligen „Kalkofen“ S Altenmarkt. Es handelt sich um einen 3 m mächtigen und 40 m langen Härtlingszug bei der Güterweg-Spitzkehre und -Gabel in SH. 1070 m, 600 m WSW Hauber. Dieser Kalkmarmor ist farblos, fällt nach N und befindet sich in 30 m Abstand vom parallel verlaufenden Metabasit-Härtlingszug der Koppenlamelle (Abb. 10, Profil 5: Unterhalb vom Hauber im Hang des Zauchentales).

Unzutreffend sind die Angaben von HIRSCHBERG (1965, p. 51) über die Position des ehemaligen Kalkofens und eines nicht mehr sichtbaren Aufschlusses von Gutensteiner Kalk SE Altenmarkt.

Der Kalkmarmor der Felsrippe E Kaspardörfel ist 40 m mächtig und reicht von der Spitzkehre des Karrenweges in SH. 1030 m, 550 m E Weiergut bis SH. 1140 m, nahe dem Metabasit bei Weggabel SH. 1190 m (Profil 3). Der Bänder-Kalkmarmor streicht N 85 E und fällt 75 N. An der Oberkante und auch an anderen Stellen der Felsrippe erweist sich das Gestein als farblos Calcit-Kataklasit, der an spitzwinkelig zueinander verlaufenden Kluftscharen kleinstückig zerbricht und mit kalter HCl intensiv braust. Gegen N befindet sich auf ihm eine 60 m hohe Bergsturz-Abrißwand, an deren Fuß das Kalkmarmor-Blockwerk im Bibertal angereichert ist. An der Oberkante der Felsrippe beobachtet man bis zu 8 m tiefe E-W streichende Bergzerreißungsspalten in Vorbereitung neuer Bergstürze.

Der Felsrippe und ihrer Umgebung sowie den übrigen genannten Vorkommen des Kaspardörfelzuges fehlen Skythquarzit, Rohwacke und Dolomit. Somit bleibt das stratigraphische Alter des Kalkmarmors unbekannt.

8. Leitgesteine im tektonischen Reibungsteppich an der Basis des Radstädter Deckensystems

Bekanntlich ist die Grenzregion zwischen Pennin (Bündnerschiefer einschließlich Matreier Zone) und den Trias-Gesteinen des Radstädter Deckensystems (Unterostalpin) ein komplizierter tektonischer Reibungsteppich. Hier möchte ich Leitgesteine behandeln (Metabasite und Gneis-verdächtige Gesteine) im paläozoischen Phyllit unter der Trias der Ennskraxenschuppe. Diese stellt die tiefste tektonische Schuppe des unterostalpinen Radstädter Deckensystems in den Nördlichen Radstädter Tauern dar und besteht aus einer stratigraphisch aufrechten Trias-Schichtfolge vom Skyth bis zum Rhät, auflagernd auf Sockelgesteinen (Reibungsteppich) aus paläozoischem Phyllit und den erwähnten Leitgesteinen.

Erst unter diesem paläozoischen, lamellenförmig dünnen Sockel bzw. Reibungsteppich, welchen ich Seekopf- und Moseregg-Lamelle nenne, lagern die penninischen Bündnerschiefer in Form von hauptsächlich dünnblättrigen Schwarzschiefern unterkretazischen Alters (Mikrofossil-Fundpunkt siehe Abb. 1, zwischen Klein- und Großarlal).

DEMME (1961) hat das Gebiet sehr genau beschrieben vom Bündnerschiefer zum Sockelgestein („Quarzphyllitserie“), zur Hofalmschuppe mit Twenger Kristallin, zum Rauhwackenband und zur Trias der Höheren Decken und

dazu eine vorbildlich genaue geologische Karte des Gebietes im Maßstabe 1 : 10.000 erstellt.

In der „Quarzphyllitserie“ fand er Gesteine, die er vermutlich als Diaphthorite ansprach. Er bezeichnete sie mit dem SANDERSchen Ausdruck: Phyllonite. Es handelt sich um „grüne Phyllite“ (sekundär aus Metabasiten), Serizitphyllite mit Resten von Biotit (diaphthoritische Granatglimmerschiefer) und mit Resten von altem Oligoklas (eventuell sekundär nach Paragneis) etc. Es sind genaue Beschreibungen und sehr vorsichtige Interpretationen (DEMME, 1961, p. 37–46), denen man voll zustimmen

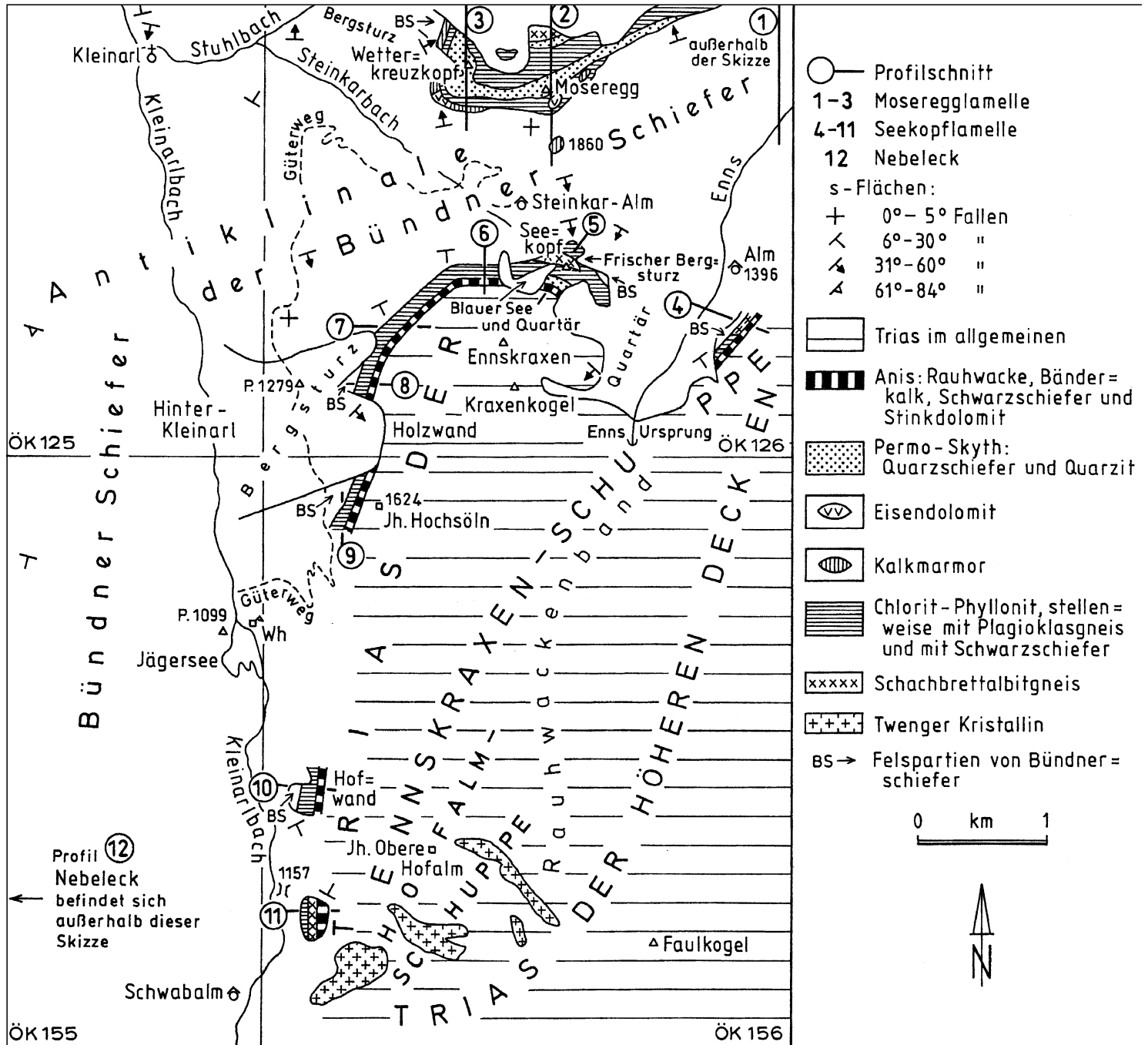


Abb. 12. Kartenskizze des Sockels des Radstädter Deckensystems über penninischen Bündnerschiefer zwischen Kleinarlbach und Quelle der Enns. Die Eintragung des Twenger Kristallins und der tektonischen Baueinheiten der Trias des Radstädter Deckensystems erfolgte nach DEMME (1961). Der Sockel wird nördlich der Bündnerschiefer-Antiklinale als Moseregg-Lamelle (Profile Nr. 1 bis 3 in Abb. 13) und südlich der Antiklinale als Seekopflamelle (Nr. 4 bis 11 in Abb. 14) bezeichnet. Diese setzt sich im Nebeleck (Profil Nr. 12) am wasserscheidenden Kamm Klein-/Großarlal fort. Der Sockel besteht aus einer tektonischen Mischserie (Reibungsteppich) von Gesteinen der Matreier Zone, ferner von prä-permischem Kristallin, Permo-Skyth und Anis der aufrechten Schichtfolge der Trias der Ennskraxenschuppe des Radstädter Deckensystems.

