ARBEITSTAGUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT 1987

BLATT 127 SCHLADMING

Tagungsband der

ARBEITSTAGUNG

DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1987

BLATT 127 SCHLADMING

mit 57 Abbildungen

Zusammengestellt von A. MATURA; mit einem Vorwort von T. E. GATTINGER
und Beiträgen von J. ALBER, L. P. BECKER, E. ERKAN, O. M. FRIEDRICH,
E. HEJL, H. HEINZ, H. L. HOLZER, D. van HUSEN, H. LOBITZER, G. W. MANDL,
A. MATURA, H. J. MAURITSCH, O. PIROS, M. ROCKENSCHAUB, W. SEIBERL,
A. SCHEDL, P. SLAPANSKY und A. WEISS

Tagungsort und -zeit: Pichl-Preunegg 14. bis 17. September 1987

Anschriften der Verfasser:

Dr. JOHANN ALBER, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Univ.-Prof. Dr. LEANDER P. BECKER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26

Univ.-Doz. Dr. ERDOGAN ERKAN, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, A-8700 Leoben, Franz-Josef-Straße 18

Univ.-Prof. Dr. Ing. OTHMAR M. FRIEDRICH, A-8700 Leoben, Schillerstraße 9

Hofrat Univ.-Prof. Dr. TRAUGOTT E. GATTINGER, GBA

Dr. EWALD HEJL, A-1130 Wien, Lainzerstraße 19/13

Dr. HERBERT HEINZ, GBA

Univ-Prof. Dr. HANS LUDWIG HOLZER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26

Univ.-Doz. Dr. DIRK van HUSEN, Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau, Technische Universität, Abt. Geologie, A-1040 Wien, Karlsplatz 13

Dr. HARALD LOBITZER, GBA

Dr. GERHARD W. MANDL, GBA

Dr. ALOIS MATURA, GBA

Univ.-Prof. Dipl.Ing. Dr. mont. HERMANN J. MAURITSCH, Institut für Geophysik, Montanuniversität, A-8700 Leoben, Franz-Josef-Straße 18

Dr. OLGA PIROS, Magyar allami földtani intezet, Budapest 14, Nepstadion ut. 14, Ungarn

Dr. MANFRED ROCKENSCHAUB, A-1190 Wien, Döblinger Hauptstraße 33/15

Univ.-Prof. Dr. WOLFGANG SEIBERL, GBA

Dr. ALBERT SCHEDL, A-7000, Eisenstadt, Bahnstraße 23

PETER SLAPANSKY, Institut für Geologie, Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7

Ministerialrat Dipl.Ing. Mag. jur. ALFRED WEISS, Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, Sekt. VII, Oberste Bergbehörde, A-1030 Wien, Landstraßer Hauptstraße 55-57

ISBN 3-900312-60-5

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23. Für die Redaktion verantwortlich: Dr. A. MATURA. Verlagsort: Wien. Herstellungsort: Wien. Satz: Geologische Bundesanstalt. Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, 1987 Wien.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort (T. E. GATTINGER) 4

1. Geographisch-geologische Übersicht (G. W. MANDL & A. MATURA) 5
2. Zur Erforschungsgeschichte (G. W. MANDL & A. MATURA) 9
3. Schladminger Kristallinkomplex (A. MATURA) 13
4. Radstädter Quarzphyllit (J. ALBER) 25
5. Kalkspitzen-Mesozoikum (P. SLAPANSKY) 33
6. Wölzer Glimmerschieferkomplex und Ennstaler Phyllitzone (A. MATURA) . . . 38
7. Grauwackenzone (A. MATURA) 42
8. Das kalkalpine Stockwerk der Dachstein-Region (G. W. MANDL mit Beiträgen von H. L. HOLZER und H. LOBITZER & O. PIROS) 46
9. Zur Entwicklung des oberen Ennstales im Pleistozän (D. van HUSEN) 86
10. Geochronologische Daten aus den Schladminger Tauern und ihre geologische Interpretation (E. HEJL, M. ROCKENSCHAUB & P. SLAPANSKY) . . . 94
11. Bodengeophysikalische Untersuchungen in den Schladminger Tauern (H. J. MAURITSCH) 104
12. Aerogeophysikalische Erkundung in der Obersteiermark (H. HEINZ & W. SEIBERL) 106
13. a) Zur Vererzung der Schladminger Tauern (O. M. FRIEDRICH) 113
    b) Zur Vererzung des Gebietes Zinkwand-Vettern-Giglach (A. SCHEDL) . . . 116
14. Zur Geschichte des Schladminger Bergbaues (A. WEISS) 118
15. Die quartären Talfüllungen im Raume Schladming (L. P. BECKER) 124
16. Exkursion Giglachsee-Preunegg-Pichl (O. M. FRIEDRICH, E. HEJL, D. van HUSEN, A. MATURA, H. J. MAURITSCH, P. SLAPANSKY) 134
17. Exkursion Aichberg-Stoderzinken-Ramsau (E. ERKAN, G. W. MANDL, D. van HUSEN) 151
18. Exkursion Planai-Aich-Haus-Schladming (O. M. FRIEDRICH, D. van HUSEN, A. MATURA, H. J. MAURITSCH, A. WEISS) 158

VORWORT

Die Geologische Bundesanstalt sieht, wie jeder Geologische Staatsdienst, eine ihrer wesentlichen Aufgaben in der Herstellung geologischer Karten, die neben anderen Publikationsmedien das wichtigste Mittel zur Verbreitung geologischer Kenntnisse über unser Land darstellen.

Seit über dreieinhalb Jahrzehnten ist es nun Gepflogenheit, einer breiten Fachöffentlichkeit durch die jedes zweite Jahr stattfindenden Arbeitstagungen Einblick in die Tätigkeit, insbesondere in die Kartierungsarbeit der GBA zu ermöglichen, wobei Tagungsthemen und -gebiete so ausgewählt werden, daß Kartenblätter zur Diskussion gestellt werden können, deren Bearbeitung weit fortgeschritten, aber noch nicht endgültig abgeschlossen ist. Damit wird den Teilnehmern Gelegenheit geboten, nicht nur den neuesten Stand der Kartierung kennenzulernen, sondern in positiver Kritik Hinweise und Anregungen zu geben, die in die Endbearbeitung Eingang finden und zur Kenntniserweiterung beitragen können.

Das Blatt Schladming mit seiner geologischen Vielfalt vom Schladminger Kristallin über die Ennstaler Phyllitzone und die Grauwackenzone mit dem "Exotischen" Element des Mandlingzuges, bis hin zum Südrand der Kalkalpen wird, obgleich von Alters her klassisches geologisches Forschungsrevier, reichlich Gelegenheit bieten, Neues zu sehen und zu diskutieren.

Was die Vorbereitung und Durchführung der Arbeitstagung angeht, so ist allen bestens zu danken, die durch ihren Einsatz und Fleiß am Zustandekommen mitgewirkt haben, allen voran den Kollegen A. MATURA und G. MANDL, die dabei die Hauptlast zu tragen hatten, zusätzlich zu ihren ohnehin vielfältigen Aufgaben und Obliegenheiten.

Möge daher - und diesem Wunsch zu äußern geschieht im Sinne der ständigen Weiterentwicklung der geologischen Kenntnisse für unser Land - diese Arbeitstagung an die Erfolge der bisherigen Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt anschließen.

T. E. GATTINGER
Direktor

1. GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

G. W. MANDL und A. MATURA

Der Gebietsausschnitt des Blattes 127 Schladming hat von Süden nach Norden gereiht Anteil an den Schladminger Tauern, am Abschnitt des Ennstales zwischen Mandling und Aich, an der Ramsau am Dachstein und am Dachsteinmassiv zwischen dem Hohen Dachstein im Westen und dem Stoderzinken im Osten. Diese landschaftlich reizvolle Vielfältigkeit hat ihre Ursache in einem ebenso vielfältigen und kompliziert gebauten geologischen Untergrund.

Die im lokalen und überregionalen Sinn markante und bedeutende Furche des oberen Ennstales markiert mit großer Wahrscheinlichkeit eine bedeutende junge Störungslinie und trennt die Zentralalpen im Süden von den Nordalpen. Neben den vielen örtlichen Abweichungen wird der geologische Bau von dem generellen Einfallen aller geologischen Einheiten sowie auch der Schieferung und Schichtung in Inneren derselben gegen Norden dominiert. Demgemäß gelangt man von Süden nach Norden von den tieferen geologischen Einheiten in die höheren. Im Bereich des Hauptkammes der Schladminger Tauern nahe dem südlichen Blattrand kulminiert auch der geologische Bau; in dem schmalen Streifen bis zum südlichen Blattrand stellt sich Südfallen ein.

Die südliche Hälfte des Blattgebietes wird zum Großteil vom Schladminger Kristallinkomplex eingenommen. Er besteht aus polymetamorphen, jedenfalls variszisch und alpidisch geprägten, Para- und Orthogesteinen und läßt sich in den Riesachkomplex und den Gollingkomplex untergliedern. Der Gollingkomplex im Süden ist durch die Einschaltung von Metavulkaniten, der Riesachkomplex im Norden durch die Einschaltung von Metaplutoniten charakterisiert.

Im Westen, im Bereich des Preuneggtales und der Kalkspitzen, ist dem Schladminger Kristallinkomplex eine Serie alpidisch epimetamorpher permomesozoischer Gesteine der Radstädter Art eingefaltet (Kalkspitzenmulde), wobei die tektonisch reich gegliederte Grenzfläche generell nach Osten einfällt und im äußersten Südwesteck des Blattgebietes (Sonntagkarhöhe-Roßkogel-Gamskarlspitze) noch Schladminger Kristallin des Liegendflügels hereinreicht. Die Schichtfolge der eingefalteten Radstädter Permotrias mit permischen Quarzphylliten, skythischem Lantschfeldquarzit und mitteltriadischen Karbonatgesteinen ist zumindest im Grenzbereich zur auflagernden Hauptmasse des Schladminger Kristallins invers gelagert. Das Auftreten grobklastischer Partien in den Quarzphylliten entlang der Grenze zum Schladminger Kristallin weist auf einen primär-sedimentären Verband zwischen Quarzphyllit und Schladminger Kristallin hin, der allerdings meist deutlich tektonisch überformt ist.

Im Norden folgt über dem Schladminger Kristallin, getrennt durch eine Überschiebungsfläche, der nordwestliche Ausläufer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes mit einförmigen phyllitischen Glimmerschiefern, Grünschiefern und einzelnen Marmorzügen. Daran schließt im Hangenden ohne deutliche Grenze mit Phylliten und Grünschiefern der westliche Ausläufer der Ennstaler Phyllitzone an. Beide Einheiten werden entlang des Ennstales von den nördlich anschließenden Einheiten spitzwinkelig abgeschnitten; diese Grenzfläche stellt vermutlich eine weitere Überschiebungsfläche dar.

Nördlich der Enns folgt die Pichl-Einheit. Sie ist ein südliches, tektonisch tieferes Element der Grauwackenzone und besteht überwiegend aus vermutlich altpaläozoischen Phylliten und vereinzelten Grüngesteins- und Kalkeinschaltungen.

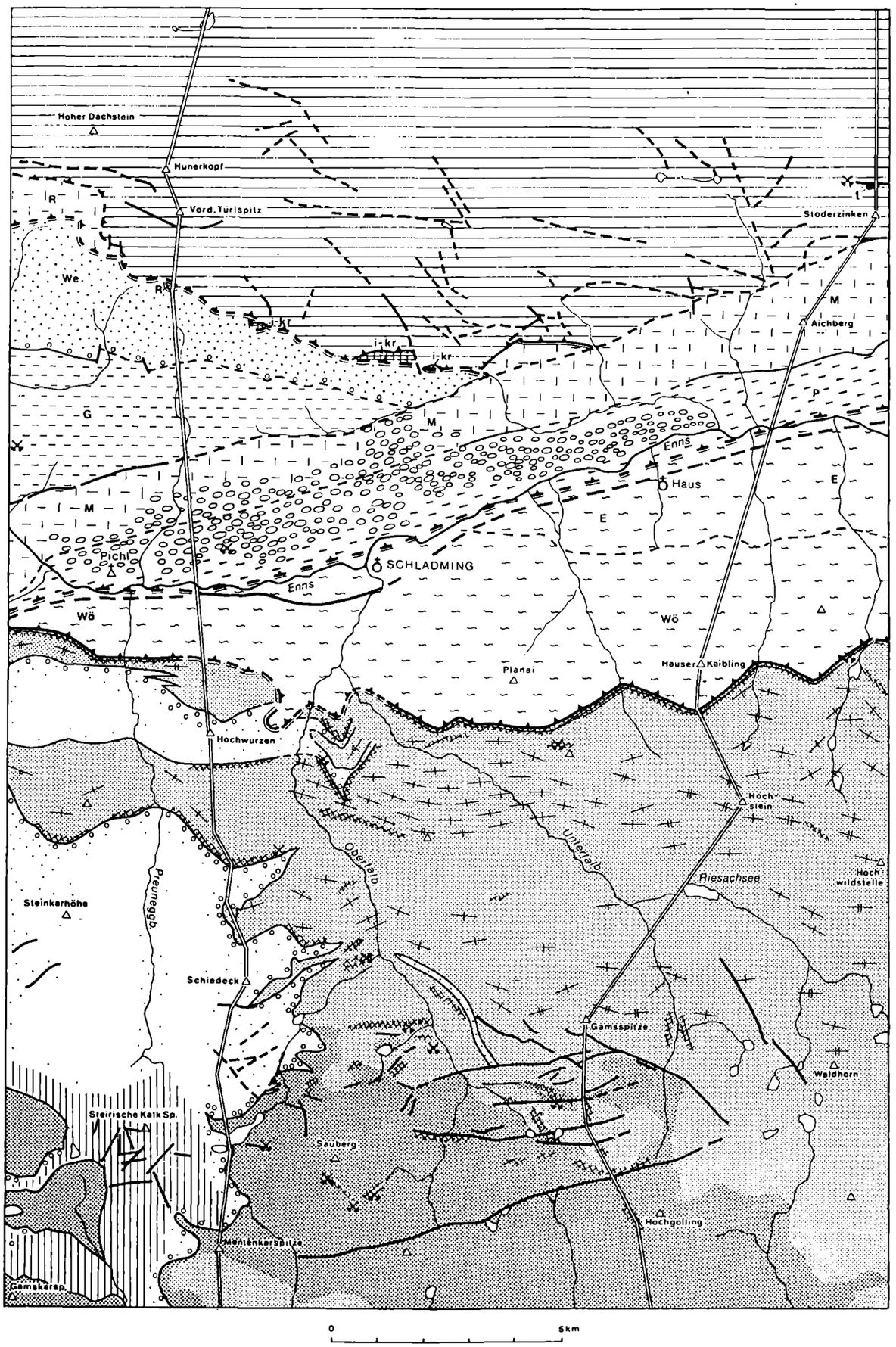
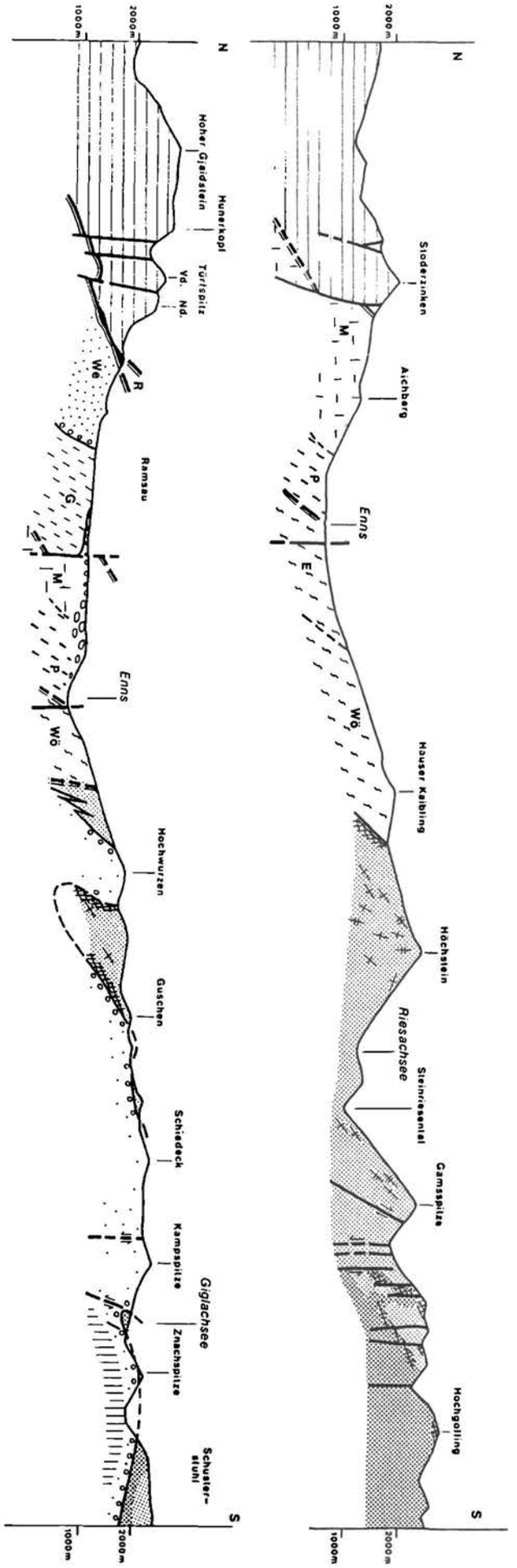


Abb. 1/1: Blatt 127 Schladming - Tektonische Übersicht (G. W. MANDL, A. MATURA). Legende auf nebenstehender Seite.



LEGENDE zu den Abbildungen 1/1 und 1/2

		Mächtige Glazialablagerungen der Ramsau	
	t	Tertiär am Stoderzinken	
	D	Dachsteindecke	Kalkalpines Stockwerk
	R	Raucheckscholle	
	i-kr	Oberjura/Gosau-Schollen des Dachstein-Südrandes	
	We	Werfener Schuppenzone	
	M	Mandlingzug	
	G	Glutserberg-Einheit	Grauwackenzone
	P	Pichl-Einheit	
	E	Ennstaler Phyllitzone	
	Wö	Wölzer Glimmerschieferkomplex	
		Karbonatgesteine der Kalkspitzen	Radstädter Permo-mesozoikum
		Lantschfeldquarzit, Quarzphyllit	
		Riesachkomplex mit sauren und basischen Metaplutoniten	Schladm. Kristallin
		Gollingkomplex (Metavulkanitkomplex)	
		Phyllonit, Gneisphyllit, Quarzphyllit innerhalb des Schladminger Kristallins	
		Überschiebungsfläche (gesichert/vermutet)	
		Transgressionsfläche (± tektonisch überformt)	
		Grenzfläche geologischer Einheiten (gesichert/vermutet)	
		Störungsfläche (gesichert/vermutet)	
		Verlauf der Schnitte	

Abb. 1/2: N-S-Profile zur nebenstehenden tektonischen Übersicht (Abb. 1/1)

Die Glutserberg-Einheit stellt im Blattgebiet das nördliche, tektonisch höhere Element der Grauwackenzone dar, besteht aus altpaläozoischen Phylliten, seltener Sandsteinen, Subgrauwacken und Metabasiten und endet in Blattmitte keilförmig gegen Osten.

Zwischen den beiden Einheiten der Grauwackenzone ragen die Dolomitrücken des Mandling-Zuges aus der mächtigen quartären Bedeckung. Der Mandlingzug, mit seinen auffällig zerrütteten Trias-Dolomiten und sporadisch aufgeschlossenen Hornsteinkalken, streicht gegen Osten unter die Dachsteindecke hinein. Dieser langgestreckte Dolomitspan bildet das heute tektonisch tiefste Element der kalkalpinen Südrandschuppen. Ob Pichl-Einheit und Mandling-Zug, die auffallend parallel zueinander verlaufen, primär-sedimentär verbunden sind, konnte bisher noch nicht eindeutig belegt werden, ist aber wahrscheinlich; in diesem Falle würden sie eine gemeinsame tektonische Einheit bilden. Die Überschiebungsfläche zwischen Mandling-Zug und Glutserberg-Einheit ist durch junge, steile Brüche verstellt.

Über den Phylliten der Glutserberg-Einheit folgen in transgressivem Verband jungpaläozoische bis vermutlich tieftriadische Siliziklastika, die den kalkalpinen Sedimentationszyklus einleiten und strukturell das Ostende der Werfener Schuppenzone darstellen. Schwach metamorphe Breccien, Quarzite, Sand- und Tonsteinfolgen und Evaporite bauen die bewaldeten Vorberge der Dachsteinsüdwände auf. Die hangendste der Südrandschuppen, der Wandzug Raucheck - Marstein - Schönbühel, leitet mit seinen Mitteltriasdolomiten morphologisch bereits zu den schroffen Karbonatwänden des Dachsteinmassivs über, das in Form der Dachsteindecke diskordant und mehr oder weniger flach dem Schuppenland auflagert.

Die Schichtfolge der Dachsteindecke umfaßt die gesamte Trias, sowie seltene Relikte jüngerer Serien. Mengenmäßig überwiegen die massigen bis dickbankigen Seichtwasserkarbonate, deren intensive Verkarstung mit ihrem reichen Formenschatz den landschaftlichen Reiz des Dachsteinplateaus bedingt. Größere Vorkommen von Oberjura und Gosau sind in den Südrandschollen erhalten, die als Deckenscheider zwischen Dachsteindecke und Schuppenland fungieren.

Zeugen einer frühen Morphogenese, welche im Tertiär zur Entstehung der sogenannten Augensteinlandschaft führte, finden sich nur noch in Form reliktisch überlieferter Sedimente. Die letzte, entscheidende Prägung erhielt die Landschaft dieses Großraumes durch die glaziale Überformung im Pleistozän. Neben der Entstehung der charakteristischen glazialen Abtragungsformen kam es auch zur Bildung zum Teil mächtiger Lockersedimentkörper (Ramsauleithen). Rezent noch wirksame, landschaftgestaltende, geologische Vorgänge sind z.B. die Sedimentakkumulation in mächtigen aktiven Schutthalden wie etwa nördlich der Ramsau oder tiefergreifende Massenbewegungen vor allem schiefriger Gesteine, die das durch Eis-Erosion geschaffene, morphologische Ungleichgewicht bis heute noch nicht völlig ausgleichen konnten.

2. ZUR ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

G. W. MANDL und A. MATURA

Schon bald nach der Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt setzte auch im westlichen Ennstalbereich die systematische geologische Landesaufnahme ein. Ihre Ergebnisse und auch jene späterer Aufnahmen wurden in Form handkolorierter Karten dokumentiert aber nicht gedruckt. Die Publikation der Ergebnisse erfolgte nur in schriftlicher Form, fallweise ergänzt durch einzelne Profile.

Die erste Darstellung der Lithologie und des geologischen Baues der Schladminger Tauern stammt von D. STUR (1853): Eine Zone von Thonglimmerschiefern entlang des Ennstales mit karbonatführenden Chloritschiefern am Nordrand wird gegen Süden von Glimmerschiefern mit Granaten unterlagert; die Glimmerschiefer sind erzführend (Golling, Zinkwand). Die Gneis-Partie von Schladming (Hochwildstelle) liegt innerhalb der Glimmerschieferzone. Bei der Kalkspitze gibt es Quarzschiefer.

Eine Verbesserung der Kenntnisse erbrachten die Aufnahmen von M. VACEK (1893): Die Schladminger Gneisinsel besteht in ihren höheren Anteilen aus Gneisen, in den tieferen Anteilen aus meist gebänderten Hornblendegneisen und Amphibolithen; ein Antiklinalbau mit SE-fallender Achse ist erkennbar und kulminiert im Bereich des Hochgolling; im Westen wird die Schladminger Gneisinsel von sericitischen Schiefern unterlagert, im Verband mit Quarziten mit klastisch aussehenden Körnern von Quarz und Feldspat; die Schieferhülle der Schladminger Gneisinsel besteht im Osten aus Granaten-Glimmerschiefern und im Norden aus einem langen Zug von Quarzphylliten, nordfallend und diskordant zu den tieferen Einheiten verlaufend.

Weitere Fortschritte im geologischen Wissen über die Schladminger Tauern läßt die Beschreibung dieses Raumes im Rahmen einer Übersichtsdarstellung der Niederen Tauern durch R. SCHWINNER (1923) erkennen, die offensichtlich auf persönliche Begehungen zurückzuführen sind: Die Phyllite des Ennstales oder Ennstaler Phyllite (ihre Fortsetzung in die Pongauer Phyllite bzw. in die Paltentaler Phyllite wird vorsichtig erwogen) gehen gegen das südlich Liegende durch Verzahnung und Wechsellagerung über; zwischen Schladminger Kristallin und Ennstaler Phylliten besteht ein sedimentärer Kontakt; auch die Radstädter Quarzphyllite reichen transgressiv von Westen auf das Schladminger Kristallin und spitzen gegen Osten (bis zur Preintaler Hütte!) aus; der Wildstellengranit ist eher dioritisch; im Klaffer und oberhalb der Gollinghütte sind Augengneise verbreitet; der Peridotit im Klaffer liegt an einer Störungslinie; beim E-Werk Schladming gibt es einen eingeschieferten Porphyrgang.

Die geologischen Geländeaufnahmen wurden seit H. v. FOULLON (1883) und später durch J. A. IPPEN (1902) und F. ANGEL (1924) auch durch petrologische Studien an Gesteinsproben des Schladminger Kristallins begleitet.

In der Zeit von 1936 bis 1938 hat O. SCHMIDEGG in den Schladminger Tauern kartiert und in seinen Berichten zahlreiche wertvolle Geländebeobachtungen festgehalten: Das Schladminger Altkristallin läßt sich in zwei Abschnitte gliedern; der nördliche Bereich besteht aus Schiefergneisen mit eingelagerten Orthogesteinen granitischer bis dioritischer Zusammensetzung; südlich der Linie Waldhorn-Zwerfenberg-Duisitzkar ist die Gesteinszusammensetzung mannigfaltiger; neben sauren Orthogesteinen und injizierten Schiefern gibt es mehr Amphibolit und die "Branden"-schiefer (durch Kiesimpregnation); der geologische Bau wird durch drei E-W-streichende Antiklinalen bestimmt; im Westen taucht die Radstädter Serizit-Quarzphyllitserie unter dem Altkristallin hervor; an der Grenze treten Magnetit führende Chloritschiefer auf; einzelne Serizitquarzitschiefer innerhalb des Kristallins könnten

auch Phyllonite sein; unweit Bromriesen ist in den Paragneisen neben Granat auch Staurolith enthalten; Marmorvorkommen beim Schlapfer und schwarzer Mylonit ("Porphyroid") beim Preuneggeingang und bei Schladming werden erwähnt.

Die montanistische Untersuchung des Zinkwand-Vöttern-Gebietes durch G. HIESS-LEITNER (1929) sowie die detaillierte Aufnahme der Schladminger Grubenfelder durch O. M. FRIEDRICH seit 1933 hat auch wichtige geologische Beobachtungen erbracht.

In den 50er- und 60er-Jahren wurden einzelne Teilgebiete von Dissertanten des Geologischen Institutes der Universität Wien aufgenommen (Untertal bis Sattental von K. KÜPPER, 1953; Klafferkessel-Hochgolling von K. VOHRYZKA, 1956; Gebiet westlich Hochgolling von H. SCHMID, 1959; Kalkspitzen von H. SCHEINER, 1960; Preuneggtal von H. P. FORMANEK, 1964) und damit die ersten geologischen Detailkarten aus dem Gebiet der Schladminger Tauern publiziert.

Arbeiten, die zwar einen engen Bezug zu den Problemen des geologischen Baues des Blattgebietes von Schladming besitzen aber außerhalb desselben angesetz waren, stammen von H. WIESENEDER (1939), der an der Grenze zwischen Schladminger Kristallin und Wölzer Glimmerschiefern Mylonite feststellte und daher an dieser Grenze eine tektonische Fuge annahm, und von W. FRITSCH (1953), der im Raume südlich von Ölbarn feststellte, daß Ennstaler Phyllite und die Granatglimmerschiefergruppe vor der letzten gemeinsamen Metamorphose und Tektonik sowohl sedimentär-stratigraphisch als auch tektonisch voneinander abgegrenzt waren.

In Verbindung mit der Erschließung der Uranerzlagerstätte von Forstau wurde von einer Geologengruppe der Geologischen Bundesanstalt in den Jahren 1973 und 1974 eine geologische Detailaufnahme eines Gebietsstreifens südlich des Ennstales durchgeführt. Der auf Blatt 127 Schladming reichende Teil der Kartierung entfiel auf F. BOROVICZENY (Reiteralmgebiet) und A. MATURA (Hochwurzen, Mitterberg).

Die systematische Neukartierung zur Erstellung einer geologischen Karte von Blatt 127 Schladming schloß, den Bereich südlich der Enns betreffend, im Jahre 1975 unmittelbar an. Neben den GBA-Mitarbeitern J. ALBER (Radstädter Quarzphyllit, Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) und A. MATURA (Schladminger Kristallin) haben bei der Neuaufnahme als auswärtige Mitarbeiter auch E. HEJL (Schladminger Kristallin, Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) und P. SLAPANSKY (Kalkspitzen) in Verbindung mit ihren Dissertationsarbeiten am Geologischen Institut der Universität Wien mitgewirkt und dabei auch radiometrische Altersdatierungen und strukturgeologische Analysen geliefert. Weitere, das Blattgebiet betreffende Forschungsergebnisse stammen von G. VOLL (Gefüge) und A. SCHEDL (Metavulkanite, Vererzung).

Neben der geologischen Kartierung und zur Beurteilung der Rohstoffvorräte in dieser alten Bergbauregion Schladming wurden seit den späten 70er-Jahren auch Untersuchungen der Bachsedimentgeochemie (F. THALMANN) sowie bodengeophysikalische (H. J. MAURITSCH) und aerogeophysikalische Messungen (W. SEIBERL, H. HEINZ) durchgeführt.

Eine erste flächendeckende Darstellung der Geologie der Kalkalpen und der Grauwackenzone auf Blatt Schladming findet sich auf unveröffentlichten Manuskriptkarten der GBA im Maßstab 1:144 000 von M. V. LIPOLD um 1860. Trotz des zu dieser Zeit noch heftigen Ringens um die Untergliederung des "Alpenkalkes" und seine chronostratigraphische Einordnung sind bereits der "rhaethische" Dachsteinkalk und -dolomit, Guttensteinerkalk, Werfener Schiefer und Grauwackenschiefer des Silur verzeichnet. Der Ramsaudolomit des Mandlingzuges wird westlich von Weißenbach als Grauwackenkalk, östlich davon als Guttensteinerkalk eingestuft. Der mächtige quartäre Schotterkörper der Ramsauhochfläche wird als Leithakonglomerat bezeichnet.

Nächste Manuskriptkarten stammen von E. v. MOJSISOVICS & M. VACEK aus dem Jahre 1883. Hier sind innerhalb des rhätischen Dachsteinkalkes Korallenriffe ausgeschieden, welche das Plateau großflächig vom Koppenkarstein im Westen bis zum Hocheck im Osten bedecken. Das Liegende des Dachsteinkalkes bildet "Diploporenkalk und -dolomit", der sich auch in den Mandling-Zug fortsetzt. Die Jurascholle der Kalchwand ist als Dachsteinkalk verzeichnet und das kohleführende Tertiär der Stoderalm ist bereits dargestellt.

Kartenentwürfe von G. GEYER 1903 lehnen sich weitgehend an die zuletzt genannten Manuskripte an, zusätzlich wurde der "Wettersteindolomit" im Raume Kampl-Silberkar und im Tal des Grafenbergsees erfaßt.

Einen wichtigen Fortschritt stellen dann die publizierten Arbeiten von F. TRAUTH (1925, 1927) dar, dessen Seriengliederung und Vorstellungen vom tektonischen Bau dem heutigen Bild zum Teil schon recht nahe kommen. Er scheidet auch bereits die Hallstätter Kalke beim Stoderzinken sowie Grüngesteinszüge und verschiedene Phyllit-Typen in der Grauwackenzone aus.

Die letzte auch gedruckte Darstellung, die allerdings nur den Westteil des Blattes Schladming mit umfaßt, ist die Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe von O. GANSS, F. KÜMEL & E. SPENGLER 1954. Sie besitzt in vielen Teilen durchaus heute noch Gültigkeit und zeigt erstmals auch das Band der mitteltriadischen Hallstätter Kalke in den Südwänden und die Gosauvorkommen des Südrandes. Für den Ostteil unseres Gebietes gibt R. FUKER 1954 eine, allerding recht kursorische Kartendarstellung ohne grundlegende Neuerungen. Eine monographische Bearbeitung erfährt der gesamte Mandling-Zug durch K. HIRSCHBERG 1965. Die Schichtfolge dieses langgestreckten kalkalpinen Spornes besteht nach diesem Autor aus Dachsteinkalk, Halobienschiefern, Ramsaudolomit, Gutensteiner Kalk und Dolomit, Werfener Schiefern und Quarziten und als "Haselgebirge" bezeichneten, gips- und salzfreien Breccien.

Durch ihre mikrofaziell und mikropaläontologisch untermauerten Ergebnisse stellen die Arbeiten von W. SCHLAGER 1966, 1967a am benachbarten Gosaukamm einen wesentlichen Schritt zur heutigen Kenntnis besonders des stratigraphischen Aufbaues dar. Ergänzende stratigraphische Details des Südrandes zwischen Gosaukamm und Stoderzinken erbrachte die Untersuchung durch R. LEIN 1976, welche aufgrund der Entdeckung von oberkarnischen Hallstätter Kalken in der Schichtfolge des Mandling-Zuges auch ein modifiziertes palinspastisches Modell der Hallstätter Zonen zum Ergebnis hatte.

Im Zuge der Erforschung der quartären Entwicklung des Enns- und Trauntales trugen die Arbeiten von D. van HUSEN 1968, 1977 wesentlich zur Kenntnis der jungen Bedeckung bei.

Jüngste Arbeiten einer Salzburger Arbeitsgruppe in der Grauwackenzone reichen mit der Arbeit von P. BRANDMAIER 1983 zum Teil noch in das Kartenblatt herein.

Der klassischen Stellung des Salzkammergutes in der kalkalpinen Forschung entsprechend sind die Detailarbeiten im Umfeld des Kartenblattes Schladming sehr zahlreich. Es wird daher nur im Einzelfall, besonders im stratigraphischen Teil, darauf eingegangen.

Schon bald nach der ersten Klärung der stratigraphischen Abfolge und dem Einzug deckentektonischer Konzepte in die Ostalpengeologie um die Jahrhundertwende wurde die Dachsteinregion in tektonische Überlegungen einbezogen - beginnend mit E. HAUG & M. LUGEON 1904. J. NOVAK 1911, F. HAHN 1913 und schließlich die Wiener Schule unter L. KOBER rangen um das Verstehen des komplexen Bauplanes

des Salzkammergutes. Eine erste maßstäbliche Abwicklung der kalkalpinen Tektonik versuchte E. SPENGLER (Kalkalpen-Mittelabschnitt 1956). Während A. TOLLMANN mit seinen tektonischen Karten der Nördlichen Kalkalpen (Mittelabschnitt 1969, Zusammenfassung 1976) im bisher detailliertesten Gesamtüberblick das Deckenkonzept der Wiener Schule weiter ausbaute, diskutierte W. SCHLAGER 1967b erneut ein autochthonistisches Modell für die Dachsteindecke und die angrenzenden Hallstätter Zonen.

Ab Mitte der 70er-Jahre führten Beobachtungen von verschiedener Seite schließlich zum Erkennen eines neuen, wesentlichen kalkalpinen Bauprinzipes, der bereits (ober-)jurassisch einsetzenden, gleittektonischen Umgestaltung der Paläogeographie - vgl. B. PLÖCHINGER 1974, 1976, G. SCHÄFFER 1976, H. HÄUSLER 1979, G. W. MANDL 1982, A. TOLLMANN 1981 und Gesamtübersicht 1985.

Die Neuaufnahme des kalkalpinen Abschnittes am Kartenblatt Schladming wurde vom GBA-Mitarbeiter G. W. MANDL 1983 begonnen; als auswärtige Mitarbeiter waren E. POBER und E. ERKAN tätig. Die Bearbeitung des Quartäranteiles übernahm D. van HUSEN.

3. SCHLADMINGER KRISTALLINKOMPLEX

A. MATURA

Das Schladminger Kristallin stellt einen Komplex mehrfach metamorpher und verformter Para- und Orthogesteine dar. Sie wurden voralpidisch unter den Bedingungen der Amphibolitfazies geprägt. Zur Einstufung des Mineralaltbestandes in die Amphibolitfazies haben u.a. H. P. FORMANEK (1964) und A. SCHEDL (1981) ausführlicher argumentiert. E. HEJL (1984) wertet K-Ar-Alter von 340±18 und 347±20 Mio. J. aus grobschuppigen Pegmatitmuskowiten als Belege für den thermischen Höhepunkt und das variszische Alter dieser Metamorphose. Während der alpidischen Orogenese wurde das Schladminger Kristallin unter den Bedingungen der Grünschieferfazies retrograd überprägt. W. FRISCH et al (1984) setzen die Amphibolit-Gneis-Wechselfolgen im Südteil des Kartenblattes mit dem Vulkanogenen Komplex der Gleinalpe gleich, für welchen ein oberkambrisches Bildungsalter gemessen wurde (W. FRANK et al, 1976), und fassen das gesamte Schladminger Kristallin als Rest eines kaledonisch geprägten Grundgebirges auf.

LITHOLOGIE

Paragneis

Paragneise sind im Schladminger Kristallin die weitaus vorherrschende Gesteinsart und von eher eintöniger Zusammensetzung. Migmatitische Bereiche unterschiedlicher Art sind mit kaum oder nicht migmatitischen ohne scharfe Grenze verbunden; injektionsmigmatite sind in der Umgebung der Metaplutonite im nördlichen und mittleren Bereich des Schladminger Kristallins zu finden, Lagenmigmatite und Plagioklasaugengneise in den südlichen Anteilen. Die überwiegend kleinkörnigen Paragneise zeigen gewöhnlich einen s-parallelen, dezenten Lagenbau, der durch s-parallele, mm-feine bis cm-dicke Quarz- oder Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen und -linsen betont wird und eine von Ort zu Ort unterschiedlich intensive Fältelung markiert.

Im Rahmen des einförmigen Gesamtcharakters der Paragneise zeigen die Mengenverhältnisse im Mineralbestand örtlich breitere Streuung. Hauptgemengteile sind Plagioklas und Quarz; Nebengemengteile sind Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat, Klinozoisit/Epidot, örtlich Hornblende; an Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Orthit, Opake, Turmalin, Titanit und Karbonat vorhanden. Plagioklas ist meist ein ± dicht mit Hellglimmer und etwas Klinozoisit gefüllter reiner Albit. Mitunter ist der Randsaum frei von Fülle. Lokal sind Bereiche mit Oligoklas (23-27% An-Gehalt), kaum gefüllt und fast ohne Zwillingslamellen, erhalten geblieben. Alkalifeldspat tritt nur in den migmatitischen Plagioklasaugengneisen im Süden auf, fehlt aber sonst in den Paragneisen.

Brauner Biotit ist selten frisch erhalten, meist mit Chlorit verwachsen, der den Biotit oft unter Ausscheidung von Titanitkörnchen sowie weitgehend auch Granat sekundär verdrängt hat. Auffallend grobschuppige Hellglimmer mit mehr als mm-großen Tafeln sind eher in der Umgebung von Intrusivkörpern zu finden. Ein großer Anteil der feinschuppigen Hellglimmer ist als Fülle in den Plagioklasen vertreten. Linsen- und leistenförmige, feinschuppige Hellglimmeraggregate, die auch als auffallende, mehrere mm große Knötchen auswittern, treten vor allem in der Nachbarschaft von Intrusivkörpern auf und könnten als Pseudomorphosen nach Andalusit interpretiert werden. Die vom Verfasser im Kartierungsbericht von 1978 vermerkten Sillimanit-Einschlüsse in Muskowit-Tafeln stellten sich als Fehlbestimmung heraus. Hornblende ist ein sehr kennzeichnender Nebengemengteil der Paragneise im Nordosten des Schladminger Kristallins nördlich und östlich der Linie Riesachtal-Waldhorn und bildet dort meist schon makroskopisch leicht erkennbare feine, dunkle Nadeln. U.d.M. zeigen sich diese Hornblenden meist innig mit Biotit verwachsen; sie schließen das externe Gefüge unverlegt ein, sind also spät- bis postkinematisch schieferungsparallel ohne bevorzugte Richtung gesproßt. E. H. WEISS (1958) deutet die enge Verwachsung von Hornblende und Biotit als teilsweise Verdrängung von Hornblende durch Biotit. O. SCHMIDEGG (1937) erwähnt Staurolith in Paragneis unweit Bromriesen. A. SCHEDL (1981) hat Serizit-Chlorit-Aggregate aus dem Bereich Vetternspitzen als Pseudomorphosen nach Staurolith interpretiert.

Oligoklas, Biotit, Hellglimmer, Granat, Hornblende, Alkalifeldspat und ?Staurolith bilden den z. T. noch erhaltenen Altbestand und sind der mittelgradigen, voralpidischen (variszischen) Metamorphose zuzuordnen; Quarz, gefüllter Albit, Chlorit, feinschuppiger Hellglimmer und Epidot/Klinozoizit sind das Ergebnis der retrograden alpidischen Metamorphose unter niedriggradigen Bedingungen.

Leukogranitgneis, Leukogranodioritgneis, Leukotonalitgneis

Die Metaplutonite bilden die kennzeichnenden Gesteinsarten des Riesachkomplexes, der den größeren, nördlichen Teil des Schladminger Kristallins einnimmt und dem Metavulkanite führenden Gollingkomplex gegenübergestellt wird. Sie treten in zwei E-W-streichenden Zügen auf, in welchen sie unterschiedlich dicht aneinander gelagerte Bereiche von m- bis km-Dimension ausfüllen. Der nördliche Zug folgt dem Nordrand des Schladminger Kristallins und reicht vom hinteren Seewigtal im Osten über den Mitterberg bis zum Obertal; ihm gehören die größten geschlossenen Massen an, wie der Granitgneiskörper zwischen Rabensteinwand im Obertal und der Südwestflanke des Krahbergerzinken oder jener im Bereich der Wödl-Hütte. Der südliche ist schwächer entwickelt; er läßt sich von der Nordschulter des Hochfeld, über das Fenzenlehen im Obertal, das hintere Herzmaierkar, die Unt. Steinwenderalm im Steinriesental bis in das Gebiet der Preintaler Hütte verfolgen, wo er sich mit dem nördlichen Zug zu vereinigen scheint. Die restlichen Vorkommen der Metaplutonite befinden sich im westlichsten Gebiet (Gasselhöhe, Schober) und weiter südlich (Eschachalm, Unterende der Wasserfallrinne, nördlich Grubachhöhe).

Die im Titel angeführten Varietäten der sauren Metaplutonite sind durch weite Übergänge miteinander verbunden und meist erst u.d.M. genauer identifizierbar. In der Karte ist daher eine Differenzierung unterblieben. Der Kontakt zum Nebengestein ist zwar meist ohne Übergangszone entwickelt, doch die Aufsplitterung in zahlreiche Gänge und kleinere Körper erschwert die klare kartenmäßige Abgrenzung.

Es herrschen leukokrate, an Mikroklin arme bis freie Orthogesteine vor. Die Hauptmasse der Orthogneise wurde nach der intrusiven Platznahme gemeinsam mit dem Nebengestein geschiefert. Eine jüngere Generation von Muskowit-Metaleukograniten bildet im Bereich Herzmaierkar diskordant zur Schieferung des Nebengesteines dm- bis m-mächtige Gänge, die durch spätere Verformungen zerrissen und subparallel zur Schieferung eingeregelt wurden. Schlierige pegmatoide Partien unter Beteiligung von Hellglimmer, Feldspat und Quarz sind innerhalb der mächtigeren Gänge keine Seltenheit.

Die Hauptgemengteile im Mineralbestand der sauren Metaplutonite sind Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Plagioklas ist ein meist dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit. Die Mikrokline, wenn vorhanden, sind fallweise flecken-perthitisch oder schachbrettalbitisch entmischt. Nebengemengteile sind Muskowit und Biotit bzw. Chlorit und Epidot/Klinozoisit. Biotit - nicht selten mit Sagenitgitterung - ist teilweise bis gänzlich in Chlorit umgewandelt worden; das Mengenverhältnis Chlorit:Biotit als ein Index für die Intensität der retrograden alpidischen Metamorphose ist zwar von Ort zu Ort verschieden, läßt aber keine Zonierung der retrograden Metamorphose erkennen. Örtlich kann auch Hornblende als Nebengemengteil auftreten. Klinozoisit und/oder Epidot bildet teilweise die mikrolithische Plagioklasfülle, teilweise klein- bis mittelkörnige Blasten. Zu den Akzessorien zählen idiomorpher Zirkon, Orthit, pigmetierter Apatit, Titanit, örtlich Karbonat Turmalin und Granat.

Das Gefüge der Orthogneise zeigt weitgehend homogene stoffliche Verteilung und ist meist deutlich geschiefert; nur örtlich ist noch das massige Gefüge erhalten geblieben. Die Korngröße schwankt zwischen kleinkörnig bis grobkörnig, das Korngrößenverhältnis zwischen gleichkörnig und porphyrisch.

Quarzdioritgneis, Dioritgneis

Die intermediären bis basischen Metaplutonite liegen hier als Hornblende führende Orthogneise und Amphibolite vor. Sie sind ebenfalls bezüglich Gefüge und Zusammensetzung vielfältig ausgebildet, mengenmäßig den sauren Orthogneisen aber weit unterlegen. Sie treten als ± scharf abgrenzbare Einschaltungen innerhalb der Metaplutonitkörper auf oder bilden isolierte Einschaltungen in Paragneis. Die auffallendsten Häufungen sind im Bereich Höchstein-Hochwildstelle und im Bereich Hinterer Wildkarstein-Gamsspitze-Preintaler Hütte zu finden.

Die Hauptgemengteile sind graugrüne Hornblende und Plagioklas, der auch hier meist als dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit vorhanden ist. Örtlich kann auch Quarz als Hauptgemengteil hinzutreten. Als Nebengemengteile kommen Biotit, Chlorit, Epidot und Hellglimmer vor. Chlorit verdrängt teilweise bis vollständig den Biotit. E. HEJL (1984) berichtet über Chloritisierung von Hornblende aus Grobkornamphiboliten im Bereich Klafferkessel-Zwerfenbergsee. Titanit, Ilmenit, pigmentierter Apatit, Zirkon, Orthit und Karbonat zählen zu den Akzessorien.

Das klein- bis mittelkörnige Gefüge der dunklen Orthogesteine ist stofflich meist homogen, seltener massig, meist jedoch geschiefert.

Serpentinit

Das kleine Serpentinitvorkommen im Klafferkessel bei dem kleinen See am Nordostfuß des Greifenberges wird seit F. HERITSCH (1921) in der Literatur erwähnt und ist durch K. VOHRYZKA (1957) und E. HEJL (1983) zuletzt näher beschrieben worden. Demnach besteht das feinkörnige Gestein aus den Hauptgemengteilen Serpentin (größtenteils Antigorit) sowie Talk und Tremolit als unregelmäßig begrenzte Aggregate; opake Minerale (?Magnetit) und Apatit stellen die Akzessorien; örtlich sind größere Anteile von Karbonat (Dolomit oder Magnesit) vorhanden; der Serpentinit grenzt im Süden an grobkörnigen Amphibolit, im Norden mit hellgrünen Aktinolithschiefern und dunkelgrünen, grobschuppigem Chloritfels an migmatitische Paragneise.

Am Westgrad des Greifenberges und im Hang nördlich des Greifenberggipfels wurden von K. VOHRYZKA und E. HEJL zwei weitere, nur wenige m³ große Serpentinitvorkommen gefunden.

Metavulkanite

Für den Südteil des Schladminger Kristallins ist das Auftreten einer Serie von z. T. gebänderten Amphiboliten und leukokraten, gebänderten Plagioklasgneisen kennzeichnend, die als Metavulkanite aufgefaßt werden können (A. MATURA, 1980) und zusammen mit den begleitenden Paragneisen als Gollingkomplex bezeichnet werden. Die Verbreitung der Metavulkanite im südlichsten Gebietsstreifen von Blatt Schladming wurde durch die Neuaufnahmen von A. SCHEDL und E. HEJL genauer erfaßt. Die Interpretation als Metavulkanite hat A. SCHEDL (1981) mit geochemischen Vergleichen untermauert und dabei neben den Hauptelementen vor allem die Spurenelemente berücksichtigt. Eine scharfe räumliche Abgrenzung zwischen den sauren Anteilen der Metavulkanite und den ebenfalls oft lagig struierten Paragneisen ist wegen der Ähnlichkeit mancher Varietäten schwierig bis unmöglich. Auch die gröberen, massigen Amphibolitvarietäten der Metavulkanite sind von den basischen Metaplutoniten des nördlichen Bereiches makro- und mikroskopisch nicht unterscheidbar. Mächtigkeit und Abstand der wechselnden Lagen schwanken von mm bis zu mehreren m; die Grenzen sind teils verschwommen teils scharf ausgebildet.

Unter den verschiedenen Abstufungen der sauren Metavulkanite, die z. T. zu den Paragneisen vermitteln, sollen hier nur jene charakterisiert werden, die mit größerer Sicherheit als Metavulkaniten gelten können.

Dazu zählen lichte, fein- bis kleinkörnige **Plagioklasgneise**, die örtlich plattig brechen, an anderen Stellen über größere Mächtigkeiten massig und homogen ausgebildet sind. Die Mächtigkeit solcher Gneishorizonte kann mehrere Meterzehner erreichen. Meist sind sie im Verband mit Bänderamphiboliten.

Der Mineralbestand ist weitgehend kristalloblastisch erneuert. Hauptgemengteile sind zu etwa gleichen Anteilen gefüllter Albit und Quarz. Wichtigster Nebengemengteil ist meist feinschuppiger Hellglimmer, der sich häufig in flaserigen Aggregaten oder schieferungsparallelen Zeilen angesammelt hat. Der Volumsanteil von Biotit ist stets kleiner als jener von Hellglimmer oder Biotit fehlt gänzlich. Biotit ist eher selten frisch erhalten geblieben und meist teilweise bis vollständig in Chlorit umgewandelt worden. Unter den Akzessorien sind Zirkon mit oft relativ großen, bis 0,1 mm messenden, kaum idiomorphen, meist vielmehr gerundeten Individuen, und Rutil kennzeichnend. Daneben treten noch Orthit, Epidot, Apatit und Opake auf. Karbonat ist entweder fein verteilt im Gefüge oder hat feine Risse verheilt und kann meherere Volumsprozentanteile erreichen.

An einigen Stellen (Eiskar, westlich Grubachscharte, Gollingwinkel, Hochgolling, nordwestlich Murspitzen) ist in den sauren Metavulkaniten auch Alkalifeldspat in unterschiedlichen, bis zu 40 Volumsprozent reichenden Anteilen enthalten, meist als eher hart gegitterter Mikroklin. Auch A. SCHEDL (1981) und E. HEJL (1984) erwähnen geringe Alkalifeldspatanteile in den Plagioklasgneisen. Solche Varietäten sind mit dem "Normaltyp" der Plagioklasgneise durch Übergänge verbunden.

Die bedeutendste Mächtigkeit erreichen die lichten Plagioklasgneise im Gipfelaufbau des Hochgolling, wo sie von K. VOHRYZKA (1957) in die tieferen "sauren Gneise von Orthohabitus" und die höheren sogenannten "Serizitquarzite" gegliedert wurden; nach seiner Meinung sind die Serizitquarzite durch starke Durchbewegung aus den ersteren hervorgegangen. Auch E. HEJL (1983) deutet diese Serizitquarzite und -schiefer als alpidische Phyllonite.

Örtlich sind **Plagioklasquarzite** als Varietät der Plagioklasgneise entwickelt. Im Kristallinrahmen der Kalkspitzen aber auch nördlich der Gasselhöhe treten Plagioklasquarzite gemeinsam mit Pyrit und/oder Magnetit führenden leukokraten Plagioklasgneisen im Grenzbereich zu den Radstädter Quarzphylliten auf (J. ALBER 1985). Vor der Verwechslung mit dem Lantschfeldquarzit schützt die Feststellung von Biotit, der dem Lantschfeldquarzit fremd ist.

Zu den basischen Metavulkaniten werden im Kartengebiet vor allem ± deutlich gebänderte, fein- bis kleinkörnige **Plagioklasamphibolite** und - etwas weniger häufig - homogenere, klein- bis mittelkörnige Amphibolite sowie feinkörnige **Biotit-Amphibolite** und **Granat-Biotit-Amphibolite** gezählt. Lokal sind fast reine Hornblendefelse entwickelt. Die Variationsbreite dieser Gesteine ist von A. SCHEDL (1981) und E. HEJL (1983) genauer beschrieben worden.

Die Hauptgemengteile sind Hornblende und meist dicht gefüllter Albit. Die Hornblende der Plagioklasamphibolite ist blaugrün und von tschermakitischer Zusammensetzung, jene der Amphibolite ist eine Magnesiohornblende; die blassen Aktinolithe sind jüngerer Entstehung und bilden oft Säume um die älteren Hornblenden (A. SCHEDL, 1981). Der An-Gehalt der Plagioklase erreicht maximal etwa 25 %. Unter den Nebengemengteilen fehlen Quarz, Hellglimmer (als Plagioklasfülle), Epidot, fast nie; Biotit geht meist gemeinsam mit Granat, beide sind ± stark chloritisiert. Stellenweise ist Karbonat als Nebengemengteil vertreten. Akzessorien: Apatit, Titanit, Rutil. Ilmenit.

Regelungs- und Verteilungsanisotropie im Gefüge sind konform. Stark abweichend von der durchschnittlichen Zusammensetzung der basischen Metavulkanite kann der Lagenbau örtlich durch Epidot (nach A. SCHEDL meist an der Grenze von Amphibolit und Plagioklasgneis) oder Biotit/Chlorit reiche Streifen ausgebildet sein.

Pegmatitgneis

Vereinzelt treten innerhalb des Gollingkomplexes maximal mehrere Meter mächtige und mehr als 10 m lange Schollen als Teile meist boudinierter Gänge auf, die aber bevorzugt im Grenzbereich zum Riesachkomplex zu finden sind.

Eine Probe von der Südschulter der Kampspitze westlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt ein inhomogenes, ungleichkörniges (fein- bis grobkörniges), granoplastisches Gefüge aus Schachbrettalbit, gefülltem Albit, Quarz und Hellglimmer; akzessorisch Turmalin, Chlorit, Zirkon und Rutil.

Brandenzone

Brandenzonen sind auffallende, oft weithin sichtbar bräunlich verfärbte Felsformationen von meist schieferungkonkordantem Verlauf. Sie entstehen durch die Verwitterung kiesimpregnierter Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung und waren bei der Erzsuche im Zuge der historischen Schladminger Bergbautätigkeiten von Bedeutung. K. VOHRYZKA (1957) führte "brandige" Phyllonite, Amphibolite, Serizitquarzite und Graphitquarzite an und hat als erster die imposanten Brandenzonen des Hochgolling-Stockes genauer kartenmäßig dargestellt. A. SCHEDL (1981) betonte die Bindung der erzführenden Branden im Zinkwand-Vetternkar-Gebiet an graphitführende konkordante Quarzphyllite.

Die Probe eines brandigen Gesteines neben dem markierten Steig östlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt inhomogene Mineralverteilung; reine, feinschuppige Chlorit-Hellglimmer-Aggregate mit reichlich Rutil wechseln mit Erz-durchstäubtem Pflaster von Albit und Quarz; daneben etwas orthitischer Epidot; akzessorisch noch Zirkon und Turmalin. Andere Proben aus dem Bereich der Rotmannlspitze erwiesen sich als Karbonat-Aktinolith-Klinozoisitschiefer oder als Klinozoisit reicher Quarzphyllit mit auffallend rotbraun pleochroitischem Titanit.

Serizit-Quarzitschiefer, Quarzphyllit, Gneisphyllit, Phyllonit

Diese innerhalb des Schladminger Kristallins teils horizontartig oder anscheinend isoliert auftretenden Gesteinsarten markieren Zonen ausgeprägter tektonischer Durchbewegung. Dabei steht nicht eindeutig fest, ob oder wieweit sie nur als Produkt dynamometamorpher Vorgänge aufzufassen sind; denn durch die Ähnlichkeit mit Varietäten der Radstädter Quarzphyllite ist es auch denkbar, daß diese Serizit-Quarzitschiefer und Gneisphyllite bereits vortektonisch das waren was sie sind und durch ihre gegenüber dem Schladminger Kristallin geringeren tektonischen Kompetenz die Anlage tektonischer Schwächezonen vorbestimmt bzw. begünstigt haben. Die Bedeutung dieser Fragestellung betrifft auch die Genese der Schladminger Erzlagerstätten, weil - wie O. M. FRIEDRICH mehrfach beschrieben und betont hat - die Vererzung innerhalb des Schladminger Kristallins zumeist an diese Gesteinszonen gebunden sind.

