

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 132	Heft 1	S. 7-103	Wien, Mai 1989
-----------------	----------------	----------	--------	----------	----------------

Geologie des mittleren Lungaus

Von CHRISTOF EXNER*)

Mit 34 Abbildungen und 1 Tabelle

Salzburg
Kärnten
Tauernfenster
Radstädter Tauern
Schladminger Gneisdecke
Nockgebiet
Alpine Metamorphose
Diaphthorose
Phyllonit

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 157

Inhalt

Zusammenfassung	8
Abstract	9
1. Vorwort	9
2. Tektonische Übersicht und Problemstellung	10
3. Penninische Decken	11
3.1. Deckensystem der Peripheren Schieferhülle der Hohen Tauern	11
3.1.1. Storz- und Kareckserie	11
3.1.2. Murtörlserie	11
3.1.3. Schrovinserie	14
3.1.4. Brennkogelserie	15
3.1.5. Glocknerserie	15
3.2. Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizeone)	18
3.2.1. Gebiet nördlich der Mur	19
3.2.1.1. Unterer Grünphyllit	19
3.2.1.2. Kämpenquarzit	20
3.2.1.3. Mittlerer Grünphyllit	20
3.2.1.4. Schareck-Kalkschieferzug	21
3.2.1.5. Oberer Grünphyllit mit Schollen des Graggaber-Kristallins	22
3.2.2. Gebiet südlich der Mur (Ostrahmenzone der Hohen Tauern)	23
3.2.2.1. Die Kristallinscholle am NE-Kamm des Tschanecks	24
3.2.2.2. Die Querprofile	24
4. Ostalpine Decken	26
4.1. Radstädter Deckensystem	26
4.1.1. Bemerkungen zur gegenwärtigen Bearbeitung	26
4.1.2. Geologische Einführung und Bezug auf TOLLMANN's Gliederung in Teildecken	26
4.1.3. Die Gneislamellen des Basements	28
4.1.3.1. Speiereck-Gneislamelle	29
4.1.3.2. Tschaneck-Gneislamelle	29
4.1.3.3. Grobeck-Gneislamelle	34
4.1.3.3.1. Petrographie	36
4.1.3.3.2. Detailprofile	38
4.1.3.4. Tweng-Gneislamelle	44
4.1.3.4.1. Historisches zur Erkenntnis der retrograden Metamorphose und zur Aufstellung des Begriffes „Diaphthorose“	44
4.1.3.4.2. Petrographie	45
4.1.3.5. Veitl-Gneislamelle	47
4.1.3.5.1. Detailprofile	47
4.1.3.6. Gneislamellen im Katschbergphyllit	49
4.1.3.7. Weißpriach-Gneislamelle	50
4.1.3.7.1. Die Liegendgrenze	50
4.1.3.7.2. Die Hangendgrenze	52
4.1.3.7.3. Zur Petrographie	55
4.1.3.8. Zusammenfassung der Beobachtungen über Mineralgenerationen in den Gneislamellen des Radstädter Deckensystems	56

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

4.1.3.8.1. Die alte Mineralgeneration	57
4.1.3.8.2. Die neue Mineralgeneration	57
4.1.4. Altpaläozoischer Phyllit und Begleitgesteine	58
4.1.4.1. Unterscheidung der permischen Schiefer vom altpaläozoischen Fanningphyllit	58
4.1.4.2. Wie soll man den Begriff „Quarzphyllit“ benützen?	58
4.1.4.3. Fanningphyllit	59
4.1.4.3.1. Eisendolomit, Bänderkalk, Talkschiefer und Serpentin im Fanningphyllit	59
4.1.4.3.2. Der untere Eisendolomitzug	60
4.1.4.3.3. Der obere Eisendolomitzug	63
4.1.4.4. Trogwaldphyllit	63
4.1.4.5. Katschbergphyllit	64
4.1.4.5.1. Lisabichl-Schollenzone	64
4.1.5. Perm (Alpiner Verrucano)	66
4.1.5.1. Einige bemerkenswerte Aufschlüsse	66
4.1.5.2. Grobkörniger Augengneis (?Porphyroid) vom Moserkopf	67
4.1.5.3. Historisches und Vergleiche zu den permischen Schiefen	67
4.1.6. Trias	67
4.1.7. Jungschichten (Jura und fragliche Kreide)	69
4.1.7.1. Zur Tektonik der mesozoischen Schichtglieder der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet	70
4.1.7.2. Schwarzschiefer	70
4.1.7.3. Kalkschiefer	70
4.1.7.4. Hornsteinquarzit („Radiolarit“, Malm)	70
4.1.7.4.1. Sichere Vorkommen mit Manganschiefer	70
4.1.7.4.2. Vermutete, jedoch lithologisch unsichere Vorkommen von Hornsteinquarzit	71
4.1.7.5. Polygene Breccie (Türkenkogel- und Schwarzeckbreccie)	71
4.1.7.5.1. Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km südlich von Tweng	73
4.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse	74
4.2.1. Schladminger Gneisdecke	74
4.2.1.1. Teufelskirche	75
4.2.1.2. Zechnerkar Spitze	75
4.2.1.3. Gensgitsch	77
4.2.1.4. Zur Petrographie	77
4.2.2. Lessacher Phyllonitzone	79
4.2.2.1. Bänderkalk des Niederrainwaldes und Phyllit am Ausgang des Weißpriachtales	79
4.2.3. Nock-Kristallin	80
4.2.3.1. Großtektonik, Morphologie und Aufschlußverhältnisse	80
4.2.3.2. Gliederung in drei Gesteinsserien; Struktur und Metamorphose	80
4.2.3.3. Detailbeschreibung	82
4.2.3.3.1. Phyllitischer Granatglimmerschiefer	82
4.2.3.3.2. Granatglimmerschiefer (gesund)	83
4.2.3.3.3. Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)	85
4.2.3.3.4. Paragneis mit Plagioklas-Knoten	89
4.2.3.3.5. Paragneis mit Plagioklas-Augen	90
4.2.3.3.6. Amphibolit	90
4.2.3.3.7. Orthogneis mit großen Augen von Kalinatronfeldspat	91
4.2.3.3.8. Metamorpher granodioritischer Lagergang	91
4.2.3.3.9. Mylonit	91
5. Tertiär	92
6. Quartär	92
6.1. Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen	92
6.2. Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente	93
6.3. Bergstürze, periglaziale Schuttströme, Trümmergrate und Bergzerreißungsspalten	94
6.4. Karst, Hänge- und Trockentäler, Flußmäander und Moore	95
7. Spättektonische Störungen, junge Hebung der Hohen Tauern und Erdbeben	95
8. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.	96
8.1. Reste ehemaligen Bergbaues	96
8.2. Steinbrüche	97
8.3. Kies-, Sand- und Tongruben; ehemalige Torfgewinnung; Steingewinnung aus Hangschutt	99
9. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg der Österreichischen Karte 1 : 50.000	100
Literatur	100

Zusammenfassung

An der NE-Ecke des Tauernfensters bestehen die penninischen Decken aus der peripheren Schieferhülle und der darüber lagernden Nordrahmenzone. Diese enthält jüngere Schichten (Bündnerschieferflysch) mit Olistolithen aus der paläogeographisch im S angrenzenden ostalpinen Decke. Diese wurde dann auf das Pennin aufgeschoben und gliedert sich in einen unteren Teil (Radstädter Deckensystem) und einen mehrere km mächtigen Hauptkörper, der aus Gneisen und Glimmerschiefern zusammengesetzt ist. Dabei wurde der S-Teil (Nock-Kristallin) randlich an den N-Teil (Schladminger Gneisdecke) N-vergent angepreßt. Zwischen beiden befindet sich eine Quetschzone mit Resten altpaläozoischer Sedimente in Fortsetzung des Murauer Paläozoikums (Lessacher Phyllonitzone).

Die Teildecken des Radstädter Deckensystems bestehen aus Basement (Gneislamellen, Abb. 12), altpaläozoischem Phyllit mit dünnen Lagen silurischer Dolomite und Kalkmarmor, Perm (alpiner Verrucano mit bunten Geröllschiefern und kalkhaltigem Phyllit), Trias in Tethysfazies und ebensolchen Jungschichten (Jura bis ? Kreide) und mit alpidischer Epimetamorphose (schwach temperierte Grünschieferfazies). In den Gneislamellen läßt sich eine alte, vorwiegend amphibolitfazielie von der jungen epimetamorphen (alpidischen) Mineralgeneration gut unterscheiden. Es befindet sich hier das klassische Gebiet von BECKE's Diaphthorese. Der Quarzphyllit älterer Autoren läßt sich in einen altpaläozoischen Teil mit pyritführenden Schwarzschiefern und in einen permischen Teil mit kalkhaltigem Serizit-Chlorit-Phyllit, der dem Alpiner Verrucano assoziiert ist, aufgliedern. Die Gneise des Gurpitschecks werden primär-stratigraphisch von Radstädter Trias transgrediert (na-

he Ulnhütte, Abb. 1) und deshalb als Weißpriach-Gneislamelle dem Radstädter Deckensystem zugeordnet. Am S-Rand der Schladminger Gneisdecke wurden synklinal eingefaltete Staurolith-Granat-Glimmerschiefer gefunden (Abb. 2). Im Nockgebiet lagern über der basalen Diaphthoritzzone (phyllitischer Granatglimmerschiefer) mehrere Züge von relativ „gesundem“ Granatglimmerschiefer, der mit Biotit-Plagioklas-Gneis abwechselnd (recht gut erhaltene prätriadische Amphibolitfazies).

Auf Altflächen des Nockgebiets befinden sich ? Miozänreste. Erratica aus Oberkarbonkonglomerat deuten auf sonderbare lokale pleistozäne Eisbewegung ausnahmsweise aus der Richtung E oder S hin. Interglaziale, postglaziale Bergstürze und Spalten in Vorbereitung zukünftiger Bergstürze werden beschrieben. Ein altes Bergbaurevier mit sulfidischer Vererzung in altpaläozoischem Schwarzschiefer (Fanningphyllit) wurde gefunden.

Abstract

The Penninic nappes at the NE-corner of the window of the Hohe Tauern consist of the Peripheric Schieferhülle and the overlying Nordrahmenzone. The latter includes younger schists (Bündnerschieferflysch) which contain olistolits from the Austroalpine nappe which in paleogeographical sense had a position south of the Nordrahmenzone.

Then the Austroalpine nappe was transported over the Penninic realm. The lower part of the Austroalpine nappe is called Radstädter Deckensystem. The upper and main part in this area consists of gneisses and micaschists: Schladminger Gneisdecke in the north, Lessacher Phyllonitzone as a middle stripe, and Nock-Kristallin in the south. The latter was pressed against the Schladminger Gneisdecke with N-vergence. The Lessacher phyllonites form a synclinal squeeze-zone between the two crystalline blocks and include metamorphic rests of Lower-Paleozoic sediments which are continuous with the Paleozoic of Murau in Styria.

The Radstädter Deckensystem consists of subordinate nappes. Their stratigraphy comprises the basement (gneis-lamellae, figure 12), the Lower-Paleozoic phyllite with thin layers of Silurian dolomite and limestone-marble, Permian (Alpine Verrucano with variegated pebbleschists and carbonaceous phyllite), Triassic of Tethian facies and also young schists (Jurassic to ? Cretaceous). All these members suffered the Alpine epimetamorphism (low grade greenschist facies). In the gneiss-lamellae it is easy to distinguish the old pre-Alpine mineral generation predominantly in amphibolite facies from the young Alpine epimetamorphic mineral generation. This area is the classic region of BECKES diaphthoresis (regressive metamorphism with phyllonitisation).

The quartzphyllite described by former authors can be divided into two parts: The Lower-Paleozoic phyllite with pyrite-bearing blackschists and the Permian carbonaceous phyllite associated with alpine Verrucano. The Triassic, in Radstadt Tethian facies, overlies transgressively the gneiss-lamella of Weisspriach (region of Gurpitscheck near Ulnhütte, figure 1). Therefore this gneiss-lamella is part of the Radstädter Deckensystem. Staurolite-garnet bearing micaschists which form synclines were found along the southern rim of the Schladminger Gneisdecke (figure 2). The basis of Nock-Kristallin which overlies the window of Hohe Tauern consists of a big diaphthoritic zone (regressive metamorphism). Here the rocks are phyllitic garnet-micaschists with slices of rather „sound“ garnet-micaschists and gneisses (selective retromorphism). They are overlain by an alternating succession of staurolite-garnet bearing micaschists and paragneisses (biotite-andesine/oligoclase-gneisses) which show the relatively well preserved pre-Triassic metamorphic crystallization in amphibolite facies.

Remnants of ambiguous Miocene beds are situated on the elevated peneplain of the Nock region. Erratic Upper-Carboniferous boulders indicate a rather strange direction of the Pleistocene ice stream. Landslides of inter- and post-glacial age and cracks indicating future landslides are described. Sulfide ore in blackschists which form layers in the Lower-Paleozoic Fanning phyllite were mined in former times.

1. Vorwort

Als mittleren Lungau bezeichne ich hier das Lungauer Becken im Gebiete St. Michael – Mauterndorf mit dem Rand der Hohen Tauern am Katschberg, mit dem S-Rand der Niederen Tauern (Radstädter und Schladminger Tauern) und mit der NW-Ecke des Nockgebiets. Geologisch handelt es sich um den E-Rand des Tauernfensters zwischen Rennweg in Kärnten und Weißpriachtal S Lungauer Kalkspitze.

Es ist durch die Bearbeitungen von UHLIG, BECKE, KOBER, CLAR und TOLLMANN ein klassisches Gebiet des alpinen Deckenbaues. Doch gab es bisher keine zusammenfassende geologische Detailkarte.

Eine solche bemühte ich mich durch Neubegehungen in den Jahren 1981 bis 1988 herzustellen. Und zwar kartierte ich geologisch im Maßstab 1 : 25.000 jenen Raum, der auf der Übersichtsskizze Abb. 1 dargestellt ist. Es handelt sich um den W-Teil der Österreichischen Karte 1 : 50.000, Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg. Die geologische Kartierung durfte ich als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien durchführen. Nur den Bereich des Twenger Wandzuges, der außerordentlich genau von TOLLMANN (1961b) fertig bearbeitet vorliegt, habe ich nicht selbst begangen.

Der folgende Text mit den zahlreichen geologischen Profilen bringt das Ergebnis der Beobachtungen meiner Neuaufnahme. Der Schwerpunkt der von mir erarbeiteten

Petrographie bezieht sich auf das Basement (Gneislamellen) des Radstädter Deckensystems und auf das Nock-Kristallin. In beiden Gesteinsserien fehlten bisher systematische mikroskopische Untersuchungen.

Mein Dank gilt besonders meiner Frau Gertha EXNER, die mich wiederum geduldig acht Sommer lange in die Bergwelt des Lungaus begleitete. Ferner danke ich Vorstand und Kollegen des Geologischen Instituts der Universität Wien, die mich auch noch als Professor emeritus sehr freundlich und hilfsbereit an diesem Institut weiterhin förderten; ferner der Direktion und den Kollegen der Geologischen Bundesanstalt. Ganz entschieden haben Anteil am Gelingen vorliegender Arbeit die Fachkollegen, mit denen ich Exkursionen und Gedankenaustausch durchführte. So ist es mir eine dankbare Verpflichtung, besonders folgende bekannte Forschernamen zu nennen: CLAR und TOLLMANN, mit denen ich zu wiederholten Malen Kartierungsübungen am Radstädter Tauern für Studenten abhielt. FAUPL und HÄUSLER (gemeinsame Exkursion bei den Jungschichten im Fuchskar). Frau HEINRICH (Lungauer Tertiärbekken), Herr LETOUZE-ZEZULA (Lessacher Phyllonitzone), NOWOTNY (Katschberg), SCHÖNLAUB (Stratigraphie mittels Conodonten), MATURA und ALBER (Gebiet um die Giglachseen) und schließlich auch ganz besonders PIŠTOTNIK (Nockgebiet).

Herr Professor Dr. A. BERAN führte in liebenswürdiger Weise eine Mineralbestimmung durch. Herrn Lektor L. LEITNER verdanke ich die vorzügliche Ausführung der Reinzeichnungen.

Topographische Namen, die nicht in der gegenwärtigen offiziellen österreichischen Karte zu finden sind,

wurden im Text und in den Abbildungen unter Anführungszeichen gesetzt (z. B. "Traningwald" mit seinen vielen schönen Promenadewegen bei Mauterndorf). Das Zeichen „Se“ als Abkürzung für „Sammlung Exner“ markiert die betreffenden Nummern der Gesteinsdünn-schliffe.

2. Tektonische Übersicht und Problemstellung

In der Strukturkarte Abb. 2 wurde der Inhalt des Tauernfensters weiß gelassen. Zu ihm gehören das Pennin (mit germanischer Trias) und die Ostalpinen Decken (mit Tethystrias) in unterostalpinen Position, welche in der NE-Ecke des Tauernfensters als Radstädter Deckensystem angeschoppt und gegen S (Katschberg) reduziert sind. Eine scharfe Trennung zwischen unter-, mittel- und oberostalpin existiert kaum (CLAR, 1973, p. 257, Fig. 3). Der Alte Streit, ob die „Schladminger Masse“ unter-, mittel- oder oberostalpin sei, ist ziemlich belanglos. Jedenfalls gehören die Schladminger Gneisdecke, die östlich anschließenden Kristallingebiete der Niederen Tauern und das Nock-Kristallin zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse, wobei jedoch die Schladminger Gneisdecke einen aus Perm und Trias bestehenden, stratigraphisch verkehrt liegenden Schenkel aufweist (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1), der sie wiederum enge mit dem Radstädter Deckensystem verknüpft.

Die Weißpriachstörung, welche hier zur Abgrenzung des Tauernfensters dient, dürfte hauptsächlich eine spätektonische Struktur darstellen, der kein bedeutender großtektonischer Wert zukommt. Die Schichten des Radstädter Deckensystems bildeten die Stirnregion der Ostalpinen Schubmasse. Sie bestehen aus Grundgebirge (Basement), altpaläozoischem Phyllit, Perm, Tethystrias und Jungschichten bis ? Kreide. Zwischen Pennin (unten) und Schladminger Gneisdecke (oben) sind sie zu Schlepdecken (TOLLMANN, 1973, p. 47) verformt. Ihre Beziehung zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse hat CLAR (l. c.) schematisch skizziert.

Von St. Rupert bis Rennweg und dann weiterhin zur Drau und ins Mölltal erweist sich die Grenze des Tauernfensters als eindeutig, da eine mächtige Diaphthorosezone die Basis der Ostalpinen Kristallin-Schubmasse markiert und nur noch kleine mitgeschleifte Reste in unterostalpinen Position (reduziertes Radstädter Deckensystem) vorhanden sind (EXNER, 1980a, Tafel 1; 1984a, Abb. 9).

Die von mir aufgenommene detaillierte Strukturkarte 1 : 25.000 des mittleren Lungaus liegt im Archiv der Geologischen Bundesanstalt. Ich beabsichtige, sie mit der geologischen Farbkarte zu publizieren. Sie enthält einige hundert Messungen der Lineationen und s-Flächen an anstehendem Gestein. Die hier vorgelegte vereinfachte Strukturkarte (Abb. 2) bringt in schematisierter Form die Mittelwerte der Messungen. Es ergibt sich daraus das sehr einheitliche Bild SE bis ESE eintauchender Lineationen im Bereiche des Tauernfensters. Eine Achsenkulmination befindet sich W und N Speiereck, welche ich Speiereck-Kulmination nenne. Hier nehmen die Lineationen zunächst horizontale Lage ein und neigen sich nach WNW, was bis zur Klammkalkzone und bis ins untere Stubachtal regional anhält

und das allmähliche Verschwinden der peripheren Schieferhülle und der Nordrahmenzone dort an der Tauern-Nordrandstörung bedingt.

Feldgeologisch ist eindeutig zu beobachten, daß die Lineation ident mit der Hauptfaltenachse ist. Profile senkrecht zur Hauptfaltenachse zeigen das charakteristische Bewegungsbild an (z. B. Abb. 12). In der geologischen Literatur finden sich häufig N-S-Profile, welche für das vorliegende Arbeitsgebiet nur schleifende Schnitte darstellen und das Deformationsbild daher nicht exakt wiedergeben. Folgt doch das östliche Tauernfenster (E der Großglocknergruppe) der dinarischen NW-SE-Streichrichtung, was man jeder geologischen Ostalpenkarte entnehmen kann.

Eine jünger aufgeprägte NE bis N-S streichende Faltenachse hat erstmals THIELE (1960, p. A86) im Katschberggebiet beobachtet. Als Muhrbögen spielt diese jüngere Querstruktur in der Hafnergruppe eine Rolle (EXNER, 1971a, Tafel 3). Sie ist auch im Tauernfensterbereich des mittleren Lungaus vorhanden und greift auf die Schladminger Gneisdecke über. In der Diaphthorosezone des basalen Nock-Kristallins (phyllitischer Granatglimmerschiefer, Abb. 2) wird sie zum wichtigsten Strukturelement. Auch SCHWAN & ROSSNER (1987, p. 513) haben die entsprechenden echten jüngeren Querfalten in den Radstädter Tauern beobachtet. Regional passen sie zu den Einengungen der östlichen Ostalpen mit Faltenachse in karpatischer Richtung, entsprechend der SE-Ecke der Böhmisches Masse.

Betrachtet man die Orientierung der s-Flächen im vorliegenden Arbeitsgebiet (Abb. 2), so sieht man, daß das Gewölbe der Hohen Tauern nach NE mit umlaufendem Streichen um das Speiereck eintaucht. Die Umkehr vom SE- zum NE-Fallen vollzieht sich in den tieferen Gesteinslagen WSW St. Michael im Lungau, in den höheren Partien jedoch an der Firstlinie NW Speiereck bis S St. Rupert. In der Schladminger Gneisdecke des Arbeitsgebiets fand ich einen muldenförmigen Bau mit NW-SE-Streichen. Der Bundschuh-Paragneis des Nock-Kristallins fällt nach SE. Er wechselt mit einigen Granatglimmerschiefer-Lagen, so daß sein in der geologischen Literatur häufig genannter Charakter als „überschobene Gneisdecke“ durch meine detaillierte Feldaufnahme weniger wahrscheinlich geworden ist. Verblüffend ist, daß die Internstrukturen des Nock-Kristallins im Arbeitsgebiet keine signifikante Diskordanz zu den Internstrukturen im Tauernfenster zeigen.

Die Problemstellung, die mich zur vorliegenden Arbeit hauptsächlich veranlaßt hat, war die Beziehung zwischen der bisher kaum erforschten Petrographie des „Twenger Kristallins“ und seiner Tektonik. Es galt, die Gneislamellen geologisch-tektonisch in ihrer Position genau zu untersuchen, um Schlußfolgerungen be-

züglich Existenz und Abgrenzung petrographisch problematischer Phyllonite durchzuführen.

Ich habe wiederholt erlebt, daß ich von meinen Schülern auf Exkursionen am Katschberg und im Liesertal sehr ungläubig angeschaut wurde, wenn ich vor einem Aufschluß eines phyllitischen Gesteines erklärte, daß dieses wahrscheinlich ein Gneis oder Glimmerschiefer war, bevor es durch regressive Metamorphose zum Phyllonit wurde. Als Jüngling und Anfänger hatte ich auch nicht an solchen Hokuspokus geglaubt und meine heutige Tschaneck-Gneislamelle seelenruhig als „Quarzphyllit mit quarzitischem Habitus“ beschrieben. Unglücklich wird man vor allem dann, wenn im mikroskopischen Dünnschliffbild kein eindeutiges Mineralrelikt des primären Ausgangsgesteines (Eduktes) vorliegt. Das ist leider häufig der Fall.

Woher kommt also die prophetische Gabe, ein phyllitisches Gestein trotz Fehlens charakteristischer Stoffrelikte als retromorphen Gneis etc. zu interpretieren? Wie jeder erfahrene Kristallingeologe in den Alpen weiß, sind struktureller Habitus (Gneis- und Glimmerschiefergefüge) und vor allem feldgeologische Zusammenhänge mit betreffenden Gneisen und Glimmerschiefern dafür maßgebend. Ich möchte nicht in Abre-

de stellen, daß man sich als exakter Wissenschaftler dabei häufig unwohl fühlt.

Nach mehrfacher Konfrontierung mit diesem Problem in den von mir selbst bearbeiteten Gebirgstteilen (Sonnblick-, Hafnergruppe und Liesertal S Gmünd in Kärnten) hat sich in mir der Wille breitgemacht, die Übergänge von Gneis zu retromorphem Phyllit feldgeologisch und petrographisch möglichst exakt zu beschreiben. Den „Ungläubigen“ soll damit ein Testgebiet leichter zugänglich gemacht werden, wo sie sich selbst informieren können. Dazu eignen sich die Gneislamellen der südlichen Radstädter Tauern, die trotz zahlreicher, dort seit 130 Jahren durchgeführter geologischer Untersuchungen, kaum oder nicht petrographisch bearbeitet und nicht detailliert feldgeologisch mit spezieller Bedachtnahme auf die Kristallingeologie aufgenommen wurden. Außerdem ist es das klassische Gebiet, in dem UHLIG (1908) den Begriff des „entarteten“ Gneises, der durch die mechanische Beanspruchung bei der alpinen Gebirgsbildung zu einem phyllitischen Gestein wird, kreierte hat. Und es ist zugleich das Gebiet, wo BECKE (1909a und b) auf Anregung UHLIG's den Begriff der rückschreitenden Metamorphose in die Erdwissenschaften einführte (diaphthoritisches Gestein, Diaphthorit).

3. Penninische Decken

3.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle der Hohen Tauern

3.1.1. Storz- und Kareckserie

Die Reste des „Altkristallins“ (älter als die Intrusion des variszischen Tauern-Zentralgranites) und des wahrscheinlichen Altpaläozoikums der Hohen Tauern bilden die Basis des Deckensystems der peripheren Schieferhülle (EXNER, 1971a, p. 12–13, 27–46). Das Mur- und Liesertal schneiden sie am W-Rand der geologischen Karte an.

Die Storzserie besteht am steilen S-Hang des Zikkenberges (gegenüber N-Portal des Katschbergtunnels) aus Migmatitgneis mit Lagen von Amphibolit. Es kommen auch mittelkörniger biotitführender Orthogneis und diskordante Aplitgänge vor. Die SE-streichende Faltenachse wird von der jüngeren, NE-streichenden (Muhrbögen) überprägt.

Am Bergfuß S Mur enthält die Storzserie 20 m mächtige Serpentinbegleitgesteine (Aktinolithfels, Talk-, Breunnerit- und Chlorit-Magnetit-Schiefer) mit dem Schellgadener Talkstollen (siehe Kapitel: Reste ehemaligen Bergbaues). Darüber folgen Amphibolit (30 m mächtig, mit Aplitlagen) und Epidot-Chlorit-Serizit-Albit-Gneis mit 0,3 m mächtigem Aplit-Lagergang. Migmatite sind prächtig in der Schlucht des Kaltenbaches aufgeschlossen und von der Brücke oberhalb des Katschbergtunnel-N-Portales bequem zu besichtigen. Ihr Paläosom besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Zahlreiche konkordante und diskordante Aplitgänge durchsetzen das Ge-

stein. Es herrscht die NNE-Faltenachse (Muhrbögen). Der unscharfe Grenzbereich von der Storz- zur Kareckserie kann 500 m NE Kaltenbach längs des Fahrweges oberhalb der Autobahn studiert werden.

Bändergneis der Storzserie steht N Oberdorf an.

Die Kareckserie besteht im Kartenbereich (Zikkenberg, S-Flanke des Murtales, Kaltenbachtal, Oberdorf) aus 50 bis 200 m mächtigem, phyllonitischem Gneis, Prasinit, Chlorit-Serizit-Albit-Gneis und Serizit-Quarz-Schiefer. Die besten Aufschlüsse bietet der Güterweg S Schober, der 500 m lang im schleifenden Schnitt zum Streichen den diaphthoritischen Bändermigmatit mit 1,2 m dickem, boudiniertem Quarzlager (typisch für den Goldlagerquarz-Bereich Schellgaden), Albitgneis und Prasinit anschneidet und einen Blick auf die gegenüberliegenden Halden der außerhalb des Kartenblattes befindlichen Stollen des alten Goldbergbaurevieres Schellgaden freigibt. Die betreffenden kiesführenden Quarzlageregänge waren auch im Katschbergtunnel vorzüglich beobachtbar (EXNER, 1980a, p. 374).

3.1.2. Murtörlserie

Diese in der Hafnergruppe mächtige, wahrscheinlich jungpaläozoische, eventuell auch teilweise den Bündnerschiefern (Jura – Kreide) zugehörige Serie ist N Mur, im Kaltenbachtal und bei Oberdorf aufgeschlossen. Es handelt sich um 30 bis 70 m mächtige Schwarzschiefer und dunkle Albitblastenschiefer (Abb. 3, Signatur 3). Tektonische Einschuppungen von Schrovinschiefer befinden sich bei Oberdorf (Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit N Lieser; Dolomit S Lieser).

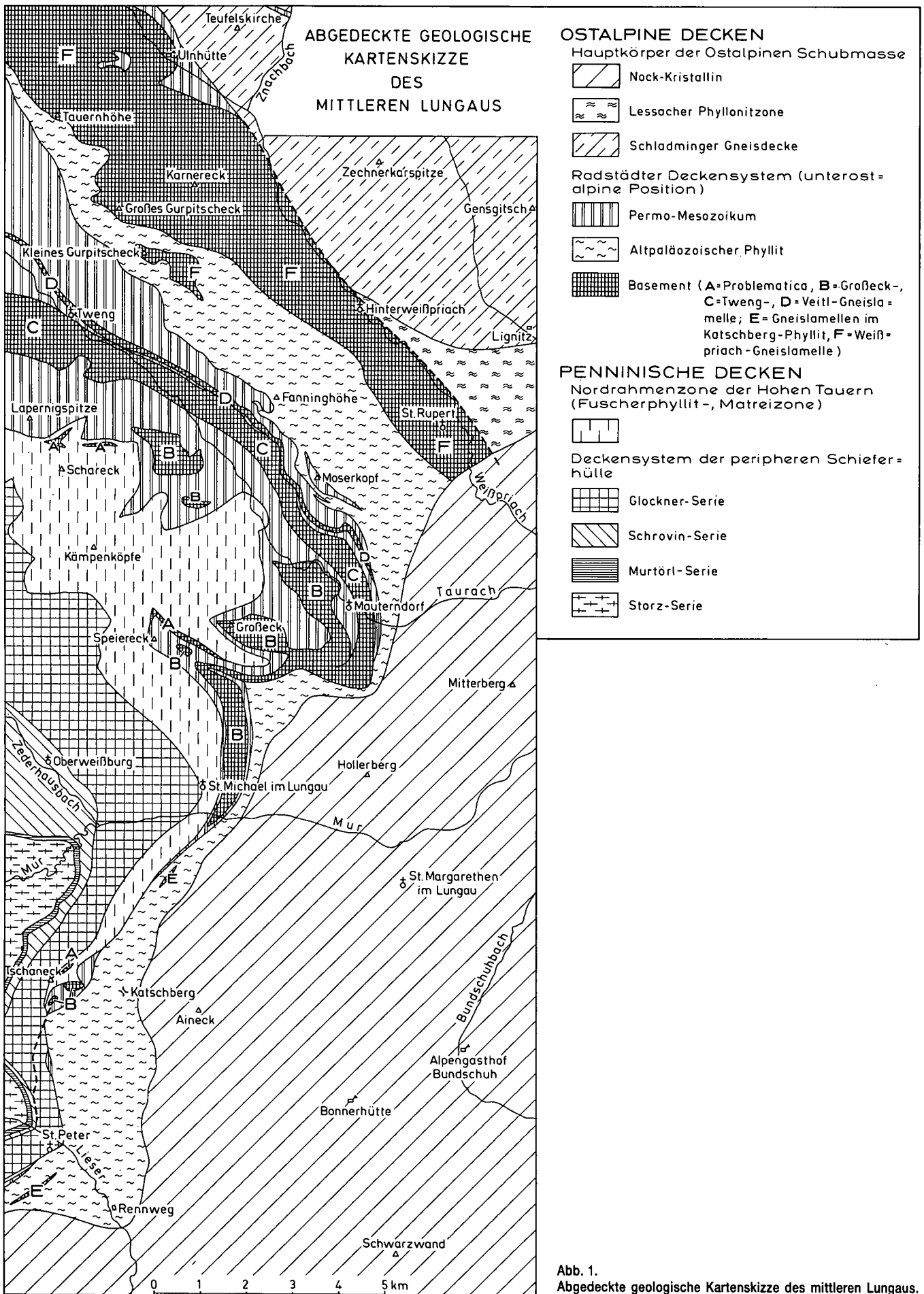
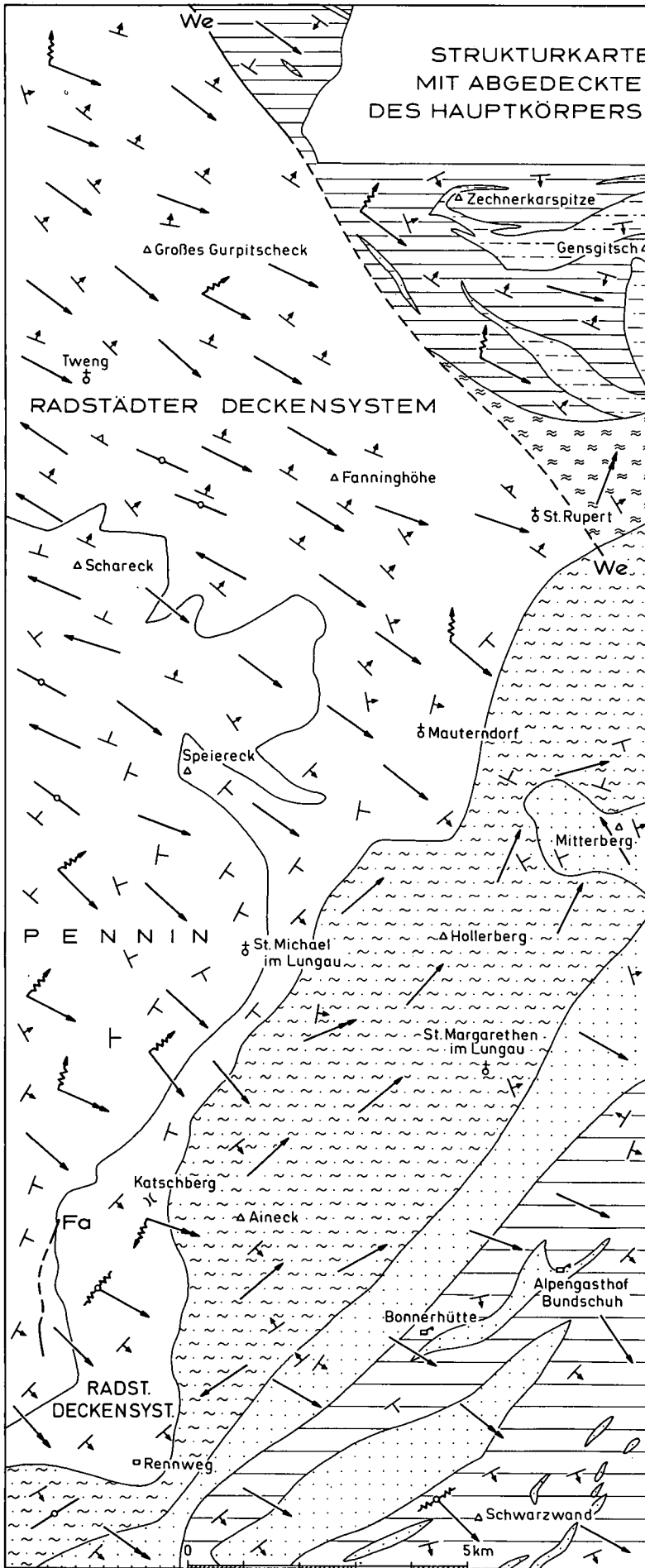


Abb. 1. Abgedeckte geologische Kartenskizze des mittleren Lungaus.

STRUKTURKARTE DES MITTLEREN LUNGAUS MIT ABGEDECKTER SKIZZE DES INTERNBAUES DES HAUPTKÖRPERS DER OSTALPINEN SCHUBMASSE



Lination (meist ident mit der Hauptfaltenachse)

- horizontale Lage
- Neigung 6°-30°
- Neigung 31°-60°
- ↗ jung Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lination
- ↘ alt

Schichtung und Schieferung

- ⊥ Fallen 6°-30°
- ⊥ Fallen 31°-60°
- ⊥ Fallen 61°-84°

Spättektonische Störungen

- (We=Weißpriachstörung, Fa=Fallbachstörung)
- beobachtet
 - - - vermutet

HAUPTKÖRPER DER OSTALPINEN SCHUBMASSE

- Nock-Kristallin:
- phyllitischer Granatglimmerschiefer
 - vorwiegend 'gesunder' Granatglimmerschiefer, stellenweise mit Pseudomorphosen nach Staurolith
 - mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)
 - Lessacher Phyllonitzone
- Schladminger Gneisdecke:
- vorwiegend Granatglimmerschiefer, stellenweise mit Pseudomorphosen nach Staurolith
 - Gneis, Amphibolit und Migmatit

Abb. 2.
Strukturkarte des mittleren Lungaus mit abgedeckter Skizze des Internbaus des Hauptkörpers der ostalpinen Schubmasse.

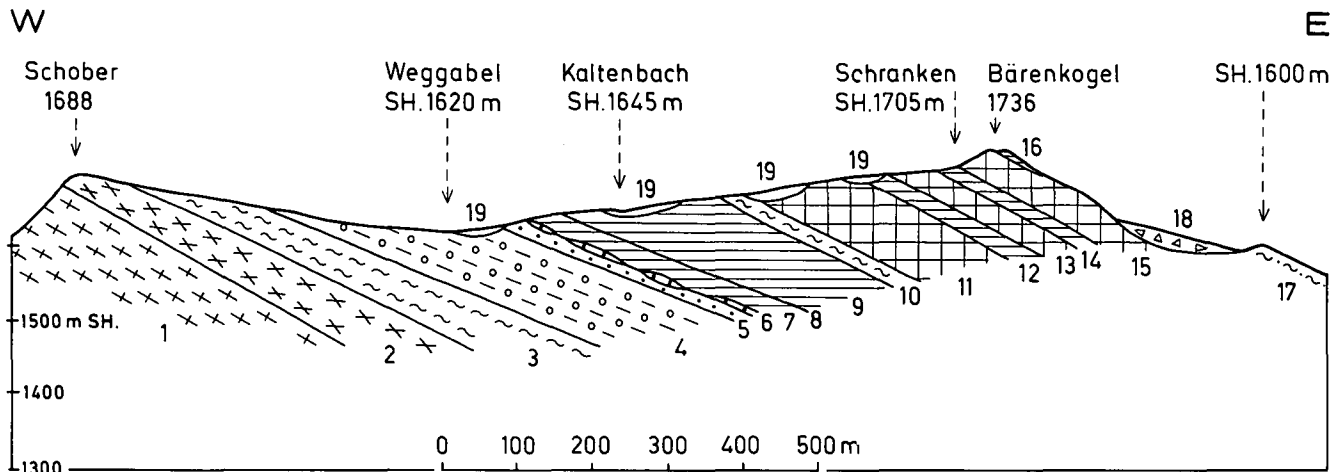


Abb. 3.
 Profil durch die periphere Schieferhülle im Wald NW Katschberg.
 Schematische Deutung, da keine kontinuierlichen Aufschlüsse vorhanden sind. Die Profillinie folgt zwischen Schober und dem Güterwegschranken SH. 1705 m den künstlichen Anschnitten des neuen „Kaltenbach“-Güterweges.
 Kareckserie: 1 = diaphthoritischer Bändermigmatit; 2 = Chloritprasinit, s: 15/43 E. Murtörlserie: 3 = dunkler Albitblastenschiefer (50 m). Schrovinserie: 4 = heller Albitblastenschiefer, s: 55/16 SE, Hauptlineation (Elongation der Gemengteile): 152/14 SE, Achse der jüngeren Knitterung mit Wellenlänge von 2–10 cm: 45/horizontal; 5 = Lantschfeldquarzit (3 m); 6 = Boudins von Rauhwacke (0,5 m). Glocknerserie: 7 = Kalkschiefer (10 m); 8 = Grünschiefer (1 m); 9 = Kalkschiefer; 10 = Schwarzschiefer (5 m); 11 = Grünschiefer, s: 170/18 E; 12 = Kalkschiefer mit Schwarzschieferlagen; 13 = Grünschiefer (20 m); 14 = Kalkschiefer, s: 30/27 SE, Lineation: 140/27 SE; 15 = Grünschiefer; 16 = Kalkschiefer. Nordrahmenserie der Hohen Tauern (Fuscherphyllit): 17 = Grünphyllit. Quartär: 18 = Bergsturzblockwerk; 19 = Moräne.

Der Kalkschiefer unter dem Schwarzschiefer bei den obersten Kapellen des „Kalvarienberges“ von Oberdorf, W Fallbach, entspricht petrographisch dem Bündnerschiefer.

Das ungelöste Problem der stratigraphischen Einstufung der Murtörlserie ist für die tektonische Gliederung des Deckensystems der Oberen Schieferhülle in den östlichen Hohen Tauern von wesentlicher Bedeutung (EXNER, 1971a, p. 47; 1984a, p. 366; TOLLMANN, 1977, p. 36).

3.1.3. Schrovinserie

Es wurden prächtige neue Vorkommen gefunden, die das regelmäßige Durchstreichen dieser wahrscheinlich permo-triadischen Serie (Fortsetzung der Seidlwinkl-Trias) mit eventuell Orthogneisresten (Rote Wand-Moderck-Gneislamellen der Sonnblickgruppe) bestätigen. An der NNW-Flanke des Katschberges erreicht die Schrovinserie 100 m Mächtigkeit.

Infolge des Baues der Autobahn findet man den oberen Teil dieser Serie auf 1,5 km Länge bei Oberweißburg E Zederhausbach vorzüglich aufgeschlossen. Die künstlichen Anschnitte an der Böschung der Autobahn beginnen S Viadukt der „Bahnmeisterei“ N Oberweißburg und halten mit Unterbrechungen bis NE Unterweißburg an (Abb. 4).

Der mittelkörnige Albit-Augengneis (Signatur 6) zeigt die Ausbildung, wie wir sie vom benachbarten Steinbruch Lanschütz (Hafnergruppe [EXNER, 1971a,

p. 73]) kennen. Es ist hier bei Oberweißburg ein ebenschiefriger grüner Phengitgneis mit 5 mm großen Albitaugen.

Unter dem Mikroskop (Se 3107, 3108) erweist sich der Albit als optisch ungestörter, ungefüllter, linsenförmig in der s-Fläche angeordneter Plag I und II mit Einschlüssen von Phengit und Quarz, welche außerhalb des Albits die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines darstellen. Der Phengit hat schwachen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Accessoria: Opazit, Kalzit mit Zwillinglamellen, Titanit und Apatit. Es fehlt Knaf. Genetische Deutung: Arkosegneis.

Am Zickenberg findet man mehrere deka-m mächtige Phengitgneise und Schiefer mit bis 8 mm großen Albitblasten des unteren Teiles der Schrovinserie teils anstehend, teils als Bergsturzblockwerk. 20 m mächtige „Trias“ im Liegenden (Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit) baut die S-Bergkante auf (neue Güterwege!).

Am S-Bergfuß des Murtales, oberhalb der Autobahn sind Bündnerschiefer (Kalkschiefer) im unteren Teil der Schrovinserie, bzw. im undeutlichen Grenzbereich zur Murtörlserie eingeschuppt. Höher oben stecken Grünschiefer der Glocknerserie zwischen Schrovinserie (Abb. 5, Figur 1, Signaturen 2 und 6). Analoge Verschuppung ist auch am Kareck-ESE-Kamm (Hafnergruppe, EXNER, 1971a, p. 69 und Abb. 14) vorhanden.

Von diesen komplizierten Schuppen merkt man längs des weniger kontinuierlich aufgeschlossenen Profiles

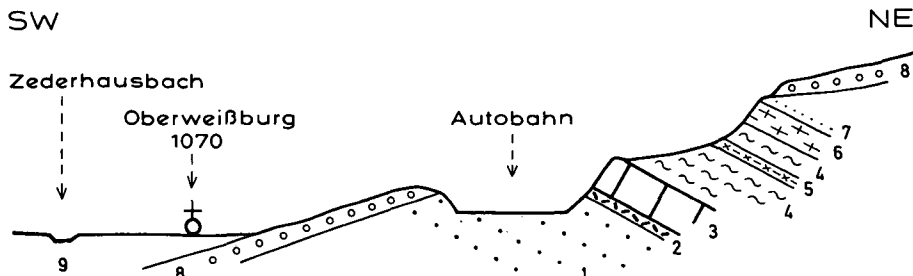


Abb. 4.
 Profil durch den oberen Teil der Schrovinserie im Autobahneinschnitt bei der Brückenüberführung Oberweißburg.
 Von Resten der historisch belegten mittelalterlichen Ritterburg Oberweißburg sieht man heute nichts mehr. Vermutlich befand sie sich auf dem von Moräne bedeckten Lantschfeldquarzit-Rücken.
 1 = Lantschfeldquarzit (20 m), phengitreich, s: 120/20 NE; 2 = Rauhwacke (3 m); 3 = Dolomit (8 m), mit Kalkmarmorlagen, s: 130/20 NE; 4 = Schwarzschiefer (15 m), s: 130/28 NE; 5 = Albitblastenschiefer (2 m); 6 = mittelkörniger Albit-Augengneis (5 m); 7 = Serizitquarzit (2 m), eventuell Gneisphyllonit; 8 = Moräne; 9 = Alluvionen.

zwischen Schober und Bärenkogel nichts. Hier trifft man die Serien der peripheren Schieferhülle geradezu in schematischer Regelmäßigkeit übereinanderlagernd an. (Abb. 3).

In petrographischer Hinsicht erweist sich die Begehung des Lattendorfer Heuweges als sehr produktiv. Der Weg folgt der Gehängeleiste an der Basis der 100 m mächtigen Gneise und Schiefer der Schrovinserie, welche in 2.750 m langen Steilwänden vorzüglich aufgeschlossen sind. Es handelt sich um Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis mit Turmalin-Pegmatit-Knauern, Albit-Phengit-Quarz-Schiefer, Serizit-Quarz-Schiefer, verschuppt mit nur dm- bis m-mächtigen Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor und teils feinkörnigem grauem, teils grobkörnigem farblosem Dolomit. Die SE streichende Hauptlineation wird von der jüngeren, NNE streichenden Knitterungsachse überprägt.

Der ebenschiefrige grüne, klein- bis mittelkörnige Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck führt 1 bis 4 mm große Mikroklinaugen und nur untergeordnet auftretende Albitaugen. Er wurde in SH. 1190, 1210 und 1240 m mikroskopisch untersucht (Se 3111 bis 3114):

Der herrschende Feldspat ist Kalifeldspat, perthitarm bis perthitfrei, mit harter Mikroklingitterung und staubförmigen Einschlüssen, die man als Reste permischer Verwitterung deuten kann. Albit (Plag I und II, ungefüllt, Einschlüsse von Phengit und Quarz). Phengit (intensiver Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün, auch Querphengit vorhanden). Quarz. Accessoria: Apatit, Opazit und Zirkon.

Die für die Rote Wand-Modereck-Gneise typischen Turmalinpegmatitlinsen stehen in SH. 1240 m an einer Wildbachrinne etwa 10 m über dem Lattendorfer Heuweg an. Die Pegmatitknauern (Se 3109, 3110) sind 5 cm dick und führen bis 3 cm großen Kalifeldspat (mit flauer bis harter Mikroklingitterung), bis 1 cm lange Turmalinsäulchen, wenig Albit (Plag I und II, ungefüllt) und 3 cm großen Quarz (reich an Porenzügen). Es sind auch aggressive Quarzgewächse in Knaf und Plag vorhanden. Accessoria: Phengit (Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün), Apatit und Kalzit (mit Zwillingslamellen).

An der von Touristen viel begangenen, markierten „Gantalstraße“ zwischen Katschberg und Gasthof Almfried (Hafnereckgruppe) befinden sich S Schober mäßige Aufschlüsse in der Schrovinserie. Ihr Streichen verläuft im schleifenden Schnitt zur Straße. Teils an der künstlichen Straßenböschung, teils an Felsauftragungen aus der Moräne unter- und oberhalb der Straße findet man anstehend: hellen Albitblastenschiefer, Phengit-Augengneis (siehe Kapitel: Steinbrüche), Arkosequarzit mit vermutlichen Quarzgeröllen (oder ? Quarzboudins), Lantschfeldquarzit und 8 m mächtigen, feinkörnigen, grauen bis farblosen Dolomit (20 Höhenmeter unter der Straße).

Eine winzige, tektonisch höhere Schuppe von Schrovinserie findet sich innerhalb der Glocknerserie mit Rauhwacke (1 m mächtig im Bachgraben S Hanslhütte), mit Albitblastenschiefer und Lantschfeldquarzit (Abb. 13, Signatur 2) und Dolomit (Signatur 5) am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten. Auch W Fallbach sind Mikroklin-Phengit-Augengneis (perthit- armer Knaf mit 4 mm großen Karlsbader Zwillingen, Se 1403, 5 m mächtig bei der markanten Kehre des einstigen Weges), Rauhwacke und Dolomit (3 m, unter dem Serpentin) und Lantschfeldquarzit (2 m) im Hangenden des Serpentinits, jeweils mit Kalk- und Schwarzschiefer der Glocknerserie verschuppt.

Während des Vortriebes des Katschbergtunnels wurden im unteren Teil der peripheren Schieferhülle ebenfalls Albitporphyroblastenschiefer und Dolomit gefunden (FEHLEISEN, 1975, Spalte 9 der Tabelle 1 und p. 143).

Leider fehlt ein verlässliches geologisch-petrographisches Detailprofil der Gesteinslagen der peripheren Schieferhülle im Tunnel. Das Auftragen des Spritzbetons unmittelbar nach dem jeweiligen Tunnelvortrieb hätte eine geologische Beobachtung rund um die Uhr erfordert. Ich besichtigte den Tunnelvortrieb unter freundlicher Führung von Herrn Kollegen Dr. FEHLEISEN am 31. Jänner 1972, als im S-Abschnitt die Tunnelbrüst bei Meter 1100 (Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Grünschiefer der Glocknerserie) stand. Bezweifeln möchte ich, daß der 10 m mächtige Kalk-Dolomitzug unmittelbar auf Bändergneis aufliegt.

S Oberdorf bildet der Dolomit den Wandzug oberhalb Pron im Liegenden des Serpentinits (Abb. 5, Figur 2, Signatur 2).

3.1.4. Brennkogelserie

Ihre Existenz im Arbeitsgebiet kann nicht sicher belegt, sondern nur auf Grund lokaler Vorkommen von Dolomitreccie, Schwarzschiefer und Serpentin (eventuell Lias) über der „Permo-Trias“ der Schrovinserie vermutet werden.

Im Tal des Fellerbaches auf Kartenblatt Mur folgen über der prächtigen „Trias“ in der Steilwand N Fell Schwarzschiefer (? Brennkogelserie) und erst darüber die Kalkschiefer der Glocknerserie bei Stein. Solcher Schwarzschiefer liegt auch im vorliegenden Arbeitsgebiet NE Unterweißburg (Geländekante 100 m SE Autobahnanschnitt) über der Schrovinserie und unter der Glocknerserie.

In verrutschtem Zustande bestehen Schollen des Zickenbergsturzes W Unterweißburg (Güterwegböschung in SH. 1210 m) aus Schwarzschiefer mit Lagen von Dolomitreccie vom Typus Pfandscharte. Die Matrix der Breccie besteht aus Phlogopit-Serizit-Albit-Quarz-Kalkschiefer. Die Komponenten stellen sich als 1 cm dicke Linsen von feinkörnigem grauem Dolomit (Se 3103) dar. Ferner sind im Schwarzschiefer farblose grobkörnige Kalkmarmorlagen, Kalkschiefer und Boudins aus mehrere cm dickem grauem Dolomit eingelagert.

Metamorphe Ultrabasite unweit von „Trias“-Schuppen in der Glocknerserie gibt es am wascherscheidenden Grenzkamm WSW Gantalscharte (Strahlsteinfels als Serpentinbegleitgestein, Abb. 13, Signatur 3) und W Fallbach in SH. 1455 m (5 m mächtiger Serpentin im Hangenden von „Trias“-Dolomit und Rauhwacke). Der 10 bis 20 m mächtige Serpentin NW Peitler liegt ebenfalls unmittelbar über Kalkmarmor und Dolomit der „Trias“ (Abb. 5, Figur 2). Überlagert wird er vom Hauptteil der Glocknerserie. Bezüglich der einstigen Nutzung des Ultrabasites bei Peitler siehe Kapitel: Steinbrüche. Probestollen auf Asbest im Kapitel: Ehemaliger Berbau.

3.1.5. Glocknerserie

„Jurassisch-kretazische“ Bündnerschiefer der Glocknerserie lagern mit 1000 m Mächtigkeit auf der Schrovins- und Brennkogelserie N Mur, wo sie tektonisch an-

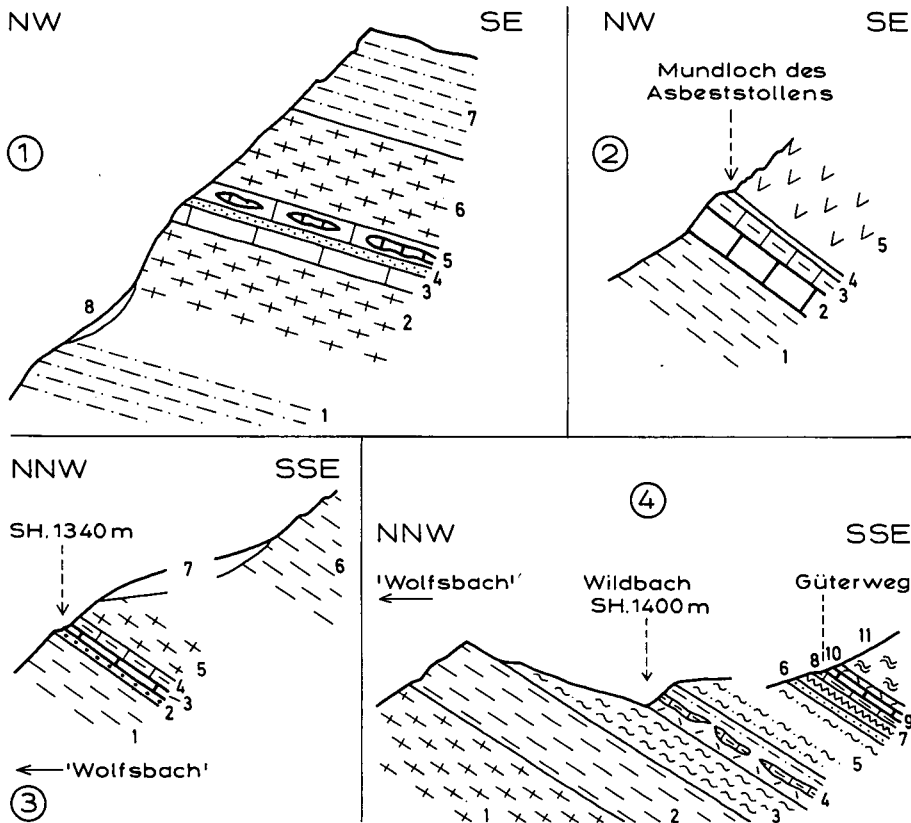


Abb. 5. Detailprofile dünner „Trias“-Lagen in und über der peripheren Schieferhülle S Mur.

- ① Tektonische Verschiebung von Schrovinserie mit Grünschiefer der Glocknerserie. Felswand in SH. 1350 m, oberhalb des Lattendorfer Heuweges, an der S-Seite des Murtales.
1 = Phengit-Augengneis und Arkosequarzit; 2 = Grünschiefer der Glocknerserie; 3 = Kalkmarmor (1 m); 4 = Graphitquarzit (0,3 m); 5 = Bänderkalkmarmor (0,5 m) mit „Trias“-Dolomit-Boudins; 6 = Grünschiefer der Glocknerserie (10 m), s: 142/20 NE, Lineation: 125/horizontal; 7 = Phengit-Augengneis und Arkosequarzit; 8 = Gehängeschutt.
- ② Profil durch die Basis des Serpentinities bei Peitler S Oberdorf im Liesertal.
1 = Kalkschiefer; 2 = farbloser „Trias“-Dolomit (3 m); 3 = Kalkmarmor (2 m); 4 = Grammatitasbest und Talkschiefer (0,5 m); 5 = Antigoritserpentin.
- ③ „Trias“-Linse in der Glocknerserie. Profil durch die Steiflanke des „Wolfsbachtals“ WSW St. Peter im Liesertal.
1 = Kalkschiefer (über 100 m mächtig); 2 = Lantschfeldquarzit (0,2 m); 3 = farbloser „Trias“-Dolomit (0,3 m); 4 = Kalkmarmor (1 m); 5 = Grünschiefer; 6 = Kalkschiefer, s:48/46 SE; 7 = Gehängeschutt.
- ④ Mélange mit „Trias“-Rauhwacke (Signatur 4) an der Grenze Glocknerserie/Rahmenzone und „Trias“ der Tschaneckschollenzzone unter dem Katschbergphyllit. Profil am Neben-Wildbach des „Wolfsbaches“ SW St. Peter im Liesertal.
1 = Grünschiefer, s: 48/51 SE; 2 = Kalkschiefer (20 m); 3 = Schwarzschiefer (15 m); 4 = verknüttetes Mischgestein aus Rauhwacke, Kalkmarmor, Kalkschiefer und Grünphyllit (Mächtigkeit 10 m). Rahmenzone der Hohen Tauern: 5 = Grünphyllit (20 m). Tschaneckschollenzzone: 6 = Serizit-Chlorit-Quarzit (3 m), eventuell diaphthoritischer Gneis; 7 = feinkörniger schwarzer Mylonit; 8 = Bänderkalk (2 m); 9 = „Trias“-Dolomit (1 m); 10 = Rauhwacke (0,5 m); 11 = Katschbergphyllit.

geschoppt sind. Am Katschberg und im Liesertal sind sie auf 300 m Mächtigkeit reduziert.

Petrographisch handelt es sich um Kalkschiefer (Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer) mit Zwischenlagen unreiner Quarzite und kalkarmer Schwarzschiefer (metamorpher kohlenstoffreicher Tonschiefer). Im stratigraphischen oberen Teil der Bündnerschiefer stellen sich mehrere Lagen mächtiger Grünschiefer (metamorphe basische Laven und Tuffe) in Begleitung von Grünphylliten (Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten) ein, die man teilweise als Metatuffite deuten kann. Boudins von Serpentiniten bilden charakteristische weithinstreichende Lagen (unterer und oberer Serpentinzug im Zederhaustal). Diese, sowie seltene geringmächtige „Trias“-Linsen (Dolomit, Rauhwacke) weisen auf tektonische Schichtwiederholungen (Fortsetzung der Marislwand- und Zederhausschuppe der Hafnergruppe).

Im Hangenden folgt mit unscharfer Grenze die N Mur aus 800 bis 1000 m mächtigen Phylliten etc. (hauptsächlich Grünphylliten) bestehende Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fortsetzung der Matreier Zone). In ihr befinden sich abermals Kalkschiefer und Grünschiefer der Glocknerserie (Schareck-Zug), welche eine Verfaltung andeuten. Dieser Teil der Glocknerserie wird zusammen mit der Nordrahmenzone erst im nächsten Kapitel behandelt.

Die Lineation (zugleich Hauptfaltenachse und Elongation der Gesteinsgemengteile) streicht NW-SE und wird von der jüngeren, NE streichenden Knitterungsachse überprägt. Details im randlichen Aufbau der NE-Ecke der Tauernkuppel im Bereich Zederhaustal – Speiereck – St. Michael/Lungau sind aus der Neigungsrichtung der Lineation und aus dem Einfallen der s-Flächen der Glocknerserie gut ablesbar.

Die wichtige Achsenkulmination befindet sich im Raume um das Speiereck und markiert das NE-Eintauchen (karpatische Richtung) der Krümmungsecke des

Tauerngewölbes. Ich bezeichne diese Struktur als Speiereck-Achsenkulmination. Sie ist großräumig entwickelt. Meiner Erfahrung nach neigen sich die Faltenachsen vom Rauristal bis knapp N Speiereck (genau: Lanschützbach – Großer Lanschütz) nach W. In diesem Gebiet liegen sie flach (Achsenkulmination, NE eintauchendes Tauerngewölbe in karpatischer Richtung). Südlich davon, und zwar vom Speiereck bis ins Drautal und ins Untere Mölltal neigen sie sich nach SE (dinarische Richtung der breit angelegten Wölbung der SE-Ecke des Tauernfensters im Großraum: Katschberg – Spittal/Drau – Obervellach).

Die s-Flächen der Glocknerserie fallen im Zederhaustal nach NE und S Mur nach SE. Das bogenförmig umlaufende Streichen der s-Flächen ist in den tektonisch höheren Einheiten rings um das Speiereck (Nordrahmenzone und Radstädter System) gut ausgeprägt. Eine kleine Anomalie der s-Flächen der Glocknerserie mit NE-Fallen befindet sich im Liesertal bei Gries.

Detailbeschreibung

Zunächst bildet ein 400 m mächtiger, sehr gleichmäßig beschaffener Kalkschieferzug über dem Schwarzschiefer der Brennkogelserie den orographisch linken

Bergfuß des Zederhaustales mit Felswänden und wilden Mündungsschluchten des Lanschütz-, Brand- und Weißburgerbaches. Wegen seines ebenflächigen Parallelgefüges und der regelmäßigen Klüftung wird er bei Unterweißburg als Baustein gewonnen (siehe Kapitel: Steinbrüche). Tektonisch stellt er die Fortsetzung des Kalkschiefers bei Krottendorf (Hafnergruppe) dar. S Mur (ehemaliger Steinbruch bei Feichten) bildet er den markanten Wandzug NW Bärenkogel, Kaltenbach (Abb. 3, Signaturen 7 und 9), Fallbachtal-W-Seite (bei P. 1780) und Peitler. Dünne Grünschiefer sind ihm eingelagert. In seinen höheren Partien befindet sich der Untere Serpentinzug: Bei Zallerhütte (SH. 1400 m, Grammatitasbest und Talkschiefer, 2 m mächtig). Am Güterweg N Brandbach (SH. 1425 m, fuchsführender Chloritschiefer 1,5 m). Am markierten Karrenweg S Brandbach (SH. 1355 m, Talkschiefer 4 m), am Güterweg S Brandbach (SH. 1380 m, Serpentin 10 m) und am selben Güterweg S Weißburgerbach (Talkschiefer 3 m, mit Breunneritblasten). Alle diese Vorkommen bilden linsenförmige Boudins (häufig in Begleitung dünner Schwarzschiefer) in Fortsetzung des Serpentinits von Tafern (Hafnergruppe).

Die Marislwandschuppe der Hafnergruppe wird durch basale „Trias“ dort (Grießenspitze – Brettdeck – Großbeck) definiert (EXNER, 1971a, p. 80), welche im vorliegenden Arbeitsgebiet fehlt. Die Abgrenzung ist

deshalb auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus nicht durchführbar, sondern nur schätzungsweise zu vermuten. So möchte ich glauben, daß der obere Serpentinzug dieser Karte der Fortsetzung der Serpentinite der Marislwandschuppe (Hafnergruppe: Röhspitze, Pleißnitzkogel, Marislwand) und der darunter befindliche, mächtige Grünschieferzug: Hansbauerhütte – Sockel des Ahornkopfes dem Gosseneckzug dieser Schuppe entspricht.

Die sehr mächtigen Serpentin-Boudins des oberen Serpentinzuges bedingen eine Differentialtektonik der begleitenden Schiefer mit Schleppungen und lokalem W-Fallen der s-Flächen an den nach NW auskeilenden, kompetenten Serpentinlinsen (z. B. 450 m NW Ablanzerhütte, Abb. 12, Profil 3 und Abb. 7, Signatur 9). Im einzelnen reihen sich folgende Serpentinkörper von NW nach SE aneinander: Der 1 km lange und 30 m mächtige Serpentin mit Talkschiefer W Kesslerhütte; der in der Landschaft weithin sichtbare, 80 m mächtige Klotz N Ablanzer- und Müllnerhütte; die isolierte, 10 m dicke Linse aus Serpentin und Talkschiefer über dem rechten Ufer des Großen Lanschützbaches in SH. 1685 m; zwei parallel verlaufende, bis 25 m dicke Serpentinzüge S Großer Lanschützbach. Sie streichen zur Peterbauerhütte weiter, wo der obere Serpentinkörper in Begleitung von Grammatitasbest, Talk- und Breunneritschiefer 60 m Mächtigkeit erreicht. Und

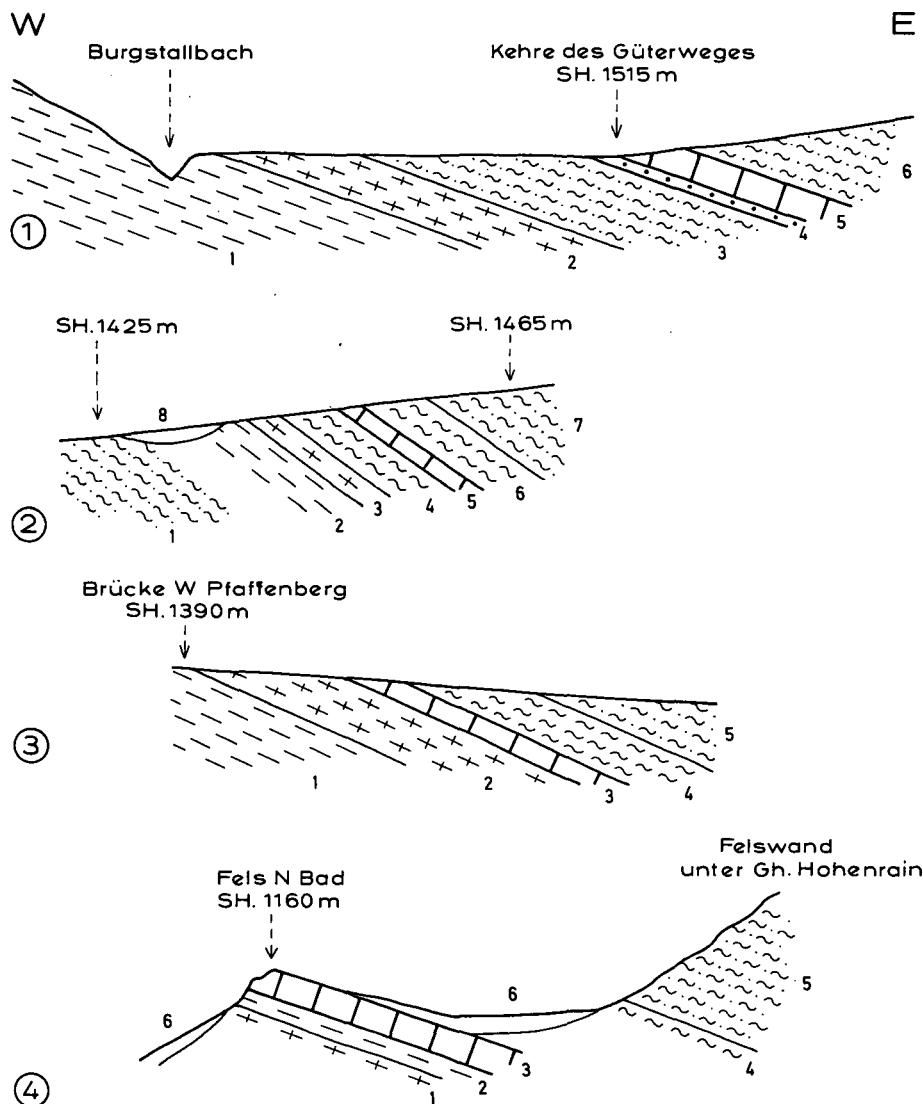


Abb. 6. Profile durch einige „Trias“-Dolomittlinsen und ihre Begleitgesteine im Grenzbereich von Glocknerserie und Nordrahenzone der Hohen Tauern NW St. Michael im Lungau.

- ① Am Güterweg zur Lerchnerhütte in SH. 1515 m.
1 = Kalkschiefer, s: 112/18 SW, Lineation: 132/15 SE; 2 = Grünschiefer (10 m); 3 = Grünphyllit (20 m); 4 = Lantschfeldquarzit (1 m); 5 = Dolomit (6 m); 6 = Grünphyllit.
- ② Am selben Güterweg in SH. 1450 m.
1 = Grünphyllit, s: 120/32 NE; 2 = Kalkschiefer; 3 = Grünschiefer; 4 = Schwarzschiefer; 5 = Dolomit (2 m); 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünphyllit; 8 = Gehängeschutt.
- ③ Am selben Güterweg in SH. 1390 m.
1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer (20 m), s: 15/20 E, Lineation: 125/20 SE; 3 = grauer Dolomit (4 m); 4 = Schwarzphyllit; 5 = Grünphyllit.
- ④ N Bad bei St. Michael im Lungau.
1 = Grünschiefer (2 m), s: 170/18 E, Lineation: 125/18 SE; 2 = Kalkschiefer (5 m); 3 = farbloser Dolomit (6 m); 4 = Schwarzphyllit (5 m); 5 = Grünphyllit, s: 10/18 E; 6 = Gehängeschutt.

schließlich befindet sich nicht anstehendes Serpentin-Blockwerk an der S-Kante des Ahornkopfplateaus und deutet hier eventuell eine wegen der Unsicherheit des Anstehenden auf der geologischen Karte nicht eingezeichnete Fortsetzung an.

Da auch hier die in der Hafnergruppe vorhandene basale „Trias“ der Zederhausschuppe (EXNER, 1971a, p. 85) im vorliegenden Arbeitsgebiet (W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus) fehlt, kann nur vermutet werden, daß ein Teil der tektonisch höheren Kalk- und Grünschieferzüge eventuell der Zederhausschuppe angehören: Gebiet Steger-, Graa-, Lerchnerhütte und NE Bad bei St. Michael im Lungau. Im Zusammenhang mit einer Verfängerung mit der Nordrahmenzone der Hohen Tauern treten S Lerchnerhütte auch einige „Trias“-Linsen auf, eine Situation, die auch in der Hafnergruppe (N Stickerhütte und Nahendfeldtal) üblich ist. Die Variation der Begleitgesteine deutet auf intensive sedimentogene und tektonische Durchmischung hin (Abb. 6, Figuren 1 bis 4).

S Mur kann von einer Abgrenzung der Marislwand- und Zederhausschuppe nicht mehr die Rede sein. Im Prinzip bestehen aber solche tektonische Schichtwiederholungen auch hier zurecht. Darauf weisen die kleinen „Trias“-Linsen innerhalb der Grünschiefer (Klausgraben SH. 1150 bis 1170 m: Rauhwacke und Dolomit, 2,5 m mächtig) und Kalkschiefer (Rauhwacke S Hanslhütte und Dolomit am Grenzkamm, Abb. 13, Signatur 5) sowie beim Fallbach in SH. 1455 m hin, auf die bereits oben (Kapitel: Schrovlin- und Brennkogelserie) verwiesen wurde. Auch SW St. Peter stellt sich 1,5 m mächtige „Trias“ zwischen Kalk- und Grünschiefer ein (Abb. 5, Figur 3, Signaturen 2 bis 4). Im Randbereich von Glockner- und Rahmenserie (Grünphyllit) kommt es hier zu einer 10 m mächtigen Mélange (Abb. 5, Figur 4, Signatur 4). Nur dm-dicke Dolomitschollen im Grünphyllit des Tschanecks gehören diesem Randbereich an (Abb. 13, Signatur 22) und leiten zu den erwähnten bei St. Michael/Lungau über (Abb. 6).

Die Wechselfolge einiger Grünschieferzüge mit Kalk- und Schwarzschiefern läßt sich im Streichen recht exakt verfolgen: Glashütte – Bärenkogel (Abb. 3) – Tschaneck – Gantalscharte – Liesertal-N-Seite zwischen Oberdorf und Gries (einschließlich S-Abschnitt des Tauerntunnels [FEHLEISEN, 1975, p. 143–146]). Die Aufschlüsse des Grünschiefers in der Ortschaft St. Peter kenne ich aus früheren Jahren. Sie sind jetzt zugemauert (Wildbachverbauung „Wolfsbach“).

Petrographisch ist das Vorkommen von Biotit im Grünschiefer erwähnenswert. Megaskopisch erkennbaren Biotit (Biotit-Chlorit-Prasinit) fand ich in Fortsetzung der Glocknerserie der Hafnergruppe (EXNER, 1971a, p. 86) im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus nur N Mur: z. B. Schlucht 100 m SW Zallerhütte; ferner bei Buchstaben „B“ des Wortes „Brandgraben“ und in SH. 1475 m an der Güterwegkehre, 700 m NW Kirche St. Egid. Im Katschbergtunnel wurde Biotit im Grünschiefer nachgewiesen, allerdings ohne Angabe der Korngröße (FEHLEISEN, 1975, p. 145). Megaskopisch ist er mir dann erst wieder im Grünschiefer der Glocknerserie des Tauern-SE-Randes ab Torscharte bekannt. Neben primären stofflichen Eigenschaften des Eduktes der Grünschiefer scheint auch ein Zusammenhang mit alpidischer differentieller Verformung des Gesteines (Schonung des Biotites in den eher kompakten Grünschieferzügen N Mur), vorwiegend sekundäre Chloritisierung des Biotites in den inten-

siv „kalt“ verformten Grünschiefern des Katschberggebietes und Sprossen des Biotites im zwar ebenfalls intensiv verformten, aber „wärmeren“ S-Abschnitt der Hohen Tauern zu bestehen.

3.2. Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizone)

Auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle lagern bis 700 m mächtige Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllite) und untergeordnet Schwarzschiefer als Fortsetzung des Fuscherphyllites der Glocknergruppe und der Oberen Schwarzphyllitzone des Gasteiner Gebietes. Sie werden als unterkretazischer oder jüngerer Bündnerschieferflysch gedeutet. Es handelt sich um die Fortsetzung entsprechender Phyllite der Matreier Zone am S-Rand der Hohen Tauern. Der Begriff „Rahmen der Tauern N über der Oberen Schieferhülle“ bzw. „Nordrahmen“ wurde von CORNELIUS (1934, p. 32; 1939, p. 197) für diese sehr charakteristische Zone in der Glocknergruppe geprägt.

Als Einlagerungen enthalten die Grünphyllite ehemals sandige Lagen (Quarzite) und Schollen von Basement und Permo-Trias des Radstädter Systems, die teils als Olistolithe, teils als tektonische Digitationen der von oben einspießenden Falten und boudinierten Lamellen dieses Systems zu deuten sind.

So wie im Gebiet um Gastein (Bärenkogel) und in der Hafnergruppe stellen sich auch hier in den eintönigen Phylliten der Nordrahmenzone einzelne Züge von Kalkschiefer, Grünschiefer und ein Serpentinikörper ein. Diese Lagen entsprechen petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie. Es ist denkbar, daß kalkreichere Sedimentation und basischer Vulkanismus mitunter auch noch zur Zeit der Ablagerung des Bündnerschieferflysches wieder wirksam waren. Teilweise mag es sich aber auch um sekundäre Verfaltung desselben mit der Glocknerserie handeln.

Wie man sich den Ablauf von Sedimentation und alpidischer Tektonik am S-Rand des südpenninischen Ozeans zur Zeit der heranrückenden Ostalpinen Schubmasse im weiteren Raume unseres Arbeitsgebietes vorstellen kann, haben FRISCH et al. (1987, Fig. 5 und 8) sehr anschaulich skizziert.

Im vorliegenden Arbeitsgebiet N Mur lassen 2 Leithorizonte (Quarzit der Kämpenköpfe und Kalkschiefer des Lungauer Scharecks) die folgende Gliederung der Nordrahmenzone von oben nach unten zu:

- Radstädter Deckensystem
- Nordrahmenzone
 - ⑤ Oberer Grünphyllit mit Schollen des Graggaber-Kristallins (Abb. 12, Profil 2, Signatur „A“; Abb. 9, Signatur 8).
 - ④ Schareck-Kalkschieferzug
 - ③ Mittlerer Grünphyllit
 - ② Kämpenquarzit
 - ① Unterer Grünphyllit
- Glocknerserie der peripheren Schieferhülle

S Mur (Katschberg und SW St. Peter im Liesertal) ist die Rahmenzone auf einige deka-m Mächtigkeit reduziert. Noch weiter S (Kartenblatt Spittal/Drau) setzt sie in die Matreier Zone fort (EXNER, 1980a, p. 384; 1984a, p. 359–360).

Die Lineation und zugleich Faltenachse der Gesteine der Nordrahmenzone N Mur streicht NW–SE mit NW-Neigung N der Linie: Großer Lanschützbach – Schöneck (Speiereck-Kulmination) und SE-Neigung S derselben. Die s-Flächen markieren das umlaufende Streichen um die Speiereck-Kulmination von NE-Fallen im N über E-Fallen (Zallingraben) bis SE-Fallen im S (Speiereck-S-Flanke, Obere Pindlalm, Gh. Hohenrain).

S Mur fallen Lineation und s-Flächen der Gesteine der Rahmenzone nach SE.

Petrographisch enthält der Grünphyllit als Hauptgemengteile Serizit, Chlorit und Quarz.

Die beiden zuerst genannten erweisen sich unter dem Mikroskop als postkinematisch kristallisiert. Der Quarz ist nur schwach undulös. Accessoria: Kalzit (syngenetisch mit Zwillinglamellen), Turmalin, Opazit, Apatit und Rutil. Es fehlt Feldspat. Untersucht wurde nur eine Probe vom Großen Lanschütz-NE-Kamm in SH. 2180 m (Se 2912).

Das Gestein ist epimetamorph und jedenfalls intensiver deformiert und umkristallisiert als im Bereich der Sandstein-Breccien-Zone des Salzachtales. Mitunter ist der Phyllit stärker kalkhältig und weist Kalzitknauern als boudinierte Mobilisate auf. Solche Lokalitäten sind: Kämpenköpfe (NW-Kamm in SH. 2260 m und SW-Flanke in SH. 2255 m), Großer Lanschützgraben (SH. 1945 m und 1720 bis 1690 m), Speiereck-SW-Kamm (SH. 2200 m) und Fußsteig S Peterbauerhütte (SH. 2000 m).

Die Farbe des Gesteines ist grau und grün, aber nicht bunt. Den Namen „bunter Phyllit“ oder „Buntphyllit“ sollte man diesbezüglich vermeiden und auf manche grell grüne, violette und rote Phyllite des Alpenen Verrucano beschränken (BRAUMÜLLER, 1939, p. 130; EXNER, 1979, p. 18 und Legende zur geologischen Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend: Signatur Nr. 42).

Erstaunlich ist es, daß im vorliegenden Arbeitsgebiet Schwarzschiefer merklich gegenüber Grünphyllit zurücktritt. Hingegen sind in der Hafnergruppe (geologische Karte von EXNER, 1983) und im Profil des Autobahn-Tauerntunnels (DEMME, 1976) Schwarzschiefer („Graphitphyllit“) und Grünphyllit („Chloritphyllit“) in volumetrisch etwa gleichem Ausmaße und ständig wechseltlagernd am Aufbau der Nordrahmenzone der Hohen Tauern beteiligt.

Der genannte Tauerntunnel quert die Nordrahmenzone unter dem auflagernden Radstädter Deckensystem in streichender Fortsetzung des vorliegenden Arbeitsgebietes. Er bietet den besten Einblick in die fremden Einschaltungen innerhalb der Hauptmasse der Schwarzschiefer und Grünphyllite: Gutachten von TOLLMANN (1965) und Beobachtungen von BRANDECKER und DEMME (teste 1976). Es treten Linsen aus Quarzit, Bändermarmor, mächtigem Dolomit, Anhydrit (an der Gebirgsoberfläche Gips), Grünschiefer, Serpentin und Talkschiefer auf. Die Linsen sind ähnlich wie im vorliegenden Arbeitsgebiet als mehrere, jeweils im Streichen zu verfolgende Schollenzüge angeordnet.

3.2.1. Gebiet N Mur

3.2.1.1. Unterer Grünphyllit

Da Grünphyllite bereits als einzelne Lagen in der Glocknerserie auftreten, ist die Untergrenze des zusammenhängenden Unteren Grünschieferzuges nicht sehr scharf. Sie verläuft längs der Linie: „Fellertal“ – Schieferhütte – Kesslerhütte – Großer Lanschützgraben (SH. 1720 m) – Peterbauerhütte – Speiereck-SW-Kamm (SH. 1900 m) – S Lerchnerhütte (SH. 1600 m) – NE Bad (bei St. Michael).

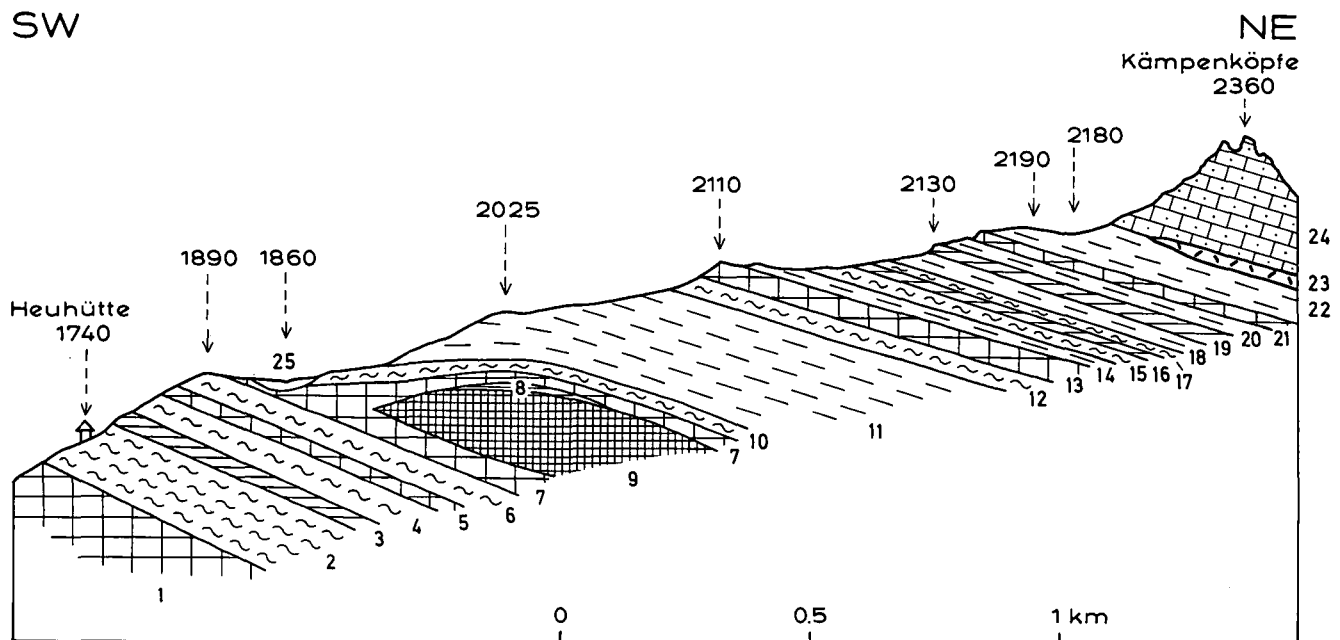


Abb. 7.

Profil durch den Unteren Grünphyllit längs des SW-Kammes der Kämpenköpfe.

Die beobachtbaren Schwarzschieferzüge innerhalb des monotonen Grünphyllites sind hier detailliert eingetragen.

Glocknerserie: 1 = Grünschiefer; 2 = Schwarzschiefer; 3 = Kalkschiefer; 4 = Schwarzschiefer; 5 = Grünschiefer; 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünschiefer (30 m), aberrantes W-Fallen über dem ausspitzenden Serpentin, s: 40/15 NW, Lineation: 112/12 W; 8 = Kalkschiefer (3 m), ebenfalls aberrantes s: 22/14 W, Lineation: 112/13 W; 9 = Serpentin (80 m); 10 = Schwarzschiefer. Unterer Grünphyllit: 11 = Grünphyllit, sein W-Teil zeigt aberrantes W-Fallen infolge des auskeilenden Serpentin-Boudins, s: 60/18 NW; 12 = Schwarzschiefer (8 m); 13 = Grünschiefer (10 m); 14 = Grünphyllit (10 m); 15 = Schwarzschiefer (30 m); 16 = Kalkschiefer (5 m); 17 = Schwarzschiefer (10 m); 18 = Grünphyllit (20 m); 19 = Kalkschiefer (10 m); 20 = Grünphyllit (30 m); 21 = Grünschiefer (10 m), s: 112/16 NE, Lineation 116/7 W; 22 = Grünphyllit; 23 = Rauhacke (6 m), s: 130/15 NE. Kämpenquarzit: 24 = Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit. Quartär: 25 = Gehängeschutt.

Der Grünphyllit enthält zahlreiche Schwarzschieferlagen. Im Detailprofil der Abb. 7 wurden sie dargestellt, in der geologischen Karte wurden sie mit dem Grünphyllit zu einer Signatur zusammengezogen.

Berücksichtigt in der geologischen Karte wurden 2 dicke Quarzitlagen (bis 2 m mächtig, E Kesslerhütte und im Großen Lanschützgraben in SH. 1790 m), während dünne quarzreiche Lagen in den tonig-sandigen Sedimenten der Schwarzschiefer und Grünphyllite sehr häufig sind.