kann. Das Wesentliche dabei ist, daß in diesen kataklastischen, oft wildverdrückten Gesteinen strukturelle und stoffliche Beobachtungen mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine ältere Kristallisation im prä-permischen Starkwirkungsbereich (etwa Amphibolitfazies) und auf eine jüngere alpidische Verformung und Rekristallisation in Grünschieferfazies hinweisen.

Dem feldgeologischen und mikroskopischen Studium dieser Gesteine wandte ich mich im Jahre 1989 zu, da ich in analoger tektonischer Position in den Südlichen Radstädter Tauern mich mit solchem Problem bereits befaßt hatte. Spektakuläre Ergebnisse kann ich zur Zeit noch nicht vorlegen, sondern nur eine kurze Dokumentation meiner bisherigen Beobachtungen.

Abb. 12 gibt eine rohe Kartenskizze: Im W die Bündnerschiefer, darüber die flach nach E einfallende Ennskraxenschuppe mit dem 6 km langen Sockel (Reibungsteppich) aus Phylloniten mit regelmäßig auflagernder Trias-Schichtfolge. Im S kommen die Phyllonite ganz nahe an echte diaphthoritische Paragneise, Granatglimmerschiefer und Amphibolite des Twenger Kristallins in der aufgeschobenen Hofalmschuppe heran. Darüber die annähernd meridional verlaufenden Rauhwacke- und Höheren Decken. In der Natur sieht man weithin das Radstädter Deckensystem dachziegelartig gestapelt, flach bis mittelsteil über den Bündnerschiefern nach E fallend. Der Sockel biegt am Seekopf (namengebend für diese Sockel-Lamelle) zum Enns-Ursprung (Karstquelle) zurück und setzt am rechten Ufer der Enns ein kurzes Stück aufgeschlossen fort, wo dann die Ennskraxenschuppe bald nach N unter den Höheren Decken verschwindet.

Im Gebiet N Steinkar-Alm erreichen die Bündnerschiefer als Antiklinale den wasserscheidenden Kamm zwischen Kleinarlbach und Enns. Meine Kartierung hat ergeben, daß die Bündnerschiefer in der wilden Enns-Schlucht vor Einmündung ins Flachautal endgültig unter dem Radstädter Deckensystem untertauchen.

N der Antiklinale setzt der Sockel (Reibungsteppich) am Moseregg mittelsteil N-fallend fort (Abb. 13). Ich nenne dieses, wahrscheinlich nach N stirnende Gebilde Moseregg-Lamelle. Als bescheidener „Quarzphyllit“-Berg wurde das Moseregg von Geologen wohl selten begangen. Es liegt auch außerhalb des Kartiergebietes von DEMMER. So fand ich hier interessanten Schachbrettalbitgneis, Chloritphyllonite, permische Quarzschiefer, Lantschfeldquarzit und Karbonatgesteine teilweise unsicheren Alters.

Trotz meiner vorläufigen Kartierung ist die Tektonik zwischen dem Forstauquarzit im N (Fürstwand, Ahornkar-kopf) und Moseregg-Lamelle im S, noch zu wenig geklärt. Meine gegenwärtige vorläufige tektonische Hypothese sei mit wenigen Sätzen kurz umrissen (siehe dazu Abb. 9).

Vor der Erosion bildeten hier Ennskraxenschuppe und höhere Decken des Radstädter Deckensystems eine NE streichende und NW vergente Stirnfalte, die man an der E-Seite des Flachautales zwischen Roßkopf und Tagweidegg prächtig sieht. Eine verkehrte stratigraphische Folge vom Perm (oben) bis Mitteltriasdolomit ist im Randbereich dieser Stirne vorzüglich aufgeschlossen (zahlreiche Güterwege im SW-Kamm des Roßkopfes). Der breite, sich in E-W-Richtung erstreckende permische Quarzschiefer-Körper zwischen Roßkopf und Lackenkogel-Halbfenster ist also sedimentär verbunden mit der Trias im S des Roßkopfes. Hier hat kein sekundäres N-vergentes Durchstoßen der Trias durch ihr permisches tektonisches Dach, also keine sekundäre Aufschiebung wie die altbekannte, NE Steinfeldspitze, stattgefunden.

Der breite permische Quarzschiefer-Körper liegt an seiner W-Grenze unmittelbar über Klammkalkzone und Bündnerschiefer. Nördlich der Moseregg-Lamelle gibt es mit zahlreichen Quarzit- und Karbonatschollen 2 kleine Antiklinalen aus Schwarzschiefer (vermutliche Bündnerschiefer der Klammkalkzone), zwischen denen der zusammenhängende breite permische Quarzschiefer-Körper synkinal nach W aushebt. So wird auch das Ausheben der Moseregg-Lamelle, begleitet von Quarzit und Karbonatgesteinen, teilweise unsicheren Alters, über Schwarzschiefer der Bündnerschiefer eher verständlich. Die paläozoischen Anteile in Seekopf- und Moseregg-Lamelle möchte ich als das stratigraphisch Liegende der Ennskraxen-Trias interpretieren. In der Moseregg-Lamelle hat sich dieser Liegendteil selbständig gemacht und bildet einen Tauchlappen über der Klammkalk- und Fuscherscherphyllitzone der Tauernschieferhülle. Mit solchen Tauchdecken hat man es anscheinend auch im W des Kleinarltales zu tun.

8.1. Gesteine der Moseregg-Lamelle

Schachbrettalbitgneis

Er besitzt mindestens 20 m Mächtigkeit und baut die steile dunkle Nordwand des Mosereggs sowie Aufschlüsse am Neuen Güterweg längs des Nordufers des Stuhlbaches auf (Abb. 13, Profile 2 und 3), Feldspate und Quarz sind teilweise kornzertrümmert. Wahrscheinlich vorhanden gewesener Biotit liegt nun als Chlorit und Stilpnomelan vor. Ursprünglicher Kalialronfeldspat ist zur Gänze in Schachbrettalbit umgeformt. Strukturell zeigt das Gestein die charakteristische Transversalschieferung des Twenger Kristallins mit reliktschem Haupt-s (präalpidische Gneis-Schieferung) und neuem (alpidischem) Scherkluft-s. Dieses verläuft konform zum s der Nebengesteine und zu den Schichtgrenzen im geologischen Profil.

Der Gneis wurde in 7 Dünnschliffen untersucht, die folgenden Mineralbestand aufweisen:

Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (3 mm Ø, Karlsbader Zwillinge, durchwegs fertiger Zustand der Schachbrettalbitisation), Plagioklas (1 mm Ø, Typus III, II und I; 0 bis 3 % An, Fülle Typus B und ungefüllt), Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Ferner: Apatit, Zirkon, Opazit, Ilmenit, Rutil, Hämatit, Stilpnomelan, Turmalin, Klinozoisit (beschränkt auf Mikrolithe im Plagioklas), rhomboedrisches Karbonat und Limonit.

Der Schachbrettalbitgneis kann mit einiger Wahrscheinlichkeit als alpidisch metamorpher, präalpidischer Granodioritgneis interpretiert werden.

Chlorit-Phyllonit

Es handelt sich um eine Mischserie, die teils aus altkristallinen Paragneisen und Metabasiten, teils aus paläozoischen Metabasiten und aus eventuellem Tauernflysch hervorgegangen sein dürfte.