Die meisten Vorkommen dieser **Serizit-Quarzitschiefer** und **Quarzphyllite** treten in der Fortsetzung von in das Schladminger Kristallin nach Osten reichenden Radstädter Quarzphyllitkeilen auf (Krahbergzinken, Gruberberg westlich Neualmscharte; Eiskar, Gollingwinkel, Neualm etc.). Sie sind oft mit braun verwitternden, örtlich vererzten Karbonatanreicherungen und Gneisphylliten verbunden. Neben Quarz ist als Hauptgemengteil häufig auch eher spärlich gefüllter Albit vorhanden. Feinschuppiger Hellglimmer als Nebengemengteil ist homogen verteilt oder bildet unregelmäßig Aggregate, häufig aber dünne geschlossene s-parallele Züge. Chlorit tritt dagegen ganz zurück, ist aber meist vorhanden. Fein verteiltes Karbonat ist ebenfalls ein verläßlicher Nebengemengteil. Unter den Akzessorien ist neben Apatit, Epidot, Opaken, Turmalin, und rundem Zirkon vor allem Rutil ein kennzeichnender, selten fehlender Bestandteil, der bevorzugt in dünnen Zeilen innerhalb der feinschuppigen Hellglimmerzüge zu finden ist und auch in der Radstädter Quarzphylliten das typische Akzessorium ist.

Sowohl die Serizitschiefer im Gipfelbereich des Hochgolling als auch weitere Vorkommen im Gollingwinkel werden von E. HEJL (1982) als phyllonitisierte Orthogneise aufgefaßt. Die gleiche Deutung gilt nach E. HEJL (1985) auch für Quarzphyllit-Vorkommen in einem stark durchbewegten Bereich am Nordrand des Schladminger Kristallins in der Südflanke der Planai, wo es bei der Phyllonitisierung zur Neusproßung von Chlorit und Hellglimmer gekommen sei. Postkinematisch, quer zur Schieferung gesproßte Chlorite konnten in weiteren Proben aus Quarzphylliten, die von der Nordgrenze des Schladminger Kristallins stammen (Roßfeldsattel S Hauser Kaibling, W Bodensee-Nordende), festgestellt werden.

Schiefrige Plagioklas reiche Gesteine **("Gneisphyllite")** treten sowohl im Grenzbereich zwischen dem Schladminger Kristallin und den Radstädter Quarzphylliten im Westen und den Wölzer Glimmerschieferkomplex im Norden als auch in isolierten Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallins auf und sind mit dem Nachbargestein durch Übergänge verbunden. Allen diesen Vorkommen ist der phyllitisch-schiefrige Habitus gemeinsam. An Hauptgemengteilen ist Quarz und gefüllter Albit vorhanden. Der größere Anteil von Chlorit und Hellglimmer bildet meist geschlossene, gefältelte Züge, die makroskopisch den phyllitischen Habitus bewirken; akzessorisch kann Turmalin, Karbonat, pigmentierter Apatit, Opake, Epidot, runder Zirkon, Rutil oder Titanit festgestellt werden.

Größere Mächtigkeiten an der Grenze zum Radstädter Quarzphyllit erreichen die Gneisphyllite im Bereich des Guschen, am Kamm zwischen Melcherspitze und Vogelsang. Oft fehlen sie auch in dieser Position und Schladminger Kristallin grenzt direkt an den Radstädter Quarzphyllit. Größere Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallins wurden auf der Ferchtlhöhe, zwischen Wasserfallspitze und Tristhof, im Eiskar, und in den untersten Hangbereichen beiderseits des Steinriesenbachtales südlich der Unt. Steinwenderalm gefunden, da und dort auch im Verband mit quarzphyllitartigen Gesteinen.

Die Annahme einer bedeutenden Bewegungszone am Nordrand des Schladminger Kristallins stützt sich auf die in diesen Bereichen entwickelten Merkmale intensiver Durchbewegung. Nähert man sich der Nordgrenze des Schladminger Kristallins dann geht allmählich zunächst der gerade in den nördlichen Bereichen verbreitete injektionsmigmatitische Habitus des Kristallins verloren. Es stellen sich schließlich feinkörnige, plattige Gneise und dünnblättrige Chloritschiefer ein. Im Raume Untertal-Krahberger-zinken treten in diesem Grenzbereich in schieferungsparallelen Streifen angereicherte, mm-große, runde, von den Glimmern umschmiegte, gefüllte Albite auf, die aufgrund dieser Merkmale als voralpidische (?)Oligoklas-Blasten gedeutet werden können, die alpidisch verformt und zu Albit rekristallisiert wurden, wobei die Rekristallisation die Verformung überdauert hat.

GEOLOGISCHER BAU

Nach dem Serienbestand läßt sich das Schladminger Kristallin in einen nördlichen, durch die Einschaltung von Metaplutoniten gekennzeichneten Bereich und in einen südlichen Bereich untergliedern, der durch die Einschaltungen von Metavulkaniten charakterisiert ist. Der erstere soll hier als Riesach-Komplex, der letztere als Golling-Komplex bezeichnet werden. Eine scharfe Abgrenzung ist in der Natur nicht möglich, weil die Gliederung nur auf der Verbreitung der Metavulkanite beruht und die begleitenden Paragneise der beiden Komplexe sich meist kaum voneinander unterscheiden. Trotz der Unschärfe dieser Grenze läßt sich aber mit Hilfe des ausgeprägten Reliefs der Schladminger Tauern erkennen, daß die Grenzfläche uneben ist und der Gollingkomplex gegen Norden und Osten unter den Riesach-Komplex einfällt. Die Grenzlinie verläuft etwa vom Landauersee im Westen über den Duisitzsee zur hinteren Eschachalm, weiter über die Grubachscharte zur Unteren Stegeralm; von da nach Süden zum Rottor, dann wieder gegen Südosten in den Südwestfluß der Deichselspitze.

Im hinteren Lesachtal hat E. HEJL (1983) sehr deutlich herausgearbeitet, daß der Metavulkanitbereich von ausgeprägten Migmatiten (Lagenmigmatiten, Plagioklasaugengneisen) überlagert wird. Faßt man diese Migmatite als südliche Fazies des Riesachkomplexes auf, was sich durch die Zusammenhänge im Bereich Riesachtal-Klafferkessel plausibel ableiten läßt, dann sind sehr wahrscheinlich auch die Plagioklas-Augengneise des Schusterstuhles am südlichen Blattrand zwischen Weißpriachtal und Znachtal dem Riesach-Komplex zuzuzählen und stellen vermutlich im südlichsten Teil des Blattgebietes den Ansatz des südfallenden Südflügels über einer E-W-axialen Aufwölbung des Gollingkomplexes dar.

Der **Riesachkomplex** ist lithologisch gegliedert durch zwei E-W-streichende Züge von Metaplutoniten und begleitenden Injektionsmigmatiten im Norden und die erwähnten In-situ-Migmatite im Süden. Strukturell herrscht mittelsteiles Nordfallen vor, wobei gewöhnlich die Schieferung konform zum Lagenbau der Paragneise liegt. Nur entlang dem östlichen Blattrand in dem Gebietsstreifen Höchstein-Klafferkessel ist ein Großfaltenbau mit generell flach E-fallenden Achsen angedeutet, der ungefähr mit der Morphologie übereinstimmt. Die nördliche Großfalte kulminiert im Kammbereich Höchstein-Hochwildstelle; die südlich anschließende Mulde deckt sich etwa mit dem Verlauf der Linie Riesachtal-Waldhornalm. Die südlich anschließende Antiklinale ist weit weniger deutlich entwickelt und kulminiert etwa entlang der Linie Klafferkogel-Waldhorn. Im Westteil des Riesachkomplexes dürften diese Falten isoklinal eingeschlichtet sein. Sowohl die räumliche Verteilung der Metaplutonitkörper in den zwei Zügen als auch die Raumlage der meist flachen Einzelkörper ist subkonkordant zur regionalen Schieferung eingeregelt.

Während im Riesachkomplex Leithorizonte praktisch fehlen, markieren die verschiedenen sauren und basischen Metavulkanitzüge sehr deutlich den Internbau des **Gollingkomplexes.** Im vorliegenden Gebietsausschnitt auf Blatt 127 Schladming läßt sich leider keine brauchbare Stratigraphie dieser Gesteinsfolgen feststellen. Die einzelnen geschlossenen Horizone sind bis mehrere hundert Meter mächtig und bis zu 2,6 km weit verfolgbar (E. HEJL, 1983). Der westliche Bereich ist lebhafter im Zehner- bis Hundertmeterbereich gefaltet, der Ostteil dagegen im Raume Hochgolling/hinteres Lessachtal ist nur flach gewellt.

Im Norden grenzt das Schladminger Kristallin an einer mittelsteil nordfallenden Fläche an die westlichen Ausläufer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes. Diese Grenze ist ein bedeutender Bewegungshorizont, weil entlang ihres Verlaufes ausgeprägte Durchbewegung entwickelt ist. Weiter im Osten, im Bereich des Kleinsölktales, erkannte H. WIESENEDER schon 1939 die tektonische Natur dieser Grenze ("Klein-Sölker Überschiebung"), wegen der intensiven postkristallinen Durchbewegung in dieser Zone und weil an keiner Stelle die Intrusivgesteine der Schladminger Masse in die Granatglimmerschiefer hinüber reichen.

Im Westen grenzt das Schladminger Kristallin an die jungpaläozoischen und triadischen Metasedimente der Radstädter Tauern. Diese Grenzfläche hat eine komplizierte Gestalt. Im allgemeinen läßt sich aus ihrem Geländeanschnitt in dem Hochgebirgsrelief der Schladminger Tauern ein etwa mittelsteiles Westfallen herauslesen. im einzelnen bestehen folgende Besonderheiten.

Das 300-400 m mächtige Vorkommen von häufig deutlich phyllonitisierten und mehrfach verschuppten Paragneisen und Amphiboliten des Schladminger Kristallins am Freiberg nördlich Hochwurzen setzt, beim Steg bei K 1025 etwa 200 m mächtig den Preuneggbach querend, gegen Westen in den Buckelwald fort, wo dieser Zug durch tiefgreifende postglaziale Hangtektonik um eine beträchtliche Strecke nordwärts gesackt ist. Anscheinend besteht aber keine Verbindung dieses Zuges vom Freiberg gegen Osten mit der Hauptmasse des Schlagminger Kristallins. Der für diese Frage entscheidende Bereich am Ausgang des Obertales ist weitgehend von Moränen und Hangschutt bedeckt. Die Aufschlüsse im Bett des Obertalbaches lassen eher eine Verbindung des Quarzphyllit-Marmor-Vorkommens beim Schlapfer mit den phyllitischen Glimmerschie-

fern und Marmoren des Fastenberges erkennen als eine quer dazu verlaufende Verbindung des Kristallins vom Freiberg mit jenem des Mitterberges. Falls sie je bestanden hat, so ist sie heute wegerodiert. Jedenfalls bereitet die vorliegende Situation für den Versuch einer tektonischen Abwicklung beträchtliche Schwierigkeiten, weil ja Elemente der Wölzer Glimmerschieferzone, die in das Hangende des Schladminger Kristallins gehören, beim Gehöft Schlapfer im Obertal das Schladminger Kristallin und geröllführenden Radstädter Quarzphyllit unterlagern. Oder die gewöhnlich ebene nördliche Grenzfläche des Schladminger Kristallins ist im Osthang des Obertales quer zum Streichen eingemuldet und schneidet dabei auch diskordant über Kristallin und Quarzphyllit.

Der breite Streifen von Radstädter Quarzphyllit zwischen Hüttecksattel und Hochwurzen spaltet sich gegen Osten am Mitterberg in zwei reichlich geröllführende schmale Züge auf. Einzelne Vorkommen von Quarzphylliten im Südhang der Planai und am Krahbergerzinken stellen vermutlich die Fortsetzung dieser Züge dar.

Im Süden schließt eine über Roßfeld und Schober gegen Westen reichende Kristallinzunge an. Weiter gegen Süden reicht wieder Quarzphyllit bei der Patzenalm und bei der Bromriesenalm weit in das Obertal hinab.

Eine Kuriosität stellt die etwa 3,5 km lange und dabei nur 50 m mächtige Lamelle einer invers lagernden Schichtfolge aus Lantschfeldquarzit im Liegenden und Radstädter Quarzphyllit im Hangenden dar. Sie zieht von Hopfriesen/Hirzegg - eine Verbindung gegen Westen mit der Hauptmasse der Radstädter Quarzphyllite ist nicht aufgeschlossen - in die Ostflanke des Obertales gegen Südosten und endet in etwa 1800 m Höhe an der Wasserfallrinnen-Störung. Auf der Felsnase nordöstlich oberhalb Eschachboden in etwa 1650 m Höhe sind unter dem Lantschfeldquarzit Andeutungen von Rauhwacke vorhanden. Nach H. P. FORMANEK et al (1962) trennt diese Lamelle tektonisch die sog. Obertaleinheit im hangenden von der sog. Duisitzeinheit im Liegenden; die angenommene Fortsetzung dieses Horizontes durch das Eiskar und über den Hauptkamm nach Süden ist durch die Neuaufnahme nicht bestätigt worden. Die Annahme einer tektonischen Bewegungsfuge zwischen dem Lantschfeldquarzit und dem liegenden Kristallin ist logisch und sehr wahrscheinlich zutreffend, konnte aber wegen des schwierigen Geländes und auch mangels geeigneter Aufschlüsse nicht belegt werden. Beim Landauersee im Giglachtal kulminiert eine gegen Westen (!) unter geröllführende Quarzphyllite flach eintauchende Großfalte. Dies ergibt sich aus dem Geländeanschnitt der Grenzfläche sowie aus der Orientierung der Schieferungsflächen und Faltenachsen.

Nach P. SLAPANSKY & W. FRANK (1987) wurde das Schladminger Kristallin durch die alpidische Tektonik vollständig invertiert, wobei vor allem bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Phyllonitzonen eine bedeutende Rolle gespielt haben.

Nach meinem Gesamteindruck wurde das Schladminger Kristallin während der retrograden alpidischen Metamorphose wohl bis in das Korngefüge - mit von Ort zu Ort unterschiedlicher Intensität - strukturell beeinflußt, das voralpidische Gefüge, vor allem der örtlich migmatitisch akzentuierte Lagenbau, ist aber weitgehend erhalten geblieben und damit auch ein Teil der dadurch erkennbaren Großstrukturen. In diesem Sinne und bezüglich der Frage, ob und inwieweit das Schladminger Kristallin durch die alpidische Tektonik invertiert wurde, ist auch der Umstand zu beachten, daß die Grenzfläche zum Radstädter System der Internbau des Schladminger Kristallins diskordant schneidet. Die Grobklastika in den Radstädter Quarzphylliten können sehr plausibel als Transgressionsbildung und das Radstädter Permomesozoikum als heute invers unter dem Schladminger Kristallin liegende Sedimentdecke desselben aufgefaßt werden. Aus der inversen Lagerung der Sedimentdecke ist aber nicht zwingend auch die inverse Lagerung des kristallinen Basements abzuleiten, denn jene könnte von letzterem im Zuge der alpidischen Tektonik z. T. abgeschert worden sein oder es hat nur der angrenzende Kristallinbereich die Umkehrung mitgemacht. Zur Klärung der Frage wieweit die Hauptmasse des Schladminger Kristallins invers liegt, sind noch eingehende Gefügestudien, wie sie P. SLAPANSKY im Seekarspitz-Kristallin begonnen hat, erforderlich.

Zahlreiche **Störungen** zerschneiden das Schladminger Kristallin. Sie sind eher selten durch die begleitenden Mylonite belegbar. Durch den Mangel an Leithorizonten ist auch Richtung und Ausmaß der Relativbewegungen meist unsicher. Manche durch Mylonite markierte Störungen sind morphologisch kaum ausgeprägt. Ein Beispiel dazu bildet jene steilstehende, NNW-SSE-streichende Störung, die vom Waldhorntörl, über den Greifenstein, die Placken-Südwestflanke bis zur Mannlspitze verfolgt werden konnte und wahrscheinlich weiter gegen Norden über den Riesachsee und die Tiefentalscharte reicht (zum Bewegungssinn dieser Störung konnten keine griffigen Anhaltspunkte gefunden werden). Andererseits fehlen Mylonite entlang morphologisch ausgeprägten Strukturen, wie etwa Rinnen mit auffallend geradlinigem Verlauf. Sie sollen in der Karte durch eine eigene Signatur von den sicheren Störungen unterschieden werden.

Ein Bündel steilstehender bis nordfallender W-E-Störungen verläuft in einem Streifen zwischen dem Giglachsee-Gebiet im Westen und dem Klafferkessel im Osten und bildet wohl nur einen Abschnitt eines Störungssystems, das sowohl im Westen als auch im Osten weiterreicht. An ihnen ist es zu Vertikalverstellungen von mehreren hundert Metern gekommen, wobei die südlichen Teile relativ gehoben wurden. Dieses Bild läßt sich aus der Situation am Nordrand des Kalkspitzenmesozoikums ableiten, wo dieses Störungsbündel eingebunden ist. Auch die Verstellung des Lantschfeld-quarzites der Hirzegger Quarzitlamelle in der Störung der Wasserfallrinne belegt diesen Bewegungssinn. Am besten ist dieses Störungsbündel im Abschnitt zwischen dem Ober- und dem Untertal aufgeschlossen. Etwa sieben Störungsblätter konnten ausgemacht werden.

Die mittelsteil bis steil NNE-fallende Störung, die den Kamm zwischen Wasser-fallspitze und Tristhof quert scheint einen entgegengesetzten, gegen Süden aufschiebenden Bewegungssinn zu besitzen, weil Schieferung und Schichtung der im Süden angrenzenden Gneise eine entsprechende Schleppung erkennen lassen. Ob nun die markante Störung, die von der Unt. Stegeralm über den Greifen-bergsattel und von dort vermutlich weiter gegen ESE führt, die Fortsetzung dieser Störung ist oder zu dem vorhin genannten Störungsbündel zu zählen ist, konnte bisher noch nicht geklärt werden. Eine sowohl morphologisch ausgeprägte als auch mit Myloniten belegbare Störung läßt sich von der Greimeisteralm im Znachtal gegen ENE über die Falkenscharte und Krautgartscharte verfolgen und dürfte ver-mutlich mit der Störung, die über die Gollingscharte in den Gollingwinkel zieht in Verbindung stehen (E. HEJL, 1985).

LITERATURVERZEICHNIS

ALBER, J.: Berichte 1979 bis 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Verh. Geol. B.-A., Wien, **1980-1982.**

ALBER, J.: Berichte 1982 und 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A., **126** und **128**, Wien 1983 und 1985.

ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., Sonderb. **60**, 302 S., Graz 1924.

BRANDMAIER, P.: Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. - Vorarbeit am Inst.f.Geowiss. d. Univ. Salzburg, Salzburg 1983.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **Sonderheft G,** 11-35, Wien 1965.

FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9-80, Wien 1964.

FORMANEK, H. P., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**, 27-53, Wien 1961.

FOULLON, H. v.: Über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und krystallinische Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthale in Obersteiermark. - Jahrb. K. K. geol. R.-A., **33**, 207-252, Wien 1883.

FRIEDRICH, O. M.: Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **70**, 48-60, Graz 1933a.

FRIEDRICH, O. M.: Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern.- Mitt. Min. Ges., **98**, Wien 1933b.

FRIEDRICH, O. M.: Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 1, 1-14, Wien 1933c.

FRIEDRICH, O. M.: Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 2, 54-61, Wien 1933d.

FRIEDRICH, O. M.: Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 3, 84-99, Wien 1933e.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. I. Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **5**, 80-130, Leoben 1969.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **9**, 107-130, Leoben 1969.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. III. Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **15**, 29-64, Leoben 1975.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution for the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. - Geol. Rundschau, **73**, H. 1, 47-68, Stuttgart 1984.

FRITSCH, W.: Die Gumpeneckmarmore. - Mitt. Joann.,**1953**, H. 10, 3-12, Graz 1953.

FRITSCH, W.: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. - Mitt. Joann., **1953**, H. 10, 13-20, Graz 1953.

HAAS, H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental. - Diss. Univ. Graz, 1956.

HEJL, E.: Berichte 1982 bis 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A. **126-129**, Wien 1983-1986.

HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. - Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 17-31, Graz 1983.

HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **57**, 1-224, Graz 1921.

HERITSCH, F.: Geologischer Führer durch die Zentralalpen (östlich von Katschberg und Radstädter Tauern). - Berlin (Borntraeger) 1926.

HIESSLEITNER, G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **77**, H. 3, 104-123, Wien 1929.

IPPEN, J. A.: Gesteine der Schladminger Tauern. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., **38**, 85-134, Graz 1902.

KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien **5**, 368-481, Wien 1912.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. - IV + 283 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger) 1923.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. - 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.

KOLLER, F.: Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., **23**, S. 275-315, Wien 1976.

KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. - Jahrb. Geol. B.-A., **99**, H. 1, 201-223, Wien 1956.

MATURA, A.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Taurachbachtal und Untertal, 1:25000. - Unpubliziert, Archiv der Geol. B.-A., 1974.

MATURA, A.: Berichte 1975 bis 1981 über geologische Aufnahmen in kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). - Verh. Geol. B.-A., Wien 1976-1982.

MATURA, A.: Berichte 1982 bis 1985 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). - Jahrb. Geol. B.-A., **126-129**, Wien 1983-1986.

MATURA, A. (mit Beiträgen von ALBER, J., SCHEDL, A. und ZIMMER, W.): Projekt Geologische Detailaufnahme alter Bergbaugebiete auf Blatt 127 Schladming, Abschlußbericht. - 78 S., 17 Abb., 1 Tab., 17 Beilagen, Wien 1980a.

MATURA, A.: Die Schladminger und Wölzer Tauern. - In: R. OBERHAUSER: Der Geologische Aufbau Österreichs, 363-368, Wien (Springer) 1980b.

METZ, K.: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., **4**, 370-381, Wien 1954.

METZ, K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. - Carinthia II, **Sonderh. 28**, S. 159-166, Klagenfurt 1971.

NAPEY, A.: Das Schwefelkiesvorkommen in der Weissen Wand im Untertal bei Schladming in Steiermark. - Montan. Ztg. f. Österr.-Ung. u.d. Balkanländer, **24**, Graz 1917.

PFEFFER, W.: Versuch einer Untergliederung der Ennstaler Phyllitzone und Prospektion auf Uran und Scheelit. - Unpubl. Diplomarbeit, 47 S., Mont. Univ. Leoben, 1977.

PFEFFER, W. & SCHÜSSLER, F.: Geologische Kartierung und Prospektion auf Uran und Scheelit in den westlichen Schladminger Tauern. - Mitt Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum **38**, Graz 1977.

PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. - Verh. Geol. B.-A., **1976**, H. 2, 95-114, Wien 1976.

REDLICH, K. A.: Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennstal. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **51**, 1-62, Wien 1903.

SCHEDL, A.: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. - Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., 121 Abb., 7 Diagr., 10. Tab., 3 Beil., Wien 1981.

SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11**, 67-110, Wien 1960.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt "Radstatt" (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1936**, 59-63, Wien 1936.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt "Radstadt" (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1937**, 50-52, Wien 1937.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt Radstadt (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1938**, 45-47, Wien 1938.

SCHWINNER; R.: Die Niedern Tauern. - Geol. Rdsch., **14**, 26-56, 155-163, Berlin 1923.

SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. - In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105-232, Wien (Deuticke) 1951.

SLAPANSKY, P.: Mehrphasige Deformation und Metamorphose im Permoskyth der nördlichen Radstädter Tauern. - In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15), Heft 2, Jahresbericht 1980, 20a-20d, Montanuniversität Leoben 1981.

SLAPANSKY, P.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A., **129**, 430-431, Wien 1986.

SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). - In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern alps, 420 S., 136 Abb., 5 Taf., Wien (Deuticke) 1987.

STIPPBERGER, W.: Schrifttum über Bergbau und Geologie usw. des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800-1956. - Mitt. Mus. f. Bergb. Geol. Techn., H. 16, 1-52, Graz 1956.

STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. - Jb. Geol. R.-A., **4**, 461-483, Wien 1853.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325-354, Wien 1958.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. - 256 S., Wien (Deuticke) 1963.

VACEK, M.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. R.-A., 382-396, Wien 1893.

VOHRYZKA, K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **8**, 1-43, Wien 1957.

WALACH, G.: Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. - Projekt St-C-001/84.

WEISS, E. H.: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). - Joann. Min. Mittbl., **2**, 69-109, Graz 1958.

WIESENEDER, H.: Aufnahmsbericht für 1938 über Blatt Gröbming - St. Nikolai (5052). - Verh. Geol. B.-A., **1939**, 96-98, Wien 1939.

WIESENEDER, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. - Tscherm. Min. Petr. Mitt. **50**, 273-304, Leipzig 1939.

4. RADSTÄDTER QUARZPHYLLIT

J. ALBER

Die geschlossene Hauptmasse der im Blattgebiet wahrscheinlich zur Gänze jungpaläozoischen Radstädter Quarzphyllitserie nimmt den westlichsten Teil des mittleren Kartengebietes ein. Im großen gesehen taucht sie unter die mächtige Einheit des Schladminger Kristallins nach N bzw. NNE ein. L. KOBER (1938, S. 38) wies bereits auf das fingerförmige Ausspitzen der Quarzphyllitdecke im E unter dem auflagernden Schladminger Kristallin hin und H. P. FORMANEK et al. (1961, Taf. 1) und H. P. FORMANEK (1964, Taf. 3) bringen das in ihren Darstellungen deutlich zum Ausdruck.

Wie schon H. P. FORMANEK 1963 feststellte, bildet die Quarzphyllitmasse im regionalen Bereich zwischen Obertal und Forstautal mehrere Aufwölbungen und Depressionen, wodurch hier die tieferliegenden Teile dieser verkehrt liegenden Verrucano-Serie aufgeschlossen sind. Es herrschen W-E-streichende B-Achsen vor. Ihr Maximum liegt bei 090-100/10-20°. Damit wird das Abtauchen des Quarzphyllites gegen E deutlich. Die Gesteinsserie der Radstädter Quarzphyllite ist in ihrer Zusammensetzung durchaus mit der Rannachserie in den Seckauer Tauern entlang des Liesingtales zu vergleichen, wo über mächtigen Konglomeraten Quarzite, Serizit-Quarzitschiefer und Serizit-Phyllite in großer Mächtigkeit folgen.

Für das Verständnis des Baues der Radstädter Quarzphyllite ist der Verlauf des Gerölle führenden Horizontes und damit verbundener, oft karbonatführender Serizit-Quarzite sowie der feinkörnigen, plattigen, kalifeldspatführenden Lantschfeldquarzite von Bedeutung. Der Serienbestand der Quarzphylliteinheit soll an Hand eines Profiles auf der Westseite des Preuneggtales südlich der Schober-Kristallinschuppe dargestellt werden:

Zu beiden Seiten des Preuneggtales bilden mächtige Konglomerate und Quarzgerölle führende Quarzphyllite die Grenze zum Kristallin, sie sind auf der Westseite und in der Schoberalm mächtig ausgebildet, südlich anschließend folgen mächtige Serizitquarzite und Karbonatquarzite mit Uranführung, südlich der Ferchtlscharte (P 1887) im Bereich der Farmau Alm-Steinkaralm-Steinkarhöhe-Aigneralm dominieren Chlorit-Serizitphyllite und Quarzphyllite i. a. und in der südlich angrenzenden Zone Weitgaß-Scharţl-Faslalm-Untere Moarhofalm treten wiederum Arkosequarzite mit Geröllen und Lantschfeldquarzite in Verbindung mit Kalkmarmoren in den Vordergrund. Diese Quarzite unterscheiden sich von den Serizitquarziten weiter im N vor allem durch ihre Feinkörnigkeit, plattige Ausbildung und den hohen Gehalt an Feldspat.

Albit-Chloritschiefer mit Geröllen und Schollen von Eisendolomit

Die kompliziert gebaute Grenzzone zwischen Schladminger Kristallin und Quarzphyllit wird einerseits an vielen Stellen durch Albit-Serizit-Chloritschiefer mit Schollen bzw. Geröllen von Ankerit bzw. Eisendolomit andererseits durch mehr oder minder mächtige geröllführende Serizit-Quarzitschiefer bis Quarzgeröllschiefer markiert. Solche Chloritschiefer-Horizonte wurden im N auf der NE-Schulter der Hochwurzen und am W-Abfall zum Preuneggtal angetroffen. Sie markieren ebenfalls die Südgrenze des Roßfeld-Schober-Kristallinlappens im Bereich westlich vom Schobersee und in der Westflanke des Ruppeteck bis knapp südlich vom Zefererörtl (P. 1468).

Die am Guschen und in der westlichen Fortsetzung zwischen Roßfeld-Schober-Kristallin und dem Quarzkonglomerathorizont der Radstädter Quarzphyllitmasse häufig in ihrer Mächtigkeit wechselnden Chlorit-Serizit-Albit-Quarz-Schiefer, kurz "Gneisphyllite" genannt, dürften vielleicht den ältesten Teil der Quarzphyllitgruppe darstellen und in etwa diesem Horizont entsprechen.

Die kleine Kristallinmulde, welche westlich vom Giglachsee am Kamm zwischen Kampspitz und Preunegg Sattel nach W aushebt wird von einem schmalen Band von Albit-Chloritschiefern mit Schollen und Geröllen von Eisendolomit und Quarz, gefolgt von mächtigen Metakonglomeraten begleitet. Diese ziehen aus dem Bereich nördlich der Ignaz Mattis Hütte um das Kristallin im Rinderfeld an der SW-Flanke der Kampspitze herum, setzen im Liegenden des Kristallins zwischen den beiden Giglachseen ins Nordgehänge der Znachspitze über und ziehen östlich des Znach Sattels weiter nach S ins Braunkar.

In einem meist gefältelten Grundgewebe aus Chlorit und Serizit mit wechselndem Gehalt an Quarz und Albit, meist sehr feinkörnig, liegen verschieden große, meist ecken- bzw. kantengerundete Gerölle aus sehr feinkörnigem Eisendolomit. Häufig tritt auch ein beträchtlicher Gehalt an Magnetit hinzu. Der Albit ist getrübt, das Verhältnis Quarz : Albit ist meist 2 : 1. Akzessorisch treten bläulichgrüner Apatit, Turmalin, untergeordnet Rutil, Zirkon und ein stark variierender Gehalt an opaker Substanz (Graphit und Pyrit) auf.

Geröll führender Quarzphyllit bis Metaquarzkonglomerat

Die Matrix dieser Gesteinstypen kann von quarzphyllitischer bis zu serizit-quarzitischer Ausbildung schwanken und oft einen beträchtlichen Anteil an intergranular verteiltem Karbonat beinhalten. Die Geröllkomponenten bestehen vorwiegend aus Quarz, meist weiß, nicht selten rosa oder grau, daneben wurden auch verschiedene Gneisgerölle, Feldspat- und Plagioklasgerölle und Quarzitgerölle beobachtet.

Bei den geröllführenden Serizit-Quarziten handelt es sich um fein- bis grobkörnige flaserige Gesteine, deren granoblastisches Gefüge durch cm- bis mehrere cm große bis faustgroße Gerölle inhomogen und ungleichkörnig (Grundmasse 0,05-0,4 mm) erscheint, wobei Regelungs- und Verteilungsanisotropie parallel zu s-Flächen herrscht. Bei den Gerölle führenden Quarzphylliten tritt der Quarzgehalt im Grundgewebe zugunsten des Serizites etwas zurück. Meistens liegt eine Wechselfolge von verschieden mächtigen (0,5-1 m) Geröllquarzit- und Serizitphyllitlagen vor.

Diese Gesteine markieren mehr oder minder in fast allen Bereichen die Grenze zum Kristallin. Besonders mächtige Geröllquarzite und Geröllphyllite queren die Hochwurzen und ziehen nach Westen ins Preuneggtal und über den Buckelwald weiter bis ins Forstautal und ins Taurachtal.

Südlich des Roßfeld-Schober-Kristallins schließen ebenfalls Konglomerathorizonte vergesellschaftet mit Geröllphylliten und Karbonatquarziten auf der gesamten Länge vom Obertal bis ins Forstautal, wo sie NW vom Zefererörtl in 1300 m Sh. um die Stirne des Kristallins herumziehen und sich mit dem nördlichen Quarzphyllitzug der Gasselalm verbinden, wo sie SW der Stegerhütte nach E auskeilen. Am Westabfall des Hochfeldmandl (P. 2093) hebt ein Kristallinlappen, der von E herüberstreicht etwas unterhalb des Kammes nach W aus und Geröllquarzite und -phyllite mit dazwischengelagerten Quarziten und Serizitphylliten legen sich darunter um das Kristallin herum. Nach S fortschreitend über die Obere Moarhofalm und die Westflanke des Schiedeck ziehen diese Geröllquarzite und -phyllite südlich des Schiedeck in dessen steile SE-Wand.

H. P. FORMANEK, (1964, S. 65f.) bezeichnet diese am Schiedeck mächtig auftretende Serie als "weiße bis hellgelbliche Serizit-Quarz-reiche Gesteine". Obwohl er einräumt, daß ihre Zusammensetzung der der Quarzphyllite gleicht, trennt er sie doch als "Mylonite und Quarzphyllite des Schiedeck" ab.

300 m W Schiedeck, in Höhe 2130-2230 m liegt ein Vorkommen von Muskovit-Biotitgneisen, die zum Großteil als Schutthaufen mit im Verbande befindlichen Teilbereichen vorliegen. Nach H. P. FORMANEK (1964) fügen sich diese Muskovit-Biotitgneise tektonisch in den Bau des Schiedeck ein. Diese Paragneise be-

sitzen aber kaum Spuren einer Diaphtorese, was der Vermutung von FORMANEK, daß die große, umgebende Masse von Serizitquarziten und Quarzkonglomeraten als Mylonite vorliegen könne, eher widerspricht.

Das Kristallinvorkommen bei der Ignaz Mattis-Hütte nördlich und westlich vom Giglachsee bildet den Kern einer flachen, ostfallenden Mulde aus geröllführenden Quarzphylliten und -quarziten, welche von der Giglachalm bis in das Rinderfeld zu verfolgen sind und von Quarziten und Serizitphylliten begleitet werden.

Epidot führender Serizit-Phengitquarzit und Chlorit-Serizitschiefer

Es handelt sich um ein in die Geröll führende Serie eingeschaltetes Gestein im Bereich des Hochwurzen und westlich davon. Dabei bildet Epidot mit 8-15 % einen charakteristischen Übergemengteil. Am Hochwurzen tritt ein massiger Epidot führender Quarzit auf mit ca. 70 % Quarz, 10-15 % Serizit/Phengit, Albit, Karbonat. Weiter westlich zu beiden Seiten des Preuneggtales stehen Epidot reiche Chloritschiefer an. Es handelt sich um graugrüne, sehr feinkörnige, massige Gesteine, die zuweilen eine Feinschichtung erkennen lassen. Gegen Westen gehen sie seitlich in Epidot-Chlorit-Serizitphyllite und Chlorit-Serizitphyllite über. Sie setzen sich zusammen aus ca. 30 % Quarz, 25 % Albit, 15 % Chlorit, 15 % Epidot, Karbonat, Serizit und Erz und dem Schwermineralspektrum der Quarzphyllite nämlich Apatit, Turmalin, Zirkon, Rutil.

Quarzite der Quarzphyllitgruppe

Serizit-Quarzite: Sie bilden helle, silbrigweiße bis hellgelblichgrüne, fein- bis mittelkörnige und meist deutlich geschieferte bis oft plattige Gesteine. Das granoblastische Gefüge ist meist homogen, gleichkörnig (0,1-0,2 mm) mit Regelungsanisotropie parallel zu s. Der Quarzgehalt beträgt in den meisten Fällen über 75 %, wogegen der Serizit nur zu einem geringen Prozentsatz von 7-14 % meist an den Korngrenzen und parallel zu s eingeregelt auftritt. Hinzu kommen Plagioklas, Albit bis 5 %, Karbonat bis 6 % und die üblichen Akzessorien. Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit mit Vormacht von Zirkon und Turmalin. Der Karbonatgehalt steigt in einigen Bereichen etwas höher an (bis zu 45 %), dabei spricht man von **Karbonatquarziten.** Sie bilden grünlich-lichtgraue, gelbbräunlich anwitternde, fein-mittelkörnige, wechselkörnige (0,04-0,4 mm) homogene Quarzite mit granoblastischem Mosaikgefüge.

Eine sehr mächtige Folge von Serizit- und Phengitquarziten zieht vom Hochwurzen südlich an die Konglomerate anschließend die Hänge zum Preuneggtal hinunter. Westlich vom Preuneggtal bauen sie eine sehr mächtige Folge von hellgrau-gelblichen Serizitquarziten, Karbonatquarzitschiefern und Karbonatquarziten mit geringmächtigen dazwischengelagerten Chlorit-Serizitphylliten und Quarzphylliten auf, in welcher im Buckelwald im Bereich zwischen 1480 und 1500 m Sh. südlich der Straße zur Reiteralm im Zuge der Uranprospektion Uranmineralisationen beobachtet und erbohrt wurden.

Südlich des Roßfeld-Schober-Kristallins schließen Serizitquarzite und Karbonatquarzite ebenso zunächst durch Wechsellagerung an die Geröllhorizonte nach Süden an und bilden zum Teil sehr mächtige Züge. Einer von diesen zieht aus dem Forstautal N der Farmaualm über den Kamm südlich vom Ruppeteck herüber zum Schobersee W P. 1733 m. Die Hänge zum Preuneggtal südlich der Stierlochbrücke werden von diesem über 100 m mächtigen Karbonatquarzitzug aufgebaut. Im Bereich nördlich der Moosscharte und in der oberen Neudeckalm und in der Reiteralm begleiten Serizitquarzite und Karbonatquarzite die dort sehr mächtig ausgebildeten Konglomerathorizonte gegen das Liegende und ziehen südlich vom Hochfeldmandl die Ostflanke des Preuneggtales vor allem im Kammbereich vergesellschaftet mit chlorit-Serizitphylliten zum Schiedeck. Dort bilden Serizitquarzitschiefer, Karbonatquarzite und Chlorit-Serizit-Phyllite eine mächtige Wechselfolge im Liegenden der geröll-

führenden Serie. Entlang der Serpentinenstraße nördlich der Ursprungalm sind mächtige Karbonatquarzite und Serizit-Quarzitschiefer in die Quarzphyllite eingeschaltet und können westlich der Ursprungsalm über den Kranzlsee bis zur Nebelspitze verfolgt werden.

Quarzphyllite i. a.

Kartenmäßig wurden als Quarzphyllite ausgeschieden, die den typischen Charakter eines Phyllites, jedoch einen erkennbar höheren Gehalt an Quarz aufweisen. Es handelt sich meistens um mittelkörnige, inhomogene, oft auch dünnplattige, silbergraue bis grünlichgraue, bei höherem Karbonatgehalt bräunlich anwitternde, Chlorit und Serizit führende Quarzschiefer mit meist feingefälteltem bis geknittertem Grundgewebe. Der Anteil an Quarz kann feinverteilt, aber auch in dünnen Lagen oder linsen- und schlierenförmig aufteten. Daneben wurde der Begriff auch für dichte, meist stark verfaltete Serien von Phylliten und Serizitquarziten verwendet, die im einzelnen nicht mehr kartenmäßig zu erfassen waren.

Der Quarzgehalt beträgt 50-70 %, der Serizitgehalt übersteigt meist nicht 25 %. Dazu treten untergeordnete Albit, Chlorit bzw. ein wechselnder Gehalt von Karbonat. Als Akzessorien treten Karbonat, Erz und die transparenten Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, selten Epidot auf.

Diese Gesteine machen die Hauptmasse der Quarzphyllitserie aus und sind allen übrigen Gesteinstypen auch zwischengelagert.

Chlorit-Serizit-Phyllite: Diese dunkelgrünen, homogenen, feinkörnigen, lepidoblastischen Gesteine weisen konforme Regelungs- und Verteilungsanisotropie parallel zu s auf und zeichnen sich durch ihre Gleichkörnigkeit (0,1 mm) aus. Der Modalbestand beträgt im Durchschnitt 40-60 % Quarz, 30-45 % Serizit, bis 10 % Chlorit, untergeordnet Albit, wechselnden Karbonatgehalt und Akzessorien. Diese Gesteine bauen mächtige Abschnitte im mittleren Bereich der Quarzphyllitserie auf und sind den übrigen Gesteinstypen oft zwischengelagert. Davon zu unterscheiden ist ein grau- bis **graphitfarbiger Serizitphyllit**, höchstens einige m mächtig, mit 40-60 % Serizit, ebensoviel Quarz von siltiger Korngröße in Lagen und Linsen mit Pflasterstruktur, Muskovit, 6 % opaker Substanz (Graphit), Apatit und Akzessorien. Dieser Serizitphyllit wird deshalb abgetrennt, da er öfter an der Grenze zum Lantschfeldquarzit oder ihn vertretend z. B. am Nordrand des Steinkarl NE der Steinkarhöhe, und am Grat 550 m südlich vom Schiedeck vorkommt.

Chlorit-Serizitphyllite und Quarz-Serizitphyllite mit geringmächtigen Einlagerungen von Karbonatquarzitschiefern bauen des südlichen Teil des Buckelwaldes bis zur Reiteralmhütte auf und queren das Preuneggtal südlich vom Tiefenbacher. Auf der Ostseite werden sie nach Süden vom Roßfeld-Kristallin abgegrenzt, während auf der Westseite ein 50-80 m mächtiger Serizitquarzit in Verbindung mit Karbonatquarzit die Serie zum Kristallin abschließt.

Im mittleren Preuneggtal queren mächtige Chlorit-Serizitphyllite den Kamm zum Forstautal zwischen Ferchtlscharte und Steinkarhöhe. Dort gehen sie nach S in dunkle Serizitphyllite und Lantschfeldquarzite über. Im Preuneggtal bauen die zu Rutschungen neigenden Chlorit-Serizitphyllite die Hänge südlich der Heißenalm bis zur Schupferalm auf. Massenbewegungen und Rutschungen sind in diesem Bereich das prägende Landschaftselement. Auf der Ostseite ziehen die Chlorit-Serizitphyllite im Hangenden der Lantschfeld- und Arkosequarzite in der Westflanke des Schiedeck nach Süden wo sie die unteren Wandpartien der Kampspitze und die Kampzähne aufbauen.

Am Kamm zwischen Schiedeck und Kampspitz, 200 m N Kote 2226 liegt ein 2-3 m mächtiges, grau-graphitfarbiges Serizitphyllit-(Tonschiefer-)Vorkommen mit sehr feinen Quarzzeilen (Ton-Siltlagen) mit geringmächtigen, feinkörnigen, plattigen,

Kalifeldspat führenden Quarziten im Quarzphyllit. Es wird durch Störungen abgeschnitten. An der N-Begrenzung des Steinkarl treten ebenfalls grau-graphitfarbige Serizitschiefer (Tonschiefer) mit einem ca. 10-15 m mächtigen, feinkörnigen Quarzit in Kontakt mit Quarzphyllit auf.

Etwas östlich vom Steinkarl, ca. 100 m W P. 1470 m (Kirchlochriedel) ist ein kleines Vorkommen von grau-graphitfarbigen Tonschiefern in Verbindung mit Quarzit und Kalkmarmoren erschlossen. Es liegt isoliert im Quarzphyllit.

Ein anderes kleines Kalk- und Dolomitmarmorvorkommen in Verbindung mit Rauhwacke steckt ca. 400-500 m SSW Unt. Weitgaßalm in den Quarzphylliten.

Arkosequarzite bzw. Arkosephyllite: Dabei handelt es sich um relativ homogene, grüngraue, feinkörnig-schuppige, je nach Quarzgehalt wechselnde Quarzite oder Phyllite. Gekennzeichnet sind sie durch Ungleichkörnigkeit (0,05-0,5 mm), unruhig gewelltes s, häufig linsig; parallel zu s herrscht konforme Verteilungs- und Regelungsanisotropie.

In einzelnen s-Lagen sind gerundete, längliche, ungleichkörnige Plagioklase (1 mm) mit auffallend glatten Korngrenzen angereichert; daneben wurden noch Plagioklasgneisgerölle und Quarzitgerölle beobachtet. Das Gefüge ist granoblastisch. Der Quarzgehalt variiert von 45-65 %, Albit (oft Schachbrettalbit) tritt in unterschiedlichen Mengen von 25-45 % auf, Serizit nimmt nur einen geringen Prozentsatz von 3-10 % ein, daneben sind noch farbloser Chlorit, Erz, selten Graphit und Akzessorien vertreten.

Dieser Gesteinstyp bildet meist den Übergang zum eigentlichen Lantschfeldquarzit und ist vor allem am Kamm zwischen der Steinkarhöhe und der Mahdspitze in einer Wechselfolge von Quarzphyllit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit zu beobachten. In den Steilwänden östlich der Unteren Moarhofalm stehen mittelkörnige, geröllführende Arkosequarzite mit Chlorit-Serizitphylliten und dem mächtigen, wandbildenden Lantschfeldquarzit in Verbindung.

Lantschfeldquarzit

Er ist das direkte Bindeglied vom Quarzphyllit zu den triadischen Karbonatgesteinen, bildet aber innerhalb der Quarzphyllitmasse des Preuneggtales ohne die triadischen Karbonatgesteine mächtige Massen und verdeutlicht damit auch den komplizierten Internbau der Quarzphyllitmasse. Ein typisches Merkmal des Lantschfeldquarzites ist eine sehr einheitliche Körnigkeit (Korngröße 0,02-0,2). Quarz (65-75 %) ist xenomorph und schwach undulös, in stark durchbewegten Bereichen sind Serizithäute und Zeilen in s eingeregelt. Ein weiteres Kennzeichen ist der auftretende Kalifeldspat (5-15 %), der meist trüb-fleckig ist. Albit (3-5 %) tritt deutlich zurück. Akzessorisch treten Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil und Erz hinzu.

Südlich der Ursprungalm und am Preunegg Sattel liegt der Lantschfeldquarzit im Verband mit triadischen Kalkmarmoren und Dolomiten der Kalkspitzen. Dieser Bereich wird im folgenden Kapitel durch P. SLAPANSKY näher beleuchtet.

Zur Schwermineralverteilung (Auszug aus J. ALBER in A. MATURA 1980a)

Die Quarzphyllite führen die Schwerminerale Rutil, Zirkon, Turmalin, Apatit und Erze (Magnetit, Goethit, Hämatit, Pyrit).

Rutil bildet gelbbraune, rötlichbraune bis grünlich-gelbbräunliche, kürzere oder längere Prismen oder Bruchstücke. Pleochroismus: Bräunlichgelb parallel zur Längsrichtung, grünlichgelb senkrecht dazu. Manchmal sind einzelne Körner mit Erz überkrustet. Der Großteil der Körner ist kurzsäulig, gut gerundet, ein Teil der Körner hat teilweise ausgebildete Kristallflächen. Die durchschnittliche Korngröße

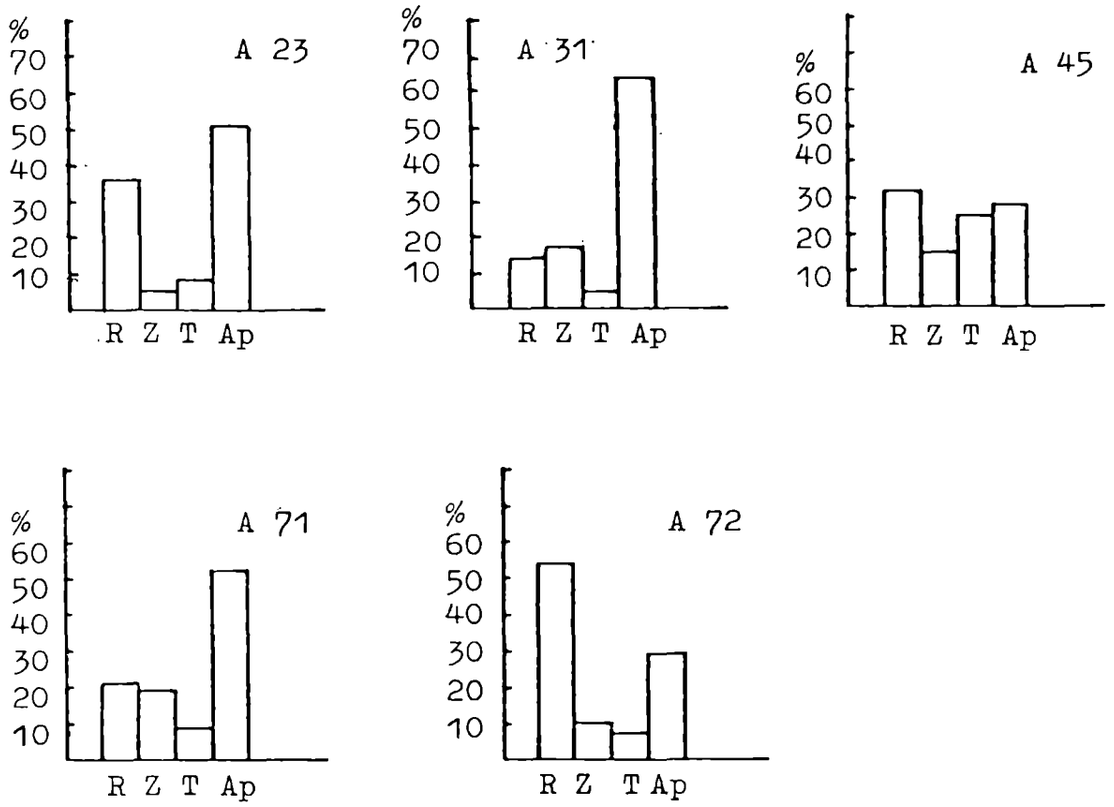


Abb. 4/1: Anteile transparenter Schwerminerale (Fraktion 0,12 mm) von 5 Proben aus dem Konglomerathorizont der Quarzphyllitserie (aus J. ALBER in A. MATURA 1980a, Abb. 8). Erklärung der Abkürzungen siehe Abb. 4/3.

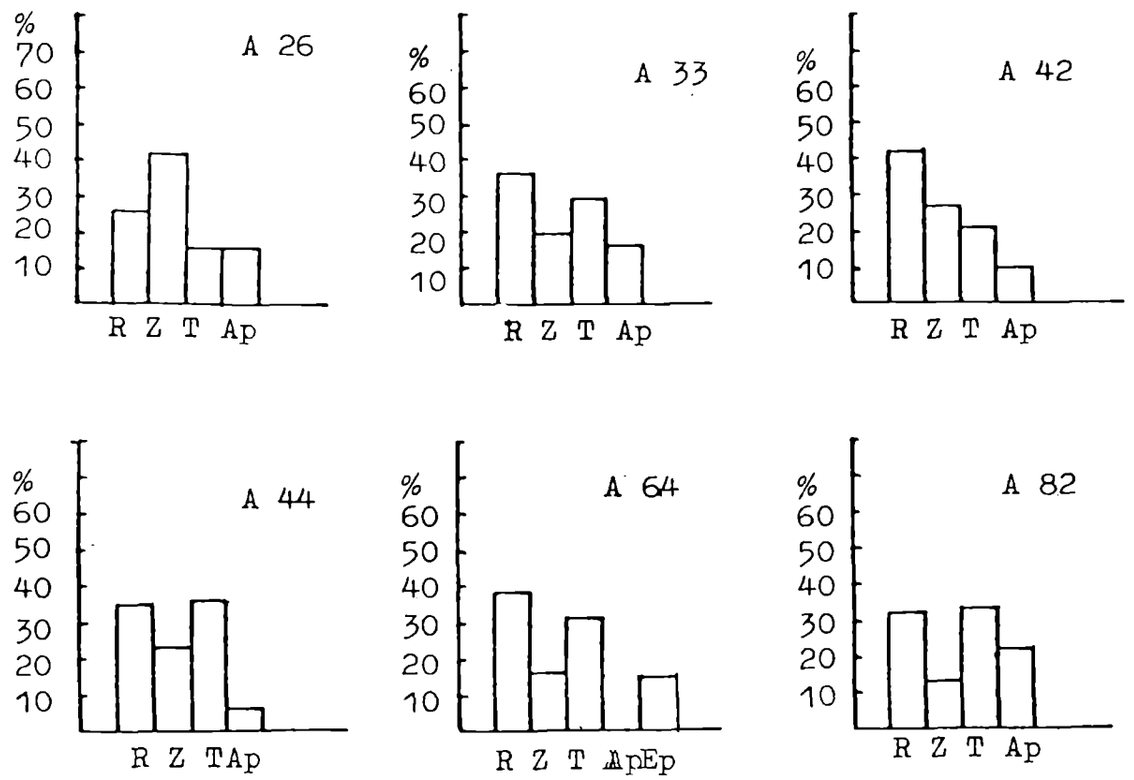


Abb. 4/2: Anteile transparenter Schwerminerale (Fraktion 0,12 mm) von 6 Proben aus einer Serie von hellen Quarziten und Quarz-Serizitschiefern mit geringmächtigen Serizitphyllitzwischenlagen (aus J. ALBER in A. MATURA 1980a, Abb. 9). Erklärung der Abkürzung siehe Abb. 3/4.

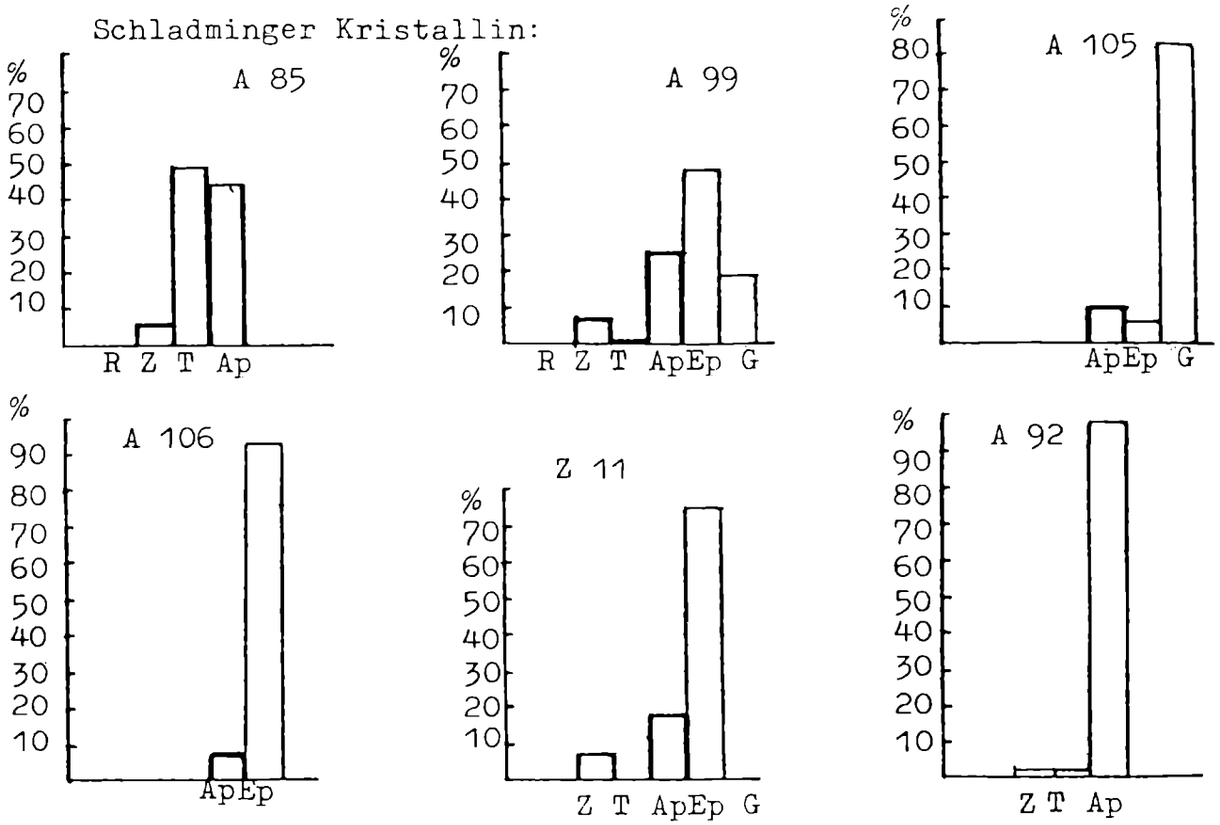


Abb. 4/3: Anteile transparenter Schwerminerale (Fraktion 0,12 mm) von 6 Proben aus dem Schladminger Kristallin (aus J. ALBER in A. MATURA 1980a, Abb. 6). Erklärung der Abkürzungen: R=Rutil, Z=Zirkon, T=Turmalin, Ap=Apatit, Ep=Epidot/Klinozoisit, G=Granat.

schwankt zwischen 0,6 und 0,12 mm. In den Schwermineralspektren der Abb. 4/1 und 4/2 bestätigt sich der Eindruck aus den Dünnschliffbeobachtungen, wonach Rutil ein stets vorhandener, häufig sogar auch mengenmäßig dominierender akzessorischer Gemengteil der Radstädter Quarzphyllite ist.

Zirkon ist zum Großteil farblos, wasserklar, manchmal auch rosafarben und enthält kaum Einschlüsse. Kurze tetragonale Prismen mit glatter Oberfläche haben einen geringen Anteil. Die häufigste Tracht bilden sowohl Exemplare, die zwar sichtbare Kristallflächen aufweisen, aber deutlich gerundet sind, und panxenomorphe Kristalle, die gut gerundet sind. Die Oberfläche ist oft uneben mit Furchen und Rillen.