Mehrere km lange Leithorizonte geben die wenigen und gering mächtigen Kalk-, Grün- und Schwarzschiefer ab, welche petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie gleichen. Sie treten auch morphologisch als Härtlingsleisten hervor. Besonders erwähnt sei der 2 km lange und bis 30 m mächtige Grünschieferzug: S Schieferhütte (SH. 2025 m) – Kämpenköpfe-SW-Kamm (Abb. 7, Signatur 13) – Großer Lanschützgraben (SH. 1845 m). Am interessantesten ist der 5 km lange Kalkschieferzug, der mit 5 bis 10 m Mächtigkeit und teilweise in Begleitung von Grünschiefer, Schwarzschiefer, im S auch von Lantschfeldquarzit, Dolomit und Rauhwacke vom Kämpenköpfe-SW-Kamm (Abb. 7, Signatur 19) durch den Kessel des Großen und Kleinen Lanschützgrabens über den Speiereck-SW-Kamm zieht und nach Bedeckung durch den Bergsturz der Speiereck Halterhütte im Gelände der Oberen Pindlalmhütte wiederauftritt. Hier wird er von „Trias“ begleitet und nähert sich dem Schareck-Kalkschieferzug. Es wäre denkbar, die beiden in einem Faltenschluß zusammenzuhängen. Dazu wären in Zukunft tektonische Spezialuntersuchungen im bewaldeten, recht steilen und von Moräne und Gehängeschutt teilweise überdeckten Terrain unter der genannten Oberen Pindlalmhütte erforderlich.

3.2.1.2. Kämpenquarzit

Dieser Quarzit bildet einen 4 km langen Gesteinszug im Streichen und keilt nach SE (Kleiner Lanschütz) im Grünphyllit aus, mit dem er auch sonst infolge von Wechsellagerung im m-Bereich und petrographischer Übergänge enge verbunden ist. Ich bezeichne ihn nach den bizarren Felstürmen der Kämpenköpfe („schlafender Riese“ im Volksmund des Lungaus, wegen seiner Silhouette im Blick aus der Mariapfarrer Gegend) als Kämpenquarzit. Er erreicht dort infolge tektonischer Anschoppung mittels sichtbarer Isoklinalfalten 150 m Mächtigkeit. Am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus besitzt er 50 m Mächtigkeit (Talkessel des „Fellerbaches“ W Schareck).

Schon CLAR (1937, Fig. 27) zeichnet richtig die tektonische Position dieses „Quarzitschiefers“ und TOLLMANN (1961a, p. A84) erwähnt als „auffälliges Schichtglied der Schieferhülle SE vom Schareck sehr mächtigen, intensiv verfalteten, sehr reinen jurassischen Quarzit“. Ich führte die erste petrographische Untersuchung dieses Quarzites durch und könnte mir vorstellen, daß es sich um metamorphen Hornsteinquarzit („Radiolarit“) handelt.

In seiner typischen Ausbildung (Kämpenköpfe-NE-Grat) zeigt das Gestein freischichtig einen sehr regelmäßigen feinschichtigen Lagenbau von 1 mm dicken, farblosen Quarzlagen, die von, nur Bruchteile von mm-dicken, farblosen und grau-grünen Serizitlagen geschieden werden. Quarzmobilisation erzeugt bis mehrere cm dicke, boudinierte Quarzlagen. Auf dem häufig ebenflä-

chigen Haupt-s beobachtet man eine deutliche Lineation als Elongation der farblosen und graugrünen Serizitruenzeln. Zu erkennen sind auch stahlschwarze Blättchen, deren Durchmesser 1 mm nicht überschreitet (Chloritoid).

Die mikroskopisch untersuchten Proben von den Kämpenköpfen (Se 3013, 3015), von der Großer Lanschütz-NNE-Flanke (Se 3014) und vom Karrenweg in SH. 1940 m, 750 m W Schareck (Se 3102) erweisen den Kämpenquarzit als Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit. Der Quarz (0,1 bis 0,4 mm Ø) des Grundgewebes ist granoblastisch xenomorph. Der Serizit zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis zart hellgrün. Er ist meist mit Opazit parallel verwachsen und mit Opazit gefüllt oder unregelmäßig vergesellschaftet und kommt teils als beträchtlich große Scheiter (bis 0,4 mm Ø), teils in Form feinstblättriger linsiger Aggregate vor. Der reichlich vorhandene Opazit bildet lappige, meist unregelmäßig begrenzte Gestalten und ist streng an die Serizitlagen gebunden. Er fehlt den aus Grundgewebsquarz aufgebauten Lagen des Gesteines. Megaskopisch (Geologenkompaß) ist das Gestein nicht magnetisch. Der Chloritoid (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün, schiefe Auslöschung, negativer Zonencharakter, schwache Doppelbrechung, polysynthetische Zwillinglamellen) ist mit seinen Blättchen parallel s angeordnet. Es kommt auch Querchloritoid vor. Accessoria: Hämatit (10 mm große Blasten), Turmalin, Titanit, Apatit und Zirkon. Ganz selten ist Chlorit, von dem nur in einem Schriff 2 Individuen angetroffen wurden. Es fehlen: Rhomboedrisches Karbonat, Biotit und Feldspat.

Der feine Lagenbau und der Reichtum an Opazit (bisher nicht näher mineralogisch untersucht) stellen den Kämpenquarzit in die Nähe der Chloritoid-Hämatit-Serizit-Quarzite und Hämatitquarzite des Großarltales, die ich dort bei Wimm und an der Aubauer-Forststraße im Jahre 1977 unter Führung von Herrn Kollegen Dr. ZIMMER (PEER & ZIMMER, 1980, p. 436, 437, 452) kennenlernte und für die eine Entstehung aus Radiolarit teilweise für möglich gehalten wird.

Vom Lantschfeldquarzit unterscheidet sich der Kämpenquarzit eindringlich vor allem durch seinen Reichtum an Opazit und durch seinen Chloritoid. Da der Kämpenquarzit weder Kalzit noch Dolomit führt, hat er nichts mit den „jurassischen“ Karbonatquarziten der Bündnerschiefer zu tun. Durch das Fehlen von Grobklastika unterscheidet er sich vom flyschartigen Sandstein der Sandstein-Breccien-Zone des Tauern-Nordrahmens im Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend.

Man kann das Edukt des Kämpenquarzites eventuell als Hornstein im distalen Bereich des unterkretazischen Bündnerschieferflysches (heute Grünphyllites) auffassen. Dem entspräche auch die erwähnte unscharfe Grenze zum Grünphyllit.

3.2.1.3. Mittlerer Grünphyllit

Zwischen Kämpenquarzit und dem Schareck-Kalkschieferzug stellen sich besonders reichlich Schollen von Fremdgestein im Grünphyllit ein (teils Olistolithe, teils tektonische Linsenzüge als Ergebnis von Verfallung und Boudinage).

Hierher gehören am W-Kartenrand bei P. 2117 „Trias“ (Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor) mit einer 20 m mächtigen Serpentinlinse (Abb. 12, Profil 1 und Abb. 8, Figur 1), welche auf Kartenblatt Mur am Karboden SW Hauseralm fortsetzt; ferner am Schareck-S-Kamm „Trias“ (Rauhwacke 3 m, Dolomit 2 m) und in der Scharte N Kämpenköpfe abermals Rauhwacke (4 m). Dieser Rauhwacke-Teppich läßt sich E um die Kämpenköpfe verfolgen. Am Schöneck-SW-Kamm ist ihm 12 m mächtiger Grünschiefer eingelagert (Abb. 12, Profil 3 und Abb. 8, Figur 2). Besonders groß und zahlreich erweisen sich die Dolomit- und Rauhwackelinsen im mittleren Grünphyllit ESE Kämpenköpfe bis zum NE-Kamm des Großen Lanschütz, wo abermals Grünschiefer (5 m mächtig) auftritt. In diesem Be-

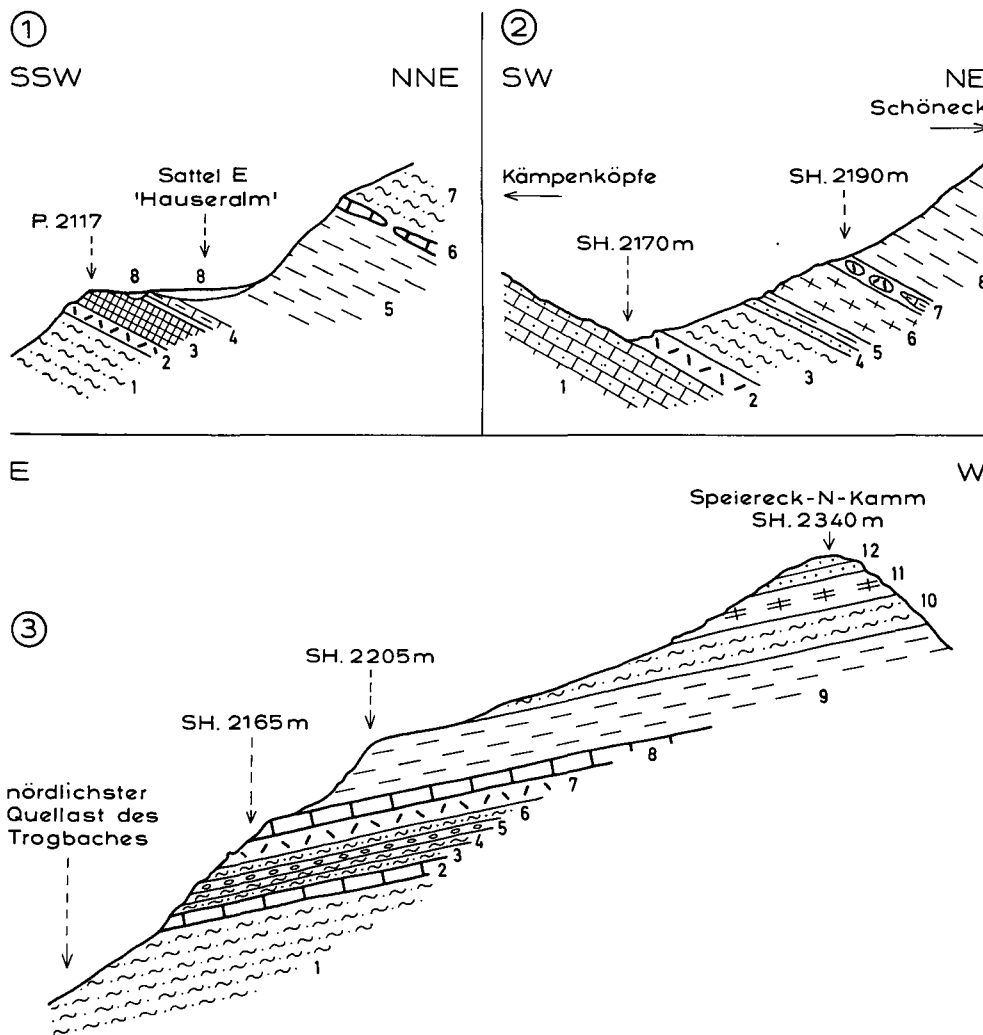


Abb. 8. Der mittlere Grünphyllit und seine Fremdgesteinsschollen.

① Profil SW Lapernigspitze.
 1 = Grünphyllit (im Hangenden des Kämpenquarzits); 2 = Rauhwacke (10 m), in streichender Fortsetzung befinden sich Dolomit-Boudins; 3 = Serpentin (20 m), mit Grammatitasbest und Chloritschiefer; 4 = Kalkmarmor (1 m); 5 = Kalkschiefer (80 m, Schareck-Kalkschieferzug); 6 = Dolomit-Boudins, bis 15 m mächtig, in streichender Fortsetzung auch Rauhwacke; 7 = Grünphyllit (Oberer Grünphyllitzug); 8 = Moräne.

② Profil durch die Scharte zwischen Kämpenköpfen und Schöneck.

1 = Kämpenquarzit; 2 = Rauhwacke (5 m); 3 = Grünphyllit (15 m); 4 = Lantschfeldquarzit (1 m); 5 = Schwarzschiefer (1 m) und Kalkschiefer (1 m); 6 = Grünschiefer (12 m); 7 = Grünphyllit (2 m), mit Schollen von Rauhwacke und Kalkmarmor; 8 = Kalkschiefer (Schareck-Kalkschieferzug), s: 130/28 NE, Lineation: 120/18 SE.

③ Profil durch den Speiereck-N-Kamm.

Mittlerer Grünphyllit: 1 = Grünphyllit; 2 = Dolomit; 3 = Grünphyllit; 4 = Schwarzschiefer; 5 = fuchsitführender Kalkschiefer (3 m) und polygene Breccie (20 cm lange, graue Dolomitlinsen in Kalkschiefermatrix) (1 m), s: 150/18 W, Lineation: 125/8 SE; 6 = Grünphyllit; 7 = Rauhwacke; 8 = Dolomit, vermergt mit Grünphyllit. Schareck-Kalkschieferzug: 9 = Kalkschiefer, s: 95/34 S, Lineation: 145/28 SE. Oberer Grünphyllit: 10 = Grünphyllit, s: 107/27 S, Lineation: 115/8 SE. Radstädter Deckensystem: 11 = diaphthoritischer Phyllit, regressiv metamorph wahrscheinlich nach Gneis (Speiereck-Kristallin) (20 m); 12 = Lantschfeldquarzit.

reich bestehen die bis 10 m mächtigen Dolomitlinsen aus feinkörnigem hellgelbem, jedoch braun anwitterndem Dolomit, der von zahlreichen Quarzadern durchzogen ist. Neben den bis 6 m dicken Rauhwackelinsen kommen selten Kalkmarmor-schollen vor.

Der mittlere Grünschieferzug streicht in den Zallin-graben weiter, wo er ein Halbfenster unter dem Schareck-Kalkschieferzug bildet und wiederum Rauhwacke (5 m bei Zallinhütte und W Resthütte) und Dolomit (8 m am Grobeck-WNW-Kamm) enthält. Infolge Auskeilens des Kämpenquarzites kann der mittlere vom unteren Grünphyllit in der Speiereck-W-Flanke nicht mehr gesondert werden. Hingegen taucht in der E-Flanke des Speierecks der mittlere Grünschiefer im oberen Teil des Trogalmkares unter den Schareck-Kalkschieferzug endgültig nach S ab, wobei sich Dolomit-, Rauhwackelinsen und auch polygene Dolomitreccie einstellen (Abb. 8, Figur 3, Signatur 5).

3.1.2.4. Schareck-Kalkschieferzug

Er wurde erstmals von CLAR (1937, p. 297-298, Fig. 1 und 27) als „wichtiger Leithorizont“ und nahezu hangendstes Band der „Schieferhülle“ erkannt, mit dessen Hilfe sich die Basis des Radstädter Deckensystems (Speiereckschuppe und Weißeneckdecke) auch in den morphologisch zunächst unübersichtlichen Isoklinalhängen der orographisch rechten Seite des Taurachtales (Halbfenster der Rahmenserie unter dem Radstädter Deckensystem des Graggaber-, Holzeralm-,

Passeggeralm-, Zallin- und Trogeralmkares) verfolgen läßt.

Vom W-Kartenrand (Abb. 12, Profil 1) zieht der Kalkschieferzug zum namensgebenden Schareck, dessen prächtige Gipfelpyramide er mit 150 m Mächtigkeit aufbaut. Von hier streicht er mit abnehmender Mächtigkeit durch die oben genannten Seitenkare des Taurachtales und ist auf den sie trennenden Querrippen weithin sichtbar aufgeschlossen: Schöneck, Großer Lanschütz-NE-Kamm und Grobeck-WNW-Kamm. Nach Beendigung dieser Halbfenster-Tour überschreitet der Schareck-Kalkschieferzug wiederum zurück den wasserscheidenden Kamm zum Zederhaus-Mur-Tal, indem er rund um den Kamm der beiden Lanschütze und des Speierecks zur Peterbauerhütte streicht. Im Bachgraben W dieser Hütte hat er noch 15 m Mächtigkeit. Oberhalb St. Michael/Lungau keilt er E. P. 1322 aus, bzw. bildet einen Faltschluß und setzt im Kalkschie-

ferzug der Oberen Pindlalmhütte in Richtung Speiereck Halterhütte noch mehrere km als unterer Schenkel einer großen Liegendfalte fort (Offenes Problem, siehe oben im Kapitel: Unterer Grünphyllit!).

Petrographisch unterscheidet sich der Schareck-Kalkschiefer nicht von dem entsprechenden Gestein der Glocknerserie. Im frischen Zustand ist er grau. Er bildet die bekannten, braun anwitternden Bratschenhänge. Er enthält grobklüftige Partien aus glimmerreichem Kalkmarmor, der besonders schöne Isoklinalfaltung erkennen läßt und durch Hanggleitung über den wasserstauenden Grünphylliten große Bergsturzareale verursacht.

3.2.1.5. Oberer Grünphyllit mit Schollen des Graggaber-Kristallins

N und NE Schareck befindet sich im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges nochmals Grünphyllit mit besonders mannigfaltiger Schollen- und Schuppenstruktur fremder Einlagerungen (Abb. 9, Signaturen 4 bis 9), den ich oberen Grünphyllit nenne. Er enthält auch vermutlich Basement-Schollen (Graggaber Kristallin: Abb. 12, Profile 1 und 2, Signatur „A“; Abb. 9, Signatur 8). Erst über der kompliziert gebauten Oberen Grünphyllitzone setzt hier das Radstädter Deckensystem (Weißeneckdecke etwa ab Signatur 20 der Abb. 9) ein.

Das Graggaber-Kristallin ist so wie das Speiereck-Kristallin ein petrographisches Problematikum. Die Struktur erinnert an Gneis, tatsächlich nachweisbar ist

nur ein Phyllit. Mit solchem Gestein hatte ich schon in der Tauern-Nordrahmenzone in der Hafnergruppe zu tun: Geologische Karte der Hafnergruppe Signatur Nr. 26, Diaphthorit, Grünphyllit und Quarzphyllit, teilweise sekundär nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis. Mit petrologischen Methoden ist derzeit das Edukt nicht nachweisbar. Strukturgeologisch (megaskopischer Habitus und tektonische Position) läßt sich vermuten, daß es sich um regressiv metamorphes Basement aus dem Ostalpinen Deckenkörper handelt.

Dieser fragliche Gneisphyllonit steht am Kamm zwischen Schareck und Lapernigspitze mit 30 m Mächtigkeit an und ist am Hang zum Graggaberkar breit entwickelt (Abb. 9, Signatur 8; Abb. 14, Signatur 1c). Er bildet auch im Holzerkar einen Wandzug in SH. 1900 m, 350 m S Laglerspitze. Genetisch dürfte es sich um Kristallinschollen der Ostalpinen Decke handeln, die in den Bündnerschieferflysch eingegliedert sind (Olistolithe). So sind auch die polygene Breccie (1 m mächtig mit Komponenten von Dolomit und Quarzit in Kalkschiefermatrix) und der 10 m mächtige Dolomit im Holzerkar 1,1 km NE Schareck zu deuten.

SE Schareck dünnt der Obere Grünphyllitzug aus, so daß das Radstädter Deckensystem unmittelbar auf dem Schareck-Kalkschieferzug aufliegt (Schöneck, Weiße Wand, Gastalm, Grobeck).

Hingegen stellen sich über der Zallinwand (Schareck-Kalkschiefer) am breiten Gipfelkamm des Großen und Kleinen Lanschütz wenige m mächtiger Oberer Grünphyllit mit Kalkschiefer, Rauhwacke und Dolomit ein. Diese Serie fällt unter das Speiereck-Kristallin des

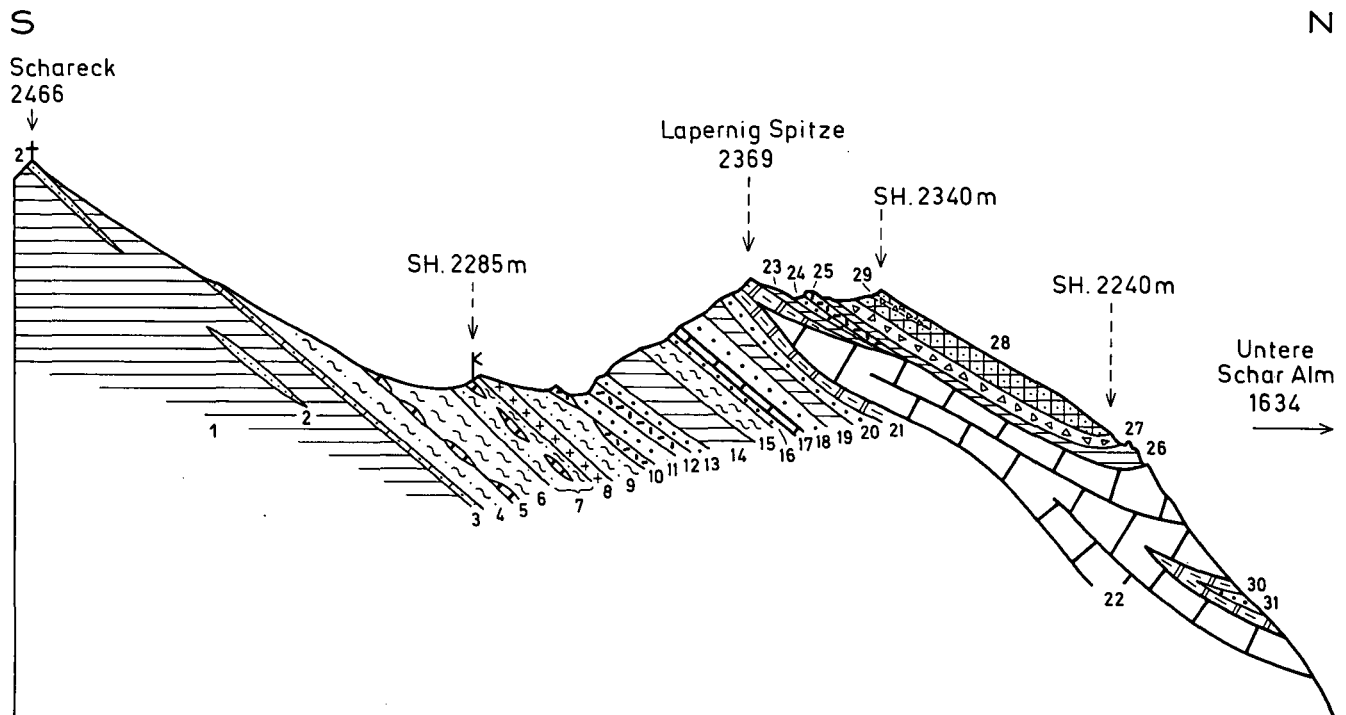
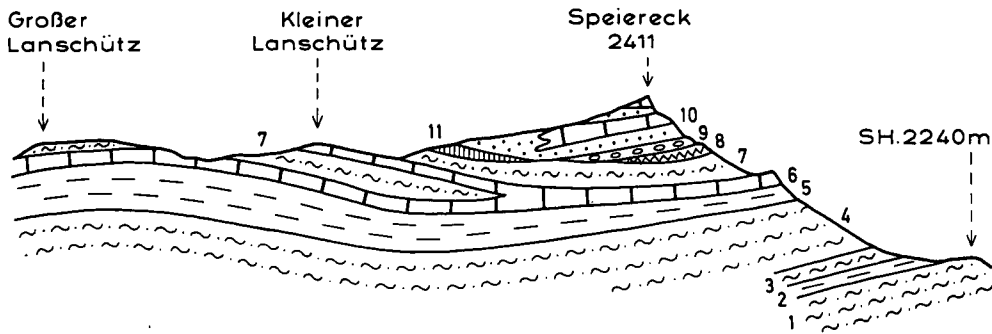


Abb. 9.

Profil durch Schareck-Kalkschiefer, Oberen Grünphyllit mit Olistolithen und tektonischen Schuppen sowie durch die Basis des Radstädter Deckensystems mit der Schichtfolge der Weißeneckdecke.

1 = Kalkschiefer; 2 = Quarzit (2 m), s: 116/37 NE, Lineation: 114/8 W; 3 = Quarzit mit Schollen von grauem Kalk; 4 = Grünphyllit; 5 = Dolomitschollen; 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünphyllit mit Dolomitschollen; 8 = fraglicher Gneisphyllonit (Graggaber Kristallin) (30 m), s: 64/42 NW, Lineation: 64/22 SW; 9 = Grünphyllit; 10 = Schollen von Rauhwacke und Dolomit; 11 = Lantschfeldquarzit (10 m); 12 = Rauhwacke (5 m); 13 = Lantschfeldquarzit (3 m); 14 = Kalkschiefer (25 m); 15 = Schwarzschiefer (20 m); 16 = Lantschfeldquarzit (3 m); 17 = Dolomit (2 m); 18 = Lantschfeldquarzit (20 m), s: 68/49 NW, Lineation: 90/20 W; 19 = Kalkschiefer (15 m); 20 = Lantschfeldquarzit (10 m); 21 = grauer anisicher Kalkmarmor (20 m), s: 117/48 NE, Lineation: 125/21 NW; 22 = mitteltriadischer Dolomit; 23 = Kalkschiefer (4 m); 24 = Lantschfeldquarzit (1 m); 25 = Rauhwacke (4 m); 26 = jurassischer Kalkschiefer (2–30 m) mit grauen Kalklagen; 27 = polygene Breccie der Jungsichten (10–20 m) mit Lagen von Kalkschiefer, s: 100/43 N, Komponenten der Breccie: Dolomit, Kalk und Quarzit, Matrix: Karbonatquarzit; 28 = Malm-Hornsteinquarzit („Radiolarit“) (10–20 m), mit Lagen von Manganerz; 29 = polygene Breccie (1,5 m); 30 = anisicher grauer Kalk; 31 = Lantschfeldquarzit.

① Ansichtsskizze



② Profil

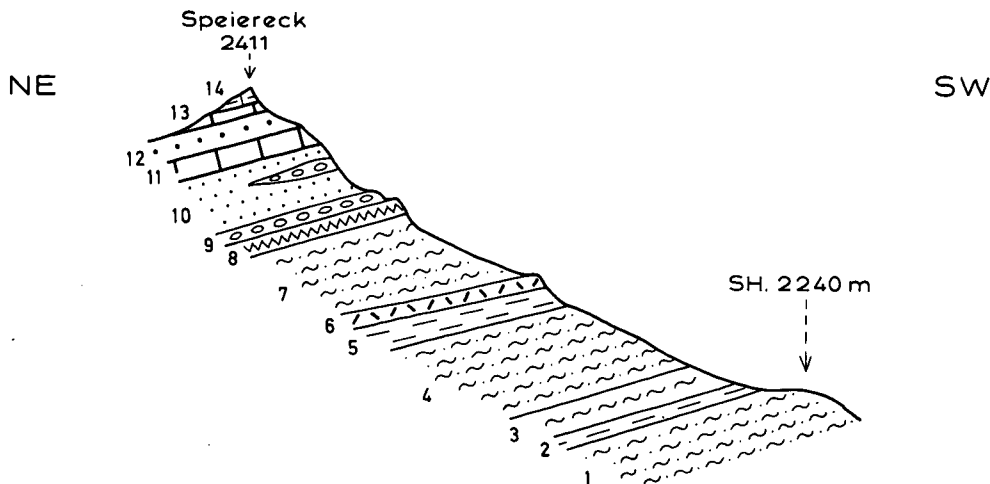


Abb. 10.
Oberer Grünphyllit und Basis des Radstädter Deckensystems am Speiereck.

① Schematische Ansichtsskizze aus W-Richtung.

1 = Grünphyllit; 2 = Kalkschiefer; 3 = Schwarzschiefer; 4 = Grünphyllit; 5 = Schareck-Kalkschiefer; 6 = Dolomit, Rauhwa-
cke, Kalkschiefer und Kalkmar-
mor; 7 = Oberer Grünphyllit; 8 =
dünnlagiger Serizit-Chlorit-
Quarzit (?Hornsteinquarzit); 9 =
polygene Breccie; 10 = Quarzit;
11 = diaphthoritischer Phyllit
(Speiereck-Kristallin).

② Profil des Speiereck-SW-Kam-
mes.

1 = Grünphyllit, s: 170/20 E, Li-
neation: 130/14 SE; 2 = Kalk-
schiefer (5 m); 3 = Schwarz-
schiefer (10 m); 4 = Grünphyllit
(40 m); 5 = Kalkschiefer (15 m);
6 = Rauhwa-cke (5 m); 7 = Grün-
phyllit (30 m); 8 = dünnlagiger
Serizit-Chlorit-Quarzit (10 m)
(?Hornsteinquarzit); 9 = nach-
triadische polygene Breccie
(5 m), Komponenten: Dolomit,
dunkelgrauer Kalk und Quarzit,
Matrix: Kalkschiefer und Karbo-
natquarzit; 10 = Quarzit (25 m),
darinnen eine 4 m dicke Linse
aus polygener Breccie; 11 = Dol-
omit (8 m); 12 = Lantschfeld-
quarzit (15 m); 13 = Dolomit
(0,5 m); 14 = Kalkmarmor
(0,6 m).

Radstädter Deckensystems. Schließlich ist der Obere Grünphyllit am Speiereck-SW-Kamm (Abb. 10, Figur 2, Signatur 7) mit Rauhwa-cke (ebenda, Signatur 6) aufge-
schlossen und keilt im Gelände ober St. Michael/Lun-
gau nach S aus.

Die erwähnten Karbonatgesteine im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges im Gipfelgebiet der beiden Lanschütze dürften mit dem Oberen Grünphyllit verfal-
tet sein. Der entsprechende anstehende Gebirgshang (W-Flanke der Lanschütze und des Speierecks) ist von Vegetation bedeckt. Einzelne Felsschrofen deuten die
Zusammenhänge an (Schema der Abb. 10, Figur 1). Auf Grund meiner Begehungen scheint das Speiereck-Kri-
stallin nach S auszuweichen. An seiner Stelle im Hangenden des Oberen Grünphyllites befindet sich am Speie-
eck-SW-Kamm ein feinlagiger Serizit-Chlorit-Quarzit. Ihn deute ich nicht als die Fortsetzung des Speiereck-
Kristallins, sondern als Hornsteinquarzit (metamorpher „Radiolarit“). Es werden hier in Zukunft intensivere
geologische Detailstudien erforderlich sein.

So wie in der Hafnergruppe (Nahendfeldtal und N Stickerlhütte) kann man auch im vorliegenden Arbeits-
bereich keine messerscharfe Grenze zwischen Nord-
rahmenzone und Radstädter Deckensystem ziehen. Das ist durch Olistolithe und Faltenverfängerung be-
dingt.

3.2.2. Gebiet S Mur (Ostrahmenzone der Hohen Tauern)

Wie schon eingangs erwähnt, setzt die Nordrahmen-
zone mit auf wenige deka-m reduzierter Mächtigkeit im

Katschberggebiet und SW St-Peter im Liesertal fort,
um sich dann auf Kartenblatt Spittal/Drau mit der Ma-
treizone am S-Rand der Hohen Tauern zu verbinden
(EXNER, 1980a, p. 384; 1984a, p. 359-360). Man kann
die Rahmenzone (Fuscherphyllit-, Matreizone) im
Katschberg-, Lieser- und Maltagebiet auch Ostrah-
menzone der Hohen Tauern nennen.

Es ist zwar ziemlich sinnlos, eine messerscharfe
Grenze zwischen Rahmenzone und Radstädter Dek-
kensystem im Katschberggebiet legen zu wollen. Die
Gründe dafür wurden soeben wiederholt (Olistolithe
und tektonische Verschuppung und Verfaltung beider
Einheiten, siehe oben!). Immerhin kann man die zu-
nächst beim ersten Blick auf die Landschaft und die
geologische Karte einheitlich erscheinende Anreihung
von großen Triasdolomitlinsen im Liegenden des
Katschbergphyllites (Lärchkogel, Bärenkogel-Süd, „Un-
tertschaneck“ und Sarabergwiesen-Süd) auf Grund ih-
rer untersuchten Detailposition mit den jeweiligen Be-
gleitgesteinen teils der Ostrahmenzone und teils dem
Radstädter Deckensystem zuordnen. Es ergab sich al-
so bei der neuerlichen Detailkartierung eine Aufteilung
der früher einheitlich dem Radstädter System zugewie-
senen „Tschaneckschollenzone“ (EXNER, 1939, p. 302)
in Rahmenserie (Olistolithe und tektonische Schuppen
im Bündnerschieferflysch) und Radstädter System (tek-
tonische Position unmittelbar unter dem altpaläozoi-
schen Katschbergphyllit).

So gehört die Dolomitlinse des Lärchkogels zur Rah-
menzone, weil sie von Grün-, Schwarz- und Kalkschie-
fer überlagert wird (Abb. 11, Figur 2). Die Linsen von
Bärenkogel-Süd und Sarabergwiesen-Süd sind jedoch
dem Radstädter Deckensystem zuzuordnen, weil sie

anscheinend unmittelbar unter den Katschbergphyllit eintauchen. Für die Dolomitscholle des „Untertschanecks“ (P. 2013) versagen hingegen diese Kriterien. Dort liegt im Gipfelbereich 3 m mächtiger Grünschiefer des typischen petrographischen Glockner-Charakters auf dem Dolomit und keilt nach ENE aus (Abb. 13, Signatur 27), so daß im E-Hang über demselben Dolomit nur noch Gesteine des Radstädter Deckensystems folgen (Lantschfeldquarzit, Tschaneck-Kristallin und Katschbergphyllit). Mit einiger Berechtigung wird man den einheitlichen Dolomitkörper des „Untertschanecks“ dem Radstädter Deckensystem zuteilen und den auskeilenden Grünschiefer im Gipfelgebiet als eine lokale Einfaltung der unterlagernden Rahmenserie deuten dürfen. Für die tektonische Zuordnung einiger kleiner Triaslinsen gelten dann ähnliche Kriterien und Überlegungen (siehe Detailbeschreibung unten!).

Historisch bedeutsam ist, daß bereits KOBER (1922a, p. 211) hier von einer penninisch-ostalpinen Mischungszone, R. STAUB (1924, p. 67) für das Speiereckgebiet von Matreier Zone und SCHWINNER (1951, p. 226) von Fuscher Phyllitzone im Katschberggebiet sprachen. In meiner Erstlingsarbeit negierte ich unzutreffender Weise das Vorhandensein einer Zwischenzone (Rahmenserie) zwischen „Schieferhülle“ und Unterostalpin (Tschaneckschollenzzone), wobei ich lokale Überlagerung von Gesteinen der „Schieferhülle“ auf die Tschaneckschollenzzone nur als tektonische Komplikation (Schuppung) erklärte (EXNER, 1944, p. 75–77 und Fig. 4). Erst auf Grund eigener Erfahrung in der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gebiet: Gastein, Rauris, Hafnergruppe, Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend) erkannte ich bei Wiederbegehungen im Katschberggebiet die Vorkommen von Grünphyllit (Fuscherphyllit) und typischer Strukturen der Rahmenserie. Einen wichtigen Beitrag lieferte Herr Kollege Dr. NOWOTNY (1976, p. 66–71, Beilagen 1 und 5) durch Beschreibung der Gesteine der Rahmenserie unter und Nachweis des Grünschiefers auf Grund der neuen Güterwegaufschlüsse über dem Dolomit des Lärchkogels. Ich selbst habe mich mit dem Thema der Existenz der Rahmenserie im Katschberggebiet gründlicher befaßt (EXNER, 1985b, p. 304; 1986, p. 441) und bringe im folgenden die Detailergebnisse in kurzer Übersicht.

3.2.2.1. Die Kristallinscholle am NE-Kamm des Tschanecks

Ein anscheinend zusammenhängender Streifen von Grünphyllit (Fuscherphyllit) konnte aus dem Murtal E Glashütte quer durch den Klausgraben und längs des Tschaneck-NE-Kammes zu dessen Gipfel und bis zum „Untertschaneck“ (Abb. 13, Signaturen 21 bis 24) verfolgt werden.

Am Tschaneck-NE-Kamm zwischen SH. 1850 und 1990 m enthält dieser Grünphyllit eine 5 m mächtige, problematische Kristallinscholle mit Begleitung von Lantschfeldquarzit (Abb. 1, Signatur A; Abb. 11, Figur 3, Signaturen 6 und 7). Sie stellt eine tektonisch tiefere Abspaltung des Tschaneck-Kristallins (Abb. 1, Signatur B im Tschaneckgebiet) dar, welches dem Radstädter Deckensystem zugehört und unten behandelt wird (siehe Kapitel: Die Gneislamellen des Basement im Radstädter Deckensystem!).

Ich deute die Kristallinscholle am Tschaneck-NE-Kamm als einen Splitter des diaphthoritischen Basement des Radstädter Deckensystems, eingegliedert in

den Grünphyllit der Rahmenserie, somit als ein Analogon zum Graggaber-Kristallin N Mur. Entscheidend für die Deutung ist die makroskopische strukturelle Ähnlichkeit mit sicherem Basement (Großbeck-Kristallin) und die geologische Position im Grünphyllit nahe dem Radstädter Deckensystem.

Problematisch bleibt diese Deutung deswegen, weil Stoffrelikte (z. B. alter Plagioklas und Biotit) des vermuteten vordiaiphthoritischen Gneises fehlen und nur Struktur und Feldgeologie die vorgeschlagene genetische Interpretation stützen.

Petrographisch handelt es sich bezüglich der Kristallinscholle des Tschaneck-NE-Kammes um einen ebenflächig parallelschieferigen, recht kompakten Gneis (Se 3142), der neben reichlich Chlorit auch Serizit und Quarz sowie 2,2 mm große Feldspatrundlinge (Albit) erkennen läßt und auf Grund des mikroskopischen Bestandes als Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis zu bezeichnen ist. Mit ihm durch feldgeologischen Übergang verbunden, kommt Hellglimmer-Chlorit-Quarzit (Se 3143) vor. Assoziiert mit der Kristallinscholle tritt der eingangs erwähnte Lantschfeldquarzit auf, der in typischer Ausbildung als Serizit-Quarzit kontrastreich vom vorgenannten chloritreichen Quarzit verschieden ist.

Mikroskopisch führt der Gneis (Se 3142) die Hauptgemengteile: Hellglimmer, Chlorit, Quarz (postkristallin deformiert, verzahnt, undulös, länglich parallel s) und Albit. Der zuletzt Genannte erweist sich als epimetamorphe Neubildung. Es handelt sich um Plag I und II, xenomorph, ohne Entmischungsfülle, teils einschlußfrei, teils mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen von Opazit.

Accessoria: Opazit, Apatit, Turmalin, Hämatit und Limonit.

Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Paragneis.

Der mit dem Gneis eng verbundene Hellglimmer-Chlorit-Quarzit (Se 4142) zeigt den gleichen Mineralbestand, jedoch ohne Albit. Genetisch möchte ich ihn als Phyllonitquarzit, ebenfalls aus Paragneis durch regressive Metamorphose hervorgegangen, deuten.

3.2.2.2. Die Querprofile

Infolge postglazialer Erosion weist der Bergfuß an der S-Seite des Murtales bei Glashütte recht günstige Aufschlüsse auf. Die Rahmenserie setzt sich aus dem erwähnten Grünphyllit, Trias mit einem kleinen alten Steinbruch in Lantschfeldquarzit, Schwarz- und Grünschiefer zusammen. Das Radstädter Deckensystem beginnt mit Triasdolomit, der unter der Moräne in einem künstlichen Drainagegraben im August 1986 anstehend aufgeschlossen war und seine Fortsetzung im 6 m mächtigen, etwas verrutschten, grauen bis farblosen Triasdolomitschrofen in SH. 1270 m, SE Gasthaus Petersbründl (20 Höhenmeter über dem neuen Güterweg) hat. Darüber folgt der Katschbergphyllit (Abb. 11, Figur 1).

Im Querprofil durch den Lärchkogel findet man den erwähnten Grünphyllit recht günstig im Umkreis des markanten Knies der Katschbergstraße anstehend: 3 m hohe Felswand am orographisch rechten Ufer des Klausbaches, S Brücke SH. 1290 m. Und in der bis 5 m hohen Böschung einer ehemaligen Straße (heute Karrenweg) von SH. 1310 bis 1335 m, E Katschbergstraße. Unter dem großen Triasdolomit-Steinbruch des Lärchkogels (SH. 1320 m, siehe Kapitel Steinbrüche!) befindet sich in vorzüglichen künstlichen Aufschlüssen eine sehr mannigfaltige, 8 bis 12 m mächtige, von NOWOTNY (1976, p. 67) mit Detailprofil und Petrographie festge-

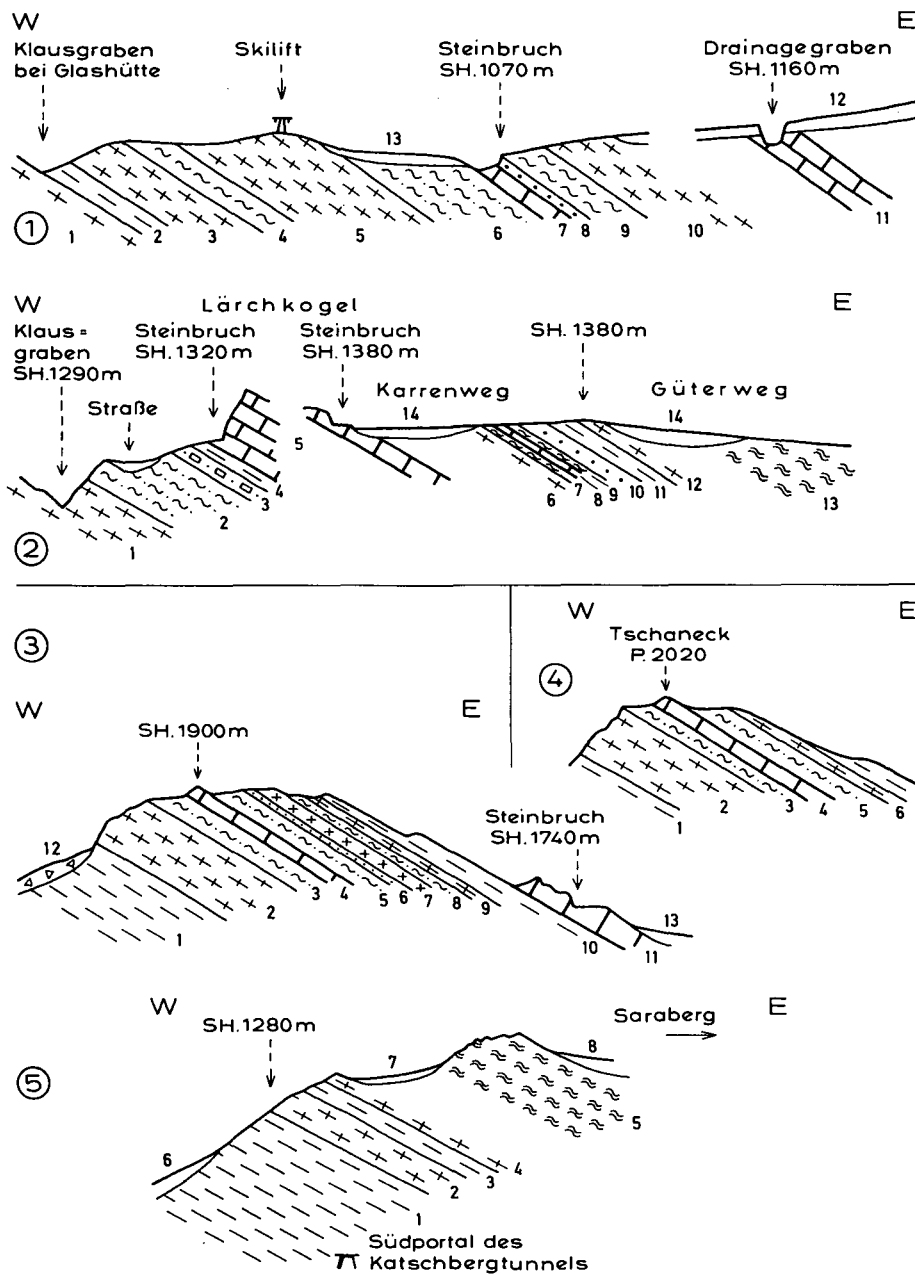


Abb. 11. Ostrahmenserie der Hohen Tauern im Katschberggebiet.

- ① Profil längs des Bergfußes im Murtal bei Glashütte.
Glocknerserie: 1 = Grünschiefer; 2 = Kalkschiefer; 3 = Grünschiefer (20 m), s: 40/38 SE; 4 = Schwarzschiefer (10 m); 5 = Grünschiefer, s: 27/29 SE, Lineation: 130/28 SE. Rahmenserie: 6 = Grünphyllit (Lesesteine); 7 = Dolomit (5 m); 8 = Lantschfeldquarzit (4 m); 9 = Schwarzschiefer (15 m); 10 = Grünschiefer (35 m), s: 20/27 SE. Radstädter Deckensystem: 11 = Dolomit. Quartär: 12 = Moräne; 13 = Gehängeschutt.
- ② Profil durch den Lärchkogel.
Glocknerserie: 1 = Grünschiefer. Rahmenserie: 2 = Grünphyllit; 3 = derselbe (5 m), mit 10 cm dicken, farblosen Kalkmarmorlagen; 4 = Kalkschiefer (3 m), mit kalkarmen Phyllitlagen; 5 = hellgrauer bis farbloser Triasdolomit (40 m), s: 46/26 SE, Lineation: 130/25 SE; 6 = Grünschiefer; 7 = Schwarzschiefer (0,5 m); 8 = farbloser Dolomit (1 m); 9 = Kalkschiefer (0,7 m) und Schwarzschiefer (1 m); 10 = Lantschfeldquarzit (4 m); 11 = Kalkschiefer (3 m); 12 = Grünschiefer, s: 78/31 SE. Radstädter Deckensystem: 13 = Katschbergphyllit. Quartär: 14 = Moräne und Gehängeschutt.
- ③ Querprofil durch die Tschaneck-N-Flanke.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer (30 m), s: 165/34 E. Rahmenserie: 3 = Grünphyllit (10 m); 4 = farbloser Dolomit (3 m); 5 = Grünphyllit, s: 20/50 E, Lineation: 100/18 E; 6 = Lantschfeldquarzit (0,5 m); 7 = diaphthoritischer Gneis (5 m) und Phyllonitquarzit; 8 = Grünphyllit; 9 = Grünschiefer; 10 = Kalkschiefer. Radstädter Deckensystem: 11 = grauer und farbloser Triasdolomit (10 m). Quartär: 12 = Bergsturzblockwerk aus Grünschiefer; 13 = Moräne.
- ④ Profil durch den Gipfel des Tschanecks.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer, s: 160/15 E, Lineation: 128/8 SE. Rahmenserie: 3 = Grünphyllit (5 m); 4 = Dolomit (2 m); 5 = Grünphyllit; 6 = Grünschiefer; 7 = Kalkschiefer.
- ⑤ Profil im Liesertal längs des markierten Fußsteiges vom Oberndorfer „Kalvarienberg“ nach Saraberg.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer, s: 165/27 E; 2 = Grünschiefer (15 m); 3 = Kalkschiefer (10 m); 4 = Grünschiefer. Radstädter Deckensystem: 5 = Katschbergphyllit, s: 170/32 E. Quartär: 6 = Gehängeschutt; 7 = Moräne (45 m breit), sie bedeckt einen Gesteinsstreifen von etwa 25 m Mächtigkeit; 8 = Moräne.

haltene Schieferserie, welche an ähnlich komplizierte Profile in der Matreier Zone erinnert. Die Böschungen des Karren- und des Güterweges E des kleinen verlassenen höheren Dolomitsteinbruches (SH. 1380 m) weisen unverkennbare penninische Grün-, Schwarz- und Kalkschiefer mit einer abermaligen Trias-Lage auf. Die Grenze zum Radstädter Deckensystem wird durch Moräne und Gehängeschutt verhüllt (Abb. 11, Figur 2).

E Bärenkogel bildet der Grünphyllit Aufschlüsse und Lesesteine längs des Karrenweges zwischen SH. 1520 und 1600 m (Abb. 3, Signatur 17); N dieses Berges eine Erosionskappe auf Glocknerserie; S des Berges Aufschlüsse an der „Gantalstraße“. Dort liegt über dem Grünphyllit Kalkschiefer. Unmittelbar auf diesem Kalkschiefer lagert das Radstädter Deckensystem mit 10 m mächtigem, grauem bis farblosem Dolomit der Mitteltrias. Die Grenzfläche ist ober der „Gantalstraße“ unweit des Gasthauses und unter der Straße bei dem im Jahre 1986 errichteten Tennisplatz aufgeschlossen (Abb. 11, Figur 3, Signatur 11). Der Triasdolomit ist durch Erosion in vier Einzelschollen aufgelöst. Die

Größte enthält den verlassenen Steinbruch an der Straße. Die Kleinste ist mit Lantschfeldquarzit assoziiert (am Karrenweg in SH. 1650 m).

Der Grünphyllit der Tschaneck-N-Flanke enthält im Streichen aneinandergereihte, 2 bis 3 m mächtige Linsen aus farblosem Dolomit. Eine davon baut den Gipfel des Tschanecks auf. Der Grünphyllit enthält am NE-Kamm die oben beschriebene Kristallinscholle mit Lantschfeldquarzit. Darüber folgt Grünschiefer, der in der E-Flanke des Tschanecks ein Halbfenster bildet und darüber der erwähnte, an der „Gantalstraße“ aufgeschlossene Kalkschiefer, der den Triasdolomit des

Radstädter Deckensystems trägt (Abb. 11, Figuren 3 und 4).

Im Profil des „Unterschanecks“ (P. 2013) sind dem Grünphyllit (Abb. 13, Signaturen 21 bis 24) ein winziger Dolomitlinsenzug sowie Grün- und Kalkschiefer eingelagert. Darüber folgt das Radstädter Deckensystem mit Lantschfeldquarzit, Triasdolomit, Katschbergschiefer und Tschaneck-Kristallin, welche im Kapitel über das Basement des Radstädter Deckensystems beschrieben werden. Auf die Tatsache, daß nahe dem Gipfel noch einmal penninischer Grünschiefer (Signatur 27) über den Triasdolomit eingefaltet ist, wurde eingangs hingewiesen (siehe oben!).

Zwischen „Unterschaneck“ und Liesertal konnte die Rahmenserie infolge schlechter Aufschlüsse an ver-rutschten und teilweise moränenbedeckten Isoklinal-

hängen nicht nachgewiesen werden. S Sarabergerwiesen liegt das Radstädter Deckensystem mit einer 10 m mächtigen und 400 m langen Triasdolomitscholle in Begleitung von Lantschfeldquarzit anscheinend unmittelbar auf der Glocknerserie. Weiter S grenzt Katschbergphyllit an diese. Am Bergfuß oberhalb des Katschbergtunnel-S-Portales verdeckt Moräne diese Grenze. Unter ihr hätte immerhin ein 25 m mächtiges Schichtpaket, das theoretisch aus Rahmenserie und Tschaneckschollenzone bestehen sollte, Platz (Abb. 11, Figur 5, Signatur 7).

Erst im Wildbachgraben SW St. Peter erscheint wieder 20 m mächtiger Grünphyllit der Rahmenzone mit einer Mélange an der Basis und der Tschaneckschollenzone des Radstädter Deckensystems im Hangenden (Abb. 5, Figur 4).

4. Ostalpine Decken

4.1. Radstädter Deckensystem

4.1.1. Bemerkungen zur gegenwärtigen Bearbeitung

Seit dem Aufenthalt von E. SUESS (1890) auf der Paßhöhe des Radstädter Tauern und seiner Skizze des Einfallens des Triasdolomites unter den Quarzphyllit und Gneis des Gurpitschecks (Zeichnung von E. SUESS, wiedergegeben in FRECH [1901, p. 30]) wurden besonders die interessanten alpidischen Deckenstrukturen des in der geologischen Karte des mittleren Lungaus vorliegenden SE-Teiles der Radstädter Tauern intensiv erforscht. Die wichtigsten Arbeiten sind bekanntlich jene von UHLIG, KOBER, CLAR und TOLLMANN. Vom Letztgenannten gibt es für das vorliegende Teilgebiet die publizierte vorzügliche Detailkarte 1:10.000 des Twenger Wandzuges (TOLLMANN, 1961b), die publizierten geologischen Aufnahmeberichte für Kartenblatt Tamsweg (TOLLMANN, 1961a, 1962a, 1964a, 1966) und die auf den wichtigen Forschungen TOLLMANN's im Gesamtbereich der Radstädter Tauern basierenden, einführenden Zusammenfassungen bezüglich Schichtfolge und Tektonik der Radstädter Tauern, von denen hier nur die wichtigsten nebst der letzten Stellungnahme genannt seien: TOLLMANN, 1964b, 1977, 1980 und 1987. Nicht publiziert liegt nach freundlicher mündlicher Auskunft von Herrn Kollegen TOLLMANN seine geologische Manuskriptkarte, betreffend das Gebiet der Radstädter Tauern auf Kartenblatt Tamsweg vor. In diese nahm ich keinen Einblick.

Ich selbst habe in den vergangenen Jahren seit 1980 zunächst mit privaten Mitteln und dann als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt die hier vorliegende SE-Ecke der Radstädter Tauern mit Ausnahme des von TOLLMANN publizierten Twenger Wandzuges selbständig geologisch aufgenommen. Ich muß zugeben, daß ich damit in ein fremdes, seit 20 Jahren im Stadium der nichtvollendeten Ausarbeitung befindliches, geologisches Arbeitsgebiet eingedrungen bin. Damit wurde dieser zu den Radstädter Tauern gehörende Teil des Kartenblattes Tamsweg doppelt bearbeitet. Solche Doppelarbeiten sollten bekanntlich aus rationalen Gründen im Wissenschaftsbetrieb nicht erlaubt sein. Trotzdem habe ich mich dieses Vergehens schuldig gemacht.

Der Beweggrund zu dieser Übertretung war meine wissenschaftliche Neugier. Ich beschäftigte mich ja früher mit den alpidisch rekristallisierten Gneislamellen der östlichen Hohen Tauern und in späteren Arbeiten auch mit diaphthoritischen, alpidisch nur teilweise rekristallisierten Gneislamellen im W und S dieser Gebirgsgruppe (Lamelle von Twenger Kristallin im Raume des Riedinger Weißbeks der Hafnergruppe und Gneislamellen zwischen Katschberg und Umgebung von Gmünd in Kärnten). Mit diesem Problemkreis somit einigermaßen vertraut, wollte ich auch noch das klassische Gebiet der Diaphthorese mit den verzweigten interessanten Gneislamellen des sogenannten Twenger Kristallins in den SE-Radstädter Tauern gründlich kennenlernen, zumal eine zusammenhängende geologisch-petrographische Bearbeitung dieser Kristallinkörper bisher ausstand.

Schließlich hat mich mein feldgeologischer Lebensweg zuletzt auch in die SE-Radstädter Tauern gewiesen. Ich erhielt ja im Jahre 1935 von Professor KOBER in sehr anregender Weise die Bearbeitung des Katschberggebietes unter Berücksichtigung der Fortsetzung der tektonischen Strukturen der SE-Radstädter Tauern als einen Teil des Dissertationsthemas. Zugleich sollte ich auch die Tektonik des Hochalm-Ankogel-Gebiets weiterverfolgen und das von R. STAUB (1924) aufgeworfene Problem einer eventuellen Fortsetzung von Sonnblick- und Modereckdecke am Tauern-E-Ende bearbeiten. Das war eigentlich eine Lebensaufgabe, mit der ich nur teilweise fertig geworden bin. Die SE-Radstädter Tauern standen noch aus. Die Strukturen des Katschberggebietes bleiben ohne ihre genaue Kenntnis unverständlich. Die vorliegende geologische Neubearbeitung der SE-Radstädter Tauern möge zumindest eine kristallin-geologische Ergänzung zu TOLLMANN's Werk darstellen!

4.1.2. Geologische Einführung und Bezug auf TOLLMANN's Gliederung in Teildecken

Es handelt sich um die dem Pennin auflagernden Teilkörper der SE-Radstädter Tauern in unterostalpinen Position (CLAR, 1973, p. 260 und Fig. 3). Geographisch gehören dazu im Arbeitsgebiet: Der Bergkamm Laper-

nigspitze – Speiereck, das Taurachtal oberhalb Mauterndorf, der Bergkamm Tauernhöhe – Gurpitscheck – Fanninghöhe, Teile des Weißpriachtales sowie der Katschberg und der St. Peterwald im Liesertal. Darüber liegen im E die Hauptkristallinkörper der Ostalpinen Schubmasse, und zwar im N die Schladminger Gneisdecke mit der Lessacher Phyllonitzone und im S das Nock-Kristallin.

Das Gebiet weist einheitliches NW-Streichen der Gesteine mit Fallen der s-Flächen nach NE und Vergenz nach NE auf. Nur im Raume Speiereck – Mauterndorf – St. Michael/Lungau vollzieht sich das Umschwenken des Streichens über N–S zu NE mit Fortsetzung zum Katschberg und Liesertal, wobei das Fallen der s-Flächen nach SE umdreht.

Die Hauptlineation (Elongation der Gesteinsgemengteile) und zugleich Hauptfaltenachse neigt sich im Gesamtgebiet recht einheitlich flach bis mittelsteil nach SE. Sie wird von einer jüngeren Knitterung um NE-Achse überprägt (Abb. 2).

Der Hauptfaltenachse entspricht das Bewegungsbild der Falten, Schuppen und Teildecken. Sie sind zunächst als Gleitdecken und dann als Schlepdecken (TOLLMANN, 1968, p. 33), gleitend auf den bildsamen penninischen Schiefen und sich von oben keilförmig lokal zwischen diese einschiebend, zu deuten. Mitgeschleppt wurden sie während des NE-vergerten Tangentialtransportes des aufgeschobenen kristallinen Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse, welche im Arbeitsgebiet durch die Teilkörper der Schladminger Gneisdecke und des Nock-Kristallins repräsentiert ist.

Die Schichtfolge des Radstädter Deckensystems umfaßt das Basement mit vorwiegenden Paragneisen (häufig alpidisch retromorph), altpaläozoischen Phyllit mit Schwarzschiefer und Conodonten-führenden Karbonatgesteinen, Perm in Ausbildung von Phyllit und Alpinem Verrucano, Trias in Tethysfazies, ebenso Jura mit Kalk-, Schwarzschiefern, Hornsteinquarziten, Breccien und eventuell Jüngerer (?Kreide), mit progressiver alpidischer Metamorphose (Grünschieferfazies) der permomesozoischen Schichten.

Die Gliederung des Radstädter Deckensystems in Teildecken wurde zuletzt von TOLLMANN (1977, Abb. 30; 1980, Fig. 24) vorgenommen und kann für den hier bearbeiteten Raum im wesentlichen beibehalten werden. Auf Grund meiner Untersuchungen ergeben sich kleine Änderungen, die im folgenden zunächst in Übersicht gebracht werden, während die zugehörigen Detailbeobachtungen den nachfolgenden Kapiteln zu entnehmen sind. Von unten nach oben handelt es sich um folgende tektonische Körper:

Die Speiereckdecke TOLLMANN's mit ihren Keilen in den penninischen Schiefen rechne ich hauptsächlich zur Nordrahmenzone der Hohen Tauern (siehe oben!). Nur am Speiereck selbst liegt eine größere Basalschuppe der Hochfeind-Weißeneckdecke vor, die ich im Sinne von CLAR (1937, p. 298, 302–303) als Speiereckschuppe von der Nordrahmenzone trenne und dem Radstädter Deckensystem zuteile. Teilweise geht sie unscharf in den stratigraphisch verkehrten Liegend-schenkel der Hochfeind-Weißeneckdecke über und streicht mit diesem zusammen zur Tschaneckschollenzone des Radstädter Deckensystems im Katschberggebiet und Liesertal weiter.

Die Hochfeinddecke TOLLMANN's stimmt gut mit meiner Hochfeind-Weißeneckdecke oder kurz Weißeneckdecke überein. Ein Unterschied in der tektoni-

schen Interpretation besteht insoferne: Ich sehe in dieser Decke in meinem Arbeitsgebiet eine Tauchfalte mit dem Basement als Antiklinalkern und mit verkehrtem Liegend- und aufrechtem Hangendschenkel der triadischen Schichtglieder. TOLLMANN beschränkt diese Decke auf eine aufrechte Schichtfolge über dem Basement.

Verhältnismäßig unwichtig ist die verschiedene Benennung. Der Name „Hochfeinddecke“ TOLLMANN's ist sicher gut, weil er kurz, unmißverständlich und wegen der zentralen Lage des Hochfeindgebietes in den S-Radstädter Tauern und seiner bemerkenswerten Obertrias-Jura-Stratigraphie großen Bekanntheitsgrad besitzt und verdient. Es gibt ja Verwechslungsmöglichkeiten zwischen „Riedinger“ Weißbeck und „Twenger“ Weißeneck. Das Letztgenannte ist namensgebend für die meines Erachtens bessere Bezeichnung dieser prächtigen tektonischen Einheit: „Hochfeind-Weißeneckdecke“. Im Hochfeindgebiet dominieren Obertrias und Jura, hingegen zwischen Weißeneck und Katschberg Basement, Unter- und Mitteltrias. Das macht sich auch landschaftlich bemerkbar. Das vorliegende Arbeitsgebiet wird morphologisch vom weißen Mitteltrias-Klotz des „Twenger“ Weißenecks (knapp außerhalb des Kartenblattes Tamsweg) und seiner streichenden Fortsetzung in den geringer mächtigen weißen Dolomitwänden bis zum Katschberggebiet beherrscht. Ich bin daher gewöhnt, für mein Arbeitsgebiet den Namen „Hochfeind-Weißeneckdecke“ oder einfach nur Weißeneckdecke zu gebrauchen.

Historisch pendeln die Namen für ein und dieselbe tektonische Einheit hin und her: „Hochfeind-Weißeneckdecke“ (UHLIG, 1908, p. 1405; KOBER, 1912c, p. 215; TOLLMANN, 1961a, p. A82) = „Weißeneckdecke“ (KOBER, 1912a, p. 454) = „Hochfeind-Weißeneck-Zug“ (CLAR, 1937, p. 302, 313). Die „Untere Radstädter Decke (Hochfeinddecke)“ umfaßt bei KOBER (1922a, p. 215) „den ganzen Zug vom Hochfeind über das Weißeneck bis zum Speiereck“. Jedoch macht dann KOBER (1955, p. 283) wiederum seine Untere Radstädter Decke zur „Weißeneckdecke“ und unterscheidet einen tieferen Teil dieser Decke am Speiereck von der „höheren Weißeneckdecke“ des Weißenecks und des Hochfeindgebietes.

Abweichend von TOLLMANN, der das Mesozoikum der Lantschfelddecke bei Tweng enden läßt, ziehe ich diese Sedimente 9 km weiter nach SE bis St. Gertrauden bei Mauterndorf. Sie bilden einen dünnen Linsenzug an der E-Seite des Taurachtales zwischen Purn und St. Gertrauden. Längs dieser Strecke stellen sie den Deckenscheider zwischen Basement der Lantschfelddecke (Twenger Kristallin im engeren Sinne = Twenglamelle) und Basement der Pleißlingdecke (Veitlamelle) dar. Der Augen-Granitgneis von Mauterndorf (Twenglamelle) biegt bei Begöriach in die Katschberg-Richtung ein (Abb. 1).

Die Pleißlingdecke läßt TOLLMANN bei Purn, 2 km SE Tweng auskeilen. Ich ziehe sie 6 km weiter bis Veitl (N Mauterndorf). Dem schon von TOLLMANN aufgefundenen Basement dieser Decke im „Ahorngraben“ W Rauchkogel, 2,4 km NNW Tweng, schließe ich die Veitl-Kristallinlamelle an, die längs der E-Seite des Taurachtales vom Ortsgebiet Tweng bis Veitl reicht. Ein anisischer Linsenzug in ihrem Hangenden (Mahldwald bis Veitl) markiert die Grenze zum mächtigen Lantschfeldquarzit der darüber folgenden Schuppenzone des Moserkopfes unter dem Fanningphyllit. Nebenbei sei bemerkt, daß der namensgebende Berg: Großer Pleißlingkeil auf dem neuen Kartenblatt Muhr mit scharfem „ß“ geschrieben wird und ich daher diese Schreibweise gegenüber der traditionellen Form „Pleisling“ bevorzuge.

Zur Trias der Kesselspitzdecke TOLLMANN's habe ich nichts Neues anzumerken. Daß an ihrem Aufbau auch Kristallin beteiligt sei (Legende zur tektonischen Kartenskizze TOLLMANN's [1977, Abb. 30; 1980, Fig. 24]), ist mir unbekannt und dürfte eher ein Druckfehler sein.

Die von mir beobachtete Moserkopf-Schuppenzone zwischen dem Purngraben ESE Tweng und dem Moserkopf N Mauterndorf stellt eine Digitation innerhalb

der stratigraphisch verkehrten Liegendserie des Fanningphyllites dar. Ich fand hier eine Liegendfalte SW Fanninghöhe und eine 3 km lange Gneislamelle (? Porphyroid) im Bereich des Moserkopfes).

Den mehrere 100 m mächtigen und 45 km langen, altpaläozoischen Phyllitkörper am E-Ende des Tauernfensters (von Edling NW Spittal/Drau bis zum Gebiet der Paßhöhe des Radstädter Tauern), der dann auch weiter NW in den N-Radstädter Tauern beschrieben wird (ROSSNER, 1979, p. 258), bezeichnet TOLLMANN als „Quarzphyllitdecke“. Im Zuge meiner Beobachtungen im Gebiet des Fanningphyllites (Gebirgskamm: Tauernhöhe – Gurpitscheck – Fanninghöhe) konnte ich auf Grund petrographischer Kriterien einen Teil des „Quarzphyllites“ TOLLMANNs dem Perm (Alpinem Verrucano) zuordnen, der Rest verbleibt beim altpaläozoischen Phyllit, der neben den conodontenführenden Karbonatgesteinslinsen in diesem Gebiet besonders durch Schwarzschieferlagen gekennzeichnet ist (EXNER, 1986, p. 442).

SLAPANSKY & FRANK (1987, p. 246) haben diese Gliederung bereits übernommen und nennen den beim Altpaläozoikum verbleibenden Anteil: „dark quartzphyllite“. Er keilt gegen N bei Obertauern aus und findet sich nicht mehr in den N-Radstädter Tauern E Taurachbach. Den im Gebiet des Gurpitschecks vorhandenen altpaläozoischen Phyllit wollen sie primär-stratigraphisch mit dem überlagernden Gneis des Gurpitscheckgipfels verbinden und bezweifeln damit die Selbständigkeit einer Quarzphyllitdecke. Ähnliche Vorstellungen in stratigraphisch, dem damaligen Kenntnisstand entsprechend modifizierter Form (Quarzphyllit mit vermeintlichem Karbon) entwickelte bereits KOBER (1938, p. 38): „Die Quarzphyllite liegen als eine Art verkehrter Grauwackenzone zwischen dem verkehrt liegenden Mesozoikum und dem verkehrt liegenden Schladminger Massiv“.

Ich selbst habe eine „Quarzphyllitdecke“ niemals angenommen, da mesozoische Deckenscheider zwischen altpaläozoischem Phyllit und auflagerndem Kristallin fehlen. Allerdings kommen an der Grenzfläche beider geologischer Körper Mylonite vor, die auf einen beträchtlichen Reibungshorizont hinweisen und auch großtektonische Transporte nicht ausschließen.

Ich meine, daß die Diskussion um die Quarzphyllitdecke TOLLMANN's erst in Verbindung mit petrographischen Beobachtungen zur Trennung altpaläozoischer und permischer Phyllite in dem weiten Ausbreitungsgebiet von sogenanntem „Quarzphyllit“ der N-Radstädter Tauern zielführend sein wird.

Von dem mittelostalpinen (Schladminger) Kristallin TOLLMANNs trenne ich meine Weißpriach-Gneislamelle ab und rechne sie zum Radstädter Deckensystem. Sie streicht NW, verläuft in meinem Arbeitsgebiet von Vorderweißpriach über das Gurpitscheck zum Tscheibitschsee und außerhalb des Arbeitsgebietes nach NW fortsetzend, zur Berggruppe um die Seekar Spitze (EXNER, 1986, p. 441). Beiderseits der Weißpriacher Ache im Raum Ulnhütte (N Tscheibitschsee und Gebiet um die Obere Niederrainhütte) liegt die Trias primär-stratigraphisch transgressiv auf dem Gneis der Weißpriachlamelle. Tektonisch eindeutig gehört diese Trias zur Weißpriachlamelle und nicht zu einer Quarzphyllitdecke, da entsprechende Gesteine zwischen Basement und transgressiv auflagernder Trias fehlen. Diese Trias bildet im Arbeitsgebiet den aufrechten Liegendschenkel der N-vergenten Kalkspitzenmulde. Der

nach S auskeilende Faltenschluß und ein Teil des stratigraphisch verkehrten Hangendschenkels mit der überlagernden Schladminger Gneisdecke befindet sich im Arbeitsgebiet zwischen Uln- und Oberer Niederrainhütte.

Ich ziehe also die Grenze zwischen Radstädter Deckensystem und Schladminger Gneisdecke, die mit einem enorm ausgedehnten permotriadischen Liegendschenkel (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1) zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse gehört, längs der Kalkspitzensynklinale. Diese Grenzziehung hat schon KOBER (1938, p. 37) in Betracht gezogen: „Es ist nicht klar, wo die Grenze gegen die obere ostalpine Serie zu ziehen ist. Es könnte die tief nach Süden eindringende Kalkspitzensynklinale die Grenze sein“.

4.1.3. Die Gneislamellen des Basement

Ihnen gilt meine besondere Aufmerksamkeit. Es handelt sich vorwiegend um alpidisch regressiv metamorphe (diaphthoritische) Paragneise, untergeordnete Orthogneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzite und Phyllite eines voralpidischen, teils paläozoischen, teils wahrscheinlich präkambrischen Grundgebirges (Basement). Stoff- und Formrelikte des voralpidischen Starkwirkungsbereiches wie Staurolith, Biotit, brauner Amphibol, Granat, grobschuppiger Helglimmer, alter Plagioklas (großer, annähernd idiomorpher, häufig gefüllter Albit mit polysynthetischer Verzwilligung vom Typus Plag III) und Kalinatronfeldspat sind örtlich erhalten geblieben. Die postkristalline Deformation dieser Minerale ist im allgemeinen kräftig. Die alpidische Rekristallisation beschränkt sich auf Minerale der Epizone wie Serizit, Chlorit, Phengit, Stilpnomelan, farblosen Amphibol (Grammatit), neuen Albit (meist klein, xenomorph, häufig ungefüllt und nur wenig oder nicht verzwilligt vom Typus Plag II und I).

Da es sich auch um die Gesteine handelt, an denen erstmals in der Geschichte der Geologie die regressive Metamorphose (Diaphthorose) beschrieben und definiert wurde, soll auch die wissenschaftsgeschichtliche Erforschung dieser Gneislamellen nicht zu kurz kommen. Neben der petrographischen Problematik hatte ja auch die tektonische Zuordnung der einzelnen Gneislamellen im Laufe der Zeit recht verschiedene Interpretationen erfahren.

Die folgende Darstellung schreitet von tektonisch unten nach oben fort (Abb. 1, Signaturen A bis F; Abb. 12).

Sie beginnt mit den Problematica: Speiereck- und Tschanecklamelle, die nur wegen ihrer Struktur und tektonischen Position, keineswegs leider auf Grund eindeutiger mineralogischer Stoff- oder Formrelikte als Phyllonite nach Gneis und Glimmerschiefer interpretiert werden.

Vorzüglich entwickelt hingegen ist die Großecklamelle. Von älteren Autoren wurde sie meist unscharf vom „Twenger Kristallin“ im weiteren Sinne (alter Sammelbegriff für das Basement unterostalpinen Decken der Radstädter Tauern) abgegrenzt.

Die Twenglamelle (Twenger Kristallin im engeren Sinne) ist die wichtigste und bekannteste. Sie enthält den klassischen Fundpunkt von BECKE's diaphthoritischem Gneis (am Fußsteig von Tweng zu den Ernsthütten) und den altbekanntesten Augen-Granitgneis von Maurterdorf.

Die Veitllamelle ist ein neuer Begriff. Sie umfaßt Paragneis und Amphibolit im Ortsgebiet von Tweng sowie NW und SE dieser Ortschaft bis zum Veitl (N Mauterndorf). Sie wurde bisher teilweise zur Twenglamelle gerechnet.

Von den Gneislamellen im Katschbergphyllit wurden nur die beiden wichtigsten in die geologische Karte des mittleren Lungaus aufgenommen.

Die 800 m mächtige Weißpriachlamelle zeigt bezüglich Stoffbestand (vorherrschende diaphthoritische Paragneise), Stratigraphie (Basement der transgredierenden Kalkspitzentrias) und Tektonik (NW streichende Faltenachsen) eine innige Verwandtschaft mit den Gneislamellen der Radstädter Tauern, so daß ich sie diesen zurechne. Bisher hatte man sie als Basis der Schladminger Gneise aufgefaßt.

4.1.3.1. Speiereck-Gneislamelle

Diesen Namen schlage ich für das Basement des Mesozoikums der Speiereckschuppe vor. Es handelt sich um ein phyllitisches Gestein mit makroskopisch lentikulärer Struktur eines Gneises. Da sichere mineralogische Relikte des Eduktes fehlen, kann das problematische Gestein als fraglicher Gneisphyllonit bezeichnet werden. Es ist mit 20 m Mächtigkeit und 1,7 km streichender Länge am N-Kamm (Abb. 8, Figur 3, Signatur 11; Abb. 10, Figur 1, Signatur 11) und an der E-Flanke des Speierecks aufgeschlossen (z. B. 250 m NE P. 2121 unter dem Lantschfeldquarzit mit Position von s: 50/14 SE und Lineation: 114/12 SE). Siehe Abb. 18, Figur 6, Signatur 4!

Dieses mutmaßliche Speiereck-Kristallin trägt den Lantschfeldquarzit der Speiereck-Gipfelpartie. Diesem sind an der E-Flanke des Berges Schollen von Rauwacke und Dolomit eingelagert. Darüber folgt die petrographisch einwandfreie Großbeck-Gneislamelle, die den wasserscheidenden Kamm zwischen Trogbach und Murtal bei P. 2121 aufbaut. Ich interpretiere daher die Speiereck-Gneislamelle nur als eine tiefere lokale tektonische Abspaltung der Großbeck-Gneislamelle.

Petrographisch erweist sich der fragliche Gneisphyllonit der Speiereck-Gneislamelle am N-Kamm dieses Berges in SH. 2330 m (Abb. 8, Figur 3) als Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer. Es ist ein klein- bis mittelkörniger, beinahe ebenflächiger, recht kompakter, grünlich grauer, gebänderter und spitzwinkelig im cm-Bereich gefalteter Schiefer. 5 mm große farblose bis hellgrüne Augen und entsprechende helle gewellte Lagen lassen ein ehemaliges Gneisgefüge mit größeren Feldspat-Augen und -lagen vermuten. Die elongierten Serizite und Chlorite markieren eine deutliche Lineation, welche zugleich die Achse der Kleinfalten darstellt.

Mit dem Dünnschliff (Se 2933) läßt sich die Herkunft aus Gneis nicht beweisen. Hauptgemengteile: Albit mit den Typen Plag I und II. Ungefüllt. Granoblastische Kleinkörner. Optisch ungestörte Einfachzwillinge und Zwillingslamellen. Postkinematische Kristallisation. Hellglimmer. Chlorit. Quarz. Intergranular sind zwischen den Hellglimmerblättchen reichlich feinkörniger Opazit und Titanit eingelagert, welche die megaskopisch schwarze Farbe mancher Schichtsilikatlagen des Gesteines bedingen.

Ferner: Epidot (farblos) mit braunen Orthitkernen. Stilpnomelan, Hämatit und Karbonat.

Genese: Der Albit scheint eine alpidische Neubildung auf Kosten größerer Alter, im Gefüge angedeuteter Oligoklase darzustellen. Die Opazit- und Titanitanreicherung dürfte durch Entmischung des primären Biotits bei dessen Umwandlung zu Hellglimmer erfolgt sein.

Ob man dem Orthit genetische Bedeutung als Relikt von Gneis im Gegensatz zu orthitfreiem, progressiv metamorphem Phyllit nach Tonschiefer, wie es BECKE (1909a, p. 1063; 1909b, p. 373) für Gesteinsproben der Twenglamelle vorschlug, beimessen soll, ist eher ungewiß. Der in unserem Gestein vorhandene Orthitkern im Epidot mag eventuell ein zusätzliches Argument, aber keinen schlüssigen Beweis für das vermutliche Gneis-Edukt des vorliegenden Phyllonites liefern.

Historisches: KOBER meinte zunächst, als tiefste Radstädter Teildecke eine „Speiereckdecke“ zu erkennen (UHLIG, 1908, p. 1387, 1404–1405; KOBER, 1912a, p. 454; 1912c, p. 528). Später gibt er diesen Begriff auf und schreibt, daß die Weißeneckdecke bis zum Speiereck reicht. Der Gipfelbau des Speierecks bildet einen „wirren Haufen, der als Riesenmylonit bezeichnet werden könnte“ (KOBER, 1922a, p. 215–216). Auch CLAR (1937, p. 298, 302–303) verbindet die Speiereckschuppe mit dem Weißeneckzug, da beide tektonisch höher liegen als der Schareck-Kalkschieferzug. Die Speiereckschuppe bildet eine etwas tiefere Kulisse des Weißeneckzuges. Durch das Umbiegen des Streichens im Gebiet des Speierecks von SE über N–S zu SW kommt es zur Ablenkung der Speiereckschuppe.

Meine Speiereck-Gneislamelle von der Scharte im Speiereck-N-Kamm bis W Trogalm kartierte WEIDL (1950, geolog. Karte 1 : 25.000) erstmals richtig. Ihr Gestein bezeichnete er allerdings als Quarzphyllit. Er rechnet ihn zur „Speiereckdecke“, womit er den Schichtstoß unter der Verkehrtserie im Liegenden des Großbeck-Kristallins meint. TOLLMANN (zuletzt 1980, p. 224–225, Fig. 24 und 25) spricht sich gegen eine verkehrte stratigraphische Serie unter dem Großbeck-Kristallin aus und bezeichnet den gesamten unterostalpinen Schichtstoß unter diesem Kristallin als Speiereckdecke, die weiter W in den Radstädter Tauern fortsetzt und daher eine langhinstreichende echte Decke darstellt. HÄUSLER (1985, p. 299–300) macht hingegen auf die schon von KOBER, EXNER und PREY unter dem Großbeck-Kristallin beobachtete, stratigraphisch verkehrte Serie aufmerksam.

Ich halte, wie bereits oben erwähnt, die Speiereck-Gneislamelle für eine tektonisch tiefere Abspaltung der Großbeck-Gneislamelle und dementsprechend auch das geringmächtige mesozoische Schichtpaket am Speiereckgipfel im Sinne von CLAR (1937) nur für eine tiefere tektonische Schuppe (= Speiereckschuppe) der Weißeneckdecke.

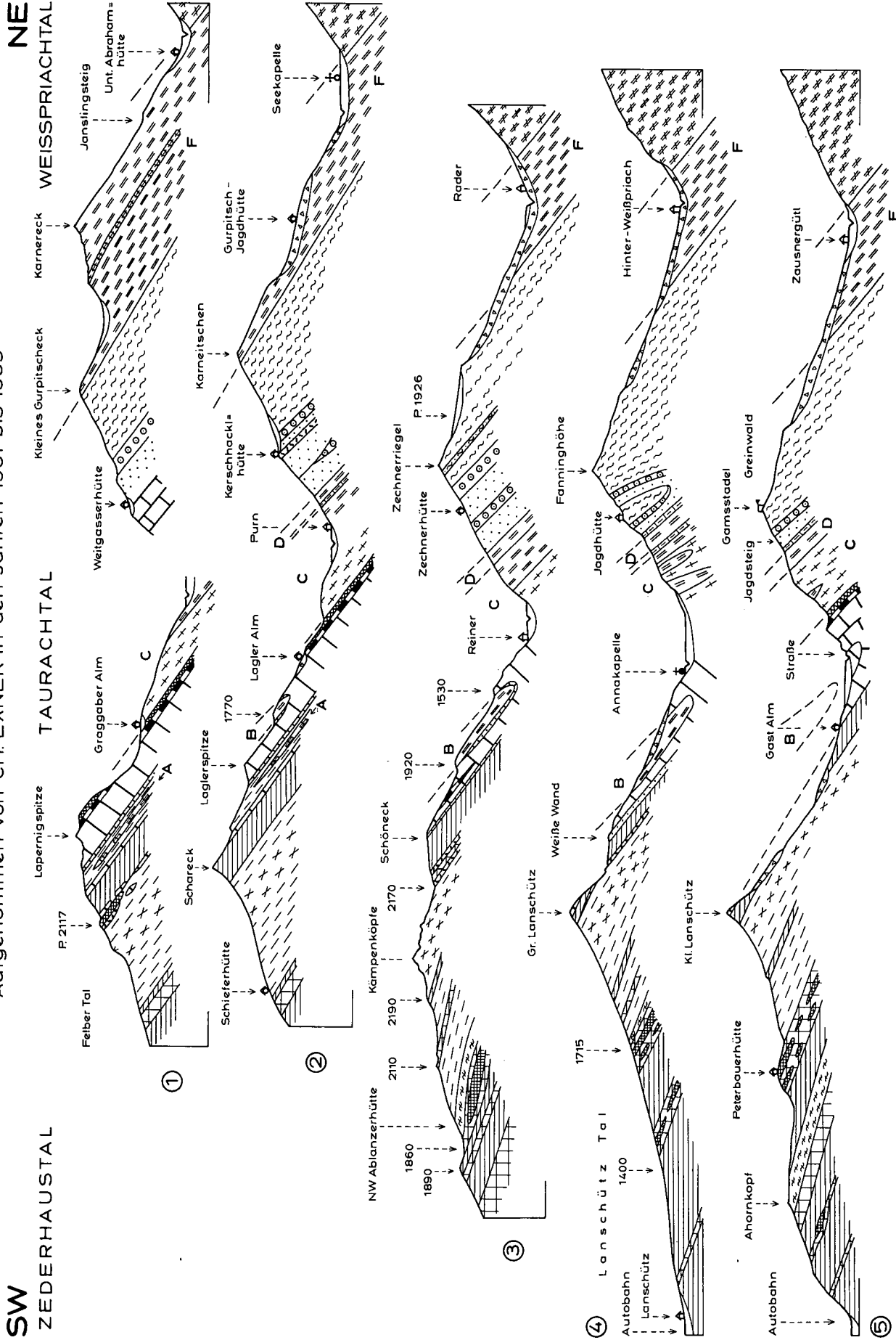
4.1.3.2. Tschaneck-Gneislamelle

Als solche bezeichne ich Phyllonite und Phyllonitquarzite, die vermutlich aus Paragneis hervorgegangen sind. Sie stehen in drei Vorkommen im Gebiete des Tschanecks (W Katschberg) an und sind in der geologischen Karte des mittleren Lungaus mit der Signatur „Paragneis“ eingetragen.

Früher wurden sie zum „Katschbergschiefer“ und „Quarzphyllit“ gerechnet (BECKE, 1908, Tafel 1, Signatur 12; EXNER, 1944, Figur 4, Signatur 6; NOWOTNY, 1976, Beilage 1). Meine derzeitige Interpretation als reomorpher Paragneis gründet sich auf die strukturelle Ähnlichkeit mit den sicheren diaphthoritischen Gneisen der Großbecklamelle (siehe unten) und auf die entsprechende analoge tektonische Position (Assoziation mit den mesozoischen Schichtgesteinen der hier fortsetzenden Weißeneckdecke: Lantschfeldquarzit und Mitteltriasdolomit). Ich fasse die Tschaneck-Gneislamelle somit als die lückenhafte tektonische Fortsetzung des Basement der Weißeneckdecke (Großbeck-Gneislamelle) auf.

Das größte der eingangs erwähnten Vorkommen befindet sich an der Tschaneck-ESE-Flanke zwischen SH. 1935 und 1755 m (Abb. 13, Signatur 29). Das Tschaneck-Kristallin ist hier 40 m mächtig und kontinuierlich am Isoklinalhang aufgeschlossen. Es überlagert unmittelbar den Mitteltriasdolomit, über dem es in SH. 1935 m aushebt (beim Skilift). Derselbe Dolomit tritt unter dem Kristallin in SH. 1755 m wiederum zu Tage (künstlicher, 2 m hoher Aufschluß bei den neu er-

PROFILE DURCH DIE RADSTÄDTER TAUERN BEI MAUTERNDORF
 Aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1981 bis 1985



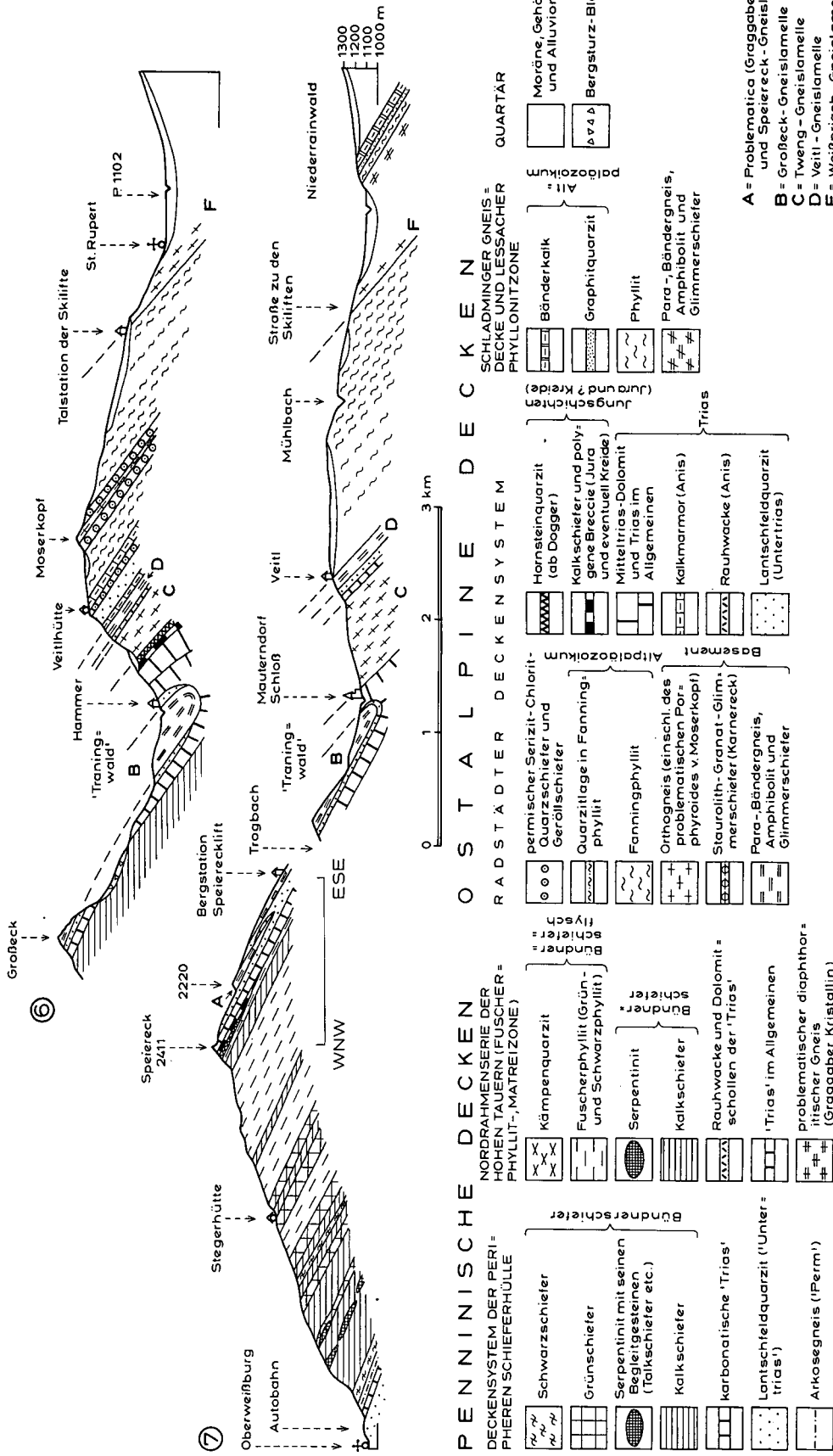


Abb. 12. Profile durch die Radstädter Tauern bei Mauterndorf.