Der Chlorit-Phyllonit des Nordgipfels (SH. 1950 m) des Mosereggs zeigt strukturelle Analogie mit dem vorgenannten Gneis, doch fehlt Schachbrettalbit. Vielleicht war der Protolith ein Plagioklas-Paragneis. Die Hauptgemengteile beschränken sich auf Plagioklas (Typus II, Fülle Typ C), Chlorit, Hellglimmer und Quarz. Accessoria sind Stilpnomelan, Hämatit, Opazit, Rutil und Turmalin. Teilweise analog beschaffen sind die Chlorit-Phyllonite S Wetterkreuzkopf, S Moseregg und an dessen NE-Kamm, wobei auch Hellglimmer-Opazit-Epidot-Quarz-Schiefer auftreten. Als junges Mobilisat durchsetzt ein seigerer, 0,7 m dicker, diskordanter Calcit-Ankerit-Quarz-Gang den Chlorit-Phyllonit des Moseregg-N-Gipfels.

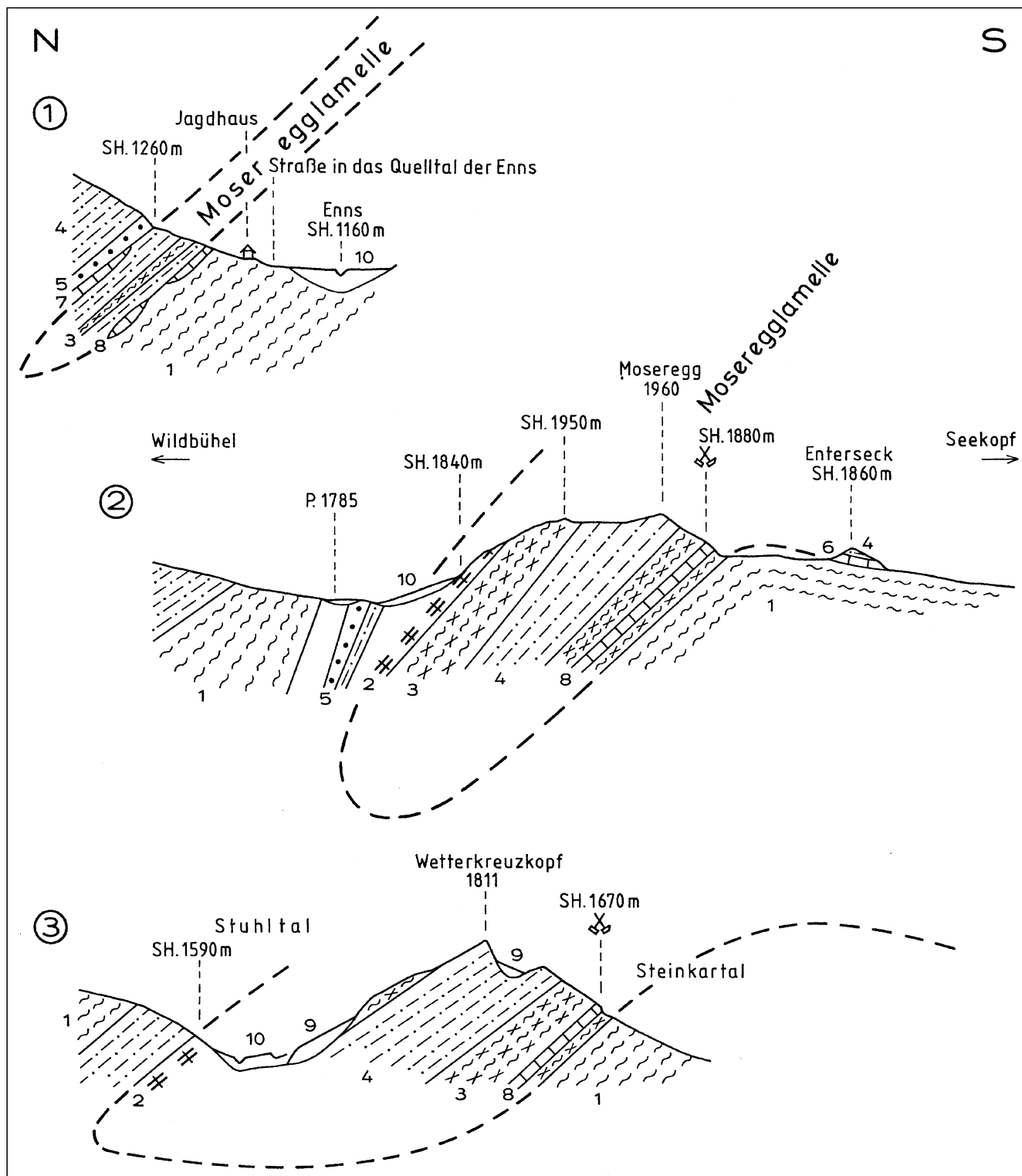


Abb. 13.

Profile durch die Moseregg-Lamelle. Sie überlagert den Bündnerschiefer und trägt an ihrem N-Rand eine Schuppenzone mit Resten einer höheren Bündnerschiefer-Antiklinale.

Pennin: 1 = Bündnerschiefer (Schwarzschiefer).

Matreier Zone und Radstädter Deckensystem: 2 = Schachbretthalbitgneis; 3 = Chlorit-Phyllonit; 4 = Quarzschiefer (hauptsächlich Perm); 5 = Lantschfeldquarzit; 6 = Reichenhaller Rauhwacke und wahrscheinlich anisischer Kalkmarmor; 7 = grauer Dolomit (vermutlich Trias); 8 = Kalkmarmor und Eisendolomit fraglichen Alters.

Quartär: 9 = Bergsturzblockwerk; 10 = Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen.

Eventuell tuffitischer Herkunft sind die Chlorit- und Calcit-reichen, wahrscheinlich permischen oder jüngeren Hellglimmer-Quarzschiefer, die sich besonders über den Bündnerschiefern längs des S-Randes der Moseregg-Lamelle befinden.

Quarzschiefer

Er bildet die steilen Felswände des Wetterkreuzkopfes und Mosereggs. Das mittel- bis grobkörnige Hellglimmer-Quarz-Gestein zeigt stellenweise Quarzgerölle bis 10 cm Ø: S Wetterkreuzkopf und Scharte SSE Gründ-

bichlhütte. Es handelt sich um bis über 100 m mächtigen, permischen Quarzit, eventuell mit skythischen Anteilen (Lantschfeldquarzit). Quarzphyllonite nach saurem Orthogneis konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Übergänge zu sedimentogenen, calcitreichen Chlorit-schiefern gibt es. So geht der Chlorit-Phyllonit S Wetterkreuzkopf in SH. 1710 m zu Calcit-reichem Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit Quarzgeröllen über, welcher die Accessoria Chlorit, Opazit, Rutil, Turmalin und Limonit führt.

Karbonatgesteine

Nahe der Liegendgrenze befindet sich in der Moseregg-Lamelle ein bis 10 m mächtiges Karbonatgesteinsband. Es handelt sich um grau/weiß fein gebänderten Kalkmarmor, der stellenweise zu grobspätigem Calcitfels umkristallisierte, und um braun anwitternden Eisendolomit mit Eisenspat-Vererzung (mit verlassenen Pingen, Stollen und Bergbauhalden). Das stratigraphische Alter dieser Karbonatgesteine ist unsicher.

Die südlich am Hauptkamm in Richtung Seekopf und Ennskraxen folgende, durch Erosion abgetrennte Deckkappe der kleinen Kuppe SH. 1860 m („Enterseck“) besitzt meines Erachtens eine verkehrt liegende stratigraphische Schichtfolge von Permoskyth bis Anis. Oben: violetter und intensiv grüner Quarzschiefer (Klinozoisit-führender Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer) und Quarzit. Darunter 1 m dicke Reichenhaller Rauhwacke (an der W-Seite der Kuppe). Darunter 4 m mächtiger, grau gebänderter bis farbloser Quarz-Kalkmarmor. Letzterer wurde von UHLIG (1908, p. 1384) als Jurakalk gedeutet, welchen er eventuell als Schubscholle (lame de charriage), hierher aus der Basis der Ennskraxen verfrachtet, bedachte.