Turmalin liegt in Form von braunen, olivgrünen und grauen, kürzeren und längeren, abgebrochenen, trigonalen Prismen mit ± stark abgerundeten Kanten vor. Teilweise ist eine Längsstreifung festzustellen. Diese Fraktion stellt den Hauptanteil der Turmaline dar. Gut gerundete Kristalle ohne jede Eigengestalt treten in geringer Menge auf. Die Turmaline weisen eher häufig Einschlüsse auf, wodurch die Kristalle oft getrübt sind. Der mittlere Korndurchmesser beträgt in der untersuchten Fraktion 0,09-0,12 mm.

Apatit bildet kurzsäulige Kristalle mit stark abgeschliffenen Kanten; oft ist Querabsonderung festzustellen. Vollkommen gerundete Minerale ohne Eigengestalt bilden den Hauptanteil. Durch Einschlüsse, häufig parallel zur Längsrichtung angeordnet, erscheint Apatit trübe, grau, manchmal grünlich. Der mittlere Korndurchmesser liegt bei 0,1 mm.

In Abb. 4/3 ist zum Vergleich das Spektrum transparenter Schwerminerale im Schladminger Kristallin aufgrund von 6 Paragneisproben dargestellt. Es treten die Schwerminerale Zirkon, Apatit, Epidot/Klinozoisit und Granat auf, Titanit und Erze in den hier nicht berücksichtigten Metaplutoniten. Der Vergleich zeigt, daß Rutil in sämtlichen Kristallinproben fehlt, Epidot und Granat in allen Quarzphyllitproben. Geht man von den feldgeologischen Gegebenheiten aus, daß Quarzphyllit und Schladminger Kristallin primär-sedimentär verbunden sind, der erstere daher teilweise das Abtragungsprodukt des letzteren darstellt, dann müßte der Rutil im Quarzphyllit aus Titanit und entmischten Biotiten des Kristallins herzuleiten sein; die Kristallin-Granaten wurden vollkommen zersetzt und Epidot ist erst später, alpidisch, gesproßt.

Literatur (siehe Kapitel 3)

5. KALKSPITZEN-MESOZOIKUM

P. SLAPANSKY

Das Kalkspitzen-Mesozoikum stellt im Prinzip einen in zentralalpiner Fazies ausgebildeten Anteil des unterostalpinen Mesozoikums der Radstädter Tauern dar. Seine Position zwischen Anteilen des Schladminger Kristallins, im Hangenden des Seekarspitzkristallins (=Weißbriachgneislamelle, EXNER 1986), jedoch unter der Hauptmasse des Schladminger Kristallins, führten zu recht unterschiedlichen Deutungen der tektonischen Stellung dieses Mesozoikums. Nach den Vorstellungen von KOBER (z. B. 1923, 1938) wobei das Radstädter Mesozoikum insgesamt als Liegendschenkel einer Stirnfalte des Ostalpinen Kristallins betrachtet wird, liegt eine isoklinale Verfaltung vor, Stirnen des Kristallins stehen im S geschlossenen Synklinalen des Mesozoikums gegenüber. Die tief nach S eindringende Kalkspitzensynklinale wird auch als mögliche Markierung einer großtektonischen Grenze zwischen unterostalpinen und oberostalpinen Anteilen des Schladminger Kristallins betrachtet (KOBER 1938, S. 37). Das Grundprinzip dieses tektonischen Baues, die im S geschlossenen Mulden des Mesozoikums, wird auch durch die Detailkartierungen von HOLY (1939) und SCHEINER (1959) bestätigt.

Eine grundsätzlich andere Deutung des Kalkspitzenmesozoikums wird von TOLLMANN vorgenommen. Die wesentliche tektonische Grenze wird unter dem Schladminger Kristallin angenommen, die Mulde des Kalkspitzenmesozoikums wird als Rückfalte in Form einer potenzierten Faltung gedeutet (z. B. TOLLMANN 1968, S. 74). Das Mesozoikum wird als aus der Pleislingdecke (TOLLMANN 1968, S. 74), oder aus der Quarzphyllitdecke (TOLLMANN 1977, S. 130) abgeleitet betrachtet. Dieser Deutung schließt sich auch ROSSNER (1979) an, der die Ausbildung südvergenter Mulden auf eine späte Phase innerhalb des alpinen Deformationsablaufes zurückführt, wobei aufgestaute Spannungen innerhalb des umgebenden Kristallins als auslösendes Moment der Rückfaltung angesehen werden.

Die in den letzten Jahren durchgeführten Kartierungen im Grenzbereich von Schladminger Kristallin und unterlagerndem Permomesozoikum (Kartierungen der GBA und im Rahmen von Dissertationen der Univ. Wien) weisen aber auf einen primären sedimentären Kontakt zwischen beiden Einheiten hin. Das Schladminger Kristallin bildet somit eine Faltenstirn im Großbereich, das Kalkspitzen-Mesozoikum kann als eine N-vergente Sekundärfaltung des Liegendschenkels, immer noch im km-Bereich, aufgefaßt werden. Die Lage der tektonischen Grenze zwischen diesem als "mittel" oder "ober"-ostalpin zu bezeichnendem Mesozoikum und den Einheiten mit eindeutig unterostalpiner Position (Hauptmasse der Radstädter Quarzphyllite, Mesozoikum von Untertauern, Lackenkogelmesozoikum, etc.) ist vor allem mangels detaillierter Kartierungen derzeit nicht genau festzulegen.

Die Entstehung der Mulde des Kalkspitzen-Mesozoikums im Zuge von N- bis NW-vergenter alpiner Tektonik erscheint vor allem aufgrund der aus dem umgebenden Quarzphyllit und Kristallin gewonnenen Daten (SLAPANSKY 1987) als sehr wahrscheinlich. Sie stellt somit eine recht früh in dem alpinen tektonischen Geschehen angelegte Struktur dar, die ihre wesentliche Prägung im Zuge der Überschiebung des Ostalpins über das Penninikum erfahren hat. Die im Bereich des Kalkspitzen-Mesozoikums zu beobachtenden südvergenten Strukturelemente sind auf geringfügige späte Nachbewegungen zurückzuführen. Die Anlage und die wesentliche Prägung der Mesozoikumsmulde erfolgte jedoch relativ früh im alpidischen Deformationsgeschehen. Die kartierte Form und der Aufbau der Mulde lassen in Zusammenhang mit strukturgeologischen Beobachtungen den Schluß auf im Wesentlichen gegen NW gerichtete tektonische Bewegung zu.

SCHICHTFOLGE

Die über dem Altkristallin transgredierende Schichtfolge von **Quarzphyllit** und **Serizitquarzit** wird zum Alpinen Verrucano gestellt. Der stellenweise durch noch erhaltenen Verwitterungshorizont (magnetitführende Serizitschiefer) am Oberrand des Kristallins und durch Basalkonglomerate des Alpinen Verrucano erkennbare Zusammenhang ist in weiten Bereichen des Kalkspitzen-Mesozoikums aufgrund der alpinen Tektonik weitgehend überprägt. Der Verrucano ist zumeist auf nur wenige m von Quarzphyllit und Serizitquarzit reduziert. Im N und NE des Kalksptzen-Mesozoikums jedoch treten mächtigere Serien von ebenfalls überwiegend dem Alpinen Verrucano zuzurechnenden Radstädter Quarzphylliten auf. Die tektonischen Zusammenhänge sind in diesem Bereich allerdings noch nicht völlig geklärt.

Der darüber folgende Quarzit **(Lantschfeldquarzit)** wird im Wesentlichen dem Skyth zugerechnet. Auch dieser ist hier tektonisch stark reduziert, es finden sich aber immer wieder Reste entlang der gesamten Grenze zwischen Kristallin und karbonatischem Mesozoikum. Die große Mächtigkeit des Lantschfeldquarzits SW der Ursprungalm dürfte dort auf lokale tektonische Anschoppung zurückzuführen sein.

An der Basis des karbonatischen Mesozoikums treten öfters **Rauhwacken** auf, die wohl überwiegend in das Niveau der Reichenhaller Rauhwacken zu stellen sind, wenngleich sich auch Hinweise auf eine zumindest teilweise tektonische Entstehung der Rauhwacken finden.

Die darüber folgenden, zumeist blaugrauen, selten auch rosa oder gelblichen **Bänderkalke** werden als anisisch, als metamorphe Äquivalente des Alpinen Muschelkalks betrachtet. Dolomitschlierenkalke, die selten auch Hornsteinschlieren enthalten können, finden sich hier vor allem in den tieferen Anteilen der Schichtfolge. In den hangendsten Anteilen treten stellenweise bunte Kalkbrekzien auf (rosa Komponenten in grauer Matrix, aber auch graue Komponenten in rosa Matrix).

Im Hangenden der Bänderkalkfolge tritt ein sehr charakteristischer **grobspätiger Dolomit** auf. Dieser gelblich bis graubraune Dolomit fällt vor allem durch seine grobspätige Ausbildung auf. Dolomitkristalle in mm-Größe sind nicht selten. Es wird vermutet, daß es sich um einen diagenetisch bis metamorph umgewandelten Crinoidenspatkalk handeln könnte.

Darüber folgt ein zumeist massiger, z. T. auch undeutlich dickbankiger heller Dolomit, der wohl größtenteils als "**Wettersteindolomit**" angesprochen werden kann, wenngleich auch keine exakte stratigraphische Einordnung gegeben werden kann. Die durchgehende metamorphe Rekristallisation hat alle sedimentären Strukturen weitgehend verwischt. In manchen Schliffen sind noch gewisse Anklänge an biogene Strukturen erkennbar, aber keinesfalls näher bestimmbar. Manchmal auftretende rundliche Strukturen sind wahrscheinlich auf Dasycladaceen zurückzuführen. Eine nähere Aussage, oder gar eine gattungs- oder artenmäßige Bestimmung scheitert aber an der völligen Rekristallisation des Gesteins, durch welche feinere Strukturen gänzlich unkenntlich gemacht sind.

Innerhalb dieser massigen hellen Dolomite tritt ein Horizont mit **dünnbankigen Dolomiten, Kalken, Mergel- und Tonschiefern** auf, der vor allem in den Wänden NW und SW der Steirischen Kalkspitze auffällt. In diesen Horizont sind auch die Dolomitbrekzien des Ahkars einzustufen. Diese bestehen aus einer relativ grobspätigen, völlig rekristallisierten Kalzitgrundmasse, in die mehr oder weniger dicht gepackt mittelgraue Dolomitkomponenten eingelagert sind. Diese Dolomitkomponenten entsprechen sowohl makroskopisch, wie auch im Dünnschliff völlig dem angrenzenden Dolomit ("twd"), sodaß an ihrer stratigraphischen Einschaltung in die Schichtfolge nicht gezweifelt wird. Dies steht in Gegensatz zur Auffassung von SCHEINER, der diese Dolomitbrekzie als tektonisch eingeschalteten älteren Anteil der Mitteltriasschichtfolge betrachtete.

Im stratigraphisch Hangenden des massigen Dolomits, gegen das Zentrum der isoklinalen Mulde zu, tritt eine wesentlich **buntere** Abfolge von bläulichen, grauen, rosa **gebankten Dolomiten**, *Serizitschiefern und Tonschiefern innerhalb der massigen Dolomite* auf, wobei auch diese z. T. eine deutliche rosa Färbung annehmen können.

Die stratigraphisch höchsten Anteile, die gleichzeitig auch den Muldenkern der Mesozoikumsmulde bilden, werden von **laminierten, mittelgrauen Dolomiten** aufgebaut. Diese weisen öfters Einschaltungen von Ton- und Mergelschiefern auf, ebenso von gebänderten Kalken und Brekzien. Diese wiederum sehr charakteristische Dolomitserie ist vor allem in den Wänden des oberen Oberhüttenbachtales zur Gänze aufgeschlossen. Diese Dolomite sind wohl ebenfalls ins Ladin zu stellen (eine Verwandtschaft zu Partnach- oder Arlbergschichten erscheint recht plausibel), allerdings fehlen auch hier jegliche exakte stratigraphische Anhaltspunkte.

Literatur

FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern. - Geol. Pal. Abh. NF., **5**, 33-66, Berlin 1901.

HOLY, H.: Ein Beitrag zur Geologie des Kalkspitzengebietes in den Radstädter Tauern. - 107+X S., unveröff. Diss. Univ. Wien 1939.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. - V+204 S., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.

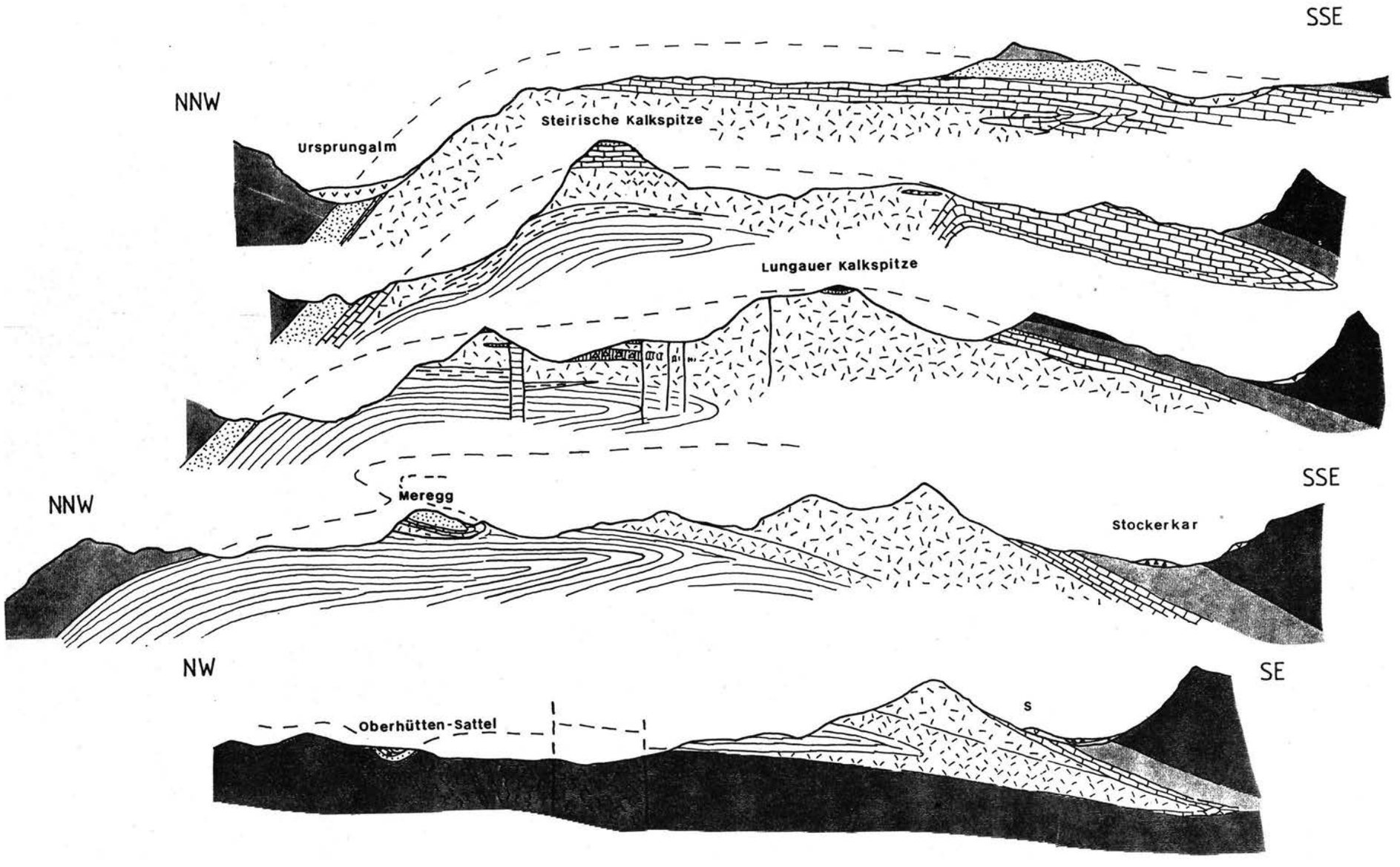
ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (nördliche Radstädter Tauern, Österreich). - Jahrb. Geol. B.-A. **122**, 251-367, Wien 1979.

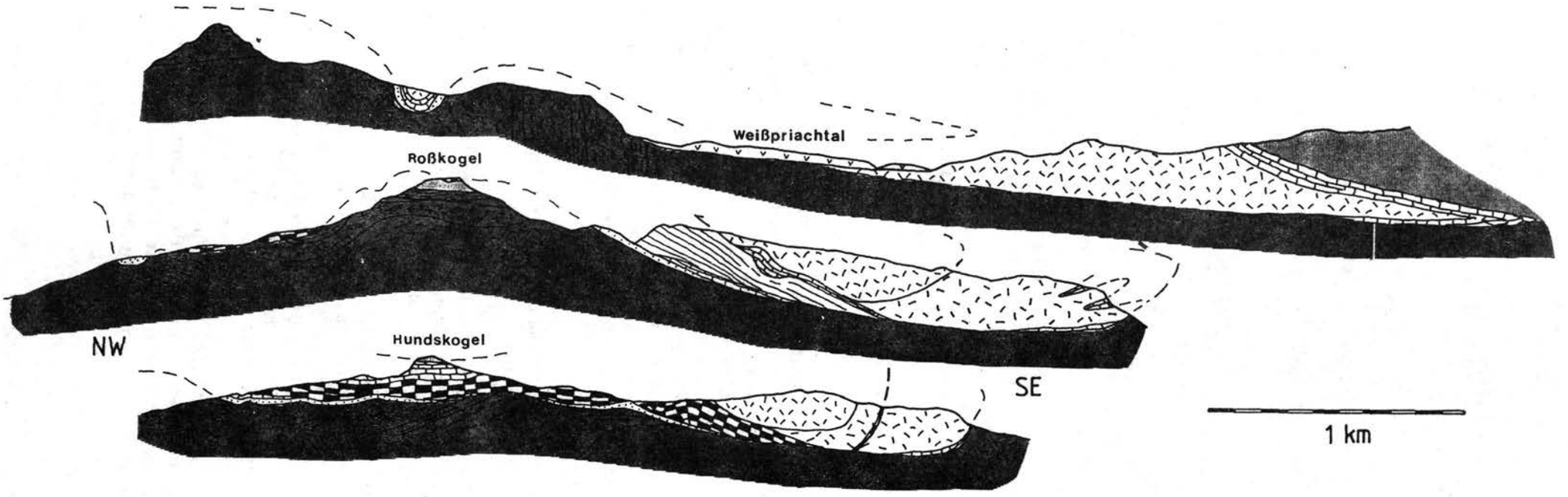
SCHEINER, H. A.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. - Diss. Univ. Wien 1960.

TOLLMANN, A.: Potenzierte Faltung in den Ostalpen. - Geotekt. Forsch., **29**, 60-80, Stuttgart 1968.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. - XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.

VOLL, G.: Bericht über petrologisch-gefügekundliche Untersuchungen im Gebiet des Uranvorkommens von Forstau, kurze Begehung des Uranvorkommens bei Tweng. - Unveröff. Bericht, 95 S., Bonn 1976.


SSE
NNW
Steirische Kalkspitze
Ursprungalm
Lungauer Kalkspitze
SSE
NNW
Meregg
Stockerkar
NW
SE
Oberhütten-Sattel
S



Legende:

- Bergsturzschutt
- Moränen- und Schuttbedeckung
- laminierter gebankter dunkler Dolomit
- gebankte bunte Dolomitfolge
- Kalkmarmor und Dolomitbrekzie
- bunte Dolomite und Tonschiefer
- massiger heller Dolomit (twd)
- grobspätiger Dolomit
- Bänderkalk und Dolomitschlierenkalk
- Rauhwacke
- Lantschfeldquarzit
- Alpiner Verrucano
- Paragneis
- Amphibolit
- Orthogneis
- Altkristallin i. a.

P. SLAPANSKY 1978

Abb. 5/1: Profile durch das Kalkspitzen-Mesozoikum

6. WÖLZER GLIMMERSCHIEFERKOMPLEX UND ENNSTALER PHYLLITZONE

A. MATURA

Die genannten Einheiten erstrecken sich am Nordfuß der Schladminger Tauern zwischen der Ennstalsohle im Norden und dem Schladminger Kristallin im Süden. Von diesem sind sie durch eine mittelsteil nordfallende Überschiebungsfläche getrennt. Der Innenbau der beiden Komplexe ist konkordant dazu, wobei der Wölzer Glimmerschieferkomplex die tiefere, die Ennstaler Phyllitzone die höhere Position einnimmt.

Die folgende Beschreibung der beiden Komplexe im selben Kapitel soll nach der Neuaufnahme den derzeitigen Stand der Kenntnis zum Ausdruck bringen, wonach im Blattgebiet eine klare Abgrenzung zwischen den beiden Einheiten bzw. eindeutige Identifikationskriterien nicht überall entwickelt sind. Die Trennung und Gegenüberstellung dieser Komplexe innerhalb des folgenden Kapitels berücksichtigt dabei die bisher verwendeten Gliederungskriterien, die aus dem östlich anschließenden Raum hergeleitet wurden, wo diese beiden Zonen breit entwickelt sind, sowie auf den auch damit zusammenhängenden Umstand, daß die Grenze zwischen beiden Komplexen in dem auf A. TOLLMANN (1963) zurückgehenden gebräuchlichsten tektonischen Bezugssystem in den Ostalpen eine Bewegungsfuge erster Ordnung darstellt und das Mittelostalpin vom Oberostalpin trennt.

Da die lithologischen Unterschiede zwischen den beiden Komplexen westlich des Oberhausgrabens verschwimmen, wurde von mir, vor allem in den Exkursionskapiteln, anstelle der zutreffenden Bezeichnung "Wölzer Glimmerschieferkomplex" als praktikabler Überbegriff für die Gesteine beider Einheiten im Blattgebiet fallweise der Ausdruck "**Ennstaler Phyllite i.w.S.**" gewählt.

Zur Unterscheidung und Abgrenzung dieser beiden Einheiten hat W. FRITSCH (1953) im Gebiet Sölk-Walchen einen wesentlichen Beitrag geleistet. Aus seiner Sicht werden die beiden Einheiten durch eine Bewegungszone getrennt, die durch lichte Serizitquarzite und vermehrte Erzführung markiert ist und eine älter angelegte Bewegungsfuge wiederbetätigt hat; die beiden Einheiten unterscheiden sich unter anderem durch die größere Intensität einer älteren Tektonik und Metamorphose in den Wölzer Glimmerschiefern; die Verbreitung dieser Intensität läßt allerdings gegen die Ennstaler Phyllitzone keinen abrupten Abfall sondern ein allmähliches Abklingen erkennen. Schon früher haben H. WIESENEDER (1939) und R. SCHWINNER (1951) Übergänge von Wölzer Glimmerschiefern in Ennstaler Phyllite beschrieben und W. FRITSCH innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes eine quer zum Streichen verlaufende metamorphe Zonierung festgestellt, weil die Hornblende- und Granatkristallisation im Osten weiter nordwärts reicht als im Westen. Weitere Unterschiede bestehen in dem Reichtum der Ennstaler Phyllitzone an Grünschiefereinschaltungen, wogegen basische Einschaltungen in den Wölzer Glimmerschiefern vergleichsweise seltener sind. Diese besitzen dagegen mit dem Sölker Marmorzug ein Leitgestein, da außerdem ein Niveau nahe der Grenzzone zur Ennstaler Phyllitzone anzeigt.

Gegenüber den letzten Übersichtsdarstellungen (A. MATURA 1980b, Abb. 97; H. W. FLÜGEL & F. R. NEUBAUER 1984) des Blattgebietes, in welchen jeweils der nordwestliche Ausläufer der Wölzer Glimmerschieferzone etwa im Raume Obertal/Untertal gegen Westen ausspitzt, ergibt eine Verknüpfung der obigen Kriterien mit dem derzeitigen Kenntnisstand im Bereich von Blatt Schladming, zu dem E. HEJL (1984 und 1985) mit Aufnahmsberichten und Manuskriptkarten Wesentliches beigetragen hat, folgende neue Anordnung: Der nordwestlichste Ausläufer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes reicht im Gebiet von Blatt 127 Schladming vom östlichen bis zum westlichen Blattrand, vom Seewigtal bis zum Gleiminger Berg durch. Als ein maßgebliches Kriterium für die Verbreitung der Wölzer Glimmerschiefer wurde eine Reihe von Marmorvorkommen verwendet, die nach Position und Ausbildung dem Sölker

Marmorzug entsprechen und als Leithorizont für den nordrandnahen Bereich vom Schwarzkogel über den Hauser-Kaibling-Nordhang - an beiden Stellen örtlich sehr graphitisch -, den unteren Teil des Oberhausgrabens bis zum Gehöft Fuchs am Nordfuß des Freiberges verfolgt werden können und schon von K. KÜPPER (1956) erfaßt und dargestellt worden waren. Das stärkere Hervortreten von Grünschiefern westlich des Planaigebietes zeigt deutliche Analogien zu den Ennstaler Phylliten auf. Doch die Merkmale der begleitenden phyllitischen Glimmerschiefer mit örtlichen Einschaltungen von diaphthoritischen Granatglimmerschiefern (Planai-Nordhang, Rohrmoos-Nordhang) stützen die Zuordnung zum Wölzer Glimmerschieferkomplex; außerdem sind östlich der Planai Grünschiefer im Wölzer Glimmerschieferkomplex zwar selten aber immerhin auch vorhanden und auch ähnlich ausgebildet.

Während die tektonische Natur der Grenze zum liegenden Schladminger Kristallinkomplex durch entsprechende Gefügemerkmale der angrenzenden Zonen belegt ist, fehlt im Blattgebiet an der Grenze zu den Ennstaler Phylliten jener Streifen aus lichten Serizitquarziten und vermehrter Erzführung, den W. FRITSCH im Sölk-Walchen-Gebiet als trennende Bewegungszone erwähnt hat.

Die nördlich anschließende Ennstaler Phyllitzone wird durch das Ennstal schräg angeschnitten und ist vom Gössenberg am östlichen Blattrand bis etwa Oberhaus zu verfolgen; die westliche Fortsetzung ist unter der Talfüllung des Ennstales zu vermuten. Die Gesteine der Ennstaler Phyllitzone unterscheiden sich von jenen der Wölzer-Glimmerschieferzone durch das feinkörnigere, eher homogenere und ebenflächiger geschieferte Gefüge; die Schiefer der Wölzer Glimmerschieferzone lassen dagegen eher inhomogene Mineralverteilung, lebhafte Fältelung und damit unebene, gerunzelte Schieferungsflächen erkennen.

WÖLZER GLIMMERSCHIEFERKOMPLEX

Phyllitischer Quarzglimmerschiefer, Albit-Phyllit

Eher einförmige, graue, oft quarzreiche phyllitische Quarzglimmerschiefer sind die vorherrschende Gesteinsart. Sehr charakteristisch ist die inhomogene Verteilung von Quarz, der meist mm- bis cm-dünne Lagen zwischen ebenso dicken Glimmerzügen bildet. Die intensive Fältelung macht sich makroskopisch in einer E-W orientierten Runzelung bemerkbar. Die Mengenverhältnisse im Mineralbestand sind sehr unterschiedlich. Feinkörnige Albitblasten sind zumeist vorhanden und bevorzugt in den Glimmerzügen zu finden; gefüllte Individuen sind seltene Ausnahmen. Hellglimmer überwiegt gewöhnlich um ein Mehrfaches den Chloritanteil. Biotit ist nicht selten in geringen Mengen vorhanden. Ob der mit Hellglimmer oft eng verwachsene Chlorit prograd entstanden ist oder retrograd von Biotit herzuleiten ist, ist zumeist nicht eindeutig. Die Glimmer sind häufig gequält. Gebietsweise ist + vollständig chloritisierter Granat als Nebengemengteil vorhanden. Leistenförmige opake Minerale, vermutlich Titanomagnetit, sind ein typisches und mengenmäßig dominierendes Akzessorium und erreichen örtlich mehrere Volumsprozente. Turmalin fehlt fast nie und zeigt schöne Einschlußringe. Zu den häufigen Akzessorien zählen weiters gerundeter Zirkon und Apatit, oft pigmentiert; Graphit, Orthit, Titanit und Rutil sind eher selten.

Granat führende Quarzglimmerschiefer haben größere Verbreitung am Schwarzkogel, am Hauser Kaibling und in einem Gebietsstreifen, der südlich des Krahbergersattels gegen Westen in das Untertal hinab zieht. Quarzarme diaphtoritische Glimmerschiefer mit vollständig chloritisierten Granaten finden sich im Nordwestfuß der Planai beim Gehöft Horreiter und am Nordrand von Rohrmoos beim Gehöft Starchl.

Graphitanreicherungen - von den Graphitmarmor-Anteilen des Sölker Marmorzuges im Norden abgesehen - sind an die liegendsten Zonen des Wölzer Glimmerschieferkomplexes gebunden. Am Roßfeldsattel südlich Hauser Kaibling und am Krahbergersattel kommen cm- bis dm-dicke Graphitquarzitlagen vor. Eine ähnliche Beobachtung hat auch H. WIESENEDER (1939) für das Kleinsölker-Gebiet festgehalten, wonach graphitische Einschaltungen für den Grenzbereich zum Schladminger Kristallin kennzeichnend sind.

Grünschiefer (Amphibolit)

Unter dieser Bezeichnung ist hier eine Gesteinsgruppe von ebenfalls sehr unterschiedlicher Zusammensetzung zusammengefaßt. Gemeinsam ist den Varietäten dieser Gruppe das mengenmäßige Hervortreten von Albit, Chlorit und Epidot, das feinkörnige, granoblastische Gefüge und die eher homogene Mineralverteilung. Albitblasten sind der beherrschende Hauptgemengteil. Quarz tritt stärker zurück, fehlt aber selten. Chlorit ist kräftig grün gefärbt. Biotit ist nicht immer vorhanden und erreicht auch nur wenige Volumsprozente; er ist mit Chlorit eng verwachsen, meist braun, örtlich auch grünbraun. In welche Richtung sich das System Chlorit:Biotit zuletzt entwickelt hat, ist zumeist nicht eindeutig ablesbar oder einheitlich entwickelt. Epidot, meist homogen verteilt ist ein immer vorhandener Nebengemengteil. Karbonat ist ein sehr beständiger und auch charakteristischer Bestandteil der Grünschiefer, ist entweder gleichmäßig verteilt oder örtlich in mm- bis cm-dicken Lagen oder entlang von Spalten angereichert und verwittert bräunlich. Unter den Akzessorien sind Titanit, opakes Erz (vermutlich Magnetit, Ilmenit) immer und reichlich vorhanden, Apatit verhältnismäßig unbedeutend. Einzelne Varietäten mit einigen Volumsprozenten Hellglimmer und Zirkon als Akzessorium vermitteln in der Zusammensetzung zu den phyllitischen Glimmerschiefern.

Die Grünschiefer sind westlich der Planai weitaus stärker verbreitet als östlich davon.

Ein relativ homogener, fein- bis mittelkörniger, geschieferter Amphibolit steht am westlichen Talbachweg, etwa 300 m nördlich der unteren Kehre der Straße zwischen Rohrmoos und Untertal an. Er besteht aus 55% blaßgrünlicher Hornblende, 25% Albit, 10% Leukoxen und Titanit, 5% Chlorit, 3% Biotit und 2% Epidot. Das Vorkommen liegt am Rand einer größeren Grünschiefermasse die vom Westfuß der Planai nach Rohrmoos reicht. Die nördlich benachbarten phyllitischen Glimmerschiefer führen reichlich mm-große Magnetitoktaeder.

Blöcke eines homogenen, massigen fein- bis mittelkörnigen Amphibolites im Südteil der Seewaldalm südlich Schwarzkogel sind sehr wahrscheinlich keine Erratika sondern gehören zu dem Blockwerk jenes Bergsturzes, der den Bodensee aufgestaut hat und stammen aus dem Verband der Wölzer Glimmerschieferzone hier.

Marmor

Die Marmorvorkommen innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes treten in zwei Horizonten auf, der eine nahe der Nordgrenze, der andere nahe der Südgrenze. Es sind keine kontinuierlichen Züge sondern Reihen von in der regionalen Streichrichtung gestreckten Körpern.

Der nördliche Zug läßt sich in der Nordflanke des Schwarzkogels von der Hinterhabneralm an mit hellen, graugebänderten und dunklen, graphitischen Marmortypen, über die Nordflanke des Hauser Kaibling, den Oberhausgraben westlich Wh. Kemeterhof querend bis zum Gehöft Fuchs am Nordfuß des Fastenberges verfolgen. Wie im Raume Sölk-Gumpeneck dürfte dieser Marmorzug auch hier die Nähe der Nordgrenze des Wölzer Glimmerschieferkomplexes anzeigen. Die Lager erreichen mehrere Meter Mächtigkeit. Dort, wo die reineren Marmorkörpern im Streichen aussetzen, markieren karbonatführende Glimmerschiefer diesen Horizont.

Der südliche Zug führt vom Sattel südöstlich des Krahbergersattels gegen Westen in die Südwestflanke der Planai hinunter und verschwindet im unteren Hangteil unter Hangschutt und Moränenbedeckung. Die Marmorvorkommen in der Klamm des Obertalbaches etwa 350 m nördlich des Gehöftes Klock sowie oberhalb des Gehöftes Schlapfer, hier intensiv nach E-W-Achsen gefaltet, dürften die Fortsetzung dieses Zuges darstellen. Es sind ebenfalls lichte und graue Bändermarmore von 5 bis 7 m Mächtigkeit; graphitische Varietäten fehlen hier im Süden.

Neben diesen Marmorzügen sind karbonatführende Bereiche nur in Verbindung mit Grünschiefern zu finden; die braune Verwitterungsfarbe deutet auf ankeritische Zuammensetzung hin. Genauere Bestimmung fehlen dazu.

ENNSTALER PHYLLITZONE

Phyllit

Der Phyllit der Ennstaler Phyllitzone ist ein eher homogener, feinkörnig-schuppiger Phyllit mit vorwiegend straff geschieferten, ebenen Schieferungsflächen. Die Zusammensetzung variiert. Quarz ist meistens vorherrschender Hauptgemengteil. Albit, nicht überall vorhanden, bildet feinkörnige Blasten; ganz vereinzelt sind die Albite auch gefüllt. Hellglimmer hat gegenüber grünem Chlorit im Durchschnitt nur wenig mehr Anteile. Neben dem feinschuppigen Anteil sind örtlich auch gequälte, größere, vermutlich ältere, detritäre Schuppen erhalten. In glimmerreicheren Varietäten sind zwischen den jüngeren Schieferungsblättern ältere Querrichtungen erkennbar. Akzessorien: Epidot, Biotit, Apatit, Turmalin (mit Einschlußringen), Karbonat, Orthit, Opake, runder Zirkon und Granat. Das Gefüge ist überwiegend granolepidoblastisch erneuert. Vereinzelt treten in den Ennstaler Phylliten graphitreiche Streifen auf.

Grünschiefer

Die allgemeinen Gefügemerkmale sind jenen der Phyllite gleich, also: Homogen, ebenflächig, straff geschiefert, feinkörnig-schuppig, grano-lepido-blastisch. Albitblasten als Hauptgemengteil und Chlorit, Epidot und Karbonat als Nebengemengteile bilden in unterschiedlichen Mengenverhältnissen den charakteristischen Mineralbestand. Quarz fehlt selten. Akzessorien: Titanit, Opake (Magnetit), Hellglimmer. Die durch die unterschiedlichen Mengenverhältnisse im Mineralbestand entwickelten Varietäten sind untereinander durch weite Übergänge verbunden, was die kartenmäßige Abgrenzung zumeist erheblich erschwert.

Im unteren Ennslingbachgraben südöstlich Markt Haus wurde innerhalb eines etwa 20 m mächtigen Grünschiefer-Stoßes eine offensichtlich geschonte Partie bestehend aus einem hornblendegarbenschiefer-artigen Quarz-Hornblende-Albit-Fels gefunden. In der sehr feinkörnigen, ungeregelten Quarz-Albit-Grundmasse, die stellenweise mit unregelmäßigen, gröberen, rekristallisierten Quarzaggregaten durchsetzt ist, sind straff geregelte, u.d.M. blaugrün-grün pleochroitische, oft mehr als cm lange Hornblendenadeln mit Einschlüssen von Quarz, Albit, Epidot und Opaken als porphyrische Einsprenglinge enthalten. Diese Einschlüsse sind meist im Kern der Hornblende-Nematoblasten entlang der kristallographischen c-Achse angeordnet; vereinzelt lassen die Einschlüsse aber eine Parallelverteilung erkennen, die unabhängig von der kristallographischen Richtung orientiert ist und in der Grundmasse außerhalb der Hornblendekristalle nicht entwickelt ist. Neben den Hornblende-Nadeln sind in der Grundmasse ganz selten ohne ausgeprägt Eigengestalt größere Albitkörner enthalten. Brauner Biotit bildet vereinzelt eng mit Hornblende verwachsene Flasern. Der Mineralbestand wird durch geringe Mengen an Magnetit oder Ilmenit, Epidot, unregelmäßig verteiltes, in Flecken und Spalten auftretendes Karbonat sowie akzessorischen Apatit und Chlorit ergänzt.

LITERATUR (siehe Kapitel 3)

7. GRAUWACKENZONE

A. MATURA

Die Grauwackenzone nimmt flächenmäßig nur einen bescheidenen Teil des Blattgebietes ein und wird durch den Mandling-Zug in die nördliche Glutserberg-Einheit und die südliche Pichl-Einheit geteilt.

PICHL-EINHEIT

Unter dieser Bezeichnung soll hier jene Folge von eintönigen, grauen Phylliten, Grüngesteinen und Karbonatgesteinen zwischen Enns und Mandling-Zug zusammengefaßt werden. Zwischen Gleiming und dem Weißenbach ist diese Folge weitgehend von Quartär bedeckt und nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Vom unteren Weißenbachtal gegen Osten in den Südfuß des Aichberges treten größere geschlossene Flächen zutage, allerdings ohne ausreichend gute Aufschlüsse, um die Verbandsverhältnisse zur angrenzenden Mandlingtrias erfassen zu können. Die Grenze zu den Ennstaler Phylliten im Süden liegt unter der breiten Ennstalfüllung. Die Schieferung und Schichtung fällt generell mittelsteil bis steil gegen Norden unter den Mandling-Zug ein.

Nach dem makroskopischen Eindruck zeigen die Gesteine der Pichl-Einheit eine auffallende niedrige Kristallinität; sie scheint nicht nur niedriger als jene der Ennstaler Phyllite im Süden sondern auch als jene der Grauwackenphyllite der Glutserbergeinheit. Dieser Eindruck wird aber bezüglich des obigen Vergleiches mit den Phylliten der Glutserberg-Einheit durch Meßergebnisse der Illitkristallinität an drei Proben aus dem Raume westlich Pichl und nördlich Schladming nicht bestätigt. Demnach (Analyse J. M. SCHRAMM, Juni 1987, pers. schriftl. Mitt.) beträgt die Illit-Kristallinität 3,1 bzw. 3,2 mm (Index nach B. KUBLER, 1967), liegt damit im epizonalen Bereich und ist höher als jene in der Glutserberg-Einheit (P. BRANDMAIER 1983).

Phyllit

Das Gefüge der feinblättrigen, grauen Schiefer ist sehr feinkörnig-schuppig, teils granoblastisch erneuert, teils sind die detritären Klasten noch erhalten. Die Mengenverhältnisse im Mineralbestand sind sehr unterschiedlich. Hauptgemengteile sind sehr feinkörniger Quarz und Plagioklas, vermutlich Albit. Einzelne Plagioklaskörner sind graphitisch pigmentiert oder gefüllt und können als erhaltene detritäre Klasten aufgefaßt werden. Örtliche Anreicherungen von mehrere mm-großen Pyriten gehen mit dünklerer Farbe, vermutlich durch höhere C-Gehalte, des Gesteins einher.

Die Regelung ist straff und bewirkt ebene, feingerunzelte Schieferungsflächen. In einzelnen pigmentierten Bereichen ist ein Winkel zwischen dem sedimentären s und der sekundären Transversalschieferung erkennbar.

Als Nebengemengteile sind Hellglimmer, Chlorit, örtlich auch eine wenig Biotit enthalten. Akzessorien: Orthit bzw. orthitischer Epidot, Turmalin, runder Zirkon, Rutil, Opake, Graphit, Apatit.

Grünschiefer

In den basischen Metavulkaniten der Pichl-Folge sind primäre Gefüge und Minerale teilweise sehr gut erhalten geblieben, was ebenfalls auf den beträchtlichen Metamorphoseunterschied zu den Grüngesteinen der Ennstaler Phyllite hinweist. Sie bilden konkordante bis mehrere Meter mächtige Einlagerungen in den Phylliten. Zusammensetzung und Gefüge variieren von Ort zu Ort. Anhand folgender Beispiele sollen die Merkmale dieser Gesteinsgruppe dargestellt werden.

In der markanten Felsböschung an der Ennstalbundesstraße gegenüber der Abzweigung nach Gleiming sind den hier stark zerdrückten Phylliten der Pichl-Folge mehrere Grünschieferstreifen von mehreren Metern Mächtigkeit eingeschaltet. Es herrschen dunkelgrünlichgraue, sehr feinkörnig-schuppige, schiefrige Gesteine vor, die sich schon makroskopisch von Stelle zu Stelle unterschiedlich deutlich durch dünn ausgewalzte, mehrere mm große dünklere und hellere Komponenten als pyroklastische Gesteine erkennen lassen. Dieser Eindruck von ausgewalzten Gesteins- und Mineralfragmenten wird unter dem Mikroskop bestätigt. Der Mineralbestand setzt sich aus etwa 70 Volums% Chlorit, und der Rest aus Karbonat, sehr feinkörnigem Plagioklas, Titanit und teilweise rotbraunem, teilweise grünem Biotit zusammen; akzessorisch: Opake, Epidot. Partienweise sind diese Grüngesteine stärker mit mm-großen Pyritwürfeln durchsetzt.

An einer anderen Stelle dieses Aufschlusses ist ein größerer Bereich mit porphyrischem Gefüge erhalten geblieben. In einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Chlorit, Plagioklas, Titanit, Epidot und Karbonat sind bis mehrere mm große, kataklastisch überformte, porphyrische Einsprenglinge aus zonar gebautem, blaßbräunlichem Augit eingebettet.

Im Weißenbachtal südlich der Brücke K 781 steht an einem Forstweg innerhalb der Pichl-Folge ein homogener, massiger, kleinkörniger Metabasalt an. In der sehr feinkörnigen Grundmasse aus Plagioklas, Chlorit und Biotit liegen ungeregelt und relativ dicht aneinander idiomophe, 1 bis 2 mm lange Albit-Leisten sowie mm-große Skelette oder Lamellenpakete von Ilmenit.

In der Straßenböschung, dort wo ein Felssporn südlich des Gehöftes Rabinger die Straße und den Weißenbach nach Süden abdrängt, steht ein grünlichgrauer, homogener, geschieferter, feinkörniger Chloritplagioklasfels an. Er besteht fast zur Hälfte aus Albit und zu einem Drittel aus Chlorit. Als Nebengemengteile sind Quarz, Leukoxen, Karbonat und Biotit vorhanden, akzessorisch Opake.

Karbonatgesteine

Größere Karbonatvorkommen innerhalb der Pichl-Folge sind nun zwischen Gleiming und Pichl sowie nördlich von Birnberg bekannt. Diese Körper können bis zu einer Mächtigkeit von etwa 15 m anschwellen. Es sind überwiegend feinkristalline bis dichte, graue Kalke, die häufig gemeinsam mit Grüngesteinen zu finden sind. Im engeren Verband mit Grüngesteinen stellen sich auch lichtere oder rosa Farbtöne und dezente Bänderung ein. Der Silikatanteil ist im Durchschnitt relativ hoch. Die erste, vorläufige Beurteilung eines Conodonten-Präparates durch H. P. SCHÖNLAUB (persönliche Mitteilung) läßt auf altpaläozoisches Alter schließen.

Gemeinsam mit diesen Kalken treten im Bereich Pichl auch grobkristalline, massige lichtgraue und rostbraun anwitternde Dolomitfelspartien auf.

GLUTSERBERG-EINHEIT

Diese Bezeichnung wurde für den nördlichen Teil der Grauwackenzone im Blattgebiet gewählt. Die Glutserberg-Einheit reicht von Westen her keilförmig zwischen der Hauptmasse des kalkalpinen Stockwerkes im Norden und dem Mandlingzug im Süden in das Blattgebiet herein. Der Westteil baut hauptsächlich den Rücken des Rittissberges auf und reicht im Norden etwa 200 m den Südfuß des Durchat hinauf; der Ostteil liegt unter den mächtigen kalkalpinen Schuttmassen der Ramsau begraben.

Der Rittissberg-Rücken wurde zuletzt 1983 im Rahmen einer Vorarbeit von P. BRANDMAIER bearbeitet und kartenmäßig dargestellt (Betreuung J. M. SCHRAMM und W. H. PAAR). Diese Arbeit liegt der folgenden Darstellung zugrunde.

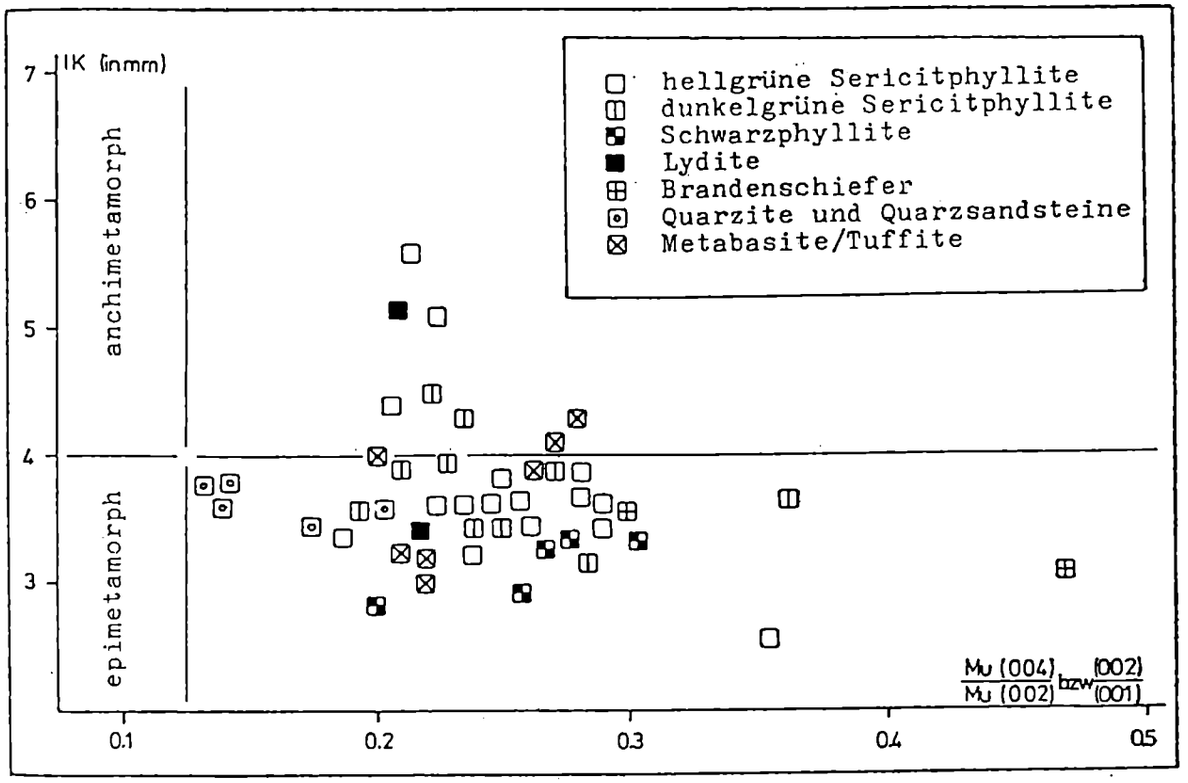


Abb. 7/1: Illitkristallinität (Index nach KUBLER, 1967) gegen Intensitätverhältnis der Basisreflexe (002/001) (nach J. ESQUEVIN, 1969) von Gesteinen der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling (aus P. BRANDMAIER, 1983, Abb. 10).

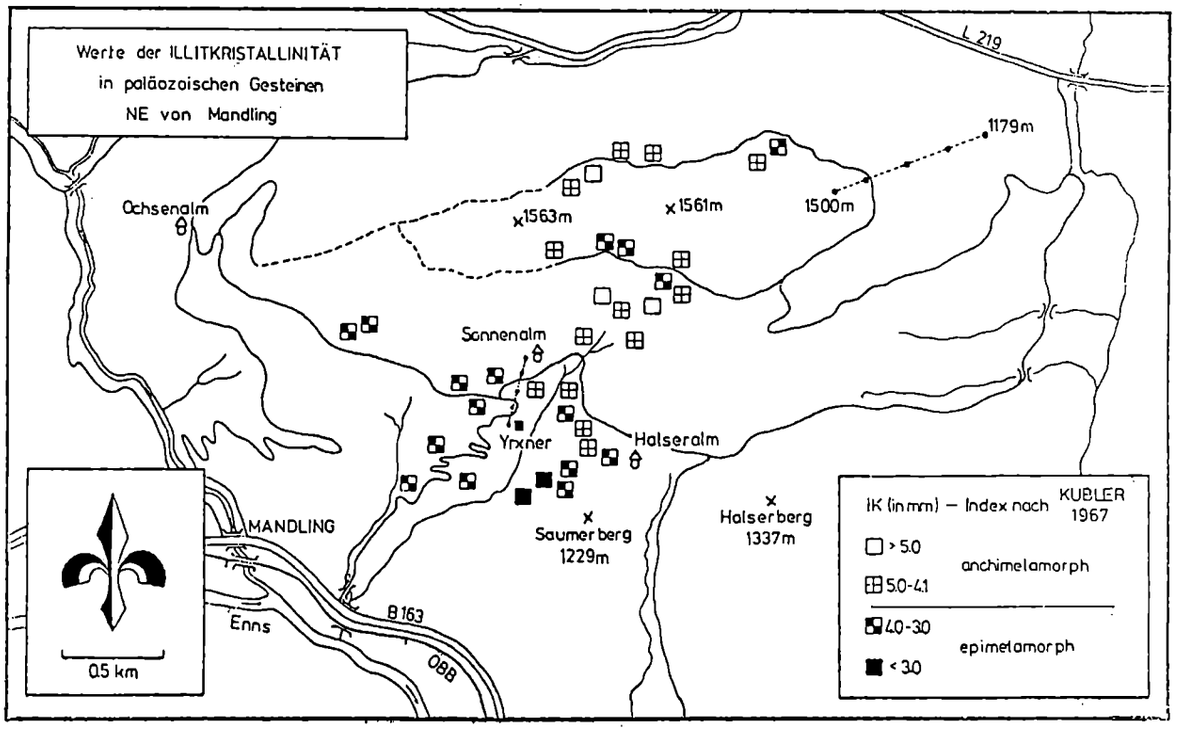


Abb. 7/2: Verteilung der Illitkristallinität in Gesteinen der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling (aus P. BRANDMAIER, 1983, Abb. 12).

Die Glutserberg-Einheit wird aus paläozoischen Gesteinen der Wildschönauer Schiefer-Serie aufgebaut. Es sind überwiegend feinklastische Sedimente, die eine schwache Metamorphose unter Bedingungen der niedrig temperierten Grünschieferfazies (nach H. G. F. WINKLER 1979) erlitten haben: Serizitphyllite, Schwarzphyllite, Brandenschiefer, seltener Sandsteine, Subgrauwacken und geringmächtige Metabasite. In einer Wechselfolge von dunkelgrünen und hellgrünen Serizitphylliten sind mehrmals Brandenschiefer (20 m bis 50 m mächtig) und Schwarzphyllithorizonte mit Lyditführung (50 m bis 80 m mächtig) eingeschaltet, wobei die Schwarzphyllithorizonte immer im Liegenden der Brandenschiefer auftreten. Nordwestlich des Gehöftes Yxner enthalten die Brandenschiefer eine reichhaltige sulfidische Buntmetallvererzung, die ehemals abgebaut wurde.

Der geologische Bau ist relativ einfach. Allgemein herrscht flaches Nordfallen vor. Die gesamte Einheit ist durch mehrere, mittelsteil nordfallende Bewegungsflächen in südvergent bewegte Schuppen zerlegt.

Die Bestimmung des schwachen Metamorphosegrades erfolgte durch den Nachweis von neugebildeten mixed-layer Paragonit/Muskoviten in 17 Proben und von Paragoniten in 38 Proben. Auch der Mittelwert der Illit-Kristallinität von 3,5 (Index nach KUBLER, 1967) weist auf epimetamorphe Bedingungen hin. Die Verteilung der Illit-Kristallinität innerhalb der Grauwackenzone nördlich des Mandlingzuges von 4,1 im Norden bis 3,4 im Süden (Abb. 7/1 und 7/2) läßt auf eine allmähliche Zunahme des Metamorphosegrades von Norden nach Süden schließen.

LITERATUR

BRANDMAIER; P.: Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. - Unveröff. Vorarbeit Univ. Salzburg, 50 S., 23 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Salzburg 1983.

8. DAS KALKALPINE STOCKWERK DER DACHSTEIN-REGION

Von Gerhard W. MANDL
(Mit Beiträgen von H. L. HOLZER und H. LOBITZER & O. PIROS)

8.1. STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Basale Permoskyth-Siliziklastika (Südrand-Schuppenzone)

Die folgende Gliederung beruht im wesentlichen auf den Arbeiten von E. ERKAN 1977 und 1980.

Filzmooser Konglomerat und **"Phyllit-Serie"**

Die grobklastische Basis wird von einer Metabreccie mit mm bis 10 cm großen Komponenten gebildet, die aus dem Materialangebot der unterlagernden Grauwakkenzone abgeleitet werden können. Dunkelgraue Phyllite, Chlorit-Serizit-Phyllite oder hellgrüne Serizitschiefer und Serizitquarzite herrschen vor; mehr oder weniger kantige, weiße rosa oder violette Quarze treten auf. Feines Zerreibsel des gleichen Materials bildet die (dunkel-)graue Matrix. Das sedimentäre s kann durch die Einregelung der flachen Komponenten angedeutet sein. Am Schildlehenhang sind nordöstlich K 1414 mehrere, etwa 1 m lange und 5 cm mächtige Hämatitlinsen eingeschaltet. Die Liegendgrenze zur Grauwackenzone ist scharf, im Hangenden ist der Übergang zur feinklastischen "Phyllit-Serie" fließend.

Die "Phyllit-Serie" besteht aus einer Wechselfolge von dunkelgrauen, teilweise phyllitischen Siltsteinen und Quarziten und dunkelgrauen oder grünen, massigen gebankten oder gebänderten (Serizit-)Quarziten. Die weicheren und dunklen Anteile herrschen vor. Relativ grobkörnige, karbonathältige und löchrig bräunlich verwitternde Quarzitlagen bilden geringmächtige aber markante Einschaltungen im Liegendabschnitt der Serie.

Die Mächtigkeit der Basisbreccie schwankt zwischen wenigen Metern bis zu einigen 10er Metern im Bereich der Dachsteinstraße. Die Phyllit-Serie nimmt im Profil Schildlehen etwa 70 m ein, dem Kartenbild nach sind durchaus auch deutlich größere Mächtigkeiten zu erwarten.

Die epizonale metamorphe Überprägung macht sich durch Chloritoid-Bildung sowohl in der Basisbreccie als auch in der Phyllit-Serie bemerkbar.

Quarzit-(Sandstein-)Serie

Typisch ist die überwiegend hellgraue oder hellgrüne Färbung der massigen oder dickbankigen Quarzite. Bevorzugt im Liegendabschnitt treten auch dunkelgraue Typen als Übergang zur Phyllit-Serie auf. Die Quarzite sind meist feinkörnig und enthalten nicht selten feinen Feldspatgrus. Makroskopisch erinnern die hellen Anteile stark an Semmeringquarzit. Bei günstigen Aufschlußverhältnissen ist manchmal Kreuzschichtung erkennbar. Bezüglich des Bildungsbereiches glaubt F. KÜMEL (in O. GANSS et al. 1954) aufgrund des Fundes eines berippten Muschelrestes auf marine Bedingungen schließen zu können.

Trotz der Metamorphose (Chloritoid im Liegendabschnitt) kann in den hangendsten 10er Metern die primäre rote Farbe lokal noch erhalten sein.

Die Mächtigkeit beträgt im Schildlehen-Profil etwa 300 Meter, schwillt gegen Westen hin noch weiter an, nach Osten keilt die Serie jedoch rasch (sedimentär oder tektonisch) völlig aus - siehe dazu die Problematik der zeitlichen Einordnung.