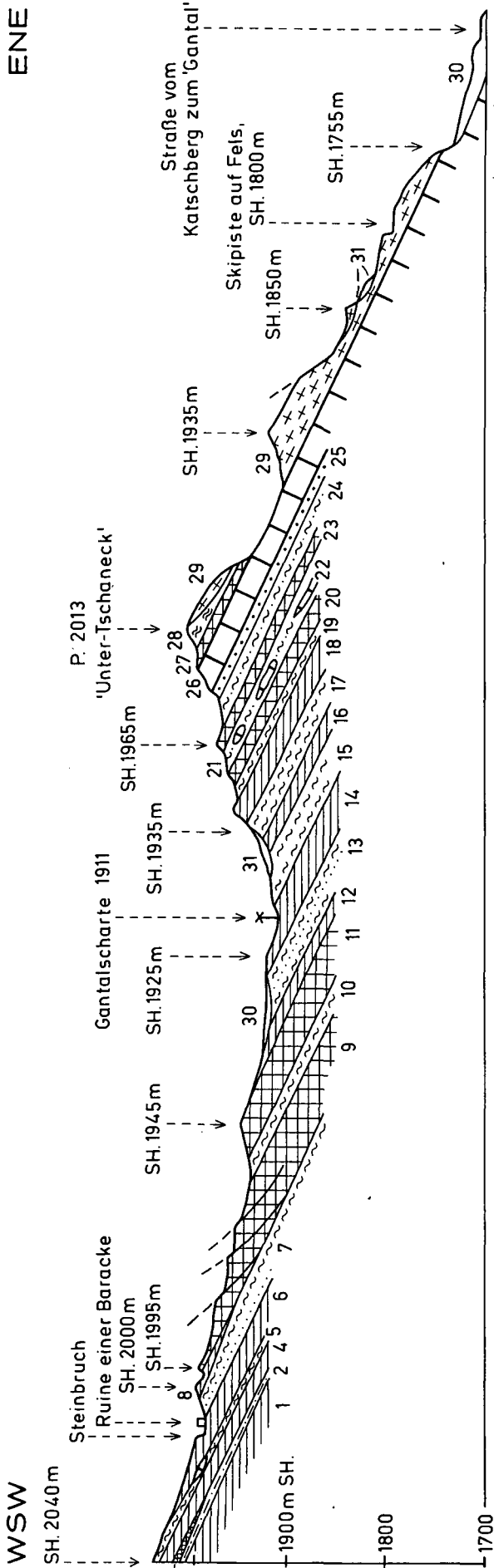


Abb. 13.
 Profil längs des Grenzkammes Salzburg – Kärnten, W Katschberg.
 Periphere Schieferhülle: 1 = Kalkschiefer (Anschluß an Hafnergruppe: EXNER, 1971a, Abb. 14, Signatur 11); 2 = vom Liegenden zum Hangenden: Schwarzschiefer, Albitblatenschiefer (1 m), Lantschfeldquarzit (2 m), Schwarzschiefer (2 m); 3 = Strahlsteinfels (0,3 m); 4 = Kalkschiefer, 5 = Schwarzschiefer mit 1 m dicker Dolomitlinse; 6 = Kalkschiefer (1 m), Lantschfeldquarzit (2 m), Schwarzschiefer (4 m); 7 = Schwarzschiefer (4 m); 8 = Kalkschiefer (30 m), s. 10/25 E, Lineation: 140/19 SE, Bergerreißungsspalten und beginnende Lockerung von Hanggleitsschollen; 9 = Grünschiefer (20 m), s. 20/29 E, Lineation: 120/8 SE; 12 = Kalkschiefer; 13 = Schwarzschiefer (20 m) mit nachtriadischem Quarzit; 14 = Kalkschiefer (10 m); 15 = Schwarzschiefer (6 m); 16 = Kalkschiefer (12 m), Fundort der Pseudofossilien von CORNA (EXNER, 1974, p. 335); 18 = Kalkschiefer (15 m), mit Lagen von kalkhälligem Schwarzschiefer; 19 = Schwarzschiefer (6 m); 20 = Grünschiefer (5 m), mit Lagen von Kalkschiefer; Rahmenzone (Matreizeone): 21 = Grünphyllit (5 m); 22 = Dolomitschollen dm-dick, im Grünphyllit; 23 = Grünschiefer (3 m) mit Kalkschieferlagen; 24 = Grünphyllit (10 m). Radstädter Deckensystem: 25 = Lantschfeldquarzit (2 m), s. 110/14 N, Lineation alt: 108/horizontal, Faltenachse neu (Knitterung): 38/11 NE; 26 = Mitteltriasdolomit (25 m) hellgrau bis farblos; 27 = Grünschiefer (8 m); 28 = Katschbergphyllit (8 m); 29 = Tschaneck-Gneislamelle (40 m), s. 150/22–42 E. Quartär: 30 = Moräne; 31 = Bergsturzblockwerk.

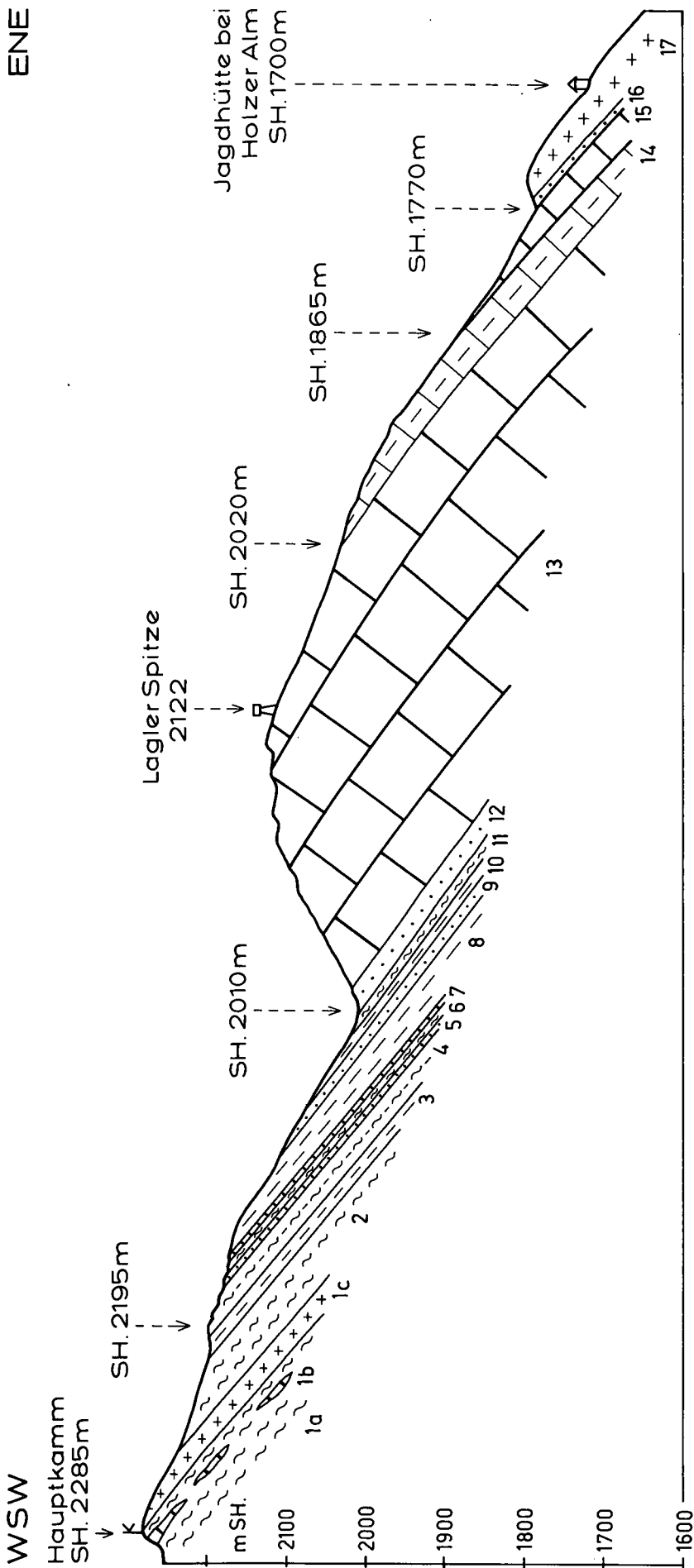


Abb. 14.
 Profil durch die Laglerspitze.
 Oberer Grünphyllit der Rahmenzone: 1a = Grünphyllit; 1b = Dolomitschollen mit 2 m Ø; 1c = Graggaber Kristallin (30 m); 2 = Grünphyllit (50 m); 3 = Kalkschiefer (10 m);
 4 = Kalkschiefer mit Schwarzschiefer wechsellagernd (30 m); 5 = Quarzit (3 m); 6 = Schwarzschiefer (1 m); 7 = Quarzit (1 m); 8 = Kalkschiefer (15 m), s. 110/37 NE, Lineation:
 87/19 E; 9 = Quarzit (8 m); 10 = Kalkschiefer (5 m); 11 = Schwarzschiefer (5 m); 12 = Lantschfeldquarzit (8 m); 13 = Dolomit, s. 145-168/44-50 E; 14 =
 grauer Kalk, s. 132/29 NE, Lineation: 92/16 E; 15 = grauer Dolomit, teilweise geschiefert und mit endogener Breccie; 16 = Lantschfeldquarzit (5 m); 17 = Granodioritgneis der
 Großbeck-Gneislamelle.

bauten Häusern, 50 m über der „Gantalstraße“). Bei SH. 1850 m befindet sich eine gekippte, 8 m hohe Felspartie des Kristallins mit reichlichem Bergsturzblockwerk. Bei SH. 1800 m quert die neue Skipiste den anstehenden Kristallinfels. Hier befinden sich derzeit frische künstliche Aufschlüsse (Sprengungen im Fels), die einen vorzüglichen Einblick in den diaphthoritisches Paragneis liefern.

Der unterlagernde Mitteltriasdolomit ist 25 m mächtig, steht W der Kristallindeckscholle an und erweist sich durch Hangtektonik als teilweise verrutscht und gekippt. Eine N-S streichende Bergzerreißungsspalte quert den Hang in SH. 1920 bis 1980 m. SE vom Dolomit steht typischer Lantschfeldquarzit an, der hier eine stratigraphisch verkehrte Serie andeutet: Dolomit (unten) – Lantschfeldquarzit (Mitte) – Kristallin (oben). Über dem Kristallin lagert die Hauptmasse des alpaläozoischen Katschbergphyllites.

Die beiden, eingangs erwähnten, kleineren Kristallinvorkommen befinden sich an der NE-Flanke und in der Gipfelregion von P. 2013 („Unterschaneck“). Die Skipiste der NE-Flanke liefert an künstlichen Aufschlüssen diaphthoritisches Paragneis mit teilweise erhaltenem Biotit.

Im allgemeinen ist aber zu betonen, daß das Ergebnis der mikroskopischen petrographischen Untersuchung kaum exakte Beweise für die Diaphthorose nach Paragneis bietet. Meine Interpretation stützt sich vor allem auf die makroskopische Struktur und die die tektonische Position der Gesteine:

Serizit-Plagioklas-Quarz-Gneis

Fundort: Skipiste in SH. 1980 m, 150 m NE P. 2013 („Unterschaneck“). Ebenflächig-parallelschiefriges, sehr kompaktes, feinkörniges hellgraues Gestein mit straffer Lineation der Serizitzüge. Unfrisch durch Anwitterung (Löcher und braune Oxidationsflecke).

Dünnschliff (Se 2985): Hauptgemengteile: Hellglimmer, Plagioklas (Plag I und II, 0,12 mm Ø, Zwillinglamellen nach Albitgesetz) und Quarz. Accessoria: Chlorit, Opazit, Zirkon und Limonit. Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Bio-Hgl-Plag-Qu-Paragneis.

Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer

Derselbe Fundort. Recht kompaktes, ebenflächig parallelschiefriges Gestein. Biotit und Hellglimmer sind freisichtig erkennbar. Elongierter Biotit bedingt deutliche Lineation. Die Korngröße des Gesteines beträgt 0,5 bis 2 mm. Die Anwitterung bedingt zahlreiche Löcher, die durch ausgewitterten Feldspat bedingt sein dürften.

Dünnschliff (Se 2986): Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis braun, teilweise chloritisiert), Hellglimmer und Quarz. Accessoria: Chlorit, Opazit, Apatit, Turmalin und Limonit. Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Bio-Hgl-Plag-Qu-Paragneis.

Biotit-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer

Derselbe Fundort. Dunkelgrauer, teilweise silbrig glänzender, schwach gewellter, recht kompakter Schiefer. Freisichtig sind 1 mm große Biotitreste erkennbar. Serizit und Chlorit markieren eine deutliche Lineation.

Dünnschliff (Se 2984): Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis braun, größtenteils zu Chlorit umgewandelt), Hellglimmer, Chlorit und Quarz (nur mäßig verzahnt und undulös, länglich parallel s, mitunter mit Böhm'scher Streifung, zahlreiche Porenzüge). Accessoria: Turmalin, Limonit. Es fehlt Feldspat. Genese: Regressiv metamorpher Biotit-Hellglimmerschiefer.

Serizit-Chlorit-Quarzit

Fundorte: Tschaneck-ESE-Flanke, Skipiste in SH. 1860 m (Se 3160) und 1800 m (Se 2983). Grauer,

teilweise silbrig glänzender, sehr kompakter, ebenflächig parallelschieferiger Quarzit. Die Elongation von Serizitaggregaten (5 mm Ø) und Chlorit bewirkt eine straffe Elongation. 1 mm großer Turmalin ist freisichtig erkennbar.

Dünnschliffe: Hauptgemengteile: Hellglimmer (auch Querhellglimmer vorhanden), Chlorit und Quarz (mäßig verzahnt, stark undulös). Accessoria: Ilmenit, Apatit, Opazit, Hydrobiotit, Turmalin und Limonit. Es fehlt Feldspat.

Genese: Wahrscheinlich Phyllonitquarzit nach Biotitparagneis.

Schließlich sei darauf verwiesen, daß ein tektogenetischer Zusammenhang (Olistolith oder Digation) mit der petrographisch noch ärmeren, aber ähnlichen, jedoch tektonisch tiefer liegenden Kristallinscholle am NE-Kamm des Tschanecks bestehen dürfte, die vorsichtiger Weise mit der Signatur: „Problematischer Phyllonit“ in der geologischen Karte des mittleren Lungaus vermerkt ist. Siehe Kapitel über die Rahmenzone des Tauernfensters S Mur!

Eine letzte Spur der Tschaneck-Gneislamelle befindet sich SW St. Peter im Liesertal mit 3 m mächtigem Serizit-Chlorit-Quarzit, der eventuell als diaphthoritischer Gneis zu deuten ist (Abb. 5, Figur 4, Signatur 6).

4.1.3.3. Großbeck-Gneislamelle

Sie bildet den nach E tauchenden Antiklinalkern der Weißeneckdecke. Sie ist 250 m mächtig und besitzt zwischen Laglerspitze-E-Kamm und St. Michael/Lungau eine mit Unterbrechungen aufgeschlossene, streichende Länge von 8 km. Landschaftlich tritt die Gneislamelle am Gipfel des Großbecks bei Mauterndorf (Funkturn, Bergstation des Bergliftes, Speiereckhütte des Alpenvereines) am deutlichsten in Erscheinung. Deshalb empfehle ich jetzt diesen Namen.

Bisher hatte ich diese Kristallinlamelle in meinen Aufnahmeberichten für die Jahre 1981 bis 1985 Troger Kristallin genannt; nach der Lokalität „Troglfrey“ am Speiereck-SE-Kamm (Alte Spezialkarte 1 : 75.000). Ich befürchtete nämlich eine Verwechslung mit dem nur wenige km weiter W gelegenen, gleichnamigen Berg der Hafnergruppe (Großbeck auf Kartenblatt Muhr, prächtiger Gipfel in der peripheren Tauernschieferhülle mit Falten der Schrovinserie). Heute erscheint mir die Gefahr der Verwechslung weniger wichtig. Die sonstigen, in die Literatur eingeführten Bezeichnungen: „Unteres Mauterndorfer Kristallin“ (STAUB, 1924, p. 179) und „Mauterndorfer Kristallin“ (WEIDL, 1950, p. 28) möchte ich nicht für die Großbeck-Lamelle empfehlen, da sie erfahrungsgemäß zur Verwechslung mit dem Mauterndorfer Augen-Granitgneis führen, der ebenfalls in dieser Ortschaft ansteht, jedoch zur Tweng-Gneislamelle gehört.

Die Weißeneckdecke erfährt SE Weißeneck, also im vorliegenden Arbeitsgebiet, eine bedeutende Verschwämmerung, wie schon CLAR (1937, p. 300) zeigte. Die mächtige blockförmige Entwicklung der mesozoischen Karbonatgesteine des Hochfeindes und Weißenecks mit der prächtigen Eigentektonik und den mächtigen breccienreichen Jungschichten wird hier zu einer dünnen, isoklinal NE fallenden Gesteinsplatte reduziert, die endlich S Speiereck zu den SE fallenden Boudins der Katschbergzone zerreißt. Im vorliegenden Arbeitsgebiet (S Lapernigspitze) „ist der widerspenstige starre Innenbau“ von Hochfeind und Weißeneck tektonisch überwältigt, laminiert, geschuppt und meines Erachtens (EXNER) auch stärker metamorph umkristallisiert worden (Fossilarmut!). Neben der Großbeck-Gneislamelle betei-

gen sich an der Zusammensetzung des im Arbeitsgebiet befindlichen Abschnittes der Weißeneckdecke „nun in höherem Maße Quarzit, Rauhwacke und Marmor neben nicht genau einordenbarem Dolomit, so daß hier im Gegensatz zum Westen anscheinend ein Streifen mit vorwiegend tieferer Trias verarbeitet worden ist“ (CLAR, 1937, p. 302).

Meine geologische Kartierung ergibt, daß das Kristallin der Großbecklamelle als Antiklinale in den Dolomit der Weißeneckdecke von oben her eintaucht und über dem Taurachtal nach NW aushebt.

Der Dolomit umrundet stirnförmig in Mauterndorf und beim Hammer die Großbeck-Kristallin-Tauchantiklinale. Diese erscheint dann W Annakapelle nochmals als Deckscholle im Dolomit der NE-Flanken von Weißer Wand, Schöneck und in der E-Flanke der Laglerspitze (Abb. 12, Profile 2 bis 7).

Zwischen Großbeck-Kristallin und Dolomit (vorwiegend Wettersteindolomit) lagert auf weiten Strecken Quarzit und teilweise auch Kalkmarmor. Diese Vorkommen möchte ich als Lantschfeldquarzit und Gutensteinkalk auffassen und denke, eine ursprünglich zusammenhängende stratigraphische Folge: Großbeck-Kristallin, Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk, Wettersteindolomit annehmen und somit eine Liegendfalte mit NE eintauchender Stirne konstruieren zu dürfen.

Allerdings ist dieser hauptsächlich Bauplan der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes durch zahlreiche Teilfalten, Abscherungen und Schuppen kompliziert. Es gibt mehrere Stellen, wo Jungschichten (jurassische Kalkschiefer, Karbonatquarzit und polygene Breccie) zwischen Großbeck-Kristallin und Dolomit lagern. Häufig fehlt der Gutensteinkalk zwischen Lantschfeldquarzit und Wettersteindolomit. Mitunter grenzt das Kristallin unmittelbar an den Dolomit an.

Vergegenwärtigt man sich den enormen und sehr unregelmäßigen Schuppenbau der unterlagernden Tauernschieferhülle, so wird man der kaum 500 m mächtigen, ostalpinen Weißeneckdecke des Arbeitsgebietes ebenfalls einen solchen zugestehen. Es darf aber doch als eine positive Erkenntnis beurteilt werden, daß sich im Umkreis des hier verhältnismäßig gut und teilweise sogar massig erhaltenen Großbeck-Kristallins zumindest der Rest einer auf dem Altkristallin transgredierenden Schichtfolge (Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk, Wettersteindolomit) und deren Deformation zur liegenden Tauchfalte erhalten haben.

Die Großbecklamelle besteht hauptsächlich aus Paragneis, Bändergneis (Abwechslung von Biotit-Hornblende-Lagen mit aplitischen Lagen), Amphibolit und deren Diaphthoriten (Phyllonite, Grünschiefer). Grobkörnige massige Orthogneise granodioritischer und quarzdioritischer Zusammensetzung und deren Mylonite und Phyllonite kommen 60 m mächtig bei der Holzeralm vor. Dm-dicke Aplitgneislagen sind weit verbreitet. Am Schöneck-NE-Kamm erreicht ein reiner Aplitgneiskörper 80 m Mächtigkeit. Grobkörniger Mikroklin-Augengneis vom Typus des zur Twenglamelle gehörenden Mauterndorfer Augengranitgneises tritt in der Großbecklamelle mit nur 10 m Mächtigkeit W Begöriach auf und markiert dort vielleicht eine unter den Talalluvionen begrabene Verbindung von Tweng- und Großbecklamelle.

Mittel- und feinkörnige Mikroklin- und Plagioklas-Augengneise sind in der Großbecklamelle recht selten. Ebenfalls mengenmäßig zurücktretend kommen ver-

schiedene, auch Granat führende Glimmerschiefer, Chloritoid-Quarzit und Graphitquarzit vor. Stilpnomelan ist ein häufiger Gesteinsgemengteil. Wenn eindeutige Reliktstrukturen (Relikte von Gneis, Glimmerschiefer) fehlen, bleibt die Einstufung mancher Chlorit-Serizit-Phyllite als Phyllonite oder als echte, progressiv metamorphe Phyllite mitunter fraglich, besonders an der Grenze zum altpaläozoischen Trogwaldphyllit.

Historisches: Das Gestein der Großbecklamelle wird von STUR (1854, Tafel 5, Profil 30) als grauackentartiger Schiefer und von VACEK (1882b, Manuskriptkarte) als Teil der Tauernschieferhülle angesehen. FRECH (1901, Geol. Karte und Fig. 21, 26) gibt bereits eine karten- und profilmäßig weitgehend richtige Darstellung, nennt aber das Gestein der Großbecklamelle „präkambrischen Quarzphyllit (Tonglimmerschiefer)“ und deutet die Lamelle als von unten auftauchende Antiklinale, die teilweise auf den Wettersteindolomit aufgeschoben ist. In UHLIG's Arbeitsgruppe behandelte KOBER den Speiereckkamm, wobei außer der Erkenntnis des Deckenbaues (Hochfeind-Weißeneckdecke) zunächst keine neue Detailbeobachtung, betreffend die Großbecklamelle, publiziert wird. Diese betrachtete man damals als einen Teil der von unten eingefalteten (eingewickelten) Decke der „Serizitquarzite, Serizitschiefer und Gesteine des Schladminger Deckenmassivs“ (UHLIG, 1908; KOBER, 1912a und b). Dabei werden erstmals Gneise und Diaphthorite in der Großbecklamelle bei Mauterndorf und in den Abhängen vom Speiereck nach St. Michael erwähnt (KOBER, 1912c, p. 528). Eine andere, unserer heutigen Auffassung nähere Interpretation bringt KOBER (1922a, p. 216, tektonische Übersichtskarte und Tektonogramm): Für das stratigraphische Grundgebirge der Radstädter Decken wird der Name „Twenger Kristallin“ geprägt. Das Kristallin des Großbecks wird als eine kurze, N Mauterndorf sogleich auskeilende Abspaltung und zugleich Teilkörper der Twenglamelle aufgefaßt. Dieser Teilkörper taucht am Großbeck und bei Mauterndorf von oben her in die Trias der Weißeneckdecke stirnförmig ein. Die Quarzite des Speierecks „sind im allgemeinen die Quarzite, die ins Liegende des darüber folgenden Twenger Kristallins gehören“. Da KOBER anscheinend die W-Seite des Taurachtales NW Mauterndorf nicht begangen hat, vernachlässigte er die schon von FRECH kartierte und erkannte Fortsetzung des Großbeck-„Quarzphyllits“ bis 5 km NW Mauterndorf (Holzeralm). So fehlt diese wichtige Kristallinlamelle bis heute auf den offiziellen geologischen und tektonischen Übersichtskarten der Republik Österreich 1 : 500.000 und 1 : 1.000.000.

STAUB (1924, p. 179 und tektonische Karte der Alpen) trennt die Großbecklamelle („Unteres Mauterndorfer Kristallin“) als Grundgebirgsteil seiner „Weißeneckschuppe“ ganz richtig von der Twenglamelle („Oberes Mauterndorfer Kristallin“) als Grundgebirgsteil seiner „mittleren Radstädter Decke“ ab und zeichnet beide schematisch weithinziehend durch. Auch WEIDL (1950a: Geolog. Karte 1 : 25.000) zieht schematisch, theoretisch richtig, die Großbecklamelle von St. Michael bis zur Holzeralm durch.

PREY (1938, p. 64) erkennt die liegende Tauchfalte des Großbecks: Auf dem diaphthoritischen Altkristallin des „Traningwaldes“ liegen an der Tauernstraße Quarzit und Dolomit. „Um das umbiegende Ende des Kristallins und des Quarzites herum verbindet sich der vorhin genannte Dolomit mit dem einer verkehrten Serie unter Kristallin und Quarzit, der in den Abhängen des Großbecks bei Mauterndorf ansteht“. Im NE-Abhang des Schönecks (Gebiet: Jh. Kastenmüller bis Holzeralm) findet TOLLMANN (1961a, p. A83) die NW-Fortsetzung des Kristallins vom Großbeck in Form von „Diaphthoriten nach Glimmerschiefern, Gneisen und bedeutenden Amphibolitlügen“, welche FRECH dort als Quarzphyllit kartiert hatte. TOLLMANN (1961 bis zuletzt 1980) faßt das Kristallin der Großbecklamelle als die tektonische Basis der Weißeneckdecke auf und weist die mesozoischen Schichtglieder unter der Großbecklamelle seiner Speiereckdecke zu. Die zahlreichen, von mir oben genannten Unregelmäßigkeiten (Einschaltung von Jungschichten zwischen Kristallin und transgressiver Trias etc.) bedingen seine Vorstellung eines Gleitdeckenbaues.

Ich bin wiederum zur Auffassung der nach NE abtauchenden Liegendfalte der Weißeneckdecke gelangt, deren tauchender Antiklinalkern die Großbeck-Kristallinlamelle im großen und ganzen mit manchen Komplikationen darstellt. Das Ausheben des Kristallins über der Stirnfalte des Wettersteindolomites der Weißeneckdecke als Fortsetzung der von PREY bei Mauterndorf erkannten Struktur konnte ich durch meine Kartierung der Weiße Wand-NE-Flanke und der Laglerspitze-E-Flanke belegen (EXNER, 1983, p. 319). Neuerdings hat auch HÄUSLER (1985, p. 300) auf die inverse stratigraphische Serie am Großbeck hingewiesen, jedoch weist er die Großbeck-Gneislamelle der Lantschfelddecke zu (HÄUSLER, 1988, Abb. 1, Figur c).

4.1.3.3.1. Petrographie

Da BECKE die Grobeck-Gneislamelle nicht untersuchte, KOBER und WEIDL nicht mikroskopierten („Altkristallin“ und „Quarzphyllit“ wurden hier von WEIDL nicht getrennt kartiert), so bringt die folgende Dokumentation meiner Beobachtungen erstmals entsprechende Ergebnisse.

Betrachten wir zunächst die mengenmäßig zurücktretenden Orthogneise, so beginne ich mit einem grobkörnigen Granodiorit, den ich bei der Holzeralm auffand und im vorläufigen Aufnahmebericht zunächst unzutreffend als Monzonit klassifizierte:

Granodioritgneis – Mylonit

Es handelt sich um 50 m mächtige grob- bis mittelkörnige, grün-weiß gefleckte, recht kompakte Gesteine mit flächigem Parallelgefüge und mit mehr oder weniger deutlicher Lineation. Freisichtig sind 4 mm große Feldspate (Albit und Schachbrettalbit), mehrere mm lange, annähernd rechteckig begrenzte Chlorit-Epidot-Aggregate (wahrscheinliche Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende) und mitunter bis 4 mm große braune Titanitkristalle erkennbar.

Mikroskopisch erweisen sich die untersuchten Gesteinsproben aus den Felswänden N (Se 3000,3001) und ENE (Se 3060) Holzeralm als Mylonite. Die großen Feldspatleisten schwimmen in einem Zerreibsel (Mörtelgefüge), das hauptsächlich aus Quarz, Chlorit, Epidot und Feldspat besteht.

Gewöhnlicher Plagioklas ist der volumetrisch vorherrschende Feldspat. Es handelt sich um Albit. Im Schnitt senkrecht X und MP wurde 0 % An-Gehalt gemessen. Plag III, II und I. Komplexzwillinge häufig. Füllungstypen C und B sowie füllungsfreier Randsaum und auch füllungsfreie Einzelindividuen.

Schachbrettalbit tritt gegenüber dem gewöhnlichen Plagioklas volumetrisch zurück. Er bildet aber ebenfalls leistenförmige Großindividuen und häufig auch Randsäume um den gewöhnlichen Plagioklas. Stets handelt es sich um fertigen Schachbrettalbit ohne erhaltene Stoffrelieks des ursprünglichen Kalinatronfeldspates.

Quarz beteiligt sich an der Zusammensetzung des Mörtelgefüges. Mitunter treten anscheinend automorph begrenzte Aggregate als Reste ursprünglicher idiomorpher Großquarze auf.

Chlorit ist reichlich vorhanden.

Epidot zeigt häufig braune Kerne mit farbloser Hülle.

Ferner: Titanit (häufig mit Kernen von Rutil), Opazit, Karbonat, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithe im Plagioklas).

Hornblende-führender Granodiorit-Mylonit

In einem eher massigen Typus des grobkörnigen Granodioritgneis-Mylonites aus der Felswand N Holzeralm (Se 3002) sind freisichtig 4 mm große schwarzgrüne Hornblende-Prismen erkennbar.

Mikroskopisch handelt es sich um primäre braune Hornblende (Pleochroismus von grün bis dunkelbraun) mit staubförmiger opaker Fülle. Dünne sekundäre Randsäume bestehen aus farblosem ungefülltem Grammatit. Linsenförmig werden die Hornblenden von Chlorit-Epidot-Aggregaten umschlossen und durchdrungen. Das spricht für deren Natur als Pseudomorphosen nach Hornblende auch im jetzt Hornblende-freien Granodioritgneis (siehe oben!).

Der übrige Mineralbestand weicht kaum vom oben Genannten des Granodioritgneises ab. Der Plagioklas ist Albit mit 6 % An (Messung senkrecht X). In fein gefalteten Partien tritt reichlich Hellglimmer auf.

Phyllonit nach Granodioritgneis

An intensiven Scherzonen wird der Granodioritgneis zu einem Chlorit-Epidot-Serizit-Plagioklas-Kalzit-Quarz-Schiefer umgewandelt. Ein solches Gestein steht in SH. 1720 m, 20 m oberhalb der Jagdhütte bei der Holzeralm an. Megaskopisch ist es ein giftig gelblichgrüner Phyllit (Chlorit, Epidot, Serizit) mit farblosen linsenförmigen Lagen (Plagioklas, Kalzit, Quarz).

Mikroskopisch (Se 2999) erweist sich der Plagioklas als frisch gesproßter, xenomorpher Poikiloblast mit unregelmäßigen Einschlüssen von Chlorit, Epidot und Hellglimmer. Es fehlen die primären leistenförmigen, komplex verzwilligten Plagioklase und die Schachbrettalbite des Granodioritgneises. Die alten Plagioklase wurden offensichtlich im Zuge der differentiellen Bewegung und Kristallisation im Bereich der tek-

tonischen Scherzone aufgelöst und durch die neu gebildeten, runden Plagioklas-Poikiloblasten ersetzt.

Accessoria: Opazit und Rutil.

Quarzdioritische Varietät

Dieses Gestein steht zusammen mit Amphibolit am Speiereck-SE-Hang in SH. 1900 m an der Skipiste, W Bergstation des Speiereck-Liftes an.

Mega- und mikroskopisch (Se 2990) entspricht diese quarzdioritische Varietät weitgehend dem Granodioritgneis von der Holzeralm. Bloß fehlt der Schachbrettalbit und die Mikrolithenfülle im Plagioklas beschränkt sich auf den Typus C. In Resten tritt Biotit auf (Pleochroismus: hellgelb bis dunkelbraun), der in Umwandlung zu Chlorit begriffen ist.

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot, Hellglimmer, Plagioklas, Quarz. Accessoria: Biotit, Titanit, Opazit und Apatit.

Mikrokin-Augengneis

Es wurden nur 2 Vorkommen untersucht. Ein 10 m mächtiges Vorkommen ist in SH. 1150 m am neuen Güterweg unmittelbar ober der Ortschaft Begöriach in schwach verrutschtem Zustande aufgeschlossen (Probe Se 2918). Das andere ist ein anstehender, 5 m mächtiger Felsaufschluß in SH. 1215 m im Graben N Litzldorf bei St. Michael/Lungau (Probe Se 2994).

In beiden Fällen handelt es sich um intensiv postkristallin gewalzten, mittelkörnigen, Biotit und Hellglimmer führenden Gneis mit 2 mm dicken und 10 mm langen Feldspatäugen. Annähernd ebenflächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation sind charakteristisch.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die großen Feldspatäugen als hart gegitterter Mikrokin mit Karlsbader Zwillingen und Kornertrümmerung. Das Begöriacher Vorkommen läßt Ader- und Fleckenperthit sowie Schachbrettalbit erkennen. Im Litzldorfer Graben fehlen Perthit und Schachbrettalbit. Der Plagioklas tritt volumetrisch gegenüber Knaf zurück. Gemessen wurde Albit mit 0 % An. Die Körner sind mechanisch gequält und zerkleinert. Im Begöriacher Vorkommen findet man die Typen Plag III, II, I; im Litzldorfer Graben jedoch nur Plag I. In beiden Vorkommen sind die Plagioklase teils ungefüllt, teils weisen sie Fülle vom Typus B auf. Biotit (hellgelb oder hellgrün bis braun) und Hellglimmer sind vorwiegend postkristallin deformiert. Im Litzldorfer Graben gibt es jedoch daneben auch Quer-Hellglimmer (Neubildung). Die Quarzeilen sind intensiv kaltgereckt (verzahnt, stark undulös) und umfließen plastisch die Feldspattrümmer. Ferner: Opazit, Apatit, Zirkon, Orthit mit Epidotrand, selbständiger Epidot und Hämatit.

Genetisch kann das Gestein am ehesten als postkristallin ausgewalzter Granit angesprochen werden. Das Begöriacher Vorkommen gleicht petrographisch dem Mauterndorfer Augen-Granitgneis. Das Vorkommen im Litzldorfer Graben ist stärker verändert (Austreibung der perthitischen Substanz) und teilweise regeneriert (Blastese von Hellglimmer und Plag I).

Aplitgneis

Der 80 m mächtige, sehr rein entwickelte Aplitgneis des Schöneck-NE-Kammes (Abb. 15, Signatur 6) und des Gebietes ESE Holzeralm führt Kalifeldspat. Megaskopisch handelt es sich um ein farbloses feinkörniges Feldspat-Quarz-Gestein mit Lagen von grünem Glimmer (Phengit). Es herrscht ebenflächiges Parallelgefüge mit deutlicher Hauptlineation (Faltenamplituden im cm- bis 2 m-Bereich) und spitzwinkelig dazu verlaufender Elongation des Phengites.

Die mikroskopische Untersuchung einer Probe (Se 2998) des Felsgrates in SH. 1815 m über der Abriskante des Bergsturzes 1 km W Jh. Kastenmüller ergibt als Hauptgemengteile: Knaf in leistenförmigen Individuen mit flauer bis harter Mikroklingitterung. Perthitfrei. Staubbörmige, sekundäre Trübung (wahrscheinlich permische Verwitterungsreste). Quarz: Granoblastisch, wenig undulös. Hellglimmer: Pleochroismus von hellgrün bis dunkel grasgrün.

Ferner: Opazit und Zirkon. Es konnte kein Plagioklas gefunden werden. Es fehlen Myrmekit, Schachbrettalbit und Chlorit.

Hingegen erweisen sich die nur dm-dicken aplitischen Lagen in Bändergneisen als Plagioklasaplitite, denen Kalifeldspat fehlt.

Ein Beispiel von hybridem Chlorit-Aplitgneis in Nachbarschaft von Amphibolitlagen aus Bändergneis (Se 2923) der Felssprengung für den Weg zur Skipiste am Speiereck-SE-Kamm, SH. 2000 m, stellt sich freisichtig als feinkörniges Feldspat-Quarz-Gestein dar, dessen flächiges Parallelgefüge durch reichlichen kleinschuppigen Chlorit markiert ist. Megaskopisch sind in geringeren Mengen auch Hellglimmer, Epidot und Titanit erkennbar. Eine deutliche Hauptlineation ist durch die Elongation der Schichtsilikate markiert.

Mikroskopische Hauptgemengteile: Plag III, II und I. Fülle B bis C, oder ungefüllt. Gemessen wurde ein ungefüllter Plag III mit 7 % An. Häufig ist ein füllungsfreier Randsaum vorhanden. Quarz (xenomorph, undulös, verzahnt). Chlorit.

Ferner: Epidot, Opazit, Hellglimmer (als Plagioklasfülle und an jungen Scherflächen) und Hämatit. Es fehlt Knauf.

Ebenfalls im geologischen Bändergneisverband mit Amphibolit wurde ein hybrider Serizit-Aplitgneis am Güterweg 400 m S Hammer (Se 2929) untersucht. Das feinkörnige Feldspat-Quarz-Gestein zeigt annähernd ebenflächige, mit Serizit belegte s-Flächen und deutliche Lineation.

Hauptgemengteile: Plag III, II und I. Fülle B oder ungefüllt. Plag III wurde mit 5 % An gemessen. Quarz, Hellglimmer.

Ferner: Epidot, Opazit, Karbonat und Hämatit. Es fehlen: Knauf, Biotit und Chlorit.

Genetische Interpretation: Der Gehalt an Epidot und syngenetischem Karbonat sowie der geologische Verband mit Amphibolit deuten auf die Entstehung als hybrider Aplit. Das Fehlen von Amphibol, Biotit, Chlorit und der reiche Serizitgehalt des Gesteins lassen auch eine eventuelle Interpretation als SiO₂-reicher Vulkanit oder Tuffit zu.

Kleinkörniger Plagioklas-Augengneis

Der graugrüne, Chlorit- und Hellglimmer-reiche Gneis zeigt im Längs- und Querbruch charakteristische, 1 mm dicke, farblose Feldspat-Augen und dünne Quarz-Feldspat-Lagen. Sie sind fein gefaltet und weisen auf intensive Deformation eines ursprünglich gröber körnigen und massigeren Gneises hin. Stellenweise ist Biotit mit freiem Auge zu erkennen. Das Gestein ist nur einige m mächtig und bildet N-S streichende Linsen im Gebiet um den Peterbauer und ein isoliertes Vorkommen am Güterweg S Begöriach.

Mikroskopisch untersucht wurden folgende Vorkommen: (A) Linke Flanke des Grabens N Litzldorf, SH. 1160 m, Fels unter dem Gasthof (Se 2993). (B) SH. 1275 m, Fels unter der Kapelle, welche sich SW Peterbauer befindet (Se 2996). (C) SH. 1335 m, am Hohlweg 125 m NNW Peterbauer (Se 3119, 3120). (D) SH. 1425 m, am Güterweg E Trasse des Speiereck-Sesselliftes (Se 3117, 3118). (E) SH. 1205 m, am Güterweg S Begöriach, bei Querung des Baches (Se 2919).

Es handelt sich um Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneis. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis braun. In der Fundstelle (B) blieb er gut erhalten. In den übrigen Proben fehlt er niemals, doch ist er zu einem großen Teil zu Chlorit umgewandelt. Hellglimmer ist parallel mit Biotit verwachsen und bildet auch Querblasten. Der Feldspat ist durchwegs nur Plagioklas mit den Typen Plag III, II und I, teils mit Fülle Typus B, teils ungefüllt. Die Augen und Lagen werden hauptsächlich von kornertrümmerten xenomorphen Aggregaten aufgebaut. In den Proben (C) blieb ein scharfer Zonenbau des Plagioklases erhalten mit Oligoklas 25 % An (Messung senkrecht X) im Kern und Albit in der Hülle. Der stets xenomorphe Quarz ist kaltgerecht (Längung parallel s, intensive Verzahnung, stark undulös, Gruppierung zu Überindividuen). Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Turmalin, Hämatit und Kalzit.

Die auffallend gleichmäßige Beschaffenheit des recht kompakten Gesteines und sein primär reicher Biotit-Gehalt lassen die Möglichkeit offen, das Gestein eventuell als Orthogneis zu deuten. Jedenfalls handelt es sich um einen auffallenden Gneis in den umgebenden, recht eintönigen Phylloniten des Grobeck-Kristallins. Er wurde dementsprechend auch schon früher als diaph-

thoritischer Gneis vom Peterbauer erwähnt (EXNER, 1939, p. 308).

Amphibolit und Grünschiefer

Es handelt sich um mittelkörnige dunkelgrüne, ebenflächig parallelschiefrige Gesteine mit deutlicher Lineation. Sie sind den übrigen Schieferen konkordant eingelagert. Ihre Mächtigkeit schwankt von dm bis zu einigen deka-m. Freisichtig erkennt man meist nur Chlorit, Epidot und mitunter Biotit. Farblose Flecken und Lagen bestehen aus Plagioklas und Quarz.

Mikroskopisch zeichnen sich die Amphibolite durch Relikte von alter brauner Hornblende und von altem Plagioklas (deformierte Großkörner mit Füllungstypus D) aus. Hingegen lassen die Grünschiefer nur neu gebildeten Aktinolith und feinkörnigen neuen Plagioklas (meist ohne Fülle) erkennen.

Amphibolit und Grünschiefer des Grobeck-Kristallins stehen miteinander im geologischen Verbande und sind ohne mikroskopische Untersuchung kaum unterscheidbar. Es dürfte sich um Abkömmlinge ehemaliger Basalte und deren Tuffe handeln. Die Metamorphose der Grünschiefer erfolgte regressiv nach Amphibolit.

Biotit-Epidot-Amphibolit steht an folgenden Orten der Speiereck-SE-Flanke an: (A) Rückfallkuppe in SH. 2000 m, Felssprengung am Weg zur Skipiste (Se 2924). (B) SH. 1900 m, Skipiste 500 m W Bergstation des Speiereck-Sesselliftes (Se 2989).

Die Hornblende besteht aus großen Kernen mit Pleochroismus von hellgelb bis braun. Die schmalen Randsäume und kleinen Einzelindividuen zeigen Pleochroismus von hellgelb bis lichtgrün. Kern und Hülle gehen gleichzeitig in Auslöschung. Chlorit umgibt und verdrängt die Hornblende. Biotit weist Pleochroismus von hellgelb bis grünlich braun auf. Er ist in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Chlorit. Epidot zeigt mitunter Zonenbau mit braunem Kern und gelblich grüner Hülle. Plagioklas ist in 2 Generationen vorhanden. Postkristallin deformierte alte Großindividuen weisen eine dichte Fülle vom Typus D auf. Kleine rundliche neue Plagioklase sind ungefüllt, oder zeigen schwache Fülle vom Typus C. Quarz (xenomorph).

Ferner: Titanit, Opazit, Apatit, Turmalin, Kalzit und Hämatit.

Eine sehr albitreiche Lage im Amphibolit des Fundortes (B) erweist sich als Stilpnomelan-führender Biotit-Prasinit (Se 2988). Der Albit weist nur eine Generation auf (Neubildung) und bildet große xenomorphe Poikiloblasten (Plag II und I) mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile (Prasinitteffekt). Die übrigen Hauptgemengteile sind Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Quarz. Accessoria: Opazit, Titanit, Turmalin, Stilpnomelan, Apatit und Kalzit.

Biotit-Chlorit-Grünschiefer der Speiereck-SE-Flanke in SH. 1940 m, ca. 400 m NW Bergstation des Speiereck-Liftes (Se 2925) führt als Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis olivgrün, in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Chlorit, Epidot, Plagioklas (alte Generation: Plag III, Füllungstyp C, postkristallin deformiert; neue Generation: Plag I und II, vorwiegend ungefüllt, postkinematisch kristallisiert) und Quarz. Accessoria: Titanit (häufig mit opaken Kernen), Opazit, Kalzit und Hämatit.

Aktinolith-Chlorit-Grünschiefer im Taurachtal, Güterweg 550 m SSE Hammer (Se 2928). Hauptgemengteile: Aktinolith (Pleochroismus farblos bis hellgrün), Chlorit, Plagioklas (Typus I und II, ungefüllt, xenomorph) und Quarz. Accessoria: Epidot, Titanit (mit Kernen von Opazit und Rutil), Opazit und Hämatit.

Kleinkörniger Grünschiefer steht in den Felswänden SW Rainer in SH. 1475 an.

Paragneis, Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit

Es handelt sich durchwegs um Diaphthorite. Es sind graugrüne, mehr oder weniger kompakte (gneisige) oder phyllonitische (schiefrige phyllitartige) Gesteine mit welligflächigem Parallelgefüge und meist undeutlicher Lineation. Mit freiem Auge erkennt man Chlorit und Hellglimmer und im Quer- und Längsbruch farblose Lagen (Plagioklas und Quarz). Reste von Biotit sind nur mikroskopisch stellenweise kenntlich. Hellglimmer tritt in großen Schuppen (3 mm Ø) auch als Neubildung auf.

Proben von diaphthoritischem Paragneis von Litzldorf bei St. Michael/Lungau (SH. 1165 m, 275 m NNW „L“ von „Litzldorf“; Se 2982) und

vom Unteren Güterweg im Trogwald in SH. 1480 m (Se 2921 und 2930) lassen unter dem Mikroskop erkennen:

Biotit mit Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun, größtenteils sekundär zu Chlorit umgewandelt. Plagioklas: Alter automorpher, postkristallin gequälter Plag III mit Fülle vom Typus B. Xenomorphe Neubildungen von ungefülltem Plag II und I. Chlorit. Hellglimmer: Gequälte alte Schuppen und große, nur wenig deformierte Neubildungen. Quarz: Xenomorph. Teils kaltgereckt, teils regenerierte Neubildung.

Ferner: Opazit, Ilmenit mit Titanitsaum, selbständiger Titanit, Rutil, Granat, Apatit, Turmalin, Epidot, Hämatit und Stilpnomelan (in Probe Se 2930).

Weite Verbreitung haben diaphthoritische Glimmerschiefer mit Übergängen zu Chlorit-Serizit-Phylliten. Sehr chloritreiche Phyllite findet man besonders im N-Teil des Grobeck-Kristallins (Deckscholle der Weißen Wand, Jh. Kastenmüller und Holzer Alm). Hier dürfte es sich teilweise um Tuffite eines basischen Vulkanismus handeln:

Z. B. mittelkörniger gefalteter Chlorit-Serizit-Phyllit (Se 2932) längs des Güterweges, NW Jh. Kastenmüller, Hauptgemengteile: Chlorit, Hellglimmer, Plagioklas (xenomorpher Plag I, ungefüllt), Kalzit und Quarz. Accessoria: Opazit und Titanit.

Granatführender Paragneis und Granatglimmerschiefer

Die betreffenden Vorkommen wurden auf der geologischen Karte vermerkt und sind nicht häufig. Es handelt sich um graugüne, stets biotitführende, klein- bis mittelkörnige Paragneise und um grobschuppige bis feinkörnige Glimmerschiefer, welche ebenfalls Biotit und Plagioklas führen. Die Paragneise sind mehr kompakt, die Glimmerschiefer blättrig. Der Mineralbestand ist derselbe.

Diese Gesteine stellen durchwegs Retromorphite dar. Granat und Biotit sind stets in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Der alte Plagioklas ist zu feinkörnigem Granulat zerbrochen. Neubildungen von Hellglimmer, Chlorit, Stilpnomelan, Albit u. a. stellen sich ein.

Mikroskopisch untersucht wurden Paragneise von folgenden Fundorten: (A) Felsaufschlüsse an Skipiste in SH. 1790 m, N Mittelstation des Grobeckkliffes (Se 2991, 2992). (B) Am Güterweg S Mittelstation des Grobeckkliffes, 200 m NE Wh. Sonnenalm (Se 2955). (C) Am oberen Güterweg im Trogwald, SH. 1700 m (Se 2997). (D) Am unteren Güterweg im Trogwald, SH. 1480 m (Se 2922); ferner Glimmerschiefer von folgenden Fundorten: (E) „Traningwald“ SH. 1245 m, an der Gabel des

Güterweges 550 m NW Talstation des Grobeckkliffes (Se 2926, 2931) und (F) „Traningwald“ SH. 1240 m, am Güterweg 700 m S Hammer (Se 2927).

Die Hauptgemengteile dieser Proben sind: Granat (maximal 3 mm Ø, Kornzertrümmerung, in Spalten und randlich chloritisiert, mitunter gänzlich in Chlorit umgewandelt). Biotit (hellgelb bis rotbraun, parallelverwachsen mit Hellglimmer, sekundäre Umwandlung zu Chlorit). Hellglimmer. Chlorit. Plagioklas (meist feinkörniges Granulat im Grundgewebe des Gesteines, Plag III, II und I. Fülle vom Typus C, B und auch ungefüllt. Xenoblasten als ungefüllte Neubildungen vom Typ Plag I erweisen sich als Albit mit 0 % An, Messung senkrecht X in Probe Se 2922). Quarz (postkristallin deformiert, mitunter intensiv kaltgereckt, stellenweise aber auch regeneriert).

Ferner: Opazit, Titanit (häufig mit Opazitkern), Apatit, Zirkon, Turmalin, Epidot, Piemontit (Se 2992), Stilpnomelan (0,15 mm große radialstrahlige Büschel in Se 2922), Hämatit und Kalzit.

Chloritoid-Quarzit

Er bildet eine konkordante Lage in diaphthoritischem Paragneis des Unteren Güterweges im Trogwald in SH. 1455 m. Das mittelkörnige, ebenflächig parallel-schiefrige Gestein läßt freisichtig neben viel Quarz einen feinen Filz von Serizit und Chlorit und 2,5 mm große stahlschwarze Chloritoidblasten erkennen.

Unter dem Mikroskop (Se 2920) erweist sich der Quarz als postkristallin deformiert. Die übrigen Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit und postkinematisch gesproßte, auch rosettenförmig angeordnete, mechanisch unverletzte Chloritoidtafeln.

Ferner: Opazit, Rutil, Apatit, Epidot und Stilpnomelan (Pleochroismus: hellgoldgelb bis dunkelbraun; büschelförmig; auch parallel verwachsen mit Chloritoid).

Graphitquarzit

Im diaphthoritischem Glimmerschiefer finden sich dm-dicke Linsen von Graphitquarzit. Z. B.: Skipiste SH. 1780 m, nördlich der Mittelstation des Grobeckkliffes. Ferner am Güterweg im „Traningwald“ 600 m SSE Hammer und am selben Weg 400 m S Hammer.

4.1.3.3.2. Detailprofile

Im N hebt die Grobeck-Gneislamelle über dem Triasdolomit Laglerspitze – Lagleralm – Reiner – Twengerau als tauchender Antiklinalkern aus, ohne die Taurachtalsole zu erreichen (Abb. 12, Profil 2, Signatur B). Die verkehrte Schichtfolge im Liegenden ist mit Lantschfeldquarzit (Abb. 14, Signatur 16), Gutensteiner

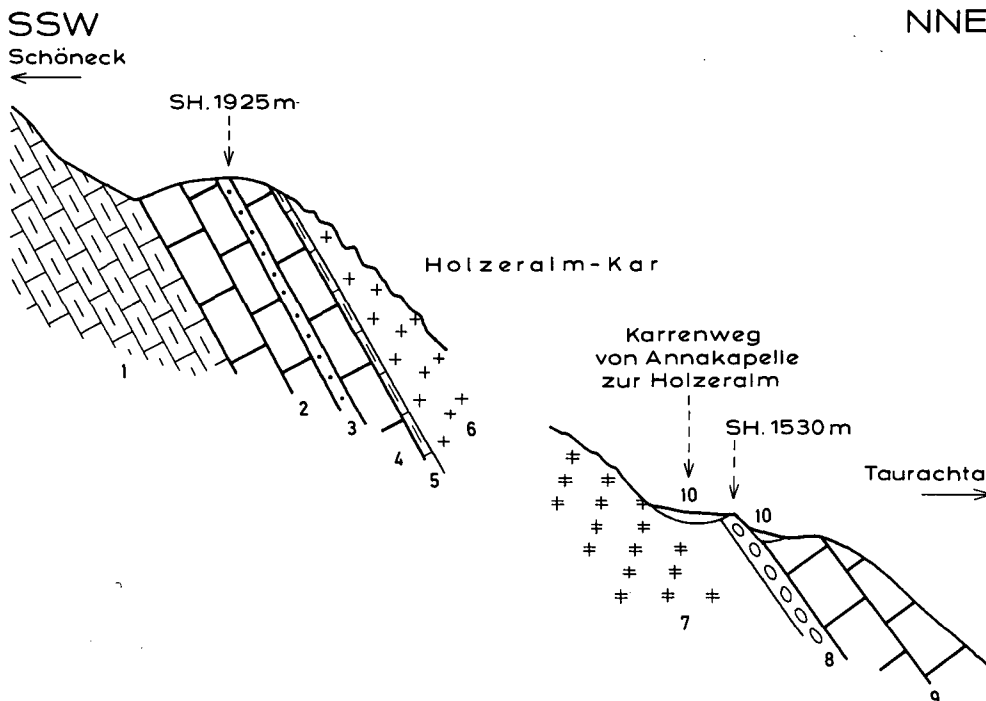


Abb. 15. Hangendes und Liegendes der Grobeck-Gneislamelle. Profil durch den E-Kamm des Holzeralmkares. 1 = grauer bis farbloser Kalk (30 m); 2 = Dolomit (5 m); 3 = Lantschfeldquarzit (1 m); 4 = Dolomit (2 m); 5 = grauer bis farbloser Kalk (0,5 m), s: 110/59 N, Lineation: 110/10 W; 6 = Aplitgneis der Grobecklamelle (80 m); 7 = diaphthoritischer, chloritreicher Gneis der Grobecklamelle (170 m); 8 = polygene Breccie der Jungschichten (2 m), die Komponenten bestehen aus Aplitgneis (20 cm Ø) und grauem Dolomit, die Matrix aus Quarzit, s: 120/subvertikal, Lineation: 120/14 E; 9 = hellgrauer Dolomit (50–100 m); 10 = Gehängeschutt.

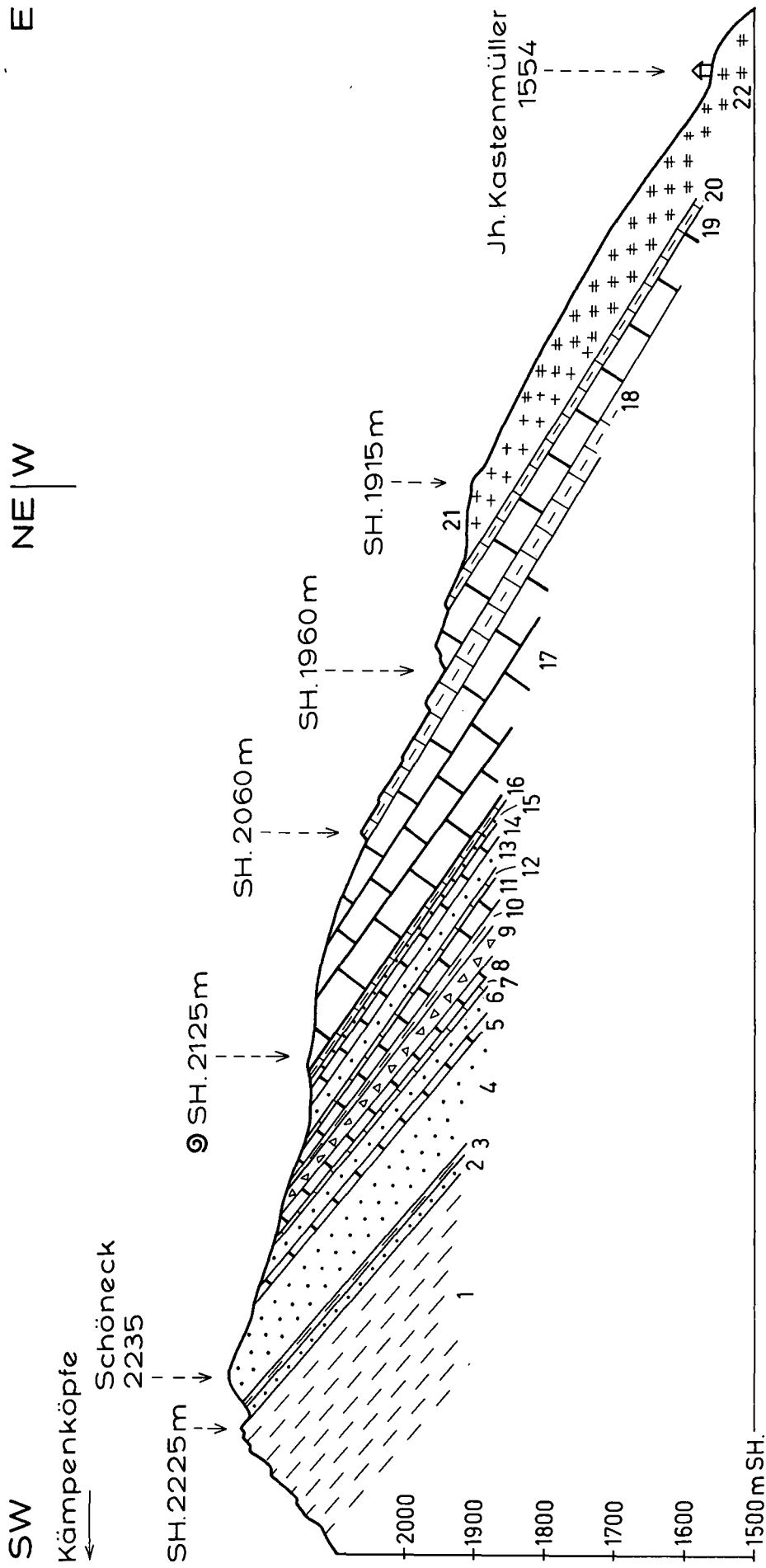


Abb. 16.
 Profil durch das Schöneck.
 Schareck-Kalkschieferzug: 1 = Kalkschiefer, s. 122/42 NE, Lineation: 120/10 SE, Weißeneckdecke: 2 = Lantschfeldquarzit (5 m); 3 = Kalkschiefer (3 m); 4 = Lantschfeldquarzit (50 m), s. 115/37 NE, Lineation: 110/10 SE; 5 = Dolomit (4 m); 6 = Dolomit (4 m); 7 = Kalkmarmor (2 m); 8 = Dolomit (4 m); 9 = polygene Breccie (2 m), Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix; 10 = Kalkschiefer (3 m); 11 = Dolomit (9 m), mit Zwischenlagen von grauem Kalk; 12 = grauer Kalk (2 m); 13 = Lantschfeldquarzit (7 m); 14 = Dolomit und Kalk (5 m); 15 = Lantschfeldquarzit (5 m); 16 = grauer Kalk (5 m); 17 = grauer Dolomit (70 m), mit Fundort von Diploporen; 18 = grauer mittelkörniger Kalkmarmor (30 m), s. 115/37 NE, Lineation: 112/10 SE; 19 = hellgrauer, kalkhaltiger Dolomit; 20 = grauer bis farbloser Kalkmarmor; 21 = Aplitgneis der Großbeck-Gneisslamelle; 22 = Paragneis, Grün-schiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit der Großbeck-Gneisslamelle.

Niveau (Signaturen 15, 14) und Wettersteindolomit (Signatur 13) angedeutet. Im Hangenden finden sich Jungschichten an der Fuge zwischen Gneis und Dolomit eingequetscht: Polygene Breccie als Lesesteine 250 m NE Holzeralm und anstehend in SH. 1530 m neben dem Karrenweg Annakapelle – Holzeralm (Abb. 15, Signatur 8). Die besten kontinuierlichen und frischen Aufschlüsse (Granodioritgneis, Aplitgneis, Paragneis) der Großbecklamelle befinden sich längs des 150 m hohen felsigen Wasserfall-Bachbettes der beiden das Holzeralmkar entwässernden Wildbäche. Ihr Zusammenfluß tritt in SH. 1390 m in den hangenden Dolomit ein, der die Mündung des Wildbachtals bei Reiner aufbaut.

Beim Jagdhaus Kastenmüller besteht die Großbeck-Gneislamelle aus Aplit-, Paragneis, Grünschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit. Im Liegenden folgen Kalke und Dolomite des Gutensteiner Niveaus (Abb. 16, Signaturen 20 bis 18), darunter diploporenführender Wettersteindolomit (Signatur 17) und eine komplizierte Schuppenzone (Signaturen 16 bis 2), die bezüglich ihrer tektonischen Position der Speiereckschuppe entspricht. Darunter liegt der Schareck-Kalkschiefer (Signatur 1), unter welchem der mittlere Grünphyllit mit seinen Fremdgesteinsschollen an der Scharte zu den Kämpenköpfen einsetzt (Abb. 8, Figur 2). Am Rande der Großbeck-Gneislamelle, die im Dolomit stirnt, lagert an der Fuge zum Dolomit die stratigraphisch verkehrte Schichtfolge von Lantschfeldquarzit und Gutensteiner Kalkmarmor in SH. 1410 m am Karrenweg von Annakapelle zur Holzeralm (250 m N Jh. Kastenmüller). In Lesesteinen und verrutschten Hangschollen stellt sich am gleichen Karrenweg in SH. 1350 m auch wiederum polygene Breccie ein. Sie besteht aus Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix und wurde mangels anstehender Aufschlüsse nicht in die geologische Karte des mittleren Lungaus eingetragen.

Am Kamm über der Weißen Wand befindet sich ein Erosionsrest der Großbeck-Gneislamelle in SH. 1660 bis

1740 m (Abb. 12, Profil 4; Abb. 17, Signatur 8). Darunter blieb im Bergsturzgebiet in SH. 1490 m längs des Güterweges eine verrutschte Felscholle mit polygener Breccie (3 m mächtig, Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix) erhalten.

Die Großbeck-Gneislamelle erreicht dann die glazial geschliffenen Felshügel („Traningwald“) der Talenge von Mauterndorf. Sie werden zylindrisch von Lantschfeldquarzit und Triasdolomit der Weißeneckdecke umschlossen, in die der Gneis als Antiklinalkern von oben eintaucht und stirnt. Der randliche Triasdolomit bildet die bizarren guten Felsen in der Ortschaft Mauterndorf: Filialkirche „St. Wolfgang“, „Burgstall“, Felsschlucht unter der „Römerbrücke“, Schloßberg und die Felsenge und Steinbrüche bei Hammer (Abb. 12, Profile 6 und 7; Abb. 18, Figuren 1 bis 4).

Der aus diaphthoritischen Paragneis bestehende Fels des „Traningwaldes“ ist in N-S Richtung 1000 m lang, in E-W Richtung 600 bis 1000 m breit und stellt ein Naturschutzgebiet mit beliebten Promenadewegen dar. Neue Güterwege und Schächte der Wasserleitung vermitteln guten Einblick in Mylonitonen, Grünschiefer-, Aplitgneis-, Graphitquarzit-, Phyllitlagen und in granatführende Partien innerhalb des Paragneises.

Der stratigraphisch verkehrt liegende Schenkel der Tauchfalte unter dem Gneis des Faltenkernes ist modellförmig längs des Großbeck-Bergliffes (Abb. 18, Figur 1), im Halbfenster des Trogbaches (Figur 2) und unter dem Großbeck-Gipfel (Figur 5) aufgeschlossen.

Am bequemsten überzeugt man sich davon im Zuge einer Fahrt am Sessellift (Großbeck-Bergliff). Die Talstation in Mauterndorf ist auf Alluvionen erbaut. Daneben steht der Paragneis des „Traningwaldes“ an. Man sieht 500 m NW Talstation den Lantschfeldquarzit unmittelbar unter den Paragneis einfallen: SH. 1240 m in Abb. 18, Figur 1. Diese Lokalität befindet sich 100 m W Güterstraße. Den darunter hangparallel einfallenden Triasdolomit des Halbfensters überschwebt man im Sessellift bis SH. 1570 m. Von dort hängt man bis

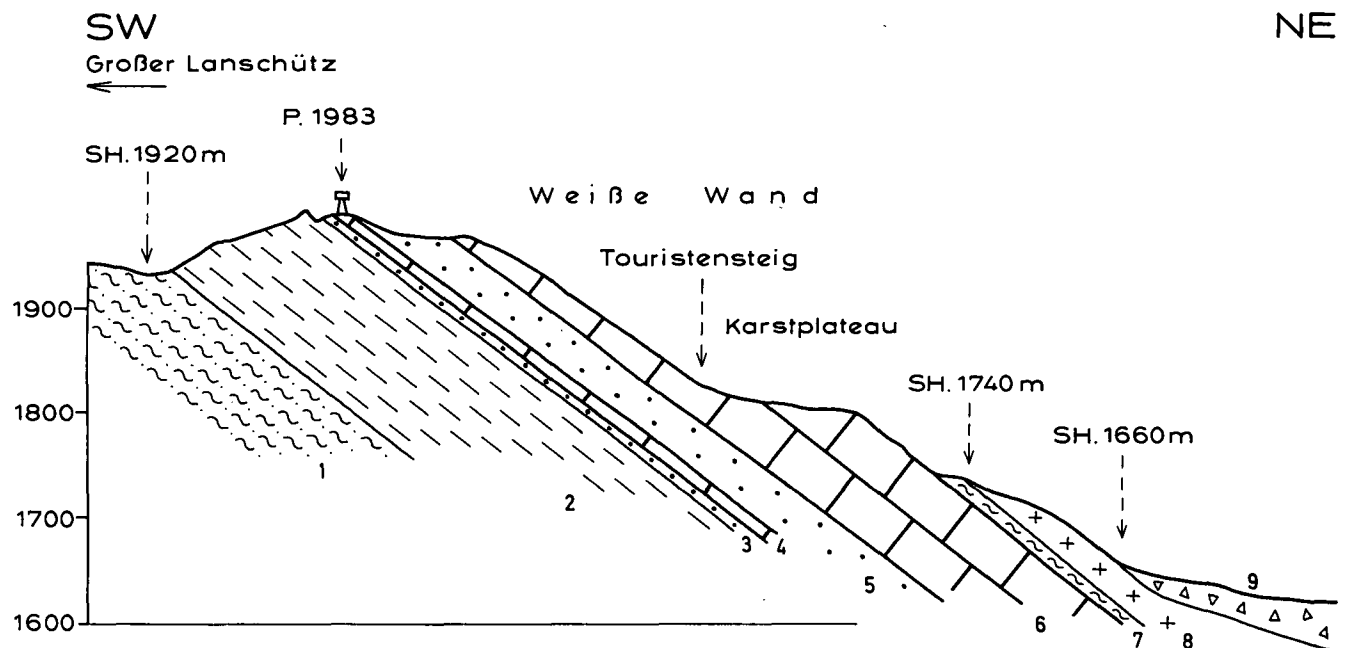


Abb. 17.

Profil des Kammes über der Weißen Wand.

Rahmenzone: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schareck-Kalkschiefer (100 m). Weißeneckdecke: 3 = Lantschfeldquarzit (1,5 m); 4 = Triasdolomit (5 m); 5 = Lantschfeldquarzit (30 m), s: 102/48 N, Lineation: 112/21 W; 6 = Triasdolomit (70 m); 7 = Schwarzschiefer mit 4 mm großen Pyritblasten; 8 = diaphthoritischer Paragneis der Großbeck-Gneislamelle, s: 112/35 N, Lineation: 95/15 E. Quartär: 9 = Bergsturzblockwerk.

SH. 1650 m wiederum über Lantschfeldquarzit, der vom Gneis der Mittelstation des Bergliftes überlagert wird.

Guten Einblick in die Beschaffenheit des Paragneises vermittelt der markierte Touristensteig von der Mittelstation des Großeck-Bergliftes zur Resthütte: Zunächst granatführender Paragneis, Aplitgneis, Granatglimmerschiefer und Graphitquarzit. An der Oberkante der Großeckwand quert man den darunter befindlichen, 5 m mächtigen Lantschfeldquarzit in SH. 1725 m und kann auf die Grenzfläche zum darunterlagernden Triasdolomit die Hand legen. Das Bergsturzblokkfeld um die Resthütte verhüllte den unterlagernden Schareck-Kalkschieferzug, von dem aber einige anstehende Felspartien tiefer unten am Hang längs des Güterweges Mauterndorf – Resthütte einsehbar sind.

Die Fortsetzung desselben Profiles ist leicht längs des markierten Touristensteiges von der Bergstation des Großeck-Sesselliftes über den W-Kamm des Großecks begehbar (Abb. 18, Figur 5).

350 m NW Gasthof Hammer geht der Triasdolomit des Liegendschenkels der Tauchfalte ohne Unterbrechung in den Dolomit des Hangendschenkels über (Felschlucht der Taurach bei Talsperre für das lokale Taurach Kraftwerk). Der Dolomit des Hangendschenkels ist 200 m mächtig angeschopt und trägt die Jungschichten des Laswaldes. Darüber folgt die Überschiebungsfäche des Augen-Granitgneises der Tweng-Gneislamelle (Abb. 18, Figur 1).

Bei Hammer reicht auch der Paragneis der Großeck-Gneislamelle vom „Traningwald“ bis an das orographisch linke Taurachufer beim Landhaus „Stefanie“. Zwischen diesem Gneis und dem Triasdolomit erstrecken sich bei Hammer prächtige, 30 m mächtige typische karbonatfreie Lantschfeldquarzit-Aufschlüsse, teils unter den Gneis (Taurachschlucht) einfallend, teils ihn überlagernd (an der Bundesstraße bei Hammer). Er wurde von TOLLMANN (1962a, p. A79) nicht als Lantschfeldquarzit, sondern unzutreffender Weise als nachtriadischer penninischer Quarzit mit Dolomitgeröllen interpretiert. Nach meinen Beobachtungen enthält der so eingestufte Quarzit „an der Tauernstraße 350 m E vom Wh. Hammer“ zwar dolomitische Substanz, doch handelt es sich um dolomitische Infiltrat an Klüften im Lantschfeldquarzit.

Anlässlich der Erweiterung der Bundesstraße 99 (Tauernstraße) im Jahre 1986 war die 300 m lange und 3 bis 4 m hohe, künstlich in den Quarzitfels gesprengte senkrechte Straßenböschung von 100 bis 450 m E Gasthof Hammer vorzüglich frisch aufgeschlossen. Das Gestein ist reiner karbonatfreier Lantschfeldquarzit. Nur der östlichste, 70 m lange Teil dieses kontinuierlichen Felsaufschlusses zeigt eine mylonitische Ausbildung des Lantschfeldquarzites. Dieser zerfällt kleinstückig und wird von einem Netz bis 8 cm breiter Klüfte durchzogen. Die sekundäre Füllung der Klüfte besteht aus gelb anwitterndem Dolomit, dunkelbraun anwitterndem Kalzit, ferner Quarz und Limonit. Das Mobilisat dringt von den Klüften her auch stellenweise zwischen die s-parallel Fugen des Lantschfeldquarzites ein. Genetisch handelt es sich weder um Dolomitgerölle, noch sedimentogenen Karbonatquarzit, sondern um spätalpidische bis rezente Infiltration karbonatführenden Lösungsumsatzes in die Klüfte nach entsprechender Entlastung des Gebirges. Die karbonatische Substanz mag aus den benachbarten Triaskarbonatgesteinen, z. B. eventuell aus dem überlagernden Triasdolomit herkommen.

Der Triasdolomit im Zentrum der Ortschaft Mauterndorf gehört zum Hangendschenkel der Tauchfalte. Der Paragneis der Großeck-Gneislamelle fällt mit SE geneigter Faltenachse unter ihn ein (Abb. 12, Profil 7; Abb. 18, Figur 3). Dazwischen findet man Lantschfeldquarzit, allerdings mit tektonischer Verschuppung (Figur 4). Die Jungschichten des Laswaldes keilen nach SE vollständig aus, so daß an der Straße E Schloß

Mauterndorf der Augen-Granitgneis (Tweng-Gneislamelle) unmittelbar dem Triasdolomit aufliegt (Figur 3).

S Mauterndorf verhüllen Alluvionen und Moräne die Tektonik des Radstädter Deckensystems, dessen Probleme hier ungelöst sind.

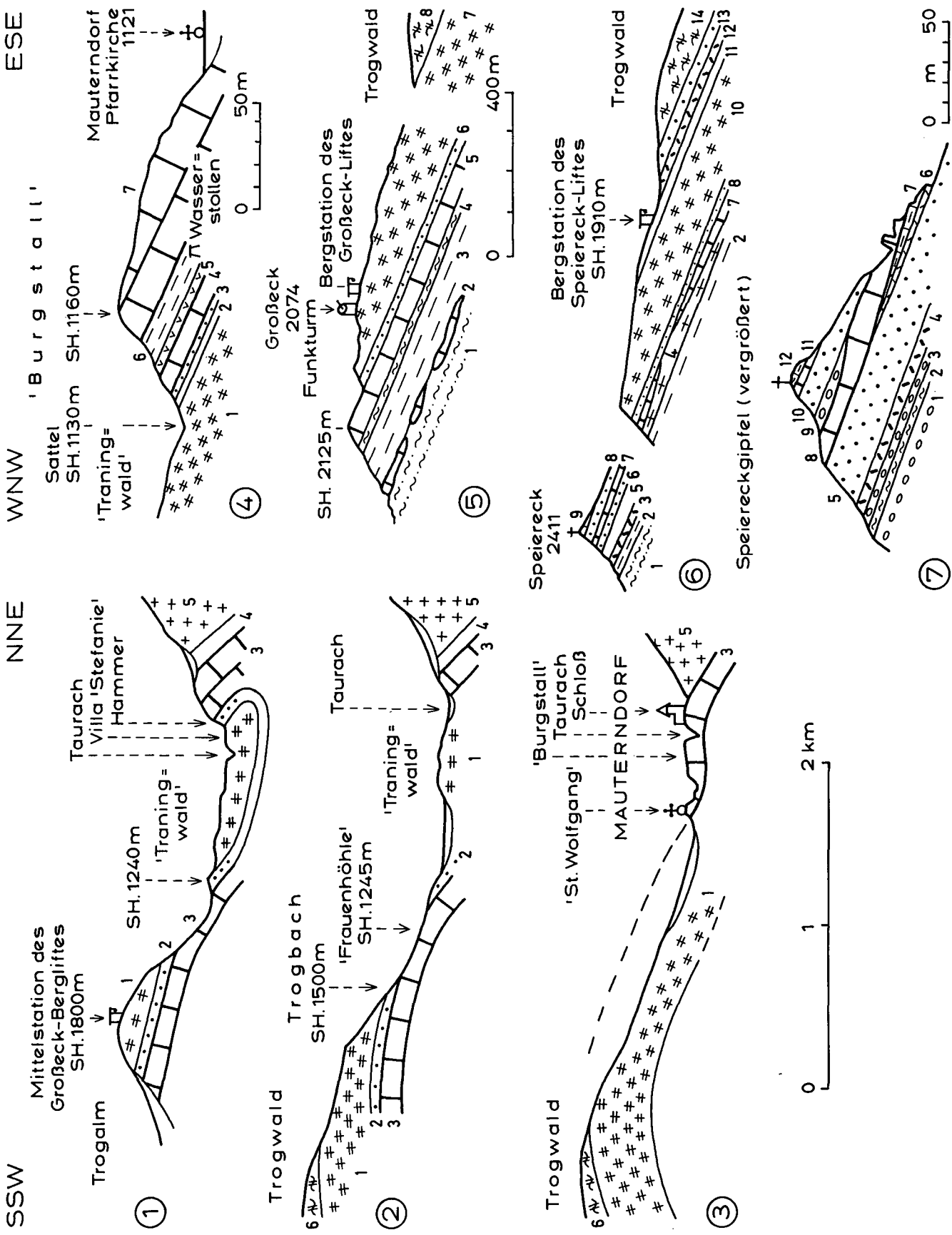
So fehlt im SW nämlich über der prächtigen, 3,25 km langen, mittelsteil SE einfallenden und kontinuierlich aufgeschlossenen Gneisplatte der Großeck-Gneislamelle zwischen Großeck und Begöriach der aufrechte Hangendschenkel. Es ist keine Fortsetzung des Lantschfeldquarzites und Triasdolomites vom Ortszentrum Mauterndorf vorhanden. Diese wurden mitsamt den höheren Einheiten des Radstädter Deckensystems (Lantschfeld- und Fleislingdecke) abgeschert, so daß jetzt altpaläozoischer Phyllit (Troglwaldphyllit) im E-Teil des Troglwaldes unmittelbar dem Gneis der Großecklamelle aufliegt (Abb. 18, Figur 3, Signatur 6).

Erst im W-Teil des Troglwaldes stellt sich mit Lantschfeldquarzit und Rauhwacke wieder ein Trias-Deckenscheider unter dem Troglwaldphyllit ein, der aber mangels Dolomites kaum etwas mit der Fortsetzung vom Ortszentrum Mauterndorf zu tun hat, sondern einem tektonisch höheren Stockwerk (eventuell der stratigraphisch verkehrten Serie unter dem Altpaläozoikum des Fanningphyllites) entsprechen dürfte (Figur 6, Signaturen 12 und 13). Die Güterwege im Troglwald bieten Aufschlüsse im diaphthorischen, teilweise granatführenden Paragneis der Großeck-Gneislamelle mit großem reliktischem Hellglimmer, neugebildetem Stilpnomelan und Lagen von Chloritoidquarzit.

W unter der Kappe des SE fallenden Troglwaldphyllites bildet dann die kontinuierliche Fortsetzung der Großeck-Gneislamelle den im Bogen 4 km langen SE-Hang des Speierecks bis N Litzldorf bei St. Michael/Lungau. Es vollzieht sich in der Großeck-Gneislamelle das Drehen der Streichrichtung von NW (Taurachtal) über N–S nach NE (Katschbergzone).

Mit dem Bau des Speiereck-Bergliftes, der von St. Martin (Talstation) zur Bergstation in SH. 1910 m am Speiereck-SE-Kamm reicht, wurden auch zahlreiche Güterwege und Skipisten angelegt, die vorzügliche frische anstehende Aufschlüsse im teilweise Stilpnomelan führenden Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Bändergneis, Grünschiefer, Granodioritgneis, Mikroklinaugengneis, Aplitgneis, Plagioklasaugengneis, Glimmerschiefer, Phyllit und Graphitquarzit schufen. SE Speiereckgipfel befindet sich eine erosive Deckkappe des Paragneises von SH. 2240 bis 2140 m auf dem Lantschfeldquarzit des stratigraphisch verkehrten Liegendschenkels. Dieser isoklinal den Speiereckgipfel mit der darunterliegenden Verfaltung (Dolomit, Jungschichten, Speiereck-Gneislamelle) aufbauende Lantschfeldquarzit mit dem charakteristischen Blockschutt ist weithin landschaftsbildend. Die zusammenhängende Großeck-Gneislamelle setzt am Speiereck-SE-Kamm über diesem Lantschfeldquarzit knapp SE P. 2121 ein und reicht von hier geschlossen bis ins Murtal (N Litzldorf). Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor des Gutensteinniveaus und Mitteltriasdolomit des Liegendschenkels des Faltenrestes der Weißeneckdecke neigen sich hangparallel zur Peterbauerhütte und längs Güterwegaufschlüssen zur „Hauptschule“ von St. Michael/Lungau (ehemaliger Steinbruch).

Am N-Rand des Murtales sind die Aufschlüsse zwar ungenügend infolge Hangrutschung und Moränenbedeckung. Doch sei hier das durch den neuen Straßenbau N Litzldorf zwischen Hohenrain und Sondörfel



- Abb. 18.**
Detailprofile im Bereich der Großeck-Gneislamelle im Raume Mauterndorf, Großeck- und Speiereck-Bergliff.
 Die tauchende Antiklinalstirne der Großeck-Gneislamelle bei Hammer, N Mauterndorf. Zusammenschluß von stratigraphisch vertektemt Liegend- und aufrechtem Hangendschenkel der Tauchfalte.
- 1 = Großeck-Gneislamelle (150 m): diaphthoritische Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Grünschiefer, Aplitgneis, Granatglimmerschiefer, Quarzit und Phyllit; 2 = Lantschfeldquarzit (5-30 m); 3 = Triasdolomit (30-200 m) (tektonische Anschoppung); 4 = aufschlußlose Fuge in Fortsetzung der Jungschichten des Lantschfeldes; 5 = Tweng-Gneislamelle (Augen-Granitgneis von Mauterndorf).
 - Das modellförmige Halbfenster des Trogbaches.
 - Der 30 m mächtige Lantschfeldquarzit steht an der Mündung der Trogbachschlucht bei der Talsperre der Wildbachverbauung an, s. 150/50 NE, Lineation: 128/26 E. In SH. 150 m überlagert er abwärts den Triasdolomit, in dem sich die „Frauenhöhle“ als ehemalige Karstquelle befindet. In Steilwänden lagert auf dem Lantschfeldquarzit die Großecklamelle des Trogbaches, welche hier ohne mesozoischen Deckenscheider den altpaläozoischen Trogwaldphyllit (Signatur 6) trägt.
 - Die südlichsten Aufschlüsse des Radstädter Deckensystems im Taurachtal. Die Großeck-Gneislamelle taucht mit SE-geneigter Faltenachse unter die Alluvionen und Dolomitschrofen im Ortsgebiet von Mauterndorf. Die Fuge mit den Jungschichten ist infolge tektonischer Reduktion verschunwunden. Der Granit-Augengneis der Tweng-Gneislamelle lagert an der Straße E Schloß Mauterndorf unmittelbar auf dem Triasdolomit. Im Trogwald fehlen auch hier Aufschlüsse eines mesozoischen Deckenscheiders zwischen Großeck-Gneislamelle (Signatur 1) und altpaläozoischem Trogwaldphyllit (Signatur 6). Sie erscheinen wiederum im W-Teil des Trogbaches (Figur 6, Signaturen 12 und 13).
 - Tektonische Komplikation in der aufrechten Schichtfolge des Burgstallberges in Mauterndorf. Hier sind über dem Lantschfeldquarzit 2 Dolomitlagen mit dazwischen befindlichem Kalkschiefer vorhanden. Diesem folgt der Wasserstollen des Trogbaches zur Entsümpfung und Vermeidung von Überschwemmungen der Ortschaft.
 - 1 = Großeck-Gneislamelle (diaphthoritische Paragneis); 2 = Phyllonitquarzit (4 m) (tektonischer Feilungshorizont); 3 = Lantschfeldquarzit (3 m); 4 = farbloser Dolomit (10 m), s. 165/20 E, Lineation: 108/20 E; 5 = endogene Dolomitbreccie (0,4 m), Dolomitkomponenten in dolomitischer Matrix; 6 = Kalkschiefer (10 m), mit Kalkmarmorlagen, W-vergente Falten mit 1,5 m Amplitude um junge Faltenachse, die N 26E streicht und horizontal liegt; 7 = farbloser Dolomit, s. 165/38 E.
 - Profil längs des Großeck-Kammes mit Kullisse des Trogbaches.
 - Rahmenserie: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schollenzone aus Triasdolomit, Jungschichten u.a. (15 m), siehe Fortsetzung dieser Zone in Abb. 8, Figur 6, Signaturen 2-9; 3 = Schareck Kalkschieferzug (35 m); 4 = Schwarzschiefer (3 m) (Fuge in Fortsetzung der Speiereckschuppe). Weißenecke: 5 = grauer Triasdolomit (30 m); 6 = Lantschfeldquarzit (6 m), s. 15/33 E; 7 = Großeck-Gneislamelle (150 m): diaphthoritische Paragneis, Amphibolit, Granatglimmerschiefer, Quarzit, Phyllit. Altpaläozoischer Phyllit: 8 = Trogwaldphyllit. Profil bei der Bergstation des Speiereck-Bergliffes mit Bezug zu der in der Fortsetzung der Einfallrichtung der s-Fächen befindlichen Kullisse des Speierecks.
 - Rahmenserie: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schareck-Kalkschieferzug. Oberer Grünphyllit, Speiereckschuppe und Weißenecke: 3 = Rauhwacke; 4 = Diaphthoritische Phyllit (fraglicher Gneisphyllonit der Speiereck-Gneislamelle); 5 = oberer Grünphyllit und Jungschichten; 6 = Lantschfeldquarzit; 7 = Triasdolomit; 8 = Lantschfeldquarzit; 9 = Dolomit und Kalkmarmor; 10 = Großeck-Gneislamelle (diaphthoritische Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Bändergneis, Quarzsdorit u.a.); 11 = Mylonit und Gneisphyllonit. Stratigraphisch verkehrte Schichtfolge: 12 = Rauhwacke; 13 = Lantschfeldquarzit (30 m); 14 = altpaläozoischer Trogwaldphyllit.
 - Speiereck-Gipfel. NW-SE-Profil in Ergänzung zum SW-Grat der Abb. 10.
 - 1 = polygene Breccie (7 m), Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix; 2 = Schwarzschiefer (3 m); 3 = polygene Breccie (3 m); 4 = Rauhwacke (5 m); 5 = Lantschfeldquarzit (20 m); 6 = Rauhwacke; 7 = grauer Bänderkalk (2 m); 8 = Dolomit (5-8 m); 9 = polygene Breccie (6 m); 10 = Lantschfeldquarzit (10-15 m), s. 40/28 SE, Achse von Falten mit 10 cm Amplitude: 138/25 SE; 11 = Dolomit (0,5 m); 12 = Kalkmarmor (0,6 m).

doch einigermaßen dem Anstehenden zumindest nahe-kommende Profil der Abb. 19 mitgeteilt. Es fällt vor allem auf, daß der diaphthoritische Paragneis der Großeck-Gneislamelle hier mehrere Triaslagen zu beinhalten

scheint. Die Frage, ob hier auch höhere tektonische Elemente des Radstädter Deckensystems unter dem Trogwald-Phyllit in stark reduziertem Zustande vertreten sind, muß allerdings vorläufig offen bleiben.