8.2. Gesteine der Seekopflamelle

Schachbretthalbitgneis

Er wurde im Enns-Ursprungstal (Abb. 14, Profil 4), am Seekopf (Profil 5) und im Kleinarltal (Profil 11) gefunden (4 mikroskopisch untersuchte Proben). Es handelt sich um farblosen bis hellgrünen, recht massigen und sehr Plagioklas-reichen Gneis, der steile Felswände bildet und Veranlassung zu Bergstürzen mit Blöcken bis 6 m Ø gibt (Enns-Ursprungstal und Seekopf).

Die Hauptgemengteile sind Schachbretthalbit (automorphe Leistenform, 1,8 mm Ø, stets in fertigem Zustand der Schachbretthalbitisation). Plagioklas (Albit, 1 mm Ø, keine Fülle, Plag III selten; helizitische Einschlußzüge von Hellglimmer und Opazit in Plag II und I). Hellglimmer (farblos; nur in einer Probe schwacher phengitischer Pleochroismus, wobei dieser Probe Chlorit fehlt). Quarz. Feldspat und Quarz zeigen Kornzertrümmerung bis zu feinkörnigem Granulat.

Accessoria: Opazit, Zirkon, Apatit, Chlorit, Rutil, Turmalin, rhomboedrisches Karbonat (als sekundäre Blasten, angereichert in Adern) und Limonit.

Plagioklasgneis

Mittelkörniger, sehr plagioklasreicher, teilweise als Plagioklasaugengneis ausgebildeter, farbloser bis hellgrüner Gneis schließt petrographisch teils an den vorgenannten Schachbretthalbitgneis an, teils zeigt er makroskopische Grobmengung mit Chlorit-Phyllonit, wobei sich Chlorit als zusätzlicher Hauptgemengteil einstellt. Ich habe von der ersten Art (Chlorit nur als Accessorium) 3 Proben und von der zweiten Art (Chlorit als zusätzlicher Hauptgemengteil) 4 Proben mikroskopisch untersucht. Sie alle stammen aus der Seekopf-N-Wand. Plagioklas und Quarz zeigen Kornzertrümmerung. Große Hellglimmer (1 mm Ø) sind postkristallin gequält. Transversalschieferung ist gut beobachtbar.

Der Plagioklas ist Albit mit 0 bis 6 % An-Gehalt, bis 1,6 mm Ø leistenförmig oder xenomorph und auch augenförmig. Vertreten sind die Typen Plag III, II, I, teils nicht gefüllt, teils mit Füllung vom Typus A, selten B. Mitunter gibt es Fremdeinschlüsse von Hellglimmer, Opazit und Quarz. Bei Zurücktreten von Chlorit erweist sich der Hellglimmer mitunter als schwach pleochroitisch (farblos bis hellgrün). Quarz bleibt meist unter 0,2 mm Ø und ist xenomorph. Automorphe Ausbildung des Quarzes findet man selten und nur als kleine Körner innerhalb von Serizitfilz. Große xenomorphe Quarze treten in den Quarz-Karbonat-Adern auf, die als Mobilisate und Knauern das Gestein durchsetzen.

Accessoria: Chlorit, Stilpnomelan, Opazit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Klinozoisit (beschränkt auf seltene Mikrolithe im Plagioklas), rhomboedrisches Karbonat (in Adern und Knauern zusammen mit Quarz) und Limonit.

Plagioklas-führender Chlorit-Phyllonit

Dieses Gestein zeigt Verwandtschaft mit dem vorgenannten chloritreichen Typus des Plagioklasgneises. Es besitzt prächtige Transversalschieferung und dürfte aus Metabasit hervorgegangen sein. Auffallend ist der Reichtum an rhomboedrischem Karbonat (sekundäres Mobilisat) als wesentlicher Gesteinsgemengteil (mikroskopische Blasten) und als freisichtig erkennbare Adern und Knauern. Am besten ist dieses Gestein derzeit in der Abrißnische des noch frischen Bergsturzes NE Seekopf in Seehöhe 1930 m (Abb. 12, Abb. 14, Profil 5) zu beobachten. Makroskopisch handelt es sich um einen sehr chloritreichen Hellglimmer-Quarz-Feldspat-Schiefer mit reichlichen Karbonat-Quarz-Adern und -Knauern. Das Gestein ist intensiv gefaltet und zerschert. Es wurden 3 Proben von hier und aus dem Enns-Ursprungstal (Profil 4) mikroskopisch untersucht:

Hauptgemengteile: Chlorit, Hellglimmer (mitunter schwach pleochroitisch), Plagioklas (feinkörniges Granulat, Plag II und I, meist ungefüllt), Quarz, rhomboedrisches Karbonat. Accessoria: Opazit, Rutil, Zirkon, Apatit, Turmalin, Hämatit.

Chlorit-Phyllonit

Analoges Gestein herrscht weiter westlich in der Seekopflamelle bis zum Nebeleck, doch konnte ich in den betreffenden 6 mikroskopisch untersuchten Proben keinen Feldspat finden. Wahrscheinlich versteckt er sich in feinkörnigem Granulat. Es handelt sich um teilweise recht massige, mikroskopisch an Metabasite erinnernde Chlorit-Serizit-Quarz-Gesteine. Sie führen im Kleinarltal reichlich Karbonat, auch wieder in Adern und Knauern.

Der Chlorit-Phyllonit kann verhältnismäßig bequem längs des Güterweges NE Jägersee (Abb. 12) 400 m W P. 1624 Hochsöln Jagdhütte beobachtet werden (Abb. 14, Profil 9). Am prächtigsten anstehend aufgeschlossen und strukturell makroskopisch an recht massigen Amphibolit erinnernd, findet man ihn in der Felsrinne des „Kreßlgrabens“ in SH. 1450 m (S des Holzwand-Bergsturzes), 300 m NNW P. 1624.

Dieser Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Phyllonit zeigt das typische durchscherte alte s (Transversalschieferung) und ist reich an Quarz-Karbonat-Adern. Accessoria: Opazit, Epidot, Rutil, Turmalin, Zirkon und Limonit.

8.3. Zur Nomenklatur und Genese einiger Gesteine des Reibungsteppichs

Benützt man die von BECKE (1909) vorgeschlagene Nomenklatur, so kann man einen Teil der Leitgesteine in Moseregg- und Seekopflamelle mit dem Substantivum: Diaphthorit bezeichnen, weil sie regressive Metamorphose und Kataklyse aufweisen und feldgeologische Zusammenhänge zu Nachbargesteinen bestehen.