Gips-, Ton- u. Sandstein-Serie

Den einzigen großen Aufschluß dieser Serie bietet der Erosionskessel des Karlgrabens zwischen Brandriedel und Burgleiten. Von der Ferne betrachtet überwiegt die rotbraune Farbe des Sand-/Tonsteinkomplexes, der die beiden mächtigen Gipslager trennt. Die dm-gebankten Sandsteine weisen Hellglimmerbeläge auf und können von hämatiterfüllten Haarrissen und cm-dünnen Ankeritklüften durchzogen sein. Im Kontaktbereich zu den Gipsbänken schlägt die Farbe jeweils zu grün um. Im Unterlauf des westlichen Seitengrabens sowie im Bereich des oberen Gipslagers nimmt die Evaporitfolge den Habitus des alpinen Haselgebirges an: grüne Breccien mit Ton- und Sandsteinkomponenten, dunkle zerbrochene Dolomitbänke, weißer, grauer und bunter Gips als Komponenten, in Lagen oder Klüften. Insgesamt ist jedoch noch eine weitgehend geordnete, schichtige Abfolge erhalten, wiewohl Seq uenzen in den verschiedenen schlecht begehbaren Runsen des steilen Kessels nicht immer so eindeutig parallelisierbar sind wie dies das Sammelprofil bei ERKAN 1977 (Taf.1, Profil 6a Karlgraben) erwarten ließe. Aus der haselgebirgsartigen Breccie meldet ERKAN (S. 361) auch Melaphyrkomponenten sowie aus grünen Tonschiefern oberpermische Sporen (det. W. KLAUS).

Die Mächtigkeit der Evaporitfolge beträgt etwa 220 m, wobei auf die beiden Gipslager jeweils 60-70 m entfallen.

Die Hangendgrenze ist im Karlgraben tektonischer Natur, die dunklen Schiefertone und Mergelkalke an der östlichen Grabenoberkante sind nach Pollen und Sporen eindeutig in die Obertrias zu stellen - siehe unten. Die weitere Abfolge wird von Schutt und quartären Hangbreccien verhüllt.

Von der Basis des Mandling-Zuges knapp östlich der Kartenblattgrenze erwähnt K. HIRSCHBERG 1965 (S. 16, S. 31) Haselgebirge, das er als salz- und gipsfreie Breccie von hellen Kalzitbrocken bis 5 cm Größe in einer roten, schwach kalkigen Matrix charakterisiert. Der vereinzelt erkennbare Quarzdetritus und nicht näher identifizierbare schiefrige lithische Komponenten lassen eher an eine Zugehörigkeit zu den ?permischen Basisbreccien denken.

Problematik der zeitlichen Einordnung

Der basale Grobdetritus - das Filzmooser Konglomerat - wird von O. GANSS et al. 1954 der Grauwackenzone zugezählt und mit dem altpaläozoischen Silbersberg-Konglomerat der östlichen Grauwackenzone verglichen. Im Raum Filzmoos bildet es eine breite Zone innerhalb der paläozoischen Phyllite, die Lage an der Basis der "Werfener Schichten" nördlich der Ramsau sei nur zufällig.

Der fließende Übergang in die Hangendserie, der sich in der Korngrößenabnahme ausdrückt und entlang der Dachsteinstraße verfolgbar ist, veranlaßte E. ERKAN 1977 wohl zu Recht, diese Breccien als Basisbildung der postvariszischen Sedimentation zu werten. Der Mangel an Fossilien erlaubt nur die Einzeitung mittels lithologischen Serienvergleiches - siehe dazu Abb. 8/1.

Lithologisch auffällig und infolge der speziellen Bildungsbedingungen signifikant sind die beiden Gipslager. In der Darstellung bei GANSS et al. stellen sie den Hangendabschnitt der Werfener Schichten dar, woraus skythisches Alter abgeleitet werden müßte. Die Abfolge ließe sich dann als gesamte mit dem Profiltyp Wörgl-Hochfilzen vergleichen. Wie aber aus allen Skyth-Profilen der Werfener Schuppenzone der Umgebung ersichtlich ist, herrschen zu dieser Zeit normalmarine Verhältnisse, lokale mächtige Gipse sind aus faziellen Gründen nicht zu erwarten.

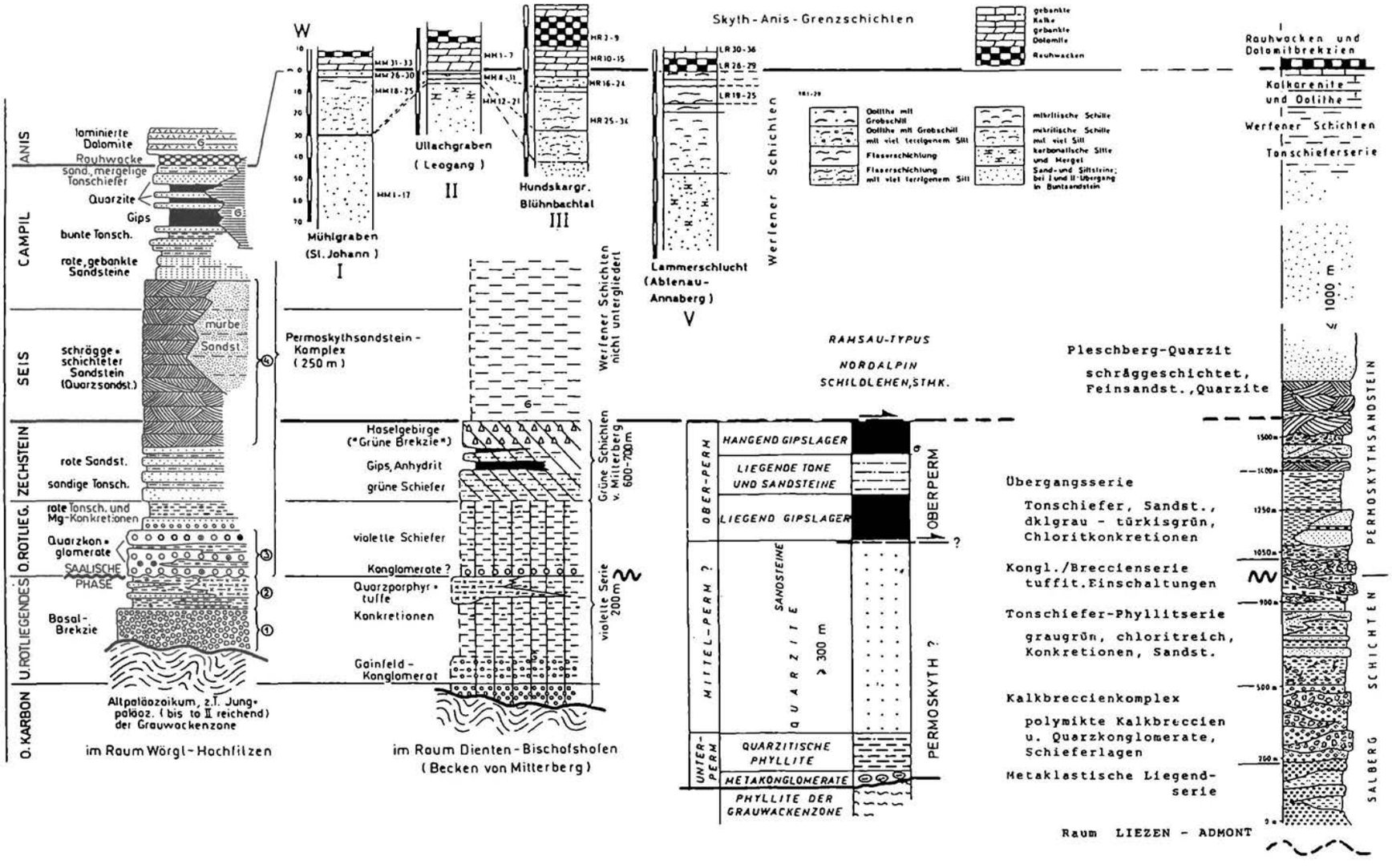


Abb. 8/1: Das Permo(skyth) im Raume Ramsau/Dachstein im Vergleich zu anderen Permoskyth-Profilen des Kalkalpen-Südrandes. Zusammengestellt nach E. ERKAN 1977, H. MOSTLER 1972, MOSTLER & ROSSNER 1984 und HESS & ROSSNER 1984.

Wie die Möglichkeit der Umlagerung von permischen Gipsen in skythische Gipse (Mürztaler Alpen, W. PAVLIK 1985, S. 18) zeigt, ist bei der Altersbeurteilung der mobilen Evaporite anhand einer Einzelprobe Vorsicht geboten. Die obige fazielle Überlegung und der teilweise haselgebirgsartige Charakter mit Melaphyrbruchstücken spricht doch für Perm und damit für die Autochthonie der permischen Sporen. Betrachtet man daher das Profil Mitterberg mit seinen oberpermischen Evaporiten ("Grüne Schichten") als Vergleichsprofil, so fällt dort sofort das Fehlen jeglicher Äquivalente der mächtigen Quarzite der Ramsau auf.

Läßt man die hangende Evaporitfolge vorerst außer acht, so scheint eine Anbindung an die "vorlandnähere" Hochfilzener bzw. Salberg-Entwicklung mit ihren mächtigen Sandsteinen und Quarziten der Buntsandsteinfazies zwanglos möglich. Das dann aber größtenteils skythische Alter der Quarzite würde eine tektonische Abtrennung der auflagernden permischen Gipsserie erfordern. Für diese Denkmöglichkeit spräche nicht nur das plötzliche (damit tektonische) Auskeilen der Quarzite gegen Osten sondern auch das lokale Auftreten grüner, gipsdurchäderter Tone im Greßlingbach in der streichenden Fortsetzung der Phyllit- und Quarzitserie und in ähnlich ungewöhnlicher Position auf der Durchat-SE-Seite (H. L. HOLZER, pers. Mitt.). Tektonische Komplikationen innerhalb der Permoskythabfolge deuten sich damit bereits an, Detailkartierungen sind hier noch nötig.

Eine umfassende Lösung dieses Problemkreises wird wohl nur durch eine ausgreifende Kartierung der Werfener Schuppenzone erzielt werden können.

Werfener Schichten s. str. (Mandlingzug, Dachsteindecke)

Eine systematische Bearbeitung des Werfener Schichtkomplexes steht bisher noch aus. Bearbeiter in der jüngeren Vergangenheit beschäftigten sich vorwiegend mit Teilaspekten, z. B. ROSSNER 1972, MOSTLER & ROSSNER 1977, 1984, TICHY & SCHRAMM 1979, HESS & ROSSNER 1984.

Als Normalabfolge gibt A. TOLLMANN 1976a (S. 57 ff.) die lithologische und altersmäßige Abfolge von Quarziten an der Bais über mächtige bunte Schiefer hin zu einer karbonatischen Hangendserie an.

Quarzite

Als Beispiel für Werfener Quarzite nennt TOLLMANN 1976a die Quarzite des Dachsteingebietes, vergleicht sie mit den Pleschbergquarziten bei Admont und stellt die Hauptmasse als Äquivalente des Buntsandsteines in das Skyth. Im Gegensatz dazu steht die Auffassung ERKANs 1977 vom mittelpermischen Alter - siehe Diskussion oben.

Ebenfalls teilweise quarzitischen Habitus besitzen die Werfener Schichten des Mandling-Zuges, wie bereits bei TRAUTH 1925, GANSS et al. 1954 und zuletzt bei HIRSCHBERG 1965 dargestellt und beschrieben. Die Quarzite sind hellgrau bis grünlich, dünnbankig mit tonig-schiefrigen Zwischenlagen. Die schlechten Aufschlußverhältnisse erlauben keine Beurteilung der Beziehung zu den Werfener Schiefern. Ein gegenseitiger lateraler Ersatz erscheint möglich, da die Quarzite bis an den auflagernden Gutensteiner Dolomit heranreichen können; dies könnte allerdings auch tektonisch bedingt sein.

Aufschlüsse der Grenzbereiche wurden bisher nicht gefunden, die Frage nach dem stratigraphischen oder tektonischen Kontakt der Mandlingzug-Basis zur Grauwackenzone kann derzeit nicht entschieden werden.

Werfener Schiefer

Typische Werfener Schiefer bei zum Teil guten Aufschlußverhältnissen bilden die Basis der Dachsteindecke. Die bunten, überwiegend dünnschichtigen, plattig oder linsig zerfallenden Sand- und Siltsteine mit Hellglimmerdetritus sind oft reich an Sedimentstrukturen wie Kleinrippeln und biogenen Wühlspuren sowie Organismenresten, meist in Form von Abdrücken. Sie unterscheiden sich damit doch deutlich von der gleichfalls bunten, aber eher kompakteren, vor allem aber einförmig sterilen Sand-/Tonsteinserie im Raum Durchat/Nordseite - Brandriedel/Karlgraben.

An Fossilien sind aus den Schiefern
Pseudomonotis (Claraia) sp. vermutl. P. aurita HAUER
Anodontophora sp.
bekannt (GANSS et al. 1954, S. 32). Am Lenachriedel wurde auch ein Bruchstück von vermutlich Claraia clarae /EMMR.) gefunden. Eine umfangreichere Bivalvenfauna hat E. ERKAN zur Bestimmung an das Naturhistorische Museum Wien weitergegeben.

Claraia clarae würde Unterskyth belegen - vgl. R. ASSERETO et al. 1973 (S. 189).

Werfener Kalke

Eine mikrofazielle Analyse der Werfener Kalke gaben jüngst MOSTLER & ROSSNER 1984. Die Serie besteht am Lenachriedel (siehe Abb. 8/2) aus einer Wechselfolge von grauen und bunten Sandstein- und Tonschieferlagen, bunten Kalksandsteinen, grauen und grünlichen Mergelkalken und grauen oder roten Kalken. Bivalvenschill tritt in mindestens 2 Niveaus auf, desgleichen bunte Crinoidenkalke.

An Makrofauna wurden in grauen Mergelkalken nahe der Dachstein-Südwandhütte von E. SUESS gefunden (O. GANSS et al. 1954):
Tirolites cassianus QUENST.
Naticella (Natiria) costata MÜNSTER
Myacites (Anodontophora) fassaensis WISSM.

Aus Dünnschliffen konnte E. KRISTAN-TOLLMANN folgende Foraminiferen bestimmen (E. ERKAN 1977, S. 359 f.):
Meandrospira pusilla (HO)
Glomospira sp.
Glomospirella amplificata KRISTAN-TOLLM.
Glomospirella parallela KRISTAN-TOLLM.
Glomospirella spirillinoides (GROSDIL. & GLEBOVSK.)

Bemerkenswert ist das Auftreten von Conodonten. Durch den Nachweis von Neospathodus triangularis ist Oberskyth (Spathian) gesichert. Begleitende Formen gehören den Gattungen Hadrodontina und Pachycladina an - siehe MOSTLER & ROSSNER 1984.

Für die Grenze Werfener Schichten/Gutensteiner Kalk wurde von L. KRYSTYN 1974 bereits eine Position innerhalb des Oberskyth diskutiert, eine Vermutung die auch durch die Conodontenfunde von MOSTLER & ROSSNER 1977 aus den basalen Gutensteiner Kalken des Lammerschlucht-Profiles gestützt wird.

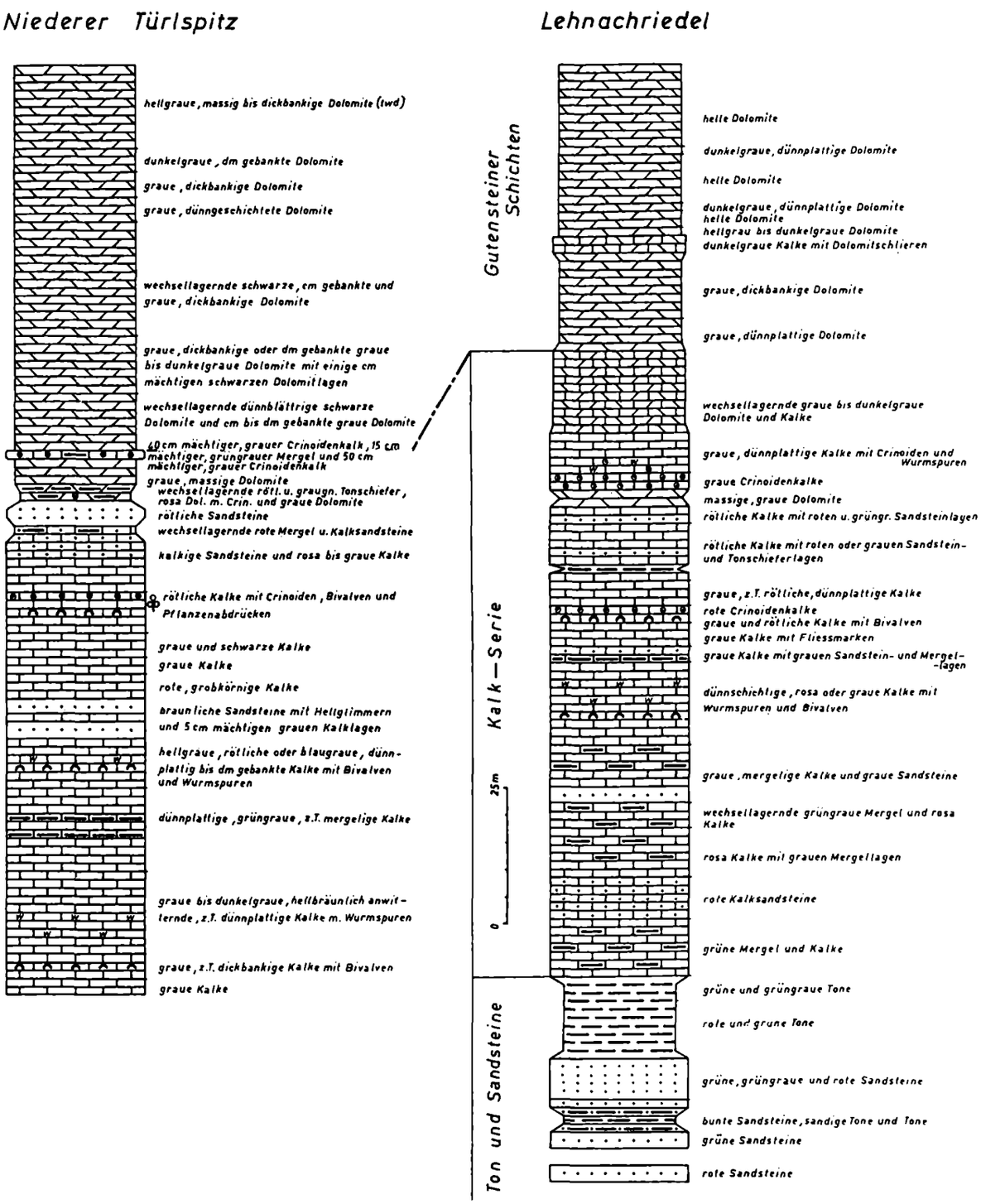
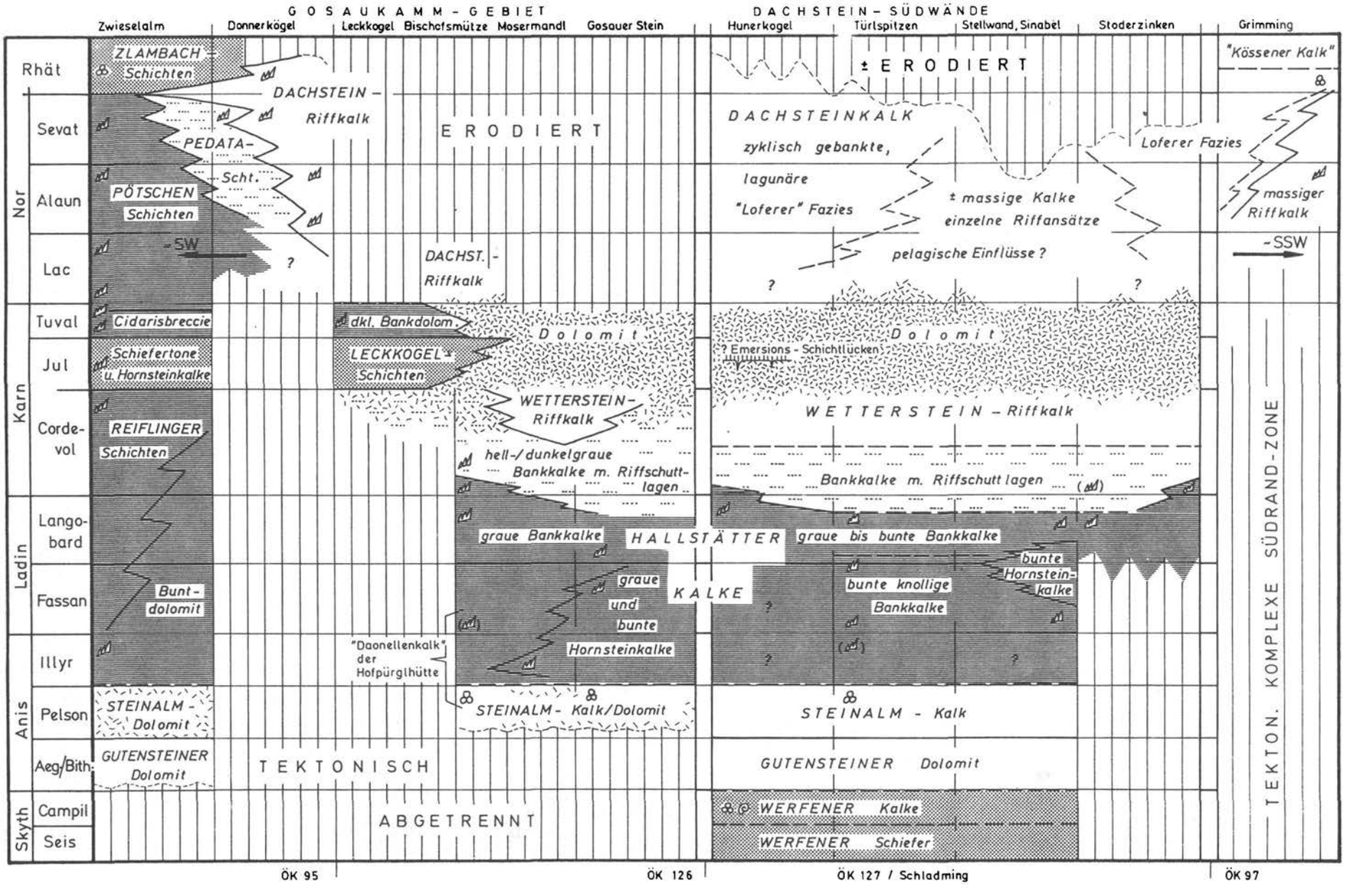
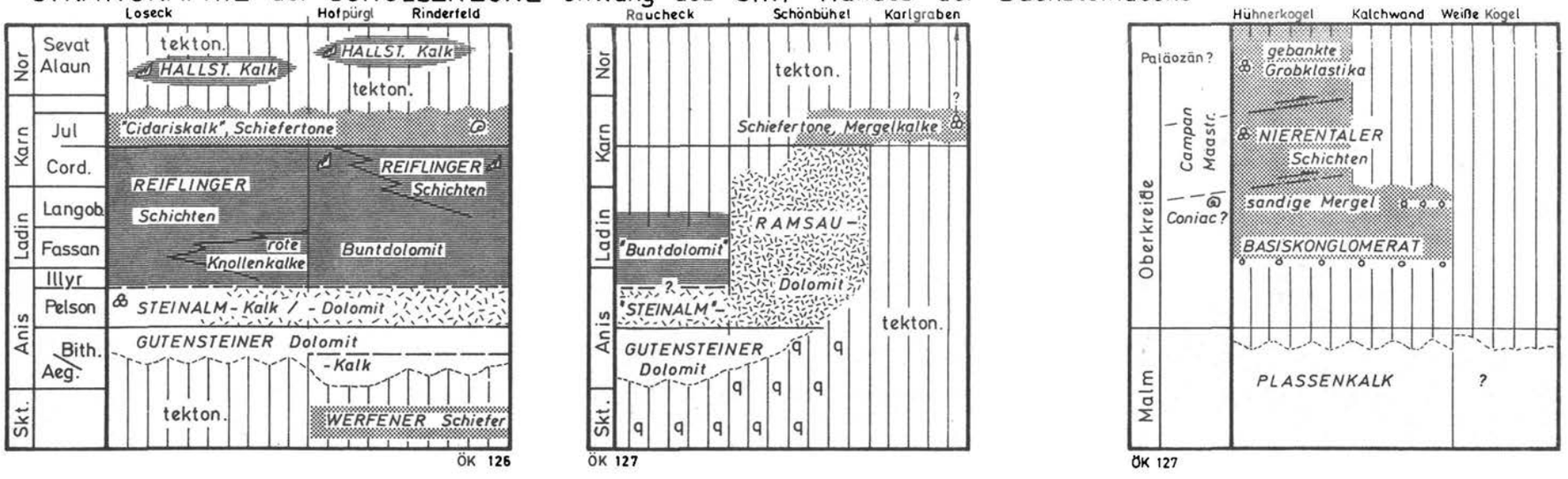


Abb. 8/2: Der karbonatisch dominierte Hangendabschnitt der Werfener Schichten der Dachsteindecke; nach E. ERKAN 1977 (Taf. 1, Prof. 6b).

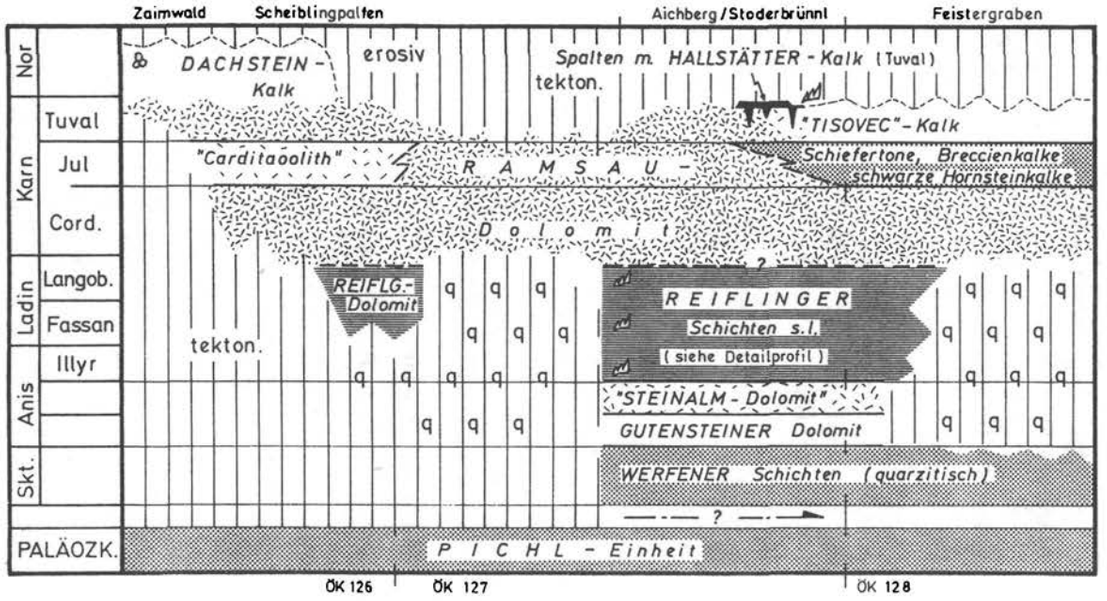
STRATIGRAPHIE der DACHSTEINDECKE (Südabschnitt)



STRATIGRAPHIE der SCHOLLENZONE entlang des S(W) - Randes der Dachsteindecke



STRATIGRAPHIE des MANDLING - ZUGES



SEDIMENTÄRE ENVIRONMENTS:

- Flachwasserkalke (Karbonatplattformen, seichte Becken)
- dolomitisierte Plattformsedimente
- Beckenrandsedimente mit Riffschuttlagen
- pelagische Karbonate (tiefere Becken)
- ± siliziklastisch beeinflußte, marine Sedimente
- q — tektonisch oder erosiv entfernte Serienabschnitte bzw. mächtige quartäre Bedeckung (q).

Abb. 8/3 (doppelseitig): Stratigraphische Gliederung des Kalkalpinen Stockwerkes der Dachsteinregion. Serienmächtigkeit nicht maßstäblich!

Gutensteiner Schichten

Die Gutensteiner Schichten der Dachsteindecke sind überwiegend dolomitisch ausgebildet und aufgrund der dunklen Farbe und der deutlichen Bankung schon aus der Ferne an der Basis der sonst hellen, massig wirkenden Südwände deutlich erkennbar. Leicht zugänglich ist diese Serie z.B. entlang des Steiges von der Südwandhütte zur Hunerscharte. Grobbankige graue Dolomite mit mm-mächtigen schwarzen Einschaltungen wechsellagern mit dünnplattigen dunklen Dolomiten, im cm-Abstand laminierten Typen, sedimentär brecciösen Bänken und einzelnen dunklen Kalklagen mit Dolomitschlieren. Aus dem Grenzbereich zu den Werfener Schichten wurden dunkelgraue dolomitische Tonschiefer sowohl auf Foraminiferen geschlämmt als auch auf Pollen/Sporen untersucht, die Proben erwiesen sich aber als völlig steril. Die Feinstfraktion enthielt reichlich Hellglimmerdetritus.

Deutlich mächtiger als die etwa 50 m an der Basis der Dachsteindecke ist der Gutensteiner Dolomit des Raucheck-Marstein-Zuges. Gebankter grauer und blauschwarzer Dolomit geht zum Hangenden in eher massigen, schwarzen Dolomit über. Die Grenze zum überlagernden Ramsaudolomit bildet ein gelblich anwitterndes Band dunkler, erneut gebankter Dolomite.

Ein Bild von der lückenhaften Verbreitung der Gutensteiner Schichten an der Basis des Mandling-Zuges gibt nach der ersten Darstellung bei F. TRAUTH 1925 die monographische Darstellung bei K. HIRSCHBERG 1965, der auch die Lithologie detailliert beschreibt. "Dunkelblaue" bis graue, kalzitdurchäderte Kalke und Dolomite, oft stark zerrüttet, in massig klotziger bis gut gebankter Ausbildung mit dunklen tonigen Schichtbelägen sind das typsiche Erscheinungsbild. Schwarze Knollenkalke wie an der Stoderstraße leiten zur pelagischen Mitteltrias über, wie das Profil an der Aichberg-W-Seite zeigt (siehe Abb. 17/2). Sie sollten auch wegen des dort zwischengeschalteten hellen "Steinalmdolomites" und wegen ihrer pelagischen Fauna besser zum Komplex der Reiflinger Schichten im weiteren Sinne gestellt werden. Dunkle Dolomite, Kalke und begleitende schwarze oder sandige braune Mergel, die infolge ihrer relativ hohen Position innerhalb des Ramsaudolomites als tektonisch verschleppt betrachtet werden (HIRSCHBERG S. 22, 42, 44), bedürfen noch einer Überprüfung, da sie eventuell auch dem karnischen Raibler-Niveau zuzuordnen sein könnten - siehe dort.

Fossilien wurden bisher keine gefunden. Als Altersuntergrenze kann in Analogie zum Lammerschlucht-Profil oberstes Skyth vermutet werden. Die Obergrenze ist nur indirekt faßbar. Aus dem auflagernden Steinalmkalk der Südwände sind anisische Algen bekannt, und auch die pelagische Fazies im Aichberg-Profil setzt nach Conodonten noch im Oberanis ein, sodaß die Obergrenze der Gutensteiner Schichten im Bereich der Wende Pelson/Illyr liegen könnte.

Steinalm Schichten

Unter diesem Begriff werden hier alle hellen, mehr oder weniger massigen, wandbildenden Kalke mit anisischer Algenflora sowie ihre dolomitischen Äquivalente verstanden. Die Dolomite überwiegen bei gleichzeitig größerer Mächtigkeit im östlich angrenzenden Gosaukamm-Gebiet. Folgende Algen sind aus den einzelnen Gebietsabschnitten bisher bekannt (siehe dazu auch strat. Tab. Abb. 8/3 u. 8/4):

Mosermandl/Hofpürgl (SCHLAGER 1967, Pkt. 47)
Physoporella dissita (GÜMBEL)
Loßeck (SCHLAGER 1967, Pkt. 37)
Macroporella alpina PIA
Physoporella dissita (GÜMBEL)
Physop. pauciforata (GÜMBEL) var. pauciforata
Physop. pauciforata (GÜMBEL) var. gemerica BISTR.
Physop. pauciforata (GÜMBEL) var. sulcata BISTR.
Gosauer Stein (LEIN 1976, L 51)
Macroporella alpina PIA
Physoporella dissita (GÜMBEL)
Türlspitzen (LEIN 1976, L 97)
Diplopora annulatissima PIA
Physoporella dissita (GÜMBEL)

In den dolomitischen Anteilen sind biogene Reste bei der Diagenese völlig zerstört worden, das Gestein ist grob zuckerkörnig umkristallisiert.

Pelagische Mitteltrias (Beckenfazies)

Pelagische Sedimente, also Ablagerungen unter vollmarinen Bedingungen bei normaler Salinität und größeren Wassertiefen (bis zu einigen 100 Metern?) finden sich in der Mittel- bis basalen Obertrias in allen hier behandelten kalkalpinen Baueinheiten, wenngleich auch in unterschiedlicher lithologischer Ausbildung. Einen Überblick über die räumliche und zeitliche Verbreitung sollen die Abb. 8/3 und 8/4 vermitteln.

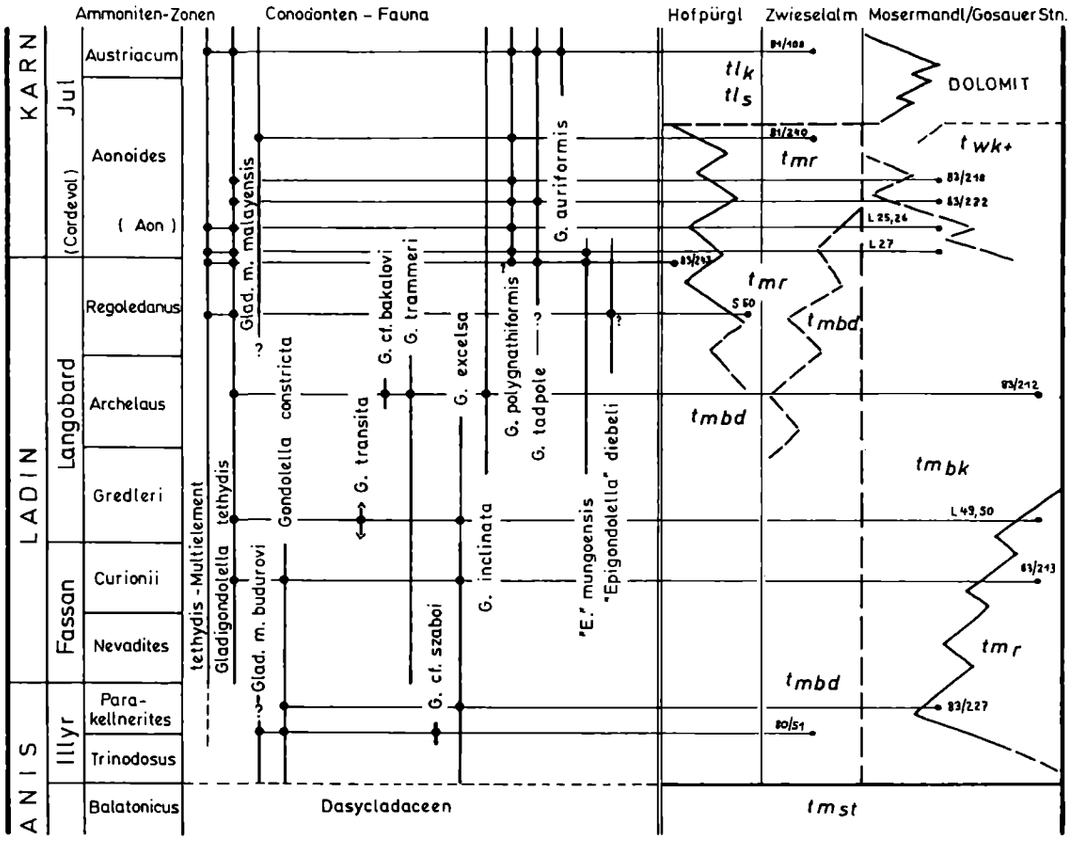
Zur zeitlichen Einstufung erwiesen sich Conodonten als brauchbarste Organismengruppe. Gleichzeitig geben sie aufgrund ihrer ökologischen Ansprüche oft den einzigen Hinweis auf den primär pelagischen Charakter diagenetisch stark veränderter Gesteine.

Problematisch erwies sich die Berücksichtigung von Conodontendaten älterer Publikationen. Zeitlich heute als unvereinbar erkannte Faunenelemente sind vermutlich auf Fehlbestimmungen zurückzuführen, Anzeichen für Spaltenfüllungen oder Umlagerung fehlen. Wo möglich, wurde ihre wahrscheinliche Artzugehörigkeit nach derzeitigen Bestimmungskriterien mit ? gekennzeichnet in der Tabelle berücksichtigt. Hier bedürfte es einer Revision des Originalmaterials.

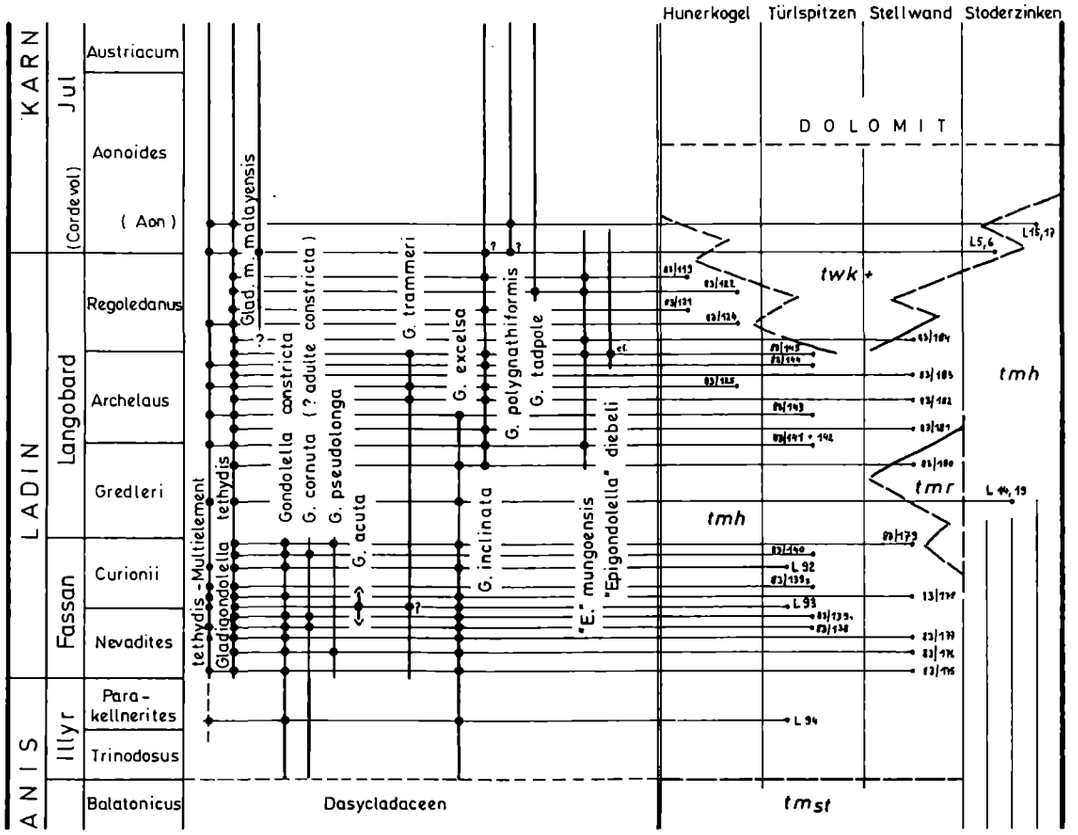
Buntdolomit (Raucheck-Scholle)

Dem Steinalm-(Wetterstein-)dolomit des Raucheck lagern dm-gebankte, gelblich anwitternde Dolomite mit schlierigen, gelblich-rötlichen Internstrukturen auf. Der Habitus liegt innerhalb der Bandbreite der Buntdolomite des Gosaukammgebietes. Über Mikrofazies, Bildungsmilieu und (bio-)stratigraphische Einstufung des Vorkommens am Raucheck-Gipfel können derzeit noch keine Angaben gemacht werden. Auch im Gosaukammgebiet erwies sich die Erfassung dieser Parameter infolge der diagenetischen Veränderungen als schwierig - vgl. G. W. MANDL 1984a (S. 139 f.). Die dort vereinzelt gefundenen Conodontenfaunen sprechen für pelagischen Einfluß und geben neben der Unterlagerung durch anisische Algenkalke und der Überlagerung durch ladinische Hornsteinkalke oder karnische Schiefertone Anhaltspunkte für einen relativ großen zeitlichen Umfang vom ?Oberanis bis zu unterstem Karn - siehe Abb. 8/3 u. 8/4.

GOSAUKAMM - GEBIET



DACHSTEIN - SÜDWÄNDE



Hallstätter Kalke (Dachsteindecke)

Die Dachsteinkarte von GANSS et al. zeigte erstmals die Einschaltung von rotem "Schreyeralmkalk" und Hornsteinkalken in den hellen Massenkalken der Südwände. R. LEIN gab schließlich 1976 mit seinen Profilaufnahmen einen ersten Einblick in den stratigraphischen Umfang und in die mikrofazielle Ausbildung dieser Abfolge.

Über der massigen Wandstufe des Steinalmkalkes folgen rötliche, eher dünnbankige, wellig-knollige Hallstätter Kalke, die mikrofaziell als zumeist verwühlte Wechselfolgen von sparitisch zementierten Pelletsanden und Filamentmikriten charakterisiert werden können. Im höheren Abschnitt dominieren eher dickbankige, ebenflächige, zunehmend graubraune bis graue Typen. Stellenweise auffällig sind bankinterne Dehnungsfugen, die von hell/dunkelgrauem Kalzitzement verfüllt werden und bis hin zur Bildung intraformationellen Breccien führen können. Eindrucksvolle Bilder von Resedimentation sind in der Schwoadring (NE' Südwandhütte) zu sehen. Zwischen rötlich-grauen Kalkbänken schalten sich bunte Kalkbreccien mit mm bis 0,5 m großen Komponenten in roter bis graugelber Matrix ein. Durch Farbwechsel und Feindetrituslagen bedingte Lamination zeichnet eine oft starke synsedimentäre Verfaltung der Matrix nach. Auch bis zu mehrere Meter breite Rinnenfüllungen sind sichtbar. Beteiligung von Komponenten aus dem Riffbereich wurden bisher nicht beobachtet. Eine gewisse laterale Variationsbreite der Hallstätter Serie ist erkennbar. Westlich unseres Kartenblattes, am Gosaukamm, dominieren graue Bankkalke, nur der Liegendabschnitt zeigt mit grauroten Hornsteinknollenkalken mit grünen und roten Tonflasern einen bunteren Habitus. Bunte Hornsteinkalke kennzeichnen auch die tieferen Profilanteile der Stellwand und in der Silberkarklamm, während sie am Stoderzinken, vielleicht tektonisch bedingt, wieder fehlen. Weiter im Osten sind in der als Äquivalent der Dachsteindecke betrachteten Bosruck-Deckscholle erneut graue Hallstätter Kalke dominant - vgl. W. NOVY & R. LEIN 1984.

Von der Basis der Hallstätter Kalke existieren bisher nur einzelne, wenig aussagekräftige biostratigraphische Daten, der in den Tabellen dargestellte Oberanis-Anteil ist im Grunde noch fraglich. Zusätzlich wird diese Skepsis durch die Ergebnisse aus dem erwähnten Bosruck-Profil genährt, wo sich der Steinalmkalk nach Conodonten aus dem unterlagernden Bänderkalk als tiefladinischer Wettersteinkalk erwies. Weitere Untersuchungen sind hier nötig. Die Grenze zu der auflagernden, zum Wettersteinkalk vermittelnden Übergangsserie wurde mit der letzten Knollenkalkeinschaltung bzw. mit dem Aussetzen der deutlichen und regelmäßigen Bankung gezogen. Diese Grenze dürfte, dem beckenwärts gerichteten Riffwachstum entsprechend, heterochron verlaufen, im Profil Türlspitz etwa an der Grenze Langobard 2/3 liegen und dann schräg durch den Raum und Zeit bis an die Ladin/Karn-Grenze emporgreifen.

Abb. 8/4 (nebenstehend): Halbschematische Übersicht über bisher vorliegende Conodontenfaunen aus mitteltriadischen bis unterkarnischen Serien der Dachsteinregion (tmst... Steinalmkalk, tmbd... Buntdolomit, tmbk... graue Bankkalke, tmr... Reiflinger Schichten, twkt... Wetterstein-Riffkalk inklusive Bankkalke mit Riffschuttlagen, tlk/tls... Hornsteinkalke und Schiefertone des Karn).
Probemmaterial: 81/xx - G. W. MANDL 1982 u. unpubl. Daten 1983-87
L xx - R. LEIN 1975
S 50 - W. SCHLAGER 1967
Fortlaufende Nummernserien entsprechen bankweise aufgenommenen Profilen, die anderen wurden nach Fauneninhalt und Lithologie in das Schema projiziert; Probenabstände nicht maßstäblich. Korrelation der Teilgebiete wegen der zeitlichen Unschärfe vieler Faunenspektren nur grob möglich. Ammonitenzonen und Conodontenreichweite nach L. KRYSTYN 1983, akzessorische Faunenelemente (G. transita, G. acuta) ohne Reichweitenangabe nach Begleitfauna positioniert.

Reiflinger Schichten s.l. (Mandling-Zug)

Eine erste Beschreibung eines Ausschnittes dieses Schichtkomplexes gab HIRSCHBERG 1965 unter der Bezeichnung "Plattenkalk der Mitteltrias" von der Stoderzinkenstraße. Er betrachtete die hellen z.T. bunten Kalke mit grünen Tonlagen als Spielart des Gutensteiner Kalkes. Diese Serie konnte über die gesamte Breite des Kartenblattes Schladming zumindest in Spuren verfolgt werden. Die lithologische Abfolge zeigt das Profil Aichberg - siehe Abb. 17/2. Die Liegendgrenze zum im Profil aufgrund der Position als Steinalmdolomit bezeichneten Ramsaudolomit ist nicht unmittelbar aufgeschlossen. Im Schutt dominieren knollige graue Dolomite und schwarze Kalke. Die folgenden schwarzen, hornsteinführenden Knollenkalke dürften den oberanisischen Anteil darstellen, da im Conodontenspektrum trotz reicher Faunen Gladigondolella tethydis fehlt. Im Unterladin folgen hellgraue Bankkalke mit bunten Hornsteinen und schließlich bunte Knollenflaserkalke. Hell rosa, gelbliche oder bräunliche Kalkknollen in rotbrauner toniger Matrix prägen das Bild. Die Abfolge gemahnt etwas an die Folge von "Grauviolettem Bankkalk" und "Rotem Knollenflaserkalk" im zentralen Hallstätter Faziesraum. Die Flaserkalke werden von einer Serie abgelöst, die hier als Kalk-Tuffit-Wechselfolge bezeichnet wurde. Charakteristisch für diesen Profilabschnitt sind dm-dicke, ebenflächige, intensiv grün gefärbte, verkieselte Bänke sowie auch plastisch weiche grüne Lagen zwischen den grauen Hornsteinkalken. Ein geochemischer Nachweis des vulkanogenen Ursprunges fehlt noch, die Bezeichnung Tuffit erfolgte vorläufig in Anlehnung an vergleichbare Einschaltungen in anderen kalkalpinen Mitteltriasprofilen. Hangend folgen graue Hornsteinkalke vom Typus der Reiflinger Schichten. Ein Übergang in den Ramsaudolomit ist weiter im Westen, nahe dem Gasthof Burgstaller aufgeschlossen. Über wellig-knolligen, mittel- bis dunkelgrauen Dolomitbänken ohne Hornstein, aber mit grünen "Tuffitbelägen", folgt eine etwa 1 m mächtige Wechselfolge von 5-15 cm dicken, grauen Dolomitbänken und mehrere cm starken grünlichen bis orangebraunen Dolomikritlagen. Einige Meter eines tonig rot durchäderten Dolomites leiten dann zum typischen Ramsaudolomit über. Einschüttungen von Seichtwasserdetritus im Hangendabschnitt der Hornsteinkalkserie waren bisher nicht zu erkennen, der Fazieswechsel erfolgt offenbar recht rasch.

Stark dolomitisiert und nahezu unkenntlich ist das bisher westlichste Vorkommen der Reiflinger Serie an der Böschung der Ennstalbundesstraße südöstlich Mandling.

Nach dem Aussetzen von Gond. trammeri in den hangendsten Proben (siehe Abb. 17/2) und dem erst nach weiteren 10-15 m zu erwartenden Übergang in den Ramsaudolomit zu schließen, dürfte die pelagische Fazies die Wende Langobard 2/3 deutlich überschreiten. Das verstärkte laterale Wachstum der Ramsau-(Wetterstein-) dolomitplattform setzt somit nahe der Ladin/Karn-Grenze ein, gut vergleichbar der Situation in der Dachsteindecke.

Karbonatplattformen der Mittel- bis basalen Obertrias (Seichtwasserfazies)

Mächtige Seichtwasserkarbonate dieses stratigraphischen Niveaus bauen die Dachstein-Südwände zwischen Türlspitzen und Schwalbensteinwand auf. Der Dachsteinkalk weicht in diesem Gebietsabschnitt nach Norden auf die Plateaufläche zurück. Mächtiger Dolomit dieses Zeitabschnittes bildet auch das Rückgrat des Mandlingzuges.

Wettersteinkalk und Plattformrand-Sedimente

GANSS et al. 1954 und auch R. LEIN 1976 bezeichneten die gesamten hellen Kalkmassen zwischen Hallstätter Kalk im Liegenden und "Hauptdolomit" im Hangenden als Wettersteinkalk. SCHLAGER 1967 schied im Gosaukamm (Mosermandlgruppe) lokal auch "Plattenkalke" im Massenkalk aus. Wie eigene Beobachtungen zeigten, tritt zwischen Hallstätter Kalk und Wetterstein-Riffschuttkalk ein oft mächtiger Übergangsbereich auf. Dieser ist durch eine Wechselfolge aus pelagischen Schlammkalken

und allochthonem Riffdetritus gekennzeichnet. Neben den meist hell- bis mittelgrauen Typen können einzelne dunkle Bereiche auftreten. Die von LEIN 1976 (S. 212, Probe L 87) als Auswirkung des Reingrabener Events gewerteten dunklen Bänke gehören hier noch dazu. In der Mosermandl-Gruppe und in den Dachstein-Südwänden zwischen Eiskar und Kampl ist oft zyklische Sedimentation von Kalkturbiditen erkennbar. Das weitgehende Fehlen von tonigen Zwischenlagen bedingt den meist massigen Eindruck der Serie, nur einzelne, lateral nicht lange aushaltende Bankfugen treten hervor. Auch ist die Hangendgrenze zum groben Riffschuttkalk fließend und infolge des unwegsamen Geländes nur ungefähr darstellbar. Deutliche Variationen der Mächtigkeit und des makroskopischen Habitus treten auf. So ist etwa das Äquivalent dieser Serie an der Stoderzinken-Südseite ein eher bräunlichgrauer, undeutlich gebankter Kalk mit unregelmäßig eingestreutem Detritus und Kalkschwämmen. In der Schwoadring (S' Hunerscharte) dürfte die Serie weitgehend auskeilen, die Hallstätter Kalke mit ihren eindrucksvollen Breccien werden nach wenigen feinklastischen Bänken rasch von grobem Riffschutt überdeckt.

Einige Conodontenfaunen mit Gondolella polygnathiformis belegen das bereits karnische Alter der Hauptmasse dieser Plattformrand-Sedimente.

Der Wettersteinkalk im engeren Sinne ist als hellgrauer, massiger Riffschuttkalk ausgebildet, der im Hangendbereich zunehmende Dolomitisierung zeigt. R. LEIN 1976 erwähnt vom Stoderzinken Kalkschwämme (det. E. OTT):

Peronidella sp.
u. andere Pharetronen.

W. SCHLAGER 1967 (S. 217) beschreibt vom Mosermandl weiße Korallenkalke mit ästigen Korallen, Hydrozoen, pharetroniden Spongien und großen Crinoiden. Eine systematische mikrofazielle Untersuchung fehlt bisher. Eine Probe aus dem Wettersteinkalk des Scheiblingsteines (N' Dachstein-Südwandhütte) erwies sich nach H. LOBITZER als rekristallisierter Biopelsparit mit typischer Biogenassoziation eines "zentralen" Wettersteinkalkriffes. Charakteristisch sind Röhrchen im Riffdetritus sensu OTT, Baccanella floriformis, Schnitte inozoer Spongien, Echinodermendetritus, selten Ostrakoden und an Foraminiferen (det. R. OBERHAUSER) kleinwüchsige Textulariiden.

Bei tektonisch bedingter, direkter Nachbarschaft zu massigem Dachsteinkalk ist eine makroskopische Unterscheidung nahezu unmöglich. Hier kann nur die morphologische Erfassung der Störungszonen und eine Beprobung der Teilschollen weiterhelfen.

Nach der Position in der Gesamtabfolge ist überwiegend tiefkarnisches (cordevoles) Alter anzunehmen.

Wetterstein-, Tisovec- und Ramsaudolomit

Mächtige helle Dolomite treten im betrachteten Gebiet sowohl in der Dachsteindecke als auch im Mandlingzug auf. In ersterer liegen sie zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk, ohne jegliches Anzeichen eines terrigenen Karn-Niveaus, mit beiden durch dolomitisierte Übergänge verbunden. Der massige Dolomit besitzt meist schmutzig-graue bis graubraune Färbung und stellenweise brecciösen Habitus. Faziell charakteristische Gefüge oder Organismenreste wurden bisher nicht gefunden. Zum typischen Hauptdolomit lassen sich kaum Beziehungen herstellen. Ein Hoffungsgebiet für eine fazielle Beurteilung stellt der Bereich südlich der Luserwand dar, da hier der Dolomit lateral teilweise durch Kalke ersetzt wird. Zur Beurteilung des Altersumfanges empfiehlt sich ein Vergleich mit dem angrenzenden Gosaukamm, da dort das terrigene Karn lateral einsetzt. Aus den unten genannten Arbeiten ergibt sich das Bild einer mitten in den Dolomit hinein auskeilenden Schieferton/Hornsteinkalk-Serie. Der hangende Dolomit ist zumindest in den unteren 100 Metern fossilbelegt oberkarnisch. Bezeichnet man julische (exklusive Cordevol) bis tuvalische Seichtwasserkarbonate als Tisovec-Kalk bzw. -Dolomit, wie besonders von LEIN seit

1971 gehandhabt, so ist der Dolomit der Dachsteindecke als Wetterstein-/Tisovecdolomit zu benennen; eine Auftrennung der verschiedenen Altersanteile ist zumindest im Gelände unmöglich.

Der Dolomit des Mandling-Zuges wurde seit F. TRAUTH 1925 als Ramsaudolomit angesprochen, wobei gemäß der Begriffsprägung bei BÖSE 1895 auch Anteile über dem Raibler Niveau enthalten sind - siehe Diskussion der Nomenklatur bei SUMMESBERGER 1966. Die durch ihre leuchtend weiße Farbe auffälligen Aufschlüsse des sonst bewaldeten Mandling-Zuges zeigen einen tektonisch zertrümmerten, weißen Dolomitmylonit, der nach erneuter Verfestigung durch meist kalkiges Bindemittel nochmals zerbrochen wurde und von spiegelnden Harnischflächen durchzogen ist. Lokal sind dunklere Partien erkennbar, eisenreiche tonige Kluftfüllungen bewirken manchmal leuchtend rote Verwitterungsfarben. Primäre Sedimentstrukturen gingen weitgehend verloren, vereinzelte Relikte (z.B. Aichberg-Südseite) zeigen grobe "Riffbreccien" mit Gerüstbildnerdetritus. Ein oberkarnischer Anteil im Dolomit wird durch die Einschaltung von Äquivalenten des Raibler Niveaus im Westen (Carditaoolith) und im Osten (Halobienschiefer) erkennbar. Der zeitliche Umfang entspricht damit weitgehend jener des Wetterstein-/Tisovecdolomites der Dachsteindecke und würde auch eine gleichlautende Bezeichnung rechtfertigen.

Der Hangendabschnitt (Tisovecdolomit-Anteil) wird westlich des Mandlingpasses von Dachsteinkalk ("Zaimkalk") mit Megalodonten und Dasycladaceen überlagert. Am Aichberg und vor allem weiter gegen Osten tritt bei gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme der einsetzenden Karnschiefer die Dolomitisierung zurück. Dieser Übergangsbereich ist im Umfeld des Stoderbrünnls zerbrochen und von karnischen Hallstätterkalk-Spalten durchschwärmt - siehe unten.

Niveau der Nordalpinen Raibler Schichten

Wie bereits erwähnt, bereitet das völlige Fehlen einer terrigenen Karnserie in der Serienfolge der Dachsteindecke am Blatt Schladming Probleme in der Beurteilung des zeitlichen Umfanges der mächtigen Dolomite im Liegenden des Dachsteinkalkes. Bei Berücksichtigung der weiteren Umgebung sind zwei fazielle Aubildungsformen von Raibler Schichten erkennbar, die innerhalb des Dolomitpaketes auftreten und lateral auskeilen. Zum einen sind relativ geringmächtige Schiefer-Sandstein-Folgen mit Bänken von "Sphärocodien-Onkolithen" über den mitteltriadischen Plattformbereichen entwickelt (Gamsfeld-Gruppe, ÖK 95, ÖK 96), zum anderen treten am Plattformrand charakteristische Schieferton-Hornsteinkalk-Abfolgen mit Seichtwasserdetritus auf (Leckkogel, ÖK 126) - vgl. W. SCHLAGER 1967, W. GROTTENTHALER 1978, E. FLÜGEL et al. 1978, G. W. MANDL 1984a. Ob in Gebieten mit durchgehender Dolomitfolge die Karbonatsedimentation ohne terrigene Störung weiterlief oder ob es zu Sedimentationsunterbrechung durch zweitweiliges Trockenfallen kam, ist derzeit nicht sicher entscheidbar. Einige Lesesteine im Kar südlich der Hunerscharte sind wegen ihrer schwarzen Farbe, des groben Seichtwasserdetritus und der bunten Mergelflasern mit Gesteinstypen des Leckkogels vergleichbar. Andere Lesesteine zeigen gelbe und rote, durch Dolomit-Feindetritus dünngebänderte Dolomite, die eventuell einer Emersionsphase zugeordnet werden könnten. Anstehende und kartierbare Einschaltungen solcher Gesteine waren bisher nicht zu finden.