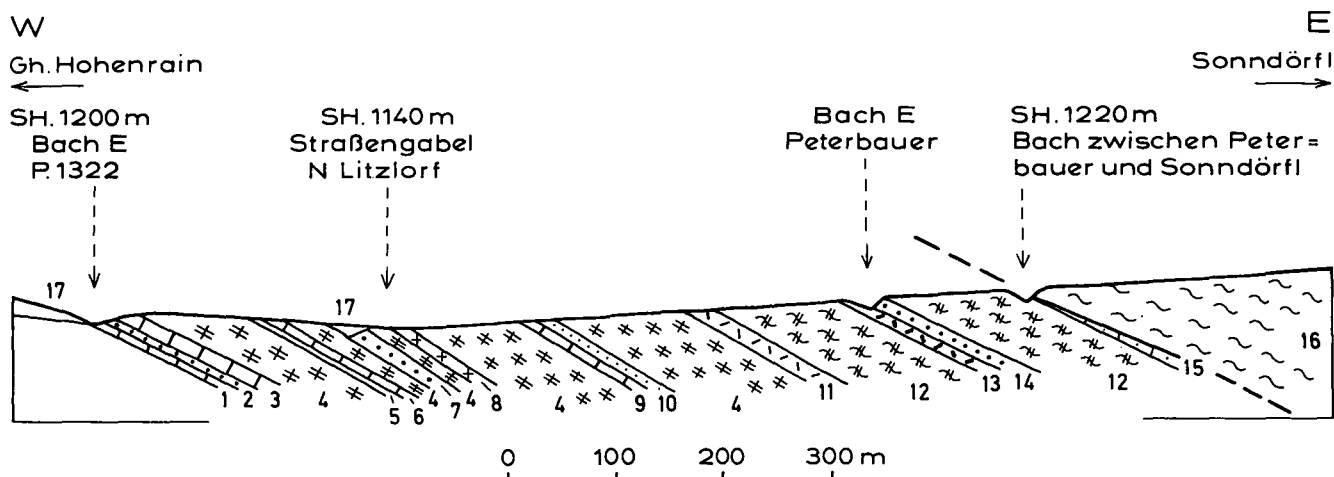


Abb. 19.
 Der E-Rand des Tauernfensters an der N-Seite des Murtales bei St. Michael/Lungau. Profil längs der Straße Hohenrain - Sonndörfli.
 Radstädter Deckensystem (1-15): Großeck-Gneislamelle und eventuell höhere tektonische Einheiten: 1 = Triasdolomit (0,5 m); 2 = Lantschfeldquarzit (2,5 m), Lineation: 128/25 SE; 3 = Triasdolomit (5 m); 4 = diaphthoritische Paragneis und Glimmerschiefer, s. 54/37 SE; 5 = grauer Bänderkalk (0,15 m); 6 = Triasdolomit (0,5 m); 7 = Lantschfeldquarzit (nur Lesesteine); 8 = Phyllonitquarzit (Diaphthorit nach Orthogneis?); 9 = Triasdolomit; 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Rauhwacke. Altpaläozoischer Phyllit mit Einlagerungen: 12 = Trogwaldphyllit, s. 18/25 E, Lineation alt (Elongation der Gemengteile) 90/24 E, Lineation neu (Achse der jungen Knitterung): N-S/6 S; 13 = Rauhwacke; 14 = Lantschfeldquarzit; 15 = dunkelgrau und farblos gebänderter Kalkmarmor (3 m) mit 0,15 m dicken Lagen von Graphitkalk (altpaläozoisch). Nock-Kristallin: 16 = phyllitischer Granatglimmerschiefer. Quartär: 17 = Moräne.

4.1.3.4. Tweng-Gneislamelle

Das Twenger Kristallin im engeren Sinne nenne ich Tweng-Gneislamelle. Sie bildet das Basement der Lantschfelddecke.

Historisches zum Namen: Erstmals wurde „Quarzphyllit“ von VACEK (1882, Manuskriptkarte 1 : 75.000) im Ortsgebiet von Tweng E Taurach aufgefunden. Es handelt sich um diaphthoritischen Paragneis, der auf 1,5 km langer Strecke in inselförmigen Felspartien unter Bergsturzblockwerk von E Pfarrkirche Tweng bis E Stoffen auftritt und den ich wegen seiner tektonischen Position im Hangenden der Triasgesteine der Lantschfelddecke (Treberlingspitze – Ambroschütte) zur Veitl-Gneislamelle rechne (Abb. 21, Figur 3).

Hingegen gehört der Paragneis in der Umgebung von Tweng W Taurach, und zwar bei der Unteren und Oberen Ernsthütte zur Tweng-Gneislamelle. Dieses ebenfalls von VACEK gefundene und als „Quarzphyllit“ bezeichnete Vorkommen wurde von UHLIG und BECKE als retromorpher Gneis erkannt. Es handelt sich um die klassische Lokalität der Gesteinsproben, an denen BECKE (1909a und b) den Begriff „Diaphthorit“ aufgestellt hat.

Ursprünglich hat man den diaphthorischen Gneis als Einfaltung der Schladminger Gneise in das aus mesozoischen Gesteinen bestehende Radstädter Falten- und Deckensystem gedeutet (KÖBER, 1912a, p. 442–447, 454; 1912b, Tafel IX, Profil II). Erst später erkannte man den diaphthorischen Gneis als Basement (stratigraphisches Grundgebirge) der paläo- und mesozoischen Schichten des Radstädter Deckensystems und KÖBER (1922a, p. 214) rechnet die „grünen meist mylonitisierten Gneise“ mitsamt dem „Mauterndorfer Porphyrgnit“ nunmehr zum „Grundgebirge“ und bezeichnet dieses erstmals als „Twenger Kristallin“ (l. c., p. 216). Dieser Name hat sich durchgesetzt und wird einesteils im engeren Sinne für „die kristalline Zone von Tweng“ als Basis der „oberen Radstädter Decke“ (l. c., p. 215), andererseits aber auch als Sammelbegriff für sämtliche Basement-Vorkommen des Radstädter Deckensystems (Twenger Kristallin im weiteren Sinne) verwendet.

Die Tweng-Gneislamelle ist im vorliegenden Arbeitsgebiet (Kartenblatt Tamsweg) 10 km lang (Obere Ernsthütte bis Mauterndorf) und 500 m mächtig. Sie stellt ein wesentliches Bauelement der Radstädter Tauern dar, scheidet untere und obere Radstädter Decken und bildet an der Basis der letztgenannten den Grundgebirgsanteil der Lantschfelddecke (Abb. 12, Signatur C).

Westlich des Arbeitsgebietes ist die Twenglamelle zunächst noch als zusammenhängendes Band, dann in Schollen aufgelöst, 20 km weiter verfolgbar bis Riedingtal (oberstes Zederhaustal). Ihr S-Ende befindet sich im Arbeitsgebiet, wird von den Alluvionen bei Mauterndorf verdeckt und ist daher problematisch. Ich vermute ihr Umbiegen S Mauterndorf nach SW in Richtung Begöriach mit Mächtigkeitsreduktion auf wenige deka-m und Auskeilen der mesozoischen Deckenscheider.

Solchermaßen beschreibt die Twenglamelle ein den Muhrbögen der Hohen Tauern (Hafnergruppe) entsprechendes, umlaufendes Streichen von WNW (Ernsthütten) zu NW (Taurachtal), N–S (W Veitl), NNE (E Schloß Mauterndorf) bis NE (Begöriach). Es herrscht mittelsteiles, im Gebiet zwischen Purn und Mahdlwald auch steiles E-Fallen der s-Flächen. Die Lineationen und Hauptfaltenachsen streichen WNW bis NW mit horizontaler Lagerung an der Taurachquerung bei Lagler (2 km SE Tweng), vorherrschend flachem W-Eintauchen W Lagler bis Ernsthütten und vorherrschend flachem E-Eintauchen von Lagler bis Mauterndorf. Mitunter tritt jüngere Knitterung um NNE bis ENE eintauchende Faltenachse auf.

Im Gegensatz zur Tauchfalte der Weißeneckdecke (siehe oben) stellt die Lantschfelddecke im Arbeitsgebiet eine Abscherungsdecke dar. Ihr basales Kristallin (Twenglamelle) liegt auf den Jungschichten der Weißeneckdecke längs der Strecke: S Obere Ernsthütte bis Laswald. Nur winzige zwischenlagernde Triasschuppen finden sich an der Überschiebungsfläche am Grat S Oberer Ernsthütte (Abb. 28, Figur 1, Signatur 6). Die

Jungschichten keilen im Laswald aus, so daß die Twenglamelle bei Schloß Mauterndorf unmittelbar dem Triasdolomit der Weißeneckdecke aufliegt.

Die aufrechte mesozoische Schichtfolge der Lantschfelddecke über der Twenglamelle ist zunächst bei der Ambroschütte (NW Tweng) 100 m mächtig und besteht aus einem gefalteten Paket von Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk und Wettersteindolomit. Nach Überdeckung durch die Taurachalluvionen tritt das Mesozoikum der Lantschfelddecke als nur einige m dickes und linsenförmig zerrissenes Gesteinsband zwischen SE Purn und SSW Veitl auf. Es besteht aus Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit und beinhaltet WNW Veitl auch Jungschichten. Das dünne boudinierte Gesteinsband bildet zwischen den Steilwänden der E-Seite des Taurachtales ein morphologisches Gesimse und den Deckenscheider zwischen Tweng- und Veitllamelle (Abb. 12 und 21).

Petrographisch besteht die Twenglamelle aus grobkörnigem Orthogneis (Augengranitgneis von Mauterndorf, postkristallin bezüglich Knaf deformiert) mit Aplitgneisen und aus Paragneisen mit Lagen von Bändergneis, Glimmerschiefer und Amphibolit mit Retromorphose zu Phyllonit und Grünschiefer.

Der Orthogneis baut allein den S-Teil der Twenglamelle in Mauterndorf und E Hammer mit Ausnahme einer 20 m mächtigen, phyllitischen Gesteinspartie 250 m NNW Schloß Mauterndorf auf. Im Mahdlwald verzahnt der Granitgneis mit Bändergneis (Abwechslung Biotit- und Hornblende-reicher Lagen mit aplitischen Lagen), Amphibolit und Paragneis. Es handelt sich um einen deformierten Intrusionskontakt (Abb. 21, Figur 5). Zwischen Mahdlwald und Ernsthütten besteht dann weiterhin der tiefere Teil aus dem Augengranitgneis und der höhere Teil aus den vorgenannten Gesteinen mit Phylloniten nach Paragneis, Bändergneis, Glimmerschiefer und Amphibolit, an denen meines Wissens erstmals in den Erdwissenschaften die rückschreitende Gesteinsmetamorphose (retrograde Metamorphose, Retromorphose, Diphthorose) erkannt wurde (UHLIG, 1908; BECKE, 1909a und b). Diese klassischen Phyllonite sind derzeit am neuen Güterweg von der Ambroschütte zur Oberen Ernsthütte vorzüglich aufgeschlossen (Abb. 20).

4.1.3.4.1. Historisches zur Erkenntnis der retrograden Gesteinsmetamorphose und zur Aufstellung des Begriffes: Diaphthorose

Die berühmte Geschichte der genetischen Erkenntnis, daß phyllitisch aussehende Gesteine der Twenglamelle im Gebiet der Ernsthütten retromorphe Gneise darstellen, läßt sich kurz folgendermaßen wiedergeben:

STUR (1854, p.844–845, Tafel 5: Profil 30; geolog. Manuskriptkarte 1 : 28.000) findet den Gneis bei Mauterndorf E Taurach. VACEK (1882; 1893, p. 387) erkennt und sammelt „grobflaserigen Gneis, Schiefergneis und Glimmerschiefer“, beschränkt auf das Gebiet E Taurach zwischen Mauterndorf und Tweng und veranlaßt deren mikroskopische Untersuchung und Bestätigung durch ROSIWAŁ (1893).

Im Gebiet der Twenglamelle W Taurach befinden sich die Untere und Obere Ernsthütte (Almen). Sie trugen auf der alten topographischen Spezialkarte 1 : 75.000 den Namen „Ambros“. Die auf den gegenwärtig gültigen österr. Karten 1 : 50.000 und 1 : 25.000 eingetragene Ambroschütte fehlt den alten Karten. Sie war an-

scheinend damals noch nicht erbaut. Für das Verständnis der klassischen Arbeiten von VACEK und BECKE ist es absolut wichtig, zur Kenntnis zu nehmen, daß die in diesen alten Arbeiten genannte „Ambrosalm“ ident ist mit den Ernsthütten und nicht mit der Ambroschütte der heutigen Karten. Im nachfolgenden Text beziehe ich mich auf die offiziellen Namen der heutigen Karten.

VACEK (1882, p. 313, 315; Manuskriptkarte 1 : 75.000) beobachtet im Gebiet der Oberen Ernsthütte „glimmerschieferähnlichen Phyllit“ (nach heutiger Interpretation : Phyllonit nach Paragneis) und „serizitischen und talkigen Quarzschiefer“ (nach heutiger Interpretation: Phyllonit nach Granit-Augengneis). Er verbindet sie aber nicht mit den Gneisen von Tweng-Mauterndorf, sondern teilt sie der Tauernschieferhülle zu. FRECH (1901, p. 6, 45 und geolog. Karte 1 : 75.000) stellt die Tektonik richtig. Die phyllitischen Gesteine bei der Oberen Ernsthütte liegen über den Triasgesteinen des Weißenecks und verbinden sich kartenmäßig mit jenen von Tweng bis Mauterndorf. Erstmals gibt er eine ziemlich vollständige und im Prinzip richtige geologische Kartendarstellung der Twenglamelle W und E der Taurach. Um die Einheitlichkeit der geologischen Zone zu wahren, verfällt er dabei auf die absurde Idee, mit Ausnahme des Granitgneises in der Ortschaft Mauterndorf die Existenz der von VACEK und ROSIWAL E Taurach nachgewiesenen Gneise zu leugnen. Er behauptet, daß es auf der gesamten Strecke N Mauterndorf – Tweng – Ernsthütten ausschließlich nur Quarzphyllit oder Tonglimmerschiefer ohne makroskopischen Feldspat gäbe.

Die folgende heftige Diskussion zwischen VACEK und FRECH über den Gesteinsbestand dieser Zone löst UHLIG (1908, p. 1394–1395, 1406) elegant und genial, indem er zeigt, daß die phyllitähnlichen Gesteine der Ernsthütten zum größten Teil „entartete“ Gneise sind. „Besonders in der Grenzregion gegen das mesozoische Tauerndeckensystem sind die Felsarten der Gneisreihe stark laminiert und geschiefert. Sie treten uns häufig als schmutzig grünliche, braun verwitternde, undeutliche Serizitschiefer und Serizitchloritschiefer entgegen ... Diese durch die Vorgänge der Gebirgsbildung bedingte sekundäre Ähnlichkeit“ (zwischen Gneis einerseits und Phyllit bis Quarzit andererseits) „erschwert aber nicht nur die Unterscheidung der Felsarten, sondern auch die Erkennung ihrer wahren gegenseitigen Beziehungen.“ So findet UHLIG erstmalig den Gneis der Twenglamelle der Ernsthütten und bis in das Lantschfeld. Vor allem entdeckt er mit seinem zu phyllitischem Aussehen „entarteten“ Gneis erstmals die Genese jener Gesteine, die später als rückschreitend metamorphe Gesteine, Diaphthorite (BECKE) und Phyllonite (SANDER) in die heutige Wissenschaft (Petrologie und Geologie) weltweit Aufnahme fanden und besonders für die Alpengeologie von sehr großer Bedeutung sind.

BECKE (1909a: p. 1060–1065; 1909b) beprobte unter Führung von UHLIG im Jahre 1907 die aus Gneis regressiv metamorph entstandenen Serizit-Chlorit-Phyllite längs des Weges von Tweng zu den Ernsthütten, und den progressiv metamorphen Serizit-Chlorit-Phyllit (Grünphyllit der Tauernschieferhülle) des winzigen, auch heute noch neben der Tauerndstraße (Bundesstraße 99) am oberen Ende der Taurach-Dolomitschlucht vorhandenen Felsaufschlusses. Diese Lokalität befindet sich 300 m NNE Gastalm (P. 1197), bzw. 500 m SSE P. 1181 (nicht mehr dort existierender Edenbauer der topographischen Karte).

Die mikroskopische Untersuchung aller Proben durch BECKE ergab denselben phyllitischen Mineralbestand. Die Gneisabkömmlinge des Gebietes der Ernsthütten zeigten jedoch stellenweise reliktsche Gneisgefüge und in einem Falle Orthit als Reliktmineral, wobei es sich bei der betreffenden Probe um einen Orthogneis-Abkömmling gehandelt haben dürfte.

BECKE kommt zur allgemeinen Schlußfolgerung, daß für die Unterscheidung progressiv und regressiv metamorpher phyllitischer Gesteine Mineral- und Gefügerelike und vor allem feldgeologische Zusammenhänge entscheidend sind. Seine vorgeschlagene Nomenklatur: „diaphthoritisch“ für regressiv metamorphe Gesteine, deren Edukt an Relikten erkennbar ist, und „Diaphthorit“ für solche, deren Edukt mineralogisch-petrographisch unkenntlich bleibt und nur feldgeologisch nachgewiesen werden kann, steht auch heute noch bei uns in Gebrauch. International hat sich jedoch eher die Nomenklatur: regressiv metamorph, Retromorphit durchgesetzt. Denn einerseits ist die Schreibweise „Diaphthorit“ kompliziert und andererseits beruht die BECKESCHE Originaldefinition dieses Begriffs auf seiner metamorphen Tiefenstufenlehre vom Jahre 1903, welche seither durch GRUBENMANN'S 3 Tiefenstufen und durch ESKOLA'S metamorphe Mineralfazieslehre ersetzt wurde.

4.1.3.4.2. Petrographie

Im folgenden beschränke ich mich im wesentlichen auf die Beschreibung des Mauterndorfer Augengranitgneises und auf die im Anstehenden, längs des neuen Güterweges (Abb. 20) beprobten Para- und Orthogesteine der klassischen Lokalität von BECKE'S diaphthoritischem Gneis (BECKE, 1909a, p. 1060–1061), der seither zwar oft in der Literatur zitiert, aber niemals bezüglich geologischer Position und petrographischer Vergesellschaftung detailliert untersucht wurde.

Augen-Granitgneis von Mauterndorf

Das Gestein vom Steinbruch in SH. 1175 m am Güterweg W Stampfl in Mauterndorf ist ein grobkörniger, straff geregelter B-Tektonit mit deutlicher Lineation, der die Längung der Felspataugen und die walzenförmigen Glimmer- und Quarzanreicherungen folgen. Mit freiem Auge erkennt man die postkristallin zerbrochenen und daher nicht nur augigen, sondern auch scharfkantige und eckige Umrisse aufweisenden, 3,5 cm großen, farblosen Feldspate, einen teils schwarzen bis grünlichen Glimmerfilz, einzelne wenige, bis 5 mm große Hellglimmerblättchen und die feinkörnigen hellgrauen Quarzlagen.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als Knaf-Schachbrettalbit-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Augen-Granitgneis (Se 205, 274, 3003, 3004, 3005).

Mikrokin-Aderperthit ist der vorherrschende Feldspat und baut auch die meisten Feldspatgroßindividuen des Gesteines auf. 2 Vx = 80 bis 86°. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingssnaht. Alte Plag-Einschlüsse sind gefüllt (Typus B) und kommunizieren sekundär mit Perthitadern. Sehr deutlich ist die postkristalline Zertrümmerung ohne Rekristallisation. Die Knaf-Großindividuen zerfallen in eckige und auch in holzscheitförmige Bruchstücke. Die Fugen zwischen den Trümmern sind mit Quarz ausgeheilt.

Schachbrettalbit geht aus dem Aderperthit unter Vermittlung von Fleckenperthit hervor. Diese Übergänge sind stellenweise zu beobachten. Häufig sind Knaf-Großindividuen aber bereits gänzlich in Schachbrettalbit umgewandelt.

Bezeichnender Weise fehlt dem Gestein absolut Myrmekit.

Die Plagioklas-Leisten (hauptsächlich Plag III, seltener Plag II und I) zeigen Fülle vom Typus B. Auch sie sind postkristallin deformiert (gequälte Zwillinglamellen und Kornzertrümmerung).

Der Biotit baut kleine (unter 0,3 mm Ø), aber sehr zahlreiche Blättchen auf, die sich zu dem eingangs genannten, schwarzen bis grünli-

chen Filz vereinigen. Pleochroismus: farblos bis braun oder grün. Pleochroitische Höfe am Rande von Titanit.

Der Hellglimmer bildet zum überwiegenden Teil ein feinblättriges Aggregat, das auch lidförmig die Feldspat-Augen umsäumt. Spärlich, aber niemals fehlend, treten die eingangs erwähnten großen Hellglimmerblättchen auf. Sie bilden auch Querglimmer und weisen postkristalline Quälung und einen Saum von kleinblättrigen Hellglimmer-Aggregaten auf.

Der Quarz ist kaltgereckt: Komplizierte Verzahnung der Körner, starke Undulösität und Längung parallel s des Gesteines. Bildsame Quarzlamellen umgeben mit Biegefalten die spröden Kanten der Feldspatklasten. Böhmsche Streifung kommt vor.

Ferner: Opazit, Titanit, Stilpnomelan (an jüngsten Klüftchen, büschelförmig, Pleochroismus von goldgelb bis braungold, kein Szintillieren, schwache Absonderung senkrecht zur Basisfläche), Apatit und Epidot. Es fehlt Granat. ROSIWAL (1893, p. 366) hatte Granat erwähnt, aber vielleicht mit Apatit verwechselt.

Genese: Das Gestein kann als deformierter grobkörniger Biotitgranit gedeutet werden. Die einstigen großen Biotite dürften zum kleinblättrigen Biotitfilz mit Entmischung von Titanit umgewandelt worden sein. Die Feldspate sind zerbrochen, die Kalifeldspate teilweise schachbrettalbitisiert, die Plagioklase anscheinend zu Albit und Fülle umkristallisiert. Der Hellglimmer ist wohl zur Gänze eine Neubildung. Die großen Hellglimmer finden sich vorzugsweise in den Gesteinslagen mit besonders intensiver Differentialbewegung. Häufig wurden sie nachträglich deformiert und von Klein-Hellglimmern umgeben. An den jüngsten Gesteinsklüftchen siedelt Stilpnomelan. Auffallend ist, daß dem Gestein der untersuchten Proben Chlorit fehlt.

Aplitgneis

Untersucht wurde eine wenige dm dicke, farblose bis hellgrüne Lage in Paragneis. Fundort: W Tweng, dort, wo der Güterweg S Ambroschütte den „Ernstbach“ (Abb. 20, Signatur 5) quert. Das feinkörnige Gestein besitzt flächiges Parallelgefüge und markante Lineation mit Inselgefüge senkrecht zur Lineation (Faltenachse).

Hauptgemengteile sind Knaf (dem Orthoklas nahestehend), Plag II (mit Fülle A), Hellglimmer und Quarz (Böhmsche Streifung).

Accessoria: Opazit, Apatit, Chlorit und als Spätbildungen: Kalzit (ohne Zwillingslamellen), Stilpnomelan und Limonit.

Das wegen seiner feinkörnigen Kompaktheit recht widerstandsfähige Gestein zeigt nur wenig postkristalline Deformation. Diesbezüglich steht es im Gegensatz zu den bildsamen diaphthorischen Paragneisen, welche das Nebengestein dieses ehemaligen Aplit-Lagerganges bilden.

Epidotgneis

Er bildet eine 3 m mächtige Lage im Paragneis W Tweng (Abb. 20, Signatur 8). Es handelt sich um mittelkörnigen grünen Hellglimmer-Chlorit-Epidot-Titanit-Plag-Quarz-Gneis (Se 3009).

Der Plagioklas (Plag II und I) ist xenomorph und weist Fülle Typ C auf. Als Accessoria treten Opazit, Rutil (mit Titanitsaum) und zwillingslamellierter Kalzit auf.

Das Edukt dürfte ein basaltischer Tuffit gewesen sein.

Paragneis und Glimmerschiefer

Ein volumetrisch bedeutender Teil der Twenglamelle besteht aus diaphthorischem Paragneis mit untergeordneten Schieferen. Sie bilden eine nur wenige m mächtige, linsenförmige tektonische Schuppe unter dem Augen-Granitgneis (NNW Schloß Mauterndorf und in SH. 1255 m am Güterweg S Mahdlwald) und ein 150 m mächtiges diaphthorisches Gneispaket über demselben (W Tweng).

Petrographisch handelt es sich um mittelkörnige, teilweise grobschuppige, grüne Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneise mit eindeutigen Merkmalen rückschreitender Metamorphose (Oligoklas alt, Albit neu, chloritisierter Granat, sekundärer Chlorit und Titanit nach Biotit) und postkristalliner Deformation, also um typische Diaphthorite nach primärem Biotit-Plagioklas-Paragneis. Seltener sind Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer. Phakoide von Augen-Granitgneis, seltene Kalinatronfeldspat-Augen und ein Aplitlagergang (Abb. 20, Signaturen 5, 13, und 15) machen es wahrscheinlich, daß der Granit ursprünglich in die Paragesteinsserie intrudierte. Die nachträgliche kräftige Defor-

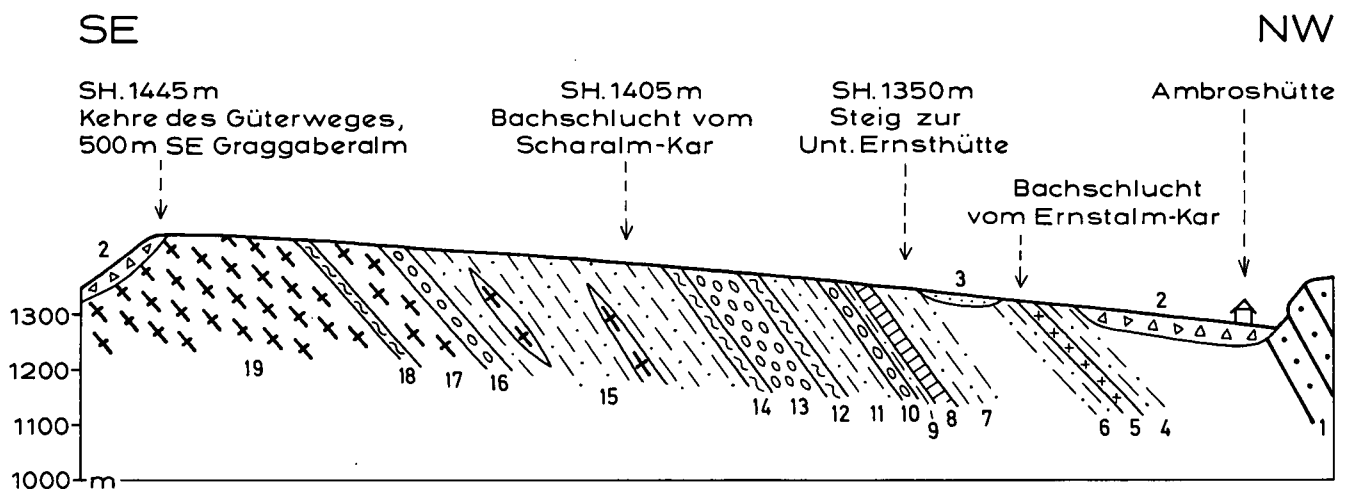


Abb. 20.

Die Gesteine der Tweng-Gneisslamelle am klassischen Fundort des diaphthorischen Gneises BECKE's. Profil längs des neuen Güterweges SE Ambroschütte bei Tweng.

Trias der Lantschfelddecke: 1 = Lantschfeldquarzit. Quartär: 2 = Bergsturzblockwerk; 3 = Gehängeschutt. Basement der Lantschfelddecke (Tweng-Gneisslamelle): 4 = mittelkörniger Paragneis mit 6 mm großen Pyritwürfeln; 5 = Aplitgneis; 6 = Paragneis; 7 = Paragneis und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer; 8 = Epidotgneis (3 m); 9 = feinschieferiger grobschuppiger Paragneis (4 m); 10 = derselbe mit 3 mm großen Feldspat-Augen und 4 mm großen Pyritwürfeln (2 m); 11 = grobschuppiger Paragneis und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer (20 m); 12 = Weißschiefer (Gneisphyllonit, 2 m); 13 = Paragneis mit 3 mm großen Kalinatronfeldspat-Augen und 5 mm großen Pyritwürfeln, das Gestein enthält Zwischenlagen von feinkörnigem Gneis und von Hellglimmer-Chlorit-Schiefer (20 m); 14 = Biotit-führender, pappendeckeldünn verschieferter, quarzreicher Orthogneis-Phyllonit (5 m); 15 = grobschuppiger Paragneis (50 m) mit Linsen von Augen-Granitgneis; 16 = feinkörniger phyllonitischer Augen-Granitgneis (5 m); 17 = mittelkörniger Augen-Granitgneis (10 m); 18 = Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Gneisphyllonit) (0,5 m); 19 = grobkörniger Augen-Granitgneis (ca. 200 m).

mation und rückschreitende Metamorphose hat allerdings den Intrusionsverband zerrissen.

Der im Jahre 1981 gebaute Güterweg SE Ambroschütte lieferte vorzügliche kontinuierliche Aufschlüsse (Abb. 20), ebenfalls das in den Jahren 1982 bis 1983 errichtete Anschlußstück von der Unteren Scharalm zur Oberen Ernsthütte. In dem seinerzeit „mangelhaft und ungünstig“ aufgeschlossenen Areal sammelte BECKE (1909a, p. 1060–1061) unter Führung von UHLIG am Weg von Tweng zu den Ernsthütten (heute rot markierter Touristensteig), ca. 80 m über der Talsohle die Serizit-Chlorit-Phyllite, die beide Forscher sekundär aus Gneis ableiteten. Dabei wurden in die allgemeine Geologie die Begriffe „entarteter Gneis“, „rückschreitende Metamorphose“, „diaphthoritischer Gneis“ und „Diaphthorit“ eingeführt. Ich hatte Gelegenheit, in den Jahren 1981 bis 1983 während und unmittelbar nach der Freilegung des anstehenden Feisgerüstes dieses klassischen geologischen Areales, die feldgeologischen Beobachtungen durchzuführen, Proben an unverwittertem Gesteinsmaterial zu schlagen und die Petrographie der Paragesteine wie folgt auszuarbeiten:

Die ebenflächig parallelschiefrigen Gesteine haben stets eine deutliche Lineation, die zugleich Achse der Kleinfalten ist. Megaskopisch erkennt man Hellglimmer, Chlorit, bis 4 mm große Feldspate (häufig augenförmig) und mitunter Pyrit und goldgelbe Aggregate von feinschuppigem Stilpnomelan. Quarz bleibt stets kleinkörnig und ist megaskopisch nur kenntlich, wo er zu mm-dicken Lagen angereichert ist.

Mikroskopisch wurden Proben zwischen Augen-Granitgneis (Mahldwald, Se 2913) und aus dessen Hangendem längs des genannten Güterweges von der Ambroschütte zur Oberen Ernsthütte (Abb. 20 stellt den unteren Wegteil dar, die angegebenen Signaturen beziehen sich auf diese Abb. 20) von folgenden Lokalitäten untersucht: W Tweng in SH 1370 m (Se 3061); Güterweg SE Ambroschütte: SH. 1320 m, Signatur 6 (Se 2916, 2917); SH. 1355 m, Signatur 7 (Se 3011); SH. 1370 m, Signatur 11 (Se 3007) und SH. 1410 m, Signatur 15 (Se 3006, 3008); ferner oberer Teil des Güterweges zwischen „Wieseneggeralm“ (N Unterer Scharalm) und Oberer Ernsthütte in SH. 1690 m (Se 3062, 3063).

Hellglimmer ist teils als feinblättriger serizitischer Filz, teils in bis 5 mm großen Schuppen entwickelt.

Chlorit findet man vielfach mit Titanit und Opazit vergesellschaftet.

Plagioklas: Gemessen wurde leistenförmiger, kataklastischer Oligoklas mit 29 % An (annähernd senkrecht X in Probe Se 2913) vom Typus Plag III und mit Fülle B. Häufiger jedoch sind Albite (0 % An gemessen senkrecht X in Se 3061) einer wahrscheinlich jüngeren Generation, da sie auch bis 2,6 mm große Rundlinge mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen von Opazit, Hellglimmer und Titanit bilden und somit als jüngere Blasten aufzufassen sind. In vielen Proben ist eine Unterscheidung zwischen Plag auf und Plag neu schwierig. Es handelt sich zumeist um kornertrümmerte Bruchstücke mit gequälten Zwillinglamellen, mit den Typen Plag III, II, I und mit den Füllungstypen C und B, oder ungefüllt).

Quarz: Kleinkörnig, xenomorph, mitunter Böhmsche Streifung. Bedeutende Anreicherung in feldspatfreien Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefern und in Weißschiefern (Serizit-Quarz-Schiefern).

Nebengemengteile und Accessoria: Kleine Granat-Körnchen mit 0,4 mm Durchmesser werden ringförmig von sekundärem Chlorit umgeben (Se 2913). Kalinatronfeldspat kommt nur in einer Probe vor (Se 3007, Abb. 20, Signatur 13). Es handelt sich um 3 mm große, perthitfreie Kristallaugen mit flauer Mikroklitterung und mit Einschlußsen von altem Plag. Genetisch dürfte es sich um metasomatische Knaf-Sprossung im Zuge der Granitintrusion in den Paragneis handeln. Stilpnomelan (Se 2913, 2917, 3011, 3063) gehört zu den jüngsten Bildungen, tritt in winzigen, büscheligen Schuppen meist an Spalten auf und ist stellenweise zu megaskopisch erkennbaren Aggregaten angereichert. Pyrit bildet häufig bis 6 mm große Blasten (Würfel) mit sekundärer Limonitisierung. Die häufigsten Accessoria sind Opazit und Titanit. Auch Leukoxen und Opazit mit Titanitrand kommen vor.

Ferner: Epidot, Turmalin (gedrungene Säulen bis 1,5 mm Länge), Apatit, Rutil (mit Titanitrand), syngenetischer Kalzit mit Zwillinglamellen, Hämatit und Zirkon.

4.1.3.5. Veitl-Gneislamelle

Eine im Streichen 10,5 km lange und 100 m mächtige Gneislamelle befindet sich im Hangenden der Tweng-

Gneislamelle und ist von dieser durch einen Deckenscheider mesozoischer Sedimente getrennt. Nach dem Bauernhof Veitl, 1,1 km N Schloß Mauterndorf, nenne ich diese lange dünne Gneislamelle Veitl-Gneislamelle. Siehe Abb. 1, Signatur D!

Sie bildet im N das bereits von TOLLMANN erkannte Basement der Pleißingdecke. Neu ist die aus meiner geologischen Felduntersuchung hervorgegangene Beobachtung des kontinuierlichen Weiterstreichens dieses Kristallinspanes bis in die Gegend von Mauterndorf.

Das Kristallin der Veitl-Gneislamelle besteht hauptsächlich aus diaphthoritischem Paragneis mit einer 10 bis 20 m mächtigen Einlagerung von Amphibolit, der örtlich durch Retromorphose zu Chloritschiefer wurde. Ganz im S beteiligt sich auch grobkörniger Augen-Granitgneis am Aufbau der Veitl-Gneislamelle.

Genetisch wird man annehmen dürfen, daß vom mächtigen voralpidischen Grundgebirge eine Kappe des Grobkorngranites mit auflagerndem Paragneis und Amphibolit (altem Dach) skalpiert und als Veitl-Gneislamelle mit auflagerndem Pleißingmesozoikum und tektonischer Schuppenzone alpidisch transportiert und regressiv metamorphosiert wurde.

Historisches: STUR (1854, Tafel 5, Profil 30) kennt Chloritschiefer über dem Gneis N Mauterndorf. Auch VACEK (1893, p. 387 und geologische Manuskriptkarte 1:75.000) erwähnt über dem grobfaserigen Gneis bei Mauterndorf „Schiefergneis mit hornblendereichen Lagen“ und kartiert erstmals einen vermeintlichen „Quarzphyllit“ im Ortsgebiet von Tweng unter dem Quarzit der Steilwand. KOBER (1912c, p. 527) bezeichnet ihn richtig als Gneis und erwähnt ein Ausheben der Lantschfelddecke bei Stoffen SE Tweng. PREY (1938, p. 64) beobachtet die tektonische Komplikation über dem Mauterndorfer Gneis bei St. Gertrauden mit Beteiligung von Altkristallin, Triasquarzit, Dolomit etc. TOLLMANN (1961b, Tafel B, Fig. 9 und 12; 1966, p. A59) entdeckt an der Basis der Pleißingdecke das Perm (über dem Tennfall) und das diaphthoritische Kristallin („Ahornlahn“) und beschreibt ganz richtig die „Amphibolit-führende Kristallin-Lamelle der Langwiesen“ NW Veitl.

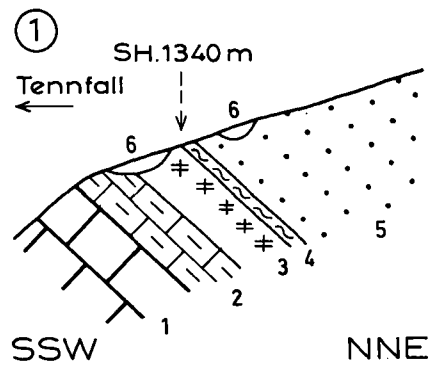
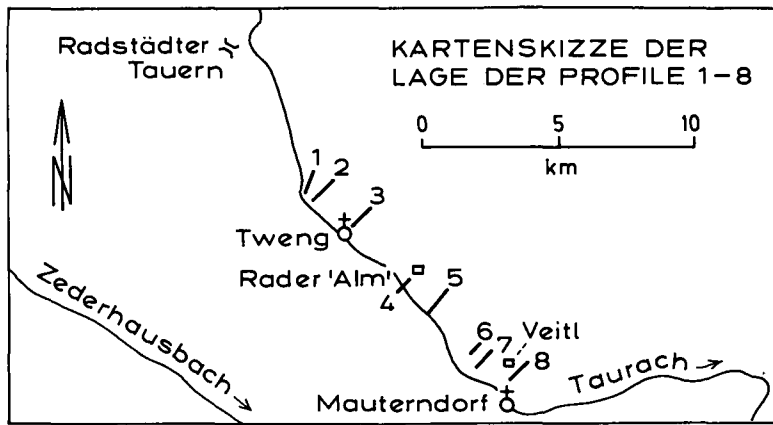
4.1.3.5.1. Detailprofile

Eine Übersicht über die geologische Position des S-Teils der Veitl-Gneislamelle zwischen Purn und Veitl vermittelt Abb. 12 (Profile 2 bis 7, Signatur D). Details über die gesamte Erstreckung der Lamelle sind der Abb. 21 mit ausführlicher Erläuterung zu entnehmen. Im folgenden seien einige zusätzliche Bemerkungen angeführt.

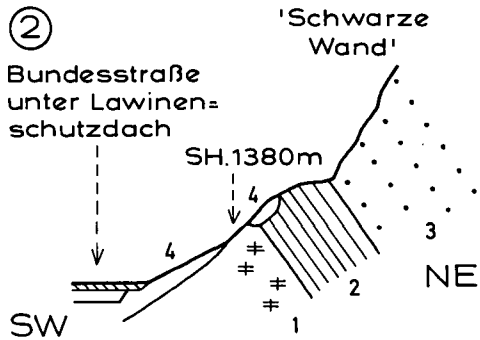
Den problematischen, intensiv gefalteten, gequälten und anscheinend albitreichen Serizit-Chlorit-Phyllit über dem Tennfall (Abb. 21, Figur 1, Signatur 3) möchte ich auf Grund seiner Struktur als Gneisphyllonit und das darüberlagernde chloritreiche Gestein als basischen Phyllonit (Grünschiefer, retromorph nach Amphibolit) interpretieren. Die Deutung als permischer Schiefer scheint mir auf Grund des makroskopischen Gefüges weniger wahrscheinlich zu sein.

Petrographisch eindeutig ist der mit einer sichtbaren Mächtigkeit von 25 m im „Ahorngraben“ aufgeschlossene diaphthoritische Serizit-Chlorit-Paragneis (Abb. 21, Figur 2, Signatur 1). Er enthält 5 bis 10 mm große Pyritwürfel und einen 10 cm dicken, limonitreichen Quarzlagengang, dem am N-Rand der Wildbachschlucht in SH. 1360 m eine 1,5 m tiefe Pinge folgt.

Der diaphthoritische Paragneis in der Ortschaft Tweng führt großen reliktilischen Hellglimmer und eine diaphthoritische Amphibolitlage: z. B. bei der ehemaligen Volksschule neben dem markierten Touristensteig in Richtung Hofbauerhütte, oder im Aufschluß NE Oberrader. Stellenweise treten im Paragneis aplitische Injektionslagen und große Pyritblasten auf. Die meso-



SW NE



SW NE

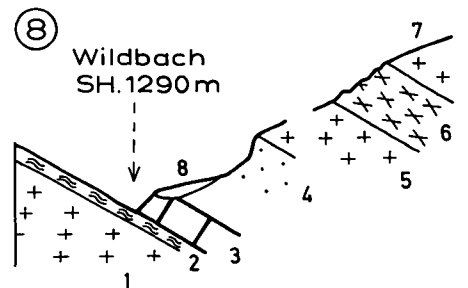
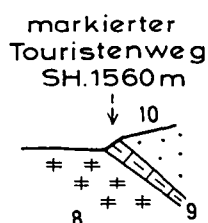
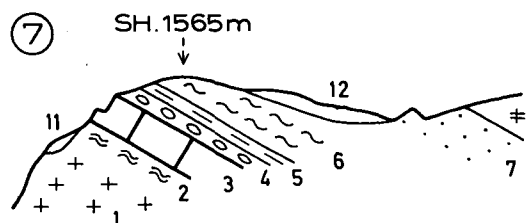
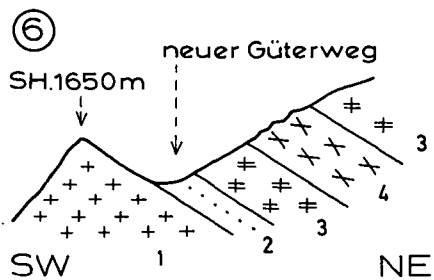
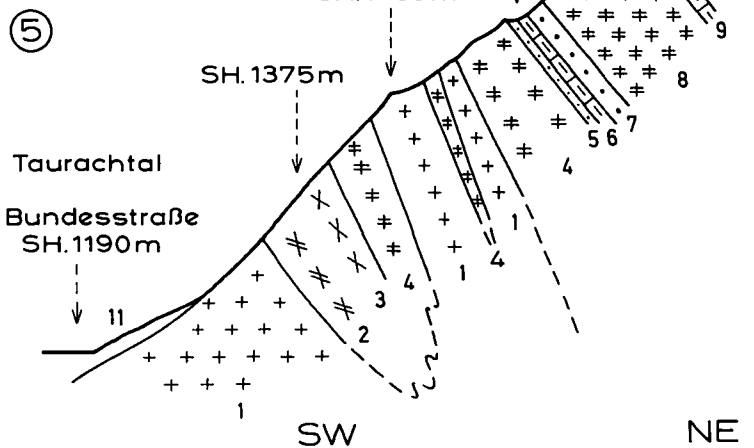
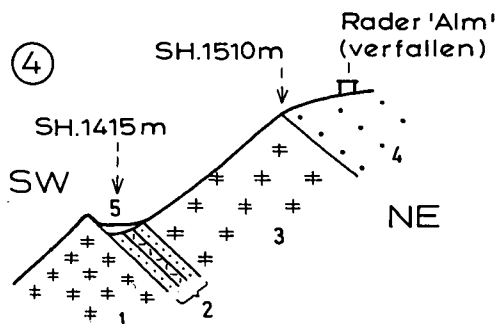
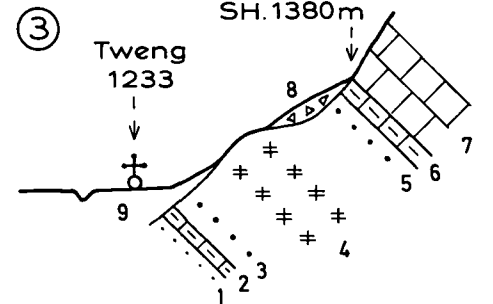


Abb. 21.

Position der Veitl-Gneislamelle zwischen liegendem und hangendem mesozoischem Deckenscheider. Querprofile mit verschiedenen Maßstäben.

① Orographisch linkes Taurachufer NNE Tennfall.

1 = grauer Triasdolomit; 2 = Kalkmarmor (10 m), Gutensteinniveau; 3 = fraglicher Gneisphyllonit (3 m) (?Veitl-Gneislamelle); 4 = Chlorit-Serizit-Kalzit-Phyllit (0,5 m) (?basischer Phyllonit der Veitl-Gneislamelle oder ?Perm); 5 = Lantschfeldquarzit, s: 138/45NE, Lineation: 120/17 SE; 6 = Gehängeschutt.

② „Ahorngaben“ 1,4 km NW Kirche Tweng.

1 = diaphthoritischer Serizit-Chlorit-Paragneis (25 m) mit Pyritblasten, Veitl-Gneislamelle, s: 115/51 N, Lineation: 115/10 E; 2 = dünnchiefriger Quarzit; 3 = Lantschfeldquarzit, s: 105/70 N, Faltenachse: 120/10 SE, Faltenamplitude: dm bis m; 4 = Gehängeschutt.

zoischen Schichten der Lantschfelddecke bei der Ambröshütte fallen eindeutig unter das Kristallin der Ortschaft Tweng, was schematisch in Figur 3 (Signaturen 1 bis 3) berücksichtigt wurde. Der Signatur 3 dürfte eventuell der Lantschfeldquarzit-Fels 200 m NW Kirche Tweng (bei „Gästehaus Rigele“) auf Grund der Position seiner s-Flächen: 132/55 NE angehören, doch könnte es sich auch um einen besonders großen Bergsturzblock handeln.

ESE Purn besteht das Mesozoikum der Lantschfelddecke nur aus Lantschfeldquarzit und Rauhwanke, zusammen 10 m mächtig (Abb. 21, Figur 4, Signatur 2). Sie sind längs des Karrenweges von Purn zur verfallenen Rader-„Almhütte“ in SH. 1355 m am Wildbach unter Resthütte, dann in Lesesteinen auf der Hangleiste in SH. 1415 m und schließlich wiederum anstehend in SH. 1455 m (SE der Kurve des Karrenweges) beobachtbar. Über dem längs des Weges vorzüglich aufgeschlossenen Paragneis der Veitl-Gneislamelle lagert der mächtige Lantschfeldquarzit von Purn, auf dem die verfallene Rader-„Alm“ steht.

Diese Situation wird im Prinzip bis Mauterndorf beibehalten, wobei es teils zu Reduktionen, teils zu Anschwellen des mesozoischen Deckenscheiders (mesozoische Schichten der Lantschfelddecke) zwischen Tweng- und Veitl-Gneislamelle kommt.

Im Mahdlwald bedingt der Deckenscheider eine Hangleiste in SH. 1530 m, wobei sich auch Kalkmarmor und Dolomit einstellen (Figur 5, Signatur 6). Der Paragneis der Veitl-Gneislamelle erreicht hier seine maximale Mächtigkeit von 100 m und enthält diaphthoritischen Amphibolit. An der Basis des mächtigen Purn-Lantschfeldquarzites liegt ein Kalkmarmorband (Signatur 9), das bis in die Gegend von Mauterndorf verfolgt werden kann. N und S Mahdlwald war mir die Begehung des Deckenscheiders in den Felswänden nicht möglich.

1,2 km NW Veitl ist der Deckenscheider auf bloß 4 m mächtigen Lantschfeldquarzit beschränkt (Figur 6, Signatur 2). Nach SE schwillt er an und enthält auch Jungschichten (Jura bis Kreide mit polygener Breccie, Kalk- und Schwarzschiefer, Fig. 7, Signaturen 4 bis 6). In Richtung nach St. Gertrauden erfolgt eine abermalige Reduktion zu Dolomit und Lantschfeldquarzit (Figur 8, Signaturen 3 und 4).

Der Paragneis der Veitl-Gneislamelle enthält hier auch grobkörnigen Augen-Granitgneis vom Mautern-

dorfer Typus und ein mit Unterbrechung weithin streichendes Amphibolitband (Figur 6, Signatur 4; Figur 8, Signaturen 5 bis 7).

Der feinkörnige Amphibolit S Veitl (Figur 8, Signatur 6) führt viel Stilpnomelan, dessen goldgelbe Schüppchen mit freiem Auge erkennbar sind.

Mikroskopisch erweist sich dieses Gestein als Albit-Epidot-Amphibolit (Se 3010) mit den Hauptgemengteilen: Albit (3 % An, gemessen senkrecht X; Rundlinge vom Typus Plag II und I; Fülle C), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Epidot und Titanit.

Ferner: Stilpnomelan (Pleochroismus goldgelb bis dunkelgoldbraun, büschelig, kein Szintillieren, Absonderung senkrecht zur Basisfläche, Durchmesser der Einzelblättchen bis 0,3 mm), Quarz, Opazit und Hämatit.

Das Auskeilen der Veitl-Gneislamelle nach S ist durch Moräne längs der Trasse des Skiliftes von St. Gertrauden bedeckt.

4.1.3.6. Gneislamellen im Katschbergphyllit

Ähnlich wie im Innsbrucker Quarzphyllit bei der Europabrücke treten auch im Katschbergphyllit dünne Gneislagen auf. Schon UHLIG (1908, p. 1412–1413 und geologisch-tektonische Kartenskizze) bemerkte, daß sich im hangenden Teil des „Katschbergschiefers“ verschieferte Gneise („Gneis-Schiefer“) befinden, ohne allerdings Fundorte oder Beschreibungen solcher Gesteine detailliert zu liefern. Auf meine Anregung hat sich Herr Kollege Dr. NOWOTNY (1976, p. 31, 37–42, Beilage 1; EXNER, 1980a, p.392–393) dieser Aufgabe unterzogen und mehrere Fundorte samt mikroskopischen Befunden von Gneisen und gneisverdächtigen Gesteinen im hangenden Teil des Katschbergphyllites mitgeteilt.

Da es sich dabei oft nur um punktförmige Vorkommen an vergänglichlichen künstlichen Aufschlüssen (einstürzende oder zuwachsende Böschungen von Güterwegen und Skipisten) handelt, habe ich in die geologische Karte des mittleren Lungaus nur 2 bedeutende Gneislamellen aufgenommen, die zusätzlich durch natürliche Felsaufschlüsse gekennzeichnet sind und auch in zukünftigen Jahrzehnten wiederauffindbar sein werden. Es sind dies (siehe Abb. 1, Signatur E):

Die 10 m mächtige Paragneislage im Katschbergphyllit in SH. 1330 bis 1340 m, 450 m ESE Steinbruch Lärchkogel. Die Aufschlüsse befinden sich 135 m W Güterweggabel und wurden auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. NOWOTNY gefunden, der zutreffende

3 Ortsgebiet Tweng.

1–3 = Trias der Lantschfelddecke (vermutet); 4 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle), s: 144/56 NE, Lineation: 135/15 SE; 5 = Lantschfeldquarzit; 6 und 7 = Kalkmarmor und crinoidenreicher dunkler Dolomit des Gutensteinniveaus; 8 = Bergsturz; 9 = Gehängeschutt und Alluvionen.

4 Karrenweg von Purn zur verfallenen Rader „Alm“.

1 = Paragneis (Tweng-Gneislamelle); 2 = Lantschfeldquarzit und Rauhwanke (10 m), s: 108/54 NE; 3 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle) (60 m), s: 125/61 NE, Lineation: 120/14 NW; 4 = Lantschfeldquarzit; 5 = Moräne.

5 Steilhang an der E-Seite des Taurachtales (Mahdlwald).

1 bis 4 = Tweng-Gneislamelle mit deformiertem Intrusionsverband von grobkörnigem Granitgneis (1) in Paragneis (4), Amphibolit (3) und diaphthoritischen Amphibolit (Chlorit-Plagioklas-Schiefer, 2), s: 115–136/52–78 NE, Lineation 116–135/8–16 SE; 5 = Lantschfeldquarzit (2 m); 6 = Kalkmarmor (4 m), verfaltet mit farblosem Dolomit; 7 = Lantschfeldquarzit (10 m), s: 115/52 NE; 8 = Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer (Veitl-Gneislamelle), s: 118/53 NE; 9 = Kalkmarmor (10 m), mit Lagen von farblosem Dolomit; 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Gehängeschutt und Alluvionen.

6 Hangleiste über dem Steilhang 1,2 km NW Veitl.

1 = Augen-Granitgneis (Tweng-Gneislamelle), s: 160/31 E, Lineation: 124/24 SE; 2 = Lantschfeldquarzit (4 m); 3 und 4 = Veitl-Gneislamelle (3 = Paragneis, 4 = Amphibolit).

7 Verflachung über der Steilwand 650 m WNW Veitl.

1 und 2 = Tweng-Gneislamelle (1 = Augen-Granitgneis, s: 144/33 NE, Lineation: 110/16E; 2 = Gneisphyllonit, 2 m, mit Lagerquarz); 3 = farbloser Triasdolomit (3–5 m), teilweise endogen brecciös und sekundär verquarzt; 4 = polygene Breccie (2 m); Komponenten: grauer Dolomit und Quarzit; Matrix: Kalkschiefer; 5 = grauer Kalkmarmor und Kalkschiefer (2 m); 6 = kalkfreier Schwarzschiefer (4 m aufgeschlossen, 10 m vermutet); 7 = Lantschfeldquarzit; 8 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle) (40 m); 9 = Kalkmarmor (2 m); 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Gehängeschutt; 12 = Moräne.

8 Wildbachgraben, 250 m S Veitl.

Tweng-Gneislamelle: 1 = Augen-Granitgneis; 2 = Gneisphyllonit (Weißschiefer) (0,2 m). Mesozoischer Deckenscheider: 3 = Triasdolomit (2 m); 4 = Lantschfeldquarzit (7 m), s: 160/17E. Veitl-Gneislamelle: 5 = Augen-Granitgneis (20 m); 6 = Amphibolit (10 m); 7 = Augen-Granitgneis. Quartär: 8 = Gehängeschutt.

Beschreibungen gibt (l. c., p. 39 und 44, Proben-Nr. 23a und b/24), denen noch meine hinzugefügt sei:

Es handelt sich um einen feinkörnigen, sehr kompakten, graugrünen, ziemlich ebenflächig parallel-schieferigen Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis, der mit s: 20/42 E dem umgebenden Katschbergphyllit konform eingelagert ist. Er bildet einen Felszug über dem oberen Güterweg und Felsaufschlüsse auch zwischen beiden Güterwegen.

Die mikroskopische Untersuchung (Se 3161) zeigt als Hauptgemengteile: Hellglimmer, Chlorit, Albit (gemessen wurde annähernd senkrecht MP: 7 % An; Plag III, II, I, xenomorph, wenig gefüllt, polysynthetische Lamellen nach Albitgesetz) und Quarz (mäßige Kalttekung: Verzahnung, Undation und Längung parallel s).

Accessoria: Opazit, Hydrobiotit, Rutil, Turmalin, Hämatit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Die Paragneislage im Katschbergphyllit des St. Peterwaldes (Liesertal) ist 15 bis 18 m mächtig und 1 km lang im Streichen verfolgbar. Sie bildet einen örtlich verrutschten Felszug, der an den neuen Güterwegen in SH. 1370 m und im Verein mit prächtigen Felswänden in SH. 1470 und 1575 m aufgeschlossen ist. Diese Wände lieferten frische Gesteinsproben, die im folgenden beschrieben sind (Se 3149, 3153, 3156). Die Raumlage beträgt: s: 35/42 SE, Lineation: 52/26 NE.

Es handelt sich um feinkörnigen, grauen, sehr kompakten, im mm- und cm-Bereich gefalteten, teilweise aber auch ebenflächig-parallelschieferigen und in Quarzit übergehenden Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneis.

Unter dem Mikroskop: Die Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas (Plag III, II und I, xenomorph, ungefüllt oder schwache Fülle vom Typus B; seltene Einschlusszüge von Quarz und Hellglimmer) und Quarz (verzahnt und stark undulös).

Accessoria: Opazit, Zirkon, Apatit, Epidot, Stilpnomelan (beschränkt auf Lokalität SH. 1470 m), Turmalin und Limonit. Zur Genese: Der Plagioklas scheint sich aus alten Körnern eines Starkwirkungsbereiches und aus alpidischen epimetamorphen Neubildungen zusammensetzen.

4.1.3.7. Weißpriach-Gneislamelle

Sie bildet im Arbeitsgebiet eine NW streichende, 13 km lange und 800 m mächtige Gesteinslage. Ihre s-Flächen fallen in der Regel mittelsteil NE. Die Hauptlineation und Faltenachse neigt sich flach nach SE bis ESE. Siehe Abb. 1, Signatur F; Abb. 2: Faltenachsen und s-Flächen verlaufen parallel zum übrigen Radstädter Deckensystem!

Die Gneislamelle liegt im SW dem altpaläozoischen Fanningphyllit auf.

Ihre NE-Grenze verläuft längs des Talweges des Weißpriachtales. Sie ist im oberen Talabschnitt (oberhalb der Einmündung des Znachbaches) durch den Deckenscheider der Kalkspitztrias von der überlagernden Schladminger Gneisdecke geschieden. Zwischen der Znachmündung und Vorderweißpriach verdecken Talzuschub (gravitative Hangtektonik), Moräne und Alluvionen diese Grenze. Im S-Abschnitt des Weißpriachtales haben die neuen Straßenaufschlüsse W Vorderweißpriach – St. Rupert (Erschließung des Skigebietes Fanninghöhe) und die hier durchgeführten, äußerst sorgfältigen geologischen Aufnahmen von Herrn Kollegen Dr. G. ZEZULA (1976), an die ich anschließen durfte, ebenfalls eine tektonische Sonderstellung gegenüber der Schladminger Gneisdecke ergeben: NE Fallen der s-Flächen unter die phyllitischen Granatglimmerschiefer des Lungauer Beckens und damit morphologisch sichtbar eine scharfe NW–SE streichende

Gneisrippe, die parallel zur Twenglamelle verläuft und den W-Rand des Lungauer Beckens bildet, während die Schladminger Gneisdecke mit ihren ebenfalls SE eintauchenden Teilwalzen den N-Rand des Beckens aufbaut.

Außerhalb des Arbeitsgebietes verlängert sich die Weißpriach-Gneislamelle in der Streichrichtung nach NW um weitere 5,5 km bis zur Sinnhubscharte (Kartenblatt Radstadt), indem sie den halbkreisförmig von Permotrias eingerahmten „Kopf“ des Kristallgebietes um die Seekarspitze aufbaut, der gründlich und umfassend von SLAPANSKY (1987) beschrieben und dessen schwebende Deckennatur über den Sedimenten des Radstädter Deckensystems ja stets von KOBER (z. B. 1923, p. 112: „Decke des Seekarspitzes,“) hervorgehoben wurde.

Überhaupt hat KOBER die Stirnposition der von oben in die Sedimente des Radstädter Deckensystems eintauchenden Weißpriacher Gneislamelle in seinen diesbezüglichen Arbeiten immer wieder hervorgehoben. Er hat gezeigt, daß der Bewegungssinn (Vergenz) derselbe NE-gerichtete wie in den tieferen Einheiten der SE-Radstädter Tauern ist (von St. Michael bis zu „den Gneisen des Weißpriacher Tales“ läßt sich derselbe Bauplan erkennen [1922a, p. 236]), dementsprechend hat er das richtige Bewegungsbild senkrecht zur konstant NW–SE streichenden Faltenachse im Querprofil dargestellt und dabei sehr richtig gezeigt, wie die nach NE eintauchenden Gneislamellen von den tieferen über die mittleren bis zu den oberen Radstädter Decken immer mächtiger werden. Besonders die oberste, die mächtigste von allen, stellt er sehr markant dar (KOBER, 1938, p. 34, Abb. 6) und nennt sie unter großzügiger Hinzuziehung des Fanningphyllites und Perms „basales Altkristallin“. Der von mir als Weißpriach-Gneislamelle bezeichnete Gesteinskörper ist der Basement-Anteil dieser großen NE vergenten Tauchfalte.

Erforschungsgeschichte, Stratigraphie, Tektonik und Petrographie des Gneiskörpers wurden für seinen NW-Teil (Seekarspitze-Gebirgsgruppe auf Blatt Radstadt) soeben erst sehr genau von SLAPANSKY (1987) bearbeitet. Seine Ausführungen stimmen im wesentlichen mit den Beobachtungen in meinem Abschnitt dieses Gneiskörpers aufs beste überein. Die regressive Gesteinsmetamorphose wurde von ihm ausführlich bearbeitet und es bestehen makroskopische Anzeichen dafür, daß die meisten seiner Beobachtungen auch hier Geltung haben.

Ich beschränke mich daher im folgenden auf meine feldgeologischen Originalbeobachtungen.

4.1.3.7.1. Die Liegendgrenze

Die diaphthoritischen Paragneise, Amphibolite, Bändergneise, Granit- und Aplitgneise der Weißpriach-Gneislamelle liegen konform auf dem altpaläozoischen Fanningphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten und Graphitquarzit).

Naturgemäß ist die Grenze unscharf, wo Gneisphyllonit (Chlorit-Serizit-Phyllit, retromorph nach Para- und Bändergneisen der Weißpriach-Gneislamelle) dem altpaläozoischen Serizit-Chlorit-Phyllit aufliegt. Dort können als Indikatoren für die retromorphe Abstammung aus der Weißpriach-Gneislamelle Biotitrelikte, Reste von Amphibolit und leukokrater Gneis verwendet werden. Für die Herkunft aus dem Fanningphyllit sind die

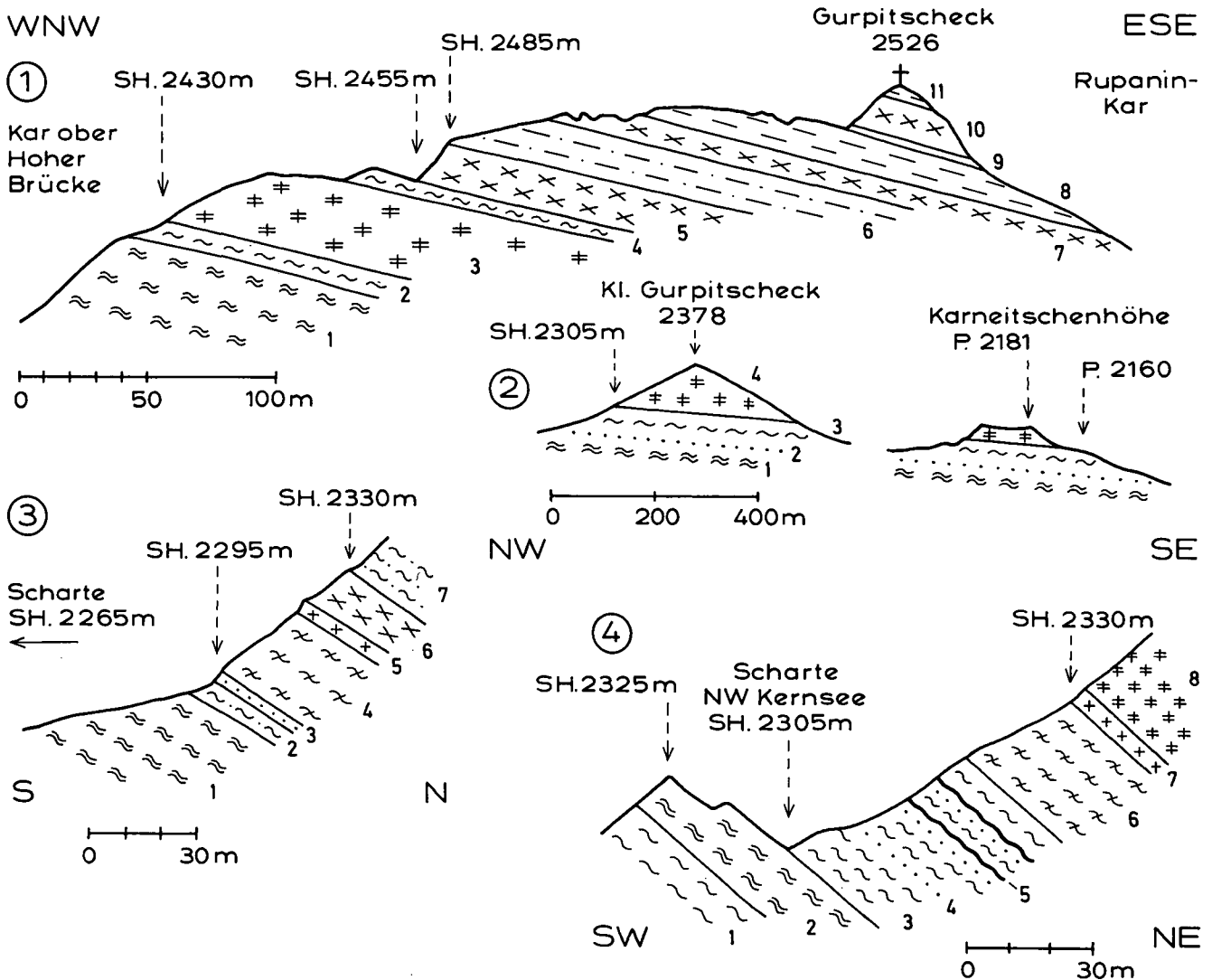


Abb. 22.

Die Auflagerung der Weißpriach-Gneisslamelle auf dem altpaläozoischen Fanningphyllit.

- ① Profil längs des wasserscheidenden Kammes des Gurpitschecks.
Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer; 2 = Schwarzschiefer mit graphitbelegten Harnischen. Weißpriach-Gneisslamelle: 3 = diaphthoritischer Chlorit-Serizit-Paragneis mit Lagen von diaphthoritischem Amphibolit und Chloritschiefer. Chloritbelegte Harnische; 4 = Chloritschiefer mit Karbonatmobilisation; 5 = diaphthoritischer Amphibolit, s: 120/32 NE; 6 = leukokrater diaphthoritischer Serizit-Chlorit-Bändergneis; 7 = diaphthoritischer Amphibolit; 8 = Chlorit-Serizit-Bändergneis mit Lagen von Chloritschiefer und mit Karbonatmobilisaten, s: 130/40 NE, Lineation alt: 86/22 E, Achse der jungen Knitterung: 154/31 N; 9 = Phyllonit (Chlorit-Serizit-Schiefer) (0,3 m); 10 = diaphthoritischer Amphibolit; 11 = diaphthoritischer Chlorit-Serizit-Bändergneis, s: 130/32 NE, Lineation: 90/20 E.
- ② Längsprofil durch die erosiven Deckkappen am wasserscheidenden Kamm Kleines Gurpitscheck - Karneitschenhöhe.
Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer und Graphitquarzit; 2 = Graphitquarzit; 3 = pyritführender Schwarzschiefer, s: 130/35 NE, Lineation: 108/15 SE. Weißpriach-Gneisslamelle: 4 = diaphthoritischer Biotit-Plagioklas-Gneis (Petrographie siehe Text!), s: 125/41 NE, Lineation/ 110/18 E.
- ③ Detailprofil durch den Sockel des Gurpitscheck-SE-Grates.
Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer, s: 117/36 NE, Lineation: 100/20 E. 2 = Schwarzschiefer mit Graphitquarzit; 3 = Quarzschiefer (2 m), s: 115/32 N, Lineation: 115/horizontal. Unschärfe Grenzserie: 4 = Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer (20 m). Weißpriach-Gneisslamelle: 5 = leukokrater Biotitgneis (3 m); 6 = feinkörniger Amphibolit (10 m), wechsellagernd mit Chloritschiefer; 7 = Chloritschiefer.
- ④ Detailprofil in der NW-Flanke des Gurpitschecks.
Fanningphyllit: 1 = pyritführender Schwarzschiefer; 2 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer; 3 bis 5 = pyritführender Schwarzschiefer (3) mit Lagen von Graphitquarzit (4) und mit graphitbelegten Harnischen (5). Unschärfe Grenzserie: 6 = Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer mit Lagen von Quarzit, Chloritschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer, wahrscheinlich tektonische Schuppenzone, s: 150/42 E, Lineation: 150/horizontal. Weißpriacher Gneisslamelle: 7 = Aplitgneis; 8 = diaphthoritischer Paragneis.

Schwarzschiefer und Graphitquarzitlagen typisch. Trotzdem bleibt mitunter eine bis zu 20 m mächtige unscharfe Grenzserie problematisch (Abb. 22, Figur 3, Signatur 4; Figur 4, Signatur 6).

Phyllonitzonen und chloritbelegte Harnische in der Weißpriach-Gneisslamelle (Abb. 22, Figur 1, Signaturen 3, 4 und 9), graphitbelegte Harnische (Figur 4, Signatur 5) im Fanningphyllit und extreme Granitgneismylonite in der Gneisslamelle bei Vorderweißpriach lassen keine

Zweifel bestehen, daß die Liegendgrenze unserer Gneisslamelle durch besonders intensive epimetamorphe Differentialtektonik (Phyllonite) und postkristalline Bewegungen (Mylonite, Harnische) ausgezeichnet ist.

Tektogenetisch kann man daraus keine verbindlichen Schlußfolgerungen ziehen. Wichtig ist, daß an der Liegendgrenze der Weißpriach-Gneisslamelle im Arbeitsgebiet niemals permo-mesozoische Gesteinsschichten auftreten, denn die geringfügigen und nicht für Permo-

Skyth typischen Quarzitlagen (Abb. 22, Figur 3, Signatur 3; Figur 4, Signatur 6) wird man kaum als solche deuten. Es fehlt also ein permo-mesozoischer Deckenscheider zwischen Weißpriach-Gneislamelle (oben) und altpaläozoischem Fanningphyllit (unten). Dementsprechend gibt es verschiedene tektonogenetische Interpretationsmöglichkeiten. Die Liegendgrenze der Weißpriach-Gneislamelle kann sein:

- ① Ein sedimentärer Kontakt altpaläozoischer tonig-sandiger Schichten auf älterem Basement. Alpidische Stirnfaltentektonik bringt den Kontakt in die stratigraphisch verkehrte Lage und erzeugt im Zuge epimetamorpher Phyllonitisation, disharmonischer Tektonik und später Mylonit- und Harnischbildung das heutige Erscheinungsbild der Grenzfläche.
- ② Eine variszische Deckengrenze mit entsprechender alpidischer Umformung.
- ③ Eine alpidische Deckengrenze: Weißpriach-Gneislamelle überschoben auf die „Quarzphyllitdecke“ im Sinne von TOLLMANN, wobei auch mit dieser Interpretation eine spätere stirnförmige Tauchdeckenbildung und disharmonische Tektonik vereinbar sind.

Es wird in der Zukunft eine interessante Arbeit sein, die Grenzfläche intensiver petrographisch zu erforschen.

Ich habe für die Erstellung des geologischen Kartenbildes nur den Paragneis mit reliktschem Biotit der erosiven Deckkappen des Kleinen Gurpitschecks und der Karneitschenhöhe untersucht. Dabei hat sich der makroskopisch gewonnene Eindruck, daß es sich hier um Paragneis-Erosionsreste in schwebender Lagerung über dem Fanningphyllit des wasserscheidenden Kammes handelt, bestätigt (Abb. 22, Figur 2, Signatur 4). Im Unterschied zu diesem sind es recht kompakte, dunkel- bis hellgraue, mittel- bis feinkörnige Gneise mit reichlichem, makroskopisch erkennbarem Feldspat:

Auf der Karneitschenhöhe handelt es sich um biotitführenden Paragneis. Mikroskopisch untersucht wurde eine Probe (Se 3096) der Gratkuppe SH. 2170 m, 400 m NW P. 2181 und eine Probe

(Se 3097) des Gratzackens SH. 2145 m, an der tiefsten Scharte zwischen Karneitschenhöhe und Kleinem Gurpitscheck, 1 m über dem Fanning-Phyllit.

Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus von gelb bis dunkelbraun, Umwandlung zu Chlorit). Chlorit (sekundär nach Biotit). Hellglimmer. Plagioklas III, II, I. Leistenförmig bis xenomorph. Fülle B oder ungefüllt. Quarz (xenomorph, undulös, verzahnt).

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin und Hämatit.

Das analoge Gestein am Gipfel des Kleinen Gurpitschecks (Se 3150) ist stärker retromorph. Biotit ist nur als Relikt vorhanden. Dafür tritt Stilpnomelan auf, der mit Chlorit parallel verwachsen ist. Leistenförmiger füllungsfreier Plag II hat 5 % An-Gehalt (gemessen senkrecht X) und führt Einschlüsse von Hellglimmer und Opazit. Auch andere Albitkörner sind reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile und dürften postkinematische Neukristallite sein. Als Accessoria kommen Epidot und Piemontit hinzu.

Ein hellgrauer Plagioklas-Augengneis steht am Kleinen Gurpitscheck-NW-Kamm (Se 3151) in SH. 2305 m an und zieht als Felsrippe in das Gurpitschkar. In diesem Gestein fehlt Biotit. Die übrigen Hauptgemengteile sind dieselben. Unter den Accessoria tritt Orthit mit Epidothülle auf. Der Stilpnomelan ist prächtig entwickelt: Pleochroismus von goldgelb bis dunkelbraun, Teilbarkeit senkrecht Basisfläche.

4.1.3.7.2. Die Hangendgrenze

Die hangende Grenzfläche der Weißpriach-Gneislamelle ist gekennzeichnet durch mittelsteiles bis steiles NE-Einfallen unter die Schladminger Gneisdecke. Am prächtigsten sieht man das an der wie mit dem Lineal gezogenen, 1000 m hohen felsigen E-Flanke des Karnerecks. Sie bildet einen NE fallenden Isoklinahang aus Bändergneis (Abb. 23).

Im oberen Abschnitt des Weißpriachtales beobachtet man zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke den nach SE ausspitzenden Sedimentkeil der Kalkspitzenmulde. Diese auf den Kartenblättern Schladming (Steirische und Lungauer Kalkspitze) und Radstadt breit entwickelte Mulde setzt mit 3 km streichender Länge vom N-Rand des Kartenblattes Tamsweg (geologische Karte des mittleren Lungaus) bis zur Unteren Abrahamhütte fort.

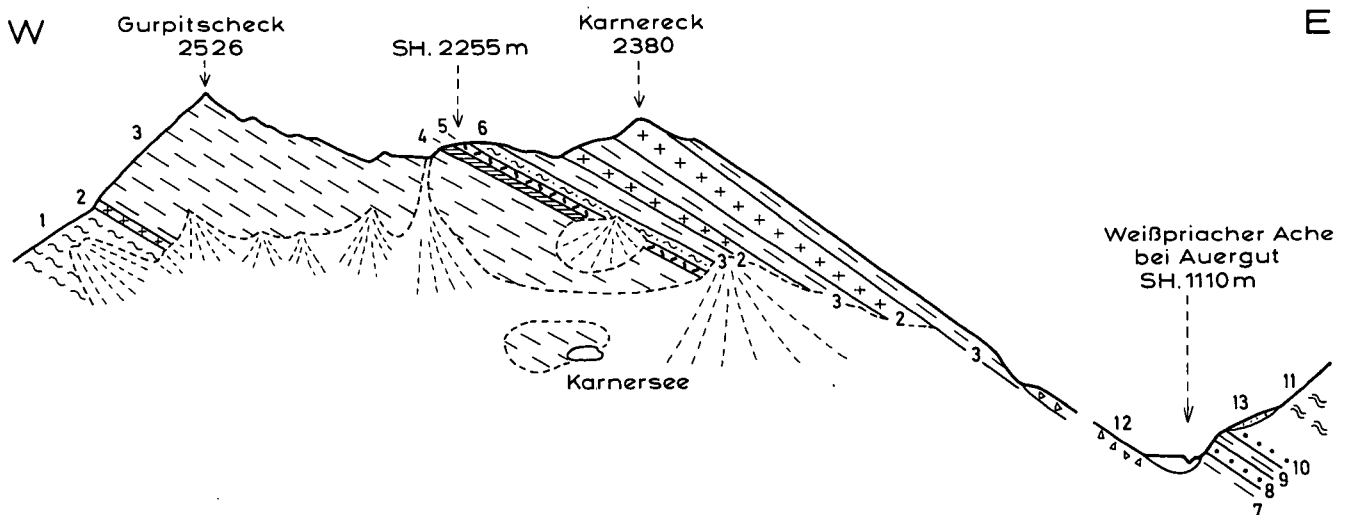


Abb. 23.

Ansichtsskizze der Weißpriach-Gneislamelle. Blick aus der Gegend von Vorderweißpriach.

1 = Fanningphyllit. Grenze zwischen 1 und 2 siehe Detailprofil der Abb. 22, Figur 3. Weißpriach-Gneislamelle: 2 = leukokrater Gneis; 3 = Paragneis, Bändergneis, Chloritschiefer, Amphibolit; 4 = Brandenschiefer (0,1–0,2 m), erreicher schwarzer Schiefer, braun anwitternd. 5 = Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith, am Grat 5 m, in der S-Flanke 10 m mächtig; am Grat s: 110/35 NE, in der S-Flanke s: 110/45 NE, Lineation 105/15 SE; 6 = Chloritschiefer (10 m); 7 = biotitführender Paragneis, s: 117/32 NE; 8 = gneisphyllonitischer Quarzit (15 m); 9 = chloritreicher Paragneis; 10 = gneisphyllonitischer Quarzit. Schladminger Gneisdecke: 11 = Granatphyllit. Quartär: 12 = Bergsturzböckwerk; 13 = Moräne; weiß = Gehängeschutt und Alluvium.

An der E-Seite des Tales bildet der Sedimentkeil eine regelmäßige Synklinale. Abb. 24, Figur 4 zeigt den Querschnitt längs des auf der Karte eingezeichneten Fußsteiges, der in SH. 1530 m vom Karrenweg (580 m W Oberer Niederrainhütte) abzweigt und zur ebenfalls auf der Karte eingetragenen Heuhütte in SH. 1650 m führt. Der Steig quert die Felswand. Die Aufschlüsse mit dem Mitteltriasdolomit im Muldenkern und Kalkmarmor des Gutensteinniveaus im Liegenden und Hangenden sind lückenlos. Diesbezüglich liegt auch in diesem extremen S-Bereich im Gegensatz zu älteren Darstellungen ein symmetrischer Muldenschluß vor. Altbekannt ist darüber der permische Liegendschinkel (Fi-

gur 4, Signatur 6) der Schladminger Gneisdecke, der von hier zusammenhängend 11 km nach N ins Preuneggatal reicht (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1).

Am N-Rand des Kartenblattes beträgt die Mächtigkeit des hier grauen, weil weniger metamorphen Mitteltriasdolomites bereits 100 m. Der Gutensteinkalk unter dem Dolomit ist ebenfalls an der Kartenblattgrenze an der Talstraße aufgeschlossen (20 m mächtig, s: 108/48 NE, Lineation: 100/8 W). Lantschfeldquarzit fehlt oder verbirgt sich unter Schutt. Die Weißpriacher Ache ist hier in den Aplitgneis eingeschnitten. Der Gutensteinkalk im Hangenden des Dolomites erreicht knapp N des Kargenblatrandes bei der Samerhütte (Blatt

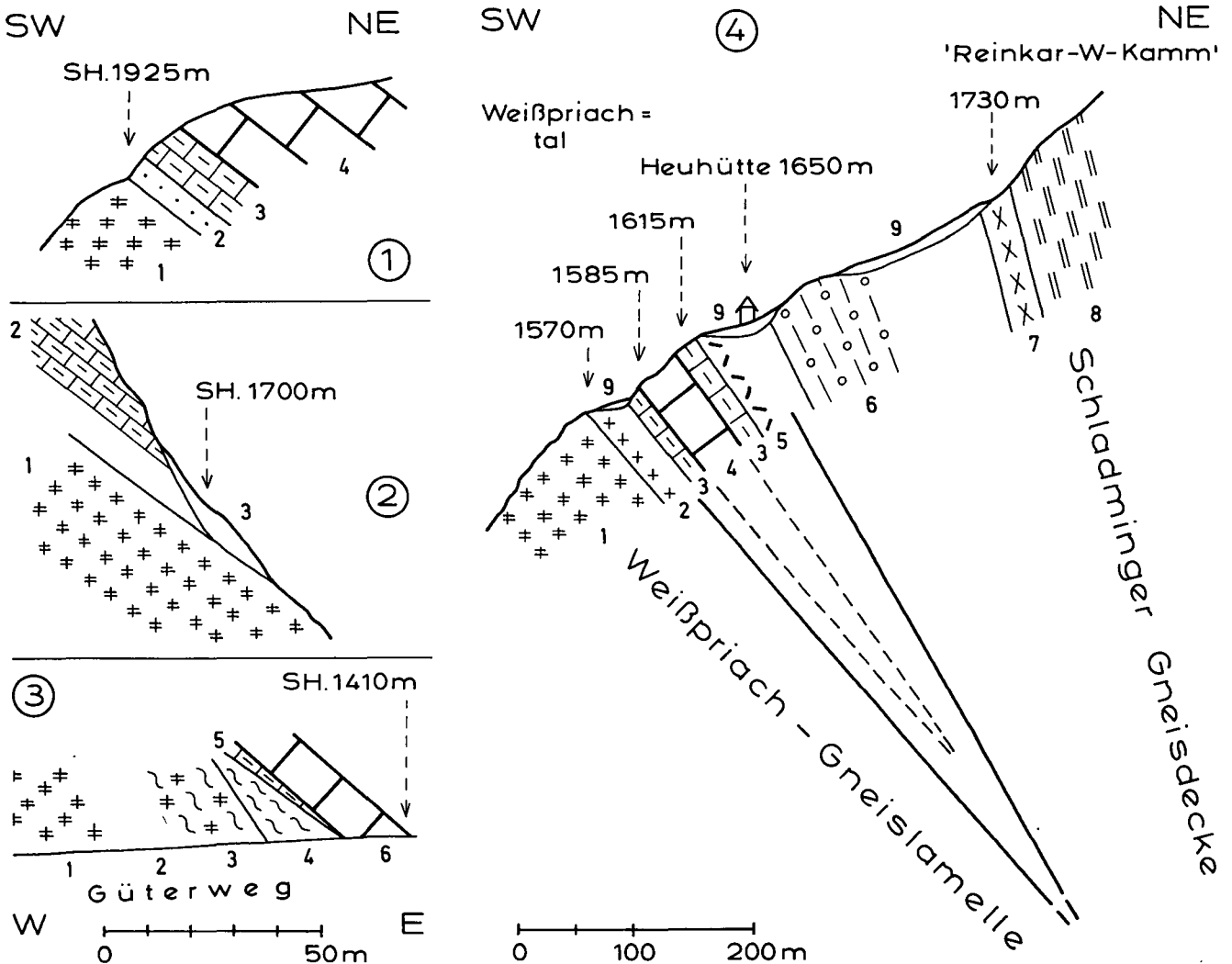


Abb. 24. Die primär-transgressive basale Trias der Kalkspitzenmulde auf der Weißpriach-Gneislamelle und ihre Deformation. Oberes Weißpriachtal, W-Talseite (Figuren ① bis ③) und E-Talseite (Figur ④).

① Profil nördlich Tschelbitschsee.
 1 = Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle, limonitisch vererzt, s: 118/44 NE, Lineation: 118/6 SE; 2 = Lantschfeldquarzit (6 m), s: 120/40 NE; 3 = Kalkmarmor (10 m), grau und rosa gebändert (Gutensteinniveau); 4 = Dolomit, farblos, teilweise brecciös, mehrere deka-m mächtig.

② Profil an der Basis der Kalkmarmorscholle SE Tiefenbachsee.
 1 = chloritreicher Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle, s: 108/45 NE; 2 = Kalkmarmor (25 m) (Gutensteinniveau), grau, rosa und farblos gebändert, gebankt mit Bänken von 3–10 cm Dicke, s: 135/43 NE, Lineation: 135/25 SE; 3 = Gehängeschutt.