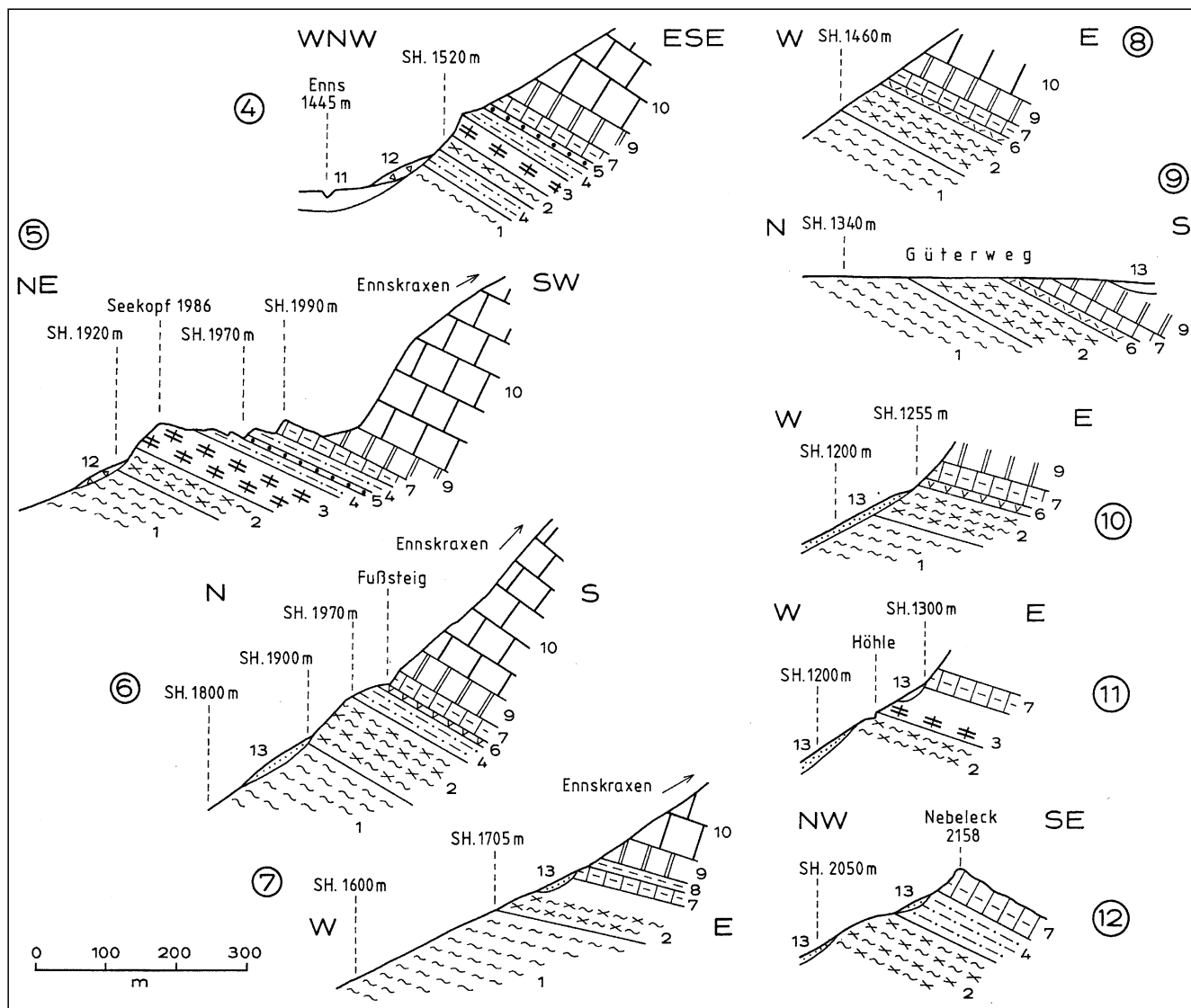


Abb. 14.

Profile durch die Seekopflamelle und Nebeleck.

Beide überlagern den flachen S-Schenkel der Bündnerschiefer-Antiklinale und bilden den Sockel der Ennskraxen-Schuppe.

Pennin: 1 = Schwarzschiefer (Bündnerschiefer).

Matreizone und Radstädter Deckensystem: 2 = Chlorit-Phyllonit; 3 = Schachbrettalbitgneis, Plagioklasgneis, Phyllonit und permischer Quarzschiefer; 4 = Quarzschiefer (Perm); 5 = Lantschfeldquarzit; 6 = Reichenhaller Rauhwacke; 7 = grau/farblos gebänderter Kalkmarmor (Anis); 8 = Schwarzschiefer (Anis); 9 = dunkler Stinkdolomit (Anis); 10 = hellgrauer bis farbloser, grob gebankter Wettersteindolomit.

Quartär: 11 = Moräne und Alluvium; 12 = Bergsturz-Blockwerk; 13 = Gehängeschutt.

Position der Profile Nr. 4 bis 12: 4 = Enns-Ursprungstal, 450 m S Alm 1396; 5 = Kamm zwischen Enns-Ursprungstal und Kleinarltal; 6 = Ennskraxen-N-Flanke; 7 = Ennskraxen-W-Flanke, Felsrinne 50 m S Trinkergraben; 8 = Wildbachrinne E P. 1279 (alter Namen: „Täubigraben“); 9 = Längs des Güterweges W Hochsöln Jagdhütte; 10 = Bergfuß des Kleinarltals unter der Hofwand; 11 = SE Brücke Hofalmbach P. 1157; 12 = Nebeleck am Kamm gegen das Großarlal.

Die von mir geammelten und nur mit wenigen Dünnschliffen untersuchten Proben haben gegenwärtig zu wenige Relikte erbracht, um anzugeben, welche Protolithen vorliegen. Diesbezüglich gibt es nur Vermutungen. Es ist auch nicht auszuschließen, daß verschieden beschaffene und stratigraphisch verschieden alte Protolithen zu einer tektonischen Mischserie vereint sind. Es muß also eine einzige genetische Interpretation nicht unbedingt die anderen ausschließen.

Die sonderbaren Chlorit-Phyllonite können z.B. hervorgegangen sein:

- 1) Aus Amphiboliten des prä-permischen Basement des Radstädter Deckensystems (Twenger Kristallin). Die diaphthoritischen Paragneise und Amphibolite dieses Kristallins kommen als Bestandteil der Hofalmschuppe ganz nahe an den Reibungsteppich der Seekopf-

lamelle heran (NE Schwabalm in tektonischer Kartenskizze der Abb. 12).

Die Interpretation ist denkbar, daß die duktilen umhüllenden Karbonatgesteine manche Relikte des Protoliths im Twenger Kristallin der Hofalmschuppe bewahrt, welche im Reibungsteppich der Seekopflamelle auslöschten. Diese lag in keinem karbonatischen Schutzmantel. Kataklyse, Stoffmobilisation und Neukristallisation wirkten daher intensiver.

Solcher Gedankengang erinnert an den mechanisch unverletzten Quarz innerhalb eines Kalkmarmors (Quarz-in-Calcit-Gefüge nach SANDER).

- 2) Aus paläozoischen Diabasen und deren Tuffen und Tuffiten.
- 3) Aus Tuffiten der Bündnerschiefer. Die Chlorit-Phyllonite des Ennskraxen-Sockels zeigen Ähnlichkeit zu

Grünphylliten im Zederhaustal (Signatur Nr. 50 auf Kartenblatt 156 Muhr, HÄUSLER et al., 1995).

Bezüglich der Genese von Schachbrettalbitgneis und Plagioklasgneis im Reibungsteppich der Moseregg- und Seekopflamelle stellt sich die andernorts ebenfalls bekannte Frage, was der Protolith eigentlich war: Permische Arkose oder Gneis im prä-permischen Basement? Die mehrfach im Gneis des Reibungsteppichs ausgeprägte Transversalschieferung erinnert mich an analoge Struktur im Orthogneis des Twenger Kristallins W Riedingspitze (Kartenblatt Muhr, Signatur Nr. 61). Ich würde daher die Protolith-Frage eher im Sinne: prä-permisches Basement beantworten.

Für die nomenklatorische Anwendung des Adjektivums: „diaphthoritisch“ bietet bekanntlich das Twenger Kristallin mit erhaltenen stofflichen Relikten des Protoliths (Andesin, Oligoklas, Biotit, Granat etc.) gute Beispiele.

Nach der mühsamen und noch genetisch unbefriedigenden Beschäftigung mit der Reibungszone bringt das nächste Kapitel die Anwendung des Adjektivums „diaphthoritisch“ im Paragneis und damit eine gewisse Erleichterung der Interpretation.

9. Diaphthoritischer Paragneis des Twenger Kristallins im Südbereich des Flachautales

Dieses Gestein sei zum Schluß beschrieben. Es bildet einen Abschnitt des prä-permischen Basements innerhalb des zusammenhängenden Mesozoikums der Nördlichen Radstädter Tauern. Als Leitgestein (Abb. 9) SW Steinfeldspitze dürfte es in Form eines Schollenzuges mit dem Vorgenannten der Hofalm (W Faulkogel), mit der Scholle des Gamsköpfels (N Draugstein) und mit der Twenger Gneislamelle im engeren Sinne bei der Ortschaft Tweng tektonisch zusammenhängen.

Die Petrographie des Paragneises aller dieser Vorkommen hat sich als analog herausgestellt durch die Bearbeitungen derjenigen des Gamsköpfels (EXNER, 1957, p. 56), der Hofalm (DEMMER, 1961, p. 20–36), der Lamelle bei Tweng (EXNER, 1989, p. 46–47) und wie sich im folgenden zeigt, derjenigen des Flachautales. Diese hat TOLLMANN

kartiert und im geologischen Kartenblatt Muhr mit der Signatur Nr. 39 eingetragen (TOLLMANN, 1995). Nur die winzige Parzelle am Fuß der Gasthofwand fiel auf dieser Karte dem verkleinerten Maßstab zum Opfer.