Etwas besser ist nach neuen Beobachtungen die Situation im Mandling-Zug deutbar. In den Ramsaudolomit-Schrofen westlich des Mandlingpasses (Ennstal-Durchbruch) ist bei günstiger Beleuchtung das Durchstreichen einer dunkleren Zone (wenige 10 m mächtig) erkennbar. Ein kleiner Murenabgang während eines Gewitters förderte im August 1986 Blockwerk aus diesem Wandabschnitt zu Tale und erlaubte eine erste Beprobung. Das dunkle Band besteht aus dunkelgrauem, dickbankigem Dolomit mit (onkoidisch-)oolithischen Lagen. Crinoidendetritus, diverse Schalenbruchstücke, selten ?Solenoporaceen-Fragmente sowie Karbonat-Lithoklasten bilden die Kerne die von Mikritrinden überzogen sind. Die Komponenten sind überwiegend etwa 1 mm groß, sehr selten bis max. 4 mm, dichtgepackt und sparitisch zemen-

tiert. Kleine, tonig-limonitische Zwickelfüllungen verursachen eine löchrige, gelb anwitternde Gesteinsoberfläche. Diese Einschaltung wird hier als Äquivalent des karnischen Carditaoolithes interpretiert. Eine andersartige, deutlich terrigene Karnentwicklung setzt südlich des Stoderzinkens beim Stoderbrünnl ein und gewinnt gegen Osten (ÖK 128, Gröbming) rasch an Mächtigkeit. Schwarze Schiefertone, Hornsteinkalke und mächtige dunkle sedimentäre Kalkbreccien mit Biogendetritus bauen die Serie auf. Die Abfolge ist zwar ziemlich verrutscht, tektonisch verquetscht und rekristallisiert, erinnert aber dennoch deutlich an die Plattformrand-Fazies des Leckkogels (Dachsteindecke, Gosaukamm). Eine fazielle West-Ost-Differentiation innerhalb des Karns des Mandling-Zuges wird damit erkennbar - siehe auch Abb. 8/3. Der Lunzer Sandstein am NW-Fuß des Kulmberges (GANSS et al. 1954, Karte u. S. 35, 43) konnte nicht verifiziert werden, hier liegt nur Moränenstreu auf paläozoischen Phylliten.

Problematisch sind jene schwarzen Schiefertone, die in der tektonisch reduzierten Schichtfolge des Raucheck-Marstein-Schönbühel-Zuges erhalten geblieben sind. Der östlichste Ausläufer davon ist das Vorkommen an der Oberkante des Karlgrabens, das hier als Deckenscheider zwischen der Gips-Serie der Schuppenzone und der auflagernden Dachsteindecke fungiert. Obertriadisches Alter konnte durch Pollen/ Sporen nachgewiesen werden (det. I. DRAXLER):

85/344 A cf. Circulina meyeriana sh

86/111 Circulina sp.
Anapiculatisporites sp.
und marines Plankton (Acritarchen)

86/112 Circulina h
Ovalipollis mh
Riccisporites nh
Paraconcavisporites
bisaccate Pollenformen
sowie Acritarchen und Dinoflagellaten

Aus einer Probe konnte eine sehr kleinwüchsige Foraminiferenfauna gewonnen werden (det. R. OBERHAUSER):

86/112 Marginulina sp.
Nodosaria sp. (glatte u. berippte Formen)
Dentalina sp.
Ammodisciden (cf. Glomospira)
Spirilliniden

Erstaunlicherweise spricht die Flora eher für Rhät als für Karn. Korallendetritus wie er in den rhätischen Zlambachschichten zu erwarten wäre, wurde bisher aber nicht beobachtet. Die Foraminiferen zeigen keine eindeutige Beziehung zu Faunen des Karn oder Rhät. Eine kritische Revision der Schiefertone und auch des unterlagernden "Ramsaudolomites" am Schönbühel ist jedenfalls angezeigt.

Hallstätter Kalke (Mandling-Zug, Oberkarn)

Entlang der Stoderzinkenstraße, im Raum zwischen Stoderbrünnl und "Verlobungskreuz" ist der Tisovec-Kalk stark dolomitisiert, zertrümmert und von zahlreichen roten Adern durchschwärmt, die sich trotz des indifferenten rekristallisierten Aussehens durch ihren Conodontenreichtum als Spaltenfüllungen von Hallstätter Kalken zu erkennen geben. Die hellbunten Kalke im Wald nördlich der Schützenschluf-Kehre dürften bereits das Hangende des Tisovec-Dolomites darstellen. Sie enthalten jedoch gleichfalls noch ein oberst-karnisches Faunenspektrum, genauso wie Lesesteine von grauen mikritischen Dolomiten. Neben Astform-Bruchstücken treten in allen bisherigen Proben

Gondolella polygnathiformis
Gondolella nodosa

auf und belegen Tuval 3. Weitere Hangendserien sind von der auflagernden Dachsteindecke bzw. durch deren rezente Schuttfächer verdeckt. Unternorische Ammoniten sollen laut R. LEIN 1976 (S. 219) von dieser Lokalität bekannt, aber in Verlust geraten sein. Ein Weiterlaufen der Hallstätter Sedimentation ins Nor ist dadurch angedeutet.

Auch die Hallstätter Kalke zeichnen eine West-Ost-Faziesdifferentiation im Mandling-Zug nach: im Westen karnischer "Tisovec"-Dolomit und norischer Dachsteinkalk, im Osten Tisovec-Kalk/Dolomit mit Spaltenfüllungen und Auflagerung von oberkarnischen (und ?norischen) Hallstätter Kalken.

Dachsteinkalk (Dachsteindecke, Mandling-Zug)

(Mit Beiträgen von H. LOBITZER & O. PIROS, Wien-Budapest)

Die moderne Untersuchung des Dachsteinkalkes erlebte ihren Aufschwung besonders durch Vergleiche mit den Erfahrungen aus der Erforschung rezenter Riff- und Lagunensedimente. Grundlegende Prinzipien erarbeiteten A. G. FISCHER 1964 für die gebankten Lagunenkalke und H. ZANKL 1969 für die Riffbereiche. Eine systematische Bearbeitung der Dachsteinriffkalke nahm dann ihren Ausgang von der Universität Erlangen, wo seit etlichen Jahren eine Arbeitsgruppe unter E. FLÜGEL zahlreiche Analysen obertriadischer Karbonatplattformen durchführte. Für unseren Großraum sind die Bearbeitung des Gosaukammes durch D. WURM 1982 und des Grimmings durch F. BÖHM 1986 von unmittelbarem Interesse. Während WURM am Gosaukamm vorwiegend grobe Riffbreccien mit Komponenten unterschiedlicher Herkunft vorfand, gelang BÖHM am Grimming die flächige Ausscheidung von Riff, Rückriff und Lagune sowie eine mikrofazielle Charakterisierung dieser Teilbereiche. Da nach bisherigem Augenschein auch auf Blatt Schladming eine Gliederung möglich sein dürfte, sollen die Ergebnisse BÖHMs hier als Übersicht dienen - siehe Abb. 8/6.

Speziell stratigraphische Fragen werden zur Zeit von M. SCHAUER in verschiedenen Dachsteinkalk-Gebieten untersucht, erste Daten wurden von ihm bereits 1983 publiziert.

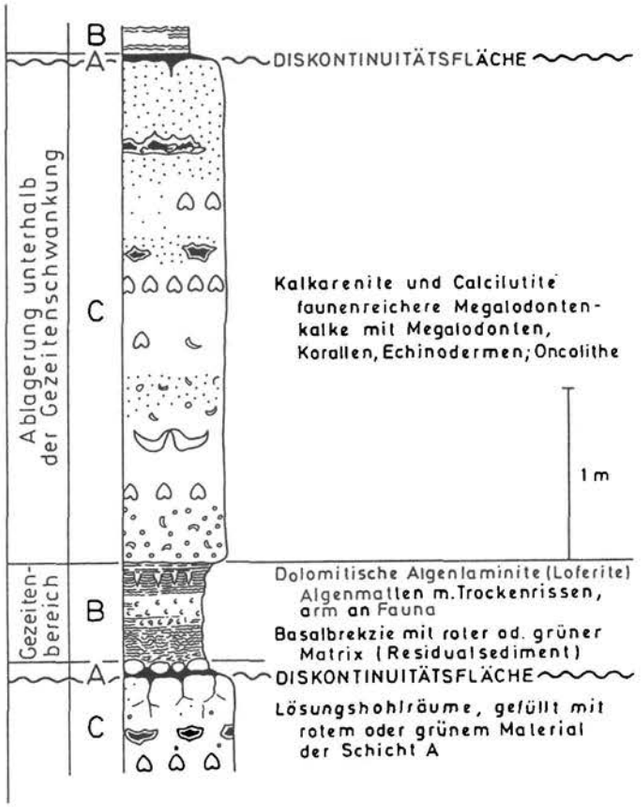
Lagunäre, +/- geschichtete Fazies

Charakteristikum der meisten Dachsteinkalk-Areale, so auch der namensgebenden Gebirgsgruppe selbst, ist die morphologieprägende deutliche Bankung im Meterbereich. Die diesem Erscheinungsbild zugrunde liegende Sedimentationsdynamik wurde von A. G. FISCHER 1964 ausführlich analysiert und die zyklische Wiederholung typischer Lithofaziesabfolgen (Member A, B, C) als "Loferer Zyklothem" beschrieben (siehe Abb. 8/5). Ein zusätzlich überlagerter Rhythmus (Megazyklus) äußert sich in Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Members, wodurch eine Bündelung mehrerer Zyklotheme zu einer Bankgruppe erfolgt - vgl. SCHWARZACHER 1954. Von den möglichen Ursachen der wechselnden Wassertiefe entschied sich FISCHER zwischen periodischen tektonischen Hebungen und Senkungen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen für letztere, für die überlagerten Megazyklen schienen ihm Schwankungen in der Absenkgeschwindigkeit des Sedimentationsraumes am wahrscheinlichsten. Das beobachtbare Auskeilen und laterale Nebeneinander von Supra- und Subtidal ließ ZANKL 1971 dem eustatischen Modell widersprechen, da derartige Schwankungen stets den gesamten Ablagerungsraum betreffen müßten. Er vermutet in Strömungen, Erosion und Schlammhügelbildung durch Algenfixierung die Ursache für zeitlich und räumlich wechselnde Wassertiefen.

Zum organischen Inhalt und zur Mikrofazies des gebankten Dachsteinkalkes siehe Abb. 8/5 u. 8/6.

Gesteinstypen, Biogene und Strukturen		Member A	Member B	Member C
Lithic composition	Homogenous carbonate lutites	x	x	x
	Laminated carbonate lutites		x	
	Pellet lutites	x	x	
	Algal mats		x	
	Carbonate arenites			x
	Intraformational conglomerates	x	x	
Biota	Filamentous algae in mats and crusts		xx	
	Filamentous algae in oncoids			x
	Rhodophytes, dasycladaceans, codiaceans			xx
	Foraminifera		x	xx
	Porifera			x
	Corals			x
	Bryozoa			x
	Brachiopoda			(x)
	Gastropoda		x	x
	Pelecypoda			xx
	Cephalopoda			(x)
	Ostracoda	x	x	x
	Echinodermata			x
	Fecal pellets	xx	xx	x
Shrinkage structures	Prism cracks		xx	x
	Sheet cracks	x	xx	x
	Shrinkage pores		xx	

Schematische Abfolge eines vollständigen Zyklothems



Variationsbeispiele realer Zyklen

(Dachsteinplateau, nahe dem Zungenbereich des Hallstätter Gletschers).

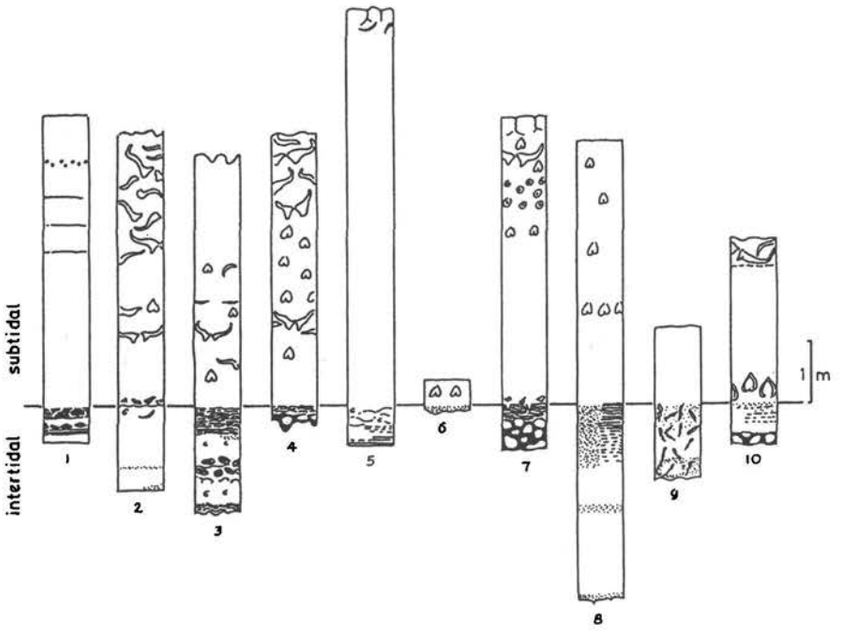


Abb. 8/5: Die Sedimentationszyklik des gebankten Dachsteinkalkes; nach A. G. FISCHER 1964.

Im Übergang zu den massigen Riffkalken treten massige bis unregelmäßig gebankte Typen auf, die noch der Lagune bzw. dem Rückriffbereich angehören. BÖHM 1986 gibt kurze Profilstrecken als Beispiele für diesen Übergangsbereich an, der am Grimming einige 100 m breit sein dürfte und vor allem durch Onkoid-, Algenknollen- und fixierte Grapestonefazies gekennzeichnet ist. Massige, in der Mehrzahl noch lagunäre Kalke treten am Dachsteinplateau (zumeist am Südrand) großflächig auf. Dolomitloferite fehlen, aber bunte, z.T. gebänderte Hohlraumfüllungen (Member A) sind immer wieder zu beobachen. Riffnahe Bereiche sind nur untergeordnet erkennbar - so z.B. im Bereich Eselstein-Sinabel und am Stoderzinken.

Faziell auffällig ist der Dachsteinkalk des Mandling-Zuges (Westabschnitt, ÖK 126; "Zaimkalk" bei TRAUTH 1925, S. 181 f.) wegen seines lokalen Reichtums an Dasycladaceen. Aus Proben aus der Umgebung der Heimerlscharte (Zaimwald) konnten von O. PIROS folgende Algen bestimmt werden:

Diplopora phanerospora PIA
Griphoporella sp.
Griphoporella curvata (GUEMBEL)
Gyroporella vesiculifera (GUEMBEL) PIA
Heteroporella sp.
Heteroporella zankli (OTT)
Salpingoporella humilis (BYSTRICKY)
Salpingoporelia sturi (BYSTRICKY)

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Solenoporaceae

D. phanerospora und die Heteroporellen weisen auf obernorisches Alter hin. Westlich der Brandscharte fallen nahe dem unterlagernden Dolomit auch bis zu 20 cm große Megalodonten auf.

Dachstein-Riffkalk

Die Bandbreite der Mikrofaziestypen und die typischen Organismen des Riffkalkes zeigt Abb. 8/6 am Beispiel des Grimming. Das Blockbild ist jedoch nur als Schema eines idealisierten horizontalen Zeitschnittes gedacht, nicht als paläogeographische Rekonstruktion der Dachsteinkalk-Plattform! Die realen Verhältnisse sind ein komplexes Übereinander derartiger horizontaler Abfolgen, wobei Meeresspiegelschwankungen zu beträchtlicher lateraler Wanderung der einzelnen Faziesstreifen führen dürften. Besonders im Liegendabschnitt des Dachsteinkalkes können beträchtliche Anteile von bisher unerkannten pelagischen Hellkalken enthalten sein, wie dies M. SCHAUER 1983 am Hochkönig aufzeigen konnte. Nach R. LEIN (pers. Mitt.) treten ähnliche Verhältnisse im Tennen- und Hagengebirge auf.

Ansätze zu Riffkalken wurden, wie oben erwähnt, in unserem Gebiet bisher nur am Eselstein, Sinabel und am Stoderzinken beobachtet. Eine konsequente flächige Kartierung ist erst durchzuführen. Intensive Klüftung und Verkarstung machen allerdings oft bereits die grobe Trennung von massigem und gebanktem Dachsteinkalk der Plateaufläche schwierig, Luftbilder erwiesen sich dafür als weitgehend unbrauchbar. Die Ausscheidung der Riffe innerhalb der Massenfazies erfordert ein dichtes Begehungsnetz und die Beprobung kritischer Bereiche. Die eindeutige Zugehörigkeit gewisser Plateaubereiche zum Dachsteinkalk erscheint derzeit nicht immer ausreichend abgesichert, stratigraphisch ältere Bereiche sind nicht völlig auszuschließen. Einige erste Probenauswertungen durch H. LOBITZER (Foraminiferen det. R. OBERHAUSER) von Material aus dem Umfeld des Guttenberghauses liegen bereits vor: Der Dachsteinkalk dieses Raumes zeigt eine fazielle Entwicklung, die - vorbehaltlich der Ergebnisse weiterer Untersuchungen - aus derzeitiger Sicht am ehesten als Riffdetritus-Fazies mit in situ patch reefs sowie progradierender Plattform-Entwicklung gedeutet werden kann. Dementsprechend herrscht auf engem Raum eine ungewöhnliche fazielle Vielfalt.

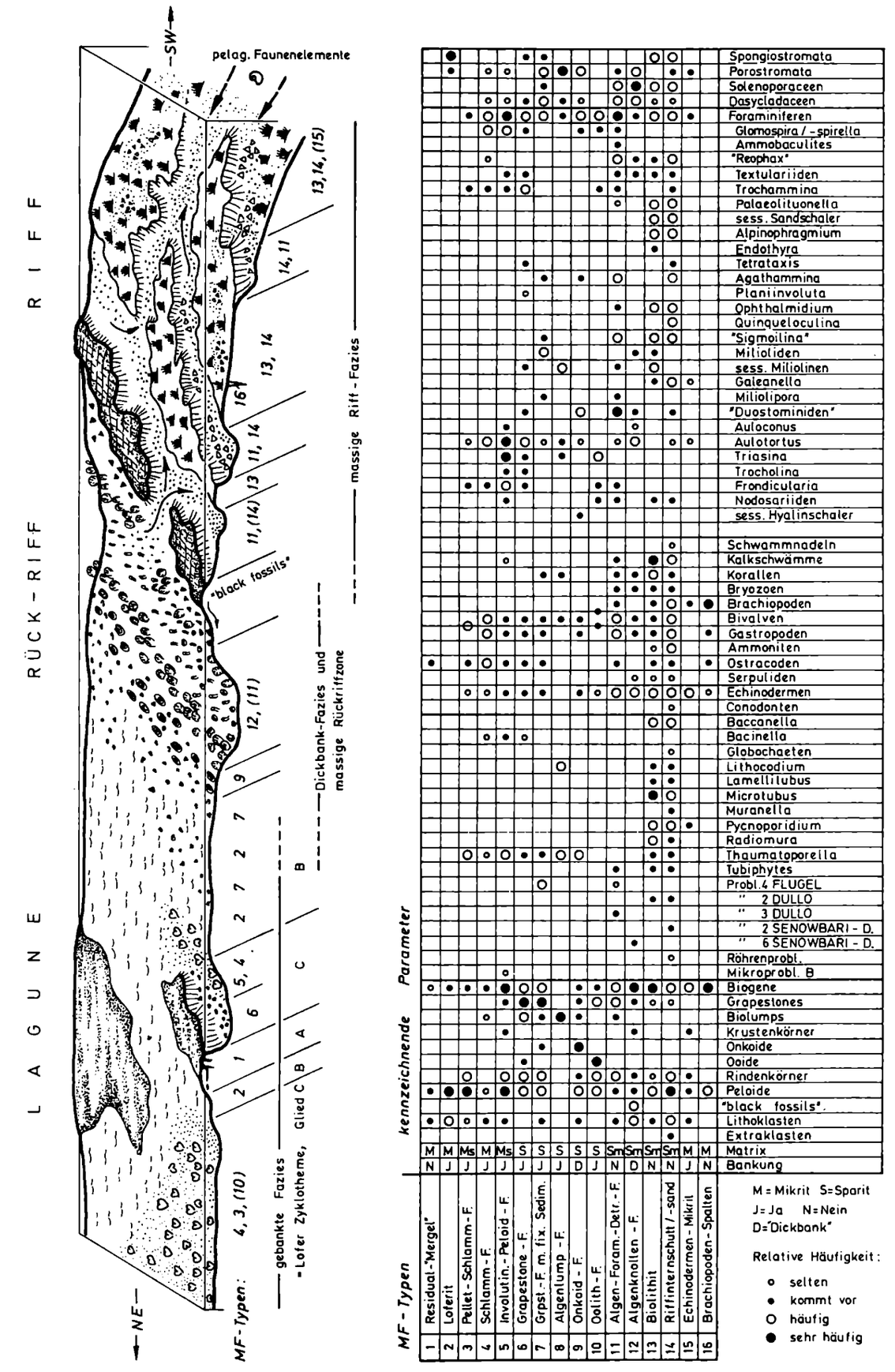


Abb. 8/6: Faziesmodell und Mikrofaziestypen des Dachsteinkalkes am Beispiel Grimming (südöstliche Dachsteindecke). Inhaltlich nach F. BÖHM 1986 und A. G. FISCHER 1964, graphisch modifiziert und zu Blockschema ergänzt.

Die Kalke des Sinabel-Westabfalles zeigen in den liegenden Partien riffoide Ausbildung mit Montlivaltien und auch Ammoniten. Im Schliff ist neben Korallendetritus und Molluskenschill vor allem die Inkrustierung der Komponenten durch Foraminiferen charakteristisch. Auch rotaliide Foraminiferen treten auf. Andere Aufschlußpunkte zeigen wiederum Dominanz von Spongien-Riffschutt. Im Schliff zeichnet sich dieser rekristallisierte Biointrasparit durch häufige Solenoporaceen, biogene Umkrustungen, Gastropoden- und Bivalvendetritus und in mikritischen Bereichen durch Baccanella floriformis aus. Auch Bryozoen-Biostrome sind hier zu beobachten, die im Schliff Spongien, Gastropoden und Mikrotubus communis und kleinwüchsige cf. Glomospiren zeigen.

Weiter gipfelwärts folgt eine Plattform-Entwicklung mit oolithischen grainstones und grapestones (Einfach- und Mehrfachooide) bzw. grobpeloidischen bis feinonkolithischen Biointrapelspariten. Alle Komponenten sind stark mikritisiert. Im Detritus dominieren sowohl Echinodermenreste (u.a. Seeigelstachel) als auch noch Riffschutt mit Spongienresten. Muschelschalen sind ebenso randlich mikritisiert wie die häufige Foraminifere Aulotortus oscillens (OBERHAUSER). Der Gipfelbereich des Sinabel zeigt wiederum "Riffnähe", jedoch keine echte Riffentwicklung. Der biogenreiche grainstone zeigt Kornbindung durch Bacinella und inkrustierende Foraminiferen. Weiters treten Baccanella floriformis, Ostrakoden und Detritus von Echinodermen und dickschaligen Bivalven auf sowie großwüchsige Rotaliiden und cf. Glomospira. In mikritischen Bereichen sind Filamente und Calcisphären auffällig. Am Kamm etwa 80 m östlich des Gipfels enthalten die biointrasparitischen grainstones Solenoporaceen, Korallen, Echinodermen, großwüchsige Rotaliiden, Milioliden und Trocholina sp. Auch der Bereich nördlich und nordöstlich des Sinabel zeigt wechselnd rekristallisierten Riffschuttkalk. Korallen ("Montlivaltia") und Spongien dominieren. Daneben sind im Schliff Echinodermengrus, Baccanella floriformis, Ostrakoden und an kleinwüchsigen Foraminiferen Lituoliden und cf. Angulodiscus eomesozoicus (OBERHAUSER) zu beobachten. Am Weg ostnordost der Wasenspitze sind zahlreiche Korallen- und Spongien-Riffknospen in der stark rekristallisierten Riffschuttfazies erkennbar. Biogene Umkrustung, Echinodermen, Ostrakoden, Baccanella, ?Ladinella porata (untypisch) ergänzen das fazielle Spektrum. Der Riffschuttkalk am Weg vom Guttenberghaus zur Feistererscharte wird von Korallen (z.T. Stotzen in situ) dominiert. Marine fibröse Zementation ist hier besonders charakteristisch. Begleitende Elemente sind häufige Solenoporaceen, Echinodermen, ?Bryozoen, Gastropoden, Bivalvendetritus und meist mikritisierte Peloide. An Foraminiferen sind Lituoliden, Milioliden, cf. Nodosaria und ein großer, flacher, nach Trocholina tendierender Permodiscus nachweisbar. Nordwestlich der Feistererscharte findet sich wiederum Korallen-Spongien-Solenoporaceen-Detritus in Pelsparitmatrix mit dickschaligem Bivalvenschill, Gastropoden, Mikrotubus, ?Tubiphytes, Thaumatoporella parvovesiculifera, Glomospiren und Milioliden. Mikritische Bereiche enthalten Filamente und Calcisphären. Der Ostabfall des Eselsteins zeigt bereits angedeutete Bankung. Die Biointrapelsparite enthalten Echinodermenreste, ?Codiaceen, Tubiphytes, lamelläre biogene Umkrustungen und unbestimmbare kleine Foraminiferen. Die Nordwestflanke zeichnet sich wieder durch Korallen-Spongien-Solenoporaceen-Detritusfazies aus, mit mikritisierten Komponenten, biogenen Krusten, dicken Crinoidenstielen, Seeigelstachel, Gastropoden, Bivalvenschill und Foraminiferen wie Aulotortus ex gr. oscillens (OBERHAUSER). In den Karrenfeldern östlich des Landfriedsteins steht ein faziell indifferenter massiger Dachsteinkalk an, der durch lamelläre biogene Krusten, randlich mikritisierte Echinodermenreste sowie durch starke Kalzitäderung und Stylolithe charakterisiert ist.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß der Dachsteinkalk im Umfeld des Guttenberghauses eine vom Riff beeinflußte Entwicklung zeigt, die jedoch bereits deutliche Anklänge an die Rückriffzone bzw. seichte Plattform aufweist. Fazielle Kartierungen sind hier noch erforderlich um abzuklären, wieweit ein massiver "reef crest" sowie eventuell sogar Übergänge in eine Beckenentwicklung vorhanden sind.

Die alte Frage nach dem genauen zeitlichen Umfang des Dachsteinkalkes scheint in jüngster Zeit einer befriedigenden Antwort näher zu kommen. Das bisher kursorisch als norisch bis rhätisch angegebene Alter ist heute bei entsprechend intensiver Beprobung auf Conodonten wesentlich genauer faßbar, siehe M. SCHAUER 1983. Dabei zeigt sich überraschenderweise ein relativ spätes Einsetzen des Riffwachstumes im Laufe des Mittelnor. Die Hauptmasse der Riffe dürfte sevatisch, einzelne nicht erodierte Hangendabschnitte rhätisch s. str. sein. Im ?Oberkarn und Unternor treten dagegen verbreitet pelagische massige "Beckensedimente" auf - Hallstätter Gesteine im weiteren Sinne. Inwieweit dies auch am Blatt Schladming zutrifft ist noch zu prüfen.

Ein Gedanke sei hier abschließend festgehalten (siehe auch G. W. MANDL 1982, S. 157 f. u. Abb. 94): Betrachtet man vergleichsweise das Sedimentationsgeschehen im zentralen Hallstätter Faziesraum so fällt auf, daß die Rotkalksedimentation (Roter Bank- und Knollenflaserkalk) knapp über der Karn/Nor-Grenze endet und dem Massigen Hellkalk weicht. Dieser Schnitt ist auch in außeralpinen Hallstätter Profilen erkennbar (z.B. Epidaurus, KRYSTYN 1983). Erst im höchsten Lac beginnt mit dem Hangendrotkalk erneut Mangelsedimentation. Folgender Zusammenhang erscheint denkbar: Im Zuge der karnischen Regression kommt es zum weitgehenden Trockenfallen der Mitteltriasplattform. Riffe (Tisovec-Kalk) überdauern diese Phase nur in tieferliegenden Bereichen, z.B. am ehemaligen Plattform-Abhang, wo sich ihr Detritus in den terrigenen Schieferserien wiederfindet. Der folgende rasche Meeresspiegelanstieg (?tiefstes Unternor) kann vom Wachstum der wenigen lokalen Riffe nicht kompensiert werden und pelagische Verhältnisse dringen weit auf die ertrinkende Plattform vor. Die Riffe weichen auf geeignete Untiefen plattformwärts zurück, können jedoch infolge des raschen Absinkens keinen geschlossenen Riffgürtel durch seitliches Zusammenwachsen ausbilden. Die Kalkschlammproduktion der seichten Plattformareale kann somit nicht in einer "Lagunenschüssel" festgehalten werden, sondern wird auch in angrenzende tiefere Bereiche verfrachtet und mit pelagischem Material vermischt. Es entstehen pelagische +/-massige Kalke auf den ertrunkenen Plattformflächen, Hornsteinkalke und Massiger Hellkalk im Hallstätter Becken. Elektronenmikroskopische Analysen dieser Mikrite könnten vielleicht eine derartige Genese belegen. Verlangsamte Wasservertiefung läßt schließlich doch ein allmächliches Zusammenschließen zu einem Riffgürtel zu (Oberstes Lac bis Alaun), der Plattformschlamm wird zunehmend festgehalten und auf den Hallstätter Tiefschwellen sinkt die Sedimentationsrate wieder bis zur Rotkalkbildung ab.

Die Juraserien des Plateaus und der Südrand-Schollen

Hierlatzkalk

Rote Crinoidenkalke treten in Form von Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk nahe dem NW-Rand des Kartenblattes, und zwar östlich der Adamek-Hütte und am Taubenriedel (K 2215) westlich des Eissees auf. Dieser Teil des Plateaus wurde im Zuge der Neuaufnahme noch nicht begangen. Die Spalten können nach H. HLAUSCHEK 1922 Breiten von dm bis wenigen m und aufgeschlossen sichtbare Tiefen bis 300 m und mehr erreichen. Sie verlaufen etwa parallel zu dem, im Dachsteinmassiv weit verbreiteten NW-SE streichenden Störungssystem, dessen sehr frühe Anlage dadurch dokumentiert wird. Als Alter ist durch Ammoniten überwiegend Unterlias, sehr selten Mittel- oder Oberlias belegt - Literaturhinweise dazu siehe bei A. TOLLMANN 1976a (S. 320).

Radiolarit

Von der Hochfläche der Luserwand beschreiben GANSS et al. 1954 (S. 47 f.) Erosionsrelikte von dünngebanktem Radiolarit in Form von kleinstückigem Hornsteingrus. Ob es sich bei diesem Vorkommen um eine normale Auflagerung auf

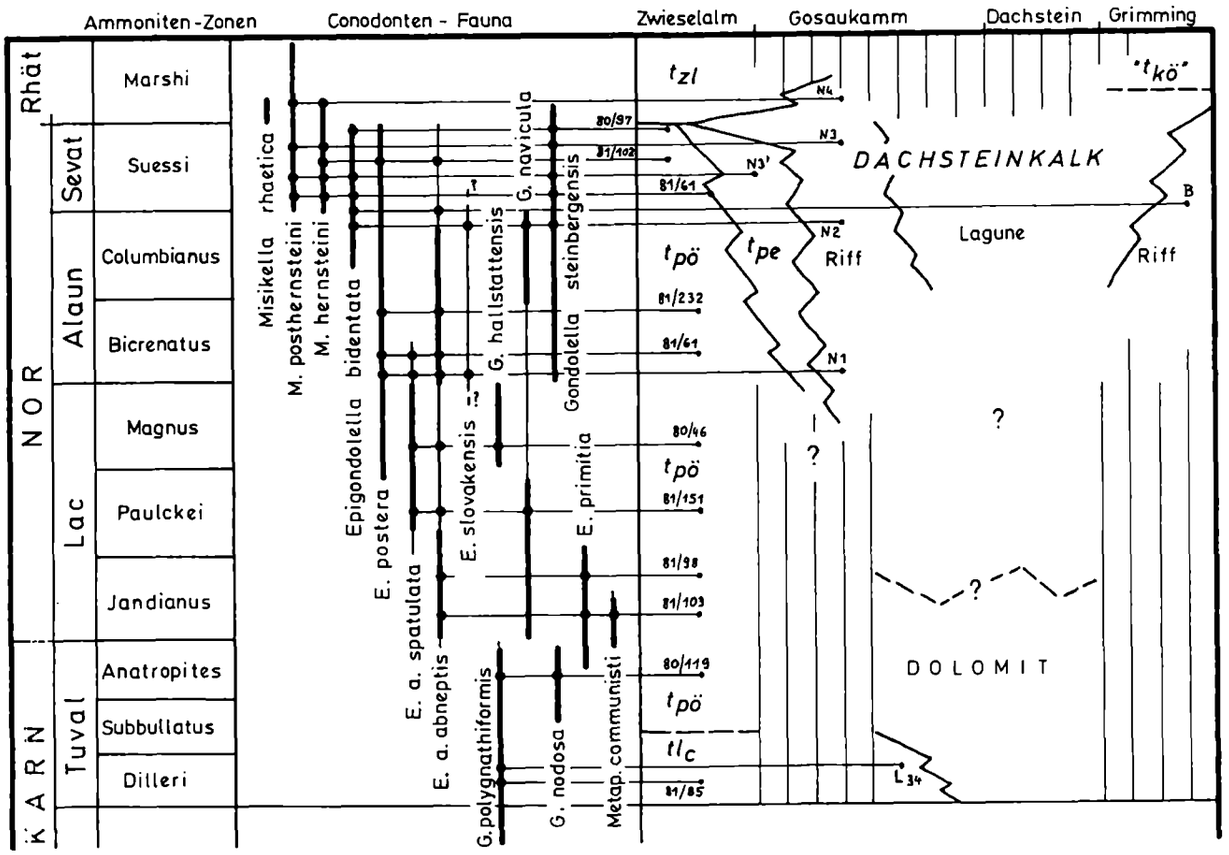


Abb. 8/7: Biostratigraphische Zeitmarken im Dachsteinkalk und in zeitgleichen Beckensedimenten (tzl...Zlambach Schichten, tpö...Pötschen Schichten, tpe...Pedata Schichten, tlc...Cidarisbreccie). Ammonitenzonen und Conodontenreichweite nach L. KRYSTYN 1980.
Probenmaterial: 80/xx - G. W. MANDL 1982 (Die Proben entstammen verschiedenen Profilen und stehen stellvertretend für mehrere Proben des jeweiligen Zeitbereiches)
N x - M. SCHAUER 1983 (Niveau 1-4)
L xx - R. LEIN in E. FLÜGEL et al. 1978
B - F. BÖHM 1986

---

primär geringmächtigem Dachsteinkalk (O. GANSS) oder um umgelagertes Material handelt (WINKLER-HERMADEN 1950, S. 264) ist schwer zu entscheiden, eine lokale Reduktion des Dachsteinkalkes auf etwa 300 Meter erscheint jedoch ungewöhnlich.

Plassenkalk (Kalchwand und Ramsauer Hühnerkogel)
(Von H. L. HOLZER, Graz)

Kalchwand (Felsabstürze südlich. Kote 1496 m, nordöstl. "Feisterer")

GANSS et al. 1954 (S. 48) bezeichneten den massigen, stark gestörten Kalk ohne Fossilangaben als Hallstätter-Kalk, LEIN 1976 (S. 215) vermutet aus lithofaziellen Gründen Plassenkalk.

Bearbeitet wurden 25 Schliffe überwiegend aus dem Anstehenden entnommener Proben. Die Proben erwiesen sich hauptsätzlich (16 Schliffe) als

BACINELLA-Kalk: Dieser Faziestypus, nach STEIGER & WURM 1980 bzw. STEIGER 1981 als riffnaher Plassenkalk bezeichnet, wurde nur vereinzelt (Untersberg bei Salzburg, Tressenstein, Plassen, Rötelstein und Krahstein bzw. als Schuttkomponenten in Barmsteinkalken) bekannt gemacht (vgl. FENNINGER & HOLZER 1972, STEIGER & WURM 1980, STEIGER 1980, 1981). Es handelt sich dabei mikrofaziell um kaum bis wechselnd stark ausgewaschene Schlammkalke bis Grainstones, die durch Bacinella-Rasen verbunden werden bzw. von Bacinella überwachsen werden (Boundstones). Die Variabilität reicht von Schliff-füllenden Bacinella-Rasen bis zu kleinen Flecken. Als Komponenten finden sich neben Organismenschutt, der häufig onkoidisch umkrustet ist oder von einer Mikrithülle umgeben wird, Intraklaste, Peloide, Lithoklaste. Bei Fehlen von Bacinella handelt es sich um

SCHLAMMKALKE (Wackestones) mit den oben erwähnten Komponenten bzw. um schlecht ausgewaschene Pachstones.

An Organismen treten neben indeterminablem Schutt von Echinodermata, Foraminiferen (Textulariidea, Miliolidae) etc. auf:

Kalkalgen:

Bacinella irregularis RADOICIC
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Lithocodium sp.
Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD
? Campbelliella striata (CAROZZI)

Foraminiferen:

Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA)
Conicospirilina basiliensis MOHLER
Trocholina alpina LEUPOLD
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK

Fazies und bestimmbarer Biogeninhalt weisen die Kalke eindeutig den jurassischen Plassenkalken zu. Hinzuweisen ist noch auf eine Encrinitkalk-Einschaltung an der Basis der Wandabbrüche. Wenige Schliffe zeugen ferner von der engen Verknüpfung von Gosausedimenten mit dem Plassenkalk. Die brecciöse Basis führt überwiegend aufgearbeiteten Plassenkalkschutt, Quarzsandkörner und unbestimmbaren Feinschutt. Interessant erscheinen Corallinaceen-Bruchstücke, die aufgrund des Fehlens von Conceptaceln keine nähere Bestimmung erlauben. Einschaltungen von Gosausedimenten im Plassenkalk deuten auf die Verfüllung von "Karst"-Hohlräumen hin.

Ramsauer Hühnerkogel (Felsabstürze nördlich des Rabenkogels (K 1441 m) in etwa 1600 m Höhe).

Bearbeitet wurden 11 Schliffe aus dem massigen, +/- grobblockig zerfallenden, wandbildenden Kalk, den bereits GANSS et al. 1954 (S. 36) als Plassenkalk bezeichneten. Den chronostratigraphsichen Hinweis gab damals der Fund eines Hydrozoenstockes ("Elipsactinia") aus dem "Grundkonglomerat" der auflagernden Gosauschichten. Mikrofaziell handelt es sich um gut bis schlecht ausgewaschene Grainstones (sparitische Plassenkalktypen) mit Peloiden, Intraklasten, Organismenschutt, onkoidischen Komponenten, Ooiden; selten tritt Bacinella-Kalk auf. Bestimmbar waren:

Kalkalgen:

Bacinella irregularis RADOICIC
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD

Foraminiferen:

Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA)
Trocholina alpina (LEUPOLD)
Textulariidae (z. B. Quinqueloculina sp.)
Miliolidae

Scleractinia indet.
Gastropoda indet.
Echinodermata

Fazies und Organismen ordnen das Gestein den Plassenkalken zu. Übergänge zu den auflagernden Gosausedimenten sind aufgeschlossen.

Karbonatgesteine unsicherer stratigraphischer Zuordnung

Dolomit des Knallbachgrabens

Östlich des Rössingberges streicht ein Dolomitzug quer durch den Knallbachgraben, eine kleine Wandstufe bildend. Das Gestein ist massig bis gebankt, hellgrau, z.T. schlierig oder lagig gelblich durchzogen mit kleinen dunklen Flecken (?Komponenten). Es unterscheidet sich deutlich vom Normaltypus des Ramsaudolomites des angrenzenden Mandling-Zuges. Lösproben blieben erfolglos, die ursprüngliche Mikrofazies ist durch die Durchbewegung und Rekristallisation völlig verwischt. Der Dolomitstreifen ist sowohl vom überlagernden Gutensteiner Dolomit durch eine kleine Linse, als auch von den unterlagernden paläozoischen Phylliten durch einen breiteren Streifen Werfener Schichten getrennt. Eine primäre Zugehörigkeit zum Mandling-Zug oder aber zur Grauwackenzone ist derzeit nicht entscheidbar.

Hornsteinkalk und "Dachsteinkalk" der Weißen Kögel

Die Dachsteinkarte von GANSS et al. verzeichnet im Bereich der Weißen Kögel (Wandstufe nördlich Rössinger) über Ramsaudolomit Dachsteinkalk und auflagernde Jurahornsteinkalke. Wegen der Verknüpfung mit diesem Jura war im "Dachsteinkalk" Plassenkalk zu vermuten, in Analogie zu den westlich einsetzenden Jura-/Kreideschollen in ähnlicher Position. Einige erste Dünnschlüffe zeigten wenig Signifikantes und gaben weder für Trias noch für Jura eindeutige Hinweise (H. L. HOLZER, pers. Mitt.). Zwei kleine, daraufhin aufgelöste Handstücke des Hornsteinkalkes enthielten überraschenderweise Bruchstücke von Astform-Conodonten und ein vollständiges Exemplar von Gladigondolella tethydis, welches für ladinisches oder unterkarnisches Alter spricht. Auffällig ist auch die geringe metamorphe Veränderung der Conodonten, verglichen etwa mit jenen aus dem Mandlingzug oder auch aus der Dachsteindecke. Eine tektonische Eigenständigkeit dieser Scholle z.B. als Äquivalent des Rettensteins/Filzmoos ist nicht auszuschließen. Eine genauere Begutachtung dieser Gesteine und ihrer Beziehung zueinander ist erforderlich.

Gosauschichten

(Südrandschollen)

A. MEIER entdeckte 1930 das Gosauvorkommen des Ramsauer Hühnerkogels und konnte das oberkretazische Alter durch eine kleine Fauna belegen - A. MEIER & F. TRAUTH 1936. Die Serie liegt transgressiv über der Wandstufe aus Plassenkalk, fällt steil nach Norden und grenzt tektonisch an die mit Gips und Werfener Schiefern beginnende Schichtfolge der Dachsteindecke.

Basiskonglomerat und -sandsteine

Mehr oder minder gut gerundete, mm bis cm große Plassenkalk-Komponenten in überwiegend roter, sandig kalkiger Matrix, bilden ein monomiktes Konglomerat. Bei Abnahme der Korngröße entwickeln sich daraus rote bis graubraune Kalksandsteine mit vereinzelten rotbraunen Mergellagen.

Mergel-/Sandsteinserie

Die grauen sandigen Mergel enthalten reichlich Schalendetritus. Aus diesem Niveau muß auch die von MEIER & TRAUTH 1936 beschriebene Fauna stammen:

Serpula sp.
?Inoceramus cripsi MANT.
Lima (Radula) cf. interplicosa STOL.
Lima (Mantellum) cf. coahuilensis BÖSE
Pecten (Chlamys) sp.
Janira sexangularis d'ORB.
Janira cf. substriato-costata d'ORB.
Spondilus striatus LAM.
?Unio cretaceus ZITT.
Tapes sp.
Ampullina bulbiformis (SOW.)
Fusus torosus ZEK.
?Volutilithes acuta (SOW.) STOL.
Epiaster trauthi KÜHN
?Epiaster variabilis KÜHN
Pachydiscus (Nowakites) linderi GROSS.

Der Pachydiscus ist aus der Oberkreide Frankreichs beschrieben und spräche, vorbehaltlich der richtigen Bestimmung, für Coniac.

Nierentaler Schichten und ?Zwieselalm Schichten

Die roten und graugrünen Mergel enthalten einzelne siliziklastische Sandsteinbänke. Nördlich des Hühnerkogelgipfels ist eine steilstehende Wechselfolge von groben Sandsteinen bzw. Breccien und Feinsand/Siltsteinlagen aufgeschlossen, die vermutlich das Hangende der Nierentaler Mergel darstellt. Die Serien sind zum Teil stark verquetscht, der Kontakt zueinander und zu den umgebenden Gesteinen ist tektonisch gestört. Die Breccienbänke enthalten bis zu maximal einige cm große Komponenten von grauen Phylliten, Quarz, roten und grünen Werfener Schiefern, diverse Triaskalke und löchrig limonitisch verwitternde ?paläozoische Karbonate.

Die bunten Nierentaler Mergel lieferten großwüchsige Globotruncanen der stuarti - Gruppe (det. R. OBERHAUSER), die für Maastricht sprechen. Ein campaner Anteil ist durch die Nannoflora belegt (det. H. STRADNER):

83/164
Broinsonia parca
Lucianorhabdus cayeuxi
Watznaueria barnesae
Micula staurophora

86/116
Phanulithus obscurus
Broinsonia parca
Lucianorhabdus cayeuxi
Watznaueria barnese
Micula staurophora

86/117
Cretarhabdus crenulatus
Broinsonia parca
Micula staurophora

Die Breccien enthielten in einer Lage reichlich Großforaminiferen (det. R. OBERHAUSER):

83/162/1-4 Siderolithes calcitrapoides
Orbitoides sp.
sowie Lithothamnienknollen

Diese sprechen erneut für Maastricht. Mergellagen zwischen den Breccienbänken lieferten allerdings Nannofloren des Campan (det. H. STRADNER):

86/113 Eiffelithus eximius
Cretarhabdus crenulatus
Broinsonia parca
Watznaueria barnesae
Micula staurophora

86/114 Quadrum cf. gothicum
Broinsonia parca
Lucianorhabdus cayeuxi
Watznaueria barnese
Micula staurophora

Hier handelt es sich vermutlich sowohl bei den Forams, als auch beim Nannoplankton um umgelagerte Organismenreste, vielleicht liegt hier sogar ein alttertiärer Anteil der "Zwieselalm-Schichten" vor.

Östlich des Hühnerkogels sind weitere Gosauvorkommen im Umfeld der Kalchwand aufgeschlossen. Neben dem Basiskonglomerat über Plassenkalk sind vor allem graubraune Mergel mit Sandsteinlagen weit verbreitet. Sie können vereinzelte, etwa 0,5 m mächtige Konglomeratlagen enthalten. Die bis faustgroßen Komponenten umfassen graue und rosa Kalke (?Mitteltrias), selten Dolomite, rote glimmerreiche und grüne Werfener Sandsteine, Plassenkalk, kleine schwarze Hornsteinbruchstücke (nur vereinzelt gut gerundet) und graue Kalkknollen mit dunklen Hornsteinrinden. Biostratigraphische Daten liegen hier bisher keine vor.

Tertiäre Ablagerungen

Ablagerungen tertiärer Sedimente sind im Kalkalpen-Mittelabschnitt hauptsächlich in tektonisch begünstigter Position entlang der Längstalbrüche des Südrandes erhalten geblieben, können aber auch bis auf die Plateauflächen aufsteigen (Stoderalm, Miesboden). Sie werden im Bereich zwischen Wagrain und Hieflau als Ennstaltertiär zusammengefaßt. Lokale Kohleflöze in den limnisch-fluviatilen Schichten wurden zeitweise wirtschaftlich genutzt. Bemerkenswert ist das Auftreten von fossilreichen mitteleozänen Kalkgeröllen - vgl. WINKLER-HERMADEN 1950, MOUSSAVIAN 1984, S. 44. Ein kleiner Rest derartiger Sandsteine ist hinter dem Betriebsgebäude des "Lodenwalkers" unter mächtigen quartären Eisrandsedimenten aufgeschlossen. Eine zeitliche Äquivalenz des Ennstaltertiärs und der Aufschotterung der Augensteinlandschaft wird schon lange diskutiert, ist aber bis heute nicht endgültig abgeklärt - siehe WINKLER-HERMADEN 1950, W. FUCHS 1980, S. 478.

Die Kohlenserie der Stoderalm

Dieses Kohlevorkommen stellt wahrscheinlich das höchstgelegene innerhalb der Ostalpen dar. In 1700 m Seehöhe steckt in einer WE-streichenden Mulde eine steilgestellte Wechselfolge von grobkörnigen lithischen Arkosen, graubraunen Tonen und Sandsteinen mit Glanzkohlelagen, eingeklemmt zwischen Dolomit und Dachsteinkalk. 11 Kohleflöze waren bekannt. Das Hauptflöz besaß 1.8 m, die anderen nur um die 10 cm Mächtigkeit. Die Aufschlüsse sind heute weitgehend verrutscht. Das Vorkommen war vom Gröbminger Kaplan P. Leonhard FAHRER 1845 entdeckt worden. Der Abbau erfolgte mit Unterbrechungen bis etwa 1903. Die Kohle wurde auch im Tiefbau durch eine Reihe kleiner Einbaue gewonnen, der Gottesgab-Schacht traf das Hauptflöz in 19 m Tiefe an.

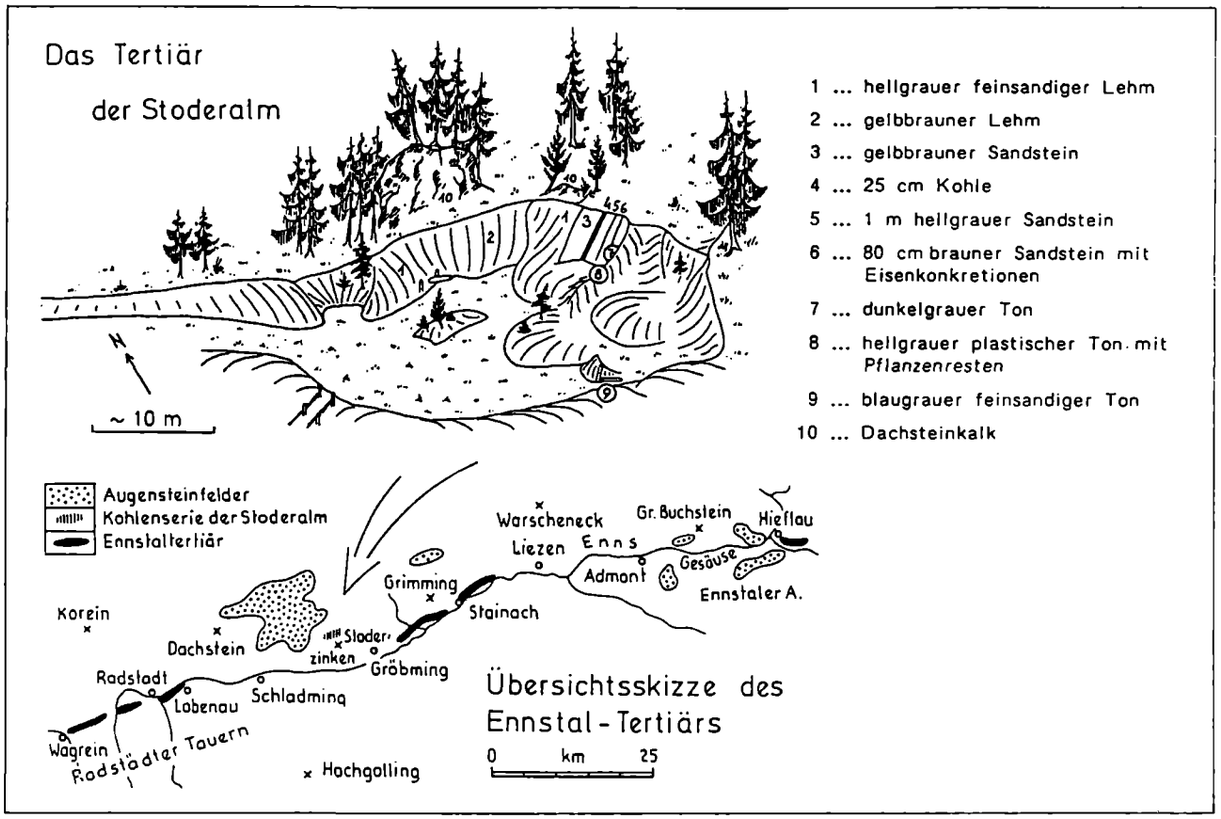


Abb. 8/8: Das Tertiär im Ennstal und am Stoderzinken; nach A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1963, Abb. 1) und A. WINKLER-HERMADEN (1950, Abb. 1).

Analysen der Kohle gab A. AIGNER 1907:

Wasser	Asche	S	kcal/kg	kJ/kg
11.1	5.9		4.869	20.40
11.56	6.85		4.853	20.30
9.7	11.05		5.372	22.50
10.8	8.0		4.677	19.60
25.19	11.6	0.14	3.732	15.60

An Makroflora erwähnte E. v. MOJSISOVICS 1905:

Laurus primigenius UNG.
Ficus tenuivervis ETT.
Smalix grandifolia UNG.

Angaben zum Pollen/Sporen-Inhalt machten TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1963 (det. W. KLAUS):

Sequoipollenites sp.
Poll. hiatus R. POT.
Poll. magnus dubius R. POT
Disaccites sp.
Concavisporites sp.
cf. Oligopollis asymmetricus KRUTSCH
Caryapollenites simplex
sowie umgelagerte Oberkreidesporen

Schlecht erhaltene Ostracoden dürften eher limnischen Formen angehören. Die Makroflora ermöglicht keine genauere Einstufung, die Mikroflora erlaubt eine Einengung auf den Zeitbereich Oberoligozän bis Mittelmiozän. Weitere Quellenhinweise zum Bergbau und zur Geologie siehe bei A. TOLLMANN 1985 und L. WEBER & A. WEISS 1983.

Augensteine

Als letzte Relikte einer flächenhaften Überschotterung der Kalkalpen, die Material aus den aufsteigenden Zentralalpen und der Grauwackenzone über die Kalkalpen hinweg in das Restmeer der Molassezone transportierte, finden sich "Augenstein"-Gerölle auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte, eingespült in das Karstrelief des Dachsteinplateaus. Die Geröllschüttungen in die Innere Molasse erlauben nach W. FUCHS 1980 (S. 478 f.) heute eine Datierung der Augensteinlandschaft. Erster Detritus erscheint im Rupel, ein Höhepunkt wird im Untereger erreicht. Erneute Subduktionsbewegungen (Jungsavische Phase) führen zur Umgestaltung im Relief der Oberplatte (Ostalpin), zum Ende des ersten großen Entwässerungsnetzes und zur erosiven Zerstörung dieser Altlandschaft ab dem Obereger.

8.2. ZUR METAMORPHEN ÜBERPRÄGUNG DES KALKALPINEN STOCKWERKES

Anzeichen einer schwachen Metamorphose finden sich hauptsächlich im Bereich der Werfener Schuppenzone, sie greifen jedoch z.T. weit nach Norden und innerhalb der Schichtfolge vom Permoskyth bis in Obertrias- und auch Juraserien empor. Neben vereinzelten postkinematischen Chloritoidblasten treten Pyrophyllit, Paragonit und mixed-layer Paragonit/Muskovit häufig auf - vgl. SCHRAMM 1980. Dies steht im Einklang mit Illit-Kristallinitätsmessungen, die Werte bis in den Bereich der Epizone erreichen können (siehe Abb. 8/9). Während die höchsten Kristallinitätswerte dem Kalkalpen-Südrand folgen, gibt es doch auffällige Vorstöße der anchimetamorphen Überprägung bis nahe an den Kalkalpen-Nordrand heran (Kufstein-Salzburg). Die höchsten tektonischen Einheiten (Berchtesgadener und Dachsteindecke) blieben weitgehend unbeeinflußt, wogegen in der Lammerzone anchimetamorphe Bedingungen bis in die jurassischen Strubbergschichten aufstiegen (BERAN, FAUPL & HAMILTON 1981).

Nach M. KRALIK et al. 1987 ergaben Isotopenmessungen Alterswerte um 95 Mio Jahre (Mittelkreide) am Südrand der Grauwackenzone. Im Kontrast dazu stehen die tertiären Werte (um 30 Mio) im Penninikum südlich der Salzachstörung. Innerhalb der Kalkalpen ist ein Anstieg der K-Ar-Alterswerte von Süd gegen Nord festzustellen (108 +/-9, 122 +/-4, 133 +/-9 Mio). Rb-Sr-Daten hingegen liegen ziemlich konstant um 135 Mio (Oberjura/Unterkreide). Messungen im tektonisch höchsten Element, der nichtmetamorphen Berchtesgadener Decke, ergaben Rb-Sr-Modellalter um 229-263 Mio., was etwa dem stratigraphischen Alter (Karn) der beprobten Gesteine entspricht.