③ Profil durch die Dolomitscholle am E-Ufer des Schönalbaches. Sekundäre Diskordanz im Zuge disharmonischer Bewegungen zwischen Gneis-Basement und transgressiv-sedimentärer Hülle.
 Weißpriach-Gneislamelle: 1 = Paragneis, s: 116/45 NE, Lineation: 100/16 E; 2 = aufschlußlos (Gehängeschutt); 3 = Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer; 4 = Chloritschiefer, diaphthoritischer Bändergneis, s: N-S/52 E. Sedimenthülle: 5 = rosa Kalkmarmor (1,5 m) (Gutensteinniveau); 6 = Dolomit (20 m) hellgrau bis farblos, s: 40/32 SE.

④ Profil durch die nach SE auskeilende Kalkspitzenmulde WNW Niederrainhütte.
 1 = dünnlagiger Paragneis, s: 86/55 N; 2 = Aplitgneis; 3 = Kalkmarmor (Gutensteinniveau grau und rosa gebändert); 4 = Dolomit, farblos; 5 = Reichenhaller Rauhacke; 6 = permischer Quarzschiefer mit rosa Quarzgeröllen; 7 = Amphibolit, s: 145/80 NE; 8 = Bändergneis; 9 = Moräne und Gehängeschutt.

Schladming) bereits 60 m Mächtigkeit (s: 130/70 NE). Aus diesen Daten läßt sich die nach NW fortschreitende Öffnung der Kalkspitzenmulde erkennen.

Weithin sichtbar zieht der Sedimentkeil im vorliegenden Arbeitsgebiet an der E-Seite des Weißpriachtales nach SE bis zum Bergsturz unter der Oberen Niederrainhütte. Hier erreicht die Reichenhaller Rauhwacke (Fortsetzung der Signatur 5 der Figur 4) in der Wildbachschlucht und am Karrenweg (SH. 1640 m, 280 m W Oberer Niederrainhütte) 25 m Mächtigkeit und enthält 0,5 bis 2,5 m große kantige Schollen von grauem Kalkmarmor (Gutensteinniveau). Die markante Lineation (zugleich Faltenachse) jeder Scholle ist gegenüber den Nachbarschollen jeweils verdreht. Es hat also nach der Faltung und Gesteinsmetamorphose der Kalkmarmorbank, Zerbrechung in Einzelschollen sowie Verdriftung und Kippung im mobilen gipshaltigen Medium, aus dem die Rauhwacke hervorgegangen ist, stattgefunden.

SE des Bergsturzes baut nur noch 10 m mächtiger Kalkmarmor den Wandzug auf, der sich 50 m über der Talsohle E Ulnhütte befindet. Seine Position und sein zu flaches N-Fallen (s: 115/10 NE, Lineation: 125/6 SE) lassen sekundäre Rutschung infolge gravitativer Hangtektonik vermuten.

An der W-Seite des oberen Abschnittes des Weißpriachtales liegt die Basisserie der Kalkspitzenmulde (Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor des Gutensteinniveaus, Mitteltriasdolomit) auf dem regional NE fallenden Gneis der Weißpriach-Gneislamelle. N des Arbeitsgebiets zwischen N Tscheibitschsee und Sonntagkarhöhe wurde diese plateauförmige, dem Gneis auflagernde Sedimenthülle von SCHMIDEGG (1937, p. 51), SCHEINER (1960, p. 95–96), ALBER (1983, p. 311–312; 1985, p. 284–285) und SLAPANSKY (1987, p. 39–42) studiert und sehr überzeugend vom letztgenannten als primär-stratigraphische Auflagerung über dem Gneis interpretiert. Ich konnte hier an die vorzügliche, noch unpublizierte geologische Kartierung von Herrn Kollegen Dr. J. ALBER mit dessen freundlicher Erlaubnis anschließen (Manuskriptkarte Blatt 127 Schladming im Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien).

Abb. 24, Figur 1 zeigt das Querprofil durch die S-Kante des genannten Sedimentplateaus auf der Weißpriach-Gneislamelle. Die Stelle befindet sich 240 m N der Kartenblattgrenze auf Blatt Schladming, und zwar 380 m ENE P. 1915 (Tscheibitschsee). ALBER (1985, p. 285) beschrieb das Profil bereits richtig und ich habe es wieder begangen: Der hangende chloritreiche Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle ist limonitisch vererzt. Konform darüber lagern Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor (Gutensteinniveau) und mächtiger Triasdolomit, der hier weithin das Plateau und die Weiße Wand aufbaut. Der primär-stratigraphische Kontakt dieser Sedimente auf dem Gneis ist evident. Es liegt ein ummantelter Gneisrücken vor. Das Sedimentplateau hat eine N–S-Ausdehnung von 2,5 km und eine W–E-Breite von 1,5 km. Die Tektonik erinnert an die Erzweis bei Gastein.

Im vorliegenden Arbeitsgebiet gibt es an der W-Seite des Weißpriachtales nur noch Erosionsreste der Sedimenthülle. Sie kleben an der NE-Flanke der Gneiswalze (Weißpriach-Gneislamelle). Diese spärlichen Reste zeigen, daß hier tektonische Bewegungen zwischen Gneis und Hülle stattgefunden haben und somit der primäre Transgressionskontakt arg deformiert wurde. So finden wir den Lantschfeldquarzit im SE angeschoppt (Untere

Frimlhütte bis Untere Abrahamhütte), während im NW der Kalkmarmor des Gutensteinniveaus mit disharmonischer Diskordanz unmittelbar auf Gneisphyllonit lagert (Abb. 24, Figur 3). Am besten ist noch die große Erosionskappe von Kalkmarmor (Gutensteinniveau) SE Tiefenbachsee erhalten (Figur 2), die man mit ihrer alten Karsthöhle vom Tal aus sieht und an der jedoch kein Lantschfeldquarzit nachgewiesen werden konnte.

Schon VACEK (1901, p. 372, 386) kannte das zuletzt genannte Triasvorkommen und skizzierte ganz richtig das NE-Streichen des Gneises. Eine gute Kartierung der Erosionsreste führte SCHEINER (1960, Tafel 9) durch, so daß ich mit Hilfe neuer Aufschlüsse an Güterwegen und dank der viel besseren neuen topographischen Karte hier bloß fortzusetzen brauchte.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Gutensteiner Kalkmarmors SE Tiefenbachsee überschreitet nicht 30 m. Er reicht von SH. 1700 bis 1870 m. Am E-Rand fällt er mit 52°, am W-Rand mit 32° nach NE. Er bildet ein modellförmiges Karstplateau (siehe Kapitel Quartär!). Wie schon erwähnt, konnte ich rundum an der allerdings meist durch Hangschutt bedeckten Grenze zum unterlagernden Gneis keinen Lantschfeldquarzit auffinden. Der Mitteltriasdolomit im Hangenden des Kalkmarmors ist bereits der Erosion zum Opfer gefallen. An der NE-Ecke der Kalkmarmor tafel fällt der Gneis (chloritreicher Paragneis und Gneisphyllonit, s: 32-55/48–68 SE) ausnahmsweise diskordant unter den Kalkmarmor ein, was eventuell durch sekundäre gravitative Hangtektonik bedingt sein kann.

Der nächstsüdliche Erosionsrest besteht aus hellgrauem bis farblosem, bloß 20 m mächtig aufgeschlossenem Mitteltriasdolomit am E-Ufer des Schönalmbaches in Seehöhe 1400 bis 1500 m. Er fällt mit 20 bis 32° SE. Auch hier fehlt Lantschfeldquarzit. Kalkmarmor des Gutensteinniveaus ist geringmächtig vorhanden. Am Güterweg in SH. 1410 m, 100 m E Schönalmbach, lagert er diskordant auf Gneisphyllonit, disharmonische Bewegungen anzeigend (Abb. 24, Figur 3). Ein kleiner Steinbruch im Dolomit befindet sich an der oberen Güterwegstrecke in SH. 1490.

Den bisher fehlenden Lantschfeldquarzit findet man weiter südlich in typischer Gesteinsausbildung: Reiner apfelgrüner Phengitquarzit mit Falten im m-Bereich und mit zahlreichen roten, bis 25 mm großen Quarzgeröllen. Er dürfte etwa 10 bis 20 m mächtig sein. Da er sich in einer gravitativen Rutschzone befindet, können weder genaue Mächtigkeitsangaben noch primär-tektonische Meßwerte mitgeteilt werden. Die gekippten Einzelschollen weisen neben den NE fallenden auch häufig subhorizontale bis aberrant W fallende s-Flächen auf. Die Aufschlüsse sind umfangreich. Sie erstrecken sich vom Güterweg SH. 1420 m, W Untere Frimlhütte bis knapp über die Talsohle und bedingen zahlreiche Felswände und Wasserfälle.

Der südlichste Aufschluß des Lantschfeldquarzites und somit der Trias der Kalkspitzenmulde befindet sich am orographisch linken Ufer des Baches aus dem Rupaninkar in SH. 1340 m, 175 m W Unterer Abrahamhütte.

Im mittleren und südlichen Abschnitt des Weißpriachtales bedecken Bergsturzblockwerk, Alluvionen, Moräne und Gehängeschutt die Hangendgrenze der Weißpriach-Gneislamelle zur auflagernden Schladminger Gneisdecke. Die Grenze streicht NW–SE im gleich orientierten Weißpriachtal. Unzutreffend sind manche schematische Darstellungen des Ostalpenbau-

es, die hier eine einheitliche E–W streichende Schladminger Gneismasse konstruieren. Tatsächlich fallen die oberen Gesteinslagen der Weißpriach-Gneislamelle mittelsteil bis steil nach NE unter die Schladminger Gneisdecke.

Von N nach S wurde folgendes beobachtet: Paragneis (Blasriegel, W Unterer Abrahamhütte) s: 130/50 NE. Leukokrater Gneis (Felsschlucht 1 km S Unterer Abrahamhütte) s: 120/50 NE. Bändergneis (Karnereck-E-Kamm, Abb. 23; die Großstruktur ist hier längs des 1000 m hohen Fels-Isoklinalhanges aufs prächtigste aufgeschlossen) s: 120/54 NE.

Der Fels (Bändergneis) an der Talstufe bei Lahnbrücke ist gekippt (subhorizontales s infolge gravitativer Hangtektonik). Der N-Teil des unter Moräne NW Aergut aufragenden Felsbuckels steht an (Abb. 23); der S-Teil ist verrutscht. Man beobachtet hier Lagen von gneisphyllonitischem Quarzit, intensiv gefaltet (bis 0,3 m Faltenamplitude) und mit 0,2 m dicken Quarzknuern (Boudins) in chloritreichem diaphthoritischen Biotit-Plagioklas-Paragneis. Es dürfte sich um eine Bewegungsbahn zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke an der Narbe der hier bereits darüber ausgekeilten Kalkspitzen-Trias handeln.

Der freisichtig kleinkörnige grüne Quarzit mit farblosen Quarzknuern (Abb. 23, Signatur 8) ist auf Grund der mikroskopischen Untersuchung (Se 3144) als mylonitischer Chlorit-Oligoklas-Quarz-Schiefer mit Resten von Biotit zu bezeichnen.

Mylonitstruktur. Hauptgemengteile: Quarz, Chlorit und Plagioklas (Plag II und I, ungefüllt, Zonenbau mit Kern 27 % und Hülle 7 % An; Messung annähernd senkrecht X). Accessoria: Biotit (reliktisch in Chlorit, Pleochroismus hellgelb bis rehbraun), rhomboedrisches Karbonat, Titanit, Epidot, Opazit und sehr wenig Hellglimmer (beschränkt auf seltene Schüppchen im Plagioklas).

Genese: Phyllonit nach Biotit-Plagioklas-Paragneis.

Die Aufschlüsse an der W-Talseite sind durch das 5 km lange Bergsturzareal Hinterweißpriach unterbrochen. Dann folgt die anstehende Felsrippe von Vorderweißpriach mit Amphibolit (bei Weißpriacher Skihütte) s: 135/70 NE und Granitgneis („Rupertisteig“ S St. Rupert) s: 130/50 NE.

4.1.3.7.3. Zur Petrographie

Der Gesteinsbestand der Weißpriach-Gneislamelle ist sehr ähnlich dem der tieferen Gneislamellen des Radstädter Systems.

Hauptsächlich handelt es sich um Biotit-Plagioklas-Paragneis, teilweise Hellglimmer führend und häufig chloritreich (retromorph).

Fundorte: N Ernsthütte (Eingang ins „Gamskarl“). Felsbett der Weißpriacher Ache NW Ulnhütte. Güterwege W Ulnhütte und Tiefenbachwald. Sattel NE Tiefenbachsee. S Oberer Bernerhütte. Steinkarhöhe-S-Kamm. Tauernhöhe-N-Kamm. Gurpitscheck. Karnereck. NW und NNE Rupaninsee. Kleines Gurpitscheck. Karneitschenhöhe. Verrutschte Felsschollen im Bergsturzgebiet Hinterweißpriach: Karneitschen, Grubenwald, Weißpriacher Skihütte.

Mittel- bis kleinkörniger Amphibolit mit Plagioklas 30 % An (Se 3164) bildet weithin streichende Lagen, deren bedeutendste 100 m Mächtigkeit erreicht (Steinkarhöhe – Oberer Wirpitschsee). Sehr häufig tritt retromorphe Chloritisierung unter Ausscheidung von Karbonatknuern auf. Mitunter entstehen retromorphe Grünschiefer (N-Flanke der Steinkarhöhe und Fußsteig N Tiefenbachsee). Harnische sind mit Chlorit belegt.

Fundorte: Wände des „Gamskarls“ (N Ernsthütte). N-Wand des Gipfels P. 2409. Kampl und sägezahntiger Grat NNE Tiefenbachsee. Tauernhöhe-E-Kamm. Roßkogel-S-Flanke. S oberer Bernerhütte. Güterweg SSW Ulnhütte. Predigtstuhl. Gurpitscheck. NW Rupaninsee. Karnereck. Im Bergsturzgebiet Hinterweißpriach: Karneitschen, Grubenwald, N „Skihotel“. Anstehende Felsrippe SW Vorderweißpriach.

Granatamphibolit ist selten. Fundort im Bergsturzblockwerk am Güterweg Karneitschen in SH. 1305 m.

Chloritreicher Gneis im Verbands mit Amphibolit kann als metamorpher basischer Tuff gedeutet werden. Fundort: Fuß der Kampl-N-Wand.

Bändergneis mit dm dicken Amphibolitlagen (häufig sekundär chloritisiert), die mit leukokraten Gneislagen abwechseln, baut z. B. die felsige Karnereck-E-Flanke auf (Abb. 23). Heute interpretiert man ihn gerne als metamorphen Vulkanit. Es gibt aber auch arteritische Bändermigmatite, z. B. im „Gamskarl“ N Ernsthütte, wo cm-dicke Amphibolitlagen konkordant und diskordant von Apliten durchzogen und resorbiert werden. In retromorphen Bändergneisen wurde der Amphibol von Epidot, Chlorit und der Oligoklas/Andesin durch Albit ersetzt (Se 3155).

Helle chloritreiche Gneise mit Feldspat-Augen stellen eventuell metamorphe Andesite dar. Fundorte: E und SW Tscheibitschsee. Kleines Kar SE Kampl. Tauernhöhe, knapp S vom Gipfel.

Glimmerschiefer sind selten und zu Phyllit retromorphosiert. Prächtigen rotbraunen primären Biotit und stofflich erhaltene Staurolith-Relikte findet man im Granatglimmerschiefer als Lesestein im Bergsturzgebiet 400 m NW Forsthaus Grankler, bei Abzweigung des steil WNW ansteigenden Karrenweges von der Weißpriacher Talstraße. Der hier gesammelte Staurolith-Chloritoid-Granat-Biotit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Schiefer wurde bereits beschrieben (Se 1861, EXNER, 1980b, p. 179).

Die anstehende Gesteinslage dieses Lesesteines ist maximal 10 m mächtig und streicht vom Grat Gurpitscheck – Karnereck SH. 2255 m zum Karnereck-SE-Pfeiler SH. 1860 m (Abb. 23, Signatur 5). Im Rupaninkar konnte ich keine Fortsetzung finden. Reichliche Lesesteine dieser Gesteinslage finden sich im Bergsturzblockwerk SE Karnerhütte. Die zusätzlich untersuchten Proben sind intensiver retromorph und als Granatphyllit mit Pseudomorphosen nach Staurolith zu bezeichnen.

Das Gestein ist freisichtig ein silbrig glänzender Serizit-Chlorit-Phyllit mit deutlicher Lineation (Elongation der Serizit- und Chloritsträhne). Die braunen Granatkörner sind nur 8 mm groß, als zerbrochene Körner aggregiert und teilweise chloritisiert. Sehr auffallend sind gut begrenzte gedrungene, dunkelgraue Prismen, häufig auch Durchkreuzungswillinge, die an angewitterten Flächen als Härtinge auswittern (Pseudomorphosen nach Staurolith). Die annähernd idiomorphen Prismen sind weitgehend in die Schieferungsebene eingeschichtet, stehen aber mit ihrer Längsrichtung häufig spitzwinkelig zur Lineation des Gesteines. Die Prismen sind 3 cm lang und 8 mm breit. Mitunter sind sie auf den s-Flächen zu dunklen, unregelmäßig begrenzten Flecken verschmiert. Der kleinkörnige Quarz ist nur im Anschliff kenntlich, mit Ausnahme cm-dicker Quarzadern und Knuern, die den wellig parallel-flächigen Phyllit konform durchziehen.

Mikroskopisch wurde dieses Gestein in Proben aus folgenden Fundorten untersucht: Anstehender Fels des Karnereck-SE-Pfeilers in SH. 1875 m (Se 3147). Bergsturzblockwerk am Karrenweg in SH. 1700 m, 175 m SE Karnerhütte (Se 3094) und am oben genannten Karrenweg SH. 1160 bis 1200 m, 650 m NW Forsthaus Krankler (Se 3091 bis 3093).

Hauptgemengteile: Pseudomorphosen nach Staurolith: Kleinschuppiger Filz von wirrstrahlig angeordnetem Hellglimmer (0,006 bis 0,06 mm Ø) und gleich großem Chlorit. Opazitkörnchen sind mitunter besonders dicht am Rande der Pseudomorphosen angereichert. Es fehlen Reste stofflich erhaltenen Stauroliths. Und es fehlt auch in allen Proben Chloritoid, der anscheinend bei fortschreitender Retromorphose, die hier stattgefunden hat, ebenfalls verschwindet. In schlecht abgegrenzten Pseudomorphose-Aggregaten finden sich als eingewanderte Fremdlinge: Granat, Quarz, Plag I, Epidot und Turmalin. Granat (teilweise Umwandlung zu Chlorit). Hellglimmer. Chlorit zeigt stellenweise (Se 3093) deutlich Pseudomorphosen nach Biotit mit randlicher Anreicherung von Opazit. Quarz: Granoblasten, nur schwach undulös, kaum verzahnt. Böhmsche Streifung. Anscheinend Rekristallisation.

Ferner: Biotit: Relikt in Chlorit (Se 3091). Opazit. Turmalin. Piemontit (in Se 3092). Nur in der frischen anstehenden Probe (Se 3147) wurden als weitere Accessoria beobachtet: Wenig Plagioklas (xenomorph, Plag III, II, I), Epidot, Titanit und Hämatit.

Im S-Teil des Hinterweißpriach-Bergsturzareales wurden Lesesteine gefunden, die auf einstige Fortsetzung der Glimmerschieferlage hindeuten: Serizit-Chloritschiefer mit 1,2 cm langen und 0,3 cm breiten Pseudomorphosen nach Staurolith im Grubenwald am Güterweg SH. 1180 m, 350 m WSW Abraham.

Glimmerschiefer ohne Granat fand sich im Gehängeschutt der Karnereck-W-Flanke; Serizit-Chlorit-Phyllit mit Granat im Bergsturzgebiet beim Jagdhaus Karneitschen P. 1715.

Brandschiefer (vererzter Schwarzschiefer) zieht vom Grat Gurpitscheck-Karnereck in die S-Flanke (Abb. 23, Signatur 4), tritt in Lesesteinen im großen Schuttkegel SSE Karnereck und in der Moräne SH. 1970 m, NE Rupaninsee auf.

Sehr häufig kommen Chloritschiefer und Serizit-Chlorit-Schiefer als Phyllonite nach Amphibolit und Paragneis vor.

Chloritschiefer mit reichlichen Karbonatmobilisaten finden sich im „Gamskarl“ N Ernsthütte, auf der Steinkarhöhe, am Gurpitscheck, Karnereck, NNE Rupaninsee und in diaphthoritischem Amphibolit an der „Skistraße“ SW Vorderweißpriach. Fundorte von Serizit-Chlorit-Schiefer: NE Karnersee. Gurpitscheck. Jagdstieg S Dicklerhütte. Kar E Kleinem Gurpitscheck.

Granitgneise bilden nur beschränkte Vorkommen. Dazu gehören der grobkörnige Granitmylonit mit 3 cm großem Schachbrettaibit der Felsrippe SW Vorderweißpriach – St. Rupert (Petrographie von ZEZULA [1976, p. 132–134], jedoch meines Erachtens unzutreffend als Metagrauwacke gedeutet); ferner der 30 m mächtige, leukokrate Hellglimmer-Orthogneis mit 2 cm langen, verdrückten Feldspäten, der von N Ernsthütte zur Scharte zwischen Steinkar- und Tauernhöhe streicht und in ähnlicher Position die Wasserfälle unter dem Oberen Schönalmsee begleitet; ferner der mylonitische, Chlorit und Hellglimmer führende Ortho-Augengneis im oberen Teil des „Gamskarls“ N Ernsthütte.

Aus dem Schuttfächer unter der prallen Felswand des Karnereck-NW-Pfeilers im Rupaninkar untersuchte ich einen recht massigen, grobkörnigen, epimetamorphen Granodioritgneis (Se 3165). Es handelt sich um stilpnomelanführenden Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Quarz-Gneis.

Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) als Phyllonite nach Orthogneis treten als dessen Begleitgesteine und auch gesondert im Bergsturzblockwerk auf (Güterweg im Grubenwald, SH. 1200–1400 m).

Von den zahlreichen Aplitgneisen bzw. leukokraten Orthogneisen wurden einige in den Profilen festgehalten (Abb. 22, Figuren 3 und 4; Abb. 24, Figur 4). Ihnen schließen sich Vorkommen SW Karnersee, Roßkogel, Wildbachschlucht in Karnereck-NE-Flanke und NNE Rupaninsee an.

Pegmatit mit 8 mm großem Muskovit fand sich nur im Schuttkegel in SH. 2150 m unter der N-Wand des Gipfels P. 2049, SW Tscheibitschsee.

Der auffallendste Quarzgang füllt eine tektonische ac-Kluft im Paragneis am Sattel SH. 1920 m, NE Tiefenbachsee. Er ist 3 m dick und streicht N 74°E/saiger.

4.1.3.8. Zusammenfassung der Beobachtungen über Mineralgenerationen in den Gneislamellen des Radstädter Deckensystems

Aus den vorhergehenden makro- und mikroskopischen Beschreibungen wichtiger Gesteinstypen ergibt sich, daß der Gesteinsbestand in sämtlichen Gneislamellen des Gebietes ähnlich ist. Vorherrschend sind Para- und Bändergneise mit einigen Orthogneis- und Amphibolitkörpern und seltenen Glimmerschiefern. Die Gesteine sind zum größten Teil retromorph. Sie sind meist postkristallin bezüglich Kalinatronfeldspat, Oligoklas, Staurolith, Granat, Amphibol, Biotit, großem Hellglimmer und Großquarz deformiert. Kristalline Neubildungen und Ausheilungen bestehen aus Albit, Chlorit, Chloritoid, Stilpnomelan, Pyrit, Hämatit, Kalzit, Epidot, Serizit, Phengit, Kleinquarz und den grobkörnigen Quarz-Kalzit-Mobilisaten (Knauern).

Die Retromorphose geht von der Amphibolit- zur Grünschieferfazies. Sie erzeugt aus den Para-, Bändergneisen und Glimmerschiefern phyllitische Gesteine, aus den leukokraten Orthogneisen Serizit-Quarz-Schiefer (Weißschiefer), aus den dunklen Partien im Granodiorit und aus Amphibolit Grünschiefer und an besonders kräftigen Scherzonen und späten Störungen Mylonite.

Wiederholt man zu Übersichtszielen kurz die mitgeteilten Ausbildungen der gesteinsbildenden Minerale, so lassen sich solche eines Starkwirkungsbereich-Altbestandes (magmatische Bildungen und solche der metamorphen Amphibolit- bis hochtemperierten Grünschieferfazies) vom Schwachwirkungsbereich-Neubestand (Bildungen während der Abkühlung und solche der metamorphen, schwach temperierten Grünschieferfazies) sondern. Die zuletzt genannte, schwach temperierte Grünschieferfazies entspricht der metamorphen Epizone der Alpengeologen. Der Vergleich mit den nur epizonar metamorphen permomesozoischen Sedimenten des Radstädter Deckensystems läßt erkennen, daß der Starkwirkungsbereich-Altbestand durchwegs voralpidisches Alter besitzt. Der Neubestand hingegen dürfte zu einem großen Teil alpidisch kristallisiert sein, doch sind gewiß auch Relikte voralpidischer Abkühlung, eventuell auch voralpidischer Schwachwirkungsbereich-Metamorphosen vorhanden: Z. B. Albitsäume um Oligoklas, Grammatitsäume um alte braune Hornblende, entmischter rehbrauner Biotit auf Kosten von altem rotbraunem etc.

Um die Zuordnung der im folgenden zu erwähnenden Gesteinsbeispiele zu den jeweiligen Gneislamellen abzukürzen, werden anstelle der Namen der Gneislamellen die Großbuchstaben A bis F in Klammer gesetzt. Siehe Abb. 1!

4.1.3.8.1. Die alte Mineralgeneration

Plagioklas alt

ist mit folgenden Ausbildungen teils stofflich erhalten, teils als Formrelikt (Albit) kenntlich:

- 1) Oligoklas. Gemessen habe ich 25 % An im Plagioklas-Augengneis (Gneislamelle B); 29 und 27 % An in Paragneis (C und F) und 30 % An in Amphibolit (F).
- 2) Albit als magmatogener Komplexzwilling in Granodioritgneis (B).
- 3) Großkorn-Albit mit Klinozoisitfülle in Amphibolit (F).
- 4) Polysynthetisch verzwilligter, häufig automorpher und gefüllter Albit vom Typus Plag III. Vorkommen sehr häufig.
- 5) Automorpher Albit als alter Einschluß in Kalinatronfeldspat in Augen-Granitgneis (C)

Kalinatronfeldspat

ist stofflich oder als Formrelikt (Schachbrettalbit) erhalten:

- 1) Dem Orthoklas nahestehender Knaf in Aplitgneis (C)
- 2) Mikroklin mit Karlsbader Zwilling in perthitischer Entmischung in Mikroklin-Augengneis (B) und Augen-Granitgneis (C).
- 3) Edukt von Schachbrettalbit in den zuletzt genannten Gesteinen sowie zusätzlich in Granodioritgneis (B) und Granitmylonit (F).

Primäre braune

und teilweise gefüllte Hornblende in Granodioritgneis (B) und Amphibolit (B).

Biotit

- 1) Primärer rotbrauner Biotit in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F)
- 2) Entmischtes und teilweise rekristallisiertes Formrelikt nach primärem Biotit, heute rehbraunen oder grünen Pleochroismus aufweisend. Sehr häufig in den Gneislamellen B bis F. Eine alpidische Neukristallisation (Blastese) in den Gneislamellen ist deshalb sehr unwahrscheinlich, weil sowohl im metamorphen Permomesozoikum als auch im Altpaläozoikum der Begleitgesteine Biotit fehlt.

Großer alter Hellglimmer

in Pegmatit (F), in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F) und in Paragneis (B und D). Eventuell alpidisch dürften jedoch große Hellglimmer im Mauterndorfer Augen-Granitgneis (C) gesproßt sein, da sie sich zusammen mit Serizit am Aufbau von vermutlich alpidischen Bewegungszonen in diesem Gestein beteiligen.

Staurolith

in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F).

Granat

in Granatamphibolit (F), Paragneis (B, C, F), Granatglimmerschiefer und Granatphyllit (B, F).

Quarz alt

- 1) Formrelikte sind als magmatogene idiomorphe Großquarze im Granodioritgneis (B) und
- 2) als kaltgereckte klastische Großkörner, umgeben von rekristallisiertem feinkörnigem Granulat des Quarz neu in Paragneis (B) undeutlich beobachtbar. Quarzlamellen umrunden mit Biegefallen eckige Kanten der spröden Bruchstücke des Kalinatronfeldspates in Augen-Granitgneis (C).

4.1.3.8.2. Die neue Mineralgeneration

Plagioklas neu

in folgenden Ausbildungen:

- 1) Große Menge der meist xenomorphen, einfach oder nicht verzwilligten (Plag I) und schwach polysynthetisch verzwilligten (Plag II) Albitkörner.
- 2) Seltene, bis 4 mm große Xenoblasten vom Typus Plag I mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen von Opazit, Hellglimmer und Titanit in Glimmerschiefer (C) nach Art der Tauernmetamorphose.
- 3) Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates in Mikroklin-Augengneis (B), Granodioritgneis (B), Augen-Granitgneis (C) und Granitmylonit (F).
- 4) Albithülle um Oligoklas in Plagioklas-Augengneis (B) und Paragneis-Phyllonit (F).
- 5) Es fehlt inverszonarer Plagioklas.

Grammatit

als farbloser Saum um alte braune gefüllte Hornblende in Granodioritgneis (B) und Amphibolit (F).

Aktinolith

mit hellgrünem Pleochroismus in Grünschiefer (B).

Epidot

kommt sehr häufig vor, besonders in Amphibolit (B, C, D, F), Grünschiefer (B), Bändergneis (F) und Granodioritgneis (F). Chlorit-Epidot-Aggregate verdrängen alte braune Hornblende in Granodioritgneis (B).

Chlorit

hat allgemeine Verbreitung als selbständige Neubildung (Blasten, Querchlorite, rosettenförmige Aggregate) sowie sekundär nach Amphibol, Biotit und Granat.

Stilpnomelan

wurde in folgenden Gesteinen beobachtet: Amphibolit (D), Biotitprasinit (B), Paragneis (B, C, E, F), Chloritoidquarzit (B), Granodioritgneis (F), Augen-Granitgneis (C) und Aplitgneis (C).

Phengit

in Aplitgneis (B).

Serizit

mit allgemeiner Verbreitung. Mitunter auch großer Hellglimmer als wahrscheinliche Neubildung (siehe oben!).

Chloritoid

bildet Blasten in Serizit-Chlorit-Quarzit (B) im Verbände mit retromorphem Paragneis. Ferner baut er zusammen mit Serizit die Pseudomorphosen nach Staurolith in einigen Proben der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F) auf.

Quarz neu

erscheint häufig als rekristallisiertes Kleinkornpflaster mit Tripelpunktgefüge. Infolge der Empfindlichkeit des Quarzes für spätorogene mechanische Beanspruchung ist auch Quarz neu vielfach postkristallin deformiert.

Manche unverletzte große Blasten von Pyrit, Hämatit und Turmalin sind ebenfalls zur neuen Mineralgeneration zu rechnen. Auch Titanit als selbständige Körner und als Anwachsrand um Rutil und Opazit dürfte eine junge Bildung sein. Dasselbe gilt für den Kalzit.

Vergleiche

Die mitgeteilten Beobachtungen und Interpretationen stimmen gut mit denen überein, die SLAPANSKY (1987, p. 94–142) im Seekarspitzkristallin (NW-Fortsetzung der Gneislamelle F) erarbeitet hat.

In meinem Arbeitsgebiet fehlen den problematischen Gneislamellen A Stoffrelikte der alten Mineralgeneration. In der ebenfalls problematischen Tschanneckgneislamelle (B) kann nur auf Biotit und in den Gneislamellen (E) im Katschbergphyllit nur auf den polysynthetisch verzwilligten Plagioklas (Typ Plag III) als Reste des Altbestandes hingewiesen werden. Die übrigen Gneislamellen (B, C, D, F) enthalten Stoffrelikte in reichem Ausmaße.

4.1.4. Altpaläozoischer Phyllit und Begleitgesteine

Der bisher als „unterostalpiner Quarzphyllit“ bezeichnete Phyllitzug streicht vom Bergkamm E Taurachtal (Fanninghöhe) zum Trogwald (SW Mauterndorf) und über den Katschberg in das Liesertal; ferner außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes streicht er nach S weiter in die Gegend von Spittal/Drau (SE-Ecke des Tauernfensters) und biegt in das Mölltal ein, wo er Gesteinsschuppen im hangenden Teil der Matreier Zone aufbaut.

Das altpaläozoische Alter ist durch Conodonten (Silur) in Eisendolomit (Ankerit) und Bänderkalkmarmor, die dem Phyllit als linsenförmige Schollenzüge am Katschberg eingelagert sind, belegt (SCHÖNLAUB et al., 1976). Auch Vergleiche mit lithologisch analogen Phylliten der Umgebung bekräftigen die altpaläozoische Alterseinstufung: „Radstädter Quarzphyllit“ bei Wagrain mit Eisendolomit des Silur/Devon auf Grund von Foraminiferen und Conodonten (SCHÖNLAUB, 1975) und Phyllit der Lessacher Zone auf Kartenblatt Tamsweg mit Eisendolomit, der silurische Conodonten führt (SCHÖNLAUB & ZEJULA, 1975).

Die Deformation des Phyllites nimmt von N nach S zu.

Im Fanningphyllit (Karten-N-Rand bis Mauterndorf) kann man die sandig-tonige sedimentäre Wechsellagerung an den Quarzlagen, die mit Serizit-Chlorit-Lagen abwechseln, noch gut erkennen. Dazu gesellen sich massenhafte Schwarzschieferlagen mit Graphitquarzit und Sulfidgehalt (Pyritblasten und kleine Lagerstätten), die mit den genannten conodontenführenden Karbonatgesteinen auf einen marinen Ablagerungsbereich mit teilweise euxinischer Fazies schließen lassen. Die häufig sekundär limonitisierten, bis 15 mm großen Pyritblasten (Würfel), sind meist kaum deformiert.

Im Trogwald (Trogwaldphyllit) und am Katschberg (Katschbergphyllit) nimmt die Intensität der Deformation des Phyllites zu. Kleinfaltung, postkristalline Knikung, Mobilisation von Quarzadern, Mylonitbildung an den Schwarzschieferlagen und deren Umformung zu dunkelgrauen Phylliten sind nun charakteristisch. Die ehemaligen Pyritblasten werden zu linsenförmigen limonitischen Flecken umgewandelt.

4.1.4.1. Unterscheidung der permischen Schiefer vom altpaläozoischen Fanningphyllit

Im Gegensatz zum oben kurz charakterisierten altpaläozoischen Fanningphyllit zeichnen sich die permischen Schiefer des Bergzuges E Taurach (Abb. 25 und 26) durch Serizit-Quarzschiefer, Geröllschiefer und Serizit-Chlorit-Phyllite mit bunten, leuchtend grünen, violetten und rosaroten Farben wie in der Gasteiner Klamm (EXNER, 1979, p. 17) aus. Der permische Serizit-

Chlorit-Phyllit führt häufig Kalzit und unterscheidet sich dadurch vom kalkfreien altpaläozoischen Phyllit. Die Schwarzschiefer sind auf den altpaläozoischen Fanningphyllit beschränkt und fehlen in der permischen Gesteinsserie des vorliegenden Gebiets. Sie geben damit ein sehr gutes zusätzliches Unterscheidungsmerkmal ab (EXNER, 1986, p. 442).

Im N angrenzenden Raum haben die Herren Kollegen MATURA und ALBER auf Kartenblatt Schladming und SLAPANSKY rund um die Seekarspitzgruppe auf Kartenblatt Radstadt analoge petrographische Beobachtungen an den jungpaläozoischen, hauptsächlich permischen Schiefen gemacht. Sie wurden selbständig erarbeitet, ausführlich dokumentiert (ALBER, 1987; SLAPANSKY, 1987) und stimmten gut mit meinen Beobachtungen an den permischen Schiefen des Berzuges E Taurach überein.

Sonderbar ist das Beobachtungsergebnis der genannten Kollegen, daß N meines Arbeitsgebietes der altpaläozoische Phyllit fehlt. Er scheint im Gebiet des Radstädter Tauernpasses auszukeilen und erst weiter W in den N-Radstädter Tauern wieder einzusetzen (ROSSNER, 1979, p. 258). Eventuell gehören cm- bis wenige m-mächtige „Albit-Chloritschiefer mit Geröllen und Schollen von Eisendolomit“ (ALBER, 1987, p. 25–26) im Grenzbereich zwischen Jungpaläozoikum und Gneis einem altpaläozoischen Gesteinsbestand an (freundliche mündliche Mitteilung und Vorweisung entsprechender Gesteinsproben im Gelände S Giglachseen und im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt durch die Herren MATURA und ALBER).

4.1.4.2. Wie soll man den Begriff „Quarzphyllit“ benützen?

Meines Erachtens gehören Brixner, Innsbrucker Quarzphyllit und der altpaläozoische Quarzphyllit des Tauernfenster-E-Randes sowie einige andere als Formationsnamen zum althergebrachten Inventar der österreichischen Ostalpengeologie.

„Quarzphyllit“ allein ist weder ein stratigraphischer Begriff (siehe Lexique stratigraphique international [KÜHN und Mitarbeiter, 1962, p. 364–365]), noch ein international anerkannter petrographischer Terminus. Jeder Phyllit führt als Hauptgemengteil auch Quarz. Der Vorschlag von ALKER et al. (1962, p. 167), den Terminus „Quarzphyllit“ petrographisch enge zu definieren, und zwar als Serizitphyllit mit über 50 Vol.-% Quarz, und „den Namen Quarzphyllit künftig nur mehr im petrographischen Sinne zu verwenden“, hat sich international nicht durchgesetzt. Quarzphyllit als petrographischer Begriff fehlt in den neuen deutschen mineralogisch-petrographischen Lehrbüchern (WIMMENAUER, 1985; MATTHES, 1987) und in entsprechenden angloamerikanischen alten und neuen Standardwerken (z. B. HARKER, 1956; TURNER-VERHOOGEN, 1960; WILLIAMS et al., 1982; BEST, 1982). Aus geologischer Sicht ist der Vorschlag abzulehnen, weil die Formationsnamen wie Brixner und Katschberg-Quarzphyllit ja auch massenhaft quarzärmere Phyllite beinhalten und diese althergebrachten Namen ja auch heute noch zum Bestand jedes Lehr- und Handbuches der Ostalpengeologie gehören.

Leider haben die oben genannten Kollegen MATURA, ALBER und SLAPANSKY ihre jungpaläozoischen, hauptsächlich permischen Gesteine als „Quarzphyllit“ oder auch als „Radstädter Quarzphyllit“ bezeichnet.

Um Verwechslung mit dem altpaläozoischen Phyllit meines Arbeitsgebietes zu vermeiden, nehme ich vorläufig Abstand vom Begriff „Quarzphyllit“ und benütze für die altpaläozoischen Phyllite die Namen Fanning-, Trogwald- und Katschbergphyllit und für die wahrscheinlich permischen Schiefer (alpiner Verrucano) einfach den Namen Perm.

4.1.4.3. Fanningphyllit

Es streicht von der NW-Ecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus zur Gollitschspitze und bildet unter der Weißpriach-Gneislamelle das Halbfenster der Schönalm. W unter dem Gurpitscheck durchziehend, baut er dann SE dieses Berges den 7 km langen, verhältnismäßig breiten Kamm über die Fanninghöhe zum Moserkopf auf und trägt die erosiven Gneiskappen (Kleines Gurpitscheck und Karneitschenhöhe) der Weißpriach-Gneislamelle. Vom Moserkopf nach SE und S bildet er den 4 km breiten Isoklinalhang bis zum Lungauer Becken zwischen dem Mühlbach bei der Ortschaft Fanning und St. Gertrauden bei Mauterndorf.

Die Mächtigkeit des Fanningphyllites beträgt 500 m und nimmt NNW Ernsthütte in Richtung zum Radstädter Tauernpaß auf wenige deka-m ab. Die s-Flächen streichen NW und fallen mittelsteil nach NE. Die Hauptlineation und zugleich Faltenachse neigt sich meist flach gegen SE. Zwischen Moserkopf und St. Gertrauden vollzieht sich das Umschwenken der Streichrichtung der s-Flächen zur SW-Richtung mit flachem Fallen nach SE.

Details und genetische Probleme der Hangendgrenze wurden bereits oben geschildert. Siehe Kapitel Weißpriach-Gneislamelle. Im Lungauer Becken zwischen den Ortschaften Fanning und Steindorf fällt der Fanningphyllit unter den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins ein und erreicht somit hier dieselbe tektonische Position, die auch für seine Fortsetzung als Trogwald- und Katschbergphyllit gilt.

Die Liegendgrenze des Fanningphyllites ist zwischen Ernst- und Kerschhackschhütte durch die altbekannte musterhafte vekehrte stratigraphische Folge von oben nach unten gekennzeichnet: Perm, Lantschfeldquarzit, Reichenhaller Rauhwacke und teilweise Kalkmarmor des Gutensteinniveaus und an einer Stelle (NE Twenger Almkopf) der von TOLLMANN gefundene Wetterstein-Diploporendolomit. Zwischen Zechnerhütte und Moserkopf beobachtete ich Verfaltungen des Fanningphyllites mit dem unterlagernden Perm und Lantschfeldquarzit (Abb. 26, Figuren 3 und 5). Bei St. Gertrauden fehlt das Perm, und der Fanningphyllit liegt unmittelbar auf den dünnen Trias- und Kristallinschuppen, wie dies in der Fortsetzung auch für Trogwald- und Katschbergphyllit zutrifft.

Petrographisch ist der Fanningphyllit ein grauer ebenflächig-parallelschiefriger bis gewellter Serizit-Chlorit-Phyllit, der von ZEZULA (1976, p. 137–138 und 142) näher beschrieben wurde. Die Metamorphose erfolgte vorwiegend progressiv. Nur untergeordnet erscheinen Diaphthorite nach Granatglimmerschiefer bzw. Paragneis (l. c., p. 143). Selten kann man goldgelbe Faserzüge von Stilpnomelan freisichtig beobachten (SH. 1960 m, SW Gamsstadt). Allgemein fehlt Biotit.

Schwarzschieferlagen nehmen etwa 25 % der gesamten Schichtfolge des Fanningphyllites ein. Sie führen 5 mm, maximal 15 mm große, würfelförmige, nicht oder wenig deformierte Pyritblasten, die meist zu

Limonit umgewandelt sind. Bloß wenige cm dicke Graphitquarzitlagen sind den Schwarzschiefern eingeschaltet. Gleitbewegungen setzen mit Vorliebe an den bildsamen dünnblättrigen Schwarzschiefern ein und bedingen schwarz abfärbende Harnische und Mylonite. Fe-Erzgehalt führt mitunter zu rotbrauner „brandiger“ Felsanwitterung des Schwarzschiefers (z. B. in SH. 2145 m, 700 m E Twenger Almkopf, bei dem kleinen, auf der topographischen Karte nicht eingetragenen See). Ich fand einige alte Bergbaureste an Quarz-Lagergängen im Schwarzschiefer. Siehe Kapitel: Ehemaliger Bergbau.

Selten nimmt der Fanningphyllit quarzitischer Charakter an. Solche Quarzite wurden auf der Karneitschen-, Fanninghöhe und am Zechnerriegel kartiert. Der feldspatführende Quarzit des Blockkammes P. 2160 der Karneitschenhöhe ist feinkörnig hellgrau und weist im mm-Bereich feinschichtige Abwechslung mit Schwarzschiefer auf.

Die mikroskopische Untersuchung (Se 3141) ergibt als Hauptgemengteile: Hellglimmer, Opazit (mit älterer, sehr feinkörniger Generation, die den Lagenbau des Gesteines markiert, im Gegensatz zur Sammelkristallisation von Großkörnern der jüngeren Generation) und Quarz (xenomorph, Böhmsche Streifung). Accessoria: Chlorit, Albit (wenige kleine xenomorphe, füllungs- und einschlußfreie Körner; Plag III, II und I; gemessen wurde 0 % An im Schnitt senkrecht X), Turmalin und Apatit. Struktur: Nur wenig durch Metamorphose verändertes sedimentäres Schichtgefüge aus Feinsand und Ton.

Grünschiefer wurde nur an einer einzigen Stelle, und zwar bloß 2 m mächtig aufgefunden: Am Güterweg SH. 1845 m, E Veitlhütte (Abb. 26, Figur 5, Signatur 11). Freisichtig erkennt man am ebenflächig-parallel-schiefrigen, klein- bis mittelkörnigen Gestein Chlorit und Feldspatlagen.

Unter dem Mikroskop (Se 3154) erweisen sich als Hauptgemengteile: Chlorit, Albit (0 % An, gemessen annähernd senkrecht X; 1 mm große Blasten, ungefüllt, xenomorph; Plag I, II und III; häufig sind Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Opazit, Karbonat und Quarz. Accessoria: Epidot und Rutil. Wahrscheinliches Edukt: Basischer Tuffit.

Am selben Fundort steht auch Chloritoidphyllit an (Signatur 10). Freisichtig erkennt man 2 mm große, stahl-schwarze Chloritoidkristalle in einem farblosen bis grauen Serizit-Quarz-Grundgewebe.

Unter dem Mikroskop (Se 3139) als Hauptgemengteile: Chloritoid (postkinematische Blasten, die häufig radialstrahlig angeordnet sind), Hellglimmer, Chlorit, Opazit und Quarz. Accessoria: Rutil und Apatit. Es fehlt Feldspat.

ZEZULA (1976, p. 141–142) fand und petrographierte Chloritoidphyllit im Fanningphyllit zwischen Mühlbach und St. Gertrauden.

4.1.4.3.1. Eisendolomit, Bänderkalk, Talkschiefer und Serpentin im Fanningphyllit

Das Eisendolomitvorkommen am Gurpitscheck-SW-Kamm in SH. 2265 m (Abb. 25, Figur 5, Signatur 9) fand ich 1935. Die mitgebrachte Gesteinsprobe, die ich während eines Seminarvortrages zeigte, interessierte meinen Lehrer, Professor KOBER, außerordentlich und er deutete sie als jungpaläozoisches Sediment (KOBER, 1938, p. 35). Sie ging auch in die Arbeit von BLATTMANN (1937, Tafel 8 und 9) ein; während ich eine unzutreffende Deutung als metasomatisch veränderter Triasdolomit erwog und dieses Vorkommen 1938 zwecks Bearbeitung wiederbesuchte, welche dann infolge des Krieges nicht auszuführen war. Die erste, nach unserer heutigen Auffassung richtige stratigraphische Deutung als vermutlich altpaläozoisch gab TOLLMANN (seit 1958). Nach einer von mir geführten gemeinsamen Begehung und Probennahme konnte dann SCHÖNLAUB aus

diesem Eisendolomit nur fragmentarisch erhaltene und nicht bestimmbare Conodonten sicherstellen (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 133).

Meine Neukartierung ergab, daß im Fanningphyllit 2 Schollenzüge vorliegen, die hauptsächlich aus linsenförmigem (boudiniertem) und nur wenige m mächtigem, teilweise metasomatisch verändertem (Quarzadern, Talk, Fuchsit), stellenweise grobkörnig umkristallisiertem Eisendolomit bestehen. Ihnen sind selten bis 1 m mächtige Bänderkalkmarmore zugesellt. Sonderbarerweise treten im nahen geologischen Verbands mehrere m mächtige Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit-, Breunneritschiefer) und an 2 Lokalitäten (Gillitschspitze und SE Twenger Almkopf, Abb. 25, Figur 1, Signatur 9; Figur 4, Signatur 3) auch Serpentin selbst auf.

Wie dieses Zusammenvorkommen von eindeutigen Karbonatsedimentgesteinen (conodontenführender Dolomit, Bänderkalk) und Ultrabasis (Serpentin und Begleitgesteine) genetisch zu interpretieren ist, bleibt vorläufig offen: ? Mg-Metasomatose des Karbonatgesteines oder ? tektonische Mischserie (Mélange) oder beides zusammen?

Um spätere Klärung dieses Problems zu erleichtern, gebe ich im folgenden eine ausführliche Beschreibung der feldgeologischen Beobachtungen.

4.1.4.3.2. Der untere Eisendolomitzug

Dieser beginnt im N am Gollitschspitze-SW-Kamm in SH. 2100 m (Abb. 25, Figur 1, Signatur 8) mit 1 m mächtigem, fuchsitführendem, teilweise durch Quarzadern verdrängtem Eisendolomit. Er wird von Talkschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer begleitet. In streichender Fortsetzung und nur in einigen m Entfernung kommt auch 1 m mächtiger, ebenflächig parallelschiefriger, dunkelgrauer bis farbloser, gebänderter Kalkmarmor vor.

Kamm NE Twenger Almkopf, SH. 2100 m (Abb. 25, Figur 3, Signatur 9): 0,8 m mächtiger, grauer gebänderter Kalkmarmor in Begleitung von pyritführendem Schwarzschiefer.

S-Flanke des Kares 580 m SE Twenger Almkopf, in SH. 2150 m (Abb. 25, Figur 4, Signaturen 2, 3 und 5). Der Serpentin bildet eine 8 m mächtige Linse und wird von Chloritschiefer (4 m) mit Karbonatadern begleitet. Der feinkörnige massige Serpentin zeigt freisichtig mm-dicke Karbonatadern und einzelne, mit Hämatit und Limonit überzogene Scherflächen.

Unter dem Mikroskop (Se 3162) sieht man Antigorit als wirrfasrigen Filz (nach Olivin), in dem gedrungene Leisten von geregeltem Antigorit (nach Pyroxen) schwimmen. Ferner: Opazit, rhomboedrisches Karbonat, Hämatit, Limonit und Rutil.

Fuchsitführender Eisendolomit (4 m) und Breunneritschiefer bilden einen 100 m langen, nach S hangaufwärts streichenden Zug in 6 m Abstand vom Ultrabasis. Auf dem S anschließenden rasenbedeckten Rücken finden sich keine Aufschlüsse.

Gurpitscheck-SW-Kamm, SH. 2265 m, 500 m WNW Kernsee (Abb. 25, Figur 5, Signatur 9). Es handelt sich um das eingangs genannte, zuerst gefundene Vorkommen. Der Eisendolomit bildet eine maximal 5 m mächtige, zerrissene (boudinierte), 200 m lange Gesteinslage, die von der S-Kante des rasenbedeckten Kammes zur Felschlucht über dem kleinen See NW Kernsee streicht. Aus diesem Eisendolomit hat SCHÖNLAUB die Conodontenfragmente gewonnen (siehe oben!). Der Eisendolomit wird örtlich von Quarzadern durchdrungen und liegt in einer Quetschzone aus Schwarzschiefer mit Graphitquarzit und bis dm-mächtigem Talkschiefer. Großblättrige Fuchsitfaserzüge bedecken häufig die Scherflächen des Eisendolomites. Petrographisch sind 2 Typen des Eisendolomites zu unterscheiden, welche beide dunkelbraun anwittern.

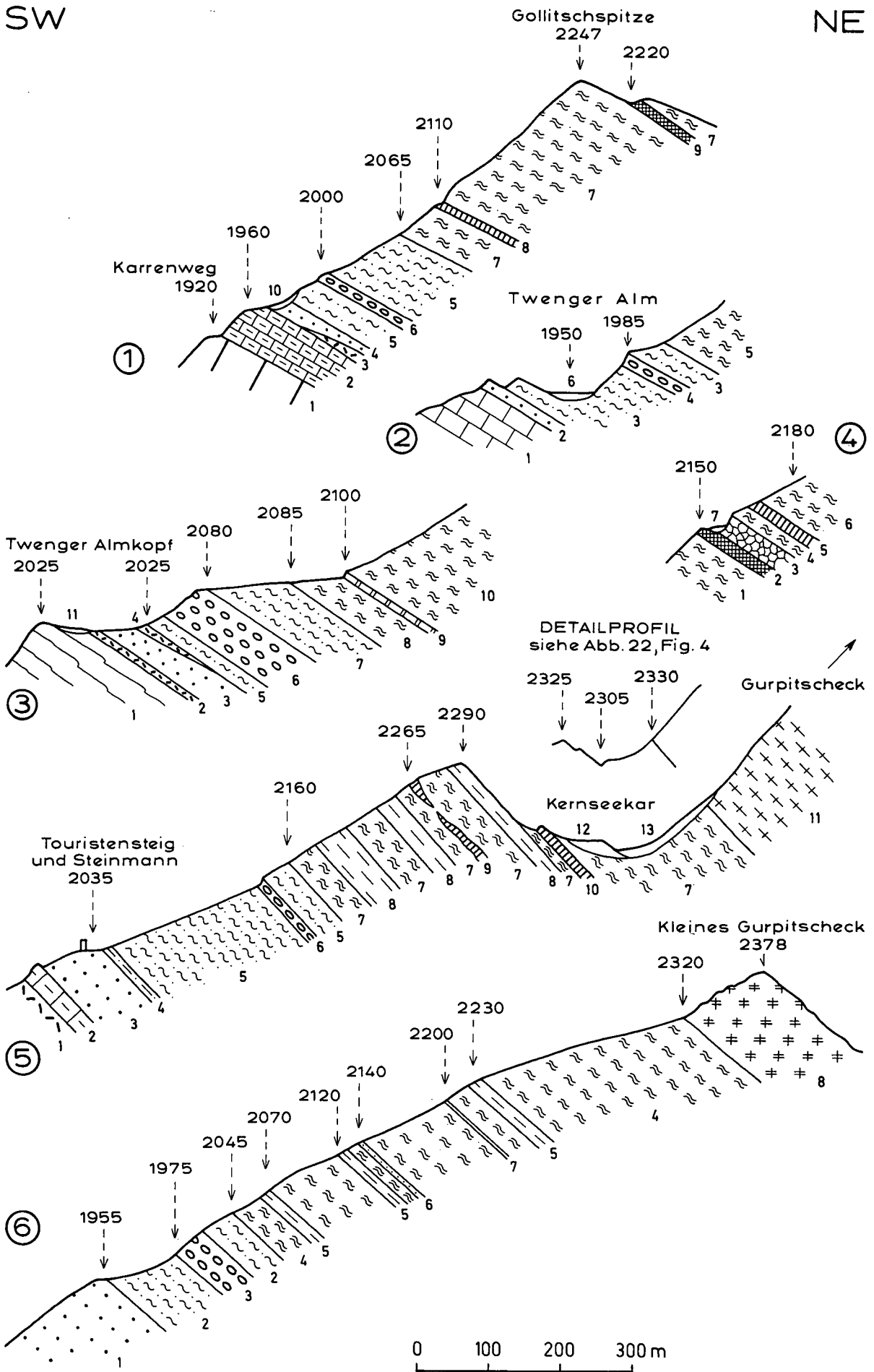
Abb. 25.

Parallelprofile durch Fanningphyllit und permische Schiefer im Gebiet Gurpitscheck – Gollitschspitze.

- ① Gollitschspitze-SW-Kamm.
Trias: 1 = Dolomit; 2 = rosa Kalkmarmor (Gutensteinniveau) (30 m), s:130/15 NE, Lineation: 135/24 SE; 3 = Rauhacke (5 m); 4 = Lantschfeldquarzit (8 m). Perm: 5 = bunter, teilweise karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit, s: 175/34 E; 6 = Geröllquarzit (5 m). Fanningphyllit: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer, reich an Pyrit, s: 144/34 NE, Lineation: 110/22 SE; 8 = fuchsitführender, teilweise durch Quarzadern verdrängter Eisendolomit (1 m), in Begleitung von Talkschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer; daneben kommt hier auch ebenflächiger, parallelschiefriger, dunkelgrauer, gebänderter, 1 m mächtiger Kalkmarmor vor; 9 = Talkschiefer (1,5 m), mit einer Linse von fuchsitführendem Serpentin und in Begleitung von Schwarzschiefer, Graphitquarzit und Fe-hältigem Lagerquarz. Quartär: 10 = Gehängeschutt.
- ② Twenger Alm.
Trias: 1 = rosaroter und grauer Kalkmarmor (Gutensteiner Kalk); 2 = Lantschfeldquarzit (5 m). Perm: 3 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = Geröllschiefer (8 m). Fanningphyllit: 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer. Quartär: 6 = Alluvionen mit kleinem See.
- ③ Kamm NE Twenger Almkopf.
Trias: 1 = Karnischer Dolomit und Kalkmarmor, s: 155/40 NE; 2 = Rauhacke (3,5 m); 3 = Lantschfeldquarzit mit roten Quarzgeröllen (25 m); 4 = Rauhacke und Kalkmarmor (0,4 m). Perm: 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit (10 m); 6 = Geröllschiefer (40 m), mit Geröllen von Aplitgneis, Quarz und Dolomit; 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit (50 m). Fanningphyllit: 8 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit pyritreichem Schwarzschiefer, s: 130/34 NE, Lineation: 125/10 SE; 9 = grauer gebänderter Kalkmarmor (0,8 m), begleitet von pyritführendem Schwarzschiefer; 10 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschieferlagen. Quartär: 11 = Moräne.
- ④ Detailprofil, 580 m SE Twenger Almkopf.
Fanningphyllit: Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer; 2 = Talkschiefer und Chloritschiefer mit Karbonatadern (4 m), s: 140/41 NE; 3 = Serpentin (8 m); 4 = Serizit-Chlorit-Phyllit (6 m); 5 = Eisendolomit (4 m), mit Fuchsit und Breunneritschiefer; 6 = Serizit-Chlorit-Phyllit und Schwarzschiefer. Quartär: 7 = Gehängeschutt.
- ⑤ Gurpitscheck-SW-Kamm.
Trias: 1 = Rauhacke; 2 = gebänderter Kalkmarmor (Gutensteiner Kalk) (15 m); 3 = Lantschfeldquarzit (80 m), s: 140/48 NE. Perm: Serizit-Quarz-Schiefer (10 m); 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit, s: 118/34 NE, Lineation: 95/20 E; 6 = Geröllschiefer (5–10 m), mit Geröllen von Aplitgneis und Quarz, s: 120/50 NE. Fanningphyllit: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer; 8 = Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten und mit Lagen von Graphitquarzit; 9 = fuchsitführender Eisendolomit (5 m), in Begleitung von Talk-, Breunnerit- und Schwarzschiefer, s: 130/60 NE, Lineation: 120/25 SE; 10 = Eisendolomit (2 m), s: 118/62 NE, Lineation: 118/15 SE. Weißpriach-Gneislamelle: 11 = Gneis und Amphibolit (siehe Detailprofil der aufgeschlossenen Grenze an der Scharte NW Kernsee in Abb. 22, Fig. 4). Quartär: 12 = Moräne; 13 = Gehängeschutt.
- ⑥ Kleines Gurpitscheck-SW-Kamm.
Trias: 1 = Lantschfeldquarzit, s: 108/48 NE. Perm: 2 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 3 = Geröllschiefer (40 m), mit Geröllen von rosarotem und farblosem Quarz, s: 130/38 NE, Lineation: 100/20 E. Fanningphyllit: 4 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer; 5 = mehrere m mächtige Anreicherung von Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten; 6 = Serizit-Chlorit-Quarzit (2 m); 7 = Graphitquarzit (0,1 m), s: 120/48 NE. Weißpriach-Gneislamelle: 8 = diaphthoritischer Biotit-Plagioklas-Paragneis.

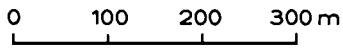
SW

NE

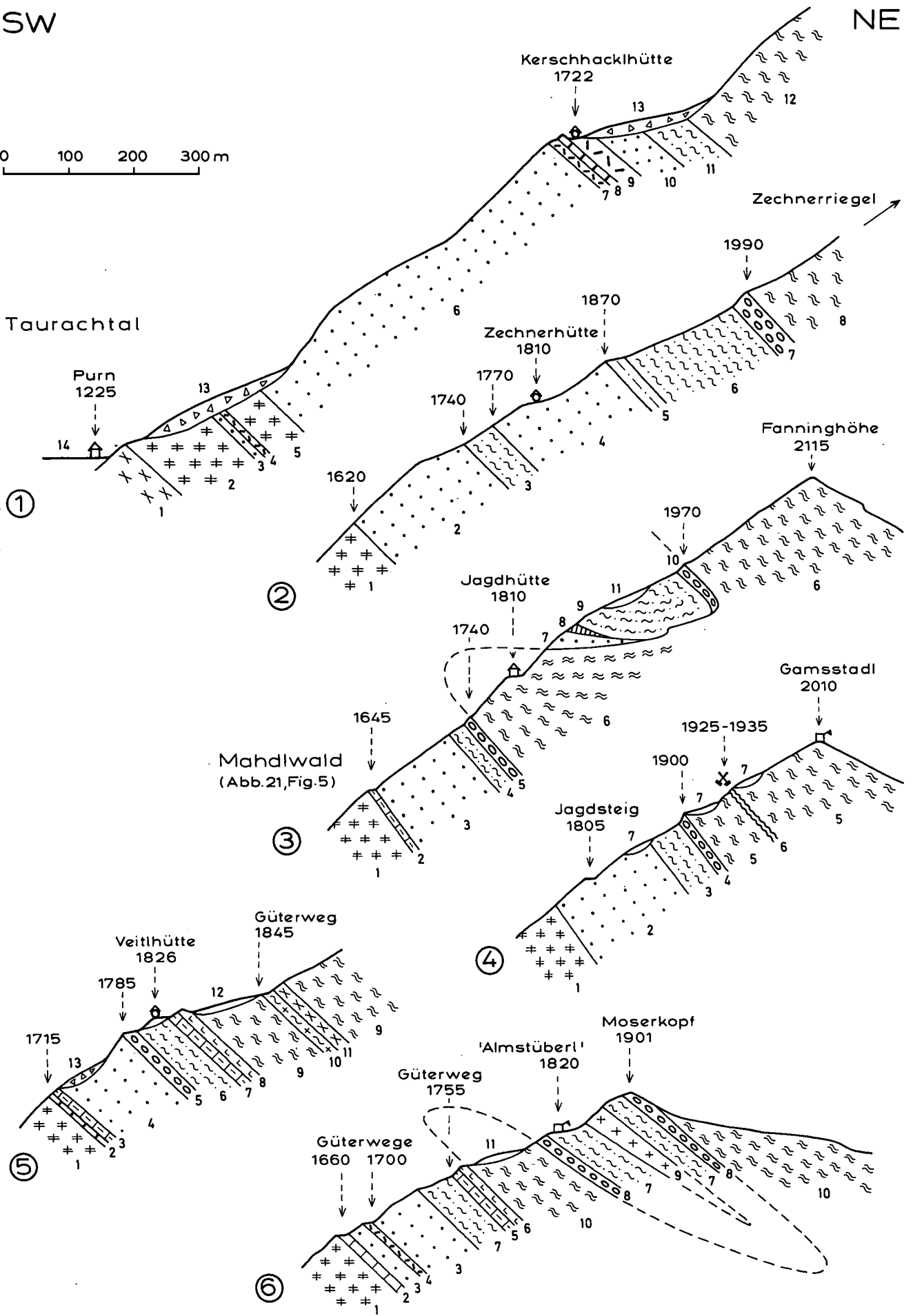


SW

NE



Taurachtal



Der vorherrschende (primäre) Typus ist feinkörnig und im frischen Zustand dunkelgrau. Aus diesem Gestein stammen die Conodontenreste.

Unter dem Mikroskop (Se 3159) sieht man als Hauptgemengteil den einschlußfreien Dolomit mit 0,1 bis 1,0 mm Durchmesser und mit Zwillingslamellen, die nur an lokalen Scherflächen geknickt sind. Quarz tritt in zwei Generationen auf. Die ältere Generation beschränkt sich auf einige wenige und kleine Körner der Matrix (ehemalige quarz-sandige Verunreinigung im Karbonatsediment). Die jüngere Generation baut grobkörnig (über 1 mm Ø) und mit prächtiger Böhmscher Streifung die Quarzadern (metamorphe Mobilisate) auf. Stellenweise finden sich 1 cm große Fuchssittafeln (Pleochroismus: hellgrün bis intensiv grasgrün) mit leuchtenden Farben. Farbloser Hellglimmer tritt nur in winzigen Blättchen innerhalb der Quarzadern auf.

Nur fleckig beschränkt tritt der andere (sekundär sammelkristallisierte) grobkörnige, im frischen Zustand hellgraue bis farblose Dolomittypus auf.

Dieser Dolomit (Se 3157, 3158) besitzt Korngrößen von 2 bis 14 mm mit ungestörten und nur selten verbogenen Zwillingslamellen. Er ist einschlußfrei und bildet ein hypidiomorphes granoblastisches massiges Gefüge. Die Quarzadern sind nur schwach undulös. Das Gestein hat also eine postkinematische Sammelkristallisation mit Pigmentverlust mitgemacht. Es fehlt Magnesit. Das Karbonat des Gesteines ist Dolomit auf Grund röntgenographischer Phasenanalyse, die freundlicher Weise Herr Professor Dr. A. BERAN im April 1986 für mich durchführte.

Karriegel NW Kernsee, SH. 2100 m. Hier steht 4 m mächtiger Eisendolomit an, der von Breunneritschiefer (15 mm große Breunneritblasten in Serizit-Chlorit-Matrix) und pyritführendem Schwarzschiefer mit Graphitquarzit begleitet wird.

4.1.4.3.3. Der obere Eisendolomitzug

Zunächst sei ein Vorkommen von Ultrabazit ohne Karbonatgestein genannt. Es findet sich auf der Gollitschspitze, 100 m SE des Gipfels, und zwar in SH. 2220 m in der Scharte, die ein alter Saumpfad zwischen Twenger Almsee und Oberem Schönalmsee quer (Abb. 25, Figur 1, Signatur 9). Hier steht 1,5 m mächtiger Talkschiefer an, der eine 0,6 m dicke Linse fuchsitführenden Serpentinits enthält. Begleitgesteine sind Schwarzschiefer mit Graphitquarzit und Fe-hältiger Lagerquarz.

Felswand in SH. 2250 m, 850 m E Twenger Almkopf: Eisendolomit und Breunneritschiefer. Fortsetzung in Lesesteinen am Kamm ESE Twenger Almsee in SH. 2230 m.

Kar 500 m NW Kernsee, Felsriegel in SH. 2140 m (Abb. 25, Figur 5, Signatur 10): Eisendolomit (2 m) als Linse in Serizit-Chlorit-Phyllit.

Lesesteine von Eisendolomit im Bergsturzgebiet der Purnalm und am Kamm SE Fanninghöhe

Südliche Eisendolomitvorkommen im Fanningphyllit sind bereits der Erosion zum Opfer gefallen und liegen im Blockwerk des Purnalmbergsturzes: E Weitgasserhütte, ESE Purnalm und am Güterweg W Purngraben in SH. 1400 m.

Am Kamm SE Fanninghöhe in SH. 2040 m, 300 m NNW Gamsstadt, befinden sich Splitter von Serpentin. Es könnte sich um Reste von erratischen Blöcken handeln. Da aber in der vegetationsbedeckten Mulde des Kammes zwischen Gamsstadt und Moserkopf lose Blöcke von fuchsitführendem Eisendolomit liegen, ist die Vermutung eines Wiederauftretens der Assoziation von Serpentin und Eisendolomit im Untergrund nicht ganz abwegig. Da nicht anstehend, wurden diese Vorkommen nicht in die geologische Karte eingetragen.

4.1.4.4. Trogwaldphyllit

So nenne ich den altpaläozoischen Phyllit an der als Trogwald bezeichneten, breiten isoklinalen SE-Flanke des Speiereck-SE-Kammes zwischen Begöriach (S Mauterndorf) und St. Martin im Murtal. Er ist nur wenige 100 m mächtig. Seine s-Flächen fallen flach nach SE mit ebenfalls nach SE geneigter Lineation. So weit die Aufschlußverhältnisse Beobachtungen seiner Grenzen zulassen, liegt er im W auf Lantschfeldquarzit und Rauhacke, mit welchen er auch verfalltet ist, im N unmittelbar auf Paragneis der Großeck-Gneislamelle und

Abb. 26.

Parallelprofile im Grenzbereich von Fanningphyllit und permischem Schiefer im Gebiet Purn - Moserkopf.

1 Purn - Kerschhacklhütte.

1 und 2 = Amphibolit und Paragneis der Tweng-Gneislamelle; 3 = Lantschfeldquarzit (2 m); 4 = Rauhacke (3 m); 5 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle (60 m); 6 = Lantschfeldquarzit; 7 = Rauhacke (5 m); 8 = farblos breccioser kalkhaltiger Dolomit (3 m); 9 = Rauhacke mit Dolomitbrocken (10 m); 10 = Lantschfeldquarzit (50 m); 11 = permischer karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit; 12 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 13 = Bergsturzblockwerk; 14 = Alluvionen.

2 Bergrippe mit Zechnerhütte.

1 = diaphthoritischer Paragneis der Veitl-Gneislamelle, s: 108/43 NE, Lineation: 108/10 E; 2 = Lantschfeldquarzit, s: 112/57 NE; 3 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = Lantschfeldquarzit mit 30 mm großen roten Quarzgeröllen; 5 = dünnblättriger Serizit-Quarz-Schiefer vom Typus Alpiner Verrucano (Perm), s: 118/57 NE; 6 = permischer karbonatführender Serizit-Chlorit-Phyllit; 7 = permischer Geröllschiefer (30 m), torpedoförmig ausgewalzte, 10 cm lange, rosa-farbige Quarzgerölle in auffallend bunter, violetter, roter und leuchtend grüner Matrix aus karbonathaltigem Serizit-Chlorit-Phyllit; 8 = Fanningphyllit mit Lagen von Graphitquarzit und Schwarzschiefer mit 10 mm großen Pyritwürfeln, s: 124/65 NE, Lineation: 124/20 SE.

3 Felsrippe Mahdlwald - Fanninghöhe.

1 = Veitl-Gneislamelle (Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer; siehe Abb. 21, Figur 5, Signatur 8!); 2 = Kalkmarmor (10 m), mit Lagen von farblosem Dolomit; 3 = Lantschfeldquarzit; 4 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 5 = permischer Geröllschiefer (5 m), s: 120/48 NE, Lineation: 120/8 SE; 6 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 7 = Lantschfeldquarzit; 8 = Quarzlager (5 m) (Mobilisat, weithin sichtbarer weißer Fels); 9 = permischer karbonatführender Serizit-Chlorit-Phyllit; 10 = Geröllschiefer (10 m), mit 2-5 cm großen Quarzgeröllen in buntfarbiger Matrix; 11 = Gehängeschutt.

4 Bergrippe N Jaklhütte bis Gamsstadt.

1 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle; 2 = Lantschfeldquarzit, s: 122/52 NE, Lineation: 120/6 SE; 3 = permischer feinblättriger karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = permischer Geröllschiefer (10 m), mit rosa Quarzgeröllen; 5 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer, s: 132/56 NE, Lineation: 132/6 SE; 6 = Schwarzschiefer mit Pyritwürfeln, mit 3,5 m dickem Lagerquarz und Vererzung (alte Stollenmundlöcher und Schächte); 7 = Gehängeschutt.

5 Bergrippe bei Veitlhütte.

1 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle; 2 = Dolomit (0,5 m); 3 = farblos Kalkmarmor (3 m), s: 150/40 NE; 4 = Lantschfeldquarzit; 5 = permischer Geröllschiefer (6 m), Quarzgerölle in phyllitischer Matrix mit leuchtend grünen und violetten Farben; 6 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 7 = Kalkmarmor (10 m); 8 = Ankerit (5 m), mit Kalkmarmorresten und Quarzadern; 9 = Fanningphyllit, s: 142/36 NE; 10 = Chloritoidphyllit; 11 = Grünschiefer; 12 = Moräne; 13 = Bergsturz.

6 Moserkopf.

1 = Veitl-Gneislamelle. Trias: 2 = farblos Kalkmarmor (2 m); 3 = Lantschfeldquarzit; 4 = Rauhacke (2 m); 5 = Kalkmarmor (4 m), wechsellagernd mit Phyllit, s: 120/35 NE; 6 = Ankerit (1,8 m), schwach kalkhaltig. Perm: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 8 = Geröllschiefer (8 m), mit Quarzgeröllen; 9 = Schachbrettalbit-Augengneis (30 m) (eventuell ?Porphyroid); 10 = Altpaläozoischer Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 11 = Moräne.

taucht nach SE unter den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Hollerberges (Nock-Kristallin) unter.

Die frischen Aufschlüsse an den neuen Güterwegen des Trogwaldes lassen den feingeschichteten tonig-sandigen Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer, analog dem Fanningphyllit, erkennen. Die postkristalline Deformation ist intensiver. Es bleiben aber doch noch stellenweise die bis 12 mm großen Würfelformen der limonitisierten Pyritblasten im Schwarzschiefer recht gut erhalten (z. B. in SH. 1775 m am Güterweg, 700 m SE Trogalm). ZEZULA (1976, Beilage 4) fand Chloritoid im Phyllit NE P. 1539.

Die Karbonatgesteine im Trogwaldphyllit beschränken sich auf nur wenige m mächtige, metamorphe Bänderkalken mit Graphitkalklagen. Es fehlt Eisendolomit.

Eine boudinierte Bänderkalkscholle befindet sich S Trogbach in SH. 1720 m (Aufschluß am Güterweg).

Der ebenfalls in einzelne Schollen zerfallene Bänderkalkzug von St. Martin ist 750 m lang und liegt an der Grenzfläche zum überlagernden Nock-Kristallin (Abb. 19, Signatur 15). Instrukтив sind die Aufschlüsse im Bachgraben N und S der Straße Sonndörfel – Peterbauer: 3 m mächtiger, dunkelgrauer bis farbloser gebänderter Kalkmarmor fällt steil unter phyllitischen Granatglimmerschiefer (s: 55/70 SE).

Ober St. Martin (Wasserfall) sind die Felszüge verrutscht (aberrantes W-Fallen der s-Flächen). Es steht 3 m mächtiger, gebänderter Kalkmarmor mit 0,15 m dicken Graphitkalklagen an. Aus diesen hat SCHÖNLAUB unbestimmbare Fragmente von Conodonten gewonnen und untersucht, die bezüglich ihres Erhaltungszustandes (Farbe und Oberfläche) den silurischen des Katschberges gleichen (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 123–124 und 133; ZEZULA, 1976, p. 149–150).

4.1.4.5. Katschbergphyllit

Er streicht vom Murtal bei Stranach zur Paßhöhe des Katschberges, nimmt an der S-Seite des Katschberges einen 2 km breiten und 500 m mächtigen Streifen ein, um sich dann W Rennweg im St-Peterwald auf 200 m Mächtigkeit zu beschränken.

Die s-Flächen fallen in der Regel mittelsteil nach SE und die Hauptlineation und zugleich Hauptfaltenachse streicht NW–SE. Jünger ist eine, erstmals von THIELE (1960, p. A86) beobachtete Achse junger Knitterung, die NE bis N–S streicht, den Muhrbögen in der Hafnergruppe entspricht und genetisch auf eine späte Einengung zwischen den verhältnismäßig starren Massen der Tauerngneise im NW und des Nock-Kristallins im SE hinweist. Diesbezüglich ist der Katschbergphyllit überhaupt eine Quetschzone mit intensiver postkristalliner Deformation, Kleinfalten, Scherflächen und häufig aberrantem W-Fallen.

Der Phyllit dürfte zu etwa 4/5 seines im vorliegenden Arbeitsgebiet zwischen Mur und St. Peterwald aufgeschlossenen Volumens von sandig-tonigen altpaläozoischen Schichten mittels progressiver Metamorphose herkommen. Charakteristisch für diesen Typus sind dunkelgraue und schwarze Farben und linsenförmige Limonitflecke als Reste einstiger Pyritblasten in Schwarzschiefern.

Etwa 1/5 des Volumens besteht vermutlich aus Diaphthoriten nach Gneis und Glimmerschiefer. Hierher gehören die eher hellen (feldspat- und serizitreichen) und grünen (chloritreichen) Gesteinstypen.

Es liegt eine phyllonitische Mischserie im Sinne SANDER's vor. Im vegetationsbedeckten vorliegenden Arbeitsgebiet ist die kartenmäßige Abgrenzung beider Typen bisher nicht möglich. In den S anschließenden Hochregionen (Hafnergruppe und Umgebung von Gmünd) führte ich sie durch. Dort nimmt der diaphthoritische „Quarzphyllit“ sehr an Volumen zu und der „Katschberg-Quarzphyllit (Altpaläozoikum)“ beschränkt sich auf dünne Anteile.

Mit der Erkennung von Diaphthoriten im Katschbergphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit) befassen sich nach der von UHLIG (1908) und BECKE (1909a) gelieferten Problemstellung die Arbeiten von EXNER (1939), PREY (1941), EXNER (1944, 1953, 1980a) und am produktivsten mit zahlreichen Detailfunden und ihren Beschreibungen die Dissertation von NOWOTNY (1976). Zum ersten Mal wurde die „unterostalpine Quarzphyllitzone“ von Radstadt über den Katschberg bis nach Spittal/Drau von EXNER (1952, geologische Kartenskizze) durchgezogen. Das altpaläozoische Alter von Phylliten am Katschberg wurde erstmals von TOLLMANN (in: KÜHN et al., 1962, p. 240) postuliert und von SCHÖNLAUB et al. (1976) mit silurischen Conodonten in Karbonatgesteinen im Katschbergphyllit nachgewiesen.

Die in den genannten Arbeiten enthaltenen, petrographischen und tektonischen Detailbeschreibungen des Katschbergphyllites möchte ich hier nicht wiederholen, sondern nur die gegenwärtige Situation der altpaläozoischen Karbonatgesteins- und damit verbundenen Graphitquarzit Aufschlüsse (Lisabichl-Schollenzone) kurz schildern:

4.1.4.5.1. Lisabichl-Schollenzone

Von den Bänderkalkvorkommen an der Katschbergstraße S Stranach (Fortsetzung jener bei St. Martin) ist infolge des Abbaues für Straßenschotter nur noch eine 1,2 m mächtige Kalklage W Gschwandbach vorhanden. Sie setzt längs des Karrenweges nach S fort und bildet 2 bis 6 m mächtige, linsenförmige Schollen im Bereich der Güterwege in SH. 1220 bis 1245 und 1300 m. Ein neuer Aufschluß von 0,5 m mächtigem Graphitkalk im Katschbergphyllit befindet sich am rechten Ufer des Gschwandbaches an der Böschung eines neuen Güterweges bei der Talsperre der Wildbachverbauung in SH. 1125 m.

Der „Lisabichl“ als Härtlingskuppe aus Bänderkalk am wasserscheidenden Grenzkamm (Mur/Lieser, Land Salzburg/Kärnten) ist auf der neuen topographischen Karte nicht mehr namentlich genannt. Er befindet sich in SH. 1735 m, 650 m SW Katschbergpaß. Längs der Piste des „Gamskogel-Skiliftes“ und diverser Zubringerwege gibt es bedeutend bessere Aufschlüsse als vor 50 Jahren. Die aus Bänderkalk, Kalkmarmor, Graphitkalk, Graphitquarzit und Eisendolomit bestehende Serie stellt sich hier als eine zwar mit Katschbergphyllit verfallene, aber doch mehr oder weniger zusammenhängende E-fallende Gesteinsbank dar, allerdings auch mit lokalem aberrantem W-Fallen. Das Profil der Abbildung 27 verläuft im Bereich des wasserscheidenden Kammes und schneidet rechts den ehemaligen nördlichen Steinbruch des Lisabichls an. Dieser sowie der südliche Steinbruch und die große, von Gangquarz durchzogene Eisendolomitkuppe weiter südlich, sind noch erhalten. Eingehende Beschreibungen finden sich bei EXNER (1939, p. 306–308) und 1944 (p. 79–81, Abb. 4). Die Beprobung durch Herrn Kollegen Dr. No-

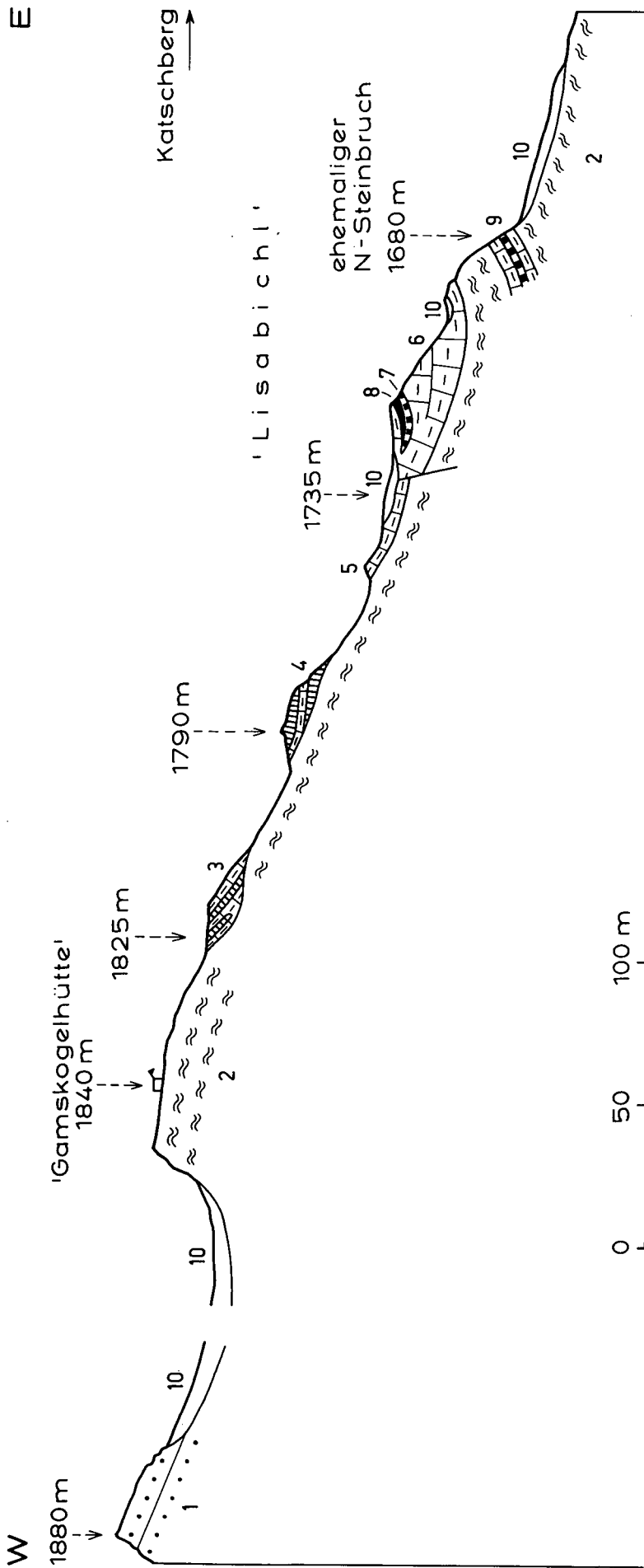


Abb. 27. Profil durch die altpaläozoischen Karbonatgesteine des „Lisabichl“ W Katschberg. Trias: 1 = Lantschfeldquarzit. Altpaläozoikum: 2 = Katschbergphyllit; 3 = gefalteter Bänderkalk (6 m) mit 2 Einlagerungen von Eisendolomit, je 2 m mächtig, s: 55/35 SE; 4 = Eisendolomit (8 m), verfaltet mit einer Zwischenlage von Bänderkalk (5 m); der Eisendolomit führt knapp S des Profils die von SCHÖNLAUB bestimmten silurischen Conodonten in Gesteinsproben, gesammelt von NOWOTNY; 5 = Bänderkalk, s: 36/45 SE; 6 = Bänderkalk (25 m); 7 = Graphitkalk (0,5 m); 8 = Graphitkalk (1 m); 9 = Bänderkalk (8 m), mit einer Lage von Graphitkalk (0,2 m). Lineation: 160/23 NW. Quartär: 10 = Moräne.

WOTNY und die Untersuchungen von Herrn Kollegen Dozent Dr. SCHÖNLAUB ergaben silurische Conodonten im Eisendolomitvorkommen knapp S der auf Abb. 27 dargestellten Kammkuppe SH. 1790 m (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 120–123, 128–133).

Im Hang zum Liesertal verbinden kleine Bänderkalkschollen bei P. 1665 und im Wildbachgraben W Teuerlnock den Lisabichl mit dem langgestreckten Zug E Mühlbach. Hier lieferten Bänderkalk und Kalkmarmor des ehemaligen Steinbruches an der Katschbergstraße, 800 m NNE Mühlbach, ebenfalls silurische Conodonten (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 123). Er bildet E Mühlbach in SH. 1410–1380 m einen 8 m mächtigen Bänderkalkzug, dem auch Graphitkalk eingelagert ist. Die Fortsetzung am Güterweg Mühlbach – Adenberg bis zur Moräne des Katschtales (Liesertales) wird durch einen 15 m mächtigen Wandzug aus Bänderkalk mit Graphitkalk und W vorgelagerten Schollen von Graphitquarzit (0,4 m) und Kalkmarmor (3 m) dargestellt.

Im St. Peterwald S Lieser streicht ein an den neuen Güterwegen in SH. 1390 und 1560 m aufgeschlossener, 2 m mächtiger Bänderkalkzug nach SW. Ihm sind Graphitkalk, Graphitquarzit und Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten zugesellt. Sie setzen im Gebiet der geologischen Karte der Hafnergruppe fort.

4.1.5. Perm (Alpiner Verrucano)

Kalkhaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit (80 m) und bunte Feinbreccie und Geröllschiefer (40 m). Meist angrenzend an Lantschfeldquarzit. Von diesem stellenweise durch dünnblättrige Serizitschiefer getrennt.

Die Permschiefer zeigen sehr häufig bunte Farben der Gesteinsmatrix, die von leuchtend grün über violett bis rosa reichen. Es sind offensichtlich Reliktfarben des permischen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem jahreszeitlichem Klimarhythmus ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure.

Die Komponenten der Geröllschiefer erreichen bis 35 cm Durchmesser und sind parallel zur Faltenachse gestreckt. Sie bestehen aus rosa oder farblosem Quarz, farblosem Aplitgneis und braun anwitterndem, im frischen Zustand hellgrauem Dolomit und dolomitischem Kalk. Der intensiven Deformation des Geröllschiefers entsprechend, bleibt bei manchen Quarz- und Karbonatkomponenten die genetische Unterscheidung zwischen echtem Geröll und Pseudogeröll (boudinierte Knauer des metamorphen Stoffumsatzes) unbefriedigend. Eine 30 m mächtige Augengneislage in den permischen Schiefen kann eventuell als Porphyroid gedeutet werden (Moserkopf).