9.1. Petrographie

Die Schollen im Südbereich des Flachautales stellen anscheinend den Ausbiß einer zusammenhängenden Gneislamelle dar und sind nur durch Erosion und Verhüllung durch Moräne, Bergsturzblockwerk, Gehängeschutt und Alluvionen voneinander getrennt. Die Ausbisse befinden sich E und W des N-Portales des Tauerntunnels der Autobahn.

Die untersuchten Gesteinsproben stammen von folgenden Lokalitäten.

- 1) Das Kristallinvorkommen der Pleißlingbachschlucht NE Gasthofalm. Es besteht aus Paragneis, von dem 5 Proben mikroskopisch untersucht wurden. Er ist 50 m mächtig aufgeschlossen und enthält bis 1 m mächtige Amphibolitlagen (1 untersuchte Probe). Selten führt er bis 5 cm dicke Aplitlagen.
- 2) Das Kristallinvorkommen im Felssockel der Gasthofwand (alter Namen „Stierwand“) 400 m W Gasthofalm. Es wird von demselben Paragneis gebildet, der hier 60 m mächtig aufgeschlossen ist (Abb. 15) und in 3 Proben mikroskopiert wurde.
- 3) Das ausgedehnte Kristallin-Blockfeld an der E-Seite des Marbachtales mit 2 herausragenden kristallinen Felszügen S und SE Prechtlhütte (alter Namen: „Vordere Marbachalm“). Mikroskopiert wurden hier 2 Paragneis-Proben aus der Felsrinne S Prechtlhütte in SH. 1345 m.

Der Paragneis ist in allen 3 Lokalitäten gleichartig ausgebildet. Makroskopisch ist er ein mitteltörniger grüngrauer, ebenflächig parallelschiefriger, chloritreicher und mitunter Granat führender Biotit-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Gneis. Freisichtig erkennt man 5 mm große Hellglimmer, mm-große Chloritblättchen und einzelne Feldspatleisten sowie feinkörniges farbloses Granulat (Plagioklas und Quarz). Biotit ist mitunter makroskopisch erkennbar. Granat bleibt mikroskopisch klein (Kornzertrümmerung). In vielen Proben fehlt er. In 2 Proben tritt er

als Hauptgemengteil auf, jedoch in kleine Körnchen zertrümmert und sekundär von Chlorit umgeben.

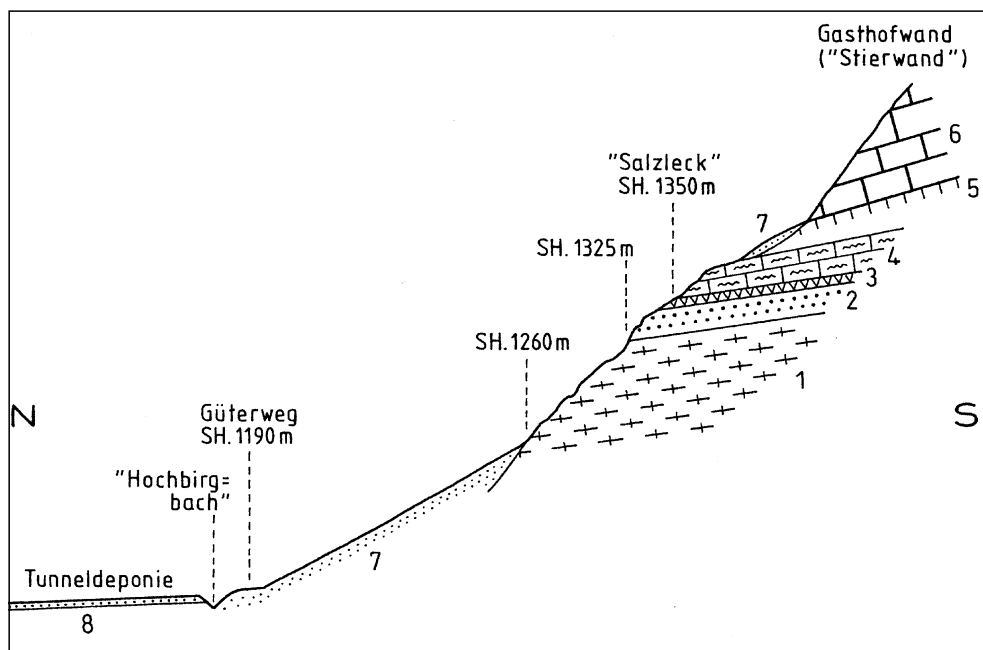


Abb. 15. Twenger Kristallin mit auflagernder Trias im Flachautal, 400 m NW des Nordportales des Tauerntunnels der Autobahn Salzburg-Villach. Sockel der Gasthofwand. 1 = Diaphthoritischer Paragneis des Twenger Kristallins (60 m mächtig); 2 = Lantschfeldquarzit (20 m); 3 = Reichenhaller Rauhwacke (5 m); 4 = Rosaroter bis grauer, dünn gebankter Aniskalkmarmor (30 m); 5 = Sogenannte „tektonische“ Rauhwacke 10 m (hervorgegangen aus Dolomit-Kataklastit mit eventuellem primärem Salinnagehalt); 6 = Grauer bis farbloser, grob gebankter Dolomit; 7 = Gehängeschutt; 8 = Deponie aus dem Tauerntunnel der Autobahn.

mikroskopisch zeigt das Gestein typische U- und V-Charakter, postkristalline Deformation, Kornzertrümmerung und regressive Metamorphose eines prä-alpidischen mesozonalen Mineralbestandes: gequälte und geknickte große Heliglimmer, Umwandlung von Biotit zu Chlorit unter Ausscheidung von insekteneiförmigem Titanit, Relikte von leistenförmigem Oligoklas, Kornzertrümmerung von Plagioklas und Quarz.

Es fehlt Kalialronfeldspat. Alpidische Neubildungen sind Chlorit, Serizit, kleine rundliche Albite vom Typus Plag I und II und manche unverzahnte Quarzkörner, besonders in sekundären Adern.

Hauptgemengteile: Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Auch Querbiotit vorhanden. Parallele Verwachsung mit Heliglimmer kommt vor. Sekundäre Chloritisierung.

Heliglimmer: Die alten großen Individuen sind gequält und geknickt. Neubildung von Serizit im Gesteinsgefüge und als Mikrolithen im Plagioklas.

Chlorit: Sekundär nach Biotit und Granat.

Plagioklas: Leistenförmiger Oligoklas alt mit 22 bis 27 % Anorthitgehalt wurde gemessen senkrecht X in Schliff Nr. Se 3319. Normaler einfacher Zonenbau kommt vor. Polysynthetisch verzwilligte Albite vom Typus Plag III weisen Mikrolithenfülle des Typus B und C auf. Ihre Form dürfte Relikten entsprechen. Allgemein herrscht Kornzertrümmerung (Granulierung) der alten Plagioklase. Die vorwiegend xenomorphen Albite vom Typus Plag II und I mit staubförmiger schwacher Trübung oder mit Mikrolithenfülle vom Typus A dürften alpidische Neubildungen sein.

Quarz bleibt in der Regel kleiner als Plagioklas. Er bildet häufig oblonge Formen parallel s. Mitunter ist das Gefüge von Quarzzeilen extrem undulös und verzahnt ausgebildet. Große neue Quarze in Adern und Knaurn (junge Mobilisate) sind hingegen kaum postkristallin deformiert.

Granat ist farblos und in eckige Bruchstücke (kleiner als 0,25 mm Ø) zerlegt, die parallel B in Stromlinien angereiht sind und von Chlorit umschlossen werden. Mitunter handelt es sich auch um ein Aggregat von Serizit und Chlorit, welches die vertriften Trümmer des einst großen Granates umgibt. Solcher Art wurden bis zu 25 eckige Trümmer, die wahrscheinlich aus einem Einzelkorn hervorgegangen sind, gezählt (Schliffe Se 3320, 3321 und 3322).

Accessoria: Opazit, Titanit (selbständige Körner und häufig als Rand von Opazit und Rutil, ferner als Entmischung nach Biotit in Chlorit), Rutil, Hämatit, Stilpnomelan (büschelförmige Neubildung), Epidot, Piemontit, Apatit, Zirkon, Turmalin und Limonit.