Die zur Metamorphose nötige Energiezufuhr wird heute auf einen frühen Wärmeaufstieg im Zuge der Krustenausdünnung (Trias, Jura) zurückgeführt. Zu einer weiteren, konvektiven Verteilung dieses Wärmeinhaltes kam es durch Fluid-Zirkulation im Anschluß an frühe Deckenstapelung (Jura-Gleittektonik, Deckenbau in der Unterkreide) im Zuge erster tektonischer Verkürzungen des kristallinen Basements.

8.3. TEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHISCHE PROBLEMATIK

In unserem Kartenblattbereich lassen sich in den Kalkalpen grob drei tektonische Hauptzonen gegeneinander abgrenzen: Dachsteindecke, Werfener Schuppenzone und Mandling-Zug, wobei erstere die beiden anderen überlagert. Weitere, z.T. lokale Elemente stellen die Rauheckscholle, die Jura/Kreide-Schollen und noch fragliche Bewegungsflächen innerhalb der Werfener Schuppenzone dar.

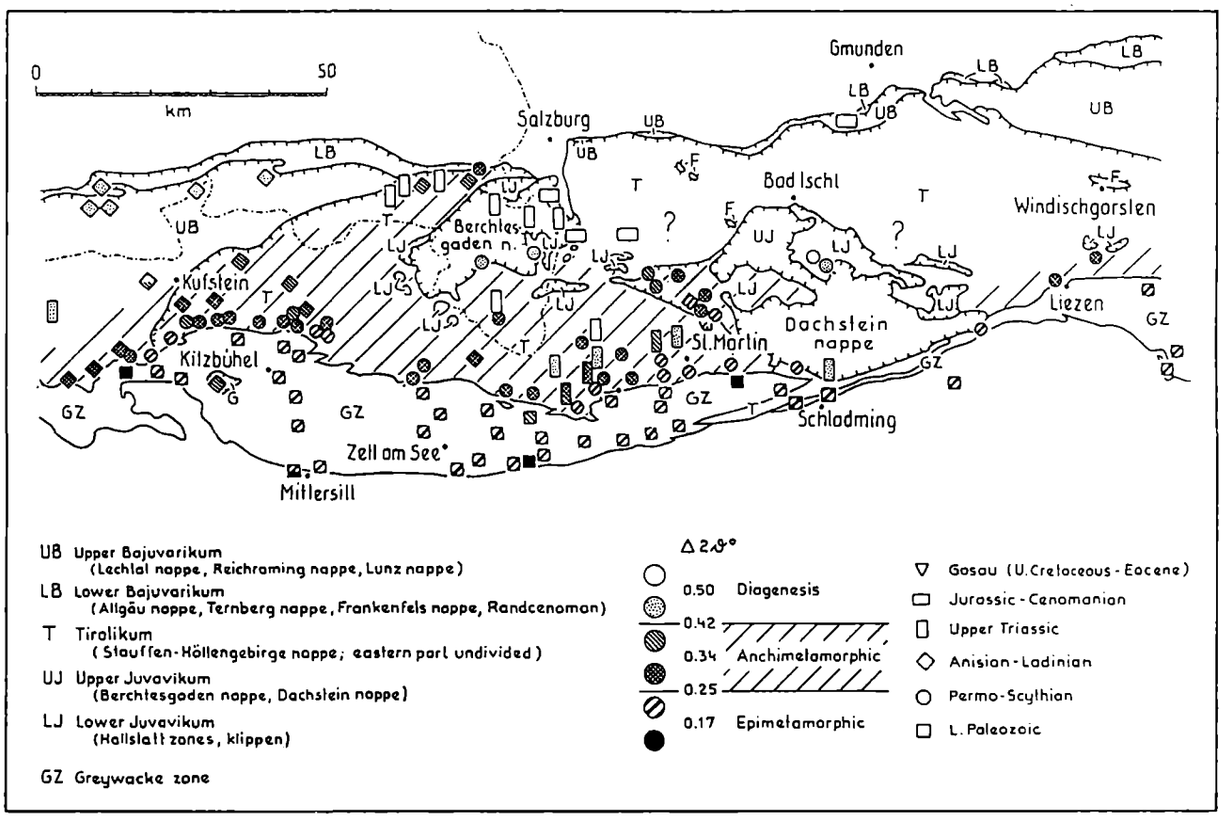


Abb. 8/9: Regionale Verteilung der Illit-Kristallinität im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone; nach M. KRALIK et al. 1987; Meßwerte in der Grauwackenzone nördlich Schladming nach J.-M. SCHRAMM (pers. Mitt.) ergänzt.

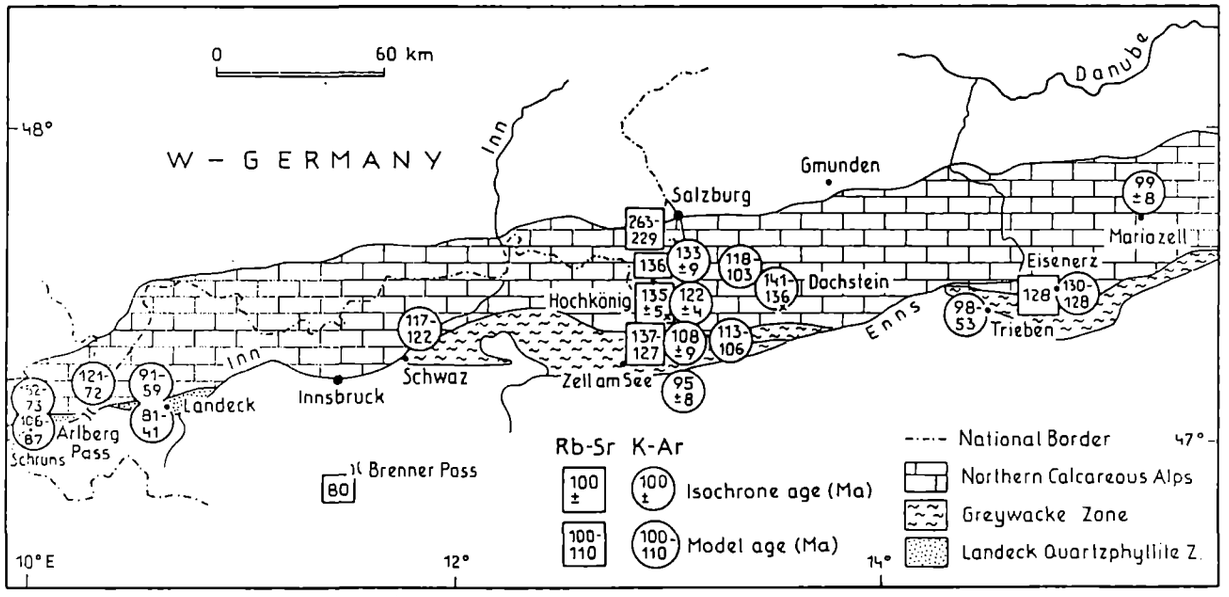


Abb. 8/10: K-Ar und Rb-Sr Altersdaten aus den Nördlichen Kalkalpen und aus der Grauwackenzone; nach M. KRALIK et al. 1987.

Dachsteindecke

Ihre tektonische Eigenständigkeit ist heute grundsätzlich unbestritten, offene Fragen bestehen in einzelnen Randbereichen. Eindeutig ist die Situation am Nordrand, wo Oberjura und Neokom überfahren und nachfolgende Gosauablagerungen erneut tektonisch verstellt wurden. Ähnliches gilt für den Südrand, wo gleichfalls letzte Horizontalbewegungen noch Oberkreideserien in die Grenzfläche eingeschleppt haben (Hühnerkogel, Kalchwand). Für den Südostrand im Gebiet zwischen Gröbming und Grimming fehlen moderne Bearbeitungen weitgehend, hier dürften aber steilstehende Parallelbrüche des Ennstal-Störungssystems wesentlichen Anteil am Grenzverlauf zwischen Dachsteindecke und Mandling-Zug haben. Details dazu wird eine in Druckvorbereitung befindliche Arbeit von F. BÖHM beitragen können (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.). Am Grimming selbst konnte BÖHM 1986 eine tektonische Zweiteilung aufzeigen - siehe Abb. 8/11. Eine eigenständige große Dachsteinkalk-Deckscholle ruht einem Sockel aus Dachsteinkalk, Lias- und Doggerrotkalken und Kalkbreccien in Radiolaritmatrix auf. Eine ähnliche Position nimmt die Hallstätter Serie des Wandlkogels ein, die teils der Dachsteindecke, teils der Warscheneckdecke aufliegen dürfte und zu den Mitterndorfer Schollen vermittelt, welche synsedimentär eingeglitten im Westteil der Hechelstein-Juramulde liegen - vgl. A. TOLLMANN 1960, 1981. Die Abgrenzung der Dachsteindecke gegen die Warscheneckdecke erscheint nicht zwingend, die eindrucksvolle Stirneinrollung betrifft die Grimming-Hangendscholle. Ein derartiger Zusammenhang wurde von SPENGLER seit 1924 vertreten, die Abtrennung im Sinne KOBER's durch A. TOLLMANN 1960 von ihm heftig abgelehnt (SPENGLER 1961). Ein breites Feld für Interpretationen eröffnet auch der verschuppte Südwestrand der Dachsteindecke, beginnend ab der Dachstein-Südwandhütte über Gosaukamm und Annaberger Senke bis ins östliche Abtenauer Becken. Dem jeweiligen theoretischen Grundkonzept entsprechend wurden hier verschiedene Vorstellungen vertreten:

* Es liegen Tirolikum des Tennengebirges, Hallstätter Decke (Loßeck-/Hofpürglschuppe) und Dachsteindecke übereinander - Modell L. KOBER, vertreten von A. TOLLMANN 1976.
* Es bestand eine primäre Verbindung von Tennengebirge und Dachsteinmasse, die durch Ausbildung eines nordgetriebenen Schubkeiles (Lammertal, Gosaukamm) und durch Erosion unterbrochen wurde. Die Loßeck-/Hofpürglschuppe gehört der Werfener Schuppenzone an - Modell SPENGLER 1952.
* W. SCHLAGER 1967a wollte gleichfalls nur lokale Verschuppungen gelten lassen und sah in Verzahnungen zwischen Dachsteinkalk- und Hallstätter Fazies ein wesentliches Argument für seine Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen.
* Dem SCHLAGER'schen Modell widersprachen Ergebnisse der Arbeiten von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970, LEIN 1976 und MANDL 1982, 1984a,b. In letzteren Arbeiten konnte der Verfasser die Zugehörigkeit der Gosaukamm-Randschollen Riedelkar/Zwieselalm/Thörleck/Loßeck/Hofpürgl zur Dachsteindecke als wahrscheinlich aufzeigen, die ihrerseits dem Werfener Schuppenland auflagert - siehe Abb. 8/11. Eine durchlaufende Basis aus Haselgebirge und Werfener Schichten, gegenseitig sich stratigraphisch ergänzende Teilschichtfolgen sowie der, die Plattform-Randsituation nachzeichnende Fazieswechsel in Karn und Nor gaben den Ausschlag zu dieser Vorstellung.

In Fortführung des letzten Gedankens stellt sich die Frage nach der Zuordnung der **Raucheck-Scholle**, die unter der Dachstein-Südwand in das Kartenblatt Schladming hereinreicht. Die bisher erfaßte Schichtfolge mit Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit, "Buntdolomit" und schwarzen Schiefertonen des Karn oder Rhät erleichtert die Zuordnung keineswegs. Hier müßte die Untersuchung auf die westliche Fortsetzung dieses Zuges, auf die Sulzenschneid ausgedehnt werden. GANSS et al. (1954, Kt u. S. 28) verzeichnen dort neben Gutensteiner- und Ramsaudolomit auch

Das Kalkalpine Stockwerk der Dachstein - Region

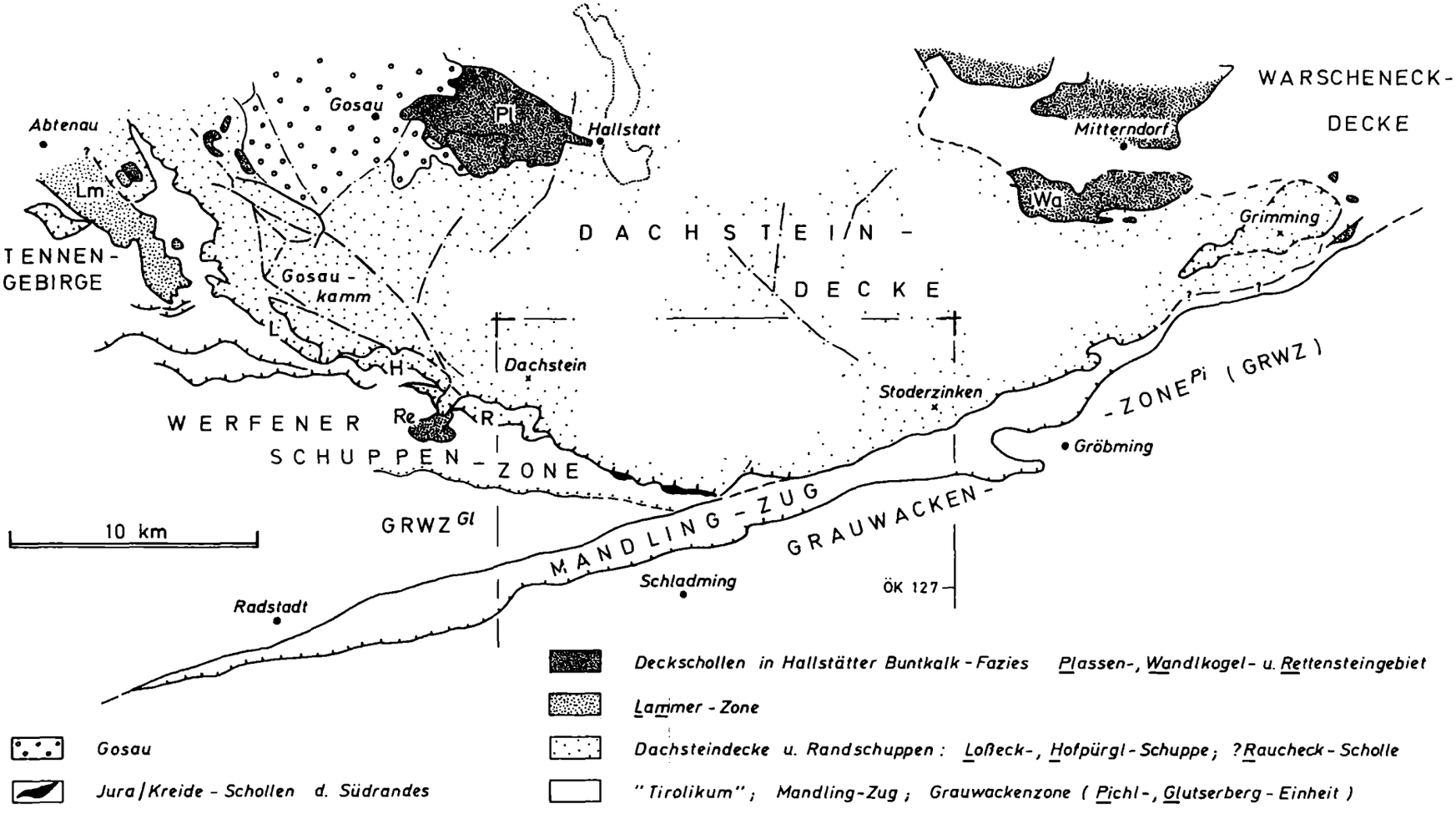


Abb. 8/11: Tektonische Übersicht der Dachsteinregion. Zusammengestellt nach A. TOLLMANN 1976 (Taf. 3), G. W. MANDL 1984b (Abb. 1), F. BÖHM 1986 (Abb. 1).

Dachsteinkalk, Hornsteinkalke und geringmächtige Reste von Halobienschiefern. Sollte sich diese Abfolge als Reiflinger Schichten und Wettersteinkalk entpuppen (wofür lt. R. LEIN Anhaltspunkte bestehen sollen, pers. Mitt.), bestünden enge Beziehungen zu den Randschollen der Dachsteindecke. Der Gegensatz zur hier bereits nahen, mitteltriadischen Buntkalkentwicklung (Türlwand) der Dachsteindecke stimmt allerdings nachdenklich. Es entstehen Raumprobleme, für deren Beseitigung die nachgosauische Einengung herhalten müßte. Die **Interntektonik der Dachsteindecke** wird vor allem durch ein enges Kluft- und Verwerfungsnetz geprägt (vgl. H. HOLZER 1964), welches durch die Verkarstung morphologisch zwar deutlich herauspräpariert wurde, dessen Bewegungsrichtungen und Versetzungsbeträge mangels an Leithorizonten aber kaum abschätzbar sind. Deutlich ist die Dominanz von SW-NE sowie senkrecht dazu streichenden Richtungen, gegen Süden kommen ungefähr W-E streichende Brüche hinzu, die besonders beim schrägen Heranstreichen des Mandling-Zuges den Südrand zerhacken.

Werfener Schuppenzone

Der östlichste Ausläufer der Schuppenzone reicht mit seinen silizitklastischen Serien noch bis in die Mitte des Kartenblattes herein. Wesentlich erscheint gegenüber GANSS et al. die transgressive Verbindung mit der unterlagernden Grauwackenzone (Glutserberg Einheit). Über den Internbau kann zur Zeit wenig ausgesagt werden, für den bei GANSS et al. dargestellten Faltenbau fanden sich bisher keine Anhaltspunkte. Die vorne diskutierte Problematik der zeitlichen Einstufung der Serien läßt eine Trennung in liegende Permoskyth-Klastika und eine tektonisch auflagernde, permische Gips-/Ton-/Sandsteinfolge möglich erscheinen. Weitere Untersuchungen sind hier noch nötig.

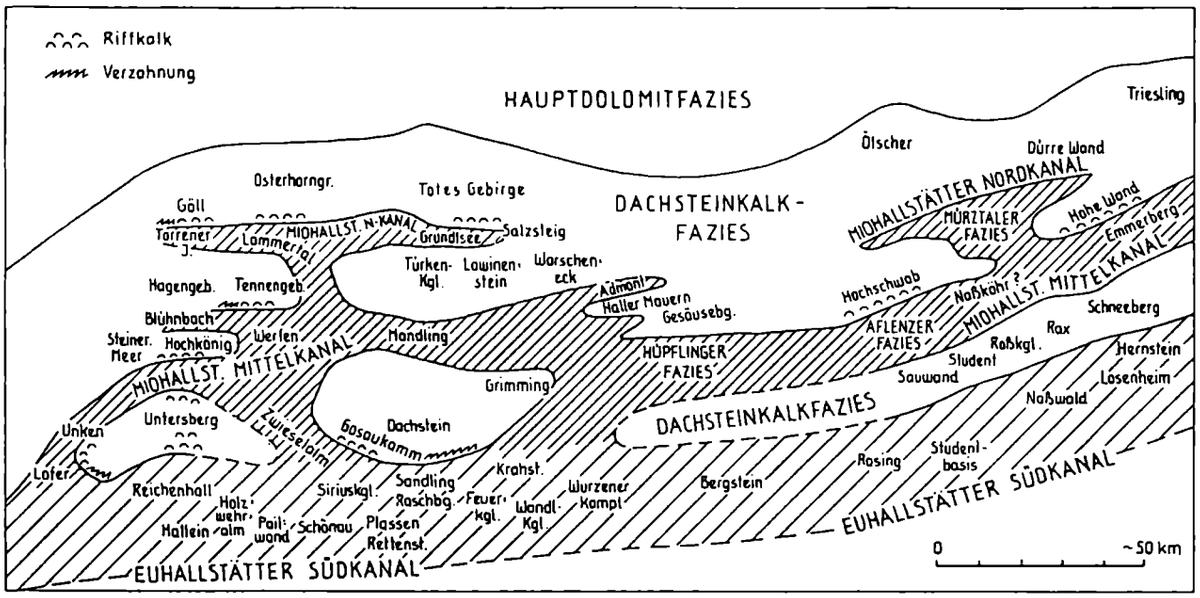
Mandling-Zug

Als südlichster Kalkalpenausläufer folgt im Anschluß an das Glutserberg-Paläozoikum im Mandling-Zug erneut ein Streifen triadischer Karbonate. Dieser wird wiederum von paläozoischen Gesteinen (Pichl-Einheit) unterlagert, welche sich im Habitus sowohl von jenen des Glutserberges als auch von den Ennstaler Phylliten etwas unterscheiden (siehe vorne bei A. MATURA). Die Nordgrenze wird von einer steilstehenden Störung gebildet, an der bei Radstadt Reste von Ennstal-Tertiär eingeklemmt sind. Die Südgrenze zur Pichl-Einheit liegt mäßig steil und ist zumindest tektonisch überprägt, da vor allem im Westen höherer Ramsaudolomit oder Dachsteinkalk direkt an Phyllite grenzen kann. Wo noch tiefere Mitteltrias und Werfener Schichten dazwischen auftreten ist theoretisch ein transgressiver Kontakt möglich. Der gesamte Gesteinszug ist intensiv durchbewegt, der spröde Ramsaudolomit zu einem regelrechten Dolomitmylonit zerdrückt. Diese Deformation äußert sich auch im lückenhaften, linsenartig zerrissenen Auftreten geringmächtiger Horizonte wie der mitteltriadischen Hornsteinkalke oder vielleicht auch der Karnserie.

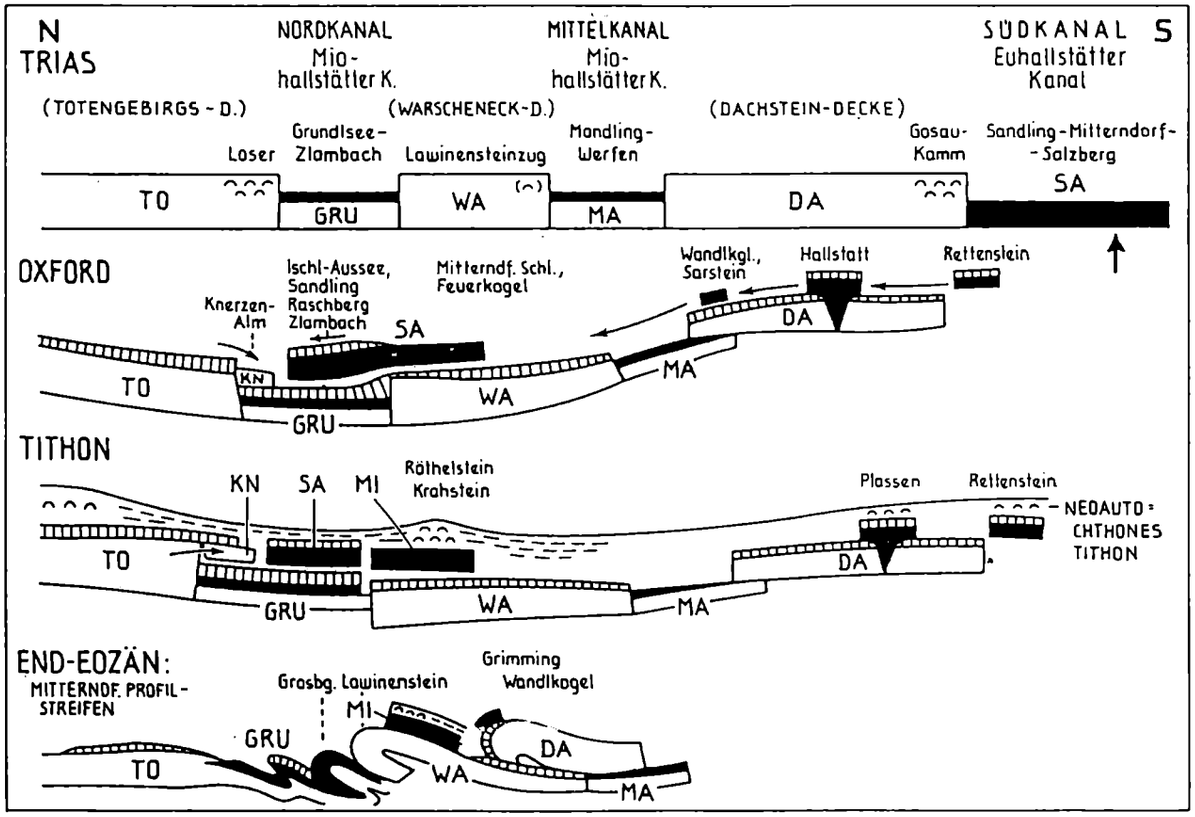
Abschließend seien noch einige kurze Anmerkungen zum gängigen **palinspastischen Modell** des Salzkammergutes gestattet, wie es TOLLMANN 1981 skizziert - siehe Abb. 8/12.

Der Südrand der Dachsteinkalk-Plattform wird hier als reichgegliederter, von schmalen Zonen tieferen Wassers durchzogener Seichtwassershelf dargestellt. Diese "Intraplattformbecken" werden nach R. LEIN 1976, 1985 erst im Lauf der Obertrias durch tektonische Zerlegung der Seichtwasserplattform als Beckenbereiche mit pelagisch beeinflußter Fauna wirksam, während der eigentliche Hallstätter Trog ("Südkanal") mit seinen offenmarinen Buntkalken seine Anlage schon im Mittelanis erfuhr. Einige, von diesem Modell offen gelassene Fragen wurden bei G. W. MANDL 1984b (S. 23 f.) aufgezeigt, weitere kamen durch neue Beobachtungen in der Zwischenzeit hinzu. Sie seien hier schlagwortartig nochmals angeführt:

* Es sind bisher keine Beispiele bekannt für den Übergang vom gebankten, lagunären Dachsteinkalk zu den nördlich angrenzenden Intraplattformbecken.



Skizze zur mutmaßlichen Paläogeographie der Hallstätter Zonen in den Kalkalpen. DA – Dachstein(-Decke), GRU – Grundlsee, KN – Knerzenalm, MA – Mandlingzone, MI – Mitterndorfer Schollen, SA – Sandling, TO – Totengebirge(-Decke), WA – Warscheneck(-Decke).



Sammelprofil über die Hauptphasen der Gleittektonik und der späteren Einengungstektonik im Salzkammergut.

Abb. 8/12: Paläogeographisch-tektonisches Modell der Hallstätter Zonen in den Nördlichen Kalkalpen aus A. TOLLMANN 1981 (Abb. 2 u. 3) - Problematik siehe Text.

* Die Frage nach möglicher jurassicher Neoautochthonie von Göll/Torrenerjoch-Zone und Schwarzenberg/westl. Lammerzone ist noch ungeklärt.
* Eine Verbindung Lammerzone-Grundlseezone müßte völlig verdeckt unterhalb der Ischl-Ausseer Zone durchziehen.
* die Grundlseezone besitzt eine Mitteltrias in Hornsteinkalkfazies, die bei autochthoner Lage allseitig von Ramsaudolomit umgeben und vom offenen Meer isoliert wäre.
* Sollte die Grundlseezone allerdings doch eine jurassiche Gleitmasse sein, woher bezogen die Riffe am Totengebirgssüdrand ihre Frischwasserzufuhr?
* Die östliche Lammerzone müßte die strömungsbeeinflußte Verbindung zwischen Nordkanal und Mittelkanal darstellen. Sie zeigt mit ihren fossilarmen, oft sterilen schwarzen "Pedataschichten" eines stagnierenden Stillwasserbereiches eher Anklänge an manche Typen der Aflenzer Kalke.
* Sind Teile oder der gesamte "Nordkanalbereich" jurassisch verfrachtet, erhebt sich die Frage nach ihrer ursprünglichen Lage.
* Der Mandling-Zug - für R. LEIN 1976 Anlaß zur Einführung des "Mittelkanals" zeigt nach nun vorliegenden Daten graue und bunte Hornsteinkalke von Oberanis bis Oberladin, die nicht recht ins anfangs skizzierte Grundprinzip der allmählich nach Norden fortschreitenden Einbeziehung von Plattformteilen in den pelagischen Bereich ab dem Oberkarn passen. Auch die Faziesdifferenzierung in lagunären Dachsteinkalk im Westen (Richtung Werfener Schuppenzone = Mittelkanalbereich) und beginnenden Hallstätter Einfluß ab dem Stoderzinken nach Osten (Richtung Warscheneck-Tirolikum mit lagunärem Dachsteinkalk) birgt Probleme beim Einbau ins derzeitige Bild.
* Sollte sich ferner die Abtrennung der Dachsteindecke von der Warscheneckdecke als unmöglich erweisen, so entstehen ganz neue Rahmenbedingungen für die Geometrie des Ablagerungsraumes.

Auf die Darstellung der verschiedenen palinspastischen Bilder, die sich aus der Kombination der unterschiedlichen Beantwortungsmöglichkeiten dieser und weiterer Fragen ergäben, wurde hier bewußt verzichtet, da dies bei der hier nötigen Kürze eher zur Verwirrung denn zur Klärung des Problemkreises beitragen würde. Zu einer befriedigenden Lösung fehlen derzeit unter anderem auch noch die moderne Bearbeitung der Südrand-Schuppenzonen zwischen Hochkönig und Admont sowie, von wenigen Ausnahmen abgesehen, strukturgeologische Untersuchungen in den Kalkalpen.

LITERATUR

AIGNER, A.: Die Mineralschätze der Steiermark. Wien (Spielhagen & Schurich) 1970.

ASSERETO, R., BOSELLINI, A. et al.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). - (In:) The Permian and the Triassic Systems and their Mutual Boundary. - Mem. Canad. Soc. Petroleum Geol., **2**, 176-199, 6 Abb., Calgary/Alberta 1973.

BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W.: Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Anz. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **118** (1981), 63-66, Wien 1981.

BÖHM, F.: Der Grimming: Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis in den Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). - Facies, **15**, 195-232, Taf. 34-38, 15 Abb., Erlangen 1986.

BÖSE, E.: Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. - N. Jb. Min. Geol. Pal., **1895/I**, 218-220, Stuttgart 1895.

BRANDMAIER, P.: Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. - Unveröff. Vorarbeit Univ. Salzburg, 50 S., 23 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Salzburg 1983.

DULLO, W.-C., FLÜGEL, E., LEIN, R., RIEDEL, P. & SENOWBARI-D., B.: Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Riffkalken des Bosruckgipfels (Nördl. Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **129/3+4** (1986), 525-543, 4 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Wien 1987.

ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östliche Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., **120**, H. 2, 343-400, 15 Abb., 1 Taf., Wien 1977.

ERKAN, E.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. - Verh. Geol. B.-A., **1980**, H. 1, A91-A93, Wien 1980.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. - Mitt. geol. Ges. Wien, **63** (1970), 52-141, Wien 1972.

FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Bull. geol. Surv. Kansas, **169**, 107-149, 38 Abb., Lawrence 1964.

FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematica aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 153-195, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Wien 1978.

FUCHS, W.: Das Inneralpine Tertiär. (In): OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. - 452-483, Abb. 131-135, Wien-New York (Springer) 1980.

FUKER, R.: Zur Geologie der südlichen Dachsteingruppe und des südlichen Kammergebirges. - Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 178 S., 5 Beil., Wien 1954.

GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. - Wiss. Alpenvereinsh., **15**, 82 S., 3 Abb., Taf. 1-6, 1 geol. Kt., Innsbruck 1954.

GEYER, G.: Geol. Specialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:25.000, Radstadt. - Unveröff. Manuskriptkarte (teilw. koloriert), Archiv-Nr.: A-04186/m25/5051-3, 5, 6, Wien (Geol. B.-A.) 1903.

GROTTENTHALER, W.: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11-33, 1 Abb., Taf. 2-15, Wien 1978.

HAHN, F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - Mitt. geol. Ges. Wien, **6**, 238-257 u. 374-501, 6 Abb., Taf. 11-17, Wien 1913.

HÄUSLER, H.: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). - Jb. Geol. B.-A., **122/1**, 75-144, 17 Abb., 2 Taf., Wien 1979.

HAUG, E. & LUGEON, M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposees. - C. r., Acad. Sci., **139**, 892-894, Paris 1904.

HESS, R. & ROSSNER, R.: Die Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen-Admont (Steiermark, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **30/31**, 95-116, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1984.

HLAUSCHEK, H.: Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. - Lotos, **70**, 1 Skz., 2 Taf., Prag 1922.

HOLZER, H.: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. - Jb. Geol. B.-A., **107**, 1-9, 1 Taf., Wien 1964.

van HUSEN, D.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 249-286, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1968.

van HUSEN, D.: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. - Jb. Geol. B.-A., **120/1**, 1-130, 69 Abb., Taf. 1-4, 1 Kt., Wien 1977.

HIRSCHBERG, K.: Die Geologie des Mandlingzuges (Oberes Ennstal, Österreich). - Diss. natw. Fak. Philipps-Univ. Marburg, 110 S., 19 Abb., 5 Diagr.-Taf., 4 Beil., Marburg/Lahn 1965.

KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Datas and Isotopic Ages. - (In:) FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps., 164-178, 4 fig., 1 pt., Wien (Deuticke) 1987.

KRYSTYN, L.: Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. - Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **183**, 29-50, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1974.

KRYSTYN, L.: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region. - Abh. Geol. B.-A., **35**, 61-98, 16 Abb., Taf. 11-14, Wien 1980.

KRYSTYN, L.: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) - Ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. - Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **5**, 231-258, 4 Abb., Taf. 1-8, Wien 1983.

LEIN, R.: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. - Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **184** (1975), 197-235, 6 Abb., Wien 1976.

LEIN, R.: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117-128, 4 Abb., Wien 1985.

LEIN, R. & ZAPFE, H.: Ein karnischer "Dachsteinkalk" mit Pachydonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **108**, 133-139, 2 Abb., Wien 1971.

LIPOLD, M. V.: Geol. Special-Karte des Kgr. Illyriens u.d. Hzt. Steyermark etc. - Umgebung von Aussee und Schladming 1:144 000. - Unveröff. Manuskriptkarte, Archivnr.: A-01243/m144/3/1-1,2,3, Wien (Geol. B.-A.) um 1860.

MANDL, G. W.: Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 55-56, 6 Abb., Taf. 1-2, Beil. 2, Wien 1982a.

MANDL, G. W.: Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkammergutes. - Unveröff. Diss. formal- u. natwiss. Fak. Univ. Wien, VI+243 S., 108 Abb., 12 Tab., 16 Taf., Wien 1982b.

MANDL, G. W.: Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 133-176, 5 Abb., 5 Taf., 8 Beil., Wien 1984a.

MANDL, G. W.: Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. österr. geol. Ges., **77** (1984), 1-31, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1984b.

MANDL, G. W.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Dachsteingruppe auf Blatt 127 Schladming. - Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 358-359, Wien 1985.

MANDL, G. W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 428-429, Wien 1986.

MANDL, G. W.: Bericht über die Kartenaufnahme 1986 im kalkalpinen Anteil des Kartenblattes 127 Schladming. - Jb. Geol. B.-A., **130/2**, Wien (in Druck).

MEIER, A. & TRAUTH, F.: Ein Gosauvorkommen am Südgehänge der Dachsteingruppe. - Verh. Geol. B.-A., **1936**, 215-221, 2 Abb., Wien 1936.

MOJSISOVICS, E. v.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:75.000, Blatt Ischl und Hallstatt. - Wien (Geol. R.-A.) 1905.

MOJSISOVICS, E. v. & VACEK, M.: Geol. Specialkarte der Österr.-Ungar. Monachie 1:75.000, Blatt Radstatt. - Unveröff. Manuskriptkarte, Archivnr.: A-04899/m 75/5050-3,5,6, Wien (Geol. R.-A.) 1883.

MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155-162, 1 Abb., Wien 1972.

MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6/2**, 1-44, 13 Abb., 4 Taf., Innsbruck 1977.

MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Mikrofazies und Ökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - Facies, **10**, 87-144, Taf. 12-18, 16 Abb., 1 Tab., Erlangen 1984.

MOUSSAVIEN, E.: Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg Schichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). - Facies, **10**, 86 S., 11 Taf., 4 Abb., 7 Tab., Erlangen 1984.

NOVY, W. & LEIN, R.: Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Phyrnautobahn, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 44 S., 5 Abb., 8 Taf., 1 Beil., Wien 1984.

NOWAK, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. - Bull. Acad. Sci. Cracovie, **1911**, 57-112, 11 Abb., Taf. 1-3, Cracovie 1911.

PAVLIK, W.: Geologische Untersuchungen in den Kalkhochalpen (Tirolikum und Juvavikum) im Gebiet Halltal-Student (Steiermark). - Unveröff. Diss. Form. Natwiss. Fak. Univ. Wien, 85 S., 13 Abb., zahlr. Beil., Wien 1985.

PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). - Verh. Geol. B.-A., **1974**, 71-88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1974.

PLÖCHINGER, B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304-324, 7 Abb., Stuttgart 1976.

POBER, E.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. - Jb. Geol. B.-A., **127/2**, 234-235, Wien 1984.

POBER, E. & MANDL, G. W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 127 Schladming. - Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 286-287, Wien 1985.

ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). - Erlanger geol. Abh., **89**, 57 S., Erlangen 1972.

SCHÄFFER, G.: Einführung zur geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96 Bad Ischl. - (In:) GATTINGER, T. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, 6-26, Abb. 4-24, 3 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1976.

SCHAUER, M.: Zur Altersstellung obertriadischer Dachsteinriffkalke. - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. **192**, 127-137, 2 Abb., Wien 1983.

SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). - Verh. Geol. B.-A., **1966**, 93-106, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1966.

SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (1966), 205-282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967a.

SCHLAGER, W.: Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **1967**, 50-70, 3 Taf., Wien 1967b.

SCHRAMM, J.-M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/79), 2 Abb., Wien 1980.

SCHWARZACHER, W.: Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., **4**, 44-54, 5 Abb., Wien 1954.

SPENGLER, E.: Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. - Verh. Geol. B.-A., **1924**, 144-151, 2 Abb. Wien 1924.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Mittelabschnitt. - Jb. Geol. B.-A., **99**, 1-74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956.

SPENGLER, E.: Bemerkungen zu der Arbeit: "Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen" von A. TOLLMANN. - Verh. Geol. B.-A., **1961**, 176-179, Wien 1961.

STEIGER, T.: Geologische Aufnahmen des Zauchenbachtales und des Krahstein-Massives am Südrand des Toten Gebirges N Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 213-145, Wien 1980.

STEIGER, T.: Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - Facies, **4**, 215-348, Erlangen 1981.

STEIGER, T. & WURM, D.: Faziesmuster oberjurassische Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). - Facies, **2**, 241-284, Erlangen 1980.

SUMMESBERGER, H.: Stellungnahme zu einigen Schichtnamen der nordalpinen Mitteltrias ("Diploporen"-Gesteine). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, 71-83, 1 Abb., Wien 1966.

TICHY, G. & SCHRAMM, J.-M.: Das Hundskar-Profil, ein Idealprofil durch die Werfener Schichten am Südfuß des Hagengebirges, Salzburg. - Der Karinthin, **80**, 106-115, 2 Abb., Salzburg 1979.

TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. - Jb. Geol. B.-A., **103**, 37-131, 4 Abb., Taf. 2-5, Wien 1960.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. - Mitt. geol. Ges. Wien, **61** (1968), 124-181, Taf. 1, Wien 1969.

TOLLMANN, A.: Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2. - XVI+580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.

TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3.- X+449+7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976b.

TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75** (1981/82), 167-195, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1981.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. - XIII+ 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. III: Gesamtübersicht. - 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.

TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen "Ennstal-Tertiärs". - Mitt. Österr. geograph. Ges., **104** (1962), 337-347, 3 Abb., Wien 1963.

TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I u. II. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil: **100** (1925), 101-212, Taf. 1-5; 2. Teil: **101** (1927), 29-65, 4 Abb., Taf A-D, Wien 1925, 1927.

WEBER, L. & WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. - Archiv f. Lagerstättenforschung d. Geol. B.-A., **4**, 1-317, 110 Abb., 174 Tab., Wien 1983.

WINKLER-HERMADEN, A.: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereich des Längstales der Enns. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt.I, **159**, 255-280, 7 Abb., Wien 1950.

WURM, D.: Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. - Facies, **6**, 203-296, Taf. 27-41, 32 Abb., Erlangen 1982.

ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - (In:) MÜLLER, G. (ed.): Sedimentology of Parts of Central Europe, Guidebook, 147-185, 20 Abb., 1 Tab., Frankfurt 1971.

9. ZUR ENTWICKLUNG DES OBEREN ENNSTALES IM PLEISTOZÄN

D. van HUSEN

Die Entwicklung des oberen Ennstales im Bereich des Kartenblattes Schladming während der Eiszeiten ist, wenn auch nur lückenhaft, recht gut faßbar, wobei sich generell drei Phasen ergeben. Die älteste Phase wird durch den alten Talboden markiert, der - weiter östlich recht gut erhalten - noch bis ins Kartenblatt hereinreicht. Die zweite ist die der Breccienbildung an der Dachsteinsüdseite. Die letzte, und naturgemäß am besten dokumentierte, ist die Entwicklung während der letzten Eiszeit.

Nördlich von Aich sind am Hangfuß Verebnungen erhalten, die von Kiesen gebildet werden. Es sind der Zusammensetzung nach Kiese der Enns, die aber einen deutlichen Einfluß (Kalke, Dolomit) der Nordflanke erkennen lassen. Diese liegen einem Sockel aus Phylliten auf, der eben in ca. 800 m Höhe etwa 100-120 m über dem heutigen Talboden ausstreicht. Eine in gleicher Höhe erhaltene Verebnung findet sich noch an der Südseite des Tales bei Niederberg, die aber deutlich eisüberarbeitet ist. Bei diesen Verebnungen im Fels handelt es sich sehr wahrscheinlich um Reste eines breiten, ebenen Talbodens des Ennstales in ca. 800 m Höhe. Weiter nach Osten ennsabwärts (schon außerhalb des Kartenblattes Schladming) sind diese Reste häufig anzutreffen. Hier bilden sie z.B. den ausgedehnten Sockel des Gröbminger Mitterberges, in dem ein breites Muldental der Enns erhalten ist (Abb. 9/1 + 9/2) oder die weitläufigen Felsterrassen an den Mündungen der Sölk, des Donners- und Gullingbaches und bei Lassing. Aus diesen Resten läßt sich ein ehemaliges Talniveau rekonstruieren, das als reifes, breites Muldental zu charakterisieren ist und über das ganze Ennstal bis zur Mündung zu verfolgen ist (D. van HUSEN 1981). Er war über die frühen Phasen des Quartärs ein aktiver Talboden und hatte wohl bis in die ersten Vereisungen weitgehend seine Funktion erhalten können (D. van HUSEN 1968, 257 f). Dieser Talboden wurde durch die Erosion der Enns und die der Gletscher während der nachfolgenden Vereisungsperioden zerstört. Über das Alter dieses Talbodens können ebenso wie über den Zeitpunkt des Einsetzens der Erosion nur Vermutungen angestellt werden. Die in ihrer Charakteristik identen Reste eines Talbodens unterhalb des Gesäuses, die sich mit denen des oberen Ennstales gut verbinden lassen, sind vor der vorletzten Eiszeit (Riß) zerstört worden, da nur noch Sedimente der beiden letzten Eiszeiten unterhalb davon zur Ablagerung kamen (G. SPAUN 1964; D. van HUSEN 1968). Daraus würde sich auch ein Bestand dieses Talniveaus im oberen Ennstal bis zur vorletzten Eiszeit (Mindel) ergeben, wobei auch hier neben der glazialen Übertiefung (Zungenbecken Admont-Trautenfels) die fluviatile Erosion (z.B. Epigenese E Stein a.d. Enns) im Mindel/Riß Interglazial begonnen hätte. Der Grund für diese auffällig starke Erosionsleistung während dieser Periode kann einerseits in einer längeren Dauer ("Großes Interglazial"), andererseits aber auch in einer durch tektonische Vorgänge (Hebung) verstärkten Reliefenergie zu suchen sein (D. van HUSEN 1981, 215), wobei nach unserem heutigen Wissen über die Periodizität der warmen und kalten Perioden erstere Möglichkeit ziemlich auszuschließen ist. Wahrscheinlich in die gleiche Richtung weisen die ausgedehnten Breccienbildungen an der Südseite der Kalkalpen. Im Bereich der Dachsteinsüdseite finden sich westlich Kalchwand (Aufstieg zum Guttenberghaus) ausgedehnte, mächtige Breccienvorkommen, die den oberen Teil der langgestreckten Rücken und Riedeln (Grubrücken, Rabenkögel, Mittereck, Burgleiten) bilden. Es sind dies Reste einer mächtigen Schuttumhüllung der Dachsteinsüdseite, die erst durch Zerschneidung bis in den praequartären Untergrund in diese Rücken zerlegt wurde. Wie die feinkörnigen distalen Reste

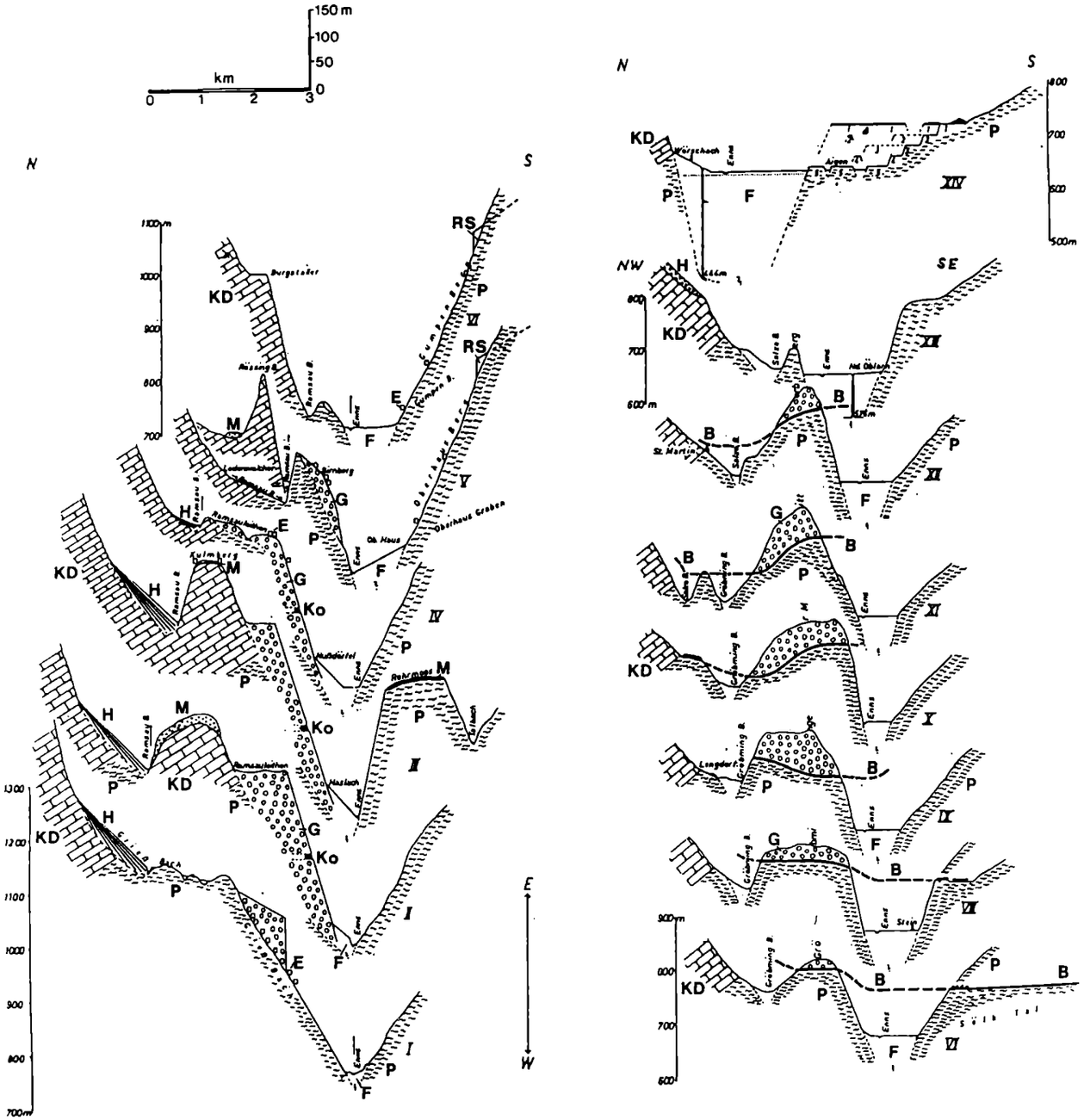


Abb. 9/1: Talquerprofile durch die Kiesablagerungen der Ramsau und des Gröbminger Mitterberges. **B** = Alter Talboden; **E** = Erratische Blöcke; **F** = Talfüllung; **G** = Grobe Kiese des Gröbminger Mitterberges und der Ramsau; **H** = Schutthalde; **KD** = Kalk, Dolomit der Nördlichen Kalkalpen; **Ko** = Kohle mit Schluff und Sand; **M** = Grundmoräne; **P** = Phyllit, Glimmerschiefer; **RS** = Eisrandstaukörper.

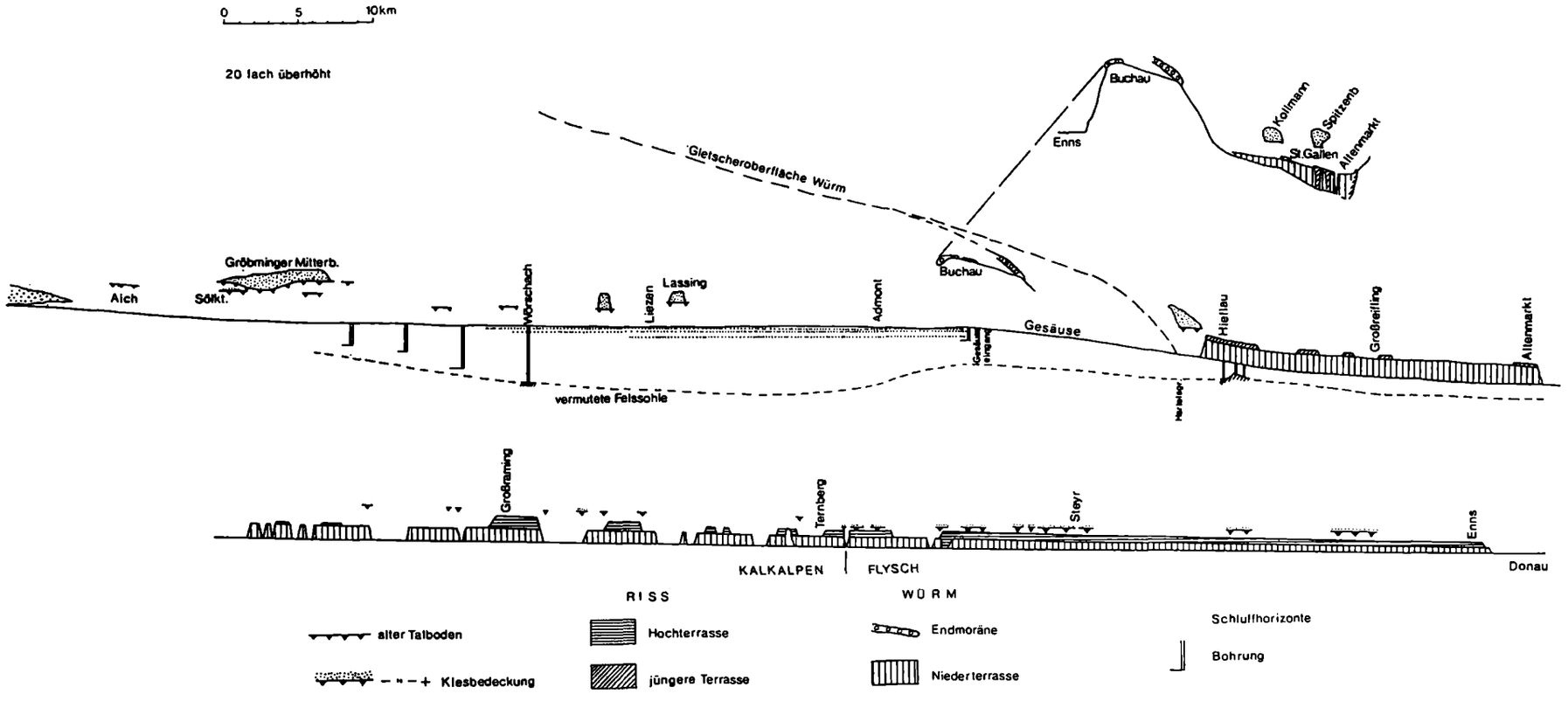


Abb. 9/2: Tallängsprofil des Ennstales zur Darstellung der Entwicklung des Talbodens.

beim Steinbockgehege zeigen, griff diese Schuttumhüllung bis weit nach Süden aus. Diese Breccien wurden wegen ihrer Verbreitung und ihrer gleichen Ausbildung - die feinschlammige Matrix füllt oft alle Hohlräume und ist zu einem harten Gestein verkittet - immer wieder mit der Höttinger Breccie gleichgestellt (O. AMPFERER 1935; H.P. CORNELIUS 1944; F. KÜMEL 1954) und somit in das Mindel/Riß Interglazial eingeordnet worden.

Der Grund für die in diesem Interglazial besonders starke Schuttproduktion mag möglicherweise in der gleichen Ursache zu suchen sein wie die Zerschneidung des Talbodens. Eine stärkere Hebung der zentralen Teile der Alpen würde sicher eine überproportionale Schuttproduktion am Südrand der Kalkalpen auslösen, die weit über die des Holozäns hinaus geht und zu dieser Schuttumhüllung der Kalkalpensüdseite in dem rekonstruierbaren Ausmaß geführt haben.

Ein weiterer Hinweis auf solche kurzfristig stärkeren Hebungen ist am Nordrand der Alpen zu finden. Hier sind im Ennstal (Abb. 9/2) sowie auch im Steyrtal Verstellungen des alten Talbodens zu beobachten, die sich aber keineswegs an den Terrasen der beiden letzten Eiszeiten zeigen. Demnach muß wohl knapp vor der Schüttung der Hochterrasse eine Bewegung der Kalkalpenstirn im Sinne einer Heraushebung gegenüber dem Vorland erfolgt sein.

Sicher der Rißeiszeit zuordenbare Ablagerungen sind im Gebiet des Kartenblattes nicht erhalten geblieben.

Die zeitliche Stellung der mächtigen Kiese der Ramsau ist durch ihre Lage unter dem Niveau des alten Talbodens jünger, als das Mindel/Riß Interglazial festgelegt. Das Schieferkohleflöz im Revier Klaus mit einem Alter von 30.700 + 1200 BP (VRI 542) zeigt an, daß die obersten 150 m der Kiese als Schüttung der letzten Phase vor dem glazialen Ereignis der letzten Eiszeit anzusehen sind. Sie dürften somit hauptsächlich im Zeitraum um 25.000 BP und knapp danach abgelagert worden sein und als Vorstoßschotter anzusehen sein.

Die Geschiebezusammensetzung der Kiese der Ramsau zeigt an, daß die Schüttung fast ausschließlich aus den südlichen Tälern (Tal-, Preunegg, Forstaubach) erfolgte. Nur in den hangenden Anteilen um den Grießbach (Obere Klaus) zeigt ein nennenswerter Prozentsatz karbonatischer Geschiebe auch eine Schüttung von Norden an. Diese Anteile sind leicht an den Konglomeratwänden (Talrandverkittung) zu erkennen, die sonst auf der ganzen Erstreckung der Ramsauterrasse fehlen. Unter den kühlen Klimabedingungen knapp vor der letzten Großvergletscherung war die Schuttproduktion in den Hängen sehr stark und der Schuttransport nur wenig durch dichtere Vegetation behindert. Dadurch wurde den Tälern durch Muren und Wildbäche derart viel Geschiebe zugeführt, daß sie ihre Sohle stark erhöhten und auch in den großen Tälern durch mächtige Schwemmkegel zur raschen Akkumulation beitrugen. Unter diesen Bedingungen ist auch verständlich, warum gerade im Mündungsgebiet der großen Bäche (z.B. Talbach) die auffällig mächtigen Schüttungen der Ramsau gebildet werden konnte. Zwischen diesen Schwemmkegeln entwickelten sich Staubereiche, wo vornehmlich feinkörnige Sedimente (Sand, Schluff, Ton) abgelagert wurden (Abb. 9/3). Unter zeitweise verbesserten Klimabedingungen und damit verbundener Abnahme der Sedimentation (Abb. 9/4, Pollenprofil) bildeten sich offensichtlich auch kleine Sümpfe und Niedermoore, deren organische Sedimente heute als Schieferkohlen vorliegen. Diesen Bildungsbedingungen entsprechend ist auch die E-W-Erstreckung des Kohleflözes im Revier Klaus gering, wo hingegen die Verbreitung der feinkörnigen Sedimente, durch kleine Wasseraustritte und Quellen markiert, größere Ausdehnung aufweist (z.B. Schlapfleiten). Diese haben ja auch zur tiefgreifenden Zertalung der Terrasse geführt (Klausner, Schneeberger, Haslach).