Als Lesestein im Bereich der Permschiefer tritt am Kleinen Gurpitscheck-SW-Kamm in SH. 1990 m sehr Magnetit-reicher Serizit-Quarzschiefer auf. Die oktaedrischen Magnetitblasten sind 3 mm groß. Das Gestein lenkt die Magnetnadel des Geologenkompasses ab. Analoge Magnetit-reiche Schiefer fand HEJL (1985, p. 285) im Gebiet des Znachsattels (Kartenblatt Schladming) an der Grenze von Gneis und permischem Geröllschiefer. Das Edukt des Gesteines deutet er wohl mit Recht als eisenreichen permischen Verwitterungsboden. Dazu auch: HEJL & SLAPANSKY (1983, p. 27–28) und freundliche Vorweisungen durch die Kollegen MATURA und ALBER auf der Exkursion im Gebiet Giglachsen mit Exkursionsführer 1987 der Geologischen Bundesanstalt Wien (p. 139)! Magnetit-reiche Quarzite in

vermutlich ähnlicher stratigraphischer Position gibt es auch in den Hohen Tauern (z. B. Mallnitzer Mulde und Silbereck-NE-Grat).

Im vorliegenden Arbeitsgebiet findet man die bunte Ausbildung der permischen Schiefer auf 11 km langer Strecke E über der Taurach im Liegenden des altpaläozoischen Phyllites (Abb. 25 und 26) und im 0,8 km langen Streifen N Ulnhütte (Weißpriachtal), im Liegenden der Schladminger Gneisdecke (Abb. 24, Figur 4, Signatur 6).

Die Geröllschiefer sind im vorliegenden Arbeitsgebiet nicht streng an den Rand des Permschiefers gebunden, sondern häufig als harte Bank in diesem eingelagert. Das stellt sich als Unterschied zur Situation im N (Kartenblätter Radstadt und Schladming) dar, wo der Geröllschiefer auf Grund seiner Berührung mit dem Basement-Gneis als basales Transgressionskonglomerat (SLAPANSKY, 1987, p. 6) angesprochen wird. Im vorliegenden Arbeitsgebiet mag auch interne Verfaltung innerhalb der Permschiefer dabei eine Rolle spielen. Es ist ja auch das Perm zwischen Purngraben und Moserkopf einesteils mit Lantschfeldquarzit und andernteils mit altpaläozischem Phyllit verfaltet und geschuppt.

4.1.5.1. Einige bemerkenswerte Aufschlüsse

Am bequemsten erreichbar ist der grüne und bunte permische Serizit-Chlorit-Quarzschiefer im Wasserfallfels SH. 1850 m, 650 m NNW Ernsthütte (W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus). Der markierte Karrenweg vom Jugendheim Schaidberg an der Tauernstraße in Richtung Gurpitscheck (Ernsthütte) führt eindrucksvoll durch die stratigraphisch verkehrt liegende Triasserie: Gutensteiner rosa Bänderkalkmarmor 20 m, Reichenhaller Rauhwacke 6 m, alpiner Röt-Serizitschiefer 4 m, Lantschfeldquarzit 2 m bis zum darüberfolgenden genannten permischen Wasserfallfels.

In streichender Fortsetzung stellen sich dann am Gollitschspitze-SW-Kamm und im Kar der Twenger Alm die permischen Geröllschiefer ein (Abb. 25, Figur 1 und 2). Sie erreichen die prächtigste Ausbildung im Mittelfels des Kares E Twenger Almkopf: Bunte kalkhaltige Matrix. Linsenförmige, in Richtung der Faltenachse längliche, bis 35 cm große Aplitgneisgerölle, die intern zerschert und in Phakoide zerlegt sind. Die Quarzgerölle bleiben kleiner (unter 10 cm). Die Dolomitgerölle sind mitunter schwer von Karbonatmobilisaten zu trennen. Oberhalb der Scharte SH. 2090 m (E Hoher Brücke) findet man die analoge Erscheinung an Quarzgeröllen und Quarzknuern (Pseudogerölle) in SH. 2135 m.

Der klassische Fundpunkt der Geröllschiefer am Gurpitscheck-SW-Kamm (Abb. 25, Figur 5, Signatur 6) wurde unlängst von einem übereifrigen Sammler bis zur Unkenntlichkeit zerstört. Doch zieht die Härtebank des Geröllschiefers (gneisartig [TOLLMANN, 1961b, Tafel A]) in das Kernseekar.

Rosa Quarzgerölle enthalten die Geröllschiefer am Kleinen Gurpitscheck-SW-Kamm (Abb. 25, Figur 6), am Bergrücken der Zechnerhütte (Abb. 26, Figur 2, Signatur 7), N Jaklhütte (Figur 4) und unter dem Schladminger Gneis N Ulnhütte (Abb. 24, Figur 4, Signatur 6).

Die feinkörnigen farblosen, braun anwitternden Dolomitgerölle, zusammen mit Geröllen von Quarz und Aplitgneis sowie mit Quarz-Karbonat-Adern und -Knuern beobachtet man gut am Felsriegel in SH. 1920 bis

1965 m S Kleinem Gurpitscheck. Die linsenförmigen Dolomitgerölle erreichen 10 cm Durchmesser.

Beim Wirtshaus „Almstüberl“ (Abb. 26, Figur 6, Signatur 8) steht glazial polierter Konglomeratquarzit mit Quarzgeröllen an, über dem am horizontalen Güterweg ober dem Wirtshaus die karbonathaltigen, leuchtend grünen und violetten permischen Serizit-Chlorit-Phyllite folgen.

S Fanninghöhe treten 1 bis 5 m mächtige Quarz-Lagergänge in der Verfallungszone von Fanningphyllit mit Permschiefer auf. An einem solchen Quarzlager wurde der „Uranstollen“ N Veithütte angechlagen. Siehe Kapitel: ehemaliger Bergbau!

4.1.5.2. Grobkörniger Augengneis (? Porphyroid) vom Moserkopf

Permschiefer und 30 m mächtiger Augengneis bilden am Moserkopf eine tektonische Schuppe im Fanningphyllit. Wo in der Hochregion Aufschlüsse vorhanden sind, wird der Augengneis von Permschiefer umgeben. An den Güterwegen im Brandwald ragt er als Härtling aus aufschlußlosem Terrain hervor, in dessen weiterer Umgebung Fanningphyllit ansteht. Man findet ihn im Streichen auf 1,5 km langer Strecke.

Der Gneis ist intensiv postkristallin deformiert und stellenweise zu Quarzschiefer phyllonitisiert. 5 cm dicke Pegmatitlagen treten neben Gangquarz auf. Der beste Aufschluß ist die Felswand in SH. 1880 m, SW vom Gipfelkreuz des Moserkopfes.

Die Gesteinsproben von hier zeigen freisichtig 3 cm große Feldspate (Schachbrettalbit) als Porphyroklasten, die pappendeckeldünn ausgewalzt sind. Quarz bildet im Anschliff 1,5 cm lange und 1 mm dicke Lamellen, welche die kataklastischen Feldspatkörner plastisch umgeben. Der grüngraue Hellglimmer bildet einen Filz mit deutlicher Lineation, die ident ist mit der Längung der Feldspate. Unter dem Mikroskop (Se 3095):

Hauptgemengteile: Fertiger Schachbrettalbit ist der herrschende Feldspat: Verbogenes und zerschertes Schachbrettmuster. Kornzerfall. Die letzte Deformation erfolgte nach der Schachbrettalbit-Bildung. Gewöhnlicher Plagioklas tritt mengenmäßig zurück: Plag III, II, I mit Fülle B oder ungefüllt. Leistenform oder xenomorph. Plag III mit Fülle hat 2 % An (Messung annähernd senkrecht X). Hellglimmer zeigt schwachen hellgrünen Pleochroismus und ist häufig postkristallin gequält. Der Quarz erweist sich als extrem postkristallin deformiert: Intensive undulöse Auslöschung, komplizierte Verzahnung der Kornränder, Längung der Körner parallel Schieferung und häufig abnormal zweiachsige Optik.

Ferner: Opazit, Titanit und Zirkon.

Die Genese des Gesteines ist fraglich. Vulkanogene und sedimentogene Strukturen wurden nicht nachgewiesen. Das Auftreten pegmatitischer Partien würde eher für Granitgneis sprechen. Das enge Zusammenkommen mit permischen Schieferungen deutet auf Porphyroid. Solche sind allerdings in den permischen Schieferungen auf Kartenblatt Schladming unbekannt und in der Klammkalkzone (EXNER, 1979, p. 19) nicht so grobkörnig. Eine Zurechnung zum Basement als „Moserkopf-Kristallin“ (EXNER, 1987, p. 333) erfordert die Annahme einer bedeutenden tektonischen Komplikation, würde aber mit dem petrographischen Befund (Ähnlichkeit mit grobkörnigem Augen-Granitgneis von Mauterndorf) am ehesten vereinbar sein.

4.1.5.3. Historisches und Vergleiche zu den permischen Schieferungen

KOBER (1922a, p. 214 und Tafel 3, Figur 8) kennt bereits den „wahrscheinlich jungpaläozoischen Konglomeratschiefer im Hang zum Gurpitscheck“ und macht auf die stratigraphisch verkehrte Serie unter dem Gneis des Gurpitschecks aufmerksam. CORNELIUS & CLAR (1939, p. 223) verweisen auf die bunten, lichtgrünen und violetten, wahrscheinlich permischen Schiefer des Tauern-N-Randes. PREY (1941, p. 115–116) fand den Konglomeratschiefer im Gebiet des Moserkopfes und wurde (freundliche mündliche Mitteilung) darinnen auf ein Karbonatgesteinsgerölle aufmerksam, welches er bereits damals als paläozoisches Sediment deutete. HELLER (1950, p. 34) erwähnt „feinkristalline weißlichgelbe Kalkgerölle“ im Konglomeratschiefer des Gurpitscheck-SW-Kammes und meint, es könnten diese Gerölle ein Äquivalent des Sauberger Kalkes (Devon) darstellen. TOLLMANN (1961b, Tafel B) gliedert:

- ① paläozoischer Quarzphyllit.
- ② paläozoische Quarzphyllitbreccie mit Dolomitkomponenten.
- ③ Serizitquarzitschiefer (höheres Perm)
- ④ Lantschfeldquarzit (Skyth).

Lithologisch entsprechen die Permschiefer des vorliegenden Arbeitsgebietes auf Grund eigener Beobachtungen jenen des Seekareck-SW-Kammes (NW Ober-tauern) und denen der Gasteiner Klamm (EXNER, 1979, p. 17–22). Auf die ausführlichen Beschreibungen der jungpaläozoischen bzw. permischen Schiefer auf den Kartenblättern Schladming und Radstadt von MATURA und ALBER (Aufnahmeberichte etc., zuletzt 1987 Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt Schladming) und SLAPANSKY (1987) sei besonders verwiesen.

4.1.6. Trias

Die Stratigraphie der Radstädter Tauern wurde von TOLLMANN (1977, p. 105–118 und 1980, p. 227) übersichtlich dargestellt, das Gebiet des Twenger Wandzuges (1961b) und der übrigen Teile der hier gegenständlichen geologischen Karte (1961a, 1962a und 1966) speziell bearbeitet. Auf die wertvollen stratigraphischen Beobachtungen und Ergebnisse TOLLMANN's sei verwiesen! In den folgenden Ausführungen bringe ich nur kurze Hinweise zum Verständnis der geologischen Karte des mittleren Lungaus und einige ergänzende Beobachtungen.

Lantschfeldquarzit (vorwiegend Untertrias) erreicht in der Weißeneckdecke 50 m (Schöneck), in der Pleißingdecke und Purnschuppenzone über 200 m (sekundäre tektonische Anschoppung bei Purn) und in der verkehrten Serie unter dem Perm 80 m Mächtigkeit (Gurpitscheck-SW-Kamm).

Es handelt sich um meist feinkörnigen, ebenflächig parallelschieferigen, häufig spitz gefalteten, feldspat- und kalkfreien Quarzit, der aus reifem Sandstein hervorgegangen ist. Stellenweise erweist er sich als beinahe monomiktetes farbloses Quarzgestein und läßt nur sehr wenig Hellglimmer erkennen (Laglerspitze-W-Flanke). Meist führt er jedoch neben Quarz auch Hellglimmer als farblosen Serizit oder als apfelgrünen Phengit. Karbonat kommt nur als sekundäre Infiltration an Klüften vor (Aufschlüsse an der Bundesstraße E Wirtshaus

Hammer). In den bildsamen Phengitlagen des Steinbrüches Purn beobachtet man die Auswirkung schräger Pressung (tautozonales s schräg zum Haupt- s des Quarzites). Dort gibt es auch bis 15 cm mächtige Quarzlagergänge und diskordante Quarzgänge im Lantschfeldquarzit. Alpiner Rötschiefer (Serizitphylit 4 m mächtig) zwischen Lantschfeldquarzit und Reichenhaller Rauhwacke tritt in der verkehrten Serie unter dem Perm NNW Ernsthütte auf (am Karrenweg knapp außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus).

Rosa und rote Quarzgerölle fand ich im Lantschfeldquarzit (mit Angabe der maximalen Gerölldurchmesser) an folgenden Lokalitäten: Weißeneckdecke (Speiereck-SE-Kamm, SH. 2040 m, 5 mm \emptyset). Pleißingdecke (Lesesteine unter der „Schwarzen Wand“ im Graben der „Ahornlahn“). Stratigraphisch verkehrte Serie unter dem Perm (ENE Twenger Almkopf; am Karrenweg vom Kernsee zur Weitgasserhütte, 12 mm \emptyset ; bei Zechnerhütte, 15 mm \emptyset). Kalkspitzen-Sedimentkeil im oberen Weißpriachtal (rote Quarzgerölle in großer Menge zwischen Unterer Friml- und Unterer Abrahamhütte, 25 mm \emptyset). Niemals fand ich im Lantschfeldquarzit des gegenständlichen Gebietes Lyditgerölle.

Die im Gebiete des Radstädter Deckensystems in der geologischen Karte des mittleren Lungaus eingetragenen Vorkommen von Rauhwacke gehören auf Grund ihrer Position (zwischen Lantschfeldquarzit und Gutensteinkalkmarmor) vorwiegend der Reichenhaller Rauhwacke an. Es handelt sich um gelb bis braun anwitternden Zellenkalk, der intensiv mit kalter HCl braust und häufig Brocken von Serizitschiefer enthält (Reste des Tonschiefers im marinen salinaren Bereich). Die große Mobilität des einst anhydrit- und gipshaltigen Sedimentgesteines kann aus den prächtig eingeschlossenen Gutensteiner Kalkmarmorshollen (Kalkspitzen-Sedimentkeil am Karrenweg unter der Oberen Niederrainhütte) und aus den lokalen Anschoppungen zu bedeutenden Mächtigkeiten geschlossen werden. Z. B., 50 m (Weißeneckdecke, Lapernigspitze-SW-Grat), 40 bis 60 m (verkehrte Serie unter dem Perm im Purngraben). Hingegen konnten zahlreiche, nur dm-mächtige Rauhwackevorkommen in der geologischen Karte nicht ausgeschieden werden und sind dafür jeweils in den Detailprofilen eingezeichnet.

Der Kalkmarmor gehört auf Grund seiner Assoziation mit Rauhwacke und Lantschfeldquarzit vorwiegend dem Gutensteinkalk-Niveau an, da die jurassischen glimmerreichen Kalkmarmorbänke mit den sie begleitenden Kalkschiefern in der geologischen Karte vereint wurden.

Die dunkel- bis hellgrauen, auch farblosen, aber häufig gebänderten Gutensteiner Kalkmarmore der Weißeneckdecke erreichen bis 50 m Mächtigkeit und werden stellenweise zu Dolomitschlierenkalken, ausgehend von prächtigen Kalk-Dolomit-Rhythmen (S-Flanke des Lapernigspitze-ENE-Grates in SH. 1920 m). 0,2 bis 1,2 m mächtige Schwarz- und Kalkschieferlagen zwischen den Gutensteiner Kalkmarmorbänken der Pleißingdecke zeigt der Aufschluß an der Bundesstraße bei der Hohen Brücke am Twenger Talpaß. Endogene Kalkmarmorbreccie ist im Gutensteinkalk der verkehrten Serie unter dem Perm (Twenger Almkopf N-Seite) aufgeschlossen. Die charakteristische Rosafarbe des Gutensteiner Bändermarmors trifft man vor allem in der verkehrten Serie unter dem Perm und im Sedimentkeil der Kalkspitzen. Die maximale Mächtigkeit des Kalk-

marmors in den beiden zuletzt genannten Serien beträgt nur 30 m. Eine eigenartige Fe-Vererzung des Gutensteiner Kalkmarmors tritt in der Schuppenzone unter dem Moserkopf, längs 750 m langer Strecke zwischen Veithütte (Abb. 26, Figur 5, Signatur 8) und Langwiesen (Figur 6, Signatur 6) auf. Der Kalkmarmor wird teils metasomatisch durchdrungen von mittelkörnigem grauem, braun anwitterndem Ankerit mit Quarzgängen, teils vom Ankerit überlagert.

Nicht näher bestimmte Rundstiel-Crinoiden fand ich im Kalkmarmor der Weißeneckdecke an 2 Stellen:

- ① Im anstehenden hellgrauen Kalk in SH. 1620 m, 250 m S Lagleralm dort, wo der Fußsteig von der Holzeralm die Felsrinne des Wildbaches NE Laglerspitze quert. Der Kalk tritt hier fensterförmig unter dem steil NE fallenden Dolomit zu Tage. 2 cm lange und 1 cm breite Crinoiden-Rundstiele mit Zentralkanal.
- ② Lesesteine aus der mehrere m mächtigen dunkelgrauen Kalkbank, die den Dolomit der Laglerspitzen-Wand durchzieht.

Der dunkle Crinoidenkalk „westlich vom Dassler“ (STUR, 1854, p. 848) befindet sich ebenfalls in der Weißeneckdecke. Auf Grund des Studiums alter topographischer Karten und der geologischen Situation dürfte es sich um den bis 50 m mächtigen Kalk bei der Annakapelle gehandelt haben.

Der anisische Dolomit (meist grauer Trochiten-dolomit) tritt im Twenger Wandzug in der Pleißing- und Kesselspitzdecke sowie in der verkehrten Serie unter dem Perm auf und wurde aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Mit der Signatur Dolomit wird hauptsächlich der Wettersteindolomit erfaßt. Er ist feinkörnig, dunkel- bis hellgrau, oder farblos, grob gebankt, bei stärkerer tektonischer Beanspruchung auch massig entwickelt. Mitunter ist er schwach kalkhaltig und braust mit kalter HCl. Endogene Dolomitbreccien kommen vor (z. B. 3 m mächtig längs des neuen Güterweges S Gastalm).

Den markanten, landschaftsbildenden, bis 150 m mächtigen Dolomitzug der Weißeneckdecke des Arbeitsgebiets möchte ich auf Grund des sich durch meine Kartierung ergebenden tektonischen Zusammenhanges als einheitliches Schichtglied auffassen und dem Niveau des Wettersteindolomites zuordnen. Der Zug reicht von Lapernig- und Laglerspitze über Schöneck-NE-Flanke, Weiße Wand, Gastalm, Steinbrüche NW Hammer, Mauterndorf, Großbeck, Speiereck-SE-Kamm nach St. Michael (Hauptschule) und hat seine Fortsetzung im Dolomit des Tschanecks und des Lieser-Maltatales. Diploporen und Algenrasen fand ich am Schöneck-NE-Kamm in SH. 2125 m (Abb. 16). TOLLMANN (1962a; p. A78) fand in diesem Mitteltriasdolomit im Schöneckgraben in SH. 1640 m Diploporen und Kleingastropoden. Der Dolomit bildet bei Querung des Taurachtales zwischen Gastalm und Hammer eine NE eintauchende Stirne (Abb. 12, Profile 5 und 6). Deshalb erreicht der Dolomit hier eine sekundär-tektonische Mächtigkeit von über 300 m.

Die Eintragung des an mehreren Stellen Diploporen, Algenrasen, Gastropoden und Großoolithe führenden Wettersteindolomites der Pleißing- und Kesselspitzdecke und der verkehrten Serie unter dem Perm erfolgte nach TOLLMANN.

Zahlreiche kleine Dolomitvorkommen in den verschiedenen tektonischen Schuppenzonen sind nur als „Triasdolomit im allgemeinen“ mit derselben Signatur erfaßt und häufig nicht exakt innerhalb der Trias genauer einstuftbar. Die mächtige Dolomitspäne mußten stellenweise der Signatur der begleitenden Rauhwacke untergeordnet werden.

Die karnischen Schichten (Phyllit, Sandstein, dunkler Dolomit, Rauhwacke, Breccien) der Pleißling- und Kesselspitzdecke wurden aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Schwierig ist ihre Erkennung in der stark verschuppten und stärker metamorphen Weißeneckdecke. Hier habe ich nur an einer Stelle Karn eingetragen. Und zwar fand ich 250 m SE Unterer Scharalm über dem Wettersteindolomit dunklen Sandstein und dunklen Dolomit (wahrscheinlich karnisch). Darüber fehlt der Hauptdolomit. Es folgen pyritführender Schwarzschiefer, Hornsteinquarzit, Kalkschiefer und polygene Breccie (also Jungschichten). Der dunkle Sandstein könnte auch Lias sein. Doch möchte ich ihn wegen seiner Assoziation mit dunklem Dolomit eher als Lunzer Sandstein interpretieren.

Dieser dunkle Quarzsandstein ist kalkfrei, feinkörnig, flächig-parallelschieferig, aber recht kompakt, und läßt als klastische Relikte vereinzelt auftretende, 0,5 mm große Hellglimmerblättchen erkennen.

Mikroskopisch (Se 3065) beobachtet man klastische, rundlich bis eckig begrenzte, 0,2 mm große, nicht oder wenig undulöse Quarzkörner in einer feinstkörnigen Matrix aus Hellglimmer und graphitische Substanz. Die großen Hellglimmer zeigen keine Übergänge zu den winzigen Hellglimmern der Matrix und sind als Klaster aufzufassen. Seltene Pagioklaskörner (Plag III und I) haben 0,2 mm Durchmesser und stellen ebenfalls Klaster dar, da sie so wie die Quarzkörner allseits von der Matrix eingehüllt werden. Ferner: Hämatit. Es fehlt Knaf.

Obertrias vermutet TOLLMANN (1961a, p. A83–84; 1962a, p. A78) an folgenden Stellen der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes, welche ich jedoch nicht in meine geologische Karte eingetragen habe:

- ① Obertrias-Dolomitspäne in der Schieferhülle im Hintergrund des Holzerkares.
- ② Karnischen Dolomit, Sandstein und Schiefer am N-Rand dieses Kares.
- ③ Fraglichen karnischen Dolomit unter der Breccie am Schöneck-NE-Kamm.
- ④ Karnischen Tonschiefer, Kalk und Dolomit am NE-Ende der Weißen Wand in SH. 1780 m.
- ⑤ Dunkle Dolomite und karnische Tonschiefer in den Wiesenhängen SE Edenbauer.

Den Hauptdolomit der Pleißlingdecke habe ich aus TOLLMANN's Karte des Twenger Wandzuges übernommen. Sehr problematisch und daher nicht in meine Karte eingetragen, bleibt das Vorkommen von Hauptdolomit in der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes.

Im Gegensatz zum westlichen Anschlußgebiet auf Blatt Muhr (Weißeneck, Hochfeind) tritt in der Weißeneckdecke des Arbeitsgebietes die Obertrias zurück bzw. fehlt weitgehend. Darauf machten bereits CLAR (1937, p. 302) und TOLLMANN (1961a, p. A82) aufmerksam.

CLAR (1937, p. 284–285) zieht in Erwägung, daß der massige Wettersteindolomit des Hochfeind-Weißeneck-Gebietes (Blatt Muhr) in meinem Arbeitsgebiet (Blatt Tamsweg) die beobachtete Bankung annimmt. Ob der Rückgang der Mächtigkeit des Hauptdolomites SE

Weißeneck tektonisch (Reduzierung der Schichtglieder), oder auch primär-sedimentär bedingt ist, möchte er vorläufig offen lassen. TOLLMANN (1961a, p. A83) vermutet Hauptdolomit am N-Rand des Kares der Holzeralm und CLAR (1937, p. 262, 282) solchen am Großeck und Speiereck.

Rhät wurde nicht nachgewiesen. Es findet sich knapp W außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus S Schaidberg zusammen mit dem dort belmnen- und crinoidenführenden Lias.

4.1.7. Jungschichten (Jura und fragliche Kreide)

Die Jungschichten des Radstädter Deckensystems haben im Arbeitsgebiet keine Fossilien geliefert. Die hierher gehörigen Schwarzschiefer und Kalkschiefer sind so wie auch in den anschließenden, diesbezüglich fossilführenden Gebieten der Radstädter Tauern den penninischen Bündnerschiefern recht ähnlich. Im einzelnen wird mitunter eine lithologische Unterscheidung zwischen penninischen und ostalpinen (Radstädter) Jungschichten kaum möglich sein, und es wurden deshalb auch dieselben Signaturen verwendet.

Eine Ausnahme machen die Jungschichten im obersten Teil der Weißeneckdecke. Sie stellen die ununterbrochene Fortsetzung der klassischen Jungschichten des Fuchskares der Hochfeindgruppe (CLAR, 1937; TOLLMANN, 1980 und HÄUSLER, 1988) dar. Im Arbeitsgebiet streichen sie von der Unteren Scharalm über die Lapernigspitze zum Mühlthaler im Taurachtal und an der E-Seite des Taurachtales zum Laswald. Ich nenne diese Zone von Jungschichten als oberstes Glied der Weißeneckdecke kurz: Scharalm-Laswald-Streifen. Wie im Fuchskar enthält er eindeutig dem Radstädter System zugehörigen Hornsteinquarzit (vorsichtig beschreibender Ausdruck für „Radiolarit“) und polygene Breccien (ebenfalls vorsichtig lithologisch beschreibender und übergeordneter Begriff für die Lias/Dogger Türkenkogelbreccie und für die Malm/? Unterkreide Schwarzeckbreccie). So wie im Fuchskar wird der Scharalm-Laswald-Streifen von der Tweng-Gneislamelle überschoben.

In der Pleißling- und Kesselspitzdecke des Arbeitsgebietes, in der verkehrten Schichtfolge unter dem Perm sowie im Kalkspitzen-Sedimentkeil fehlen Jungschichten. Sie kommen aber in Schuppenzonen an der Basis und innerhalb der Weißeneckdecke und in den mesozoischen Deckenscheidern zwischen den Gneislamellen N Mauterndorf vor. Diese Vorkommen bleiben meist keilförmig beschränkt, nur wenige m mächtig und werden von den Autoren verschieden stratigraphisch und tektonisch interpretiert. Ich werde aber im folgenden Text auch diese kleinen Vorkommen möglichst vollständig aufzählen mit Beifügung der oft divergierenden Auffassungen. Nebst diesen ermüdenden Aufzählungen bringe ich zunächst doch nochmals kurz meine eigene tektonische Interpretation des Aufbaues der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet sowie in den anschließenden Kapiteln auch petrographische Daten zum Hornsteinquarzit und zur Schwarzeckbreccie innerhalb des geologischen Kartengebietes des mittleren Lungaus.

4.1.7.1. Zur Tektonik der mesozoischen Schichtglieder der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet

Die Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet zeigt stark reduzierte und tektonisch an Gleitflächen geschuppte Schichtglieder von Trias, Jura und wahrscheinlich Unterkreide. Es sind nur wenige Fossilreste vorhanden, und zwar Rundstielcrinoiden im Kalkmarmor und Diploporen mit Kleingastropoden im Dolomit der Mitteltrias. Eine deutliche tektonische Großstruktur bildet die nach NE tauchende Liegendfalte mit der Großeck-Gneislamelle im Antiklinalkern. Dieser wird mit lokalen Komplikationen, aber doch großräumig verfolgbar, von Untertrias (Lantschfeldquarzit), Mitteltrias (Rauhawacke, Kalkmarmor, Wettersteindolomit), kaum erkennbarer Obertrias und von Schwarzschiefern, Kalkschiefern, Hornsteinquarziten und polygenen Breccien der Jungschichten (Jura bis wahrscheinlich Unterkreide) umgeben.

Das Taurachtal folgt zwischen Annakapelle und Mauterndorf dem Streichen der Stirne des Wettersteindolomites dieser Tauchfalte. Der Fuschephyllit (Grünphyllit der Matreier Zone) bildet die Unterlage und erreicht im Halbfenster der Gastalm das Taurachtal. Zwischen Fuschephyllit und der Tauchfalte stellen sich komplizierte tektonische Schuppen ein: die Speiereckschuppe mit Beteiligung von Kristallin (Speiereck-Gneislamelle) und zahlreiche Trias/Jura-Schichtwiederholungen in der prächtig aufgeschlossenen Kammregion Lapernig-, Laglerspitze, Schöneck und Großer Lanschütz. Sehr regelmäßig folgen über der Trias der Tauchfalte die Jungschichten des Scharalm-Laswald-Streifens als Fortsetzung der bekannten Zone mit Radiolarit, Schwarzeckbreccie etc. des Fuchsseekares in der Hochfeindgruppe. So wie beim Fuchssee schiebt sich die Tweng-Gneislamelle darüber.

4.1.7.2. Schwarzschiefer

Kalkfreier Schwarzschiefer, mitunter sandig bis feinklastisch mit Übergängen zu polygener Breccie (Liasbreccie) und Kalkschiefer mit Kalkmarmorbänken und Karbonatquarzit. Es dürfte sich hauptsächlich um Lias handeln. Kartenmäßig konnte dieses ostalpine Schichtglied (Radstädter Deckensystem) von den penninischen Schwarzschiefern kaum abgegrenzt werden.

Von CLAR (1937, p. 280, 282) wurden Liasschiefer und Liasbreccie auf der Lapernigspitze, Liasschiefer am Großeck und am Speiereck vermutet. TOLLMANN (1961a, p. A83–84; 1962a, p. A78) spricht die polygene Breccie im Hintergrund des Holzeralmkares sowie am Schöneck-NE-Kamm und W Jagdhaus Kastenmüller als Liasbreccie an.

4.1.7.3. Kalkschiefer

Die zum Jura des Ostalpins auf Grund ihrer tektonischen Position zu stellenden Kalkschiefer sind von jenen des Pennins lithologisch im Arbeitsgebiet nicht unterscheidbar. Ein gutes Beispiel liefern die mit Sicherheit dem Ostalpin (Radstädter Deckensystem) angehörenden Kalkschiefer des Scharalm-Laswald-Streifens. Nach CLAR (1937, p. 280) kann es sich dabei (Erosionskappe der Lapernigspitze) um kalkreichen Liasschiefer mit Marmor handeln.

In den anderen, eher kompliziert gebauten, tektonischen Schuppenstrukturen mag die Zuteilung jeweiliger jurassischer Kalkschiefer zum Ostalpin oder zum Pen-

nin recht problematisch bleiben und von den tektonischen Ideen der Bearbeiter abhängen.

Z. B. kannten schon FRECH (1901, p. 51) und CLAR (1937, p. 302) den 10 m mächtigen Kalkschiefer zwischen Triasdolomit am „Burgstall“ in Mauterndorf (Abb. 18, Figur 4, Signatur 6). Ich interpretiere diesen Kalkschiefer als zum Jura des Ostalpins gehörig, und zwar als eine tektonische Schuppe in der Trias der Weißeneckdecke (tektonische Komplikation innerhalb der Tauchfalte). TOLLMANN (1962a, p. A80) faßt hingegen diesen Kalkschiefer als eingeschuppten Bündnerschiefer, somit als penninisch auf.

Eine ähnliche Problematik liefert der Kalkschiefer im mesozoischen Deckenscheider über der Tweng-Gneislamelle, 700 m WNW Veitl (Abb. 21, Figur 7, Signatur 5). Ich möchte diesen sowie die begleitenden Schwarzschiefer und die polygene Breccie (Signaturen 6 und 4) den Jungschichten des Ostalpins der Lantschfelddecke zuteilen, obgleich bisher polygene Breccien in dieser Position eher eine Seltenheit darstellen. Hingegen vermutet TOLLMANN (1966, p. A60) Einschuppung von Schürflingen aus tieferen tektonischen Zonen. Er meint, der Kalkschiefer sei penninisch und die polygene Breccie sei „Schwarzeckbreccie der Hochfeinddecke“.

Problematisch können auch Kalkschiefer sein, welche ich auf Grund der feldgeologischen Position dem Penninikum zurechne: Z. B. Kalkschiefer des Großecks in Fortsetzung des Schareck-Kalkschieferzuges. PREY (1938, p. 64) sieht in ihnen „graue und grünliche Marmorschiefer“, die er mit dem „Aptychenkalk“ CLARS im Ostalpin der Hochfeindgruppe vergleicht.

4.1.7.4. Hornsteinquarzit („Radiolarit“, Malm)

4.1.7.4.1. Sichere Vorkommen mit Manganschiefer

Wegen der noch deutlich erkennbaren, ursprünglichen Feinkörnigkeit und Feinschichtigkeit der Quarzlagen, und weil Radiolarienreste bisher in meinen Proben nicht nachweisbar waren, nenne ich die Gesteine Hornsteinquarzit. Sie treten im Scharalm-Laswald-Streifen der Jungschichten auf und wurden als „Radiolarite“ im vorliegenden Arbeitsgebiet erstmals von CLAR (1937, p. 301, Fig. 26, Signatur 11) und TOLLMANN (1961a, p. A83) erwähnt. Ich fand die dazugehörigen Manganschiefer (EXNER, 1985a, p. 351).

Proben des Hornsteinquarzites vom Lapernigspitzen-Kamm (Abb. 9, Signatur 28) und vom Weißeneck-N-Kamm (SH. 2000 m, 250 m SW Ernstlacke auf Blatt Muhr) zeigen die charakteristische Kleinkörnigkeit (Quarz hat 0,04 bis 0,2 mm Ø), Feinbänderung (1 bis 2 mm dicke helle Quarzlagen wechseln mit 0,1 mm dicken dunklen Lagen von Opazit und Serizit ab) und Kleinfaltung mit Amplituden in der Größenordnung von mm und cm. Im frischen Bruch treten rosa Gesteinsfarben auf; an angewitterten Flächen häufig rote Farben. Die Mächtigkeit des Hornsteinquarzites der Lapernigspitze beträgt 20 m, im Gebiet SW Lagler 40 m.

Der Hornsteinquarzit der Lapernigspitze zeigt mikroskopisch (Se 3064) als Hauptgemengteile: Quarz, Opazit, Serizit und Granat. Der zuletzt genannte ist idiomorph und besitzt 0,02 bis 0,4 mm Durchmesser und unverlegte Einschlußzüge von Opazit. Bei normaler Dünnschliffdicke ist er farblos. Es wurde nicht chemisch nachgeprüft, ob es sich um Spessartin handelt. Im Vorkommen vom Weißeneck-N-Kamm tritt als zusätzlicher Hauptgemengteil Chlorit auf. Accessoria: Ilmenit, Hämatit, Epidot und Turmalin.

Die Manganvererzung (anscheinend hauptsächlich Braunit) bildet matt schwarze, derbe Lagen im Horn-

steinquarzit mit zahlreichen Schichtrhythmen, die auf der Lapernigspitze 3 cm Dicke erreichen, jedoch SW Lagler in SH. 1440 m zu Derberzlagen von 10 cm Dicke angereichert sind. Am Lapernigspitze-N-Hang wurden die Braunitlagen häufig boudiniert und ergeben Deformationsbilder wie im Gebiet um den Fuchssee (MEIXNER, 1935, Abb. 1). Im Anschluß an MEIXNERS (1951, 1978) Arbeiten im Fuchskar sei zukünftigen Forschern die mineralogische Untersuchung der bequem zugänglichen Manganschiefer im Taurachtal SW Lagler und der Lapernigspitze empfohlen!

4.1.7.4.2. Vermutete, jedoch lithologisch unsichere Vorkommen von Hornsteinquarzit

Diese auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus ebenfalls als wahrscheinliche Hornsteinquarzite eingetragenen Serizit-Chlorit- und Phengitquarzite zeigen Kleinkörnigkeit, Feinbänderung und räumliche Nähe zu polygener Breccie. Allerdings lassen sie den besonderen Mineralbestand, die rote Farbe und die Mn-Verzerrung vermissen und sind somit lithologisch genetisch unsicher.

Im Scharalm-Laswald-Streifen der Jungschichten gibt es 2 solche Vorkommen:

Das eine befindet sich 250 m SE Unterer Scharalm: Feinlagiger Hornsteinquarzit (Serizit-Chlorit-Quarzit).

Das andere bildet N Laswald den Fels unmittelbar unter der polygenen Breccie (SH. 1250 m, N Lahngraben, 300 m NE P. 1181). Dieser Zug wird hier bis 30 m mächtig und besteht aus feinlagigem, kleingefaltetem Phengitquarzit.

Sein mikroskopischer Mineralbestand (Se 3012) zeigt als Hauptgemengteile kleinkörnigen Quarz in 0,2 bis 0,5 mm dicken Lagen und sehr dünne Phengithäute zwischen diesen Lagen; jedoch eine recht mannigfaltige Gesellschaft der Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon, Rutil und Turmalin.

Trotzdem möchte ich ihn als Hornsteinquarzit ansprechen bzw. einem kontaminierten sedimentären Randbereich des Malm-Hornsteines zuordnen. Auch TOLLMANN (1962a, p. A79) nimmt für diesen Quarzit nachtriadisches Alter an, stellt ihn aber zum Penninikum.

Außerhalb des Scharalm-Laswald-Streifens steht am Speiereck-SW-Kamm unter der polygenen Breccie ein 10 m mächtiger, auffallend dünnlagig gebänderter, Serizit-Chlorit-Quarzit an, den ich als Hornsteinquarzit deute (Abb. 10, Figur 2, Signatur 8).

4.1.7.5. Polygene Breccie (Türkenkogel- und Schwarzeckbreccie)

Im vorliegenden Arbeitsgebiet bleibt mangels geschlossener Schichtfolgen, der Versuch stratigraphischer Aufgliederung in Lias-, Lias/Dogger- (Türkenkogel-) und Malm/? Unterkreide- (Schwarzeck-) Breccien unbefriedigend. Ich bediene mich deshalb des übergeordneten, lithologisch beschreibenden Terminus polygene Breccie (polymikte Komponenten im Gegensatz zu endogener monomiktter Breccie). Für die Schwarzeckbreccie ist die reiche Führung von Gneiskomponenten charakteristisch. Ein solches Vorkommen habe ich näher untersucht. Siehe Kapitel: Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km S Tweng!

Die polygenen Breccien des vorliegenden Arbeitsgebietes kommen in 5 tektonischen Zonen vor und wer-

den dementsprechend der Reihe nach im folgenden aufgezählt:

① Scharalm-Laswald-Streifen

In Fortsetzung der klassischen Ausbildung im Fuchskar bis Grubachspitze und Weißeneck-N-Kamm (Kartenblatt Muhr) tritt die polygene Breccie in den Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus zunächst in einem winzigen Aufschluß an deren W-Rand am Weißeneck-ENE-Grat ein (Abb. 28, Figur 1, Signatur 5). Dann ist stellenweise echte Schwarzeckbreccie auf der Trogschulter des Taurachtales E Unterer Scharalm aufgeschlossen, wo ich sie während des Güterwegbaues 1,1 km S Tweng studieren konnte (Abb. 28, Figur 3 und Kapitel über die Petrographie der Schwarzeckbreccie). Der Trogschulter nach S folgend, findet man polygene Breccie am Güterweg 200 m NW Graggaberalm und im wilden Abstieg ins Tal in der Felsrinne 300 m E Lagleralm (Abb. 28, Figur 2, Signatur 3). Auf der Lapernigspitze bildet sie eine durch Erosion isolierte Gesteinskappe (Abb. 9, Signaturen 27 und 29). Ein Teil der polygenen Breccie liegt dort 20 m mächtig unter Hornsteinquarzit, der andere (bloß 1,5 m mächtig) als Gesteinslage zwischen demselben. In Anbetracht dortiger Falten- und Schuppenstrukturen möchte ich daraus keine startigraphische Untergliederung der polygenen Breccie ableiten.

Historisches: Das Durchstreichen der Jungschichten der Weißeneckdecke (Breccien, Radiolarite etc.) von der Unteren Scharalm über Graggaber- und Lagleralm bis in das Taurachtal S Lagler hat schon TOLLMANN (1961a, p. A83) erkannt. Die Breccie auf der Lapernigspitze (alter Name: Samerkopf, alte Quote 2360 m) wurde von KOBER (1922a, p. 213, Fig. 7) gefunden und von CLAR (1937, p. 280 und 301, Fig. 26) in „Liasbreccie“ und in „Schwarzeckbreccie“ gegliedert. Auch WEIDL (1950, p. 39) kennt die „Schwarzeckbreccie“ auf der Lapernigspitze.

Polygene Breccie steht E Taurach im Lahngraben und Laswald an. Ich interpretiere diesen Streifen von Jungschichten als die streichende Fortsetzung des vorigen. Denn auch dieses Vorkommen liegt über dem Triasdolomit der Weißeneckdecke und unter der Tweng-Gneislamelle. Die Aufschlüsse der Breccie von N nach S sind folgende:

Im Felszug N Lahngraben lagert 7 m mächtige polygene Breccie (Komponenten: grauer Dolomit und Quarzit; Matrix: Karbonatquarzit) auf vermeintlichem Hornsteinquarzit in SH. 1250 m. Über die streichende Fortsetzung dieser Breccie (5 m mächtig) strömt der Wasserfall in der Felsschlucht des Lahngrabens (ebenfalls SH 1250 m). Darüber folgen Quarzit und Schwarzschiefer. Dieser ist mit schleifendem Schnitt zum Streichen längs des Laswald-Güterweges mit Dolomitlagen, endogener Dolomitbreccie und auch mit 2 m mächtiger polygener Breccie (wahrscheinlich Lias/Dogger) aufgeschlossen.

Historisches: Die Breccie im Lahngraben mit dem höheren Schwarzschiefer wurde bereits von KOBER gefunden und in einem Profil dargestellt, dessen übrige Eintragungen allerdings nur beschränkt bestätigt werden können (KOBER, 1922a, p. 219, Fig. 12). TOLLMANN (1962a, p. A79) erwähnt die „Schwarzeckbreccie“ im weiteren Sinne in der kleinen Felsstufe N Lahngraben, nimmt aber hier eine andere tektonische Position an (penninische Schieferhülle bzw. später: eventuell unterostalpine Malutzschuppe).

② Mesozoischer Deckenscheider über der Tweng-Gneislamelle N Mauterndorf

Ein Vorkommen von polygener Breccie (2 bis 3 m mächtig) zusammen mit Kalkmarmor, Kalkschiefer und Schwarzschiefer ist zwischen der Trias über der Tweng-Gneislamelle WNW Veitl aufgeschlossen (Abb. 21, Figur 7, Signatur 4). Ich vermute, daß hier

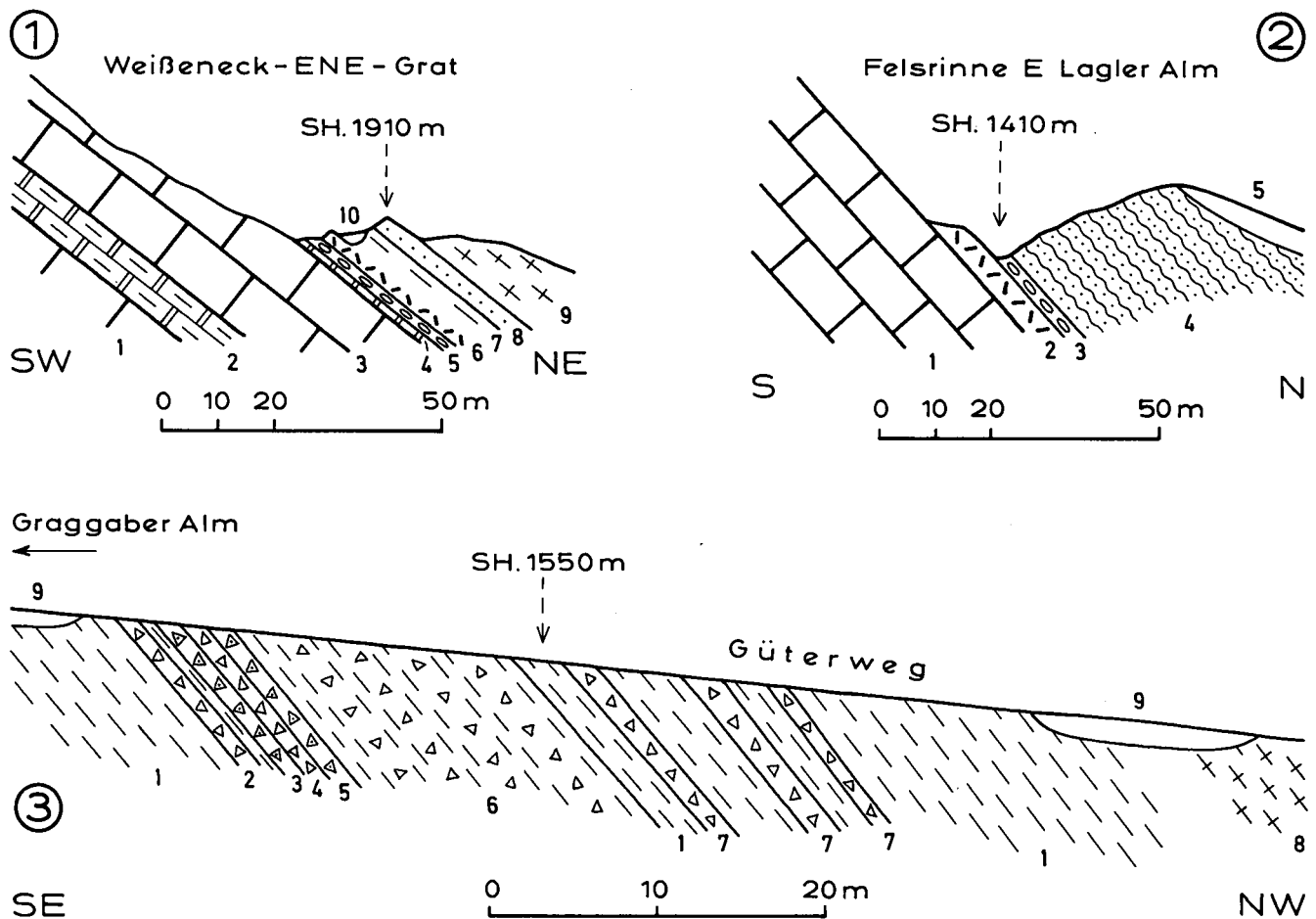


Abb. 28. Profile durch die polygene Breccie im Streifen der Jungschichten bei der Scharalm (Weißeneckdecke).

- ① Weißeneck-ENE-Grat.
1 = Triasdolomit; 2 = 112/56 NE, Lineation: 108/15 W; 2 = grauer Kalkmarmor; 3 = Triasdolomit; 4 = grauer Kalkmarmor; 5 = polygene Breccie; Komponenten: Dolomit, Kalk und Quarzit; Matrix: Kalkschiefer; 6 = Rauhwacke; 7 = Kalkschiefer; 8 = feinschiefriger Serizitquarzit; 9 = teilweise phyllonitischer Augen-Granitgneis der Tweng-Gneislamelle, s: 112/48 NE, Lineation: 130/14 NW; 10 = Gehängeschutt.
- ② Felsrinne E Lagleralm.
1 = Triasdolomit; 2 = Rauhwacke (5 m), s: 126/51 NE; 3 = polygene Breccie (2 m); Komponenten: Dolomit und Quarzit; Matrix: Karbonatquarzit; 4 = Hornsteinquarzit (40 m), mit Manganschiefer; s: 110-112/62-87 NE, Lineation: 110/10 W; 5 = Bergsturzblockwerk.
- ③ Schwarzeckbreccie längs des neuen Güterweges von der Ambros- zur Graggaberalm.
1 = Kalkschiefer; 2 = Breccie; Komponenten: Orthogneis und Dolomit; Matrix: Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer; 3 = Breccie aus Dolomit, Rauhwacke und Serizit-Quarz-Schiefer; 4 = Breccie aus Augen-Orthogneis und kantigen dunkelgrauen Dolomit-Parallelipeden; 5 = Breccie aus Dolomit, Serizit-Quarz-Schiefer und Kalkschiefer; 6 = Kalkschiefer mit 4 Breccienlagen; 7 = fluxoturbiditische Breccien; Komponenten: Dolomit, Schachbrettalbit-Augengneis, grob- und feinkörnige Schachbrettalbitgneise, Gneisphyllonit, Aplitgneis und Quarz; 8 = Augen-Granitgneis der Tweng-Gneislamelle; 9 = Moräne.

Trias und Jungschichten, wenn auch durch Gleitbrett-Tektonik vermischt, stratigraphisch zusammengehören (reduzierte Schichtfolge der Lantschfelddecke).

Historisches: Vielleicht hat bereits KOBER (1926, p. 47) diese Breccie gekannt. Er erwähnt Spuren der Schwarzeckbreccie auch in der oberen Radstädter Decke, allerdings ohne einen Fundort zu nennen. PREY (1938, p. 64) meldet erstmals genau den Fund polygener Breccie über dem Mauterndorfer Gneis (Twenglamelle) in der „sehr komplizierten Zone bei St. Gertraud“. TOLLMANN (1966, A60) beschreibt den lang hinstreichenden Aufschluß dieser Breccie WNW und W Veitl. Allerdings erwähnt er auch eine Verschuppung der Breccie im cm-Bereich mit Granitgneisspänen bzw. diaphthoritischen Schiefern, welche ich nicht aufgefunden habe. TOLLMANN interpretiert die Breccie als „Schwarzeckbreccie der Hochfeinddecke“, welche hier als tektonischer Schürfling in die Sedimentserie der Lantschfelddecke eingeschuppt sei.

- ③ Tektonische Schuppen im Hangenteil der Tauchfalte der Weißeneckdecke
Es handelt sich um winzige Vorkommen im Hangenden der Großbeck-Gneislamelle, für die ich keine plausible tektonische Erklärung habe. Sie weisen auf eine tektonische Komplikation im Bau der Tauchfalte der Weißeneckdecke hin.

Im Gebiet der Holzeralm bildet polygene Breccie eine 2 m mächtige, anstehende Felsrippe im Hangenden der Großbeck-Gneislamelle. Die Lokalität befindet sich neben dem alten Karrenweg in SH. 1530 m, der von der Annakapelle zur Holzeralm führt (Abb. 15, Signatur 8). In N-Fortsetzung finden sich Lesesteine dieser Breccie 250 m NE Holzeralm; in S-Fortsetzung verrutschte Hangschollen und Bergsturzblockwerk am genannten Karrenweg ENE Jagdhaus Kastenmüller und am Bergfuß im Taurachtal (Twenger Au). Der tektonischen Position nach dürfte der schon genannte Kalkschiefer (siehe diesbezügliches Kapitel) mit endogener Dolomitreccie am Burgstall in Mauterndorf ebenfalls diesem Zug von Jungschichten innerhalb der Weißenecktauchfalte angehören (Abb. 18, Figur 4, Signatur 6).

Die von TOLLMANN (1961a, p. A83) erwähnte „Liasbreccie“ im Kristallin (Großbeck-Gneislamelle) nahe dessen Basis, 500 m W Jagdhaus Kastenmüller konnte ich nicht wiederfinden.

4 Schuppen nahe der Basis der Weißeneckdecke

Es handelt sich um 2 bis 3 m mächtige, wahrscheinliche Lias/Dogger-Breccien in der basalen Gleitbrettserie der Weißeneckdecke. Die Breccie besteht aus Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix. Das eine Vorkommen befindet sich am Schöneck-NE-Kamm (Abb. 16, Signatur 9), das andere im Liegenden des Triasdolomites der Weißen Wand innerhalb der verrutschten Felspartie, welche im Eschawald in SH. 1500 m vom Güterweg angeschnitten wird.

Historisches: Das Vorkommen im Eschawald dürfte bereits PREY (1938, p. 63) unter dem Dolomit beobachtet haben. Die ?Liasbreccie am Schöneck-NE-Kamm erwähnt TOLLMANN (1961a, p. A84; 1962a, p. A78) und teilt sie seiner Speiereckdecke zu.

5 Speiereckschuppe und nochmaliger Hinweis auf die polygenen Breccien in der Zone des Fuscherphyllites (Matreizone)

Am Aufbau der Gipfelpartie des Speierecks beteiligen sich mehrere Lagen von polygener Breccie. Die mächtigste ist 5 bis 10 m dick, führt keine Gneisgerölle, sondern Komponenten aus dunkelgrauem Dolomit, Kalkmarmor und Quarzit in Matrix aus Kalkschiefer und Karbonatquarzit (Abb. 10, Signatur 9; Abb. 18, Figur 7, Signatur 1). Sie lagert über vermeintlichem Hornsteinquarzit. Andere Breccienlagen werden von Schwarzschiefer und Trias umgeben (Abb. 18, Figur 7, Signaturen 3 und 9).

Historisches: Die Breccien am Speiereck wurden anscheinend während der von KOBER (1912c, p. 528) geleiteten internationalen Alpenexkursion gefunden. CLAR (1937, p. 282-283, Fig. 17) erkennt hier Schwarzeckbreccie, Schwarzeck- und Liasschiefer. TOLLMANN (1962a, p. A79) erwähnt unter anderem am Speiereck „Schwarzeckbreccie im weiteren Sinne“.

Es sei nochmals auf die im Kapitel „Nordrahmenzone der Hohen Tauern“ bereits genannten polygenen Breccien im Fuscherphyllit (Matreizone) verwiesen: Holzerkar, 1,1 km NE Schareck und Profil durch den Speiereck-N-Kamm (Abb. 8, Figur 3, Signatur 5).

4.1.7.5.1. Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km S Tweng

Längs des Güterweges Ambroschhütte – Graggaberalm bildet die Schwarzeckbreccie einige Lagen im 25 m mächtigen Kalkschiefer (Abb. 28, Figur 3). Die Lokalität befindet sich in SH. 1550 m an der W-Seite des Tau-rachtales, 1,1 km S Kirche Tweng. Erfreulicherweise besuchte ich diese Lokalität im Jahre 1982 während des Baues dieses neuen Güterweges mit großen frischen Felssprengungen und massenhaft anfallenden frischen Bruchsteinen, die einen dreidimensionalen Einblick in den Aufbau der Breccie gewährten.

Es handelt sich um komponentengestützte Breccienlagen, die mitunter Fluxoturbiditen gleichen. Die Komponenten haben teils eckig begrenzte, anscheinend sperrig unregelmäßige, teils parallelipedische, teils linsige, parallel zur ESE streichenden Lineation der umgebenden Kalkschiefer gestreckte Formen. Sie bestehen aus (mit Angaben der beobachteten maximalen Durchmesser): grauem feinkörnigem Dolomit (10 cm), Serizitquarzit (8 cm), mehrkörnigem ehemaligem Gangquarzit (15-10-8 cm), Schachbrettalbitaugengneis mit 1 cm großen Schachbrettalbitaugen (50-25-15 cm), besonders häufigem grobkörnigem Schachbrettalbitgneis (20 cm), dünnlagigem Hellglimmergneis (25-10-5 cm), Gneisphyllonit (20-10-5 cm), Aplitgneis (40-20-8 cm) und seltenen Brocken von Rauhwacke und Kalkschie-

fer. Die s-Flächen der ziemlich massigen grobkörnigen Schachbrettalbitgneise (Interngefüge) stehen häufig schräg zu den s-Flächen der Schichtgrenzen und der umgebenden Kalkschiefer (Externgefüge). Hingegen ist in den dünnlagigen Gneisen und Gneisphylloniten $s_1 = s_2$.

Die Matrix tritt mengenmäßig sehr zurück. Sie besteht aus Serizit-Quarz-Schiefer und untergeordnet aus Serizit-Chlorit-Quarz-, Serizit-Chlorit-, Kalkschiefer und aus Karbonatquarzit. Die ESE streichende Lineation entspricht der Achse von Falten der Matrix mit mm- bis cm-Amplituden sowie der Elongation von Hellglimmer und Chlorit auf Scherflächen.

Ich studierte besonders die Gneiskomponenten, die ja in äußerst reichem Zustande hier in der Breccie vorkommen. Es handelt sich durchwegs um Orthogneise, anscheinend Abkömmlinge von teilweise porphyrischem Biotitgranit, Leukogranit, Aplit und eventuell Zweiglimmergranit. Es könnte sich um das Edukt des Mauterndorfer Augen-Granitgneises handeln, das während der submarinen Überschiebung am Stirnrande aufgearbeitet und in den Kalkschlamm fluxoturbiditisch eingeglimmert ist. Freisichtig beobachtet man an den Gneiskomponenten flächiges Parellelgefüge, farblose Feldspate, Quarz, farblosen und häufiger grünen Hellglimmer, bisweilen mit schwarzer Opazitanreicherung und selten Chlorit, der meist nur an Scherflächen und Klüften auftritt.

Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der Gneiskomponenten gründet sich auf die unten dokumentierten Einzelproben und sei kurz vorweggenommen:

Der vorherrschende Feldspat ist Schachbrettalbit. Er ist hier immer bereits in fertigem Zustand, also ohne Kalifeldspat vorhanden. Der Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt) ist Albit mit 4 bis 6 % An. Quarz bildet einesteils Großkörner (wahrscheinlich ehemalige große Granitquarzite), die parallel s gestreckt sind, andernteils ein granoblastisches Tripelpunktgefüge (metamorphe Neubildung). Der Hellglimmer dürfte auf Grund seiner grünen Farbe (unter dem Mikroskop nur schwacher Pleochroismus) phengitisch sein. Sehr deutlich sind 2 Generationen: Erstens feinstblättrige Hellglimmeraggregate, deren Form verhältnismäßig scharf nach außen abgegrenzt ist. Sie können jedenfalls als Pseudomorphosen interpretiert werden. Zweitens große Hellglimmer (0,1 bis 2 mm Ø) mit Opaziteinschlüssen. Ihre Elongation entspricht nur teilweise der regionalen Lineation und Faltenachse (ESE-Streichen). Chlorit wurde in einer Probe (Se 3017) als gewöhnlicher Gesteinsgemengteil beobachtet, und zwar nach Form und Einschlüssen (Sagenit, Opazit) wahrscheinlich als Pseudomorphose nach Biotit. Ansonsten tritt Chlorit, wie oben erwähnt, nur an Klüften und Hauptscherflächen auf. Stofflich fehlt Biotit in allen Proben. Genetisch wäre es denkbar, daß die großen Hellglimmer mit Opaziteinschlüssen ebenfalls Neubildungen auf Kosten primärer Granitbiotite sind. Vielleicht stammen die feinstblättrigen Hellglimmeraggregate (Pseudomorphosen) ebenfalls von primären Granitglimmern (eventuell primären Hellglimmern) ab.

Es wurden also Magmatite (grobkörnige Biotitgranite, Leukogranite, Aplite und eventuell Zweiglimmergranite) epimetamorphosiert (niedrig temperierte Grünschieferfazies) und deformiert. Das große genetische Problem besteht darin, ob diese Komponenten vor oder nach der Sedimentation der Breccie metamorphosiert und

deformiert wurden, oder ob es diese Aktionen sowohl vor als auch nach der Sedimentation der Schwarzeckbreccie gab.

Die sekundären Hellglimmer der feinkörnigen Gneis-komponenten sind konform mit jenen der Matrix bezüglich ihrer Elongation in die Richtung der regionalen Faltenachse (ESE) eingeregelt. Das beweist, daß jedenfalls nach der Sedimentation der Breccie Deformation und Kristallisation stattgefunden haben. Aber was vorher eventuell schon alles geschah, wissen wir nicht.

Ich möchte diesbezüglich meinen persönlichen Eindruck mitteilen: Die Breccie hat ein recht solides kompaktes Aussehen. Schachbrettalbitisation vollzieht sich in den Tauerngneisen in der Regel bei intensiver Differentialbewegung im Gestein, vor allem, wenn es sich um Umformung bis zu fertigen Schachbrettalbiten handelt. Eine so intensive Differentialbewegung möchte ich der eher kompakten Schwarzeckbreccie innerhalb der bildsamen weichen Schwarzschiefer, in die sie lagenförmig eingebettet ist, schwerlich zutrauen. Ich halte es deshalb für möglich, daß eine erste Epimetamorphose mit Schachbrettalbitisation der Magmatite bereits vor ihrer Eingleitung in den Ton- und Kalkschlamm stattgefunden hat.

Natürlich sind wir noch weit weg von einer Klärung dieser Phänomene und es mag deshalb für spätere Bearbeiter willkommen sein, wenn ich nicht nur philosophiere, sondern auch die Dokumentation der tatsächlichen mikroskopischen Beobachtungen an den untersuchten Gneiskomponenten der Breccie im folgenden anschließe:

Grobkörniger leukokrater Schachbrettalbitgneis (Se 3017) mit den Hauptgemengteilen: Schachbrettalbit (1 cm Ø, Karlsbader Zwillinge, Einschlüsse von Plag I, geringe Kornzertrümmerung), Plagioklas (kleiner und mengenmäßig zurücktretend, Plag III, II, I, Fülle B, leistenförmig bis xenomorph, 6 % An gemessen senkrecht X), Hellglimmer (2 mm Ø, Pleochroismus farblos bis hellgrün), Chlorit (0,3 mm, Einschlüsse von Sagenit und Opazit), Quarz (3 mm, undulös, verzahnt, aggressive Quarzgewächse in Plag). Accessoria: Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Rutil, Zirkon, Turmalin, Hämatit, Klinozoisit (beschränkt auf Plag-Fülle) und Pyrit.

Grobkörniger mylonitischer Schachbrettalbitgneis (Se 3016, 3020, 3035, 3036) zeigt megaskopisch Lagenbau mit gequälten zerbrochenen Feldspäten, die lagenförmig eingeschichtet sind, Quarz und reichlich fleckenförmig verteilten grünen Hellglimmerfilz, aus dem einzelne größere Hellglimmer (1 bis 2 mm Ø) mit deutlicher Elongation hervorragen. Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (5 mm Ø, Vormacht gegenüber Plag, Kornzertrümmerung, Karlsbader Zwillinge, Einschichtung der Bruchstücke parallel s, liförmige Umwachsung der Bruchstücke durch Hellglimmer), Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt, Kornzerkleinerung, 4 % An, gemessen senkrecht X), Hellglimmer (Pleochroismus: farblos bis hellgrün, kleine Generation mit 0,015 bis 0,03 mm Ø zu wohlumgrenzten Aggregaten angereichert, große Generation mit 0,1 bis 2,0 mm Ø parallel s eingeschichtet mit Inselgefüge senkrecht zur Lineation, Einschlüsse von Opazit und braunem Pigment), Quarz (3 mm große ehemalige Granitquarze länglich parallel s und feinkörniges xenomorphes Pflaster, beide Generationen mit Böhmscher Streifung, undulös). Accessoria: Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Zirkon, Piemontit und übriger Epidot. Es fehlt Chlorit.

Schachbrettalbit und Plagioklas führender Hellglimmer-Quarz-Schiefer, Gneisphyllonit (Se 3018, 3021) läßt pappendeckeldünn gewalzte Feldspate und auch 2 mm dicke Feldspatagen im grünen phengitischen Quarzschiefer erkennen. Hauptgemengteile: Phengit ist in 2 Generationen vorhanden, und zwar erstens als Aggregate feinstblättriger (0,01 bis 0,06 mm Ø) Schuppen und zweitens als vereinzelt Großindividuen (1 bis 2 mm Ø) mit Elongation auf s und mit aufgebälterten Querphengiten. Quarz undulös, granoblastisch mit Tripelpunktgefüge.

Accessoria: Schachbrettalbit, Plagioklas (Plag III, II, I, ungefüllt), Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Zirkon und Piemontit. Es fehlt Chlorit.

Applitgneis (Se 3019) mit ebenem flächigem Parallelgefüge von mittel- bis feinkörnigen Feldspat-Quarz-Lagen und dünnen grünen spärlichen Hellglimmerlagen. Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (in Vormacht, Karlsbader Zwillinge vorhanden). Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B und ungefüllt, 4 und 5 % An, gemessen senkrecht X). Hellglimmer (Pleochroismus von farblos bis hellgrün, Einschlüsse und

Ränder aus Opazit, Bestäubung mit braunem Pigment). Quarz (xenomorph, undulös, granoblastisch mit Tripelpunktgefüge, aggressive Quarzgewächse in Plag).

Accessoria: Opazit, Karbonat und Piemontit. Es fehlt Chlorit.

4.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse

4.2.1. Schladminger Gneisdecke

Sie lagert über der Permo-Trias der Kalkspitzen und ist allerdings im N durch den stratigraphisch verkehrten permischen Liegendschenkel (MATURA, 1987, p. 6) ebenfalls mit dem Radstädter Deckensystem stratigraphisch verbunden. Doch dürfte sie zusätzlich auch höhere Teilkörper enthalten, die im großen und ganzen über den nach E abtauchenden Tauern (Pennin, Matreize, Radstädter Deckensystem) frei schwimmen und somit dem kristallinen Hauptkörper der Ostalpinen Decke angehören.

Für den hier bearbeiteten Teilbereich der Schladminger Gneisdecke (NE-Ecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus) gab es bisher neben ganz allgemein gehaltenen Hinweisen auf die Existenz von Gneisen, „Hornblendegneisen“ und Amphiboliten (GEYER, 1893, p. 51–52; VACEK, 1901, p. 372) einige Detailangaben bezüglich des Kristallins der Teufelskirche (SCHEINER, 1960, Tafel 9) und des N-Randes der Lessacher Phyllonitzone (ZEZULA, 1976, Beilage 1), welche bereits in den wertvollen geologischen Übersichtsdarstellungen über die Geologie der gesamten Schladminger Tauern von TOLLMANN (1977, p. 300–309) und MATURA (1980, p. 363–368) mitberücksichtigt wurden.

Aus meinen Erkundungstouren geht hervor, daß die Schladminger Gneisdecke im Gebiete der geologischen Karte des mittleren Lungaus aus NW–SE streichenden und mit 20 bis 30° nach SE abtauchenden Gneis- und Amphibolitwalzen besteht mit Hüllschiefern aus Granatglimmerschiefer, welcher häufig Pseudomorphosen nach Staurolith führt.

Der Teilkörper der Teufelskirche zeigt die Form einer SE streichenden Walze, welche wahrscheinlich von der Permotrias der Kalkspitzen (Radstädter System) unterlagert wird. Darauf deutet die bekannte NE fallende Permotrias im obersten Weißpriachtal und der von mir neu aufgefundene SW fallende Kalkmarmor wahrscheinlich mitteltriadischen Alters im Znachtal bei P. 1512 am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus hin (Abb. 1 und 2).

Die Gebirgsgruppe Zechnerkar Spitze – Gensgitsch stellt nicht bloß den einfach gebauten S fallenden Schenkel des Gneisgewölbes der Schladminger Tauern südlich der Hochgolling-Kulmination dar. Sondern es handelt sich auf Grund meiner Übersichtsbegehungen um SE eintauchende Walzen mit jeweils NE fallendem S-Teil und SW fallendem N-Teil; im Prinzip also um ähnliche Strukturen wie an der Teufelskirche, nur fehlen hier Reste der unterlagernden Permotrias des Radstädter Systems. Hier sind eben infolge des SE-Achsengefälles höhere und höchste Teile der Schladminger Gneisdecke aufgeschlossen. Man könnte annehmen, daß die zahlreichen und über 100 m mächtigen Granatglimmerschieferlagen einen gewissen stratigraphischen Wert besitzen als ein jüngeres Schichtglied über der älteren Gneis-Amphibolit-Formation. Leider verdecken Moränen die Grenze zur S auflagernden altpaläozoischen Serie der Lessacher Phyllonitzone.

4.2.1.1. Teufelskirche

Das Kristallin besteht aus chloritreichem Paragneis mit Plagioklasaugen und aplitischen Adern, Bändergneisen und Amphiboliten. In SH. 1680 m an der Gabel des Steiges S Teufelskirche stehen Biotit-Chlorit-Muskovitschiefer und Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith an, über denen abgerutschter Paragneis einen Blockgrat bildet. Die s-Flächen fallen im Gebiet: Obere Niederrainhütte – S Teufelskirche – Znachschlucht S Kirchnerhütte mittelsteil nach NE; hingegen im oberen Znachtal bei P. 1512 mittelsteil nach SW. Die Form des Kristallins ist somit als antiklinale Tauchstirne interpretierbar. Der stratigraphisch verkehrte Liegendschenkel wird durch Perm und Trias WNW Obere Niederrainhütte und durch die phyllonitische Störungszone mit Kalkmarmor im oberen Znachtal W P. 1512 markiert.

Abb. 29, Figur 1 zeigt das Querprofil durch die zuletzt genannte Störungszone. Reiner grobkörniger farblosere Kalkmarmor (2,5 m mächtig, Signatur 4) dürfte eine Fortsetzung des Gutensteiner Kalkmarmors des Kares „Im Kalk“ SE Lungauer Kalkspitze (Kartenblatt Schladming) darstellen. Lantschfeldquarzit konnte W P. 1512 nicht nachgewiesen werden. Die hier auftretenden, bis 5 m mächtigen Quarzite sind auf Grund des kontinuierlichen Überganges zu Gneis und des Fehlens von roten Quarzgeröllen als Gneisphyllonite anzusprechen. Anscheinend haben an der „Sedimentwurzel“ (Trias zwischen Gneis) kräftige Bewegungen stattgefunden, welche intensive Phyllonitisierung des Gneises und sulfidische Erzbringung (Pingen, siehe Kapitel: „Reste ehemaligen Bergbaues“) verursachten.

4.2.1.2. Zechnerkarspitze

Auch die Gneiswalze im Gebiet um die Zechnerkarspitze besitzt einen breiten, ca. 800 m mächtigen, mittelsteil NE fallenden S-Schenkel, eine flache Mulde (Gipfelpartie der Zechnerkarspitze und Grat N Granitzl) sowie den mittelsteil SE fallenden N-Schenkel: Granitzstein – „Zechnerkar“ (W Hinterer Lignitzalm), der N außerhalb unserer geologischen Karte zur Hochgolling-Antiklinale ansteigt. Sehr konstant fällt die Achse der Zechnerkarspitze-Gneiswalze flach nach SE. Ihr gehören auch die meisten Detailfalten an. Eine jüngere Knitterungsachse streicht NE. Sehr wahrscheinlich bedeutet die Gneiswalze der Zechnerkarspitze die gegen oben, entsprechend dem SE- Achsialgefälle breit zunehmende Fortsetzung der Tauchantiklinale der Teufelskirche, wobei das unterlagernde Permo-Mesozoikum des Radstädter Deckensystems hier nicht mehr bis an die Gebirgsoberfläche gelangt (Abb. 29, Figur 2).

Der S-Schenkel der Zechnerkarspitze-Gneiswalze zeichnet sich durch 2 Granatglimmerschieferlagen aus. Die tiefere der beiden Lagen befindet sich am Fuß der Felswände des Weißpriachtales zwischen Seekapelle und Forsthaus Grankler. Sie ist 20 bis 40 m mächtig und reich an Pseudomorphosen nach Staurolith, wobei auch stofflich erhaltener Staurolith in dem aus dieser Lage stammenden Bachschutt gefunden wurde. Sie lagert zwischen Bändergneis im Liegenden und chloritreichem Paragneis im Hangenden, über dem 100 m mächtiger Amphibolit mit Kalzit-Epidot-Mobilisaten folgt. Die Aufschlüsse des Granatglimmerschiefers mit Staurolithpseudomorphosen befinden sich in SH. 1250 bis 1265 m längs des Steiges Seekapelle – Karerhütte

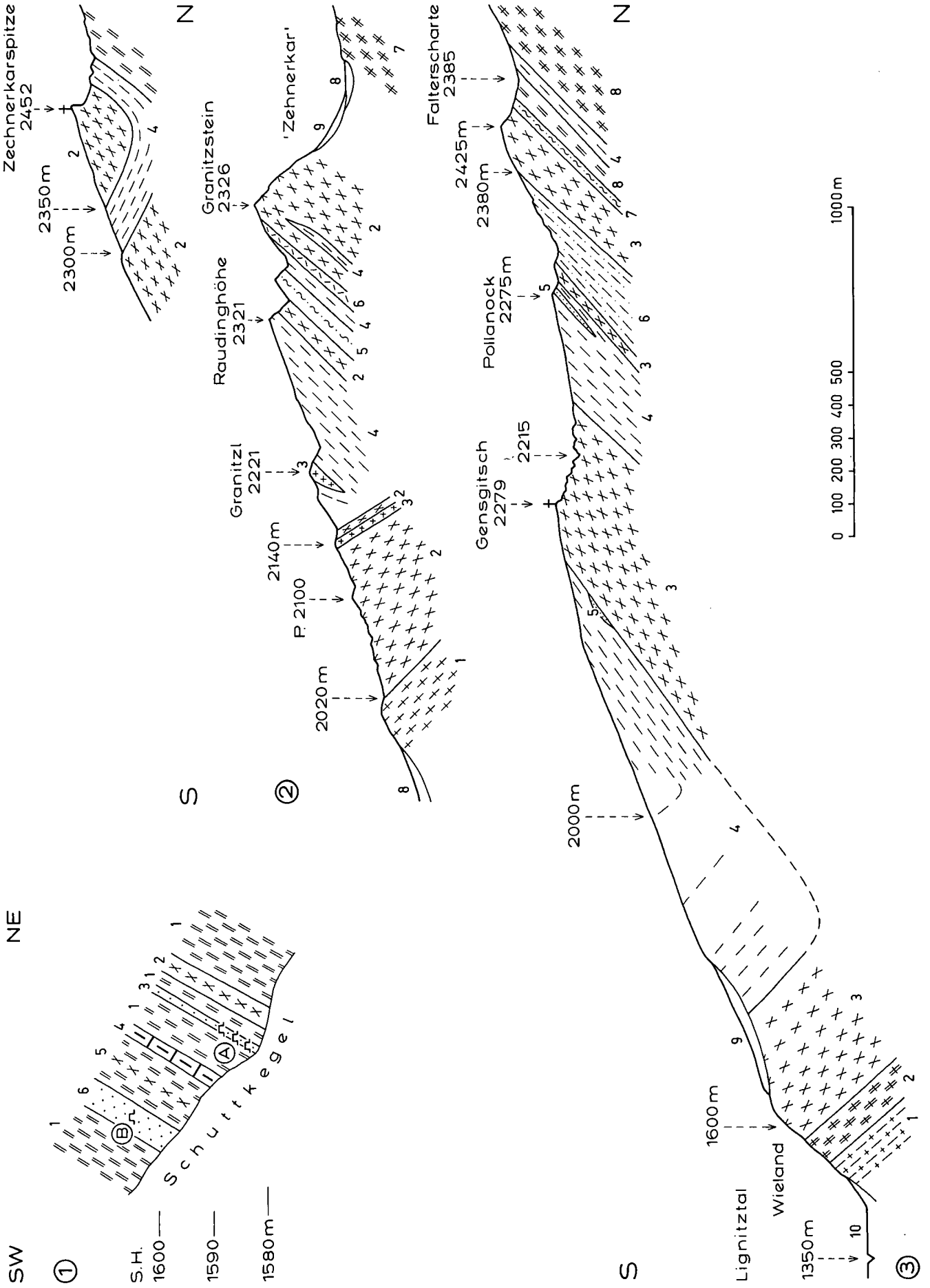
(25 mm lange und 5 mm breite Prismen nach Staurolith) und in SH. 1300 bis 1330 m am Ausgange der Wildbach-Felsschlucht (Entwässerung des Wildbachtrichters Zupputkopf – Kamplspitze) 600 m N Forsthaus Grankler.

Die höhere Granatglimmerschieferlage ist 40 bis 60 m mächtig und 2,5 km lang mit Unterbrechung abgeschlossen. Ihr Verlauf zeigt sehr deutlich das achsiale Gefälle nach SE an. Sie streicht vom Felsgesimse SH. 1900 m (neue Jagdhütte SW Muleteck) zum Muleteck-S-Kamm und Karrenweg N Schlickenhütte bis zu den Felswänden SH. 1420 m im Lignitztal bei der Vorderen Prashalm. Am Muleteck-S-Kamm enthält dieser Granatglimmerschiefer Graphitquarzit und Pseudomorphosen nach Staurolith. Die Letztgenannten findet man auch häufig im zugehörigen Gehängeschutt längs der Güter- und Karrenwege N Schlickenhütte.

Neben Para-, Bändergneis und Amphibolit beteiligen sich auch Orthogneise am Aufbau des S-Schenkels der Zechnerkarspitze-Gneiswalze. Hierher gehört die 30 m mächtige Augen-Granitgneislage NW Schlickenhütte im Liegenden des zuletzt genannten Granatglimmerschiefers. 200 m Mächtigkeit und eine streichende Länge von 3,7 km erreicht der Augen-Granitgneis mit Aplitgneis des Muletecks im Hangenden dieses Granatglimmerschiefers. Die Augen-Granitgneise zeichnen sich durch besonders intensive postkristalline Deformation der 3 cm großen Kalifeldspate zu pappendeckeldünnen Linsen aus. Es sind typische Mylonite. In ihrem Gefolge kommen auch selbständige Aplitgneiskörper vor (z. B. Granitzl-S-Kamm in SH. 2140 m). Ein recht gleichförmiges und massiges Gefüge besitzt der 200 m mächtige Dioritgneis des Kares NE Karerhütte. Er baut dort die Wandstufe des Wasserfalles und ein weites Areal der darüber befindlichen Felsplatten des Hochkares auf.

Einer Mulde zwischen S- und N-Schenkel der Walze entspricht die Gipfelpartie der Zechnerkarspitze, wobei sich W des Gipfels die Granatglimmerschiefer beider Schenkel miteinander verbinden. Auch hier kommt wiederum Graphitquarzit vor (0,4 m mächtig). Zwischen den bildsamen Glimmerschiefern und den eher kompetenten Amphiboliten kommt es lokal zu tektonischen Diskordanzen. Der Mulde mit achsialen Gefälle nach SE entsprechen die schwebende Lagerung des Amphibolites am Zupputkopf, des Bändergneises am Grat E Lahnkopf und wahrscheinlich auch die morphologische Anlage des außerhalb unserer geologischen Karte befindlichen Granierkares, wo die Granatglimmerschiefer anscheinend über dem Graniersee nach NW ausheben.

Das Profil längs des S-N verlaufenden Granitzlkammes (Abb. 29, Figur 2) zeigt einen schleifenden Schnitt durch die infolge des SW-Achsialgefälles nun wesentlich breitere Mulde. Die Granatglimmerschiefer erreichen auf der Raudinghöhe 200 m Mächtigkeit und sind mit Amphibolit verfalltet. Hornblendegarbenschiefer sowie Chlorit-Serizitschiefer mit Kalzitmobilisaten zwischen Raudinghöhe und Granitzstein dürften aus basischen Tuffiten hervorgegangen sein. Die tektonische Diskordanz zwischen Aplitgneis-führendem Amphibolit und Granatglimmerschiefer S Granitzl entspricht den am Grat durchgeführten Messungen und dürfte auf disharmonische Bewegungen zwischen kompetentem Amphibolit und inkompetentem Granatglimmerschiefer zurückzuführen sein. Auch S Zechnerkarspitze gibt es Diskordanzen zwischen S fallendem Amphibolit und flach N fallendem Granatglimmerschiefer.



4.2.1.3. Gensgitsch

Die auffallend regelmäßige, sehr breite S-Flanke dieses Berges wird von Granatglimmerschiefer im Hangenden eines mächtigen Amphibolitzuges aufgebaut. Sonderbarer Weise gibt es auch hier wiederum den mittelsteil nach NE einfallenden Felssockel, der von den umgebenden Tälern (Lignitz- und Göriachtal) bis SH. 2000 m hinaufreicht. Dort befindet sich auf Grund meiner Messungen die Umkehr vom NE- zum SW-Fallen. Es handelt sich wieder um eine Walze um flach SE geneigte Faltenachse, der auch die Hauptlineation im Gestein gehorcht. Besonders gut ist die Walze mit tau-tonaren, auch vertikalen und auch flach SE einfallenden s-Flächen in den Wänden des kleinen Kares SE Gensgitsch-Gipfel in SH. 1900 bis 2100 m (außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus) aufgeschlossen. Ich nenne die Struktur Gensgitschwalze (EXNER, 1987, p. 333). In stark veränderter Form bildet sie zwischen Wieland im Lignitztal und Falterscharte die dem SE-Achsengefälle entsprechende und daher sehr breite Fortsetzung der Teufelskirche-Zechnerkar-spitze-Walze (Abb. 29, Figur 3).

Ein brauchbarer tektonischer Leithorizont ist der Augen-Granitgneiszug des Muletecks (Abb. 29, Figur 2, Signatur 1). Er setzt im Gneisphyllonit von Wieland fort (Figur 3, Signatur 1). Somit entsprechen die Granatglimmerschiefer des Gensgitsch-S-Hanges jenen N Kuppe SH. 2140 m (Figur 2) und die dort beobachtete Diskordanz der gut aufgeschlossenen Muldenstruktur im Gensgitschprofil.

Unter Granatglimmerschiefer befindet sich am Gensgitsch-S-Hang ein Fenster von Amphibolit.

Das Kammprofil zwischen Gensgitsch und Falterscharte zeigt bezüglich der S-fallenden Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Amphibolit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Profilabschnitt Granitz bis „Zehnerkar“. Allerdings sind N Gensgitsch die Granatglimmerschiefer gegenüber Amphiboliten dominierend, was entsprechend dem Achsialgefälle nach SE einem höheren Erosionsniveau (eventuell jüngere Granatglimmerschiefer-Formation über älteren Gneisen und Amphiboliten) entsprechen dürfte. Bemerkenswert ist in den Granatglimmerschiefern das Vorkommen von 0,3 bis 0,4 m mächtigen Graphitquarzitlagen und prächtiger Pseudomorphosen nach Staurolith (zwischen Pollanock und SH. 2380 m). Mit den Bändergneisen N Falterscharte beginnt das Gneisgewölbe der Hochgollingkulmination, welches landschaftlich sehr markant vom Grat zwischen Hocheck und Hillebrandkopf zur Weißhöhe streicht (N außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus).

4.2.1.4. Zur Petrographie

Granatglimmerschiefer mit stofflich erhaltenem Staurolith

Er wird im Bachschuttkegel 300 m N Forsthaus Grankler gefunden. Freisichtig handelt es sich um einen gesunden (nicht oder kaum regressiv metamorphen), silberweiß und grau glänzenden, grobschuppigen Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Muskovit und mm-großen Chloritschuppen. Das Gestein ist wellig-parallelschiefrig und von mehreren mm dicken Quarzlagen und -knauern durchzogen. Die Staurolithprismen erreichen 30 mm Länge und 6 mm Breite. Man erkennt Durchkreuzungszwillinge und die primäre braune Farbe. Größtenteils sind aber die Staurolithkristalle

Abb. 29.

Profile im Bereich der Schladringer Gneisdecke.

- ① Trias-Kalkmarmor (Signatur 4) im Kristallin der Teufelskirche. Profil längs des Fußes der Felswand W P. 1512 im Znachtal.
 - 1 = mittelkörniger Blott-Chlorit-Paragneis mit 5 mm großen Feldspatäugen; 2 = Amphibolit (4 m); 3 = gneisphyllonitischer Quarzit mit erzführendem Lagerquarz (1 m); 4 = farblosere Kalkmarmor (2,5 m), wahrscheinlich stärker metamorphes Gütensteinniveau der Kalkspitzentrias; 5 = Paragneis (10 m), mit Amphibolitlage; 6 = gneisphyllonitischer Quarzit (5 m) mit Pyritvererzung.
- ② Erläuterungen zu den Pingen A und B im Kapitel „Reste ehemaligen Bergbaues“.
 - 1 = Profil des Granitzkammes und der Zechnerkar-spitze.
 - 1 = Augen-Granitgneis; 2 = Amphibolit; 3 = Aplitgneis; 4 = Granatglimmerschiefer; 5 = Chlorit-Serizit-Schiefer mit Kalzitmobilisation und Erzführung; 6 = Hornblendegabenschiefer; 7 = Paragneis; 8 = Moräne; 9 = Gehängeschutt.
- ③ Profil des Gensgitsch-Kammes.
 - 1 = Serizit-Chlorit-Schiefer (Phyllonit nach Augen-Granitgneis); 2 = chloritreicher Paragneis; 3 = Amphibolit; 4 = Granatglimmerschiefer; 5 = Graphitquarzit; 6 = Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith; 7 = Chlorit-Serizit-Schiefer; 8 = Paragneis und Bändergneis; 9 = Moräne; 10 = Gehängeschutt und Alluvionen.

megaskopisch grau (Pseudomorphosen). Der dunkelrote idiomorphe bis rundliche Granat weist 15 mm Durchmesser auf und zeigt schwarze Flecken und Ränder (sekundäre Chloritbildung).

Hauptgemengteile (Se 3140): Staurolith: Gedrungene Säulen. Pleochroismus: von farblos bis ocker. Die schrittweise Umwandlung zu den Pseudomorphosen ist gut kenntlich. Von den Großkristallen bleiben isolierte Einzelteile übrig, die gleichmäßig auslöschen. Sie schwimmen in einem feinkörnigen Filz aus Hellglimmer, Chlorit, Chloritoid und Opazit. Dieses feinkörnige Aggregat ist meist scharf begrenzt (äußerer Umriß des ursprünglichen Großstaurolithes), mitunter aber auch zu länglichen, unregelmäßig begrenzten Fahnen parallel der Schieferung vertritt. Granat (teilweise chloritisiert). Muskovit. Chlorit. Quarz.