Die Amphibolit-Probe zeigt mikroskopisch postkristallin deformierte (gebogene und geknickte) 3,2 mm lange Amphibol-Prismen mit Pleochroismus von braungrün bis grün, sowie mit farblosem Rand und auch einzelne farblose Säulchen (Neubildung). Als Zwickelfüllung tritt feinkörniges alteriertes Plagioklas-Granulat auf, das nicht näher bestimmbar ist. Massenhaft kommt im Gestein Titanit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat ohne Gleitlamellen vor. Accessoria: Opazit (mit Titanitsaum), Quarz, Epidot, Heliglimmer (im alterierten Plagioklas) und Limonit.

9.2. Feldgeologische Notizen

Das Twenger Kristallin der Schlucht des Pleißlingbaches ist in der geologischen Karte von FRECH (1901) als Quarzphyllit eingetragen. UHLIG und sein Schüler TRAUTH erkannten hier auf gemeinsamer Begehung den Gneis: UHLIG (1908, p. 1406) nannte ihn „Gneis-Quarzit“, TRAUTH (1925, p. 109) „Twenger Altkristallin“, sprach ihn dann allerdings etwas zu vorsichtig als „kleines typisches Glimmerschieferorkommen“ an. SCHMIDT (1924) zeichnet das Altkristallinorkommen am Pleißlingbach in seine geologische Karte Tafel 1 ein. Er gibt im Text (p. 312) keine Gesteinsbeschreibung, noch berücksichtigt er es in den Profilen. REIHSNER (1950, p. 38) erwähnt das „Altkristallin“ im Pleißlingtal ohne Beschreibung.

Meine Begehungen im Sommer 1991 ergaben, daß der Paragneis in der Pleißlingsschlucht zwischen SH. 1225 und 1330 m längs des Baches, der dem Streichen des Gneises

folgt, aufgeschlossen ist. Das Streichen des Gneises beträgt im Felsbett des Baches N 130° E und sein Fallen 20° SW. Die Felsen der N-Seite der Schlucht dürften gravitativ verrutscht sein und zeigen aberrantes N-Fallen. Die Liegendengrenze des Gneises ist nicht aufgeschlossen. Die sichtbare Mächtigkeit des Gneises beträgt nur 50 m. Die Bachstrecke im Gneis ist 700 m lang und an ihrem SE-Ende findet man im Hangenden des Gneises am orographisch linken Ufer in SH. 1340 m subanstehenden Lantschfeldquarzit und darüber gebankten hellgrauen Triasdolomit in konformer Lage, in dem dann auch der Pleißlingbach höher oben (S. P. 1357) unter der Moräne eingeschnitten ist.

Anschließend an die Beobachtungen in der Pleißlingsschlucht besuchte ich die sehr zutreffend genau in der Geologischen Karte der Mosermandl-Gruppe ausgeschiedenen Parzellen an der Basis der Trias W Gasthofalm und im Marbachtal und zwar ebenfalls im Sommer 1991. Ich vermutete in diesen eine Fortsetzung des Twenger Kristallins. Das hat sich bestätigt. Der Autor der bewunderungswürdigen Kartierung 1 : 12.500 der touristisch schwierigen Mosermandlgruppe, Professor TOLLMANN, schreibt in seiner Erläuterung (1958, p. 81) einleitend, daß prä-permomesozoische Phyllite mitsamt Diaphthoriten „im Rahmen dieser Arbeit keiner näheren Untersuchung unterzogen“ wurden. Dementsprechend tragen die genannten Parzellen W Gasthofalm und im Marbachtal (1958) noch die Signatur „Phyllit“, auf Blatt Muhr (1995) aber bereits „Paragneis“ mit Ausnahme des winzigen, kleinmaßstäblich schwierig ausscheidbaren Vorkommens 400 m W Gasthofalm, aber auch dieses Vorkommen ist von TOLLMANN (1958) sehr genau kartiert.

Es handelt sich bei dem letztgenannten Aufschluß um den wahrscheinlich gravitativ im Steilhang etwas verrutschten, aberrant N fallenden Felssockel der Gasthofwand (alter Namen Stierwand). Wiederum befindet sich die Liegendengrenze des Paragneises unter Schutt begraben. Der Gneis ist 60 m mächtig aufgeschlossen und trägt unmittelbar und konkordant den Lantschfeldquarzit. Die sedimentogene Reichenhaller Rauhwacke ist petrographisch verschieden von der tektonoklastischen Rauhwacke an der Basis des Wettersteindolomites. Diese ist zwar auch sekundär calcifiziert (braust mit kalter HCl), zeigt aber das Gefüge einer Grobbreccie (Protolith: Wettersteindolomit). Sie ist im Reibungshorizont des spröden mächtigen Wettersteindolomitkörpers der Gasthofwand entstanden (Abb. 15).

Mächtiges Quartär verhüllt den Kamm zwischen Pleißling- und Marbach, wo das Wasserschloß für die ergiebigen Marbachquellen steht. Trotzdem wird man annehmen dürfen, daß das Kristallin darunter zu den Aufschlüssen im Marbachtal fortsetzt. Es bildet somit der Paragneis im Südbereich der Flachau eine 3 km lange und mindestens 60 m mächtige tektonische Lamelle.

9.3. Fortsetzung nach Westen und Exkursionsvorschläge

In WSW-Fortsetzung ist das von SCHMIDT (1924) gefundene und von DEMMER (1961) sehr genau petrographisch und tektonisch beschriebene Twenger Kristallin der Hofalm im Kleinarltal ca. 200 m mächtig, N-vergent mit Lantschfeldquarzit und Anis-Karbonatgesteinen verfaltet und besteht aus wiederum analogen Paragneisen, diaphthoritischen Amphiboliten an der Basis und wenige dm mächtigen Granatglimmerschiefern. DEMMER nimmt eine

in 2 Phasen gestaffelte Diaphthorese an. Die Aufschlüsse sind vorzüglich und besonders die obere tektonische Kristallinschuppe gut von der Oberhofalm (heute Jagdhaus) erreichbar.

Das nur einige m mächtige Vorkommen des Gamsköp-fels am Kamm zwischen Klein- und Großarlal im Gebiet der geologischen Umgebungskarte von Gastein wurde von EXNER (1957) gefunden und bereits richtig petrographiert und interpretiert.

Für eilige Exkursionisten, die den diaphthorischen Paragneis des Twenger Kristallins der Nördlichen Radstädter Tauern selbst beproben wollen, empfiehlt sich:

Im Kleinarlal die enge Fahrstraße vom Jägersee (Parkplatz am N-Ende des Sees) in Richtung taleinwärts, wobei man unmittelbar an der Straße 400 m NW Schwabalm reichliche Paragneis-Rollstücke N Gersbachgraben auf sammeln kann.

Im Flachautal erreicht man zu Fuß in 15 Minuten sehr bequem vom Parkplatz der Autobahnstation „Gasthofalm“ die Felsaufschlüsse in der Schlucht des Pleißlingbaches. Vom Rasthaus am Parkplatz führt ein öffentlicher Fußsteig zur Gedächtniskapelle mit großem kuppelförmigem Dach (vom Rasthaus nach S auf Stiege hinunter zum ersten Durchlaß unter der Autobahn und unter der Autobahn durchgehend zur weithin sichtbaren Gedächtniskapelle ansteigend). Von der Kapelle geht man 200 m nach SSE zu den Gneisfelsen beim Ausgang der Pleißling-schlucht oberhalb der Talsperre (alter Karrenweg, der von der Fahrstraße nach rechts abzweigt).

Dank

Den Einstieg in das neue Arbeitsgebiet förderte der Österreichische Forschungsfonds in den Jahren 1991 und 1992 mit dem Forschungsprojekt „Gliederung des Quarzphyllits der nördlichen Radstädter Tauern“ (Projekt Nr. P8360-GEO). Anschließend ließen mich die Leiter der Geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt die für das Gelingen der Arbeit unbedingt notwendigen geologischen Kartierungen als auswärtiger Mitarbeiter durchführen. Der Vorstand des Instituts für Geologie der Universität Wien ermöglichte meine wissenschaftliche Weiterarbeit an diesem Institut. Grundlegende wissenschaftliche Anregungen und Auskünfte erhielt ich durch die Kollegen A. MATURA, W. DEMMER, H. HELLERSCHMIDT-ALBER, J.M. SCHRAMM und P. SLAPANSKY. Ihnen allen und zahlreichen Helfern sei ergebenst gedankt.