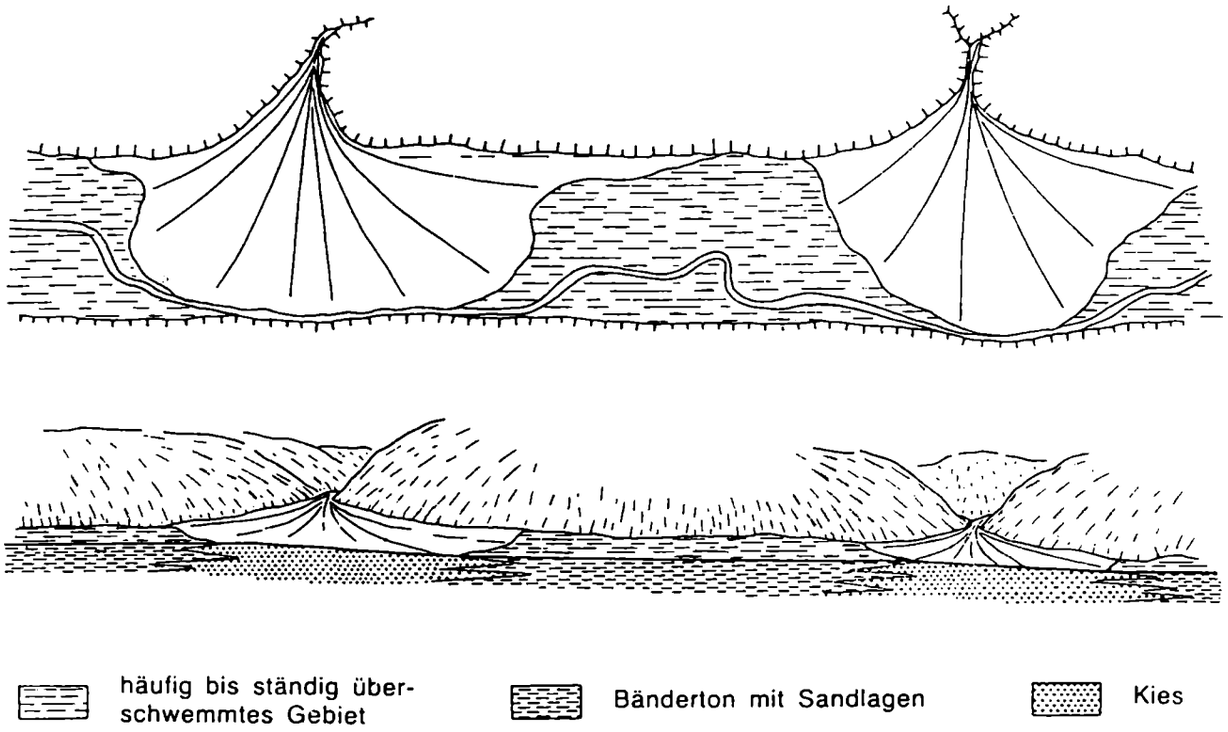
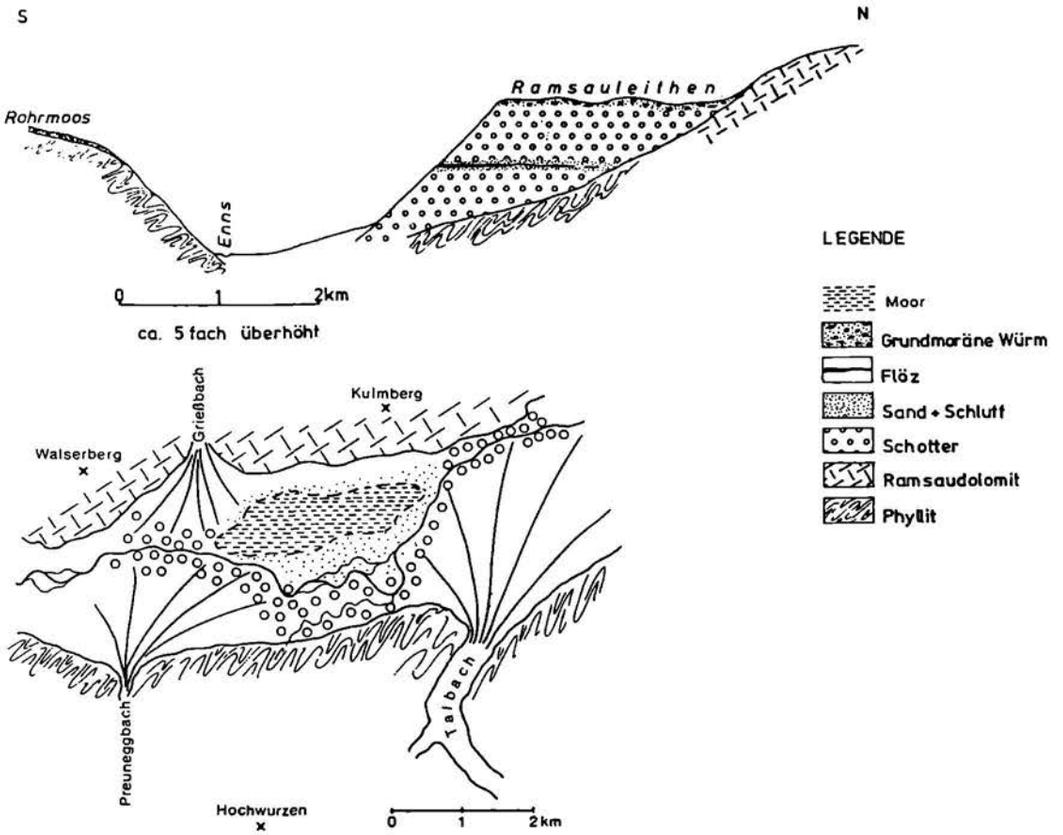


Abb. 9/3: Skizze zu den Sedimentationsbedingungen im Ennstal während der Akkumulation der Kiese der Ramsau.

Während des Höhepunktes der Würmvergletscherung war das Ennstal durch einen Eisstrom bis zu einer Höhe von rd. 2000 m (z.B. Grundmoräne im Gipfelbereich der Planai mit viel Ferngeschieben) erfüllt, der hauptsächlich aus den Tälern der Niederen Tauern ernährt wurde. Dementsprechend finden sich auch auf den Südhängen des Dachsteins, z.B. Rücken SE Luserwand, bis in den Grundmoränen um 1400 m Höhe 20-30% kristalline Geschiebe (Phyllite, Grünschiefer, Amphibolite, Gneise, etc.), da nur wenig Eis aus den südschauenden Karen (z.B. Edelgrieß, Grubkar, Senfkar) oberflächennahe dem Eisstrom zufloß. Nur aus dem Hängetal Grafenberger Ahornsee wird ein größerer Gletscher als Zustrom anzunehmen sein.

Im Bereich des Mandling Passes lag zur Zeit der Vollausbildung des Eisstromnetzes der Eisscheitel, von dem einerseits Eis dem Salzachgletscher, andererseits dem Ennsgletscher zufloß. Letzterer floß nach E ab und bewirkte die letzte glaziale Überformung des Ennstales. So ist die Erosion dieses Eisstromes sehr deutlich an der Gestaltung der Terrasse der Ramsau zu erkennen. Ist sie im W - auch durch die Hügel des Mandlingzuges etwas vor Erosion geschützt - nur mit Grundmoräne bedeckt und drumlinisiert, so wird sie nach E zunehmend bis ins Talniveau erodiert, was wahrscheinlich neben den primären Mächtigkeitsunterschieden (s.o.) auch auf die zunehmende Fließgeschwindigkeit und die damit verbundene Erosionswirkung des Eises zurückzuführen ist.



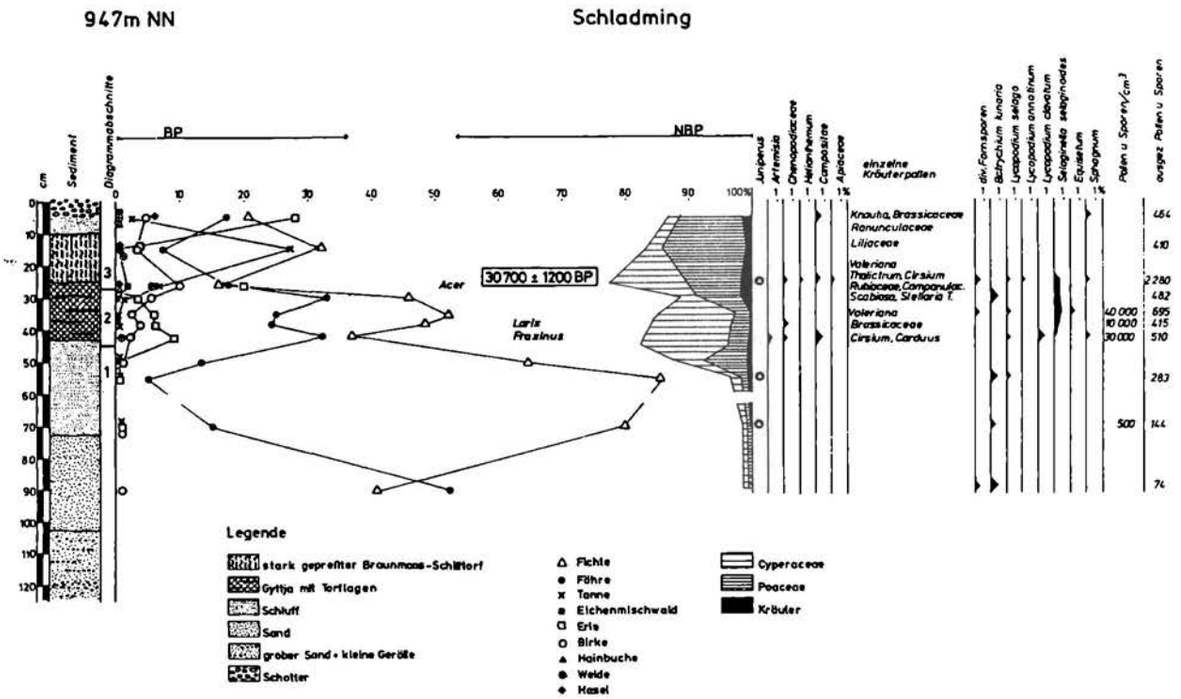


Abb. 9/4: Lagerungsverhältnisse, Paläogeographie und Klimabedingungen (Pollendiagramm) der Schieferkohlen der Ramsau.

Als weitere Formen dieser Eisüberarbeitung sind neben den häufigen Gletscherschliffen und Rundhöckern in den Karräumen großzügige Zurundung der Hänge und die Ausgestaltung der Trogtäler zu erwähnen. Ein besonders schön erhaltenes Trogtal stellt das Obertal dar, dessen U-Formung nicht durch größere Massenbewegungen - als Folge der Übersteilung der Hänge - gestört ist. Völlig im Gegensatz dazu sind die Hänge der anderen südlichen Nebentäler sehr stark von Massenbewegungen umgestaltet. So verdankt z.B. der Bodensee seine Entstehung dem Stau hinter einer ausgedehnten Sackung im Bereich der Seewald Alm, ebenso wie der versumpfte Rückstau beim Wh. Tetter (Untertal) durch eine riesige Massenbewegung unterhalb der Krahbergeralm verursacht wird. Diesen im Talbereich wirksamen Bewegungen (Talzuschub) stehen auch weitläufige Auflockerungen im Gipfelbereich (Bergzerreißung) gegenüber, von denen am leichtesten die im Gipfelbereich des Hauser Kaiblings erreichbar ist.

Noch großflächiger sind die Südhänge des Ennstales von Massenbewegungen betroffen. So ist die gesamte Nordflanke der Gasselhöhe ab der Reiteralm eine großflächige Sackungsmasse ("Buckelwald" als Flurbezeichnung auf der Karte), wie auch die Abrißnische an der Hochwurzen (Freiberg) eine solche begrenzt. Ebenso ist die gesamte Nordflanke der Planai eine Sackungsmasse, die zu einem deutlich übersteilten Hangfuß führt und durch dieses stete Vorwölben die verschleppte Mündung des Talbaches zu einer Schlucht werden ließ. Die in diesem Bereich weit fortgeschrittene Auflockerung dokumentiert sich auch in den kleinen, scharf eingeschnittenen Gräben oberhalb Burgstaller (Oberhaus). Das gleiche Erscheinungsbild zeigt der Hangfuß bei Haus, wo die Sackung bis auf die Höhe des Salleitnerteiches und der Schwarzen Lacke (beides sind Nackenseen in der Abrißnische) zurückgreift. Neben diesen spektakulären Erscheinungen sind besonders im Bereich der Ennstaler Phyllite und der phyllitischen Glimmerschiefer noch viele kleinere Massenbewegungen durch den Eisrückzug und die nachfolgende fluviatile Erosion (Nussach W Weißenbach) entstanden.

Als weitere Zeugen des Eisrückzuges sind noch Terrassen an den Ausgängen des Oberhaus Grabens, des Seewigtales im Süden, Gradenbach, Luserbach und Silberkar im Norden erhalten. Es sind dies Reste von einstmals ausgedehnten Schwemmkegeln und Staukörpern in den bereits eisfreien Mündungsbereichen der Bäche, als im Ennstal noch mächtige Toteismassen lagen.

Spuren der spätglazialen Entwicklung der Lokalgletscher sind in manchen Tälern weit verbreitet. So sind sehr markante End- und Seitenmoränen im Seewigtal (Hinterhabneralm), Gumpenbach (Baumschlagalm) und im Oberhausgraben (Gföhlalm) erhalten, die steile, kräftige Gletscherzungen markieren. Ebensolche Moränenwälle in ähnlicher Höhenlage finden sich auch bei der Schlitzenalm und der Austriahütte an der Dachsteinsüdseite. Alle diese Gletscherzungen dürften einem kräftigen Wiedervorstoß der Lokalgletscher angehören, wofür auch eine recht gleichmäßige Höhenlage der Gleichgewichtslinie der einzelnen Eiszungen spricht. Ihre Lage in rd. 1700 m NN legt eine Einstufung ins Gschnitz um 14000 BP nahe, ohne daß dafür aber eine absolute Datierung vorliegt. Danach erreichten die Gletscher auch nicht mehr die Talböden der Nebentäler und füllten nur noch die Karräume in den Niederen Tauern (z.B. Vetternkar). Eine genauere Zuordnung der Endmoränen zu den Gletscherständen des ausgehenden Spätglazials war aber noch nicht möglich.

Literaturverzeichnis

AMPFERER, O.: Geologischer Führer der Gesäuseberge, Wien 1935.

CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau-Steiermark). - Ber. d. R. A. f. Bodenforschg., 127-138, Wien 1944.

DRAXLER, I. & HUSEN, D. van: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). - Z. Gletscherk. Glazialgel., **14**, 105-114, Innsbruck 1978.

HUSEN, D. van, : Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 249-286, Wien 1968.

HUSEN, D. van: Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 197-230, Wien 1981.

KÜMEL, F. in: SPENGLER, E., GANSS, O., KÜMEL, F., NEUMANN, G.: Geologische Karte der Dachsteingruppe, 1:25.000, Innsbruck 1954.

KÜMEL, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe. - Wiss. AVH, Innsbruck 1954.

SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 149-184, Wien 1964.

ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. - Z. f. Moorkultur und Torfverwertung, **8**, 1-83, Staab 1910.

10. GEOCHRONOLOGISCHE DATEN AUS DEN SCHLADMINGER TAUERN UND IHRE GEOLOGISCHE INTERPRETATION

E. HEJL, M. ROCKENSCHAUB & P. SLAPANSKY

In den letzten Jahren wurde eine Reihe von K/Ar- und Rb/Sr-Mineralaltern aus dem Schladminger Kristallin, den Wölzer Glimmerschiefern, den Radstädter Quarzphylliten und dem unterostalpinen Mesozoikum, sowie einzelne Daten aus der Gurktaler Decke, den Ennstaler Phylliten und der Lessacher Phyllitzone erarbeitet. Es wird ein kurzer Überblick über das Datenmaterial und seine Interpretation gegeben, wobei die geologische Bedeutung vor allem im Rahmen neuer petrographischer und strukturgeologischer Beobachtungen kurz dargestellt wird. Die räumliche Verteilung der Daten ist aus den Karten Abb. 10/1 und 10/2 ersichtlich, ihre zeitliche und stratigraphische Einordnung sowie die Zusammenfassung zu einzelnen Altersgruppen aus der Tabelle Abb. 10/3.

Erläuterungen zu den Mineralaltersgruppen

340-350 Ma:
In diesen Bereich fallen die Rb/Sr-Alter der plutonisch gebildeten Hellglimmer aus den sauren Intrusiva und K/Ar- und Rb/Sr-Alter der Pegmatitmuskovite. Diese Alterswerte könnten als Mineralbildungsalter zu interpretieren sein, möglicherweise datieren sie aber ein frühvariszisches Metamorphoseereignis.

270-320 Ma:
Bei dieser Gruppe liegt eine Interpretation als Abkühlalter der variszischen Metamorphose nahe. Eine teilweise Verjüngung durch die alpine Metamorphose kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

135-270 Ma:
Diese Modellalter sind als Mischalter zu interpretieren, sie datieren kein geologisches Ereignis. Die alpine Überprägung bewirkte eine teilweise Abgabe des radiogenen ^{40}Ar bzw. ^{87}Sr aus den präalpinen Glimmern. Die alpinen Temperaturen reichten für eine vollkommene Verjüngung jedoch nicht aus. Biotite weisen vielfach Überschußargon auf (dem Kristall von außen zugeführtes $^{40}Ar_{rad}$). Dies führt dazu, daß die Biotite z. T. höhere Alter als die Hellglimmer aus derselben Gesteinsprobe ergeben, bzw. daß die Rb/Sr-Alter der Biotite z. T. wesentlich niedriger liegen als ihre K/Ar-Alter.

100-135 Ma:
Die K/Ar-Alter in diesem Intervall werden ebenfalls als Mischalter angesehen. In den Biotiten dürfte z. T. Überschußargon vorhanden sein.

Die Rb/Sr-Alter von syndeformativ gesprossenen Hellglimmern aus Weißschiefern und intensiv geschieferten sauren Orthogneisen gehören ausnahmslos dieser Altersgruppe an. Sie stellen Mineralbildungsalter dar, da die Kristallisation der Glimmer unter ihrer Blockingtemperatur für das Rb/Sr-Isotopensystem erfolgte. Das relativ große Streuen der Alter dürfte durch vereinzelt noch zu beobachtende präalpine Glimmer verursacht sein, die bei der Glimmeraufbereitung nicht vollkommen abgetrennt werden konnten.

70-100 Ma:
Hier handelt es sich um Abkühlalter der altalpinen Metamorphose. Eine ausgeprägte Häufung zeigen diese Alter um etwa 90 Ma (Turon). Als Ursache der Abkühlung wird die Aufschiebung des ostalpinen Kristallins auf kühlere unterostalpine und penninische Einheiten betrachtet. Die Biotite beinhalten, wie schon oben erwähnt, teilweise Überschußargon.

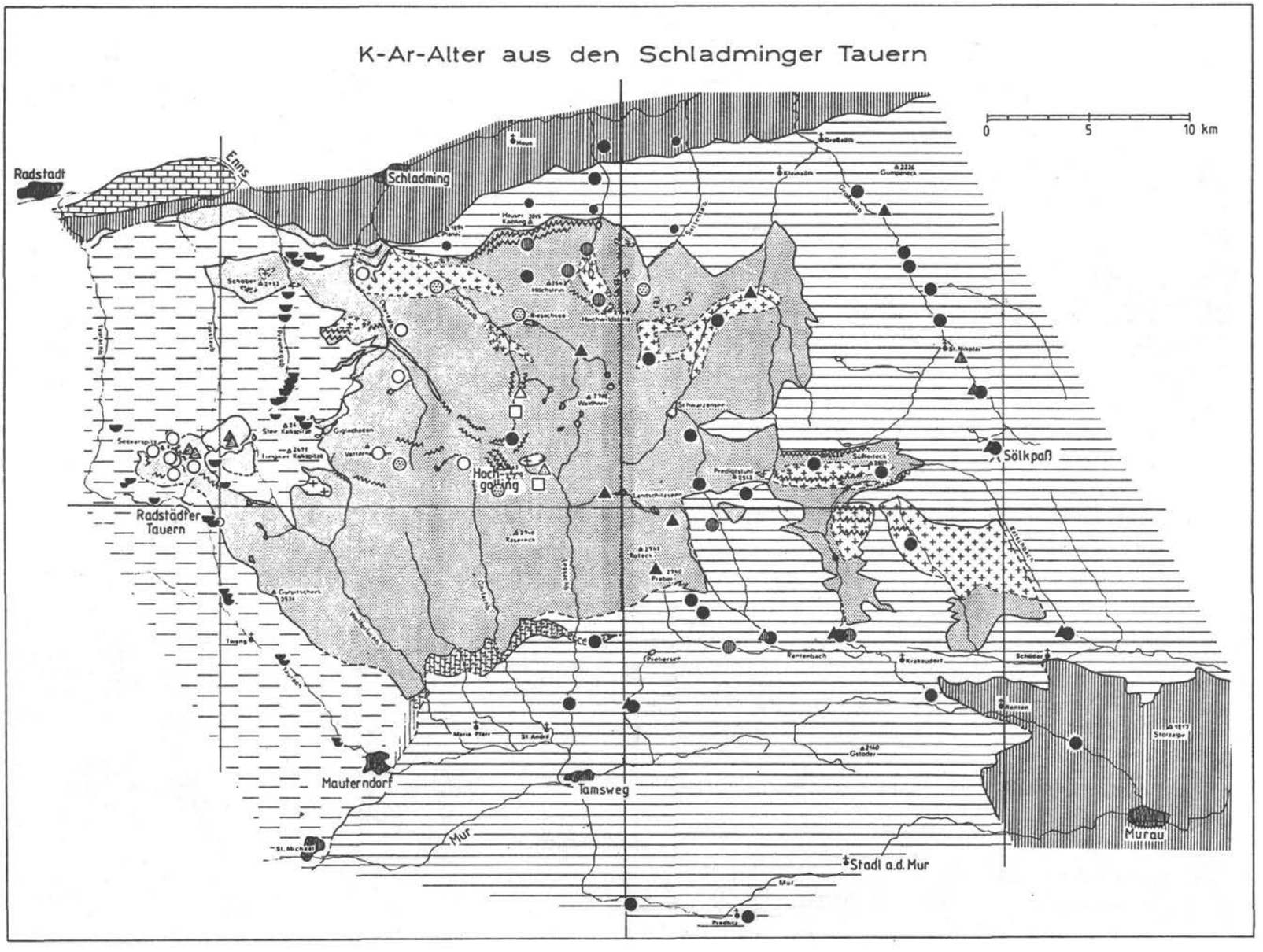


Abb. 10/1 (Legende auf der übernächsten Seite)

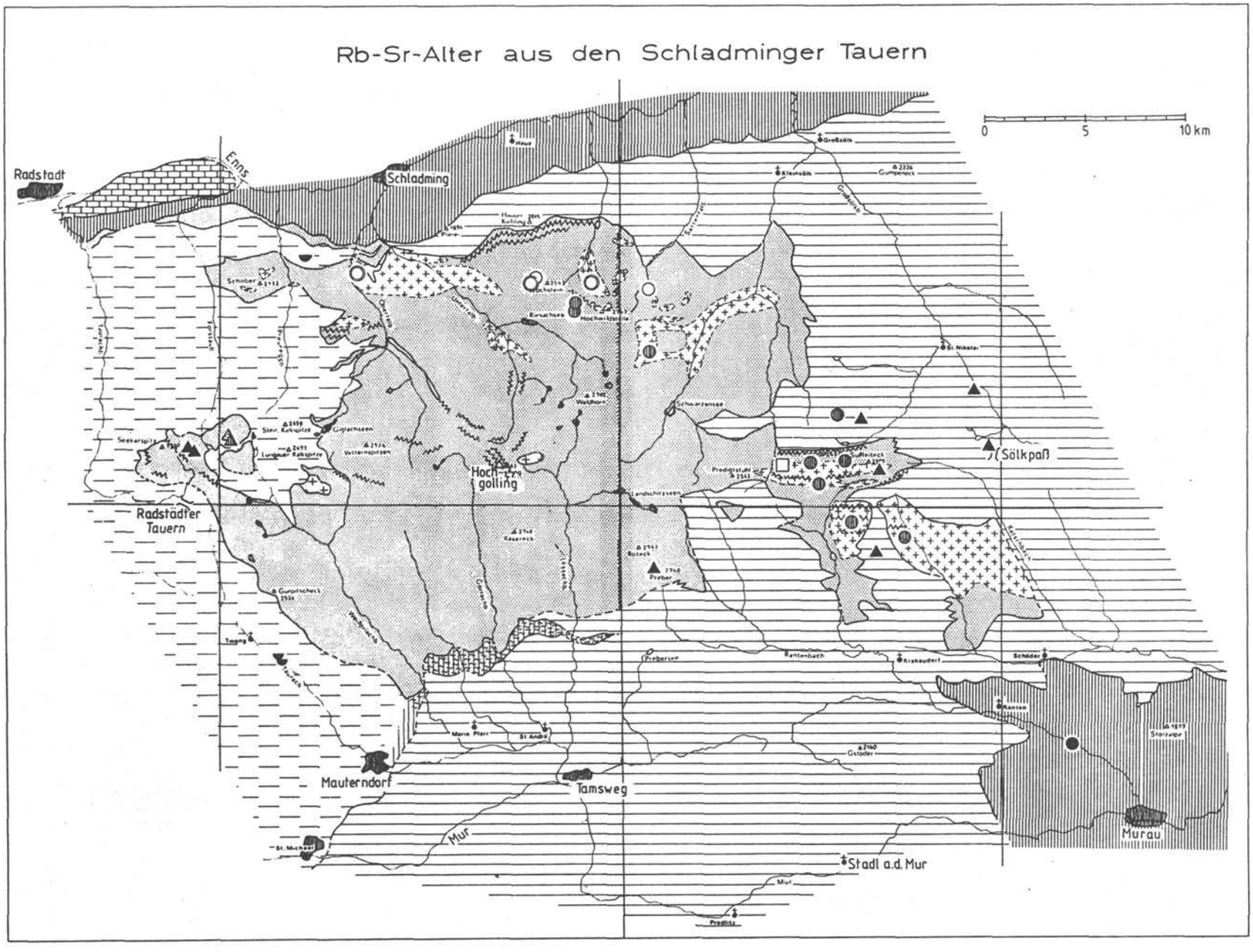
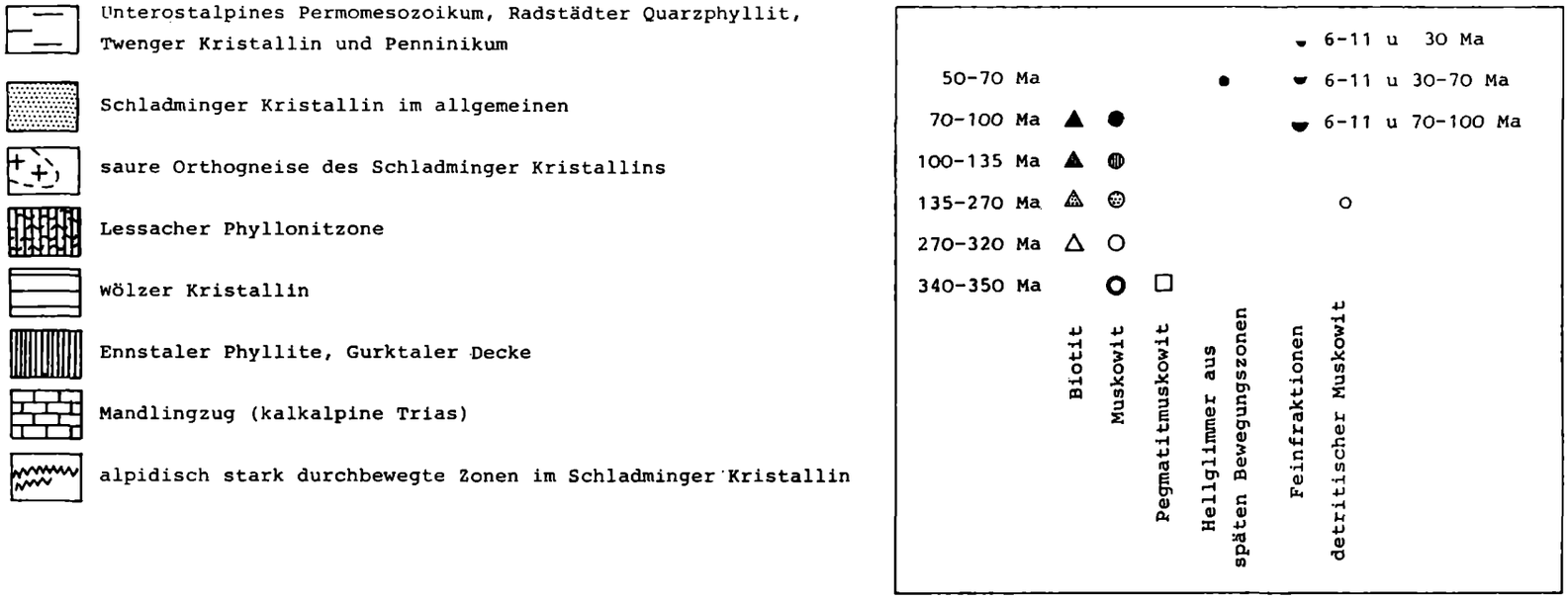


Abb. 10/2 (Legende auf der nächsten Seite)



Legende zu den Abb. 10/1 und 10/2 (Karten der Altersdatierungen)

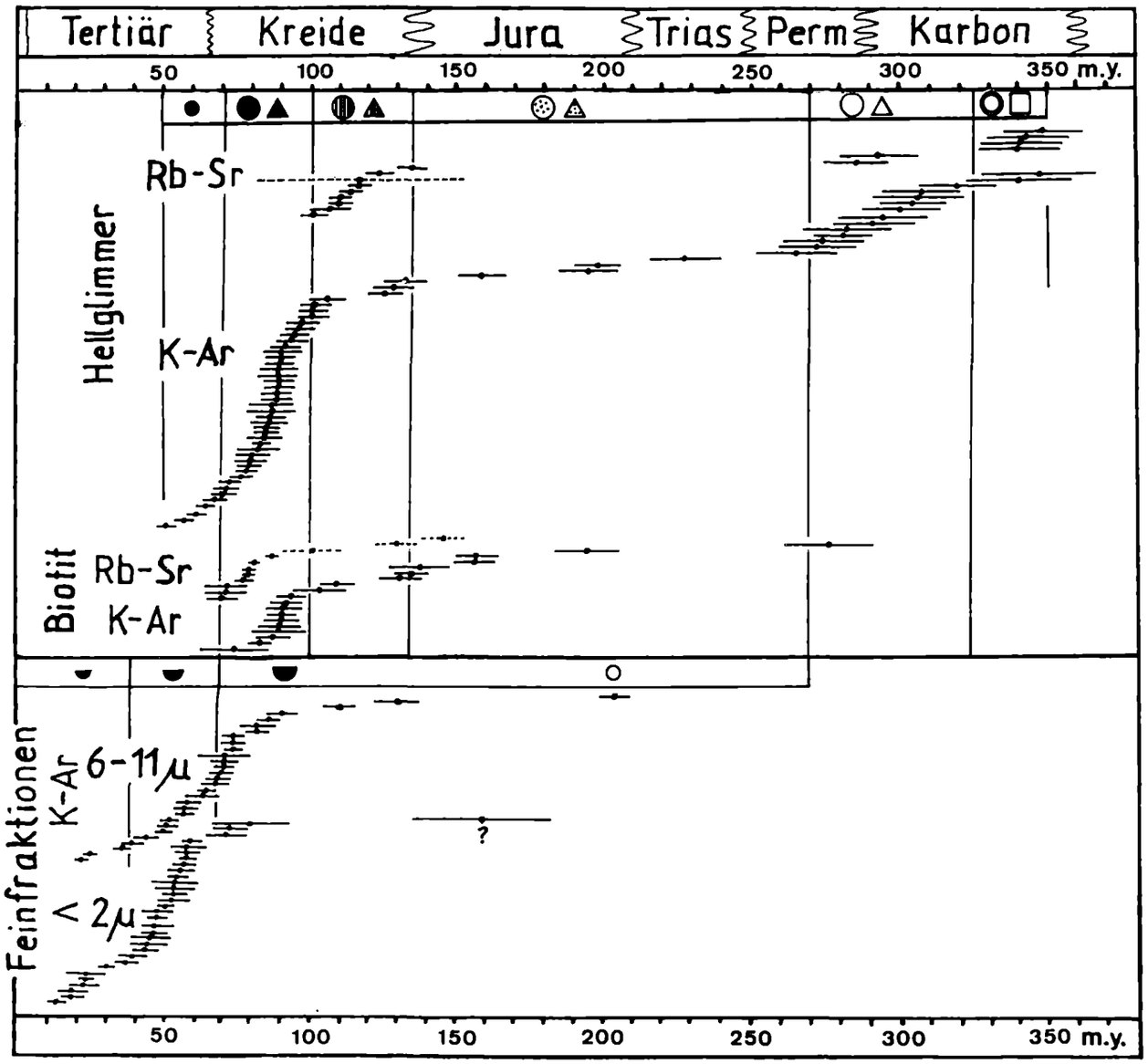


Abb. 10/3: Summenkurvendarstellung der Alterswerte für die verschiedenen Minerale und Datierungsmethoden. Die analytischen Fehler sind durch die Balken angegeben. Die Zusammenfassungen zu Altersgruppen und die Symbole entsprechen denen auf den Karten (Abb. 10/1 und 10/2).

50-70 Ma:
Diese K/Ar-Alter von Hellglimmern stammen ausschließlich aus dem nördlichen Grenzbereich zwischen Schladminger Kristallin und Wölzer Glimmerschiefern, der durch späte Deformation stark überprägt wurde. Die Glimmerschiefer zeigen z. T. eine vollkommene Umschieferung (Transversalschieferung). Hier ist vor allem die anhaltende Deformation, neben einem erhöhten Fluidangebot für den länger andauernden Isotopenaustausch verantwortlich.

Alterswerte der Feinfraktionen

In einem 20 km langen, etwa N-S verlaufenden Profilstreifen entlang des Preunegg-Tales und südlichen Taurachtales wurden K/Ar- und Rb/Sr-Alter an Feinfraktionen (hpts. <2 µ und 6-11 µ), bevorzugt aus Alpinem Verrucano und Lantschfeldquarzit ermittelt. Die in die Karten aufgenommenen Symbole beziehen sich auf die 6-11 µ Fraktionen. Die Daten streuen sehr stark, es zeigen sich aber zwei grundsätzliche Trends: die Alter der feineren Fraktionen desselben Handstücks sind jeweils jünger, die Alter nehmen allgemein von N gegen S ab. Die Alter der 6-11 µ Fraktionen reichen von 111 ± 6 im N (Hochwurzen) bis 24 ± 2 Ma im S (NW Mauterndorf), die der <2 µ Fraktionen von 73 ± 7 im N bis 16 ± 3 Ma im S. Diese Daten sind überwiegend als Mischalter zwischen Werten der kretazischen und der tertiären Metamorphose anzusehen, wobei der Einfluß der tertiären Tauernkristallisation gegen S kontinuierlich zunimmt. Diese Alter datieren somit nicht direkt ein geologisches Ereignis, vielmehr spiegeln sie den Grad der tertiären thermischen Beeinflussung wider, wobei auch andere Faktoren, wie z. B. Durchbewegung und der Einfluß fluider Phasen, eine bedeutende Rolle spielen. Dies zeigt sich auch am beträchtlichen Streuen der Daten. Weiters kann ein unterschiedlicher Einfluß detritischer Glimmer das Altersspektrum verzerren.

Der variszische Zyklus

Variszisch wurde dem Schladminger Kristallin eine amphibolitfazielle Matamorphose aufgeprägt. Migmatitbildungen und saurer Plutonismus sind weit verbreitet. Z. T. wird ein genetischer Zusammenhang zwischen Plutoniten und Migmatiten gesehen. Die Rb/Sr-Datierungen von postkristallin undeformierten oder nur unmerklich deformierten Hellglimmern erbrachten Alter um etwa 340 Ma. Da die Dünnschliffbeobachtung den Schluß auf primäre plutonische Glimmer zuläßt, liegt es nahe, die Intrusion dieser Plutonite im Unterkarbon (oder auch bereits früher) anzunehmen. Im Seckauer Kristallin ergaben Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an einem sauren Orthogneis 432 ± 16 Ma, an einem später intrudierten Metagranit 354 ± 16 Ma (SCHARBERT, 1981). Aufgrund der aus dem Schladminger Kristallin vorliegenden Mineralalter kann allerdings nicht eindeutig gesagt werden, ob die 340 Ma-Alter tatsächlich das magmatische Ereignis datieren oder ob sie als Metamorphosealter zu interpretieren sind. Sehr ähnliche Alter von Pegmatitglimmern (ebenfalls etwa 340 Ma) lassen darauf schließen, daß die Metamorphose jedenfalls bereits im Unterkarbon eingesetzt hat, da die Pegmatite in bereits höhertemperierte Serien eindrangen (HEJL, 1984).

Die Abkühlung der variszischen Metamorphose erstreckte sich über einen längeren Zeitraum. Die als Abkühlalter interpretierten K/Ar-Daten streuen zwischen 320 und 265 Ma (Oberkarbon - Perm). Es kann dabei jedoch eine geringfügige alpine Beeinflussung der Alterswerte nicht ausgeschlossen werden.

Einen Hinweis auf mehrphasiges variszisches Geschehen könnte eine nur leicht verschieferte Orthogneisprobe geben, deren plutonische Hellglimmer ein Rb/Sr-Alter von 343 ± 14 Ma lieferte. Eine jüngere Hellglimmergeneration, die als grobkörnige Fülle in den Plagioklasen sowie in den makroskopisch kaum erkennbaren Schieferungsflächen auftritt (Korngröße 0,42-0,25 mm), wurde mit 285 ± 11 Ma datiert. Dieses Alter könnte als Kristallisationsalter interpretiert werden, eine alpine Beeinflussung läßt sich aber auch hier nicht völlig ausschließen.

Im Wölzer Kristallin wird eine Abnahme der variszischen Metamorphose von S nach N beschrieben. Im südlichen Bereich sind zahlreiche Staurolith- und Disthenfunde bekannt. Diese fehlen in den nördlichen Abschnitten und in den Ennstaler Quarzphylliten. Hier dürften die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies nie überschritten worden sein.

Rb/Sr-Datierungen an Pegmatiten aus dem östlichen Wölzer Kristallin erbrachten Alter von durchschnittlich 240 + 5 Ma (S. SCHARBERT, pers. Mitt.). Damit ergibt

sich ein markanter Unterschied zu den Pegmatiten des Schladminger Kristallins mit Altern von etwa 340 Ma.

Der alpidische Zyklus

Die kretazische Metamorphose bewirkte im Schladminger Kristallin eine retrograde Überprägung, die sich als unterschiedlich starke Diaphthorese und Verjüngung der radiometrischen Altersdaten bemerkbar macht. Plagioklas wurde unter intensiver Mikrolithenfüllung zu Albit entmischt, Staurolith, Granat, Hornblende und Biotit wurden teilweise bis gänzlich zersetzt.

Wesentlich für die Umstellung der Isotopensysteme in den Mineralen sind ihre jeweiligen Blockingtemperaturen, jene Temperaturen, über denen ein Isotopenverlust möglich ist (beginnende Verjüngung der Alter). Diese Temperaturen werden wie folgt angegeben (nach JÄGER, 1979):

300 $\pm$ 50 °C für Biotite, K/Ar und Rb/Sr
350 $\pm$ 50 °C für Hellglimmer, K/Ar
500 $\pm$ 50 °C für Hellglimmer, Rb/Sr

Für eine vollständige Verjüngung der Glimmeralter sind nach den Erfahrungen von M. THÖNI (1982) aus dem Kristallin W des Tauernfensters jedoch deutlich höhere Temperaturen erforderlich:

370 - 400 °C für Biotite, K/Ar und Rb/Sr
420 - 450 °C für Hellglimmer, K/Ar
570 °C (und höher) für Hellglimmer, Rb/Sr

Daneben können Durchbewegung, Rekristallisation, Einfluß fluider Phasen, Korngröße der Minerale, Dauer der Temperaturbeeinflussung etc. für die Verjüngung der Isotopenalter von Bedeutung sein. Da im Kristallin W des Tauernfensters keine so intensive alpine Durchbewegung und Durchsetzung mit fluiden Phasen stattfand wie im Schladminger Kristallin, sind diese Temperaturen für das Schladminger Kristallin eventuell etwas niedriger anzusetzen.

Im zentralen (Hochgolling) und westlichen Schladminger Kristallin (Seekarspitz und Obertal) kann mit Temperaturen, die knapp unter bzw. in den Bereich der K/Ar-Blockingtemperaturen für Hellglimmer fielen (350 $\pm$ 50 °C), gerechnet werden. Die Muskovite (verschiedene Korngrößenfraktionen zwischen 0,07 und 0,7 mm) ergaben überwiegend variszische Alter, z. T. auch Mischalter. Für das Seekarspitzkristallin wird eine kretazische Metamorphosetemperatur von 350 - 400 °C angenommen. Biotite sind stark bis vollständig verjüngt (Rb/Sr und K/Ar, z. T. Ar-Überschüß), z. T. sind sie auch kretazisch rekristallisiert.

Gegen N und E treten deutlich niedrige Alterswerte auf. Im nördlichen Schladminger Kristallin findet sich eine Zone mit K/Ar-Mischaltern der Hellglimmer, z. T. treten auch alpine völlig verjüngte Alter auf. Die Rb/Sr Alter der Hellglimmer zeigen keine alpine Beeinflussing. Die Biotite weisen rein kretazische Alter auf. Es ist daher mit

Metamorphosetemperaturen über etwa 370-400°C (Biotite verjüngt), jedoch noch unter 500 $\pm$ 50°C (Rb/Sr-System der Hellglimmer nicht merklich beeinflußt) zu rechnen. Im Alpinen Verrucano am Hochwurzen konnte G. VOLL (1977) aufgrund der Paragenese von Chloritoid und Disthen, sowie aufgrund von Quarzrekristallisationsgefügen alpine Metamorphosetemperaturen von etwa 450°C ableiten.

Im östlichen Bereich erreichte die kretazische Metamorphose im Schladminger Kristallin sowie im hier auflagernden Wölzer Kristallin die höher temperierte Grünschieferfazies. In den unmittelbar hangenden Glimmerschiefern über dem SE Schladminger Kristallin kam es alpin zum Wachstum von Granat, bzw. zur Bildung von Anwachssäumen an älteren Granaten. Mikrosondenuntersuchungen zeigten, daß diese die

gleiche typische Elementverteilung aufweisen wie solche mehrphasige Granate aus dem östlichen Wölzer Kristallin. Optische Vergleiche lassen auch für das SE Schladminger Kristallin ein alpines Granatwachstum vermuten. In dessen unmittelbar hangenden Glimmerschiefern wurden anhand chemischer Analysen Gleichgewichtstemperaturen zwischen drei alpinen Granat-Biotit-Paaren von 467°, 483° und 496°C errechnet.

Ebenso belegen die vollständig verjüngten K/Ar-Hellglimmer- und Biotitalter, daß während der alpinen Metamorphose hier Temperaturen von deutlich über 400°C geherrscht haben. Lediglich die groben Pegmatitmuskovite zeigen im SE Schladminger Kristallin keine alpine Beeinflussung.

Besonders der SE-Anteil des Schladminger Kristallins, aber auch der Grenzbereich zum Wölzer Kristallin unterlagen alpin einer heftigen Deformation. In den Wölzer Glimmerschiefern zerbrachen die Granate teilweise. Ihre Bruchstücke bildeten W-E bis NW-SE orientierte Schlieren. Den Orthogneisen wurde großteils eine intensive Schieferung aufgeprägt. Weißschieferbildungen sind in diesen weit verbreitet. Der Schersinn dieser Bewegungen, der sich aus mikro- und makroskopischen asymmetrischen Deformationsgefügen sowie aus der Quarz c-Achsen-Regelung ableiten läßt, ist gegen W bis NW gerichtet. Die Anlage dieser Bewegungszonen wurd als erstes alpines Deformationsereignis angesehen. Erst später wurde dem Kristallin der Faltenbau mit seinen E-W streichenden Achsen aufgeprägt.

Die syndeformativ gesprossenen Hellglimmer dieser Scherzonen ergaben ausnahmslos Rb/Sr-Alter zwischen 106 und 134 Ma. Sie sind als Bildungsalter aufzufassen (Kristallisation der Glimmer unter ihrer Blockingtemperatur für das Rb/Sr-Isotopensystem), die das Alter der Durchbewegung angeben. Einen guten Beleg für die alpine Genese der Weißschiefer lieferten Proben aus der Neualmscharte (W Hohe Wildstelle). Für ihre syndeformativ gesprossenen Hellglimmer konnte alpines Alter belegt werden, während die undeformierten Hellglimmer der sauren Plutonite aus dem umgebenden Bereich variszische Alter lieferten.

Die Glimmerschiefer der Wölzer Serie, die im N, E und S dem Schladminger Kristallin auflagern, weisen alpine Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies auf. Die Hellglimmer zeigen hier ausschließlich rein alpine Alter. In den Biotiten ist teilweise Überschußargon nachgewiesen.

Die Rb/Sr-Bildungsalter der Hellglimmer aus dem nördlichen und östlichen Bereich des Schladminger Kristallins belegen, daß die altalpine Metamorphose bereits in der Unterkreide ausgebildet wurde, und daß ebenso beträchtliche tektonische Bewegungen (Weißschieferbildung etc.) bereits in der Unterkreide eingesetzt haben.

Die K/Ar-Alter der Hellglimmer aus dem östlichen Schladminger Kristallin und den Wölzer Glimmerschiefern hingegen datieren die Abkühlung der kretazischen Metamorphose (unter etwa 350 $\pm$ 50°C, Blockingtemperatur für K/Ar, Hellglimmer). Ein sehr deutliches Maximum dieser Alter fällt ins Turon (etwa 90 Ma), was auf eine relativ rasche Abkühlung zu dieser Zeit hinweist. Als Ursache dafür wird starke tektonische Aktivität (Haupttektonik im Schladminger Kristallin: Entstehung des internen Schuppenbaus, Inversion von zumindest Teilen des Schladminger Kristallins) angenommen, durch welche ursprünglich tiefere, höher aufgewärmte Krustenteile über kühlere gebracht wurden.

Hinweise für eine derartige kretazische Tektonik ergeben sich im westlichen Schladminger Kristallin aus der Untersuchung von Mikrogefügen in Zusammenhang mit geochronologischen Datierungen an permoskythischen Metasediemten, die z. T. noch mit primär sedimentärem Kontakt mit dem Kristallin verbunden sind. Sie weisen in heute tektonisch tieferer Position (z. B. Seekarspitzgebiet) eine geringere kretazische Metamorphose auf, während tektonisch höhere, nördliche Bereiche (z. B. Hochwurzen) hö-

here kretazische Metamorphosetemperaturen erfahren haben. Hinweise auf eine komplexe alpine tektonische Gliederung des Schladminger Kristallins ergeben sich sowohl aus dessen kompliziert gestaltetem Westrand mit weit in das Kristallin einspießenden Lamellen von Metasedimenten, sowie aus Mylonit- und Phyllonitzonen innerhalb des Kristallins.

Die Grenze Schladminger Kristallin/Wölzer Kristallin stellt ebenfalls eine bedeutende alpidische Bewegungszone dar. Dafür sprechen die im SE des Schladminger Kristallins verbreitet auftretenden Mylonit- und Weißschieferzonen mit NW- bis W-vergenten Bewegungsindikatoren. Strekungslineare und Schlieren aus Granatbruchstücken sind weit verbreitet. Die verdrifteten Bruchstücke dieser alpin tektonisierten Granate wuchsen alpin weiter.

Auch die stark durchbewegten Zonen im N des Schladminger Kristallins sowie wahrscheinlich auch Teile der Lessacher Phyllonitzone dürften durch derartige Relativbewegungen entstanden sein.

Die Wahrscheinlichkeit für einen großteils alpinen tektonischen Kontakt zwischen Schladminger und Wölzer Kristallin ergibt sich auch aus der räumlichen Verteilung der Altersdaten. Die kuppelartig unter den Glimmerschiefern liegenden Gneise weisen z. T. geringere alpine Metamorphosetemperaturen auf als die Glimmerschiefer mit ihren ausnahmslos alpinen Alterswerten. Die tektonisch tiefsten Anteile der Gneise zeigen die geringste alpine Beeinflussung. Diese Situation kann wohl kaum allein durch eine schräg zu voralpinen Strukturen verlaufende Lage der alpinen Isothermen erklärt werden. Ein weiterer Hinweis auf alpine Relativbewegungen könnte sich aus dem voralpinen Metamorphoseablauf der beiden Serien ergeben, wobei die Pegmatite in der strukturell höheren Glimmerschieferserie etwa um 100 Ma jünger sind als die der tieferen Schladminger Gneise (siehe oben).

Die endgültige Abkühlung erfolgte zu Ende des Campan (Abkühlalter der Biotite, $T < 300 + 50°C$). Tektonische Nachbewegungen, vor allem am N-Rand des Schladminger Kristallins, dauerten bis ins Tertiär an und verursachten weitere Verjüngung der K/Ar-Hellglimmeralter.

Die tertiäre Tauernmetamorphose, die durch den thermischen Ausgleich im kretazisch entstandenen Deckenstapel bedingt ist, zeigt im größten Teil des betrachteten Bereichs keine erkennbaren Auswirkungen. Erst im tiefsten Anteil des Schladminger Kristallins (Seekarspitzkristallin) ist ein deutlicher Einfluß erkennbar, der sich in den Altern der Feinfraktionen ($< 2\ \mu$ bis unter 30 Ma), sowie in einer weiteren Chloritisierung (Biotit wird zersetzt) und Stilpnomelanbildung äußert. Ein wesentlicher Einfluß der Tauernmetamorphose ist in den tieferen Einheiten der Radstädter Decken im südlichen Taurachtal zu erkennen, wo eine weitgehende Rekristallisation mit rein tertiären Altern der Feinfraktionen korreliert.

Die Abkühlung der Tauernmetamorphose ist auf die Aufwölbung der Tauernkuppel und die damit verbundene Erosion zurückzuführen. Dies zeigt sich auch durch die kontinuierliche Abnahme der Alter der Feinfraktionen gegen das Tauernfenster. Der wesentlichste Teil der Hebung und Abkühlung hat vor dem unteren Miozän stattgefunden (siehe auch CLIFF et al., 1985; STAUFENBERG, 1985).

Die vorliegenden Daten wurden im Rahmen von Dissertationen am Institut für Geologie der Univ. Wien erarbeitet. E. HEJL (1983) bearbeitete das zentrale Schladminger Kristallin, sowie Teile des im S und E auflagernden Wölzer Kristallins, M. ROCKENSCHAUB (1986) das östliche Schladminger Kristallin und Bereiche der hangenden Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Quarzphyllite, und P. SLAPANSKY (1987) das westlichste Schladminger Kristallin (Seekarspitzkristallin) sowie die damit verbundenen Metasedimentserien.

Literatur

CLIFF, R. A., DROOP, G. T. R. & REX, D. C.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. - J. metamorphic Geol. 1985. **3**, 403-415, Oxford 1985.

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological Data from the Eastern Alps. - (in:) H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272-281, Wien (Deuticke) 1987.

HEJL, E.: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. - Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S, 7 Beil. Wien 1983.

HEJL, E.: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289-318, Wien 1984.

HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. - Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 17-31, Wien 1984

JÄGER, E.: Introduction to Geochronology. - (In:) E. JÄGER & J. C. HUNZIKER (Hrsg.): Lectures in Isotope Geology, 1-12, Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1979.

JÄGER, E. & METZ, K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein - Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **51**, 411-414, Zürich 1971.

ROCKENSCHAUB, M.: Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Wölzer Kristallin - Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). - Unveröff. Diss. Formal. - und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 140 S, 4 Beil., Wien 1986

SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 173-188, Wien 1981

SLAPANSKY, P.: Geologische und geochronoglogische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin - Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz - Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). - Unveröff. Diss. Formal. Naturwiss. Fak. Univ. 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.

STAUFENBERG, H.: Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des östlichen Tauernfensters und seiner ostalpinen Umrahmung, abgeleitet aus Apatit-Spaltspurenaltern. - Diss. Fak. Chemie, Biologie Geowissenschaften Techn. Univ. München, 78 S., 16 Abb., 1 Tab., München 1985.

THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation Geochronologischer Daten. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17-34, Wien 1982.

VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. - (In:) H. BÖGEL (Hrsg.): Geodynamics and geotraverses around the Alps, 2 S. (vervielfältigtes Manuskript), Salzburg 1977.

11. BODENGEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN SCHLADMINGER TAUERN

H. J. MAURITSCH

Zwischen 1980 und 1985 wurden sowohl die Anteile der Grauwackenzone in den Schladminger Tauern, wie auch ausgewählte Bereiche der südlichen Schladminger Tauern, bodengeophysikalisch vermessen. Die grundsätzliche Überlegung dabei war, aus bekannten ehemaligen Bergbaubereichen heraus eine Fortsetzung geophysikalischer Strukturen zu finden. Dazu wurde ein umfangreiches gesteinsphysikalisches Vorprogramm abgewickelt, um die Chancen der anzuwendenden Methoden einerseits sowie eine möglichst eindeutige Interpretation andererseits, zu gewährleisten. In dieses Programm konnten durch Entgegenkommen der Firma MINEREX Dichte- und Suszeptibilitätswerte der Bohrkerne aus dem Raum Forstau aufgenommen werden. Im einzelnen wurden Dichte, magnetische Suszeptibilität, elektrische Leitfähigkeit, magnetische Remanenz (Größe und Richtung), Q-Faktor (Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung) sowie Polarisierbarkeit bestimmt. Es kann so zum Beispiel gezeigt werden, daß die Ennstaler Phyllite magnetisch oder gravimetrisch nicht von den Quarzphylliten oder dem Schladminger Kristallin abzutrennen sind. Anders verhält es sich mit den Grüngesteinen und Amphiboliten, die als magnetische Leitgesteine bezeichnet werden können. Innerhalb dieser Leitgesteine kann gezeigt werden, daß die dominierenden magnetischen Eigenschaften an einzelne, oft nur wenige mm mächtige Lagen beschränkt sind.

Für die flächendeckende Vermessung wurden Magnetik, Eigenpotential und VLF-Elektromagnetik sowie Induzierte Polarisation an ausgesuchten Profilabschnitten eingesetzt. Die Magnetik wurde im Planaigebiet im Raster von ca. 100 x 100 m ausgeführt, wobei in Anomaliebereichen der Punktabstand verkleinert wurde. Das eingesetzte Instrument war ein Protonenmagnetometer der Firma Geometrics mit einer Meßempfindlichkeit von $\pm$ 1 nT. Die Reduktion der täglichen Variation wurde auf einen beliebig gewählten, ungestörten Punkt südlich von Schladming und unter Verwendung der "Wiener Kurve" bezogen. Parallel dazu wurden mit einem Kappameter der Firma Geofizika, Brünn, insitu-Suszeptibilitätsmessungen ausgeführt.

Für die VLF-Elektromagnetik wurde ein Instrument der Firma Geometrics verwendet. Dabei benützt man die Eigenschaft gut leitender geologischer Körper, um unter der Wirkung von im kHz-Bereich schwingender elektromagnetischer Felder Wirbelstromsysteme zu ermöglichen, die ihrerseits ein mit gleicher Frequenz aber phasenverschoben schwingendes "Sekundärfeld" verursachen. Dieses Sekundärfeld kann mit Hilfe von zwei aufeinander senkrecht stehenden Spulen in seinem "Real-" und "Imaginäranteil" vermessen werden. Die Auswahl des richtigen Senders, der möglichst in Richtung des geologischen Streichens liegen soll, ist dabei von entscheidender Bedeutung. Die Meßrichtung sollte möglichst senkrecht auf das Streichen sein, um Einflüße des Primärfeldes zu vermeiden. Dieses Verfahren ist ein ausgezeichnetes Vorerkundungsverfahren, wenngleich auch die Interpretation viel Erfahrung und nachträglich Geländebegehung erfordert. Dies vorallem, weil die Messungen von allen "künstlichen" Leitfähigkeitsstörkörpern, wie Zäunen, Wasserleitungen, Schiliften, Erdkabeln aber auch natürlichen Gerinnen, stark beeinflußt werden.

Sind Bodenkontaktmethoden möglich, so empfiehlt sich immer eine Eigenpotentialkartierung. Dabei werden natürliche Potentialfelder, die von natürlichen Stromsystemen herrühren, gemessen. Da als Ursache immer Ausgleichsströme zwischen oxydierenden und reduzierenden Bereichen in der Umgebung von Erzkörpern oder anderen guten elektrischen Leitern wie Mylonitzonen auftreten, können diese Bereiche mit extrem hoher Reproduzierbarkeit erfaßt werden. So sind mit dieser Methode vorallem Störungen, grafitführende Phyllite sowie Brandenzonen gut kartierbar gewesen. Die Induzierte Polarisation, die wegen des großen Aufwandes im Gelände nur in ausgewählten Lokalitäten zum Einsatz kam, ermöglicht eine gewisse Selektion unter den in den Vorerkundungsverfahren gefundenen Anomalien, bzw. deren Ursachen. Das Prinzip besteht darin, daß sowohl massige als auch pigmentförmige Vererzungen Grenzflächen zu den Elektrolyten der Poren, Klüfte und anderer Wegsamkeiten bilden, die elektrische Ladungen aufbauen können. Nach Abschalten des Außenstromkreises klingen diese Ladungen nach einer Zeitfunktion ab. Dieser Abklingvorgang der Polarisationsspannung kann mit speziellen Meßanordnungen erfaßt und interpretiert werden. Durch Verwendung mehrerer Elektrodenabstände können vertikale Schnitte der Verteilung von elektrischem Widerstand und Polarisierbarkeit erstellt und mit der Detailgeologie verglichen werden. Da auch bei diesem Verfahren wie bei der SP gute Bodenkontaktbedingungen Voraussetzung für gute Ergebnisse sind, fallen Kare und Hangschuttbereiche heraus. Ebenso problematisch sind oberflächennahe Lehm- und Tonschichten, da diese auf Grund sehr guter Leitfähigkeit wie ein elektrischer Schirm wirken und ferner die auftretenden Membranpolarisationseffekte alle tieferliegenden Informationen überdecken.