Ferner: Chloritoid (0,26 mm Ø, beschränkt auf die Pseudomorphosen nach Staurolith), Opazit, Turmalin, Epidot und sehr wenig Feldspat (nicht näher bestimmbar). Es fehlt Biotit, der anscheinend zur Gänze in Chlorit umgewandelt wurde.

Granatglimmerschiefer

mit Pseudomorphosen nach Staurolith

Dieser Gesteinstypus enthält nur die Pseudomorphosen (feinkörnige Hellglimmer-Chlorit-Aggregate als Formrelikte) nach Staurolith, aber keinen stofflich erhaltenen Staurolith. Das prächtigste anstehende Vorkommen sammelt man unmittelbar am markierten Touristensteig in SH. 2340 m im Anstieg vom Pollanock zur unbenannten Kuppe SH. 2425 m (Abb. 29, Figur 3, Signatur 6). Die dunkelgrauen gedrunghenen Prismen nach Staurolith (30 mm lang, 7 mm breit) wittern aus dem Schiefer aus, der freisichtig aus 4 mm großen Muskovitschuppen, 7 mm großem Granat mit Chloriträndern und mehrere mm dicken Quarzlagen und -knauern besteht.

Unter dem Mikroskop (Se 3216) sind die Pseudomorphosen nach Staurolith sehr scharf gegen das übrige Gesteinsgewebe abgegrenzt. Das wirrstrahlige Aggregat der Pseudomorphosen besteht aus winzigen (0,008 bis 0,02 mm Ø) Schuppen von Hellglimmer und Chlorit. In den Pseudomorphosen gibt es unverlegte Einschlüßzüge von Opazit. Sie bilden Relikte, die schon vom primären Staurolith umwachsen wurden. Selten sind geringfügige Teile des Serizit-Chlorit-Aggregates zu größeren Schuppen sammelkristallisiert. Der Granat weist Einschlüßzüge von Opazit, aber keinen Zonenbau auf. Randlich beginnt er zu chloritisieren. Hellglimmer, Chlorit und Quarz sind die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines.

Accessoria: Opazit, Turmalin, Apatit und Epidot. Es fehlen: Feldspat, Biotit und Chloritoid.

Bezüglich anderer Fundorte der Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith siehe obige Beschreibung der Gebiete: Teufelskirche und Zechnerkar Spitze!

Granatglimmerschiefer mit Biotit, der freisichtig 1 bis 5 mm große Blättchen bildet, tritt in der Felsrinne 400 m WSW Vordere Kocheralm im Lignitztal auf. Im allgemeinen jedoch wurden größere Biotite sekundär chloritisiert.

Im verhältnismäßig wenig retromorphen Granatglimmerschiefer erkennt man unter dem Mikroskop die Chloritisierung der großen Biotite, so daß nur noch 1 mm große Biotitreste als Relikte in den Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit aufzufinden sind. Ein solcher Gesteinstypus aus der soeben genannten Felsrinne zeigt diese Erscheinung (Se 3217). Hauptgemengteile sind Granat (mit Chloriträndern, 15 mm Ø, sigmoidale Einschlüsse von Opazit, kein Zonenbau), Hellglimmer, Chlorit und Quarz.

Accessoria: Biotit, Opazit und Turmalin. Es fehlt Feldspat.

Graphitquarzit

bildet dm-dicke Lagen im Granatglimmerschiefer.

Granatglimmerschiefer mit Oligoklasblasten

baut die Felswand in SH. 1580 m, 450 m S Vordere Kocheralm (Lignitztal) auf. Das recht kompakte, teilweise auch als Augengneis zu bezeichnende Gestein läßt 5 mm große Feldspatäugen (Oligoklas), 3 mm großen Granat und ein Grundgewebe aus Serizit, Chlorit und

farblosen Gemengteilen (Feldspat und Quarz) erkennen.

Der Plagioklas (Se 3213) wurde senkrecht X und MP als Oligoklas mit 23 % An gemessen. Es handelt sich um Plag III mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz und mit Fremdeinschlüssen von Hellglimmer und Chlorit. Der Oligoklas hat klares Korn. Nur randlich tritt mitunter Fülle vom Typus B auf. Es fehlt Zonenbau. Der Granat ist teilweise zu Chlorit umgewandelt. Die übrigen Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit und Quarz.

Accessoria: Biotit (häufig chloritisiert), Opazit und Klinozoisit (beschränkt auf Fülle des Plagioklases).

Phyllitischer Granatglimmerschiefer

mit grauem Serizit-Chlorit-Filz ohne freisichtig erkennbare Individuen der Schichtsilikate, mit Quarzlagen, teilweise oder ganz chloritisierendem Granat und häufig feinblättrigem Gefüge nimmt bezüglich seiner Verbreitung nach S zu. Dies entspricht einer Zunahme der Retromorphose der Granatglimmerschiefer der Hüllzonen der Schladminger Gneisdecke von unten nach oben und von N nach S.

Augen-Granitgneis

der 10 m hohen Felswand in SH. 1685 m, 180 m NW Schlickenhütte läßt freisichtig mylonitisch verknetete, bis 3 cm lange Augen und pappendeckeldünn gewalzte Feldspatlagen, dazwischen grauen Quarz und 1 mm großen Hellglimmer erkennen.

Unter dem Mikroskop (Se 3163) beobachtet man als Hauptgemengteile: Kalifeldspat (hart gegitterter Mikroklin, xenomorph, Fleckenperthit oder auch perthitfrei) und Schachbrettalbit in unfertigem Zustand, aus Fleckenperthit hervorgehend. Der Plagioklas steht dem Albit nahe. Eine Messung annähernd senkrecht X ergab 11 % An. Leistenförmige Großindividuen sind als Plag III mit Fülle Typus B entwickelt. Die polysynthetischen Lamellen nach Albit- und Periklinzwillingsgesetz sind meist verbogen. Kleine xenomorphe Individuen erweisen sich als ungefüllt. Es fehlt Zonenbau. Es fehlt Myrmekit. Der Hellglimmer ist farblos (anscheinend kein Phengit). Quarz zeigt die Eigenschaften intensiver kalter Deformation (geplättet, intensiv verzahnt und undulös).

Accessoria: Opazit, Apatit und Titanit. Es fehlt Biotit. Struktur des Gesteines: Mylonit.

Aplitgneis ist häufig.

Pegmatit

wurde nur in Lesesteinen im Kar N Oberer Niederrainhütte (mit 6 mm großem Muskovit) und im „Zehnerkar“ am Fuß der Felswand N Zechnerkar Spitze gefunden.

Ein eigentümlicher großer Orthogneiskörper mit gleichmäßiger Beschaffenheit, 200 m Mächtigkeit und mindestens 800 m streichender Länge steht SE Lahnkopf an. Ich bezeichne ihn vorläufig als Dioritgneis. Eine genaue petrographische Untersuchung steht noch aus. Das grobkörnige Gestein zeigt freisichtig 20 mm lange und 6 mm breite Feldspatäugen, 10 mm lange und 3 bis 5 mm breite Amphibolsäulen, ebenfalls in s eingeregelt, und ein farbloses bis gelbgrün getüpfeltes, aus Feldspat, Epidot und Quarz bestehendes Grundgewebe. Für einen Gabbro oder Amphibolit ist das Gestein zu leukokrat (viel Feldspat und Epidot, wenige dunkle Gemengteile). Eine gewisse äußere Ähnlichkeit besitzt es mit den allerdings keinen Amphibol führenden, epidotreichen Albitgneisen der Storzserie im Tauernfenster (EXNER, 1971a, p. 36).

Die einzige, mikroskopisch untersuchte Probe des Dioritgneises (Se 3212) stammt vom Fels des Wasserfalles in SH. 1860 m, beim Steig von der Karerhütte zum Graniersee. In dieser Probe ist die sekundäre Epidotbildung auf Kosten des alten Plagioklases schon so weit fortgeschritten, daß eine petrographische Charakterisierung unvollständig bleibt. Die großen alten Plagioklase sind dicht gefüllt vom Typus D und lassen nur noch kleine, polysynthetisch verzwilligte, ungefüllte Reste erkennen. Daneben gibt es 1,4 mm großen Albit neu (Plag I, ungefüllt). Die großen Amphibole zeigen Pleochroismus von hellgelb bis dunkelgrün. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Epidot. Accessoria: Opazit, Chlorit, Leukoxen und Hellglimmer.

Eine systematische Untersuchung der über 1000 m mächtigen Abfolgen von Paragneis, Bändergneis und Amphibolit muß zukünftigen Beobachtern überlassen werden. Ich habe nur noch einige Amphibolitproben mikroskopisch untersucht, wobei es wegen retromorpher Kornzertrümmerung nicht gelang, den Anorthitgehalt der Plagioklase dieser Proben zu bestimmen. Es treten Granatamphibolite auf („Zehnerkar“ W Hinterer Lignitzalm), grobkörnige Biotitamphibolite (WNW Vorderer Kochealm), Epidotamphibolite (S Schlickenhütte), grobkörnige (Sonndörfel), mittelkörnige (Znachtal W P. 1512) und feinkörnige Amphibolite mit den jeweiligen Hauptgemengteilen Plagioklas und Amphibol und einer zusätzlichen Mineralgesellschaft von Granat, Biotit, Epidot, Quarz, Kalzit, Opazit, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Hämatit und Hellglimmer (beschränkt auf die Fülle im Plagioklas). Bemerkenswert sind Epidotfels (SH. 1470 m, S Schlickenhütte), Hornblendegabenschiefer (Granitzstein-S-Grat), bis 1,5 m dicke Kalzit-Epidot-Chlorit-Knauern und Chlorit-Serizit-schiefer (wahrscheinlich Tuffite).

4.2.2. Lessacher Phyllonitzone

Diese Zone von regressiv metamorphen, stark differentiell deformierten und vielfach einen phyllitischen Habitus annehmenden Gesteinen (Phyllonite nach Granatglimmerschiefer und Paragneis mit Einschaltung deformierter Amphibolite etc.) enthält auch progressiv metamorphe paläozoische Phyllite und Karbonatgesteine, die 1 km E vom E-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus entfernt, am Zankwarner Berg ober-silurische Conodonten (basales Ober-Ludlow) in Eisendolomit geliefert haben (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975).

GEYER (1893, p. 52) und PREY (1939, p. 60; 1941, p. 116–117) haben die Eigenart dieser Zone beschrieben, die nach der besonders markanten Ausbildung bei der Ortschaft Lessach (N Tamsweg) als „Zone von Lessach im Lungau“ von PREY benannt wurde. ZEZULA (1976) erstellte eine sehr genaue geologische Karte zwischen St. Michael im Lungau und E Lessach, bearbeitete die Gesteine eingehend mikroskopisch, fand den fossilführenden Eisendolomit, gelangte zur Erkenntnis der Quetschzone zwischen Schladminger- und Nock-Kristallin mit breiter Entwicklung von Phylloniten und altpaläozoischen Schichten. Er prägte den Namen Lessacher Phyllonitzone.

Ich selbst möchte die altpaläozoischen Gesteine (Phyllite, Graphitquarzit, Graphitkalk, Bänderkalk, Eisendolomit) dieser Zone als Fortsetzung des Murauer

Paläozoikums auffassen (Verbindung über die Schollenreihe: Ranten – Prebersee). Sie wurden über dem vor-silurischen Basement (Granatglimmerschiefer der Hülle der Schladminger Gneise und des Nock-Kristallins) abgelagert und blieben in der E–W streichenden Mulde von der Erosion teilweise verschont und somit erhalten. Die alpidische Verengung der Mulde (N-Vergenz des Nock-Kristallins) schuf regressive Metamorphose mit Phyllonitisierung des Basements, progressive Epimetamorphose der paläozoischen Schichten und ihre intensive Verschuppung mit dem Basement.

4.2.2.1. Bänderkalk des Niederrainwaldes und Phyllit am Ausgange des Weißpriachtales

Im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus handelt es sich nur um kleine und teilweise sekundär gekippte Felsaufschlüsse unter Moräne und Bergsturzblockwerk.

Altbekannt ist der 30 m mächtige, NNW streichende und mittelsteil ENE einfallende Bänderkalk-Härtlingszug im Niederrainwald am Promenadeweg zwischen Mariapfarr und Sonndörfel. Der Kalkzug ist mit Unterbrechung 700 m lang im Streichen aufgeschlossen. Ihm folgen 15 verlassene Steinbrüche. Der S-Teil ist durch eine Rechtsseitenverschiebung 90 m nach WSW versetzt. Am N-Ende des Kalkzuges enthält dieser dünnblättrige Lagen von 0,5 m mächtigem Graphitkalk. Das herrschende Gestein ist ein metamorpher Bänderkalk, bestehend aus einer Wechselfolge von grauen und farblosen Lagen. Er enthält auch Partien von grobkörnigem farblosem Kalkmarmor mit Hellglimmerblättchen.

Der Bänderkalkzug des Niederrainwaldes hat wahrscheinlich altpaläozoisches Sedimentationsalter, weil analoge Bänderkalke auch den in derselben Lessacher Phyllonitzone befindlichen silurischen Eisendolomit des Zankwarner Berges begleiten (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975, Abb. 3). Leider ist unbekannt, was im Niederrainwald im Hangenden des Bänderkalkes unter mächtiger Grundmoräne (Sumpfgelände) folgt. Die Aufschlüsse im Liegenden sind teilweise verrutscht (gravitative Hangtektonik), gekippt (eventuell auch Glazialtektonik) und infolge Moränenbedeckung unzusammenhängend.

Nur im S-Flügel der oben genannten Rechtsseitenverschiebung kann man ein annähernd kontinuierliches Profil durch die Liegendserie des Bänderkalkzuges beobachten (Abb. 30): Über diaphthoritischen Kristallin (Signatur 1), das mit Bändergneis-Phyllonit, Grünschiefer und Mylonitquarzit tatsächlich 300 m N des Profiles aufgeschlossen ist und dem Streichen entsprechend in

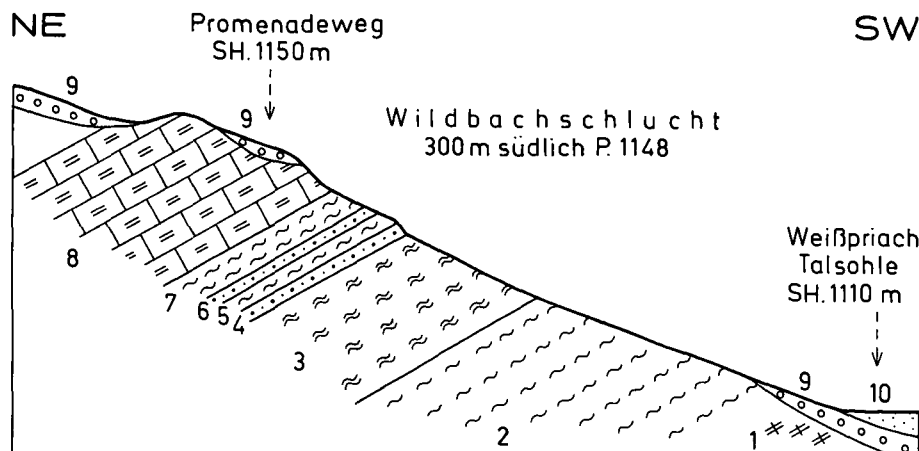


Abb. 30. Profil durch die Liegendserie des altpaläozoischen Bänderkalkzuges im Niederrainwald (Weißpriachtal).
 1 = Bändergneis-Phyllonit, Grünschiefer und Mylonitquarzit; 2 = Phyllit (40 m); 3 = phyllitischer Granatglimmerschiefer (25 m); 4 = Graphitquarzit (3 m), s: 135/27 NE; als Lesestein findet sich hier im Bachbett auch Hornsteinkalk; 5 = Phyllit (3 m); 6 = Graphitquarzit (2 m); 7 = Phyllit (8 m); 8 = metamorpher Bänderkalk (30 m); 9 = Moräne; 10 = Alluvionen.

das Profil projiziert wurde, folgen Phyllit und phyllitischer Granatglimmerschiefer. Es stellen sich 2 Lagen von Graphitquarzit ein und darüber der Bänderkalk.

Kleine Vorkommen von Serizit-Chlorit-Phyllit N Niederrainwald bei Sonndörfel, Binder und N Hansei (Bachbett 250 m SE P. 1222) sowie der 10 m mächtige phyllitische Granatglimmerschiefer in SH. 1170 m in der Mündungsschlucht des Hammerbaches bei Hinterweißpriach dürften ebenfalls der Lessacher Phyllonitzone angehören. Diese verbindet sich anscheinend nicht mit dem Fanningphyllit, sondern tritt in die tektonische Fuge zwischen Weißpriacher Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke (Weißpriachstörung) ein.

4.2.3. Nock-Kristallin

4.2.3.1. Großtektonik, Morphologie und Aufschlußverhältnisse

Der SE-Teil der geologischen Karte des mittleren Lungaus gehört einem einförmigen Kristallengebiet aus

- ① phyllitischem,
- ② „gesundem“ (relativ wenig retromorphem) Granatglimmerschiefer und
- ③ Paragneis (Bundschuh-Paragneis) an (Abb. 2).

Bändergneise und Amphibolite treten hier im Gegensatz zur Schladminger Gneisdecke zurück. Die Granatglimmerschiefer in der Hüllzone im S-Teil der Schladminger Gneisdecke dürften mit denen des Nock-Kristallins zusammenhängen. Dieses stellt einen S-Teil des kristallinen Hauptkörpers der Ostalpinen Schumasse dar. Die Schladminger Gneise scheinen einem ursprünglichen N-Teil des Hauptkörpers zu entsprechen. Zwischen beiden befand sich die Mulde des Lessacher Paläozoikums die durch den N-vergenten alpidischen Anschlag des Nock-Kristallins zur Lessacher Phyllonitzone umgeprägt wurde.

Morphologisch ist das Areal durch breite Kuppen (Nocke) charakterisiert. Man spricht deshalb von Nockgebiet. Darauf bezieht sich auch die hier gewählte Kurzbezeichnung für das charakteristische Kristallin dieses Gebiets als Nock-Kristallin. Wir haben es hier mit dem NW-Teil des in Steiermark und Kärnten weitere Areale einnehmenden Nock-Kristallins zu tun. Es handelt sich um Aufschlüsse zwischen Moränen NE Mauterndorf, um den Lungauer Mitterberg, Hollerberg und um das „Nockgebiet im engeren Sinne“ S Mur vom Katschberg bis zum Bundschuhtal im Lungau und weiter S in Kärnten im Raume: Katschberg – Rennweg – Bonnerhütte – Schwarzwand.

Die Aufschlüsse sind schlecht. Die Hochregion bildet eine teilweise von Moräne bedeckte Altfläche, für die ich den Namen „Nockfläche“ einführte (EXNER, 1949, p. 187). Mit dieser sind heute noch problematische geologische (siehe Kapitel: Tertiär!) und geomorphologische Überlegungen (TOLLMANN, 1986) verknüpft.

Einige steilere Hänge unter den flachen Kuppen (Nocke) mit den wenigen Karen liefern die relativ besten zusammenhängenden natürlichen Einblicke in das Felsgerüst des Nock-Kristallins.

Hingegen werden die bewaldeten tiefen Talflanken von gravitativen Felsgleitmassen, Bergstürzen, Moränen und Gehängeschutt überzogen, aus denen selten anstehender Fels auftaucht. Künstliche Aufschlüsse längs der zahlreichen Güterwege erweisen sich hier für die geologische Beobachtung als sehr nützlich. Ältere

Güterwege sind in der heute verfügbaren topographischen Unterlage der geologischen Karte des mittleren Lungaus eingetragen. Als „neue Güterwege“ bezeichne ich im folgenden Text (Fundortangabe) solche, die nicht in der Karte eingezeichnet sind.

Im Nockgebiet sind im Gegensatz zu Hohen Tauern, Radstädter und Schladminger Tauern die Felsgleitmassen und Bergstürze meist nur recht ungenau von Moräne und Gehängeschutt unter der dichten Vegetation feldgeologisch abgrenzbar. Ohne künstliche Aufschlüsse steht hier der kartierende Geologe solcher Aufgabe vielfach machtlos gegenüber. Dementsprechend habe ich die Signaturen für „abgerutschte Gesteinsmassen“ und „Bergsturz-Blockwerk“ im Nockgebiet spärlich und nur dort verwendet, wo ich die betreffenden Areale einigermaßen abgrenzen konnte. Zweifellos haben aber Rutsch- und Bergsturzgebiete eine flächenhaft weite Verbreitung auch dort, wo in der vorliegenden geologischen Karte mangels plausibler Grenzziehung nur Moräne und Gehängeschutt eingetragen sind wie z. B. im großen Einzugsgebiet des Leißnitzbaches SW und S St. Margarethen im Lungau.

Auch die Talsohlen des Nockgebiets sind weithin mit Hangschutt und Alluvionen verschüttet. Die frischen, petrographisch interessanten Bachgeschiebe sind leider herkunftsmäßig nur ungenau lokalisierbar. Gute Aufschlüsse bieten die postglazial erodierten Mündungsschluchten mancher Seitenbäche in die Haupttäler, z. B. S Stranach, W und SW St. Margarethen, SW Schloß Moosham und das sogenannte „Hölltal“ des Bundschuhbaches SSW Gruben.

4.2.3.2. Gliederung in drei Gesteinsserien; Struktur und Metamorphose

Das Nock-Kristallin des in der geologischen Karte des mittleren Lungaus dargestellten Gebietes beinhaltet im wesentlichen drei Gesteinsserien. Sie wurden schon vor 100 Jahren von GEYER (1892, p. 322) erkannt und können heute folgendermaßen kurz in Übersicht gebracht werden. Es folgen über dem Tauernfenster von W nach E:

- ① Phyllitische Granatglimmerschiefer (GEYER: „blaugrauer feinschuppiger Granatglimmerschiefer“). Er bildet die diaphthoritische Basalserie des Nock-Kristallins. Aus der Lieserbogen-Gebirgsgruppe (EXNER, 1980b, Abb. 2) tritt er bei Rennweg in das vorliegende Arbeitsgebiet ein. Er baut den breiten Gebirgsstock des Ainecks und den W-Teil des Greinwaldes auf. N Mur gehören ihm der Hollerberg, der Fuß des Mitterberges und N Taurach das Gebiet um die Ortschaften Steindorf, Seitling und Fanning an.
- ② Gesunder Granatglimmerschiefer (GEYER: „grober quarzreicher rotbrauner Glimmerschiefer“). Er lagert über dem phyllitischen und stellt das vor-diaphthoritische Edukt desselben dar. Makroskopisch ist er durch mittel- bis grobschuppigen Biotit und Heiliglimmer vom Phyllitischen unterschieden. Er führt stellenweise Pseudomorphosen nach Staurolith. Er bildet mehrere NE streichende Gesteinszüge zwischen dem S-Rand der geologischen Karte und dem Mitterberg.
- ③ Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis oder kurz: Bundschuh-Paragneis. GEYER bezeichnete ihn als „echten plattigen Gneis der Bundschuhtäler“. Er baut über dem gesunden Granatglimmerschiefer

und mit diesem verfigert das Gebiet E Rennweg (Atzensberg – Sandberg) und den Einzugsbereich des Bundschuhtales mit Blareitbach und Weißseite (Tal des Weißbaches) im vorliegenden Arbeitsgebiet auf. Er bildet einen sehr großen und erstaunlich gleichmäßig beschaffenen Gesteinskörper, der auf Grund der Beschreibung von GEYER und der Ostalpenliteratur auch unter der Kurzbezeichnung „Bundschuhgneis“ (seit KOBER, 1922b, p. 380) läuft, wobei zumeist dieser Bundschuh-Paragneis gemeint ist.

SCHWINNER (1927, p. 342) nannte ihn „Priedröfigneis“ und beschränkte den Namen Bundschuhgneis auf die verhältnismäßig kleinen Vorkommen von Mikroklin-Orthogneisen, die wir heute als Bundschuh-Orthogneise bezeichnen. Im vorliegenden Arbeitsgebiet sind solche auf die Umgebung von Rennweg beschränkt. Für den Paragneis meines Arbeitsgebiets möchte ich auf die Bezeichnung „Priedröfigneis“ verzichten. Sie hat keine Priorität, ist von weit hergeholt und paßt petrographisch nicht, weil SCHWINNER (l. c.) einen Gneisquarzit mit kleinen vereinzelt Biotittupfen meinte, was für den Bundschuh-Paragneis meines Arbeitsgebiets untypisch ist.

Bezüglich der Struktur des Nock-Kristallins beobachtete GEYER (1892, 1893 und geologische Manuskriptkarte 1 : 75.000 des Blattes St. Michael im Lungau), daß der Bundschuh-Paragneis des Zuges Schereck – Roter Riegel – Rupenhöhe auf dem Granatglimmerschieferzug Kramerbühel – Laubnitzsee liegt und SE bis ESE einfällt. Am E-Rand des Kartenblattes (außerhalb meiner geologischen Karte) liegt nach den Beobachtungen von GEYER derselbe Paragneis W-fallend ebenfalls auf Granatglimmerschiefer (Mislitztal). Damit ergaben sich für GEYER einigermaßen problematische Schlußfolgerungen, die uns heute an das Problem der „Gföhlergneisdecke“ im niederösterreichischen Waldviertel erinnern. So deutete GEYER den Bundschuh-Paragneiskörper als einen annähernd S–N streichenden „Aufbruch echter Gneise ... mit synklinalem Bau“, seitlich lagernd über Granatglimmerschiefer. Dabei meint er, daß ursprünglich der Gneis unten und der Glimmerschiefer darüber liegen und eine „Überkipfung im Aineckzug“ die im W beobachtete Auflagerung des Gneises auf dem Glimmerschiefer bedingen. Im Gebiet Thomatal – Schwarzenberg vollzieht sich ein Umschwenken der Streichrichtung von S–N nach W–E.

Ohne neue Feldbeobachtungen beizubringen, wurden die Angaben von GEYER in den folgenden 100 Jahren, dem jeweiligen Zeitgeist entsprechend, verschieden interpretiert: Stratigraphische Abfolge von Paragneis auf Glimmerschiefer (SCHWINNER, 1927, p. 346), alpidische Decke (Oberostalpin auf Mittelostalpin [KOBER, 1922b, p. 380]; Koriden auf Muriden [KOBER, 1938, p. 53]) und als voralpidische Decke (Priedröfigneis über Wölzer Glimmerschiefer [TOLLMANN, 1977, p. 310]).

Die ersten Messungen von Lineationen im Nock-Kristallin auf Blatt Tamsweg wurden von THIELE (1961, p. A79) durchgeführt. Er beschreibt in den von ihm begangenen Gebieten der Granatglimmerschiefer und Paragneise NNE streichende B-Achsen. Sie werden lokal von jüngeren, ESE bis E–W streichenden B-Achsen überprägt.

Meine eigenen Messungen werden in der Strukturkarte (Abb. 2) mitgeteilt. Für den breiten S-Teil des Pa-

ragneises der Bundschuhtäler ergibt sich eine SE geneigte Hauptfaltenachse, die von einer jüngeren NE streichenden Knitterungsachse überprägt wird.

Im südlich an das Arbeitsgebiet anschließenden Raum der Lieserbogen-Gebirgsgruppe (Kartenblätter Spittal/Drau und Radenthein) wurden die altkristallinen Glimmerschiefer BECKES (1909a, p. 1067) vom Verfasser (EXNER, 1980b, p. 172) in drei Serien gegliedert:

- ① phyllitische Glimmerschiefer als diaphthoritische Basalserie der Ostalpinen Schubmasse,
- ② darüber Glimmerschiefer, in denen die Biotit- und Muskovitblättchen mehrere mm Durchmesser erreichen und
- ③ noch weiter vom Tauernrande entfernt, die Stauroolithglimmerschiefer.

Die Metamorphose der drei Serien wurde als vorpermisch angesehen, weil die schwach metamorphen Sedimente des Stangalm-Permomesozoikums über dem Nock-Kristallin transgredieren. In den Diaphthoriten der Basalzone wurden postkinematisch kristallisierte Albitblasten und gebleichte Biotite beobachtet und als epimetamorphe alpidische Rekrystallisate der lokal übergreifenden Tauernkristallisation interpretiert (l. c., p. 173). Es wurde auch mitgeteilt, daß die Serie der phyllitischen Granatglimmerschiefer mit den charakteristischen Albitblasten aus der Lieserbogen-Gebirgsgruppe in das gegenwärtige Arbeitsgebiet fortsetzt: Rennweg – Aineck – Schloß Moosham. Mit der Petrographie des Paragneises im Bundschuhtal wurde begonnen (l. c., p. 182–183). Meine Datierung des Mineralbestandes des Nock-Kristallins als vorpermisch mit geringfügiger sekundärer alpidischer Kristallisation von Albit, Serizit, Chloritoid und Chlorit befand sich in guter Übereinstimmung mit der in anderen Teilen des Nockgebiets von J. PISTOTNIK (1975) gewonnenen.

Heute wird auf Grund geologischer Ausdeutung physikalischer Meßwerte neben der voralpidischen eine zusätzliche altalpidische Metamorphose des Nock-Kristallins angenommen (FRANK et al., 1987, p. 272–281). Aus dem vorliegenden Teilbereich innerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus liegen bisher erst 3 radiometrische Messungen, und zwar aus phyllitischem Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins und aus Phyllit der Katschbergzone vor. Die Proben stammen aus dem Gebiet St. Michael im Lungau. Sie wurden in obigem Sinne von HAWKESWORTH (1976, Fig. 4, Probennummern K 231, 468 und 467) gedeutet. Ein petrologischer Versuch, variszisch und altalpidisch metamorphe Mineralgenerationen zu sondern, liegt von THEINER (1987) vor. Besondere Beachtung wurde dabei dem Unterschied zwischen zonar gebauten und nichtzonaren Granatkristallen als Gesteinsgemengteile geschenkt. Feldspatbestimmungen wurden nicht mitgeteilt. Ein Streifen längs des wasserscheidenden Gebirgskammes der Einzugsbereiche von Mur und Lieser (Teuerlnock – Schereck – Gmeinnock) bis zum Gebiet von Innerkrems wurde eher großzügig geologisch kartiert und rund herum wurden Gesteinsproben untersucht (l. c., Beilagen 1 und 3).

Der Raum weiter südlich des vorliegenden Arbeitsgebietes, und zwar südlich vom Leobental bis zum Millstätter See wurde von SCHIMANA (1986a und b) sehr sorgfältig geologisch und petrologisch bearbeitet. Neben zahlreichen wertvollen Detailbeobachtungen bringt diese Dissertation auch eine gut verständliche Gesamtchau der heutigen Problematik. Als zu wenig fundiert

erachte ich die Behauptung (l. c., 1986a, p. 65), es wäre bei Eisentratten im Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins knapp über der Katschbergzone die „alpidische Amphibolitfazies“ erreicht worden. Der angebliche Beweis dafür wäre ein kleiner idiomorpher Staurolith, der im betreffenden Gestein mit einer gewissen Granatgeneration (Granat 3) verwachsen sei. Da eine nähere Beschreibung dieses angeblichen Phänomens aussteht, der Fundort undeutlich und die betreffende Gesteinsprobe mir bisher nicht zugänglich war, bleibe ich bei meiner Interpretation, daß sämtlicher Staurolith im Nock-Kristallin der Lieserbogen-Gebirgsgruppe voralpidisch kristallisierte.

4.2.3.3. Detailbeschreibung

4.2.3.3.1. Phyllitischer Granatglimmerschiefer

Charakteristisch ist der phyllitische Seidenglanz der s-Flächen meist ohne freisichtig abgrenzbare Individuen der Schichtsilikate. Die bis 2 cm großen Granatkristalle sind teilweise chloritisiert. Im Quer- und Längsbruch sieht man Quarzlagen. Hingegen sind die wegen der zahlreichen Einschlüsse grauen Albitblasten ohne Mikroskop kaum erkennbar.

Im cm- und m-Bereich ist das Gestein meist fein gefaltet und weist intensive Teilbewegung der Gemengteile auf. Die Mächtigkeit beträgt im Gebiet: Aineck – Lausnitzhöhe – St. Margarethen wohl infolge tektonischer Anschoppung um 1000 m, hingegen im Liesertal bei Rennweg und am Holler- und Mitterberg nur einige 100 m.

Das bildsame phyllitische Gestein zeigt im Gegensatz zum Pennin des Tauernfensters recht unregelmäßig orientierte Achsen der Kleinfalten und auch ziemlich unregelmäßiges Streichen und Fallen der s-Flächen. Dazu kommt, daß es vielfach schwierig ist, sicher anstehenden Fels von verrutschter Hangtektonik zu unterscheiden. Trotzdem lassen die von mir möglichst nur an anstehendem Fels gemessenen Strukturen (Abb. 2) etwa folgendes erkennen:

Die Lineationen (zugleich Hauptfaltenachsen) des phyllitischen Granatglimmerschiefers im vorliegenden Kartenbereich neigen sich im allgemeinen flach bis mittelsteil nach NE. Die s-Flächen fallen häufig mittelsteil nach SE. Offensichtlich handelt es sich um eine strukturelle Angleichung des Innenbaues der phyllitischen Glimmerschiefer an ihre regionalgeologische Position, nämlich ihre Auflage auf dem SE einfallenden Körper des Tauernfensters. Die letzte Bewegung erfolgte senkrecht zu den NE und ENE orientierten Faltenachsen.

Einzelne Ausnahmen bilden meridionale und NW streichende Lineationen und Faltenachsen. Die s-Flächen fallen mitunter aberrant nach W oder nach NE.

Die Petrographie des phyllitischen Granatglimmerschiefers im Arbeitsgebiet wurde bereits andernorts mitgeteilt (EXNER, 1980b, p. 173–174) und neuerdings von THEINER (1987) überarbeitet. Die Hauptgemengteile sind Granat (idiomorph, bis 2 cm Ø, optisch meist ohne Zonenbau, geochemisch einphasig, Einschlüsse von Opazit und Quarz, mitunter zu unverlegten Einschlüßzügen angeordnet). Sehr häufig ist der Granat teilweise oder vollkommen zu Chlorit umgewandelt. Die Chloritisierung beginnt teils im Kern (Atollgranat), teils am Rande. Hellglimmer bildet als herrschendes Schichtsilikat den Serizitfäls und kommt mitunter auch in feinstschuppigen wirrstrahligen Aggregaten vor

(eventuell Pseudomorphosen nach Staurolith). Biotit fehlt selten und bleibt klein. Chlorit bildet teils selbständige Blasten, teils verdrängt er Granat und Biotit. Quarz ist stellenweise stark postkristallin deformiert. Der Plagioklas ist Albit vom Typus Plag I und selten Plag II und III. Er bildet postkinematisch gesproßte Rundlinge, die pseudopodienförmig in das nachbarliche Grundgewebe vordringen und es zu unverlegten Einschlüßzügen umwachsen.

Ferner: Opazit, Turmalin, Titanit, Apatit, Epidot und Hämatit.

Im Gegensatz zum gesunden Granatglimmerschiefer bleiben die Schichtsilikate klein, der Biotit ist gebleicht (rehbrauner, nicht rotbrauner Pleochroismus), die Titanphase ist Titanit (nicht Rutil), Chloritbildung ist weit fortgeschritten, Biotit tritt mengenmäßig zurück.

Im Gegensatz zum Bundschuh-Paragneis sind zusätzlich als Eigenschaften des phyllitischen Granatglimmerschiefers die Ausbildung des Plagioklases als Albit und der nicht zonare Bau des Granates erwähnenswert.

Einlagerungen im phyllitischen Granatglimmerschiefer

Im monotonen phyllitischen Granatglimmerschiefer treten nur an wenigen Stellen eigens kartierbare Lagen abweichenden Stoffbestandes auf. Reliktstrukturen sind in kompetenten Lagen erkennbar und zeigen den selektiven Charakter der regressiven alpidischen Metamorphose an.

Quarzitlagen erreichen einige m Mächtigkeit. Teils handelt es sich um sehr reinen Quarzit, der mit freiem Auge Lantschfeldquarzit gleicht (Aineck-SSE-Kamm und E Brantweiner Alm), teils um Granatquarzit mit dem Mineralbestand des Glimmerschiefers: Mitterberg-N-Flanke, Steinbruch in SH. 1325 m (Se 3104) und S-Flanke in SH. 1230 m am Steig NE Moosham (Se 3106). Die zuletzt genannte Probe bietet ein Musterbeispiel für die Erhaltung der Relikte (frischer Granat, rotbrauner Biotit, Plag III, Rutil) im harten Quarzit im Gegensatz zum diaphthoritischen Stoffbestand des umgebenden bildsamen phyllitischen Glimmerschiefers. Granatquarzit tritt auch in Begleitung von Paragneis und Amphibolit am Aineck-N-Hang in SH. 1620–1630 m auf.

Die ebenfalls nur wenige m mächtigen Paragneislagen unterscheiden sich nicht vom Bundschuh-Paragneis. Als kompetente Lagen blieb in ihnen der alte Stoffbestand erhalten im Gegensatz zu den umgebenden inkompetenten diaphthoritischen Glimmerschiefern. So führt der mittelkörnige Paragneis bei Karlsberg, 30 Höhenmeter NE unter P. 1384 (Se 3198) rotbraunen Biotit und Andesin mit 34 % An. Die Paragneislagen am Teuerlnock (Se 1854) weisen die charakteristischen Merkmale des Bundschuh-Paragneises auf, welche dem umgebenden phyllitischen Granatglimmerschiefer fehlen: Zonar gebauter Granat mit einschlußreichem Kern und einschlußfreier Hülle, rotbrauner Biotit und Plagioklas mit inversem Zonenbau. Andere Paragneislagen finden sich N und NW Voidersdorf, E Katschberg und N Aineck.

10 m mächtiger leukokrater Orthogneis mit aplitischen und pegmatitischen Injektionen in Granatglimmerschiefer bildet die W-Kante des Aineck-Gipfelplateaus. Vor wenigen Jahren wurde der Keller des Terrassenrestaurants in dieses Gestein eingebaut und dementsprechend findet sich dort heute noch umfangreich

ches frisches, künstlich herausgesprengtes Blockwerk.

Ein bloß 10 cm dicker, granatführender Aplit-Lagergang in Begleitung von pyritführendem Lagerquarz steht am Güterweg der Mitterberg-SW-Flanke in SH. 1310 m, SE Neuseß an (wegen der Winzigkeit nicht in geologischer Karte eingetragen).

Amphibolitlagen im phyllitischen Granatglimmerschiefer wurden an der Mitterberg-NW-Flanke in SH. 1350 m beobachtet (Se 3069): 3,5 m mächtiger Granat – Blaugrüner Amphibol – Rotbrauner Biotit – Epidot – Plagioklas (Plag III) – Quarz – Amphibolit; ferner am Aineck-NE-Hang: 1 m mächtiger Biotit-Amphibolit in SH. 1550 m WSW Karlsberg mit wahrscheinlich demselben geologischen Verbands zugehörigen prächtigen Lesesteinen von Hornblendegarbenschiefer am Güterweg WNW Karlsberg; ferner am Aineck-N-Hang in SH. 1500 bis 1700 m ein 4 m mächtiger und 1 km langer Amphibolitzug.

Die Probe (Se 3178) des zuletzt genannten Amphibolites läßt den alten Mineralbestand (blaugrüne Hornblende, rotbrauner Biotit, Plag III mit inversem Zonenbau) und die rückschreitende Metamorphose (Grammatit, Chlorit, Plag II und I, Karbonat) erkennen.

Hauptgemengteile: Großindividuen von Amphibol mit Pleochroismus hellgrün – blaugrün – dunkelgrün. Randlich werden sie von feinstrahligem farblosem Grammatit umgeben. Chlorit. Plagioklas: Plag III mit inversem Zonenbau mit scharfer Grenze zwischen Kern und Hülle. Kleinkornpflaster von Plag II und I. Quarz.

Ferner: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis rotbraun), Titanit, Ilmenit, Opazit, Apatit und rhomboedrisches Karbonat.

Eine andere Probe dieses Amphibolitzuges wurde von NOWOTNY (1976, p. 14–15, 22–24) petrographisch und chemisch analysiert.

Nahe der Basis der Schubmasse des ostalpinen Kristallins nimmt der Amphibolit des Nock-Kristallins die Tracht des Grünschiefers an und ist freisichtig und mikroskopisch kaum von solchem des Pennins unterscheidbar. Das zeigt die 5 m mächtige, dem phyllitischen Granatglimmerschiefer konform eingeschaltete Grünschieferlage N St. Georgen in SH. 1600 m, am Güterweg NW P. 1636 (Se 3152):

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot, Karbonat und Plagioklas: Rundlinge von Plag I, selten Plag II. Füllungsrei. Gemessen wurde Albit mit 0 % An.

Ferner: Opazit. Es fehlen Amphibol und Quarz.

Dieses Gestein enthält keine Reliktminerale des ehemaligen Amphibolites, kann aber mit großer Wahrscheinlichkeit auf Grund analoger geologischer Position von solchem durch rückschreitende Metamorphose und nachfolgende Tauernkristallisation (Epizone) abgeleitet werden. Ähnliche Problematik gibt uns der außerhalb der vorliegenden geologischen Karte befindliche, im diaphthoritischen Quarzphyllit aufgeschlossene Grünschiefer 1 km NE Gmünd auf (KIESLINGER [1956, p. 48: Druckfehler. Es soll heißen NW anstelle NE]; Geologische Karte von EXNER [1980a, Beilage 5 und Text p. 393–394]).

4.2.3.3.2. Granatglimmerschiefer (gesund)

Freisichtig sind individuelle Schuppen von Hellglimmer und Biotit, wenig oder nicht chloritisierter, bis 2 cm großer Granat, grauer Quarz und häufig auch porzellanweiße Lagen und Flecke von Feldspat (Oligoklas) erkennbar. Der mesozonale Mineralbestand ist besser erhalten als im phyllitischen Glimmerschiefer. Jedoch sind diaphthoritische Merkmale (postkristalline Deformation mit Chloritisierung von Granat und Biotit und Kornzertrümmerung der Oligoklase) im Arbeitsgebiet

recht häufig. Großräumig betrachtet, ist die Abnahme der Diaphthorese mit Entfernung vom Rande des Tauernfensters unverkennbar. So beobachtete ich außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebiets im Mislitztal (S Ramingstein) vollkommen gesunden, mesozonalen, präkristallin deformierten Granatglimmerschiefer, dem Diaphthorese gänzlich fehlt (Proben Se 2013, 2022). Das betreffende Gestein im vorliegenden Arbeitsgebiet kann man als relativ gesunden Granatglimmerschiefer bezeichnen, der wohl einer gewissen Diaphthorese erlag, aber im Gegensatz zum vorher behandelten phyllitischen Granatglimmerschiefer durch die wesentliche Erhaltung des mesozonalen Mineralbestandes gekennzeichnet ist. In diesem Sinne bezeichne ich ihn der Kürze halber als „gesunden Granatglimmerschiefer“.

Im geologischen Kartenbild lassen sich 4, vorwiegend NNE streichende Züge des gesunden Granatglimmerschiefers unterscheiden (Abb. 2):

① Der Zug unmittelbar im Hangenden des phyllitischen Granatglimmerschiefers

ist 200 m bis 400 m mächtig. Er ist im Liesertal an der Autobahn SE Rennweg gut aufgeschlossen, ferner an der orographisch linken Flanke des Laußnitztales und im Bachbett. Die s-Flächen streichen NE und fallen mittelsteil nach SE. Sehr deutlich machen sich hier SE-geneigte Faltenachsen bemerkbar. Aberrant ist das NW-Fallen der s-Flächen im höheren Teil der rechten Talflanke, anscheinend durch die Synklinale am Teuerlnock bedingt.

Die Wasserscheide E Laußnitzhöhe und der Greinwald sind von Moräne bedeckt; der Fels bei P. 1783 stark verwittert und nicht sicher anstehend.

Am NE-Ende des Greinwaldes und in der Umgebung von Pichlern ist der Granatglimmerschiefer grobschuppig und recht massig (große Oligoklasblasten) mit Übergängen zu Paragneis entwickelt. Hier überwiegen NE fallende s-Flächen mit NW–SE streichenden Faltenachsen. Am neuen Güterweg, 900 m ESE Pfarrkirche St. Margarethen überlagert dieser recht massige Granatglimmerschiefer den phyllitischen Diaphthorit. Die Lokalität befindet sich an der Böschung des Güterweges in SH. 1190 m, und zwar 210 m E Bachquerung (Bach S Buchstaben „M“ des Wortes „St. Margarethen“).

Am Mitterberg bildet der gesunde Granatglimmerschiefer eine Deck-Kappe auf dem phyllitischen Granatglimmerschiefer. Die s-Flächen fallen vorwiegend nach NE. Die Faltenachsen streuen.

② Der Zug Bonnerhütte – P. 1605 – Graben E Kocherhütte – Alpengasthof Bundschuh – Poschwald

bildet eine 150 m mächtige Lage zwischen Bundschuh-Paragneis. Die s-Flächen und Faltenachsen fallen nach SE. Gute Aufschlüsse bietet die E-Flanke der Schöngelitzhöhe. Der Fels an der Straße im Bundschuhtal gegenüber dem Alpengasthof ist verrutscht. Der Güterweg im Poschwald schneidet den zwischen Paragneis auskeilenden Granatglimmerschiefer in SH. 1480 bis 1510 m an.

③ Der Zug Atzensberger Almen – Laußnitzsee – Reifensteiner Almen

baut eine 400 m mächtige, recht bunt zusammengesetzte Lage im Bundschuh-Paragneis auf. Aus dem Einzugsbereich des Liesertales (Karten-S-Rand) erstreckt sie sich über die beinahe ebene Hochregion

und keilt im Bundschuhtal bei dem alten Hochofen (neben Forsthaus) aus. Die s-Flächen und Faltenachsen fallen vorwiegend nach SE. Der Zug enthält Einschaltungen von Paragneis, Amphibolit, Glimmerschiefer mit Staurolithpseudomorphosen und einen metamorphen Granodioritgang.

Landschaftlich eindrucksvoll ist das SE-Fallen der Granatglimmerschiefer unter den Bundschuh-Paragneis des Bergkammes Schereck – Roter Riegel – Rupenhöhe. Das ist die SE-Grenze des Glimmerschieferzuges Nr. 3, die schon von GEYER (1892, p. 325) richtig beobachtet wurde. Was damals und in der Folgezeit keine Berücksichtigung fand, ist die Tatsache, daß dieser Glimmerschiefer im NW auf 400 m mächtigem Bundschuh-Paragneis (Kramerbichl, Ebenwald, Bareitwald) auflagert und keineswegs unmittelbar an den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Ainecks anschließt. Der Glimmerschieferzug Nr. 3 bildet also nur eine konforme Einschaltung im Gneis. Seine SE-Grenze stellt keine tektonische Grenzfläche erster Ordnung dar, als welche sie mitunter ohne geologische Feldkenntnis, nur auf Grund der beinahe 100 Jahre zurückliegenden Überlegungen GEYERS gedeutet wurde.

Eine strukturell abweichende Position mit NE fallenden s-Flächen nimmt der aus der Moräne herausragende, 750 m lange Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, 1 km SSW Ebenwaldhütte ein. Der neue Güterweg erschließt hier eine prächtige Wechsellagerung grobschuppigen Granatglimmerschiefers mit Staurolithpseudomorphosen, Para-, Augen-, Aplitgneis und Amphibolit (Abb. 31).

- ④ Nur aus isolierten, vorwiegend NE streichenden Linsen im Bundschuh-Paragneis bestehen die Granatglimmerschieferzüge Schereck-S, Gmeinnock und Weißseite. Die Faltenachsen neigen sich konstant nach SE. Das geologische Kartenbild zeigt eine vielfache Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Paragneis mit Anschwellen und Ausdünnen der einzelnen Lagen.

Die Glimmerschiefer SW und SE Schereck keilen nach NE aus. Die Staurolithpseudomorphosen führenden Granatglimmerschiefer des Gmeinnocks setzen N Größingalm fort. Diejenigen S Bruggeralm

haben eine wahrscheinlich verrutschte Fortsetzung SSW Pfarralm. Am Felskamm N Otthütten sind dem Paragneis in SH. 2015 bis 2025 m zwei Granatglimmerschieferlagen von 8 und 5 m Mächtigkeit eingelagert. Mehrere Vorkommen erschließen die neuen Güterwege an der orographisch linken Weißseite mit Fortsetzung am Gaipabach.

Petrographisch ist der Granatglimmerschiefer des Arbeitsgebietes durch folgende Hauptgemengteile gekennzeichnet:

Granat zeigt unverlegte und verlegte, mitunter spiralförmige Einschlüsse von Opazit, Rutil und Quarz. Skelettgranat kommt vor. Eine Seltenheit stellt boudinierter Granat dar, dessen Zerrspalten durch Chlorit ausgefüllt sind: Fundort am Mitterberg-NE-Hang in SH. 1415 m, am Güterweg W P. 1430 (Probe Se 3070).

Im Gegensatz zum Bundschuh-Paragneis weisen die Granate der gesunden Granatglimmerschiefer meiner Sammlung keinen optisch erkennbaren Zonenbau auf. Sie verhalten sich also wie die Granatkristalle im phyllitischen Granatglimmerschiefer. Eine Ausnahme macht nur die Probe vom Felskamm W Laußnitzsee in SH. 2110 m (Se 3209). Hier beinhaltet der Kern des Granates feinstkörnige, dicht gepackte Opaziteinschlüsse, während der Rand nur wenige und große, vermutlich sammelkristallisierte Opazitkörner umschließt.

Ich möchte mich nicht der genetischen Interpretation anschließen, wonach die Granate des Ainecks (phyllitische Granatglimmerschiefer) alpidische Blasten darstellen (THEINER, 1987, p. 6 und 63), hingegen die der gesunden Granatglimmerschiefer („Priedröfserie“) aus variszischem Kern und alpidischem Randsaum bestünden. Ich halte sämtliche Granatkristalle im Nockgebiet des hier vorliegenden Arbeitsbereiches für vorpermissische Kristalle.

Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Zahlreiche pleochroitische Höfe um Einschlüsse. Mitunter Querbiotit. Muskovit bildet mit großen Scheitern das vorherrschende Schichtsilikat. Auch Quermuskovit. Mitunter feine Hellglimmer-Flitter auf Kosten von Plagioklas. Quarz zeigt stellenweise Böhmsche Streifung.

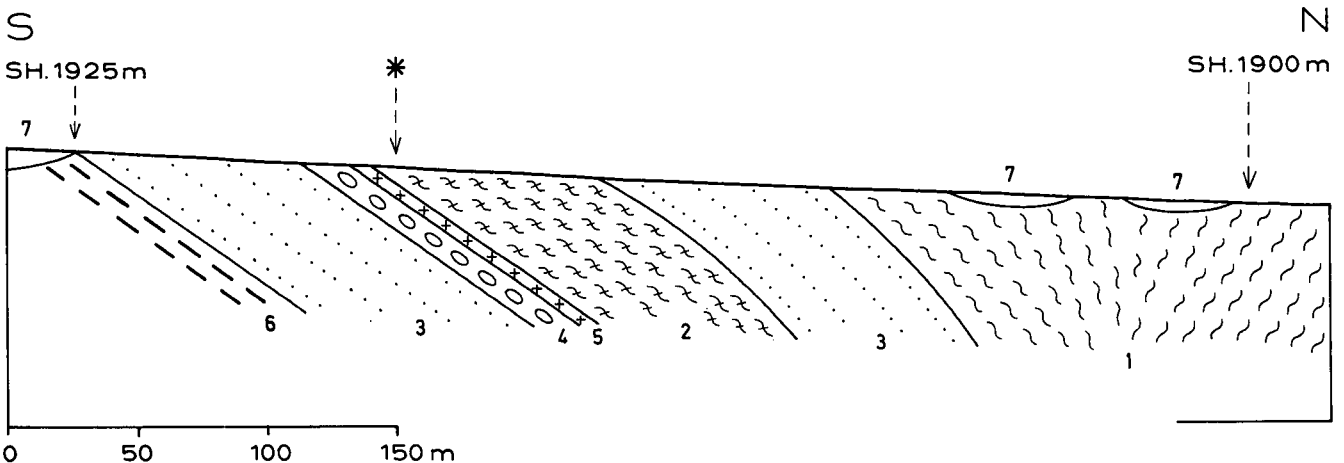


Abb. 31. Wechsellagerung von Bundschuh-Paragneis mit Granatglimmerschiefer. Profil längs des neuen Güterweges am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, SSW Ebenwaldhütte.

1 = Granatglimmerschiefer; 2 = derselbe mit Pseudomorphosen nach Staurolith; 3 = mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis); 4 = Paragneis mit großen Plagioklas-Augen; 5 = Plagioklas-Aplitgneis; 6 = mittelkörniger Amphibolit; 7 = Moräne; Sternsignatur = Vorkommen von 15 mm langen und 5 mm breiten, postkinematisch kristallisierten Turmalinprismen.

Der Plagioklas ist in Form von Plag III, II und I vorhanden. Reste 3 mm großer Oligoklasblasten mit belteroporem Wachstum. Amöboide Ränder umschließen benachbartes Grundgewebe. An ihnen erkennt man stellenweise das Vorherrschen von Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Es wurde 18 % Anorthitgehalt an füllungsfreiem Plag III gemessen (Probe Se 3196, grobschuppiger, recht massiger Granatglimmerschiefer an der Straße St. Margarethen – Pichlern, SH. 1065 m, 250 m SW P. 1087).

In den meisten Proben zeigen die Plagioklase intensiven Kornzerfall (postkristalline Deformation), Trübung infolge schwacher Entmischung und unverlegte Einschlußzüge von Opazit, Rutil, Biotit, Hellglimmer und Quarz. Es fehlen die großen postkinematischen Albitblasten des phyllitischen Granatglimmerschiefers. Die Plagioklase besitzen keinen Zonenbau. An einer einzigen Stelle fand ich normalen einfachen Zonenbau mit Oligoklaskern und Albithülle (an der Straße im Laußnitztal in SH. 1560 m, Se 3176). Die Lokalität befindet sich nahe dem phyllitischen Granatglimmerschiefer, und die Albithülle bedeutet eventuell genetisch ein lokales Übergreifen der Tauernkristallisation.

Accessoria: Chlorit tritt mitunter auch als Hauptgemengteil auf. Sekundär nach Granat, Biotit und als selbständige Neubildung. Ferner: Opazit, Ilmenit, Leukoxen, Rutil, Apatit, Zirkon und Epidot.

Ein häufiges Accessorium ist Turmalin mit Zonenbau (Kern blaugrün, Hülle hell gelbgrün). Große Individuen besitzen zonare Einschlußringe von Opazit (Se 3207, 3209).

Bemerkenswert ist das postkinematische Wachstum des Turmalins.

Bis 25 mm lange und 5 mm breite, unverletzte, also postkinematisch kristallisierte Turmalinsäulen durchspießen den grobschuppigen Granatglimmerschiefer an den Lokalitäten Nur. 1 bis 3 der Abb. 33. Ebenfalls eindeutig nach der differentiellen Durchbewegung des Gesteines gewachsene, zarte, 8 bis 20 mm lange und 1 bis 4 mm breite Turmalinsäulen bedecken ungeregelt wie Eisblumen die s-Flächen des mittelkörnigen Granatglimmerschiefers der Lokalitäten Nr. 4 bis 8.

Quarzit im gesunden Granatglimmerschiefer

Wiederum handelt es sich um einige m mächtige, konkordante Lagen. Sie wurden beobachtet am Mitterberg in SH. 1525 m (biotitreicher Granatquarzit), an der Straßenböschung SE Pichlern (870 m SE P. 1087, Granat-Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarzit, Se 2937) und 550 m NE Kramerbichl.

Das Auftreten von Albit anstelle von Oligoklas dürfte durch den hohen SiO₂-Gehalt des Quarzites bedingt sein.

Aplit-Lagergang in gesundem Granatglimmerschiefer

Ein in der geologischen Karte nicht eingetragener, weil nur 10 cm dicker Lagergang von Aplit befindet sich 350 m ESE Brugg (Liesertal), dort wo der Güterweg den Nebenbach quert.

Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith

Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith wurden im vorliegenden Arbeitsgebiet erstmals vom Verfasser gefunden (ESE Kramerbichl, EXNER, 1980b, p. 179) und das Gestein jedoch damals unzutreffend

als Paragneis bezeichnet. Nunmehr wurden weitere Vorkommen im Granatglimmerschiefer beobachtet und auf der geologischen Karte eingetragen. Reste von frischem Staurolith fehlen. Freisichtig handelt es sich bei den Staurolithpseudomorphosen des Arbeitsgebietes um graue gedrungene Prismen, die an angewitterten Gesteinsflächen als Härtlinge herausragen. Mitunter sind ehemalige Durchkreuzungszwillinge erkennbar. Die Prismen sind meist 10 bis 20 mm lang und 4 bis 6 mm breit. Unter dem Mikroskop zeigen sie die charakteristischen, teils scharf begrenzten, teils deformierten, wirrstrahligen Aggregate 0,008 bis 0,02 mm großer Hellglimmer mit Beimengung von Opazit (Se 3207 bis 3209).

Die auf der geologischen Karte eingetragenen anstehenden Fundorte sind:

- ① Am Karrenweg, 400 m SE Kramerbichl.
- ② Am neuen Güterweg am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, 1 km SSW Ebenwaldhütte, SH. 1925 m Signatur 2 der Abb. 31.
- ③ Am Felskamm W Laußnitzsee, SH. 2110 bis 2130 m.
- ④ Am W-Ufer des kleinen Sees, 300 m SW Gmeinnock.
- ⑤ Am Kamm NNE Größingalm, SH. 1970 m.

In der geologischen Karte nicht verzeichnete Lesesteine weisen auf eine größere Verbreitung dieser Granatglimmerschiefer mit Staurolithpseudomorphosen hin. Solche Lesesteine fand ich:

- ① Am Karrenweg, 370 m S Kramerbichl.
- ② Am Karrenweg WNW Größingalm, 750 m NNE P. 1246.
- ③ Im Blareittal SH. 1740 m.
- ④ Am Karrenweg 300 m W Laußnitzalm.

Zusätzlich fand THEINER (1987, p. 69 und Beilage 3) Staurolithpseudomorphosen im Laußnitztal und am Schreck. Er stimmt mit mir überein, daß die Kristallisation des Stauroliths als vorpermisch und die Verdrängung durch Hellglimmer als alpidisch zu datieren sind.

4.2.3.3.3. Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)

Der im Arbeitsgebiet 1500 m mächtige Gneis streicht vorwiegend NE und fällt mittelsteil nach SE ein. Diese Lagerung sieht man am besten in der Landschaft längs des wasserscheidenden Gebirgskammes Schreck – Schwarzwand – Gmeinnock mit Fortsetzung auf Kartenblatt Radenthein: Kameritzhöhe – Gaipahöhe – Zechnerhöhe. Demnach erfaßt das vorliegende Arbeitsgebiet nur den W-Teil des Gneiskörpers.

Die Wechsellagerung des Gneises mit gesundem Granatglimmerschiefer im 100 m- und 10 m-Bereich kann aus dem geologischen Kartenbild abgelesen werden. Sie läßt sich stellenweise auch im m- und cm-Bereich beobachten (z. B. Lokalität 600 m WSW Schwarzwand). Gradierte Schichtung fand ich im Arbeitsgebiet nicht. Übergänge von Gneis zu Glimmerschiefer scheinen eher auf Randgebiete beschränkt zu sein und wurden in solchen außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes S Tamsweg von THIELE (1961, p. A79) und in Glimmerschiefern des Bereiches Innerkrams von PISTOTNIK (1971, p. 9–14) beobachtet.

Der Gneis zeigt häufig eine Wechsellagerung leukokrater Quarz-Plagioklas-reicher mit melanokraten Biotit-reichen Lagen. Die zuletzt Genannten sind mitunter

als monomikte Biotitschiefer ausgebildet (z. B. Lokalität am neuen Güterweg ESE Bruggeralm in SH. 1840 m). Der Gneis führt beinahe stets Granat, was auf Al_2O_3 -Überschuß des Sediment-Eduktes schließen läßt. Es fehlen quergreifende Aplite und Pegmatite. Sehr selten sind konkordante aplitische Mobilisate in glimmerreichen Partien (z. B. Lokalität am neuen Güterweg NNW Pfarralm in SH. 1665 m). Häufig beobachtet man jedoch Blasten von Plagioklas-Knoten und Plagioklas-Augen, deren größere Gesteinsvorkommen in der geologischen Karte eingetragen sind und auch eigens beschrieben werden (siehe unten!). Bis 1 m dicke Quarzlagergänge und -Boudins (Knauern) sind zahlreich. Mitunter führen sie Feldspat und nehmen einen pegmatoiden Charakter an. Querklüfte (ac-Klüfte) findet man mit bis zu 0,8 m mächtigem Gangquarz mit begleitendem Bergkristall ausgefüllt (z. B. Lokalität Rupenhöhe-E-Kamm in SH. 2050 m).

Die angeführten feldgeologischen Beobachtungen weisen das Gestein als Paragneis aus. Sonderbar und z. B. von den mir wohlbekannten Paragneisen des niederösterreichischen Waldviertels, der Schobergruppe und der Hohen Tauern verschieden ist die Tatsache der über weite Strecken verblüffend gleichmäßigen und

recht massigen Beschaffenheit des vorliegenden Paragneises. Er bleibt mit wenigen Ausnahmen stets mittelkörnig, zeigt Haupt-s und Lination (= Faltenachse). Aber seine relativ massigen Partien spalten klavvoll unter dem Hammerschlag zu regelmäßig begrenzten Parallelepiped, ähnlich mittelkörnigem Quarzdiorit, mit dem man das Gestein zumindest im Handstückbereich auch verwechseln könnte. Diese massigen Gesteinspartien sind im Streichen als frischer Fels längs der derzeitigen Güterwegaufschlüsse des Arbeitsgebietes weit verbreitet und eindrucksvoll. Mag diese gleichmäßige Beschaffenheit des recht mächtigen Paragneises mit der beträchtlichen Absenkung und Sedimentanhäufung eines voralpidischen Flyschtroges zu erklären sein? Eine derartige geotektonische Position des Bundschuh-Paragneises vermuten FRISCH et al. (1984, p. 57).

Die Hauptlineation (Elongation der Gesteinsgemengteile und zugleich Faltenachse) ist vorwiegend nach SE geneigt. Eine jüngere Knitterungsachse streicht NE. Es ist ein wesentliches tektonisches Ergebnis, daß diese Richtungen mit jenen des angrenzenden Tauernfensters übereinstimmen. Mit dieser beobachteten Tatsache möchte ich aber keine voreiligen tektonogeneti-

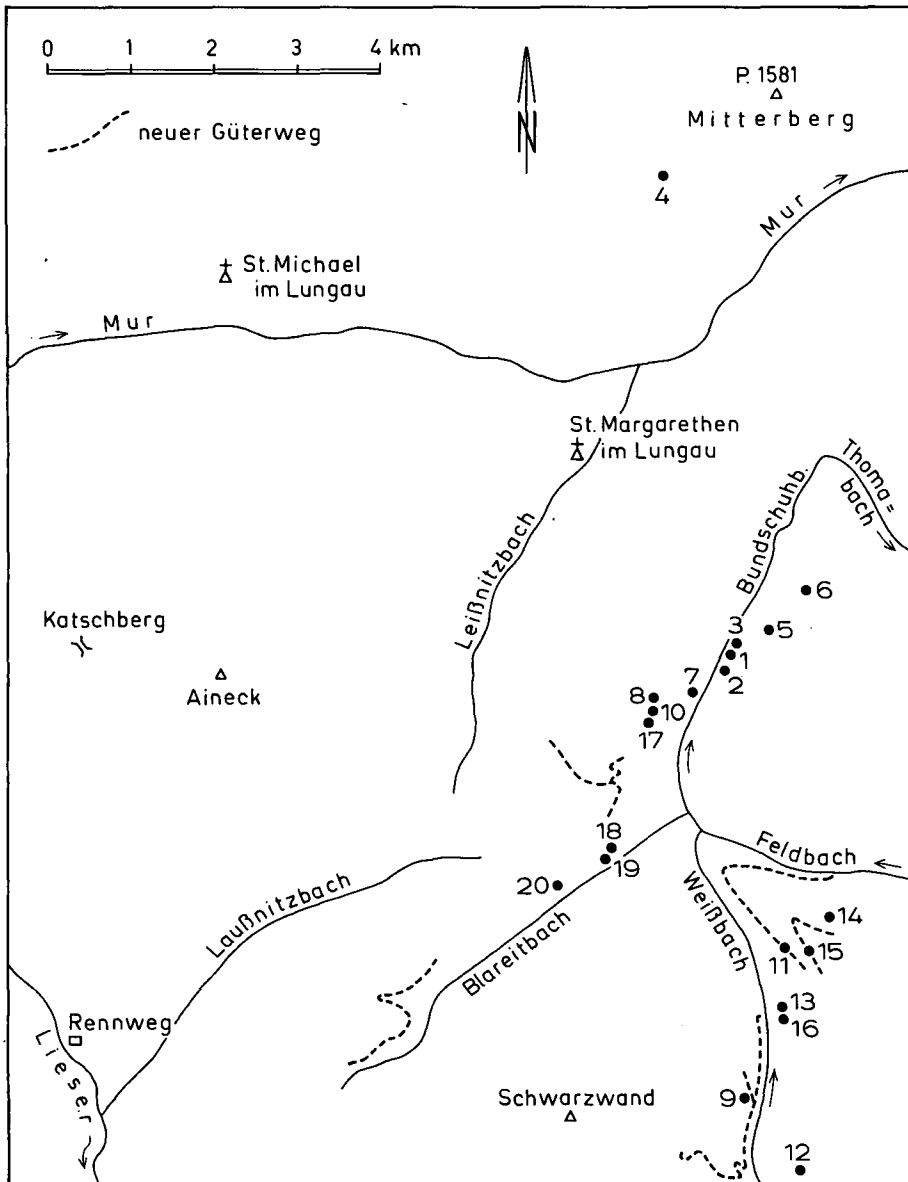


Abb. 32.

Die Herkunft der untersuchten Proben des Bundschuh-Paragneises.

1 = Güterweg längs des Bundschuhbaches, Probe „D“ in EXNER (1980b, p. 182); 2 = ebenda, Probe „E“; 3 = ebenda, Probe „C“; 4 = Mitterberg-SW-Kamm (SH. 1410 m); 5 = Poschwald-Güterweg N-vergente Kurve in SH. 1380 m; 6 = ebenda (SH. 1430 m); 7 = Ortschaft Bundschuh, orographisch linker Bergfuß, W Brücke P. 1246; 8 = Güterweg an der Greinwald-SE-Flanke (SH. 1495 m); 9 = neuer Güterweg, 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 10 = SH. 1480 m, E P. 1538; 11 = neuer unterer Güterweg der Heubachrücken-S-Flanke (SH. 1615 m); 12 = NNE Größingalm (SH. 1980 m); 13 = Güterweg W Gaipabach (SH. 1625 m); 14 = Güterweg der Heubachrücken-N-Flanke, W vom Bach, der E P. 1438 in den Feldbach mündet; 15 = neuer oberer Güterweg der Heubachrücken-S-Flanke (SH. 1715 m); 16 = S Grallalm (SH. 1625 m); 17 = Güterweg E P. 1538; 18 und 19 = Güterweg im Blareitwald, Abb. 34, Signatur 2; 20 = Güterweg von Bonnerhütte zum Blareitbach (SH. 1640 m).

schen Kurzschlüsse fabrizieren. Dazu ist das vorliegende Arbeitsgebiet im Bundschuh-Paragneis zu klein. Die Erstellung eines Achsenplanes des gesamten Gneiskörpers einschließlich der E angrenzenden Gebiete des Bundschuh-Paragneises ist abzuwarten.

Die erwähnte Achsenüberprägung sieht man am Schereck und bei den Otthütten.

Es wurde gemessen im Paragneis N Schereckgipfel: s: 55/35 SE, Lineation alt (Elongation der Feldspat-Glimmer-Zeilen): 122/32 SE, Lineation neu (Achse der Knitterung): 60/horizontal. Ferner im Paragneis der Otthütten: s: 43/36 SE, Lineation alt (Elongation der Gemengteile): 130/32 SE, Lineation neu (Achse der Knitterung mit 1,5 cm Wellenlänge): 54/18 NE.

Beobachtete Falten im Paragneis weisen Amplituden von 0,1 bis 5 m auf. Die zugehörigen Faltenachsen zeigen, wie oben bereits erwähnt, SE-Streichen. Folgende Werte wurden an folgenden Lokalitäten gemessen:

- ① 140/horizontal an Bundschuhstraße S Palzenberger.
- ② 113/20 SE ebenda, S Johns.
- ③ 110/15 SE am Güterweg längs Bundschuhbach, 100 m S Bildstock.

- ④ 148/20 SE am Güterweg NE Draxlalm.
- ⑤ 130/28 SE am neuen unteren Güterweg des Heubachrückens in SH. 1470 m.
- ⑥ 110/16 SE Güterweg der Greinwald-SE-Flanke in SH. 1480 m, E P. 1538. NNE-vergente Falten mit 2 m Amplitude.

Eine abweichende Lagerung mit NW fallenden s-Flächen nimmt der Paragneis im unteren Abschnitt des Bundschuhales ein. Er fällt hier unter die Granatglimmerschiefer von Pichlern. Erst eine geologische Untersuchung des Schwarzenberges wird diese Struktur erklären können.

Beschränkt man den Begriff: Bundschuh-Paragneis auf den Gneis W des „Wölzer Glimmerschiefers“ von Ramingstein und Mislitztal (Fenster von Ramingstein nach TOLLMANN (1977, p. 314 und Abb. 98), so liegen petrographische Beschreibungen des Bundschuh-Paragneises bisher nur aus dem südlichen Grenzkamm zur Lieser und Krems vor. Sie wurden von THURNER (1929, p. 159–162), PISTOTNIK (1971, p. 7–9) und THEINER (1987, p. 11, 69–86) erbracht. Mit der Untersuchung des Paragneises im eigentlichen Bundschuhaal habe ich in früheren Jahren begonnen (EXNER,

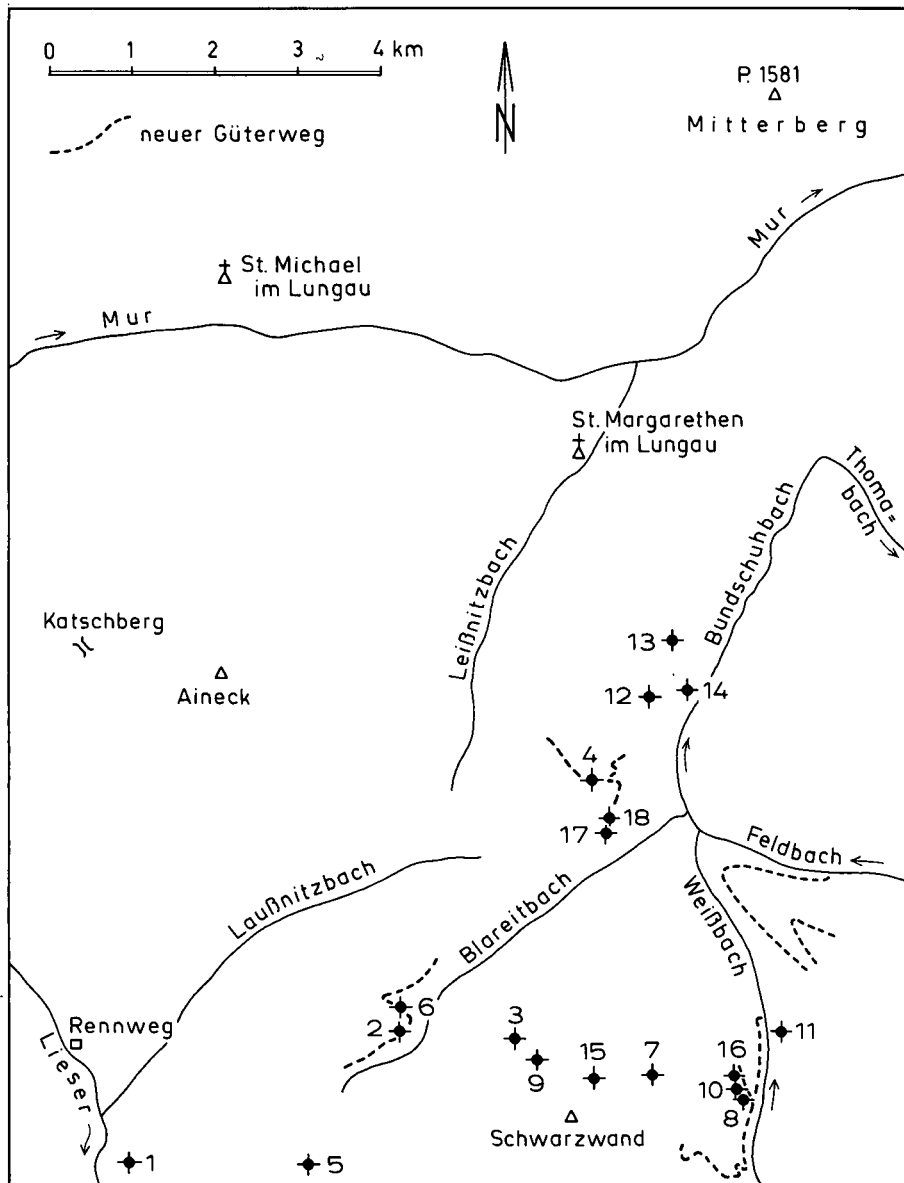


Abb. 33.

Fundorte postkinematisch kristallisierten Turmalins in folgenden Gesteinen des Nockgebietes: Granatglimmerschiefer (Fundpunkte 1–8), Biotit-Plagioklas-Gneis (9–15), Phyllonit nach selbigem (16), Paragneis mit Plagioklas-Knoten (17) und Paragneis mit Plagioklas-Augen (18).

1 = Güterweg im Liesertal, 350 m ESE Brugg; 2 = neuer Güterweg SSW Ebenwaldhütte, Abb. 31, Signatur 2; 3 = Felskamm W Laußnitzsee (SH. 2110 m); 4 = neuer Güterweg, 150 m E Fingerlosalm; 5 = Turnhöhe-SW-Flanke (SH. 2015 m); 6 = neuer Güterweg, 800 m SSW Ebenwaldhütte (SH. 1870 m); 7 = Kamm NE Otthütten (SH. 2115 m); 8 = neuer Güterweg 350 m NNW Pfarralm (SH. 1665 und 1690 m); 9 = Felsoberkante S Laußnitzsee (SH. 2160 m); 10 = 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 11 = Güterweg W Gaipabach (SH. 1600 m); 12 = Güterweg an der Greinwald-SE-Flanke (SH. 1495 m); 13 = ebenda (SH. 1525 m); 14 = Ortschaft Bundschuh, orographisch linker Bergfuß, W Brücke P. 1246; 15 = Kamm 500 m NW Otthütten (SH. 2150 m); 16 = 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 17 = Güterweg Blareitwald, Abb. 34, Signatur 3; 18 = ebenda, Abb. 34, Signatur 4.

1980b, p. 182–183) und gebe nun auf Grund neuer Aufschlüsse und dementsprechender Beprobung (Abb. 32 und Tabelle 1) eine Übersicht der Hauptgemengteile:

Granat tritt in sehr zahlreichen, aber kleinen Körnern (<1 mm Ø) auf, fehlt beinahe niemals und ist jedoch freisichtig kaum wahrnehmbar. Idiomorphe Ausbildung, auch Korrosionsränder, Skelett- und Atollgranat. Sekundäre Umwandlung zu Biotit und Chlorit (Anreicherung im Druckschatten). Einschlüsse von Opazit, Quarz, Rutil, Apatit und Klinozoisit mit Piemontit. Häufig Zonenbau mit einschlußreichem Kern und einschlußfreier Hülle. Doch gibt es Proben, in denen der Granat keinen Zonenbau aufweist (Se 3183, 3186, 3197).

THEINER (1987, p. 50–54, 121) hat den Zonenbau auch geochemisch nachgewiesen (Zonierung der chemischen Elemente und deren Konzentration). Seine Interpretation, daß der Granatkern variszisch, die Hülle alpidisch kristallisierten, scheint mir auf schwachen Beinen zu stehen. Keineswegs habe ich in meinem Schliffmaterial beobachten können, daß die Granathülle sekundär auf Kosten des Biotites wächst, was nach THEINER (l. c., p. 83) ebenfalls ein alpidischer Vorgang sei.

Biotit ist reichlich vorhanden. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun und großer Reichtum an pleochroitischen Höfen um radioaktive Einschlüsse. Der Biotit bildet 1 bis 3 mm große Einzelschuppen im leukokraten Gesteinstypus oder zusammenhängende Lagen im melanokraten Typus. Querbiotit erreicht stellenweise 7 bis 8 mm Ø (NE Otthütten in SH. 1760 m und am neuen unteren Güterweg des Heubachrückens in SH. 1540 m).

Chlorit ist meist nur Accessorium, selten Hauptgemengteil. Teils erkennt man im Dünnschliff seine sekundäre Entstehung aus Granat und Biotit, teils handelt es sich um selbständige Individuen als Neubildungen.

Hellglimmer tritt an Menge und Größe gegenüber Biotit sehr zurück. Er zeigt sich mitunter nur als sekundärer Flitter in oder um Plagioklas. Er kann auch ganz fehlen. Häufig ist Parallelverwachsung mit Biotit. Auch Quer-Hellglimmer kommt vor.

Plagioklas ist stets in reichlicher Menge vorhanden, jedoch meist kornertrümmert (granuliert), was die Bestimmung seines Anorthitgehaltes recht schwierig macht (Tabelle 1). Gemessen wurde hauptsächlich Oligoklas mit 20 bis 27 % An, selten Andesin und nur in einer Probe Albit. Vorhanden sind Plag III, II und I. Selten findet man unverletzte xenomorphe Großblasten von Plag III, welche von der Kornertrümmung verschont wurden. Sie zeigen vorherrschendes Periklin-Zwillingsgesetz und amöbenförmigen Rand. Teils sind sie reich an unregelmäßigen Einschlüssen der übrigen Gemengteile (Poikiloblasten). Teils enthalten sie unverletzte Einschlußzüge derselben (Rollo-Oligoklas, Se 3199).

Im allgemeinen fehlt Zonenbau. Als Ausnahme wurden einfacher normaler Zonenbau (Se 3199, 3201), Zonenbau unbestimmbar Charakters (Se 3197) und nur in einer Probe einfacher inverser Zonenbau beobachtet (Se 2017).

Die Plagioklase sind in der Regel frei von Fülle. Das Korn ist meist klar, mitunter durch Trübung und feine Flitter von anscheinend hauptsächlich Hellglimmer und seltenem Klinozoisit durchsetzt. Gefüllten Plagioklas weisen nur 2 Proben auf. Und zwar kommt Füllungstyp A in leukokraten (Se 3189) und Typ B in melanokraten, stark geschiefertem Paragneis (Se 3201) vor.

Tabelle 1.

Bestand der Haupt- und Nebengemengteile in den untersuchten Proben des Biotit-Plagioklas-Paragneises.
x = Hauptgemengteil; - = Nebengemengteil; 0 = fehlender Gemengteil.

Fundort-Nr. (Abb. 32)	Probe-Nr.	Granat	Biotit	Chlorit	Hellglimmer	Plagioklas	Quarz
1	2016	x	x	x	x	x	x
2	2017	x	x	-	x	x 40 und 48 % An	x
3	2021	x	x	-	x	x 20 % An	x
4	3067	x	x	x	-	x	x
5	3174	x	x	-	x	x	x
6	3175	x	x	-	x	x	x
7	3182	x	x	-	-	x 20 % An	x
8	3183	x	x	-	-	x 20 % An	x
9	3184	x	x	-	x	x 24 % An	x
10	3186	x	x	-	x	x 24 % An	x
11	3187	x	x	0	0	x	x
12	3188	x	x	x	0	x	x
13	3189	x	x	-	-	x 27 % An	x
14	3190	x	x	-	-	x 2 % An	x
15	3191	0	x	x	x	x	x
16	3192	x	x	-	-	x	x
17	3197	x	x	-	x	x 21 % An	x
18	3199	x	x	x	x	x 23 % An	x
19	3200	x	x	-	x	x	x
20	3201	x	x	-	x	x 31 % An	x

Absolut fehlt Kalinatronfeldspat.

Somit lassen die Feldspat-Ausbildungen die genetische Schlußfolgerung zu, daß ein ursprünglich sandig-toniges Sediment Oligoklasbastese und sekundäre Kornzerkleinerung ohne Einwirkung epimetamorpher Kristallisation (Albitblastese) erfuhr.

Quarz ist neben Biotit und Plagioklas der wichtigste Gemengteil des Gesteines. Seine Ausbildung ist xenomorph, undulös und verzahnt. An glatten Grenzflächen sind aber auch Tripelpunkte ausgebildet. Eine extreme Kaltreckung fehlt. Der Kornzerfall ist geringer als bei Plagioklas. Böhmsche Streifung kommt vor.

Accessoria: Opazit, Ilmenomagnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit (selten), Apatit (mit violettem Kern von 0,07 bis 0,12 mm Ø und mit farblosem Rand von 0,03 bis 0,05 mm Breite, Se 2017, 3187, 3188, 3191), Zirkon (0,1 mm, sowohl als Einschluß in Biotit, als auch außerhalb desselben), Turmalin (siehe unten!), Epidot, Piemontit und Klinozoisit (beschränkt auf Mikrolithen im Plagioklas).

Der Reichtum an Rutil, Zirkon und pleochroitischen Höfen und radioaktive Einschlüsse in Biotit sowie das Zurücktreten von Titanit unterscheiden den Bundschuh-Paragneis von Tauerngneisen.

Turmalin tritt als mikroskopisches Accessorium und auch häufig in Form großer unverletzter, freisichtig sehr auffallender Säulen im Biotit-Plagioklas-Gneis auf. Die Fundorte der zuletzt Genannten sind in Abb. 33, Punkte 9–15 dargestellt. Diese, eindeutig postkinematisch gesproßten Turmalinsäulen erreichen 23 mm Länge und 3 mm Breite (Fundpunkt Nr. 9). Meist sind sie 10 mm lang und 0,7 mm breit. Sie bedecken unregelmäßig die s-Flächen.

Phyllonit nach Paragneis

Verhältnismäßig selten durchsetzen intensive Bewegungszonen den Paragneis und deformieren und rekristallisieren ihn zu Phyllonit. Eine 10 m mächtige Phyllonitzone bedingt die Ebenheit am Heubachrücken in SH. 1735 m und kann mit intensiver Faltung und Übergängen zum verschonten Paragneis am neuen Güterweg studiert werden.

Geringer mächtig ist der Phyllonit am neuen Güterweg 425 m NNW Pfarralm, in SH. 1690 m (Fundpunkt Nr. 16 der Abb. 33). Dieses Gestein (Se 3181) führt als Hauptgemengteile Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Als Accessoria treten auf: Granat (sehr wenig), Biotit (Pleochroismus farblos bis rehbraun, also bereits gebleicht, epimetamorph verändert), Plag I (sehr wenig), Opazit, Rutil und Apatit. 13 mm lange und 2 mm breite, unverletzte Turmalinsäulen bedecken unregelmäßig das ebenflächige Haupt-s. Der Turmalin kristallisierte somit erst nach der Deformation des Gesteines.

4.2.3.3.4. Paragneis mit Plagioklas-Knoten

Der mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis (siehe oben) geht kontinuierlich in gröberkörnigen, reichlicher Hellglimmer führenden Biotitgneis mit auffallenden Feldspatknotten (Plagioklas) über, den ich Paragneis mit Plagioklas-Knoten nenne („Feldspatknötchengneis“ nach THEINER, [1987, p. 11]).

Die zahlreichen, oft nahe aneinanderlagernden, farblosen, rundlichen bis linsenförmigen, 2 bis 8 mm gro-

ßen Plagioklaskristalle (Oligoklas bis Andesin) erweisen sich unter dem Mikroskop als einschlußreiche Blasten mit nachträglicher Kornzertrümmerung. Ihre Ausbildung entspricht der bereits oben im gewöhnlichen Bundschuh-Paragneis beschriebenen. Nur sind sie im vorliegenden Gestein größer. Sie treten besonders reichlich auf und bedingen den erbsen- oder knotenförmigen Aufbau des Gesteines.

Feldgeologisch bildet der Paragneis mit Plagioklas-Knoten geringmächtige Lagen (0,5 bis 30 m), die sich ohne scharfe Grenze im gewöhnlichen Bundschuh-Paragneis befinden. Mitunter beobachtet man auch Übergänge zum Granatglimmerschiefer, z. B. bei „m“ und „b“ des Wortes „Kramerbüchl“ und am Felskamm W Laußnitzsee. Anstehende Vorkommen wurden in der geologischen Karte eingetragen. Als Bergsturzblockwerk findet sich das Gestein an der Kramerbüchel-W-Flanke und im Tal der Weißseite E P. 1580.

Mikroskopisch wurden 7 Proben des Paragneises mit Plagioklas-Knoten aus den anstehenden Vorkommen des Arbeitsgebietes untersucht.

Granat bleibt zumeist klein und zeigt häufig einschlußreichen Kern und einschlußfreien Randsaum. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Reich an pleochroitischen Höfen um radioaktive Einschlüsse. Chlorit ist meist Accessorium und nur in einer Probe als Hauptgemengteil vorhanden. Hellglimmer bildet große Scheite mit Polygonalfalten und Inselgefüge. Er ist in großer Menge vorhanden, auch mit Biotit parallel verwachsen und baut auch Querglimmer auf. Quarz zeigt keine extreme Kaltreckung.

Die Plagioklas-Großindividuen sind, wie eingangs erwähnt, Oligoklas-Andesin-Xenoblasten mit 31 bis 33 % An (gemessen in den Proben Se 3203 und 3205). Sie werden häufig lidförmig von Hellglimmer und Biotit eingehahmt. Sie weisen weder Zonenbau, noch Entmischungsfülle, mitunter jedoch schwache Trübung auf. Plag III, II und I. Sie sind entweder als Poikiloblasten (mit zahlreichen unregelmäßig eingeschlossenen der übrigen Gemengteile), oder auch als Rollo-Plagioklas (mit nicht verlegten Einschlußzügen, besonders von Opazit) ausgebildet. Meist zeigen sie Kornzerfall (Granulation). Dabei sind Übergänge von beginnender zu intensiver Granulation bei Erhaltung der Umrißform der großen Xenoblasten beobachtbar. Dann erfolgt Vertriftung parallel s des Gesteines zu linsenförmigen Plagioklas-Kleinkornaggregaten.