Literatur

- ALBER, H.: Geologische Karte des vorderen Fager-Gebietes zwischen Taurach- und Forstautal, Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1977a.
- ALBER, H.: Geologische Beschreibungen, Aufschlußskizzen und das geologische Profil Schreinbachgraben – Vorderer Fager. – In: Jahresbericht Salzburger Uranbergbau-Ges., Archiv Geol. B.-A., Wien 1977b.
- ALKER, A. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. Ein Symposium. – N. Jb. Mineral. Mh., Jg. **1962**, 163–172, Stuttgart 1962.
- BECHTOLD, D. et al.: Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich. Ein Exkursionsführer. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**, Heft 11, 305–353, Innsbruck 1981.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite. Vortragsbericht. – Tscherm. min.-petr. Mitt., **28**, 369–375, Wien 1909.
- BRÜCKL, J.: Geologie des Öbristkopfes, Salzburg. – Vorarbeit, 60 S., Inst. Geowiss. Univ. Salzburg, Salzburg 1981.
- BRÜCKL, J. & SCHRAMM, J.M.: Metamorphosestudien in spätalpidisch wiederbelebten Schuppenzonen des Oberostalpins (Profil Wagrain – Hütttau – St. Martin – Abtenau, Salzburg). – Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt S 15, 79–85, Leoben 1982.
- DEMMER, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). – Doktor-Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 197 S., Wien 1961.
- DEMMER, W.: Nordwestteil der Geol. Karte, 1 : 50.000, Blatt 156 Muhr. – Verlag Geol. B.-A., Wien 1995.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 343–400, Wien 1977.
- ERKAN, E.: Geologischer Führer: Dachstein-Mautstraße. – In: Arbeitstagung Schladming 1987, 154–157, Verlag Geol. B.-A., Wien 1987.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50.000, – 168 S., Verlag Geol. B.-A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, Wien 1979.
- EXNER, Ch.: Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 7–103, Wien 1989.
- EXNER, Ch.: Lamellen von Gneis und Metabasit im Quarzphyllit der Nördlichen Radstädter Tauern (Salzburg). – Anzeiger österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Jg. **1991**, 109–112, Wien 1991.
- EXNER, Ch.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der NE-Ecke des Tauernfensters zwischen Kleinarl- und Flachautal auf den Blättern 125 Bischofshofen und 126 Radstadt. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 505, Wien 1994a.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Kleinarlbach und oberstem Ennstal (Land Salzburg), 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1994b.
- EXNER, Ch.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wagrain – Radstadt auf den Blättern 125 Bischofshofen und 126 Radstadt. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 530–532, Wien 1995.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Koppen-Kristallinlamelle und ihrer Nachbargebiete zwischen Forstau und Flachau, 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1996a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Radstädter Tauern und Grauwackenzone auf den Blättern 125 Bischofshofen, 126 Radstadt und 155 Bad Hofgastein. – Jb. Geol. B.-A., im Druck.
- FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. Paläont. Abh., **9**, 1–66, Jena 1901.
- GANSS, O.: Das Paläozoikum am Südrande des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung). – Mitt. Reichsanst. Bodenf., Zweigst. Wien, **2**, 9–18, Wien 1941.
- HÄUSLER, H. et al.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 156 Muhr (mit Erläuterungen). – Verlag Geol. B.-A., Wien 1995.
- HEINRICH, M.: Das Tertiär von Wagrain. – 5 S., Bericht 1976 FFWF 2975, Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien 1977.
- HEISSEL, W.: Bericht über den „Schurfbau Altenmarkt“ (Pongau) Gau Salzburg, 3 S. – Lagerstättenarchiv Geol. B.-A., Wien 1941.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – In: Geol. Führer, Sonderheft A (1950/51), Verh. Geol. B.-A., 71–76, Wien 1951.
- HEISSEL, W.: Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. – Zeitschr. Erzbergbau Metallhüttenwesen, **21**, 227–231, Stuttgart 1968.
- HERRMANN, U.: Tektonik und Kinematik der Salzachtal-Störung zwischen St. Johann und Taxenbach (Salzburg, Österreich), 91 S. – Diplomarbeit Geowiss. Fak., Univ. Tübingen, Tübingen 1989.
- HIRSCHBERG, K.J.: Die Geologie des Mandlingzuges (Oberes Ennstal, Österreich). – Doktor-Diss. Univ. Marburg/Lahn, 110 S., Marburg 1965.
- HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie der Erde, **28**, 185–203, Jena 1970.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abh., **157A** und B, 1–114, München 1975.

- MANDL, G.W. & MATURA, A.: Geographisch-geologische Übersicht. – In: Arbeitstagung Schladming 1987, 5–8, Verlag Geol. B.-A., Wien 1987.
- MANDL, G.W. & MATURA, A.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 127 Schladming. – Verlag Geol. B.-A., Wien 1995.
- MATURA, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes zwischen Flachau und Schladming, 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1973.
- MATURA, A.: Exkursionsführer Planai – Schladminger Hütte. – In: Arbeitstagung Schladming 1987, 158–160, Verlag Geol. B.-A., Wien 1987.
- MATURA, A. et al.: Geologische Karte der nördlichen Radstädter Tauern zwischen Flachau und Schladming, 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1973.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales, 96 S. – Doktor-Diss., phil. Fak., Univ. Innsbruck, Innsbruck 1963a.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales (Salzburg). Vorbericht. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1963**, 132–135, Wien 1963b.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine (im Bereich Wagrain bis Lend, Salzburg). – Mitt. Geol.-Bergbaustud. Wien, **14/15**, 185–196, Wien 1964.
- NEUBAUER, P. & SASSI, F.P.: The Austro-Alpine quartzphyllites and related Palaeozoic formations. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 423–459, Berlin (Springer) 1993.
- RATSBACHER, L. et al.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. – *Americ. Geophysic. U., Tectonics*, **10**, 257–271, 1991.
- REIHSNER, W.: Stratigraphie und Tektonik der Westlichen Radstädter Tauern (Lungau). – Doktor-Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., Wien.
- REITZ, E. et al.: Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 611–618, Wien 1990.
- ROSSNER, R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 281–303, Stuttgart 1976.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, 251–387, Wien 1979.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – *Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Denkschr.*, **99**, 309–339, Wien 1924.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **79**, 47–55, Wien 1975.
- SCHRAMM, J.M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Österr. geol. Ges.*, **71/72**, 379–384, Wien 1980.
- SCHRAMM, J.M. & TICHY, G.: The Graywacke Zone and the Northern Limestone Alps in Salzburg. – *Abh. Geol. B.-A.*, **34**, 246–250, Wien 1980.
- SLAPANSKY, P.: Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin – Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz-Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). – 286 S., Doktor-Diss. Form.-Naturw. Fak. Univ. Wien, Wien 1987.
- SLAPANSKY, F. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- STEININGER, F.F. et al.: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits. A case history. – *Österr. Akad. Wiss., Sitzber., math.-nat. Kl., Abt. I*, **197**, 309–332, Wien 1988.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 79–115, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977a.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **153**, 1–27, Stuttgart, 1977b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Nordteil der Geol. Karte, 1 : 50.000, Blatt 156 Muhr – Verlag Geol. B.-A., Wien 1995.
- TRAUTH, F.: Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau. – *Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Denkschr.*, **95**, 171–278, Wien 1918.
- TRAUTH, F.: Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes 1. Teil. – *Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Denkschr.*, **100**, 101–212, Wien 1925.
- TRAUTH, F.: Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 2. Teil. – *Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Denkschr.*, **101**, 29–65, Wien 1927.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – *Österr. Akad. Wiss. Sitzber., math.-nat. Kl., Abt. I*, **117**, 1379–1422, Wien 1908.
- WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Doktor-Diss. Geowiss. Fak. Univ. München, 59 S., München 1972.
- WEBER, L. & WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – *Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **4**, 1–317, Wien 1983.
- WINKLER, A.: Über Studien in den inneralpinen Tertiärlagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – *Österr. Akad. Wiss., Sitzber. math.-nat. Kl., Abt. I*, **137**, 183–225, Wien 1928.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: [139](#)

Autor(en)/Author(s): Exner Christof

Artikel/Article: [Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt \(Land Salzburg\) 155-190](#)