Nur die Kleinkörner bestehen mitunter aus Albit (0 % An, gemessen in Probe Se 3167) und weisen Fülle vom Typus B auf. An den Kleinindividuen wurde selten (Se 3203, 3205) ein normaler einfacher Zonenbau beobachtet.

Zusammenfassend läßt sich aus der Plagioklas-Ausbildung im Paragneis mit Knoten schließen, daß ältere Andesin-Blasten durch mechanische Beanspruchung kornzertrümmert wurden. Im Kleinkornpflaster vollzog sich dann geringfügige sekundäre Albitblastese (Epimetamorphose).

Accessoria: Opazit, Ilmenit, Chlorit (sekundär nach Granat und Biotit; mitunter selbständige Neubildung mit Quer-Chlorit), Rutil, Apatit, Turmalin (5 mm lange Blasten, postkinematisch kristallisiert, Fundort Nr. 17 in Abb. 33). Zirkon, Epidot und Klinozoisit (zusammen mit Hellglimmer in der seltenen Plag-Fülle).

Es fehlt Kalinatronfeldspat.

4.2.3.3.5. Paragneis mit Plagioklas-Augen

Dieser sehr auffallende Gesteinstypus ist bereits aus östlich benachbarten Regionen bekannt (EXNER, 1980b, p. 183) und wurde nun auch im vorliegenden Arbeitsgebiet anstehend gefunden.

Die Plagioklas-Augen sind 10 bis 20 mm lang und 5 bis 10 mm breit. Wiederum handelt es sich um Oligoklas bis Andesin. Die sekundäre Kornzertrümmerung ist mit freiem Auge erkennbar, da einheitliche Spaltflächen selten auftreten. Auch den Reichtum der Augen an Fremdeinschlüssen beobachtet man schon mit freiem Auge. Das grobkörnige Gestein zeigt mehrere mm großen Biotit, Hellglimmer und Quarz. Der Granat ist mikroskopisch ebenfalls als ein Hauptgemengteil vorhanden, aber mit freiem Auge nicht sichtbar. Turmalin überwächst postkinematisch als Accessorium mit bis 12 mm langen und 2,5 mm breiten Säulen die Plagioklas-Augen und das übrige Gesteinsgefüge (Fundort Nr. 18 der Abb. 33).

Die Mächtigkeit der in der geologischen Karte eingetragenen anstehenden Vorkommen beträgt nur 2 bis 20 m. Es handelt sich um Lagen, die konkordant aus dem Paragneis und Knotengneis hervorgehen, aber auch häufig mit Granatglimmerschiefer assoziiert sind. Reichlicher Glimmergehalt des Gesteines scheint das blastische Wachstum großer Feldspat-Einkristalle zu fördern. Analoges beobachtet man bezüglich der Knaf-Großblasten an den Rändern der Zentralgneiskeerne gegen Glimmerschiefer der Hohen Tauern.

Die prächtigste Entwicklung zeigt der Paragneis mit bis 20 mm großen Plagioklas-Augen bei der Peintleralm im Einzugsbereich der Lieser (Felswände und Bergsturzblockwerk). Die mehrfachen Einlagen im Paragneis lassen sich gut im Umkreis der Rupenhöhe studieren. Augenbildung an der Grenze zum Granatglimmerschiefer belegen die Vorkommen im Tal der Weißseite (Brugger-, Untere Tonibauer- und Untere Grillhoferalm).

Der mikroskopische Mineralbestand entspricht dem des Paragneises mit Plagioklas-Knoten (siehe oben!). Wieder spielt Hellglimmer neben Biotit eine wichtige Rolle. Granat weist häufig den bekannten Zonenbau auf. Im Quarz kommt mitunter Böhmsche Streifung vor. Es fehlt absolut Kalinatronfeldspat.

Der Anorthitgehalt des Plagioklases beträgt 33 bis 29 % (gemessen in den Proben Se 3168 und 3202). Plag III, II und I. Kein Zonenbau und im allgemeinen füllungsrei. Die xenomorphen Großindividuen (Augen) sind teils Poikiloblasten, teils Rollo-Plagioklase. Beide weisen sehr reichlich Einschlüsse der übrigen Gemengteile auf. Zerfall zu Kleinkornpflaster. In diesem kommt selten Fülle vom Typus B vor.

Plagioklas-Aplitgneis

Das mittelkörnige leukokrate, bloß 1 m mächtige Gestein wurde nur an einer Lokalität (Abb. 31, Signatur 5) gefunden. Es bildet eine konforme Lage zwischen Paragneis mit Plagioklas-Augen und Glimmerschiefer. In die geologische Karte wurde das winzige Vorkommen nicht eingetragen.

Haupt- und Nebengemengteile entsprechen denen des Biotit-Plagioklas-Gneises, jedoch mit starker Beteiligung des Hellglimmers und Vorherrschen von Albit (0 % An, gemessen in Probe Se 3171). Es handelt sich um leistenförmige bis xenomorphe Großindividuen und Granulate vom Typus Plag III, II und I mit Fülle vom Typus A. Kalinatronfeldspat konnte nicht nachgewiesen werden.

Genese: Aplitisches Mobilisat.

4.2.3.3.6. Amphibolit

Er bildet 1 bis 20 m mächtige Lagen im gesunden Granatglimmerschiefer und in den westlichen Randpartien des Paragneises. Die eigentliche Hauptmasse des Bundschuh-Paragneises führt keinen Amphibolit. Die Vorkommen im phyllitischen Granatglimmerschiefer wurden bereits oben behandelt!

In der Lieserbogen-Gebirgsgruppe streicht ein markanter Amphibolitzug aus der Gegend des Stubecks und Hirnecks nach NE in Richtung Rennweg (EXNER, 1980b, Abb. 2 und geologische Karte der Hafnergruppe). Im vorliegenden Arbeitsgebiet stellen sich in annähernd streichender Fortsetzung vereinzelte kleine Amphibolitvorkommen E Rennweg ein: Eine 6 m mächtige Biotit-Amphibolitlage im Granatglimmerschiefer 15 m E Autobahnbrücke P. 1122. Ferner in einer verrutschten Paragneis-Felspartie E Laußnitz der von NOWOTNY (1976, p. 19–24) petrographierte und chemisch analysierte, 8 m mächtige Granat-Biotit-Amphibolit und das Vorkommen SSE Zickerhütte (l. c., Beilage 1). Reichliche Granatamphibolitgeschiebe im Alluvium des Laußnitzbaches zeigen Fortsetzungen an, deren Fels bisher nicht aufgefunden werden konnte.

Dann setzen in annähernd streichender NE-Fortsetzung ein subanstehender mittelkörniger Amphibolit am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg (Abb. 31, Signatur 6) und ein mächtiges Blockfeld von Granatamphibolit SW Laußnitzalm ein. In NE-Richtung folgen die Amphibolitzüge in Granatglimmerschiefer am Güterweg E Bonnerhütte und im Paragneis des Blareitwaldes (Abb. 34, Signatur 5).

In NNE-Fortsetzung N Mur erreicht am Mitterberg feinkörniger Biotit-Epidot-Amphibolit bei dem verlassenen Bauernhof Kreil 20 m Mächtigkeit. Die Felswand wird von Granatglimmerschiefer umschlossen. Die

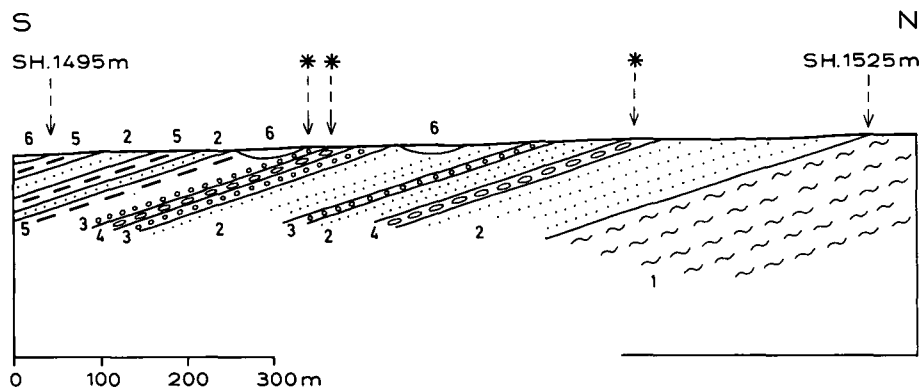


Abb. 34. Profil längs des Güterweges im Blareitwald. Lagerung von Paragneis auf Granatglimmerschiefer. Schleifender Profilschnitt zur Streichrichtung.

1 = Granatglimmerschiefer; 2 = mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis); 3 = Paragneis mit Plagioklas-Knoten; 4 = Paragneis mit großen Plagioklas-Augen; 5 = mittelkörniger Granatamphibolit; 6 = Gehängeschutt; Sternsignatur = Vorkommen 4–12 mm langer, postkinematischer Turmalinblasten.

höchste Erhebung des Mitterberges stellt der Höhenbühel dar. Sein WSW-Kamm ist durch subanstehenden Granat-Biotit-Amphibolit innerhalb von Granatglimmerschiefer, sein ENE-Kamm durch kleinkörnigen Amphibolit in Paragneis ausgezeichnet. Östlich des vorliegenden Arbeitsgebietes treten am Mitterberg die von HEINRICH (1977, p. 305–306 und Tafel 1) gefundenen und bearbeiteten amphibolitischen Gesteine auf.

Petrographisch bemerkenswert ist der niedrige Anorthitgehalt des Plagioklases im Amphibolit (NOWOTNY, 1976, p. 19–20). Ich kann das bestätigen. Die von mir untersuchten Proben einer leuko- und einer melanokraten Partie von mittelkörnigem Granatamphibolit am Güterweg des Blareitwaldes (Abb. 34, Signatur 5) ergaben Albit mit 2 bis 4 % An (Se 3193, 3194). Es handelt sich um biotitfreien (leukokraten) bis wenig Biotit führenden (melanokraten), quarzhaltigen Granatamphibolit mit reichlich blaugrünem Amphibol. Der meist xenomorphe Albit (Plag III, II und I) zeigt keinen Zonenbau, ist ungefüllt und bildet auch einschlußreiche Großblasten.

Genetisch erklärbar erscheint die Sachlage, wenn man annimmt, daß im Amphibolit Ca zur Hauptsache im Amphibol, jedoch in den umgebenden Glimmerschiefern und Paragneisen im Plagioklas (Andesin bis Oligoklas) gebunden wird.

4.2.3.3.7. Orthogneis mit großen Augen von Kalinatronfeldspat

Vom sogenannten Bundschuh-Orthogneis gibt es im Arbeitsgebiet nur ein Vorkommen, und zwar S Rennweg, in der SW-Ecke der geologischen Karte.

Das Gestein ist ein grobkörniger Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarz-Gneis mit 3 cm langen und 1 cm breiten, teilweise schachbrettabitisierten Knaf-Augen. Es handelt sich um einen prächtigen B-Tektonit mit Rotation um mittelsteil SE-geneigte Achse mit Faltenamplituden von einigen Metern, ausgeprägten Phyllonit-Scherflächen und ac-Klüften mit Bergkristall. Die Mächtigkeit beträgt 100 m. Er baut die Steinwand auf, nämlich die landschaftlich auffallende, isoklinale Felswand S Rennweg. Er liegt über dem phyllitischen Granatglimmerschiefer von Liesenalm – Krangl und verschwindet bei Brugg unter dem gesunden Granatglimmerschiefer. Er bildet die kontinuierliche Fortsetzung des Orthogneises des Burgstallberges P. 1938 auf dem benachbarten Kartenblatt Radenthain (EXNER, 1980b, p. 185–186).

Eine Probe vom Güterweg SW Krangl, SH. 1290 m (Se 3148) zeigt als vorherrschenden Feldspat Knaf mit harter Mikroklingitterung, Fleckenperthit, beginnender Umwandlung und fertigem Schachbrettabit. Myrmekit fehlt. Plagioklas bleibt klein und an Menge zurücktretend.

Gemessen wurde 1 % Anorthitgehalt. Plag III, II und I, nicht zonar und ohne Fülle. Nur schwache Trübung. Biotit ist reichlich und groblättrig (3 mm Ø) vorhanden. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Primär magmatische Einschlüsse von Zirkon und von typisch geregelt eingelagerten, gedrungenen Apatitsäulchen von 0,1 mm Länge und 0,05 mm Breite. Teilweise sekundäre Umwandlung des Biotits zu Chlorit unter Ausscheidung von Opazit und Rutil. Hellglimmer bildet mehrere mm große Blättchen und ist ebenfalls reichlich vorhanden. Er zeigt keinen Pleochroismus. Quarz: Xenomorph.

Accessoria: Opazit, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot und sekundäres Karbonat mit Limonit.

Zur Genese: Der primär magmatische Charakter des Gesteines konnte sich im vorliegenden mächtigen, kompetenten Gneiskörper besser erhalten (rotbrauner Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen) als in geringmächtigen Orthogneislamellen (Phengit-Mikroklin-Albit-Quarz-Gneise) außerhalb des vorliegenden Kartenblattes (EXNER, 1967, p. 104). Der Orthogneis der Stein-

wand bietet wiederum ein Beispiel für die selektive Wirkung der alpidischen retrograden Metamorphose. Die unterlagernden Glimmerschiefer wurden phyllonitisiert. Der mächtige kompetente Orthogneiskörper bewahrte jedoch voralpidische Relikte.

Pegmatit

Obiger Augengneis enthält am linken Ufer der Lieser bei Brugg einen 15 cm dicken, boudinierten Pegmatit-Lagergang. Wegen der Kleinheit des Vorkommens nicht in der geologischen Karte eingetragen.

4.2.3.3.8. Metamorpher granodioritischer Lagergang

Der Lagergang befindet sich im Granatglimmerschiefer. Er ist 8 m mächtig, steht steil und streicht N 40 E. Er bildet die Härtlingsrippe im Bachbett in SH. 1625 m, 850 m ESE Kapelle Atzensberg (SE Rennweg).

Das mittelkörnige leukokrate, recht kompakte Gestein läßt flächiges Parallelgefüge der 1 mm großen Biotite, der dünnen grauen Quarzreihen und bis 4 mm langen, farblosen Feldspatinseln erkennen.

Mikroskopisch (Se 3172) bildet der Biotit dicke einsprenglingsartige Leisten mit orientiert eingeschlossenen 0,25 mm langen und 0,1 mm breiten Apatitkristallen. Der Biotit besitzt Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Er ist sekundär gequält, korrodiert und sekundär chloritisiert unter Ausscheidung von Opazit und Titanit. Die Feldspate (Plag und Knaf) sind in annähernd gleicher Menge und Größe vorhanden. Der Plagioklas ist Albit mit 8 % An. Er baut auffallend scharf begrenzte, breite Leisten und auch xenomorphes Granulat auf. Plag III, II und I. Teils ungefüllt, teils gefüllt nach dem Typus A und B, auch mit füllungsreichem Randsaum. Ansonsten kein Zonenbau. Der Kalinatronfeldspat zeigt Mikroklingitterung und Fleckenperthit. Xenomorphe Großkörner umschließen den Plag. Doch ist auch Knaf häufig granuliert. Der xenomorphe Quarz weist Porenzüge auf.

Accessoria: Granat (bis 1 mm Ø, kein Zonenbau), Orthit (mit Klinozoisitrand), Titanit (kein Rutil vorhanden), Apatit, Opazit, Chlorit, Klinozoisit und Hellglimmer.

Zur Genese: Die einsprenglingsartigen Biotite mit geregelt eingeschlossenem Apatit, die automorphen Plagioklasleisten, das Vorkommen von Kalinatronfeldspat und Orthit unterscheiden das Gestein deutlich vom Bundschuh-Paragneis. Der gangförmige leukokrate granodioritische Magmatit unbekanntes Intrusionsalters erlitt später eine Epimetamorphose mit Schieferung, Kornzertrümmerung und sekundärer Kristallisation von Albit, Chlorit, Klinozoisit und Hellglimmer.

Eine gewisse Ähnlichkeit dieses Ganggesteines besteht mit dem Lagergang von granatreichem Plagioklasaplit im Granatglimmerschiefer südlich außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes (bei St. Nikolai im Liesertal [EXNER, 1967, p. 103]).

4.2.3.3.9. Mylonit

Feinkörniges schwarzes Gestein, das mit muscheli- gen Bruchflächen unregelmäßig zerfällt und kaum noch Mineralgemengenteile des Eduktes mit freiem Auge als Individuen erkennen läßt.

Es markiert die Grenze zwischen Katschbergphyllit und Nock-Kristallin am Güterweg S Begöriach (SH. 1280 m), im Gschwandgraben (SH. 1200 bis 1420 m) und im „Kohlgraben“ (NE Lärchbichl). Innerhalb des Nock-Kristallins sind die mylonitischen Rutschelzonen im Biotit-Plagioklas-Gneis der Teuerlnock-NW-Flanke und 100 m N Schwarzwand bemerkenswert.

5. Tertiär

Die jungtertiären (hauptsächlich miozänen) Sedimente des Lungauer Beckens sind nach heutigem Wissen (HEINRICH, 1977) auf den Bereich W außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus beschränkt.

Innerhalb dieser Karte gibt es fragliche Tertiärsedimente am Mitterberg, im Hochtal des Laußnitzbaches bei der Bonnerhütte und eventuelle jungtertiäre rotbraune Verwitterungslehme (Reliktböden) auf manchen Hochflächen des Nockgebiets. Die Alterseinstufung und Abgrenzbarkeit dieser Vorkommen gegen quartäre Sedimente und Böden ist problematisch und bedarf in Zukunft exakter sedimentologischer und bodenkundlicher Untersuchungen.

Am Mitterberg handelt es sich um eine Streuung von Fluß-Geschieben am Plateau 1 km W Hohenbühel in SH. 1500 bis 1560 m, die an einer Stelle auch als Konglomerat aufgeschlossen sind. Die Geschiebe sind flach, bis 0,3 m groß und bestehen aus Glimmerschiefer und Gneis des Kristallins der ostalpinen Decke und aus Quarz (Restschotter). Dieselbe Zusammensetzung weisen die Komponenten des Konglomerates auf, die in einer grob- bis mittelkörnigen klastischen Matrix liegen. Der Aufschluß des Konglomerates befindet sich am neuen Güterweg in SH. 1535 m, 800 m WSW Hohenbühel, in der Quellmulde des nach Vordersdorf ziehenden Tälchens.

Im Hochtal des Laußnitzbaches konnte ich den im Jahre 1965 beobachteten Aufschluß (EXNER, 1980a, p. 398) nicht wiederfinden. Jedoch gibt es hier jetzt zwei Kiesgruben, welche eine 1 m dicke Konglomeratlage mit flachen Flußgeschieben in grob- bis mittelklastischer, schwach sandiger Matrix unter Moräne (Geschiebelehm) aufschließen. Lokalität: Siehe Kapitel „Kiesgruben etc.“, Einzugsbereich des Liesertales, 500 m WSW Bonnerhütte! Das Konglomeratvorkommen befindet sich in SH. 1675 m und wird von SCHNEIDER (1988, p. 201) folgendermaßen beschrieben: „Die Größe der dichtgepackten Komponenten reicht von etwa Nuß- bis Doppelfaustgröße, die Färbung ist rötlich-braun, was hauptsächlich auf die sandige, kompakte Matrix zurückzuführen ist; letztere enthält auch eckige kleine Kohlestückchen und schwarzgefärbte (inkohlte) Partien“. In der großen der beiden Kiesgruben scheint mir allerdings die Konglomeratlage zwischen Moräne zu liegen. Eine spezielle sedimentologische Untersuchung steht aus. Im 2 m hohen Straßenanschnitt, der beinahe kontinuierlich 1 km lang SW der großen Kiesgrube bis jenseits P. 1628 verläuft, ist nur Moräne aufgeschlossen (brauner Lehm mit Glazialgeschieben).

Die recht ebenen Hochflächen des Nockgebietes dürften wahrscheinlich Reste jungtertiärer Alt-

flächen darstellen, die man mit dem Sammelnamen Nockfläche bezeichnen kann. Diese bildet vielleicht auch die Unterlage der bis 400 m mächtigen Miozänsedimente des Tamsweger (Lungauer) Beckens (mittels hypothetischer Flexuren und Brüche), wobei die Flußgeschiebe und das Konglomerat am Mitterberg in SH. 1560 bis 1500 m ein Verbindungsglied darstellen könnten.

Die Nockfläche besteht teils aus anstehendem Fels (z. B. Gipfelplateau des Ainecks), teils aus Geschiebelehm mit zahlreichen Glazialgeschieben (Grundmoräne des Eisstromnetzes, z. B. Ebenwald – Greinwald) und aus aufschlußlosen Arealen. Diese befinden sich in SH. 1700 bis 2200 m, sind von Vegetation (Wiesen) bedeckt, häufig sumpfig mit kleinen Seen. Sie lassen oberflächlich keine oder nur sehr seltene Glazialgeschiebe erkennen. Künstliche Aufschlüsse sind auf diesen Hochebenen heute noch selten. Sie zeigen teils schwarze anmoorige Böden ohne Glazialgeschiebe (postglaziale Bildungen, Hohlweg SE Schereck), teils rotbraunen Lehm mit wenigen Glazialgeschieben (1 m tiefe Wasserabzugsgräben des im Jahre 1983 errichteten Güterweges von der Ebenwaldhütte zur nördlichen Atzensberger Alm, 1,3 km NE Kramerbichl).

Der Letztgenannte könnte Grundmoräne mit tertiären Verwitterungsresten (bunten Tönen) sein, analog den roten Böden in pleistozän nicht vergletscherten Gebieten (z. B. im Remscheniggraben der Karawanken bei Eisenkappel). Jedenfalls werden in Zukunft bodenkundliche Untersuchungen die Frage klären, ob sich tertiäre Böden in aufschlußlosen Arealen der Nockfläche als Relikte erhalten haben. Solche Areale wurden mit eigener Signatur in der geologischen Karte des mittleren Lungaus markiert (E und S Laußnitzhöhe; Plateau Schereck – Schwarzwand).

Andere „Tertiärvorkommen“ geistern noch durch die Literatur (TOLLMANN, 1985, p. 591–592) und sind jedoch unzutreffend: die „tertiäre Kohlenserie“ im „Kohlgraben“, 1,85 km SSE Katschberg ist nach EXNER (1939, p. 311) ein Graphitphyllit des Katschbergphyllites. Auch der hier vorkommende, schwarze Ultramyonit dürfte bei den Einheimischen die Verwechslung mit Kohle verursacht haben. Die „Kohlentrümmer“ im Leißnitzgraben wurden niemals speziell untersucht. Es könnte sich um Holzkohle der in diesem Gebiet häufigen alten Kohlenmeiler gehandelt haben. Die vermutlich tertiären „Mergel in der Ziegelei zwischen Pischelsdorf und Flatschach“ wurden schon von PREY (1939, p. 60) als pleistozäne Staubeckensedimente erkannt. Dieselben wurden einst auch in unzutreffender Weise als tertiäre „Schiefertone bei Pichlern-Thomatal“ bezeichnet.

6. Quartär

6.1. Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen

Das Eis war im Murtal bei St. Michael im Lungau über 1000 m mächtig und hing über den Katschberg mit dem Draugletscher zusammen. Die von A. PENCK

(cit. EXNER, 1980a, p. 399) am Tschaneck 1000 m über der Sohle des Murtales gefundenen Erratica können in Resten auch heute noch besichtigt werden. Es befinden sich erratische Blöcke von Aplitgneis (0,9 m Ø) und Grobkornamphibolit (0,4 m Ø) der Storzserie auf dem Triasdolomit des Kammes 125 m NNE P. 2013. Auch die W-Flanke des Tschanecks und das Gebiet um

die Gantalscharte und den Katschberg werden von solchen Blöcken bedeckt.

Sonderbar ist die Existenz zahlreicher erratischer Blöcke im Nockgebiet bei der Bonnerhütte. Sie sind mir schon im Jahre 1935 aufgefallen, und ich habe ihre Position nun sorgfältig beobachtet und auf der geologischen Karte eingetragen. Es handelt sich um bis 1 m große gerundete Blöcke des typischen oberkarbonen Quarzkonglomerates (mit Lydit-Komponenten) der Gurktaler Decke. Sie nehmen zwischen SH. 1950 und 1600 m die NE verlaufende, 4 km lange und 1 km breite Quellmulde des Laußnitz- und Leißnitzbaches ein. Der höchste Block befindet sich in SH. 1950 m, 850 m NE Kramerbichl. Damit ist bewiesen, daß das Eisstromnetz auch das Nockgebiet bis mindestens SH. 1950 m überzog. Die Herkunft dieser Erratica und damit die Stromrichtung des Eises werfen Probleme auf. Heute steht das Oberkarbonkonglomerat der Gurktaler Decke im S (Königstuhl) und E (Gebiet um den Paalgraben) an. Die Herleitung der Erratica aus diesen Gebieten paßt nicht zur gängigen Lehrmeinung der Bewegung des Eisstromnetzes vom Mur- zum Draugebiet, sondern eher in die entgegengesetzte Richtung. Andererseits gibt es keine beobachtbaren Merkmale für einst anstehende, heute erodierte Ausläufer des Oberkarbon-Konglomerates in der näheren Umgebung der erratischen Blöcke.

Die glazialen Geschiebe der Moränen des Nockgebiets sind bemerkenswert arm an Gesteinen aus den Hohen Tauern. Nur die 3 m mächtige Grundmoräne beim Leißnitzbach an den Güterwegen zwischen Brücke SH. 1380 m und Furt SH. 1450 m enthält Geschiebe von Kalkmarmor unbekannter Herkunft. Kerngneisblöcke aus den inneren Kerngebieten der Hohen Tauern erreichen im Katschberggebiet 1,5 m Durchmesser (im Klausgraben SH. 1450 m) und sind im Liesertal bei St. Peter und an der Straße von dieser Ortschaft nach Wirnsberg häufig. Ein 2,5 m großer Aplitgneisblock befindet sich an der S-Seite des Murtales in SH. 1235 m an der Trasse des Skiliftes WSW St. Margarethen im Lungau. Unzutreffend ist die Bemerkung NAGL's (1971, p. 10) vermeintlicher Erratica-Vorkommen am Aineck. Ich habe diesbezüglich Gipfelgebiet und hochgelegene Hänge um das Aineck und den Kamm von diesem Berg zum Teuerlnock genau abgesucht und keine Erratica dort gefunden.

Triasdolomit und Lantschfeldquarzit des Radstädter Deckensystems liegen als erratische Blöcke am Mitterberg in SH. 1500 m (NW Hohenbühel) und auf den tieferen N- und W-Hängen. Am reichhaltigsten ist die erratische Blockstreuung aus dem Kristallin der Weißpriach-Gneislamelle und der Schladminger Gneisdecke in den weiten Grundmoränengebieten zwischen Weißpriach- und Lignitztal im Lungauer Becken. Die Blöcke erreichen bis 2 m Durchmesser, bestehen hauptsächlich aus Aplit-, Dioritgneis und Amphibolit (Granitzwald, Tscharra, Kraischaberg, Niederrainwald) und wurden früher zur mauerförmigen Abgrenzung der Felder und Weideflächen zusammengeschichtet.

An Güterweganschnitten ist die bedeutende Mächtigkeit der Grundmoräne kenntlich. Bis zu 5 m dicke Anschnitte finden sich im Nockgebiet (orographisch rechte Flanke des Blareittales in SH. 1500 m; Straße SW St. Margarethen in SH. 1725), bis zu 4 m Dicke im Fanninggebiet (NW Rader in SH. 1550 m) und 10 m Dicke an der N-Seite des Murtales (Aufschluß beobachtet im Jahre 1985 während des Baues der Umfahrungsstraße Tamsweg bei Litzelsdorf, außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus). Über der mächtigen Grundmoräne sind Sumpfbiete nicht nur auf Mulden beschränkt, sondern treten im Nockgebiet auch längs flacher wasserscheidender Kämme auf (S-Teil des Greinwaldes).

Wo die Grundmoräne fehlt, findet man natürlich auch prächtig glazial geschliffene Fels-Rundbuckel (z. B. Steinwand im Liesertal, Ebenwaldhütte mit alter Steingewinnung im Nockgebiet, Moserkopf-SW-Kamm mit glazial poliertem permischem Geröllschiefer einige Schritte unter dem Gasthaus „Almstüberl“, Felsriegel W Lahnbrücke im Weißpriachtal). Auf schürfende Bewegung am Grunde des Gletschers dürfte die Kippung und Zerstückelung im Felsgerüst der altpaläozoischen Bänderkalke des Niederrainwaldes zurückzuführen sein (Glazialtektonik).

Die prächtigen fluvioglazialen Aufschüttungen (Os-Bildung) S und ESE Mariapfarr liegen außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus. In diese Karte eingetragen ist die Lage der von TOLLMANN (1962a, p. A81; 1962 b) entdeckten Gletschertöpfe im Taurachtal: Der eine ist 2 m tief im Paragneis der Grobeck-Gneislamelle (neben dem Promenadeweg bei Brücke 1141, ESE Hammer). Zwei andere sind je 3 bis 4,5 m tief mit Durchmessern von 2,5 bis 3 m in Triasdolomit SE Gastalm. Als wertvolle Sehenswürdigkeit werden sie von der Gemeinde Mauterndorf betreut.

Bänderton einer natürlichen Stauseeablagerung, welche von Würm-Grundmoräne bedeckt wird, gehört wahrscheinlich der Vorstoßzeit des Würmgletschers an und war in den ehemaligen Gruben der Ziegelei von Flatschach aufgeschlossen. Siehe Kapitel: Kies-, Sand- und Tongruben!

6.2. Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente

Am Ausgange der engeren Täler von Mur, Taurach und Weißpriacher Ache ins breitere Lungauer Becken befinden sich Andeutungen von Endmoränen, die dem Gschnitzstadium entsprechen dürften. Dazu gehören der 25 m hohe Endmoränenwall am S-Ufer der Mur, S Unterweißburg (SE Roner); der undeutliche Höhenzug W Steindorf bis Kelchbrunn in Mauterndorf; und die Endmoränenwälle von Bruggarn und von Bruckdorf im Weißpriachtal.

Innerhalb von Taurach- und Weißpriachtal gibt es an den Talgabeln jüngere Haltestadien: Am S-Ufer der Taurach S Tennfall ein 15 m hoher Moränenwall (Einnüpfung des Lantschfeldtales) und 3 modellförmige Endmoränenwälle des einstigen Znach-Gletschers bei der Mündung des Znach- ins Weißpriachtal; ferner 2 Endmoränenwälle über der Talstufe des Znachtals bei der Kirchnerhütte.

Die Endmoränenwälle des Daun-Stadiums sind auf die Kare beschränkt. Wo widerstandsfähiges Gestein die Kare aufbaut (Gneis, Amphibolit, Kämpenquarzit), sind diese Endmoränenwälle reich gestaffelt. Häufig befördern die Daun-Gletscher auch Bergsturzblockwerk, so daß die Abgrenzung zwischen den entsprechenden Signaturen der geologischen Karte (Bergsturz und Moräne) örtlich eher willkürlich wird (z. B. W Unterer Schönlalmsee). Das Phänomen der Kartreppe, nämlich mehrerer übereinander befindlicher Einzelkare,

ist im Gebiet um das Gurpitscheck entwickelt: Kar N und Kar SE Twenger Almkopf, Wirpitsch-, Schönalmkare und besonders auffallend das in 4 Einzelkare gestaffelte Rupaninkar. Die einzigen deutlichen Kare des Nockgebietes innerhalb unserer geologischen Karte sind die rund um die Schwarzwand ausgebildeten.

Die spätglazialen Terrassensedimente des Liesertales bei St. Peter und S Rennweg bestehen aus teilweise konglomerierten Kiesen und reichen mit Unterbrechung bis zum Millstätter See (EXNER, 1980a, p. 400).

6.3. Bergstürze, periglaziale Schuttströme, Trümmergrate und Bergzerreiungsspalten

Interglaziale Anlage (Moränenbeckung) zeigen die Bergstürze von Weißpriach, Purnalm, Moserkopf-Süd, Speiereck Halterhütte, Zickenberg, Gantalscharte-Süd, Krangleralm und Kramerbichl-Süd.

Der Bergsturz von Weißpriach erstreckt sich von der S-Wand des Karnerocks bis Vorderweißpriach. Er ist 6,5 km lang, bis 2,5 km breit und 800 m hoch. Er beruht auf dem Prinzip des isoklinalen Abgleitens der klüftigen Gneise und Amphibolite der Weißpriacher Gneislamelle über dem bildsamen, eher wasserundurchlässigen Fanningphyllit, wobei aber auch beträchtliche Gesteinskörper dieses Phyllits mitgerutscht, gekippt und als Blockwerk abgefahren sind. Zwischen dem stehengebliebenen Felsgerüst der Gneise (kleines Gurptischeck, Karneitschenhöhe, Felsmauer bei St. Rupert) zieht innerhalb des Bergsturzes die ungefähre Grenze zwischen unterlagerndem Phyllit- und überlagerndem Gneisblockwerk von der Jagdhütte P. 1715 zum Gebiet W Zausnergütl und Ödenwald. W dieser Linie besteht das Blockwerk aus Phyllit, E der Linie vorwiegend aus Gneis und Amphibolit. Die interglaziale Anlage des Bergsturzes wird durch Moränenbedeckung (Karnerhütte, Karneitschen, Schitterhütte) und durch glazial poliertes Blockwerk (bei P. 1715) markiert. Postglaziale Nachbrüche fanden besonders im Mittelteil statt (zwischen Gurpitschhütte und Ödwald). Rezent ist der Bergsturz nicht zur Ruhe gekommen. Vor einigen Jahren erfolgte der Blockstrom E Weißpriacher Skihütte. Bis 600 m lange, NW streichende Bergzerreiungsspalten in Karneitschen bereiten zukünftige Gleitbewegungen vor. Bei Hinterweißpriach hat das Nachsacken der Bergsturzmassen in postglazialer Zeit einen See aufgestaut, dessen Sedimente in der Kiesgrube W Rader aufgeschlossen sind. Die Talebene der Seekapelle weist auf die Existenz einer anderen, durch Bergsturz und Schutfächer bei Forsthaus Grankler gestauten Seebildung hin, dessen wahrscheinlich vorhandene Sedimente unter den heutigen Bachschuttkegeln liegen dürften. Ein Trockental W des Forsthauses folgt einem älteren, einge m höheren Abflulniveau.

Am Zickenberg (W Unterweißburg im Zederhaustal) rutschten nach dem selben Prinzip klüftige Phengit-Arkosegneise, Albitblastenschiefer, Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit (Schrovinserie), Kalkschiefer und Dolomitbreccien (Brennkogelserie) über den wasserstauenden Schwarzschiefern (Murtörlserie) isoklinal ab. Die Übergänge vom anstehenden Fels zu gekippten Felsschollen und Blockwerk sind vorzüglich an den Güterwegen aufgeschlossen. Darüber liegen ausgedehnte Moränen-

reste. Über die Fortsetzung nach W siehe: EXNER (1971a, p. 110; BECHTOLD et al., 1982, p. 21–25).

Postglaziales Alter (ohne Moränenbedeckung) zeigen die übrigen Bergsturzgebiete. So wie oben bei Weißpriach beschrieben, wurden auch interglazial angelegte Bereiche (Moränen auf den hochgelegenen Bergsturzarealen) im unteren Teil postglazial reaktiviert. In solchen Fällen fehlt im unteren Teil eine Moränenauflage (Purnalm, Krangleralm, Kramerbichl-Süd).

Dem Schema des isoklinalen Abgleitens folgt die klüftige Gesteinsplatte des Schareck-Kalkschieferzuges über wasserstauendem Fuscherphyllit in den postglazialen Bergstürzen der Schareck-E-Wand, der Weißen Wand und des Gebietes um die Resthütte. Großartig sind die Übergänge von den Abrifugen im anstehenden Kalkschiefer zu gekippten und verrutschten Felsschollen bis zu den wilden Bergsturzblockhalden verfolgbar. Die Speiereck-E-Flanke besteht aus Blockwerk von Lantschfeldquarzit, Triasdolomit und polygener Breccie der Jungschichten. Aus einem Haufwerk von Grünschiefer, Kalkschiefer, Lantschfeldquarzit und Dolomit über Fuscherphyllit setzt sich das Bergsturzblockfeld NW St. Michael zusammen, während dasjenige am Fuße des Bärenkogels im Klausgraben im N-Teil aus Grünschiefer, im S-Teil aus Kalkschiefer besteht.

Grobblockiger Schutt liegt im Taurachtal unter den Felswänden bei Tweng, im Weißpriach- und Lignitztal, wobei sich der Fluß mitunter nachträglich ein Bett durch die Bergsturzungen gegraben hat (z. B. ESE Ulnhütte im Weißpriachtal). Der ehemalige See des Alluvialfelds N Kirchnerhütte im Znachtal wird von Bergsturzblockwerk begrenzt. Starke Quellen am Unterrand der Bergsturzareale sind häufig (z. B. Holzeralm, 450 m E P. 1781). Im Nockgebiet findet man die Erscheinung periglazialer Schuttströme mit den entsprechenden Fließwülsten im Gebiet der phyllitischen und gesunden Granatglimmerschiefer (bei Aineckhütte, S Kramerbichl und bei Peintleralm). In der postglazialen Mündungsschlucht des Leibnitzbaches, 1,45 km SW Pfarrkirche St. Margarethen erfolgte vor einigen Jahren ein 40 m hoher Bergsturz in phyllitischem Granatglimmerschiefer (sogenannte „Rote Wand“).

Stürzen der Erosion ausgesetzte Bergspitzen und Grate in situ zusammen, ohne daß das Trümmerfeld ins Tal abgelenkt, so entstehen die auf der geologischen Karte ausgeschiedenen Trümmergrate: SE Tscheibitschsee (Augengneis), Karneitschenhöhe (Quarzit in Fanningphyllit), SSE Falterscharte (Granatglimmerschiefer) und Rupenhöhe-N-Kamm (Paragneis).

Bergzerreiungsspalten, welche zukünftige Bergstürze vorbereiten, werden im folgenden in orographischer Reihenfolge aufgezählt:

Zwischen Weißpriach- und Lignitztal: Scharte NW Granitzstein (Abriß gegen „Zehnerkar“). S P. 2100 (Nachsacken zum Bergsturz gegen das Lignitztal).

Zwischen Taurach- und Weißpriachtal findet man die charakteristische Entwicklung der Spaltenbildung am Rande der isoklinalen Rutschzonen gegen das Weißpriachtal: Oberes Schönalmkar. Karneitschenhöhe (20 m tiefe Spalten E dieses Berges). Zechnerriegel. Fanninghöhe. E Gamsstadl (Ablösung des bereits verrutschten, E anschließenden Phyllitplateaus).

Zwischen Zederhaus-, Mur- und Taurachtal: Oberhalb Stegerhütte (Abriß in Richtung Zederhaustal). Speiereck-SE-Kamm (Abriß zum Murtal). Schareck, Weie Wand und Bergsturzgebiet der Resthütte (Abriß zum Taurachtal).

Mitterberg: Spalten am Steilhang zum Murtal.

Katschberg: W Gantalscharte (Grünschiefer der Abb. 13, Signatur 9, Abriß gegen das Liesertal). SSE Tschaneck (Triasdolomit).

Nockgebiet: Aineck, Sandberghöhe, N Kramerbichl und Turnhöhe.

6.4. Karst, Hänge- und Trockentäler, Flußmäander und Moore

Karsterscheinungen treten in den Kalken und Dolomiten des Radstädter Deckensystems auf. An der W-Seite des Taurachtales gibt es Karstquellen: SE Unterer Scharalm (Entwässerung der Lapernigspitze, nicht perennierend), 500 m NW Reiner (Entwässerung der Laglerspitze, perennierend) und die prähistorische Karstquelle im Dolomit des Großeckes („Frauenhöhle“ in der Mündungsschlucht des Trogbaches, 950 m SW Pfarrkirche Mauterndorf). An der E-Seite des Taurachtales verschwindet der Abfluß des Twenger Almsees in dem Bachschluckloch in SH. 1920 m (neben dem markierten Touristensteig) und im S-Teil desselben Kares gibt es in derselben Position (Kalkmarmor des Gutensteinniveaus) ein kleines, nicht perennierendes Bachschluckloch. Im oberen Weißpriachtal ist die Verkarstung der Erosionskappe des Gutensteiner Kalkmarmors SE Tiefenbachsee schon aus der Ferne erkennbar (große Höhle einer prähistorischen Karstquelle in der gegen E exponierten Felswand). Bei näherer Untersuchung liegt hier ein modellförmiges rezentes Karstsystem vor mit Dolinen in der Mitte des Kalkplateaus, einem Bachschluckloch an dessen W-Rand und einer kräftigen Karstquelle (150 m NE Mörtlhütte).

Altbekannt sind die Hängetäler W Moosham und bei Pichlern über dem Murtal, bedingt durch dessen glaziale Vertiefung und die Trockenlegung der einstigen, hier in das Murtal einmündenden Nebenflüsse Taurach und Bundschuhbach. Diese wurden von E angezapft und münden heute bei Tamsweg und bei Madling (Thomabach) in die Mur. An der Straße von Flatschach nach Pichl stehen konglomerierte Terrassenschotter an, deren Komponenten auffallend reich an Dolomit und Kalk des Radstädter Deckensystems sind und offensichtlich von der einst einmündenden Taurach stammen.

Ein 30 m tief eingeschnittenes Trockental E P. 1173 bei Niederrain entspricht einem ehemaligen Flußlauf vom Weißpriachtal zum Unterlauf des Lignitzbaches.

Auf die postglaziale Erosion der Mündungsschluchten der Nebenbäche des Murtales im Nockgebiet wurde bereits im Kapitel über die Aufschlußverhältnisse des Nock-Kristallins verwiesen. Ein Kuriosum in dieser Hinsicht sind die epigenetischen (unfreien) Flußmäander der als „Hölltal“ von den Einheimischen bezeichneten, postglazialen engen Mündungsschlucht des Bundschuhbaches in das breite Thomatal S Gruben. Hier stellen sich Prall- und Gleithang, Umlaufberg und auf diesem die Ruine einer mittelalterlichen Burg namens „Edenest“ ein.

Die freien Mäander der Weißpriacher Ache zwischen Vorderweißpriach und Bruggarn wird man hoffentlich naturschützend erhalten.

Unter Naturschutz stehen die Hochmoore SW Althofen, WNW St. Margarethen und SE und E Schloß Moosham. Beobachtungen über Torf und Alluvionen des Murtales teilt PREY (1939, p. 61) mit.

7. Spätektonische Störungen, junge Hebung der Hohen Tauern und Erdbeben

Spätektonische Störungen sind vor allem an Steilstellung und Verwerfung der miozänen Schichten des benachbarten Tamsweger Teiles des Lungauer Beckens kenntlich und wurden dort von HEINRICH (1977, p. 327–328) sorgfältig beschrieben.

Im Felsgerüst des mittleren Lungaus gibt es zahlreiche steile Ruschelzonen mit sichtbaren Versetzungsbeiträgen von einigen m und betreffender Morphologie (Schuttrinnen, Scharfen etc.). In der geologischen Karte wurden nur die Fallbach-, Niederrainwaldstörung und die eher hypothetische Weißpriachstörung vermerkt. Siehe teilweise Abb. 2!

Die altbekannte Fallbachstörung im Liesertal ist eine steile, N-S bis NNE streichende Störung, deren E-Flügel um einige deka-m abgesunken ist. Am Fallbach bei Oberdorf grenzen Murtörl-, Schrovln- und Brennkogelserie im W unmittelbar an Glocknerserie im E. In der Rinne mit starker perennierender Quelle S „Untertschaneck“ (P. 2013) grenzt die Glocknerserie im W unmittelbar an Katschbergphyllit im E an. Die Absenkung des E-Flügels beträgt hier auf Grund der gut aufgeschlossenen Kalk- und Grünschieferzüge 50 bis 80 m.

Die Störung scheint nach der Tiefe zu kaum fortzusetzen, denn man hat im Gneis-Untergrund (Storzserie) beim Vortrieb des Katschbergtunnels kaum Anzeichen dieser im Projekt gefürchteten Störung („Gantalsstörung“) bemerkt (FEHLEISEN, 1975, p. 143, 145–146; WEISS, 1976, p. 513, 517).

Die ebenfalls steile Niederrainwaldstörung in der Lessacher Phyllonitzzone im unteren Weißpriachtal streicht NE. Sie ist eine Rechtsseitenverschiebung mit 90 m horizontalem Verschiebungsbetrag, was am Verlauf des altpaläozoischen Bänderkalkzuges abzulesen ist.

Die Weißpriachstörung verläuft NW und dürfte eine spätektonische Verengung und Versteilung der NE fallenden Kalkspitzensyncline und Grenzfläche zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke darstellen. Zur Hypothese der Existenz einer spätektonischen Steilstörung hat mich vor allem die Morphologie des Weißpriachtales herausgefordert. Der geradlinige Talverlauf in Fortsetzung der Kalkspitzensyncline ist auffällig. Alluvionen und hohe seitliche

Schuttkegel und Bergstürze geben allerdings vorläufig keine Möglichkeit, diese Hypothese zu verifizieren.

Der Felsriegel W Lahnbrücke scheint an der Störung gekippt zu sein. Der NW-Teil (Hauptteil) des Felsriegels bei Auergut steht an und zeigt intensivste Phyllonitierung und Mylonitbildung. Die SE-Teile des Felsriegels sind verrutscht, wobei breite Fugen Felspartien mit horizontalen und aberrant W-fallenden s-Flächen abgrenzen. Das Vorkommen des phyllitischen Granatglimmerschiefers in Hinterweißpriach (Mündungsschlucht des Hammerbaches) sowie die Raumlage der altpaläozoischen Schichten des Niederrainwaldes deuten auf ein Hineinstreichen der Lessacher Phyllonitzone in die spätektonische Verengungszone und Steilstörung des Weißpriachtales hin.

Was den Mechanismus der jungen Hebung der östlichen hohen Tauern betrifft (EXNER, 1949), wurde ein zusätzliches Merkmal erarbeitet. Die von mir aufgenommene detaillierte Strukturkarte 1 : 25.000 des mittleren Lungaus (abgelegt im Archiv der Geologischen Bundesanstalt Wien) zeigt im Katschberggebiet folgendes: Die kompetenten Gesteinslagen (Gneis der Storzserie, Grünschiefer der Glocknerserie) fallen steiler nach E als die bildsamen, zwischen- und auflagernden Schiefer (Kalkschiefer, Schwarzschiefer, Grünphyllit). Es dürfte eine späte Differentialtektonik im Zuge der Aufwölbung der Hohen Tauern das Nachgeben und Abgleiten bildsamer Schiefer im Gegensatz zum eher kompetenten Felsgerüst der Gneise und Grünschiefer bewirkt haben. Dies gilt für anstehende Felsregionen (z. B. Schober, Bärenkogel, unterer

Klausgraben) und hat nichts mit den noch späteren gravitativen Hanggleitungen zu tun. Neue Wiederholungsmessungen von Präzisionsnivelementlinien in den Ostalpen ergaben rezente vertikale Krustenbewegungen von 1 bis 2 mm/Jahr (STEINHAUSER, 1988). Über Errichtung und Anfangsmessung des Präzisionsnivelements quer durch die Katschbergzone an der Torscharte (Kartenblätter Muhr und Spittal an der Drau [EXNER, 1980a, p. 405]) berichtet ausführlich PETERS (1979, p. 277–282).

Über den Lungau als Erdbebengebiet informiert DRIMMEL (1980, p. 523 und Abb. 142). Das unlängst stattgefundene schwache Beben am 4. März 1982 (Epizentrum zwischen Mauterndorf und Unternberg, Bebenherd in 4 km Tiefe, Epizentralintensität 4,75 auf der 12-teiligen Skala von MERCALLI-SIEBERG laut Nachricht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) war nach Aussage der Bewohner von Mauterndorf und Umgebung anhaltend stark spürbar auf Alluvialboden (Begöriach und SE Pfarrkirche Mauterndorf), hingegen verspürte man in den Häusern am anstehenden Triasdolomittfels des „Burgstalles“ selbiger Ortschaft nur einen einfachen Stoß. Auch von einem Knall wurde mir berichtet.

Das tektonisch zerhackte Mosaik gekippter, aber anstehender Katschbergphyllit-Felsen in den Gräben N St. Georgen (Liesertal) weist auf Bebentätigkeit (N–S streichende fault scarps) hin. In diesem Sinne sind auch die altbekannten, aberrant W-fallenden Katschbergphyllitfelsen im Tal des Katschbaches und W Paßhöhe zu erklären.

8. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.

8.1. Reste ehemaligen Bergbaues

Hohe Tauern

Ehemaliger Talkbergbau Schellgaden. Der Stollen befindet sich am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus im Murtal, und zwar 50 m NW „Gantabach“ (Nebenbach der Mur, W Schober). Ich befuhr den Bergbau im Jahre 1935, als er in Betrieb war. Es handelt sich um Talkschiefer innerhalb einer Schollenreihe von Serpentiniten der Storzserie. Literatur: EXNER (1971a, p. 33–34), MEIXNER (1938 und 1939).

Pingen auf kiesführende Quarzlager der Goldlagerstätte Schellgaden. Es handelt sich nur um unbedeutende Ausläufer der im Bereich der geologischen Karte der Hafnergruppe befindlichen Lagerstätte. Z. B. eine 3 m tiefe Pinge befindet sich am Zickenberg-S-Hang (Murtal) in SH. 1445 m, und zwar 8 m über dem neuen Güterweg. Das Nebengestein des Lagerquarzes ist Epidot-Chlorit-Gneis der Storzserie mit Amphibolitlagen und diskordanten Aplitgängen. Raumlage des Lagerquarzes: 135/18 NE.

Grammatit-Asbest in Begleitung von Serpentin der Brennkogelserie der Bündnerschiefer im Liesertal. Der Antigoritserpentin bei Peitler S Oberdorf führt an der Basis und in Klüften Grammatitfels und Talkschiefer. Der Asbeststollen ist ein im Jahre 1921 angeschlagener, 12 m langer Probestollen (Abb. 5, Figur 2). Er befindet sich 100 m NW Serpentinsteinbruch, und

zwar am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus. Literatur: EXNER (1971a, p. 56), UCİK (1975 mit Detailbeschreibung).

Radstädter Deckensystem

Kiesführende Quarzlager in Schwarzschiefer des Fanningphyllites. Diese alten Bergbaue fand ich im Zuge meiner geologischen Kartierung. Anscheinend wurden sie in der bisherigen mineralogischen und geologischen Literatur nicht erwähnt. Eine mineralogische Untersuchung sei hiemit angeregt! Die Lokalitäten sind folgende:

Tauernhöhe-SSE-Flanke in SH. 2210 bis 2230 m: 9 Stollenmundlöcher und Pingen längs eines erzführenden Quarz-Lagerganges in Schwarzschiefer. Raumlage des Lagerganges: Streichen 120°, Fallen 42° NE.

Kleines Gurpitscheck-ENE-Flanke in SH. 1950 bis 2050 m: 7 Mundlöcher und Pingen auf erzführende Quarz-Lagergänge in Schwarzschiefer. Bei der untersten Pinge beobachtete ich Limonit und Ausblühungen von Azurit. Ein 0,5 m mächtiges Quarzlager streicht hier 130° und fällt 50° NE.

Kleines Gurpitscheck-W-Wand in SH. 2075 m: 3 Pingen (bloß 1 m tief) auf 0,5 m mächtiges Quarz-Ankerit-Lager (s: 122/59 NE) in Serizit-Chlorit-Phyllit und Chloritschiefer.

Zechnerriegel-SE-Flanke in SH. 1975 m: Stollenmundloch und mehrere Pingen auf boudinierten Quarz-

lagergängen in pyritführendem Schwarzschiefer (s: 105/51 N, Lineation : 110/6 NW).

Fanninghöhe-S-Flanke in SH. 1930 m: Quelle (Grubenwasser) bei verbrochenem Mundloch. Anstehender Schwarzschiefer mit Pyritwürfeln und vererzter, schwarz abfärbender Gangbreccie.

Bergrippe N Jaklhütte, SW Gamsstadl in SH. 1925 bis 1935 m (Abb. 26, Figur 4): Mehrere verbrochene Stollenmundlöcher und Schächte in pyritführendem Schwarzschiefer mit 3,5 m mächtigem Lagerquarz. Anstehendes Erz (schwarze Gangbreccie, quarzreich mit Sulfiden) bei Mundloch in SH. 1925 m.

Der Uranprospektionsstollen „Tweng Süd“, im Volksmund „Uranstollen“ genannt, wurde in permischem Schiefer und Fanningphyllit getrieben. Das geschlossene Mundloch befindet sich in SH. 1890 m, 350 m NNE Veitlhütte. Die Lokalität ist in der Österreichischen Karte 1 : 50.000 mit dem Zeichen für aufgegebenen Bergbau markiert. Die Halde ist bereits durch Vegetation bedeckt. Es finden sich noch Leseesteine permischen Quarzschiefers mit leuchtend grünen Farben. Über dem Mundloch steht ein 2 m dicker Quarz-Lagergang an. Der Stollen ist 236 m lang. Ich konnte ihn nicht befahren.

Die Firma „Pryssok“ beobachtete im Zuge der Uranprospektion in den Jahren 1975–1976 erhöhte radiometrische Werte längs des permischen Schiefers zwischen Twenger Alm und Moserkopf. Die Nachfolgefirma „Salzburger Uranerzbaugesellschaft“ trieb den Stollen im Jahre 1977. Auf Grund der mir durch Vermittlung der Geologischen Bundesanstalt Wien mit freundlichen Bemühungen von Herrn Dr. J. ALBER zur Verfügung gestellten Hinweise dürfte das angefahrne geologische Stollenprofil folgendermaßen tektonisch zu interpretieren sein.

Der Stollen ist querschlächtig nach NE und ENE getrieben. Die Schiefer fallen mittelsteil nach NE. Der im permischen Schiefer angeschlagnene Stollen tritt bereits nach 20 m in den darüberliegenden Fanningphyllit (Wechselagerung von Schwarzschiefer mit Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer) ein. Erst gegen Ende des Stollens trifft er auf permische Geröllschiefer, welche wahrscheinlich die Fortsetzung der Moserkopfschuppe darstellen dürften, die in den Fanningphyllit eingefaltet ist. Die Stollenbrust befindet sich im darüberlagernden Schwarzschiefer des Hauptkörpers des Fanningphyllites.

Literatur: Unveröffentlichte Berichte in der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt.

Schladminger Gneisdecke

Erzführender Quarzit und Lagerquarz an tektonischer Scherzone in Paragneis des Znachtals.

Mehrere Pingen in der Felswand W P. 1512 im Znachtal am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus. Anstehend beobachtbar ist mit Pyrit vererzter gneisphyllonitischer Quarzit mit Quarzlagern. Raumlage: s: 115 bis 132/58 bis 76 SW, Lineation : 110 bis 125/6 bis 8 SE.

Besucht wurden die Pingen am Fuße der Felswand über dem Schuttkegel. Die unterste Pinge befindet sich in SH. 1555 m, ist 3 m tief und folgt einem braun anwitternden quarzreichen Schiefer. Ebenfalls am Fuße der Felswand befindet sich der Pingenzug A (Abb. 29, Figur 1) auf erzführendem Lagerquarz in gneisphyllonitischem Quarzit. Den besten genetischen Einblick bietet die 4 m tiefe Pinge B (ebenfalls in Figur 1). Hier ist der

Übergang von Gneis zu gneisphyllonitischem Quarzit zu sehen, der in 5 bis 10 cm dicken Lagen Pyrit führt. Die übrigen Pingen befinden sich in der Felswand in etwa 1570, 1610 und 1625 m SH. Das Haldenmaterial zeigt an, daß ihr Vererzungstypus derselbe ist.

8.2. Steinbrüche

Hohe Tauern

Schrovinserie (W Katschberg)

Verlassener Steinbruch in SH. 1765 m, 500 m SSE Schober, 10 Höhenmeter über der „Gantalstraße“. Aufgeschlossen ist 4 m mächtiger Phengit-Augengneis mit Quarz-Boudins, s: 20/24 E, Lineation alt: 125/24 SE, Achse der jüngeren Knitterung: 30/22 NE.

Wahrscheinliche Brennkogelserie (Liesertal)

Verlassener Steinbruch in SH. 1435 m, 400 m NW Peitler. Aufgeschlossen ist heute eine senkrechte, 10 m hohe Steinbruchwand innerhalb eines ausgedehnten, bereits überwachsenen älteren Steinbruchbereiches. Aus dem graugrünen, flammig geäderten Antigorit-serpentin wurden zuletzt Ziersteine für den Straßenbau gewonnen. Nähere Angaben siehe: KIESLINGER (1956, p. 84) und UCIK (1975, p. 16, 23).

Der feinkörnige, recht massige Antigoritserpentin aus der jüngsten Steinbruchwand zeichnet sich durch unscharf rechteckig begrenzte dunkle Prismen (mikroskopisch parallel verwachsener Antigorit als Pseudomorphose nach rhombischem Pyroxen), 2 mm große opake Körnchen und ein grünes Grundgewebe von gitterförmig verwachsenem Antigorit (Pseudomorphosen nach Olivin) aus (Se 3137).

Glocknerserie

Großes, in Betrieb befindliches Steinbruchgelände im grauen, farblos gebänderten und augigen Kalkglimmerschiefer, ENE Unterweißburg bei St. Michael im Lungau (KIESLINGER, 1964, p. 338: „Marmor von St. Michael im Lungau“). Gewinnung von Bausteinen. Der Steinbruch war schon im Jahre 1935 in Betrieb, als ich ihn als Student besuchte. Derzeit wird eine 15 m hohe Steinbruchwand mit modernen Bohrmethoden abgebaut, wobei sich das recht flache E-Fallen der s-Fläche günstig auswirkt: s: 152/17 NE; Lineation alt (Elongation der Glimmer): 135/horizontal; Lineation neu (Achse der Knitterung mit 2 cm Wellenlänge, stellenweise an phyllonitischen Zwischenlagen ausgeprägt): 20/18 NE.

Im hier vorherrschenden Gesteinstyp (Se 3099) erkennt man mit freiem Auge die großen Hellglimmer (4 mm Ø), Kalzit, Quarz und Opazit.

Accessoria: Titanit, Epidot und Turmalin. Es fehlen Biotit und Feldspat. Sehr auffallend sind farblose grobkörnige, konform eingeschichtete Kalzit-Einkristalle als Augen und Knauern bis 2 cm Dicke (Kalzit-Mobilisate, äußerlich an Augengneise erinnernd).

KIESLINGER (l. c.) berichtet von einer karbonatquarzitischen Gesteinsprobe mit Albit.

Verlassener Steinbruch an der Güterstraße, 350 m WNW Feichten, nahe der Autobahnbrücke über die Mur. Kalkglimmerschiefer, der nach dem II. Weltkrieg für die Blöcke der in der Nähe befindlichen künstlichen Uferböschung der Mur gewonnen wurde. Der Kalkglimmerschiefer mit Biotit, Kalzitaugen und seltenen Quarzlagern ist im 25 m hohen Wandzug aufgeschlossen: s: 17/20 SE, Lineation: 120/15 SE.

Verlassener Steinbruch in Kalkglimmerschiefer am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten

in SH. 2000 m (Abb. 13, Signatur 6). Hier wurden nach dem II. Weltkrieg Bausteine für Unterkunftshütten der bei der Lawinenverbauung des Fallbachhanges beschäftigten Arbeiter gewonnen. Ebenplattige, nur wenige m hohe Steinbruchwand: s: 20/28 E, Lineation: 117/27 SE.

Verlassener Steinbruch in Grünschiefer S Glashütte bei St. Michael/Lungau (KIESLINGER, 1964, p. 39). Die Lokalität befindet sich am linken Ufer des Klausbaches, einige m über dem Karrenweg. Der Grünschiefer (s: 45/23 SE) ist hier 15 m mächtig aufgeschlossen und wird von Kalkschiefer überlagert.

Ehemaliger Steinbruch auf Grünschiefer am Güterweg, 750 m NW Kirche St. Egid bei St. Michael/Lungau (KIESLINGER, l. c.). Der Steinbruch besteht als solcher nicht mehr. Die 30 m lange, ehemalige Steinbruchwand bildet heute die Güterwegböschung.

Verlassener Steinbruch in Grünschiefer NW Saraberg (Liesertal) in SH. 1400 m. Die Lokalität befindet sich 150 m W des verlassenen, höchsten Bauernhofes. Der Steinbruch ist 3 m hoch und 8 m breit. Der Grünschiefer zeigt folgende Orientierung: s: 165/51 E.

Rahmenzone der Hohen Tauern (N Katschberg)

Kleiner verlassener Steinbruch in Lantschfeldquarzit am Talfuß des Murtales zwischen Glashütte und Stranach, 20 m über der Talsohle, 1,3 km SW Kirche St. Michael/Lungau. Der Lantschfeldquarzit ist nur 4 m mächtig (Abb. 11, Figur 1, Signatur 8).

Unterer Dolomitsteinbruch am Lärchkogel in SH. 1320 m. Derzeit außer Betrieb. Hellgrauer bis farblos mitteltriadischer Dolomit, 40 m mächtig, s: 46/26 SE, Lineation 130/25 SE. Der Steinbruch ist 25 m hoch und 50 m lang. Siehe Abb. 11, Figur 2, Signatur 5. Technische Verwendung für Stützmauern und Straßensplitt (KIESLINGER, 1964, p. 356).

Oberer Dolomitsteinbruch am Lärchkogel in SH. 1380 m. Kleiner verlassener Steinbruch in demselben Gestein, s: 22/38 SE, Lineation: 115/37 SE. Der Steinbruch ist 5 m hoch und 50 m lang. Siehe dieselbe Abb. 11, Figur 2, Signatur 5.

Radstädter Deckensystem Taurachtal

Verlassener Steinbruch im Lantschfeldquarzit N Purn im Taurachtal. Abgebaut wurde der Hangschutt der mehrere 100 m hohen Lantschfeldquarzitwand. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 81–82).

Heute ist auch ein 20 m hoher und 30 m breiter Steinbruch in der Felswand selbst zu beobachten. Die Lokalität befindet sich in SH. 1335 m, 300 m NNE Purn. Sie ist durch eine in den Fels geschlagenen Trasse aus Richtung NW (Purnbach) zugänglich. Es handelt sich um feinkörnigen hellgrünen Phengitquarzit. Meine mikroskopische Untersuchung ergab, daß er feldspatfrei ist und als Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon und Titanit führt (Se 3100, 3101). Gefügedaten: s: 150/36 NE, Lineation: 105/31 SE.

In Betrieb befindlicher Steinbruch in Triasdolomit der Weißeneckdecke, 300 m NW Gasthof Hammer, unmittelbar E Bundesstraße 99. Der graue Dolomit ist über 25 m mächtig aufgeschlossen. Er wird zu Splitt verarbeitet. Im Jahre 1935 enthielt der mylonitische Dolomit stellenweise an Klüftchen Malachit und Azurit, welche ich damals dort sammelte. Derartige Mineralstufen dieses Fundortes befinden sich auch heute in

der Schausammlung des Lungauer Landschaftsmuseums in Schloß Mauterndorf. Die s-Flächen des Triasdolomites weisen auf tektonische Anschoppung in der Stirne der Weißeneckdecke hin: An der Steinbruch-N-Wand s: 120/25 SW, an der S-Wand s: 90/63 N. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 356, „beim alten Kesselhammer“).

Verlassener Steinbruch in Triasdolomit der Weißeneckdecke, 600 m NW Gasthof Hammer, 20 m über der Bundesstraße, mit Ruine eines Kalkofens. Derselbe graue Triasdolomit mit Stirntektonik, im E-Teil des Steinbruchs s: 20/saiger, im W-Teil s: 148/44 SW. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 356–357, „Fingerlosbruch“).

Verlassener Steinbruch in Augen-Granitgneis von Mauterndorf (Tweng-Gneislamelle) in SH. 1175 m, am Güterweg W Stampfl, 340 m NNE Schloß Mauterndorf. Orientierung von s: 158/25 E. Lineation: 115/21 SE. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 13).

Weißpriachtal

Verlassener Dolomitsteinbruch am Güterweg von Ulnhütte zum Wirpitschkar, Weißpriachtal, in SH. 1490 m. Hellgrauer bis farblos Mitteltriadischer Dolomit (s: 140/20 NE, Lineation: 124/8 SE) wurde als Schotter für Güterwege abgebaut.

Katschberg

Verlassener Dolomitsteinbruch an der „Gantstraße“, 650 m S Bärenkogel. 10 m mächtiger, grauer bis farblos Mitteltriadischer Dolomit.

Zwei verlassene Steinbrüche in marmorisiertem Bänderkalk (Silur) innerhalb des Gebietes des Katschbergphyllites. Neben dem Güterweg, 600 m SW Katschbergpaß. 6 bis 10 m hohe und 10 bis 20 m breite Steinbruchwände an der E-Flanke des „Lisabichls“. Die Situation des N Steinbruchs ist auf Abb. 27 dargestellt. Detailprofil und Beschreibungen in EXNER (1944, p. 80–81). Erwähnung auch bei KIESLINGER (1956, p. 213). Es ist möglich, daß die ehemalige Glashütte bei St. Michael/Lungau auch mit Gangquarz vom „Lisabichl“ (– heute noch im Eisendolomitschrofen S der beiden Steinbrüche aufgeschlossen –) beliefert wurde (KIESLINGER, 1964, p. 356).

Verlassener Steinbruch in marmorisiertem Bänderkalk (Silur) an der Katschbergstraße, 800 m NNE Mühlbach. Die im Katschbergphyllit eingelagerte Kalkbank war 8 m mächtig und ist heute größtenteils abgebaut. EXNER (1944, p. 81), KIESLINGER (1956, p. 213), SCHÖNLAUB et al. (1976, p. 123).

Beinahe unkenntlich gewordene, ehemalige Steinbrüche

In die geologische Karte des mittleren Lungaus nicht eingetragen wurden alte Triasdolomitsteinbrüche der Weißeneckdecke, die infolge der Errichtung von Neubauten untauglich wurden. Dazu gehört in Mauterndorf der ehemalige Dolomitsteinbruch am orographisch rechten Taurachufer flußaufwärts „Römerbrücke“. Heute steht die „Speikueusche“ davor. In St. Michael/Lungau wurde die „Hauptschule“ im ehemaligen Steinbruchgelände an der Straße nach Litzldorf, 350 m E Pfarrkirche erbaut. Aufgeschlossen war Kalkmarmor mit Dolomit-Boudins in Phyllonit (EXNER, 1944, Fig. 3 und Abb. 3). Literatur: UHLIG (1908, p. 1408), KIESLINGER (1964, p. 356).

Lessacher Phyllonitzone

Verlassene Steinbrüche im altpaläozoischen metamorphen Bänderkalk des Niederrainwaldes im Weißpriachtal. Im maximal 10 m hohen und etwa 30 bis 40 m breiten, NNW streichenden Kalk-Härtlingsrücken zählte ich 15 alte Steinbrüche. Sie befinden sich teils N, hauptsächlich aber SE P. 1148 (1 km E St. Rupert). Nur einer dieser Steinbrüche weist frische Abbauspu- ren auf. s: 145/33 NE. Querrichtung um Achse: 25/40 NNE. Literatur: ZEJULA (1976, p. 122–124).

Nock-Kristallin

Kleiner verlassener Steinbruch in Granatquarzit der Mitterberg-N-Flanke in SH. 1325 m, 1,1 km SSW Gröbendorf. Der Quarzit ist 3 m mächtig und bildet eine Lage im phyllitischen Granatglimmerschiefer. Raumlage: s: 115/28 NE, Lineation: 75/28 ENE. Granat erreicht 2,3 cm Ø. Verwendung: Güterwegbau.

Verlassener, 20 m hoher Steinbruch in phylliti- schem Granatglimmerschiefer am Bergfuß S Mur, 1,45 km SE Kirche St. Martin. Kleinfalten im dm- Bereich um Achse: 55/horizontal. Petrographie in EX- NER (1980b, p. 174). Übrige Literatur: KIESLINGER (1964, p. 58).

Verlassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer. Ortschaft Pichlern, 100 m SE P. 1087. Falten mit 0,5 m Amplitude und Achse: 110/horizontal. Haupt-s: 118/52 NE. Der Steinbruch ist 10 m hoch und 25 m lang.

Verlassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer am Bergfuß des Liesertales 300 m NNE Brugg, 20 m E Autobahn. Der Steinbruch ist 8 m hoch und 15 m lang. Er ist im ehemaligen Prallhang des Lieserflusses angelegt. Der recht kompetente Granatglimmer- schiefer weist 8 mm großen Granat und 2 mm großen Biotit auf. Raumlage: s:70/52 SE, Lineation: 70/hori- zontal.

8.3. Kies-, Sand- und Tongruben. Ehemalige Torfgewinnung. Steingewinnung aus Hangschutt

Weißpriachtal

Kiesgrube W Rader (NW Hinterweißpriach), zeit- weise in Betrieb. Über Bergsturzblockwerk sind hori- zontal geschichteter Kies und sandiges Zwischenmittel 200 m lang und 25 m hoch aufgeschlossen. Die mittlere Korngröße der gut gerundeten, vorwiegend aus Gneis bestehenden Komponenten beträgt 5-15 cm. Ge- nese: postglaziales Stausee-Sediment hinter Berg- sturzbarriere von Hinterweißpriach.

Kiesgrube in Betrieb, 800 m WNW Bruckdorf, 15 m hoch, 250 m breit. Abgebaut werden horizontal geschichtete Terrassenschotter. Abraum: Darüber la- gernde, bis 10 m mächtige Moräne (brauner sandiger Lehm mit Geschieben).

Kleine Kiesgrube am linken Ufer der Weißpriacher Ache S Bruggarn. Außer Betrieb.

Kies- und Sandgrube, außer Betrieb, an der Straße NW Rader (bei Fanning). Geschichtetes fluviogla-

glaziales Sediment, 8 m hoch aufgeschlossen, wurde vor wenigen Jahren für lokalen Güterwegbau verwen- det.

Taurachtal

Ehemalige Steingewinnung aus Hangschutt N Purn. Aus dem grobblockigen Schutt unter der Fels- wand wurde Lantschfeldquarzit gewonnen. Siehe Kapi- tel Steinbrüche (Radstädter Deckensystem, Lantsch- feldquarzit N Purn).

Kiesgrube, zeitweise in Betrieb, NW Annaka- pelle. Bach- und Hangschutt aus Dolomit wird für Wegebau gewonnen.

Kiesgrube W Neuseß, außer Betrieb. Geschich- teter Terrassenschotter.

Zederhaus- und Murtal

Große Kiesgruben für den Autobahnbau in den Al- luvionen des Zederhausbaches bei Ober- und Un- terweißburg und der Mur bei St. Michael und St. Martin. Eingetragen in der topographischen Kar- te. Teilweise unter Wasser stehend, teilweise noch in Betrieb.

Ehemalige Torfstecherei im Hochmoor, 1,2 km WNW St. Margarethen. Siehe topographische Karte! Heute Naturschutzgebiet. Literatur: PREY (1939, p. 61).

Ehemalige Tongruben der Ziegelei Flatschach. Abgebaut wurden pleistozäne Bändertone. Die große ältere Grube befindet sich SSW der Ortschaft, ist mor- phologisch kenntlich, aber von Vegetation bedeckt.

Die jüngere, SSE der Ortschaft befindlich gewesene Grube war nach dem 2. Weltkrieg in Betrieb. Sie ist heute zugeschüttet, verbaut und unkenntlich. Einige Jahre nach Einstellung des Abbaues, hatte ich Gele- genheit, diese Grube unter Führung des Salzburger Bo- denkundlers Hofrat Dipl. Ing. K. SCHNETZINGER im Jahre 1968 zu besichtigen. Aufgeschlossen waren damals 20 m mächtige Bändertone mit Abwechslung von Schluff und Feinsand eines ehemaligen Sees. Darüber lagerten bräunlicher Feinsand, darüber Kies und dar- über Geschiebelehm (Würm-Grundmoräne). Literatur: PREY (1939, p. 60), KIESLINGER (1964, p. 48–49).

Liesertal

Kiesgrube in Betrieb am E-Ufer des Katsch- baches in SH 1405 m. Die Grube ist 15 m hoch und 50 m breit. Fluvioglaiales Sediment aus ungeschichte- tem Kies und Sand mit eingepackten Geschiebe- blöcken.

Verlassene Kiesgrube an der Straße, 500 m WSW Bonnerhütte. Die Grube ist 64 m lang und 10 m hoch. Dicht gepackte flache Geschiebe in sandiger Matrix, teilweise konglomeriert. Auflagernde Moräne. Verwendung für den Straßen- und Güterwegbau. Eine kleinere Grube befindet sich weiter E. Literatur: SCHNEI- DER (1988, p. 201–204).

Verlassene Sandgrube, 12 m hoch und 43 m lang, am Güterweg im orographisch linken Hang des Laußnitztales in SH. 1360 m, 430 m SSW Sampel. Viel Sand und wenig Kies, talauswärts geschichtet. Wahrscheinlich pleistozänes Stauseesediment.

9. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg der österreichischen Karte 1 : 50.000

Diese heute vorliegende amtliche Karte (aufgenommen 1951, Kartenrevision 1979, einzelne Nachträge 1985) stellt die vorzügliche topographische Unterlage der Geologischen Karte des mittleren Lungaus dar. Der Geologe ist hierfür sehr dankbar. Es ist selbstverständlich, daß in den letzten Jahren errichtete Güterwegstrecken noch nicht eingezeichnet sind. Aber ich möchte auch folgende Anregungen für die zukünftige Revision der topographischen Karte nicht verschweigen.

Die Zechnerkarspitze heißt heute bei den Einheimischen „Zehnerkarspitze“ nach dem „Zehnerkar“ (W Hintere Ligniztalmen, zwischen Granitzstein und Zahlerkogel), welches nach dem Bauernhof vulgo „Zehner“ in Zankwarn benannt ist. Das dürfte auch in der Vergangenheit so gewesen sein („Zehnerkarspitze“ der Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt St. Michael, Nr. 5151 und der gesamten bisherigen geographischen Literatur). Da mir keine bedeutende Zeche (Bergbau) im Umkreis dieses Berges bekannt ist, sehe ich keinen Grund für die

vorgenommene Umbenennung dieses Berges zur Zechnerkarspitze. Um Verwechslung mit der gleichlautenden Zehnerkarspitze bei Obertauern (Kartenblatt Muhr) zu vermeiden, könnte man die Zechnerkarspitze zur „Zehnerspitze“ umbenennen und würde so dem historisch angestammten Bergnamen am ehesten gerecht.

Im Skigebiet Fanning steht die Bergstation des Skiliftes von der Raderhütte auf der Kammgruppe in SH. 2065 m. Sie ist unzutreffender Weise 120 m NNW eingetragen.

Die Ruine der Mühle im Klausgraben SSW Glashütte bei St. Michael im Lungau befindet sich in SH. 1120 m und nicht in SH. 1180 m.

Im Laußnitztal bei Rennweg existiert die eingetragene, 1,3 km lange Güterwegstrecke längs des orographisch linken Ufers des Laußnitzbaches zwischen dem Weiler Laußnitz und der imaginären Kehre 380 m SSW Kapelle Sampel tatsächlich nicht. Wahrscheinlich war sie projektiert. Meine Beobachtung wurde im Juni 1986 angestellt.

Literatur

- ALBER, J.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 311–312, Wien 1983.
- ALBER, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 283–285, Wien 1985.
- ALBER, J.: Radstädter Quarzphyllit. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A., 1987 Blatt 127 Schladming, 25–32, Wien 1987.
- ALKER, A. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Mineral. Mh., Jg. **1962**, 163–172, Stuttgart 1962.
- BECHTOLD, D. et al.: Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattenquarzit und Plattengneis) im Bundesland Salzburg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 19–28, Wien 1982.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 371–404, Wien 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkerns. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **118**, Abt. I, 1045–1072, Wien 1909a.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite. Vortragsbericht. – Tschermaks min.-petr. Mitt., **28**, 369–375, Wien 1909b.
- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 207–233, Wien 1937.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **30**, 37–150, Wien 1939.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **146**, Abt. I, 249–316, Wien 1937.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: A. DEJONG & R. SCHOLTEN (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley) 1973.
- CORNELIUS, H. P.: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel – Zell am See (5049) sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner (5149). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1934**, 31–32, Wien 1934.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), **25**, 306 S., Wien 1939.
- DEMME, W.: Die geologische Bearbeitung des Tauern隧nells. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 491–512, Salzburg (Tauernautobahn-AG) 1976.
- DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 505–527, Wien 1980.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), **89**, 285–314, Wien 1939.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. – Mitt. Alpen. Geol. Ver. (geol. Ges. Wien), **35**, 49–106, Wien 1944.
- EXNER, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. – Mitt. geograph. Ges. Wien, **91**, 186–196, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft C, 86–95, Wien 1952.
- EXNER, Ch.: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia II, **143**, 124–128, Klagenfurt 1953.
- EXNER, Ch.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1967**, 98–108, Wien 1967.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, Wien 1971a.
- EXNER, Ch.: Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – Carinthia II, Sonderheft **28**, 221–238, Klagenfurt, 1971b.
- EXNER, Ch.: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – Der Karinthin, Folge **64**, 219–224, Klagenfurt 1971c.
- EXNER, Ch.: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Jg. **1973**, 187–210, Stuttgart 1974.
- EXNER, Ch.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, Wien 1979.
- EXNER, Ch.: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 343–410, Wien 1980a.
- EXNER, Ch.: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 167–189, Wien 1980b.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000, mit Erläuterungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Wien 1983a.

- EXNER, Ch.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 319–320, Wien 1983b.
- EXNER, Ch.: Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 349–367, Wien 1984a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1982**, A78, Wien 1984b.
- EXNER, Ch.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 351, Wien 1985a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 304–305, Wien 1985b.
- EXNER, Ch.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 441–442, Wien 1986.
- EXNER, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 332–334, Wien 1987.
- EXNER, Ch.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 456–458, Wien 1988.
- FEHLEISEN, F.: Der Bau des Katschbergtunnels im Rahmen der Tauernautobahn. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1975**, 137–162, Wien 1975.
- FRANK, W. et al.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke) 1987.
- FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern, mit geologischer Karte. – Geol. Paläont. Abh., **9**, (N. F. 5), 1–66, Jena 1901.
- FRISCH, W. et al.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W. et al.: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window. A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Wien (Deuticke) 1987.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1892**, 319–327, Wien 1892.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 49–60, Wien 1893.
- GEYER, G.: Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1 : 75.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1893.
- HÄUSLER, H.: Vergleichende Untersuchungen an nachtriadischen Breccien des Unterostalpins in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen (Salzburg – Tirol). – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft **3**, 191–201, Leoben 1982.
- HÄUSLER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 298–300, Wien 1985.
- HÄUSLER, H.: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 21–125, Wien 1988.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contr. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, Berlin 1976.
- HEINRICH, M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, Wien 1977.
- HEJL, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 285–286, Wien 1985.
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft **4**, 17–31, Leoben 1983.
- HELLER, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gurpitscheckzuges in den Radstädter Tauern. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 71 S., Wien 1950.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sonderheft **17**, 348 S., Klagenfurt 1956.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., Salzburg (Bergland) 1964.
- KOBER, L.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **121**, Abt. I, 425–459, Wien 1912a.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 368–481, Wien 1912b.
- KOBER, L.: Radstädter Tauern (Führer zu geologischen Exkursionen). – Geol. Rundschau, **3**, 524–528, Leipzig 1912c.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **98**, 201–242, Wien 1922a.
- KOBER, L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **130**, Abt. I, 375–381, Wien 1922b.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 1. Aufl., 283 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- KOBER, L.: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. **1926**, 46–48, Wien 1926.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer) 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 2. Aufl., 379 S., Wien (Deuticke) 1955.
- KÜHN, O. et al.: Autriche. – Lexique Stratigraphique International, I Europe, Fasc. **8**, 646 S., Paris 1962.
- MATURA, A.: Die Schladminger und Wölzer Tauern. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 363–368, Wien (Springer) 1980.
- MATURA, A.: Schladminger Kristallinkomplex. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A., 1987, Blatt 127 Schladming, 5–8, 13–24, Wien 1987.
- MEIXNER, H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee (Kobelsberger Alpe) bei Tweng in den Radstädter Tauern. – N. Jb. Mineral., Abt. A., Beil.-Band **69**, 500–514, Stuttgart 1935.
- MEIXNER, H.: Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg. – Z. angewandte Mineralogie, **1**, 134–143, Berlin 1938.
- MEIXNER, H.: Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau. – Fortschr. Mineral., **23**, 25–28, Berlin 1939.
- MEIXNER, H.: Piemontit aus Osttirol und Romeit aus den Radstädter Tauern; eine Notiz zu tauernmetamorphen Manganvorkommen Osttirols und Salzburgs. – N. Jb. Mineral., Mh., Jg. **1951**, 174–178, Stuttgart 1951.
- MEIXNER, H.: Alpine Kluffminerale und Tauernmetamorphose im Untermalm-Radiolarit aus der Hochfeindgruppe, südliche Radstädter Tauern, Salzburg. – Der Karinthiner, Folge **79**, 62–64, Salzburg 1978.
- NAGL, H.: Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllaltals (Hafnergruppe, Kärnten). – Carinthia II, **161**, 9–30, Klagenfurt 1971.
- NOWOTNY, A.: Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1976.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf – Großarlal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, Wien 1980.
- PETERS, K.: Krustenbewegungsmessungen im Karawankenprofil und an der Tonscharte. – Geowiss. Mitt. Inst. Landesverm. Techn. Univ. Wien, **15**, 257–307, Wien 1979.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems (Nockgebiet, Gurktaler Alpen). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, **147** S., Wien 1971.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**, 127–141, Wien 1975.
- PREY, S.: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1938**, 63–64, Wien 1938.

- PREY, S.: Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. – Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), Jg. **1939**, 59–61, Wien 1939.
- PREY, S.: Über die Katschbergschiefer. – Ber. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B.-A.), Jg. **1941**, 115–119, Wien 1941.
- ROSIWAL, A.: Petrographische Notizen über einige kristallinische und „halbkristallinische“ Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung des Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 365–372, Wien 1893.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordoststrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 251–387, Wien 1979.
- SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **11**, 67–110, Wien 1960.
- SCHIMANA, R.: Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet, Kärnten). – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S., Wien 1986a.
- SCHIMANA, R.: Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 221–232, Wien 1986b.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt „Radstadt“ (5051). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1937**, 50–52, Wien 1937.
- SCHNEIDER, T.: Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. – Augsburger geograph. Hefte des Lehrst. phys. Geogr. Univ. Augsburg, **7**, 267 S., Augsburg 1988.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **79**, 47–55, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1975**, 253–269, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P. et al.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1976**, 115–145, Wien 1976.
- SCHWAN, W. & ROSSNER, R.: Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern, abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 505–527, Wien 1987.
- SCHWINNER, R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **136**, Abt. I, 333–382, Wien 1927.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. – In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Auflage, 105–232, Wien 1951.
- SLAPANSKY, P.: Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin – Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz – Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 286 S., Wien 1987.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **52**, 272 S., Bern 1924.
- STEINHAUSER, P.: Geodynamische Interpretation rezenter Krustenbewegungen: Alpenraum und Böhmisches Masse. – Abstracts Jahrtagung österr. geol. Ges., **1988**, 29, Salzburg 1988.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, Wien 1854.
- STUR, D.: Handkolorierte geol. Manuskriptkarte der Umgebung von Mauterndorf, Maßstab 1 : 28.800. – Archiv Geol. B.-A., Inv.-Nr. A 03223, Wien 1854.
- Suess, E.: Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. **1890**, 245, Wien 1890.
- THEINER, U.: Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallin-geologische Neuuntersuchung. – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien 1987.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1960**, A85–86, Wien 1960.
- THIELE, O.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1961**, A78–79, Wien 1961.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer) 1980.
- THURNER, A.: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an der Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. – Centralbl. Miner., Abt. A., Jg. **1929**, 151–166, Stuttgart 1929.
- TOLLMANN, A.: Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1961**, A82–84, Wien 1961a.
- TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, Wien 1961b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1962**, A77–81, Wien 1962a.
- TOLLMANN, A.: Die Entdeckung eines eiszeitlichen Naturdenkmals im Lungau. Der Gletschertopf bei Mauterndorf. – Universum, Natur u. Technik, Jg. **17**, 32–34, Wien 1962b.
- TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – In: O. KÜHN (Hrsg.): Lexique Stratigraphique International, I Europe, Autriche, Fasc. **8**, 646 S., Paris 1962c.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hocheindgruppe. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1964**, A51–54, Wien 1964a.
- TOLLMANN, A.: Radstädter Tauern. Exkursionsführer. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 49–56, Wien 1964b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1966**, A58–60, Wien 1966.
- TOLLMANN, A.: Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekton. Forsch., **29**, 26–59, Stuttgart 1968.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der Alpenen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, Wien 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. österr. geograph. Ges., **128**, 62–72, Wien 1986.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987.
- UCIK, F. H.: Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal, Kärnten. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 15–27, Leoben 1975.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 1379–1422, Wien 1908.
- VACEK, M.: Über die Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1882**, 310–316, Wien 1882a.
- VACEK, M.: Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1 : 75.000. Anteil Radstädter Tauern. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1882b.
- VACEK, M.: Über die Schladminger Gneissmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 382–396, Wien 1893.
- VACEK, M.: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1901**, 361–397, Wien 1901.

WEIDL, H.: Das Ostende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 79 S., Wien 1950.

WEISS, E. H.: Die geologischen Verhältnisse und die baueologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 513–528, Salzburg (Tauernautobahn-AG) 1976.

ZEZULA, G.: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien 1976.

Manuskript eingelangt am 15. November 1988.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [132](#)

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

Artikel/Article: [Geologie des mittleren Lungaus 7-103](#)