Diese kurze Zusammenstellung der angewendeten Methoden sowie ihrer Anwendbarkeit führte zu einer Auswahl jener Meßgebiete, die überhaupt für eine integrierte Meßmethodik in Frage kamen. So war in den meisten Abschnitten der südlichen Schladminger Tauern nur Magnetik und VLF sowie in einigen Teilen die SP-Kartierung möglich. Im Bereich der Ennstaler Phyllite waren alle Verfahren anwendbar, auch wenn SP- und IP-Messungen in moränenbedeckten Gebieten oft nicht interpretierbar waren.

Die Meßergebnisse in den Meßgebieten "Giglachsee" und "Planai" sind in den entsprechenden Exkursionskapiteln dieses Tagungsbandes näher erörtert.

Literaturverzeichnis

DAHMEN, P.: Geologische und geochemische lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet des Oberhausgrabens SE von Schladming. - Unpubl. Dipl.-Arbeit, TU-München 1980.

MATURA, A.: Abschlußbericht, Proj.: Geologische Detailaufnahme alter Bergbaugebiete auf Blatt 127 Schladming. - GBA, Wien 1980.

MAURITSCH, H. J.: Abschlußbericht, Proj.: StA-24 - Erkundung von Mineralisierungszonen im Bereich der Schladminger Tauern (Planai-Gebiet). - Leoben 1981.

MAURITSCH, H. J.: Abschlußbericht, Proj.: StA-24/F - Geophysikalische Mineralprospektion, Südliche Schladminger Tauern. - Leoben 1983.

SEIDL, A.: Geologische und geochemische lagerstättenkundliche Untersuchungen, zwischen Ennstal und Krahbergerzinken, südlich von Schladming. - Unpubl. Dipl.-Arbeit, TU-München 1982.

12. AEROGEOPHYSIKALISCHE ERKUNDUNG IN DER OBERSTEIERMARK

von H. HEINZ & W. SEIBERL

1. Allgemeines

Der obersteirische Raum - speziell das obere Ennstal im Gebiet des Bundeslandes Steiermark - wurde in den Jahren 1978 bis 1982 zunächst im Zuge der aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) beflogen. Dieses Projekt wurde zusammen mit dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, dem Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik durchgeführt. Im Anschluß daran wurden ausgewählte Gebiete hubschraubergeophysikalischen Messungen unterzogen; in der Steiermark wurden davon die nördlichen Teile der Blätter 128 Gröbming und 129 Donnersbach sowie der Südteil des Blattes 98 Liezen erfaßt. Da im Gebiet des Kartenblattes 127 Schladming aus Rücksicht auf den Fremdenverkehr keine hubschraubergeophysikalischen Messungen stattfanden, sollen in diesem Aufsatz vor allem die Ergebnisse der aeromagnetischen Vermessung diskutiert werden. Nur randlich kann auf die auf das Blatt 127 projizierbaren Daten der hubschraubergeophysikalischen Messungen eingegangen werden.

2. Meßmethodik

Die Meßergebnisse der aeromagnetischen Befliegungen wurden in Kartenwerken herausgebracht, in denen die Isoanomalen der Totalintensität dargestellt sind. Die Totalintensität ist der Betrag des Totalfeldvektors des erdmagnetischen Feldes; ihr Wert stellt einen der aussagekräftigsten Parameter für die magnetischen Messungen dar. Das Erdmagnetfeld ist näherungsweise durch das eines Dipoles beschreibbar, der etwa 350 km vom Erdmittelpunkt entfernt angenommen werden kann und (fiktiv) um etwa 11,5° gegenüber der Erdachse geneigt ist. Nach seiner Genese jedoch ist dieses Feld im wesentlichen aus drei voneinander unabhängigen Hauptanteilen zusammengesetzt; es sind dies

-- das Hauptfeld oder "Reguläres Feld", das in Annäherung als Dipolfeld betrachtet werden kann,

-- das Variationsfeld ("Äußeres Feld"), dessen Ursprung außerhalb der festen Erde liegt und

-- das Restfeld oder Anomalienfeld ("Irreguläres Feld"), das seine Ursachen im Betrachtungsraum der Geologie hat, nämlich der oberen und obersten Erdkruste.

Zu berücksichtigen sind auch zeitliche Veränderungen, denen ein Teil des Erdmagnetfeldes unterworfen ist. Dazu gehört beispielsweise der Tagesgang, der - um Korrekturen anbringen zu können - kontinuierlich aufgezeichnet wird.

Für diese Messungen wurde ein sogenanntes Protonenpräzessionsmagnetometer verwendet; sein Meßprinzip beruht auf der Eigenschaft geladener Kernteilchen (Protonen), Eigenrotation zu besitzen. Der "Spin" (der Drehimpuls infolge dieser Eigenrotation) erzeugt ein magnetisches Kernmoment, sodaß sich jedes Proton wie ein kleiner Stabmagnet verhält. Da die Elementarteilchen in einem (protonenreichen) Medium statistisch verteilt sind, heben sich die Magnetfelder dieser Elementarmagnete gegenseitig auf, weil ja die Protonenachsen gänzlich unorientiert sind. Wird aber ein polarisierendes (= ausrichtendes) Feld an das Medium (z.B. Wasser, Kerosin u.dgl.) angelegt, richten sich die Spinachsen in Richtung dieses Feldes. Wird es abgeschaltet, vollführen die Spinachsen eine Kreiselbewegung (Präzession) um die Erdfeldrichtung. Die Frequenz dieser Präzession wiederum ist der Totalintensität direkt proportional.

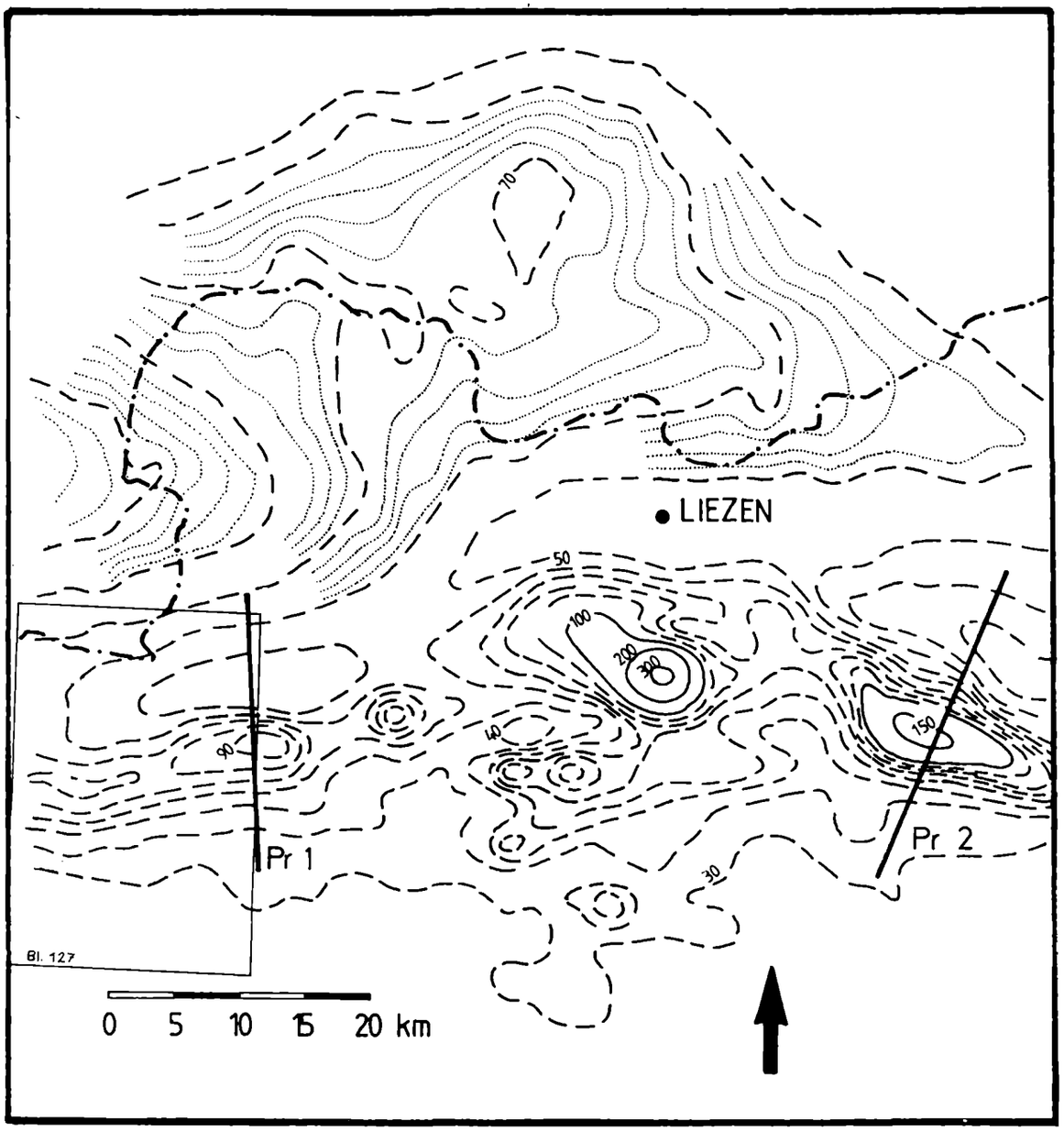
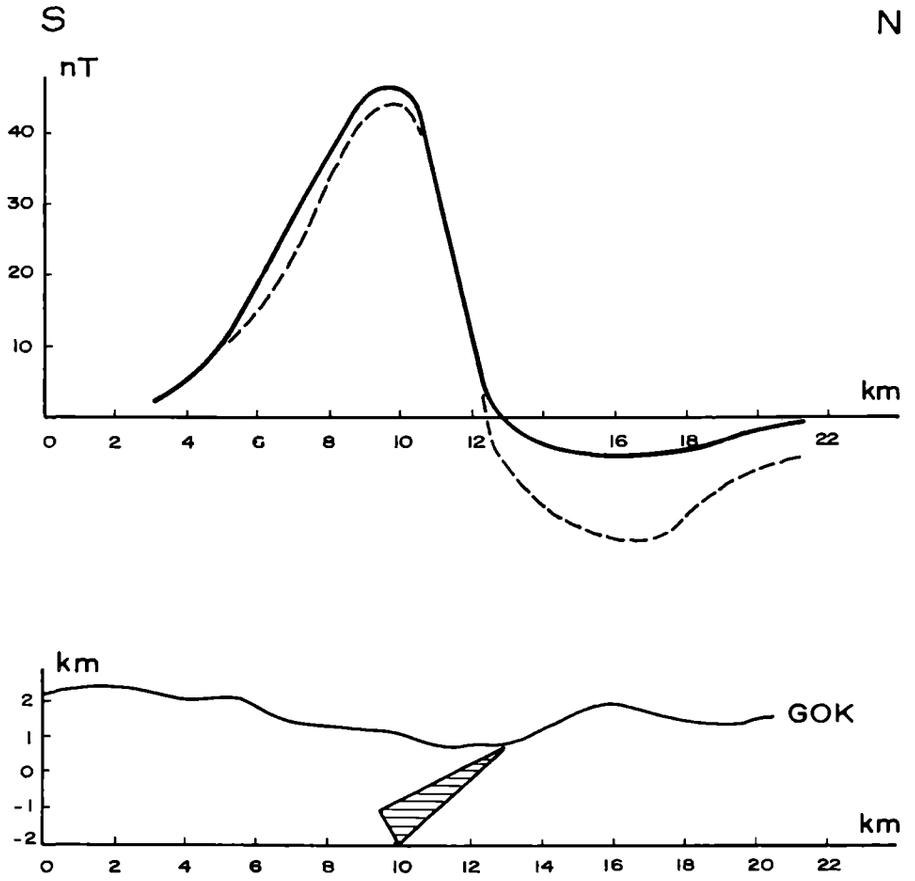


Abb. 12/1: Isoanomalen der Totalintensität (in nT) des Bereiches um Liezen und Lage der Profile 1 und 2

Das Ergebnis der Messungen nach der Eliminierung des Hauptfeldes, der zeitlichen Variationen und von Restfeldern ist in einer Isoanomalenkarte darstellbar, die Anomalien als Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld enthalten. In der Abb. 12/1 ist ein Ausschnitt aus dem Flughorizont 3000 m zu sehen, der die nordwestliche Steiermark umfaßt.

Bezüglich der Auswerteverfahren (Aeromagnetik; Elektromagnetik, Magnetik und Gammastrahlenspektrometrie vom Hubschrauber aus) vgl. HEINZ et al 1986, 1987 b, bzw. SEIBERL & HEINZ 1987 a-c.

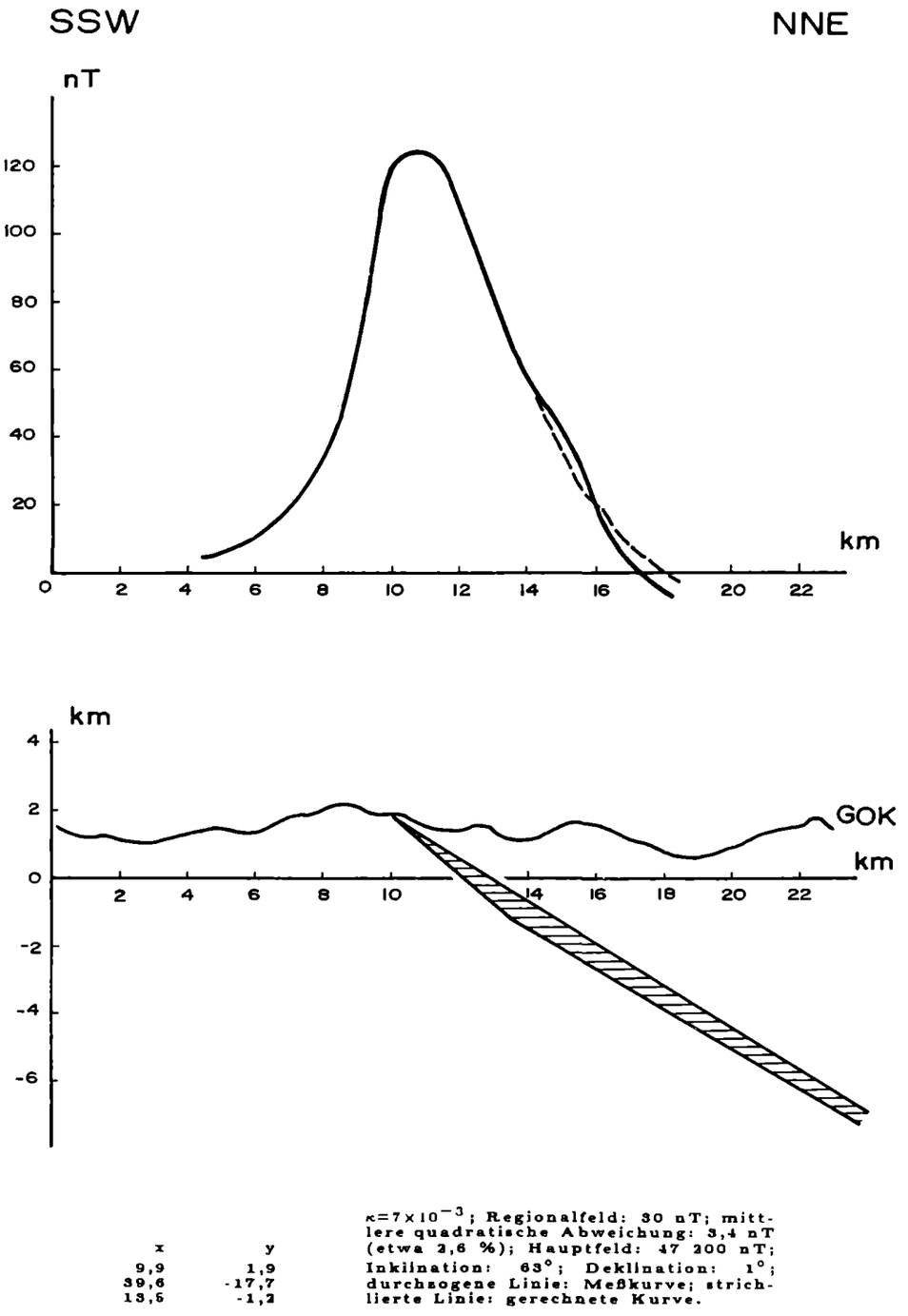


x	y
9,20	-1,00
13,28	0,82
9,75	-1,82

$\kappa = 4 \times 10^{-3}$; Regionalfeld: 35 nT + 1,1 nT/km; mittlere quadratische Abweichung: 4,84 nT (etwa 7,9 %); Hauptfeld: 47 200 nT; Inklination: 63°; Deklination: 1°; durchzogene Linie: Meßkurve; strichlierte Linie: gerechnete Kurve.

Abb. 12/2: Modellrechnung für Profil 1 in Abb. 12/1 mit zugehörigen Störkörper.

Die Meßapparatur - im wesentlichen bestehend aus einer Sonde, gefüllt mit einem protonenreichen Medium (die Sonde hängt meist unter dem Fluggerät, um dessen Störeinflüsse möglichst auszuschalten), einem Zeitschalter (er regelt die Arbeitstakte Polarisation-Abschalten-Präzessionsfrequenzmessung) und einem Signalverstärker - wird nun an festgelegten Profillinien entlanggeflogen, die im allgemeinen etwa rechtwinkelig auf die regionale Generalstreichrichtung (wenn vorhanden) projektiert werden. Zur Verbindung dieser Meßprofile werden ungefähr senkrecht auf diese in gewissen Abständen Kontrollprofile geflogen. Ein Vergleich der Meßwerte an den Kreuzungspunkten Meß-/Kontrollprofil gibt Aufschluß über die Meßgenauigkeit. Die Flughöhe wird möglichst konstant gehalten; abhängig von der Topographie werden die Meßgebiete in einzelne Flughorizonte geteilt. Im Falle der Obersteiermark sind dies die Horizonte 2500 bzw. 3000 m über Adrianull.



x	y
9,9	1,9
39,6	-17,7
13,5	-1,2

$\kappa = 7 \times 10^{-3}$; Regionalfeld: 30 nT; mittlere quadratische Abweichung: 3,4 nT (etwa 2,6 %); Hauptfeld: 47 200 nT; Inklination: 63°; Deklination: 1°; durchzogene Linie: Meßkurve; strichlierte Linie: gerechnete Kurve.

Abb. 12/3: Modellrechnung für Profil 2 in Abb. 12/1 mit zugehörigen Störkörper.

3. Ergebnisse der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs

Dominierende Elemente des betrachteten Raumes sind mehrere Anomalien, die einer von den östlichen Radstädter Tauern bis in den Bereich von Bernstein/Rechnitz ziehenden Anomaliengruppe angehören. Eine Fortsetzung dieser Zone darüber hinaus ist nach Westen zu sicher, nach Osten hin nicht auszuschließen (HEINZ et al., 1986). Alle diese Störungen des Feldverlaufes markieren recht deutlich den Grenzstreifen zwischen der nördlichen Grauwackenzone bzw. den Ennstaler Phylliten und dem ostalpinen Kristallin.

Nördlich davon (die Zone ruhigeren Feldverlaufes) sind in der Abb. 12/1 die Auswirkungen der bekannten "Berchtesgadener Anomalie" (vgl. z.B. BLEIL & POHL 1976) zu bemerken, gleichfalls eine Struktur, die über weite Strecken den Ostalpennordrand begleitet (HEINZ et al., 1986, 1987 a).

Im Süden (Masse des ostalpinen Altkristallins) ist das magnetische Muster auch recht ungestört und verhältnismäßig ruhig; die kleinräumigeren und schwächeren Anomalien sind auf seichtliegende ("intrakristalline") Störkörper zurückzuführen. Eine Auswertung der Meßergebnisse (Modellrechnungen) ergab die Möglichkeit einer Klassifizierung der Anomalien, nach der zunächst zwei Gruppen unterschieden werden konnten. - Zur einen Gruppe gehören die erwähnten Strukturen im Grenzstreifen Grauwackenzone/Phyllitzone - Ostalpines Kristallin. Sie sind vor allem durch den Tiefgang der sie verursachenden Störkörper charakterisiert. Ihre Suszeptibilitäten bewegen sich zwischen 4×10^{-3} und 7×10^{-3} (SI); somit ist ihr Magnetisierungskontrast zur Umgebung nicht allzu groß. Auf Blatt 127 Schladming ist eine solche Anomalie zu finden: Das Profil 1 beschreibt sie; es verläuft etwa zwischen Haus und Aich im Ennstal (Abb. 12/1). Der zugehörige Modellkörper stellt sich als ein nach Süden fallender Keil dar, der in ziemlich große Tiefe reicht und sich zur Geländeoberkante zusehendes verjüngt (Abb. 12/2).

Das eindeutige Südfallen und der Tiefgang dieses Körpers bedeutet, daß die Gesteine der Grauwackenzone oder die Ennstaler Phyllite (bzw. etwaige Grüngesteinseinlagerungen darin) wohl kaum als Ursache dieser Feldverlaufsstörungen in Frage kommen. - Inversionen der Stirnteile des ostalpinen Kristallins (speziell des Schladminger Kristallins) in der Nähe des westlich anschließenden Unterostalpins des Radstädter Deckensystems sind bekannt (CLAR 1965, 1973; SCHEDL 1981; HEJL & SLAPANSKY 1983). Daß aber diese Stirnschollen zwangsläufig konstant nach Süden fallen, in größere Tiefe reichen und zudem noch eine (für "altkristalline Verhältnisse") relativ hohe Suszeptibilität besitzen, ist allerdings äußerst unwahrscheinlich. Das gleiche gilt für eine Deutung dieser Strukturen als dem Unterostalpin zugehörig.

Es handelt sich also um etwas höher magnetisierte, recht mächtige Komplexe, die in beträchtliche Tiefe verfolgbar sind, und nach Ausschließung der eben angeführten Interpretationsmöglichkeiten wohl am ehesten als penninische Serien (mit Ophiolithkomplexen), die durch verhältnismäßig geringmächtige darüberliegende höhere tektonische Einheiten (Altkristallin, Grauwackenzone p.p.) der Anschauung entzogen sind. Unter diesen Gesichtspunkten sind auch die im weiteren Verlauf der Struktur (vorzugsweise nach Osten hin) liegenden Anomalien zu betrachten (in der Abb. 12/1 jene mit + 300 nT, bzw. jene, über die das Profil 2 gelegt ist). Zusammen mit den bekannten Ultrabasitvorkommen vom Hochgrößen und jenen bei Trieben (Lärchkogel) markieren sie einen mehr oder minder breiten Streifen entlang des Nordrandes des ostalpinen Kristallins bzw. unter dem südlichen Teil der nördlichen Grauwackenzone resp. der Ennstaler Phyllite.

Die Modellrechnung ergab im Falle des Profils 2 einen nach Nordnordosten einfallenden Störkörper (Abb. 12/3). Als Grund für das gegenüber dem erstbetrachteten Modell unterschiedliche Einfallen ist vor allem an die recht exponierte Lage

dieses Vorkommens (Lärchkogel) zu denken (im Stirnbereich des Seckauer Kristallins einerseits und am Schnittpunkt dieser Zone mit der bedeutsamen und offensichtlich ziemlich tiefgreifenden Pölslinie andererseits). Betrachtet man die Suszeptibilitäten dieser Störkörper, die für Ultrabasite etwas zu niedrig liegen (außer man nimmt starke Schwankungen in den Serpentinisierungsgraden an, was auch zu großen Unterschieden in der Suszeptibilität führt, vgl. SEREN 1980), so ist ein Vergleich mit den Werten gewisser Gesteine bzw. Gesteinsgruppen aus dem Gebiet der Bernsteiner und Rechnitzer Fenster angebracht (z.B. Blauschiefer, Ophicalcite 5 x 10^{-3}, Serizitphyllite 1 x 10^{-3}; WEBER et al. 1983).

Der zweite Typ von Anomalien innerhalb der vorgenommenen Klassifikation liegt im ostalpinen Altkristallin ("intrakristalline" Anomalien, HEINZ et al. 1987 a, SEIBERL & HEINZ 1987 b) und ist durch geringe Stärke und vor allem durch viel geringere Tiefe der Störkörper charakterisiert. Da die bedeutenderen dieser Strukturen weit außerhalb des Blattes Schladming liegen (z.B. die Anomalie Kraubath) sollen sie hier nur des Zusammenhanges wegen erwähnt werden; nähere Ausführungen in HEINZ et al. 1987 a.

4. Ergebnisse der Hubschraubergeophysik

Drei Meßverfahren fanden Anwendung: die Elektromagnetik, die Gammastrahlenspektrometrie und die Magnetik. Bei den elektromagnetischen Verfahren werden die Leitfähigkeiten und die scheinbaren Tiefen der Leiter erfaßt, was besonders für die Erkundung graphitischer Gesteine, sulfidischer Erzvorkommen, von Lockergesteinen, potentiellen Aquifers bzw. Grundwasserkörpern etc. von Bedeutung ist. Die Gammastrahlenspektrometrie gibt Auskunft über die natürliche Gammastrahlung von Gesteinskomplexen, und zwar in drei Energiefenstern (Kanälen): für Kalium, Uran und Thorium. Für die Magnetik gilt, abgesehen von der Flughöhe, im Allgemeinen das in Kapitel 2 Erwähnte. Bei den hubschraubergeophysikalischen Messungen, die z.T. aufgrund der Auswertung der Ergebnisse der aeromagnetischen Befliegung geplant werden (und die daher einzelne Gebiete schwerpunktmäßig und detailliert umfassen) beträgt die Flughöhe etwa 80 m über der Geländeoberkante (Sollflughöhe).

Im allgemeinen zeigen vor allem diskrete Zonen im Grenzbereich Ennstaler Phyllite/ostalpines Kristallin ausgeprägte Minima der elektrischen Widerstände (gute Leitfähigkeit), die in etwa 25 - 30 m Tiefe liegen und höchstwahrscheinlich in den Bereich des Kartenblattes 127 Schladming ihre Fortsetzung finden, und sich auch bis in das Kartenblatt 129 Donnersbach fortsetzen; (die beschriebenen Ergebnisse stammen von Blatt Gröbming, vgl. SEIBERL & HEINZ 1987 a, b,c). Ihre Beziehung zum Kupferkiesvorkommen Walchen scheint von lagerstättenkundlicher Relevanz zu sein. Die Fortsetzung der Zonen guter Leitfähigkeit in das Blatt Schladming ergibt sich aus den Trends der Isolinien. Weitere Ergebnisse aus den elektromagnetischen Messungen sind nicht auf das Blatt Schladming projizierbar.

Aus der Gammastrahlenspektrometrie jedoch lassen sich kurz einige Gesteinscharakteristika, die auch für das Blatt Schladming Gültigkeit haben, aufzählen:

Kaliumkanal:

Glimmerschiefer (Wölzer Glimmerschiefer)	150 bis 200 cps
Marmore (Typ Sölk, Brettstein)	100 bis 120 cps
Ennstaler Phyllite	Background (um 70 cps)
Moränenmaterial, junge Deckschichten	je nach Zusammensetzung; jedoch stets unter 100 cps

Urankanal:
Glimmerschiefer (vor allem mit Amphiboliten) ..... um 40 cps
Marmore (Typ Sölk, Brettstein) ..... um 35 cps
Ennstaler Phyllite ..... um 15 cps
Moränenmaterial etc. ..... wechselnd, siehe oben

Thoriumkanal:
Glimmerschiefer ..... 70 bis 80 cps
Marmore (Typ Sölk, Brettstein, Gumpeneck) ..... 50 bis 60 cps
vulkanogen beeinflußte Gesteine, bzw. vulkanogene
Gesteine der nördlichen Grauwackenzone ..... 50 bis 60 cps
Moränenmaterial etc. ..... um 60 cps

(cps = counts per second; Zählraten; Maß für die Intensität der einfallenden, zu messenden Gammastrahlung).

Literatur

BLEIL, H. & POHL, J.: The Berchtesgaden magnetic anomaly. - Geol.Rdsch., 65, H.2, Stuttgart 1976

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh.Geol.B.-A., Sdh.G, Wien 1965

HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R.: Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. - Proj.Ber., NC-6p/84, Geol.B.-A., Wien 1986

HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W.: Auswertung aeromagnetischer Daten aus der Steiermark. - Proj.Ber., StC-20a/85, Geol.B.-A., Wien 1987 a

HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W.: Auswertung aeromagnetischer Daten im Burgenland. - Proj.Ber. BC-2d/84, Geol.B.-A., Wien 1987 b

HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. - Jber. 1982, HS-Schwerpunkt S 15, Graz 1983

SCHEDL, A.: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. - Unveröff.Diss..Univ. Wien, Wien 1981

SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Öblarn. - Proj.Ber. Stc-1e/83, FGJ Wien - Graz, 1987 a

SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Pruggern. - Proj.Ber. StC-10/80, FGJ Wien - Graz, 1987 b

SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Aigen. - Proj.Ber. StC-10/86, Geol.B.-A., Wien 1987 c

SEREN, S.S.: Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentines. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1980

WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALLACH, G.: Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S 15/15. Jber. 1982 HS-Schwerpunkt S 15, Graz 1983

13 a. ZUR VERERZUNG DER SCHLADMINGER TAUERN

Von O. M. FRIEDRICH

(Auszug aus "Kurzfassung über die Vererzung der Schladminger Tauern". - Leoben 1975)

Die Lagerstätten gehören verschiedenen Typen an:
1. Silberreiche Blei-Zinkerzlagerstätten,
2. Silberführende Kupferkies-Fahlerzvorkommen,
3. Kiesvorkommen verschiedener Art,
4. Kupfererze der oberen Giglerbaue und
5. Ni-Co-Bi- und Ag-Vorkommen der Zinkwand und des Vöttern.

Der Typus 1 ist flächig ausgebildet; das Erz, vorwiegend Bleiglanz, ist in das s eingeschlichtet, geht örtlich aber manchmal in breschige Gangtrümer über. Die Vorkommen dieses Typs waren die Grundlage des einstigen Silberbergbaues (Eschach, Roßblei, Eiskar).

Diese Lagerstätten sind an hellgrüne, oft seidenglänzende Serizitschiefer gebunden, über die das Hangende wie ein Deckel oder ein Dach darüberliegt. Dieses ist zwar meist reichlich staffelig zerstückelt, läßt sich aber von Abbau zu Abbau gut verfolgen, erleichterte den Aufschluß neuer Erzlinsen sehr, wirkte oft auch als tektonische Bewegungsfläche.

Die Lagerstätten dieses Typs sind i.A. recht gleichartig, doch kommen z.B. im hangenden Martinlager in der Eschach auch Sonderformen mit vorwiegend Fahlerz und allerlei Bleispießerzen vor. Die Formen der "Erzlager" sind aus Lichtbildern und den Grubenkarten in O. M. FRIEDRICH 1967 zu entnehmen.

Der Typus 2, vertreten durch die Lagerstätte Krombach, ist an Serizitquarzite gebunden, die im Gebiete Hochwurzen - Rohrmoos auch Geröll-Lagen führen und Späne der Radstädter Serizitquarzite sind.

Gerade diese Gerölle führenden Lagen enthalten immer wieder Spuren von Kupfererzen (Rohrmoos), die sich örtlich zu den einst bauwürdigen Silber-Kupferlagerstätten anreichern. Als Haupterze treten Kupferkies und Fahlerze auf; sie bilden meist dünne, in s eingeschlichtete Lagen (cm-Bereich), schwellen örtlich aber beträchtlich an. Quarz überwiegt den Dolomit als Lagerart weitaus, weiters kommen brauner Turmalin, Albit und Apatit vor. Die Erze und die Lagerarten sind mit dem Nebengestein metamorph verschweißt.

Diese Kupfererzvorkommen ziehen von der Hochwurzen über Rohrmoos ins Obertal, über Krombach, dem Mitterbergkamm ins Untertal und weiter über den Krahbergzinken ins Seewigtal. Dieser Zug stellt eine wellig gefaltete, von vielen Verwerfern staffelig zerteilte, manchmal auch weithin unterbrochene Lage dar, einen Schichthorizont.

Zum Typus 3 werden verschiedene Kiesvorkommen zusammengefaßt. Von feinen Durchtränkungen oft dünnblätteriger Schiefer (Branden) leiten Übergänge einerseits zu den Alaunschiefern, andererseits zum Typus der "alpinen Kieslager". Dieser Begriff, den schon A. REDLICH einführte, bezeichnet linsig-schlierige Eisenkies-Kupferkiesvorkommen, von Derberz bis zu armen Imprägnationen, in die Schieferung eingeschlichtet, an Grünschiefer gebunden und metamorph. Sie wurden einst

auf Kupfer und Schwefel abgebaut, später als Kies für die Schwefelsäure- und Papiererzeugung. H. UNGER (1972 a, b) hat sich in mehreren Arbeiten mit ihnen befaßt, ebenso F. HENGEMANN (1948). Sie werden heute meist gedeutet als synsedimentäre Ablagerungen im Gefolge basischer Vulkanite; die zugehörigen Tuffe sind wie die Erze und die kiesdurchtränkten sonstigen Nebengesteine zu Grünschiefern metamorphosiert.

Sonderfälle bieten das Magnetkiesvorkommen bei der "Weißen Wand" im Untertal, jenes von der Neualm und das Arsenkies-Scheelitvorkommen im Weidtal am Fastenberg.

Der Typus 4 tritt vor allem im stark diaphthoritischen Schladminger Kristallin auf, im Zerrüttungsbereich über bzw. nahe der Überschiebung über den unterostalpinen Lantschfeldquarzit bzw. die Radstädter Trias. Viel Ankerit, aber auch Quarz verkitten die bei der Überschiebung entstandenen Gesteinsschollen und Mylonite. Kupferkies, Fahlerz und wenig Co-Ni-Erze treten neben Arsenkies in teilweise sehr grobspätigem, d.h. nachtektonisch kristallisiertem Ankerit und Eisendolomit auf. Fein mit Pyrit durchsetztes Gestein, etwa den Branden entsprechend, ist besonders häufig mit den Kupfererzen verwachsen. Einzelheiten sind ausführlich in O. M. FRIEDRICH 1969 gebracht. Die tektonische Stellung entspricht weitgehend jener der Lagerstätte Seekar am Radstädter Tauern (J. G. HADITSCH, 1964), nur herrschen dort die Gangbildungen stärker vor, hier mehr die lagerartigen, d.h. in die Schieferung eingeschlichteten Fälle, wenngleich auch hier Gangtrümer reichlich vorhanden sind.

Der Typus 5, die durch ihre Co-Ni-Bi und Ag-Minerale berühmten Lagerstätten der Zinkwand und des Vöttern umfassend, hängt enge mit dem vorigen zusammen, sowohl seiner tektonischen Lage nahe der großen Überschiebung des Schladminger Kristallins über die unterostalpinen Einheiten, wie auch durch seinen Mineralinhalt. Die Unterschiede sind mehr gradueller Art. Beide sind - sieht man von den die Vererzung anregenden Branden ab - epigenetisch. Sie setzen in den letzten Akten der großen Überschiebung ein, da sie teilweise noch fließend verformt worden sind, überdaueren diese und verheilen deren Rupturen. Mehrfach sieht man, daß der Eisendolomit/Ankerit ehemalige Kalklagen eines kalkigen Schiefers verdrängt, doch könnte zumindest ein Teil des reichlich vorhandenen Ankerits aus unterlagernden Triaskalken und -dolomiten entbunden und verlagert worden sein. Auch wäre es denkbar, daß zumindest Teile der Metallgehalte aus den Typen 1, 2 und 3 mobilisiert und in 4 und 5 wieder ausgefällt sein könnten.

Der Mineralbestand der verschiedenen Lagerstätten ist teils in meinen ersten Bearbeitungen ausführlich besprochen, weiters bringt die Broschüre "Erzminerale der Steiermark" (O. M. FRIEDRICH, 1959) zahlreiche Lichtbilder von solchen, ebenfalls die 3. Folge der Neubearbeitung (O. M. FRIEDRICH, 1975).

Zusammenfassung

Die Lagerstätten der Schladminger Tauern gehören nicht nur verschiedenen Typen an, sondern sind auch sehr altersverschieden. Die flächig ausgebildeten, früher als "Lagergänge" bezeichneten sind paläozoisch, einige, wie das Vorkommen Weidtal wegen des darin enthaltenen Scheelits nach R. HÖLL & A. MAUCHER (1976) und A. MAUCHER (1976) sehr wahrscheinlich altpaläozoisch. Sie sind (variszisch ?) metamorph überprägt. Die alpidische Orogenese erzeugte in diesen Lagerstätten - wie in den Gesteinen - Diaphthoresen, sonst Ruschelzonen oder Verwerfer, brachte aber keine Metallzufuhren, höchstens Umlagerungen. Lediglich da und dort sind auf den Ruscheln und jungen Klüften Kluftminerale, auch Zeolithe neu gebildet worden, manchmal mit Spuren umgelagerter Erze, z.B. Wasserfallrinne, Eiskar.

Hingegen sind im Störungsbereich, an dem das Schladminger Kristallin auf die unterostalpinen Gesteine der Radstädter Decken aufgeschoben ist, sehr umfangreiche Lösungsumsätze abgelaufen mit Zufuhren von Cu, Co, Ni, As usw. Es ist aber möglich, daß diese Umlagerungen entstammen, ähnlich, wie dies für die begleitenden Eisendolomite/Ankerite vermutet wird. Besonders bei diesen Lagerstätten wirkten feinste Kiesgehalte des Nebengesteins sehr nachhaltig auf die Mineralisierung.

Eine Bindung der Schladminger Lagerstätten an metallspendende Magmenkörper, etwa an einen hypothetischen "Schladminger Granit", ist nicht nachweisbar. Wohl aber kann dessen Granitisierung die Metamorphosen der alten Lagerstätten ausgelöscht bzw. beeinflußt haben. Eine einheitliche "alpine Metallogenese" liegt diesen Lagerstätten nicht zu Grunde.

Literaturverzeichnis

FRIEDRICH, O. M.: Erzminerale der Steiermark. - Veröff.Min.Abt.Joanneum Graz, 1959, 1-58

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming, I. Teil. - Arch.f.Lagstforschg.i.d.Ostalpen, **5**, 1967, 80-130, Leoben 1967.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming, II. Teil. - Arch.f.Lgstforschg.i.d.Ostalpen, **9**, 1969, 107-130, Leoben 1969.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming, III. Teil. - Arch.f.Lgstforschg.i.d.Ostalpen, **15**, 1975, 29-63, Leoben 1975.

FRIEDRICH, O. M.: Kurzbericht über die Vererzung der Schladminger Tauern. - Arch.f.Lgstforschg.i.d.Ostalpen, **15**, 1975, 117-127, Leoben 1975.

HADITSCH, J. G.: Die Cu-Ag-Lagerstätte Seekar (Salzburg). - Arch.f.Lagerstättenforschg.i.d.Ostalpen, **2**, 1964, 76-120, Leoben 1964

HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner, vulkanischer Stoffzufuhr.-Fortschr.Min., **27**, 1948, 54-55.

HIESSLEITNER, G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming.-BHJb., **77**, 104-123, Wien 1929.

HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The stratabound ore deposits in the Eastern Alps. - Handb.stratab.stratif.ore dep., Elsevier Amsterdam 1976.

MAUCHER, A.: The stratabound Cinnabar-Stibnite-Scheelite Deposits. - Handb.stratab.stratif.ore dep., Elsevier Amsterdam 1976

UNGER, H.: Die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten (Alpine Kieslager) der nördlichen Grauwackenzone. - Arch.f.Lgstforschg.i.d.Ostalpen, **13**, 1972, 59-75, Leoben 1972 a.

UNGER, H.: Die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten (Alpine Kieslager) im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone. - 2.Intern.Symp.Min.Dep.Alp., 141-157, Laibach 1972 b.

13 b. ZUR VERERZUNG DES GEBIETES ZINKWAND-VETTERN-GIGLACH

Von A. SCHEDL

(Auszug aus "Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern." - Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., Wien 1981)

Die nachfolgenden Erörterungen stützen sich vor allem auf Beobachtungen an Haldenmaterial und auf Eindrücke, die bei kurzen Grubenbesichtigungen im Bereich der Zinkwand und der Oberen Giglerbaue gewonnen werden konnten. Ein besonderes Augenmerk galt der Untersuchung des Makro- und Mikrogefüges der Vererzungsbereiche, da sich daraus wichtige Befunde für eine genetische Einordnung der Lagerstätten ergeben.

Aus den Beobachtungen an Anschliffen und Dünnschliffen lassen sich für die untersuchten Lagerstättenbereiche im wesentlichen zwei Vererzungstypen unterscheiden:

a) primäre synsedimentäre Sulfidvererzungen der Schwarzschiefer
b) syn- bis postorogene Vererzung mit Remobilisierung eines präexistenten Mineralbestandes aus den Schwarzschiefern.

ad a) Die primäre Sulfidvererzung in den Schwarzschiefern ist eine syngenetische, synsedimentäre Erzbildung. Für eine sedimentäre Anlage dieser Vererzung sprechen eine Reihe von Argumenten:

1. Generell schieferungs- und schichtparalleler Verlauf der Vererzung in bestimmten Leithorizonten, wobei ein stoffkonkordanter Verlauf der Vererzung über weite Distanzen verfolgbar ist.
2. Feinrhythmische Wechselfolge von Erz und pigmentierten Quarzphylliten (Schwarzschiefer).
3. Gemeinsame Deformation und metamorphe Überprägung von Erzlagen und phyllitischem Trägergestein; feinschichtige Abfolgen reflektieren hier besonders deutlich gemeinsame Verformungsbilder.

Das allgemeine Erscheinungsbild der Schwarzschiefervererzung kennzeichnet eine feinkörnige, deutlich in s angelegte Imprägnationsvererzung. In den Lagerstättenbereichen entwickelt die synsedimentäre Vererzung bisweilen auch cm-dicke Lagen. Als Haupterze treten vor allem polymetallische Sulfiderze auf, wovon in den feinimprägnierten Schwarzschiefern nur Phyrit, Arsenkies, Kupferkies und Magnetkies eindeutig determinierbar sind.

In dem zur Beobachtung zur Verfügung stehenden Probenmaterial konnten keinerlei Hinweise auf eine epigenetische Zufuhr von Erzlösungen entlang von Klüften festgestellt werden. Man hat es hier offensichtlich mit den gleichen Besonderheiten der Vererzung zu tun, wie sie auch in verschiedenen anderen altpaläozoischen, synsedimentären Lagerstätten der Ostalpen auftreten. Ein primär vorhandener Erzbestand reagiert auf tektonische Einflüsse und auf die PT-Bedingungen der auftretenden Metamorphose ausgesprochen sensibel und wird relativ rasch mobilisiert. Karbonat aus sedimentär angelegten karbonatreichen Lagen kann unter denselben Bedingungen ebenfalls sehr rasch über die sedimentären Schichtgrenzen hinaus umgelagert werden. Dabei bietet es ein geeignetes Medium für weitgehend isochemische Lösungsumlagerungen und Erzanlagerungen. Die Dimension lokal begrenzter Lösungstransporte dürfte dabei aber nicht überschritten worden sein.

Auf Grund der altersmäßigen Rückdatierung der Erzanreicherungen in das Altpaläozoikum müssen die Erzkörper zusammen mit den Nebengesteinen mindestens von variszischen und alpidischen Orogenphasen überprägt worden sein. Eine zeitliche Zuordnung der Mobilisationsprozesse zu konkreten Faltungsphasen ist aus den bisher gemachten Beobachtungen noch nicht möglich. Für eine eindeutige Typisierung der auftretenden Bewegungsbilder fehlt es noch an umfangreichen Gefügedaten aus den Grubenbereichen.

Im Bewegungsschema der alpidischen Faltungsphasen entsprechen die annähernd E-W streichenden Karbonatgänge ac-Reißklüften, die infolge einer E-W verlaufenden Querstauchung entstanden sein könnten, was aber durch Geländebeobachtungen noch nicht belegt werden konnte. Eine alpidische Anlage dieser Karbonatgänge entlang präalpidisch geformter h0l-Klüfte kann man ebenfalls nicht ausschließen. Schließlich bleibt auch die Möglichkeit offen, daß die Umkristallisationen und Verheilungsprozesse bereits vor der alpidischen Phase abgeschlossen waren und die Lagerstätte alpidisch eine weitere tektonische Prägung erfahren hat, die sich aber auf bruchtektonische Vorgänge beschränkt.

In den nunmehr erfolgten Untersuchungen konnten keinerlei Anzeichen großtektonischer Bewegungshorizonte innerhalb und im Nahbereich der Lagerstätten konstatiert werden, sodaß eine Erzzufuhr im Rahmen einer Überschiebungstektonik für die untersuchten Lagerstättenbereiche auszuschließen ist.

Zur Genese

Die jetzigen Untersuchungen an den Lagerstätten Zinkwand-Vetternspitze lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß die Erzzufuhr der polymetallischen Sulfidformation nicht der alpidischen Metallogenese angehört.

Die Vererzung scheint vielmehr primär schichtgebunden an bestimmte Leithorizonte in Form von Schwarzschiefern bis karbonatführenden Quarzphylliten aufzutreten und in einer engen regionalen Bindung zu den Metavulkaniten des untersuchten Gebietes zu stehen. Die orogenen Phasen zuzuordnenden karbonatischen Gänge und Reißklüfte, an deren Scharungen mit den Schwarzschiefern es gehäuft zu Ni-Co-Mineralisationen kommt, bezeugen lokale Lösungsumsätze und Remobilisationen eines präexistenten Mineralbestands und stellen als solche keine eigene Vererzungsphase mit ausgeprägter Metallzufuhr dar.

Rekapitulierend kann man für die Ni-Co-Lagerstätten Zinkwand-Vetternspitze eine zweiphasige Lagerstättenbildung postulieren:

1. Phase: Bildung einer syngenetischen, polymetallischen Sulfidvererzung durch aszendente vulkanische hydrothermale Lösungen in Sedimenten mit stark reduzierendem Ablagerungsmilieu; hydrothermale Lösungen entstammen Subduktionsprozessen im Bereich eines Kontinentalrandes; prämetamorphe-präkinematische Phase; Kambro-orodovizisch (?)
2. Phase: Remobilisation primärer Erzanlagerungen in Anwesenheit fluider Phasen unter Ausbildung lokaler - diskordanter Erzlagen; syn- bis postkinematische Phase; möglicherweise alpidisch, ein variszisches Alter ist jedoch definitiv nicht auszuschließen.

14. ZUR GESCHICHTE DES SCHLADMINGER BERGBAUES

A. WEISS

Die zahlreichen Erzlagerstätten der Niederen Tauern waren durch viele Jahrhunderte hindurch Gegenstand einer reichen Bergbautätigkeit, die von größter Bedeutung für die wirtschaftliche Entwicklung des Raumes Schladming und des Ennstales war. Zur Entstehung einer ausgedehnten Montanindustrie trugen nicht nur die reichen Vorkommen von Silber-, Kupfer-, Kobalt- und Nickelerzen, sondern auch die Vielfalt der Erze bei, welche eine günstige Verhüttung ermöglichten. So ließen sich zum Beispiel die silberhältigen Fahlerze der Schladminger Gruben infolge ihres geringen Schwefelgehaltes nur schwer ausschmelzen. Eine Verbesserung des Hüttenprozesses konnte durch den Zusatz von Kiesen aus der Walchen erzielt werden.

Das Schladminger Bergbaugebiet erstreckte sich über die Schladminger Tauern und deren nördliche Ausläufer. Das Zentrum lag im Einzugsgebiet des Obertales. Der Bergbau in der Walchen bei Ölbarn befand sich in rückwärtigen Teil dieses Tales am südwestlichen Abhang des Karlspitz. Der Bereich des Mandlinger Bergbaues erstreckte sich entlang am linken Ufer der Kalten Mandling, nördlich der Ortschaft Mandling. Der Kohlenbergbau von Klaus-Pichl lag an der Nordseite des Ennstales zwischen Pichl und Schladming, rd. 200 m über der Talsohle.

Die Montanverwaltung erfolgte zunächst durch ein eigenes Berggericht, 1408 wurde erstmalig ein Berggericht erwähnt. Von 1767 bis 1814 bestand in Schladming eine Berggerichtssubstitution als Außenstelle des Berggerichtes Eisenerz bzw. später Vordernberg und Leoben. Im Jahr 1850 wurde die Berghauptmannschaft Leoben eingerichtet. 1871 fiel die Steiermark in den Wirkungsbereich der Berghauptmannschaft Klagenfurt, als erste Instanz war für die Obersteiermark das Revierbergamt Leoben zuständig. Seit 1921 schließlich ist die Berghauptmannschaft Leoben für den Schladminger Bereich zuständig.

Bei der Entwicklung des Bergbaues im Raum Schladming sind drei wesentliche Phasen zu unterscheiden, nämlich
- die spätmittelalterliche, auf die Gewinnung von Silber und Kupfer gerichtete Bergbautätigkeit bis zum Jahr 1525;
- die Versuche der Wiederbelebung des Bergbaues nach der Zerstörung der Stadt Schladming;
- die Gewinnung von Kobalt- und Nickelerzen im 18. u. 19. Jahrhundert.

Die Anfänge des Schladminger Silberbergbaues sind in das letzte Viertel des 13. Jahrhunderts zu verlegen. Um das Jahr 1200 stieg im Gefolge des Aufblühens des Handels die Nachfrage nach Silber, dem herrschenden Münzmetall des Mittelalters stark an. Alsbald setzte in den Alpenländern eine rege Suche nach Edelmetallen, insbesondere nach Silber ein. Auch die Steiermark blieb von diesem Silberfieber nicht verschont. Unter den in der Folge entstandenen Bergbauen ragten jene von Oberzeiring und Schladming besonders hervor. Im Jahre 1289 kaufte Herzog Albrecht I. das Dorf Schladming von den Salzburger Ministerialen von Goldeck, zu einem sehr hohen Preis, der sich möglicherweise durch die innerhalb des neu erworbenen Gebietes gelegenen Erzvorkommen erklären läßt, ab. Im Jahr 1304 verlieh Königin Elisabeth, eine Tochter Meinhards II. von Tirol, dem Dorf Rechte, die seine Bewohner den Bürgern anderer Märkte gleichstellte. Um das Jahr 1322 erfolgte die Stadterhebung. Von den zahlreichen meist in großer Höhe gelegenen Bergbauen finden in dieser ersten Phase bereits jene im Bereich des Duisitz Kars, der Giglachalm, der Eschachalm, des Eiskars, des Vetterngebirges, der Zinkwand, der Lignitzhöhe und im Znachtal Erwähnung.

Die ersten Gewerken waren wohl mit den Erzsuchern ident, die sich in Schladming niederließen. Zu Beginn des 15. Jahrhunderts dürfte in Schladming bereits eine große Berggemeinde bestanden haben.

Am 16. Juni 1408 erließ der Bergrichter Leonhard der Eggelzain aufgrund eines Wahrspruches des Rates, der Bürger, der Knappen und der ganzen Gemeinde, arm und reich, den Schladminger Bergbrief, ein Bergweistum von europäischer Bedeutung. Der Schladminger Bergbrief umfaßt achtzehn Punkte. Er bestimmt unter anderem, daß der Bergrichter die Bergbaue verleihen soll, jedoch nicht mehr als drei "Feldbaue", das heißt Gruben an eine Gesellschaft; setzt Fristen; trifft Bestimmungen für das Feuersetzen, den "Gottgerat" oder das Erzsuchen, gegen den "Alefanz" oder die Übervorteilung der Grubengenossen, gegen das Verführen von "ungefronten", das heißt nicht versteuertem Erz und gegen die Schädigung der anderen Gewerken. Durchaus antikapitalistisch ist die im Schladminger Bergbrief enthaltene Beschränkung der Belehnung einer Gesellschaft auf nur drei Felder. Dieser demokratische, germanisch-rechtliche Grundzug des Denkens der obersteirischen Bergleute bildete eine maßgebliche Komponente für das Zusammengehen der Bergknappen mit den Bauern während des großen Aufstandes von 1525.

Wie bereits erwähnt, betrieben zunächst die Bürger des Marktes Bergbaue und Hütten. Zu Beginn des 16. Jahrhunderts schienen auch Kaiser Maximilian I. und andere vermögende Persönlichkeiten als Gewerken auf.

Nach der Zerstörung der Stadt im Jahr 1525 fehlte es den ausgeplünderten Bürgern an Kapital, sowohl für die neuerliche Aufnahme der Gewinnung als auch für den Wiederaufbau der Hütten. In der Folge brachten verschiedene Adelige die Gruben an sich, so die Herren von Mosheim, Katzbeck von Katzenstein aber auch der Gasteiner Gewerke Christoph Weitmoser. Um 1548 betrieb Herzog Ernst von Bayern als Salzburgerischer Administrator bei den Giglachseen einen Bergbau. Im Schladminger Obertal baute das Stift Admont unter Abt Valentin Abel.

Wie in den übrigen österreichischen Alpenländern traten im 16. Jahrhundert auch in der Steiermark oberdeutsche Handelshäuser im Fernhandel und insbesondere im Bergbau in Erscheinung. Von dieser Entwicklung konnte auch der Silber- und Kupferbau im Ennstal nicht unberührt bleiben. Um 1550 traten die Handelsherren Sitzinger aus Nürnberg und Prantmayr aus Augsburg in der Walchen als Gewerken auf, wo sie den seit fast 100 Jahren bestehenden Kupferbergbau neu belebten und ein neues Hüttenwerk errichteten. 1560 betätigten sie sich auch in Schladming.

Ab dem letzten Viertel des 16. Jahrhunderts waren die Erträge des Bergbaues rückläufig, 1609 zogen sich die Sitzinger aus dem Ennstal zurück. Schließlich betrieb um 1610 nur mehr der Hofvizekanzler Graf Balthasar Laymann in Schladming einen Bergbau. Den Bergbau in der Walchen erwarb 1666 Hans Adam Stampfer um ihn großzügig auszubauen.

Ab 1649 war das Haus Fugger im Schladminger Obertal und am Mandling tätig. 1658 wurden die Bergwerke an den Salzburger Handelsherrn Johann von Feuerzeuger verkauft, von dessen Erben gelangten die Gruben im Obertal an Johann Gottlieb Stampfer, der sie glücklos weiterführte.

Die Erschöpfung der alten Lagerstätten stand in einem merkwürdigen Gegensatz zum Interesse breiter Kreise am Schladminger Bergbau. Schatzsucher wie ein Wenzel Brodetzky oder ein Nikolaus Schio, Letzterer war Hof- und Akademietanzmeister in Wien, versuchten erfolglos eine Wiederbelebung des Bergbaues. Der Niedergang des Bergbaues ist auch gekennzeichnet durch die Aufhebung des Schladminger Berggerichtes im Jahr 1767.

Der Spanische Erbfolgekrieg (1701-1714) hatte eine große Nachfrage an Kupfer zur Folge, der Ausbruch eines Aufstandes in Ungarn im Jahre 1703 unterband die Einfuhr von Vitriol. Beide Ereignisse wirkten belebend auf den Kupferbergbau, der vor allem in der Walchen einen nie gekannten Höhepunkt erreichte.

Ab dem Jahr 1739 ließ der Staat unter dem Einfluß merkantilistischer Gedanken eine Bergwerkserhebung mit dem Ziel durchführen, den daniederliegenden Edelmetallbergbau neu zu beleben. Als Maria Theresia im Jahr 1763 allgemein die Suche nach mineralischen Bodenschätzen anordnete und gleichzeitig eine Belohnung für Funde in Aussicht stellte, setzte eine fieberhafte Suche nach Erzen ein. Im Gefolge dieser Arbeiten dürfte auch der Wert der den Silbererzen beibrechenden Kobalterze, vor allem im Bereich der alten Bergbaue auf der Zinkwand, dem Vetternkar, der Giglachalm und Neualpe erkannt worden sein.

Um 1746 besaß die Firma Fr. X. Schütz und Comp. ein Privilegium zur Erbauung von Kobalt für die Erzeugung von Smalte usw.. Schütz hatte auf der Neualm, sieben Stunden von Schladming entfernt gemutet und vier Grubenmaße auf Kobalterze verliehen bekommen.

Im Jahr 1763 wurde durch das Montan-Ärar in Schladming die "K. K. Kobald-Bauinspektion" eingerichtet, die Hofkammer ordnete intensive Untersuchungen und markscheiderische Aufnahmen an, um eine allfällige Abbauwürdigkeit feststellen zu können. Ab dem Jahr 1766 betrieb dann die "Wiener Kobaldbaugewerkschaft" den Abbau.

Neben der Suche nach neuen bauwürdigen Lagerstätten trachtete man auch die Verhüttung der Erze durch Substitution und Einsparung des teuren und immer knapper werdenden Brennstoffes Holz kostengünstiger zu gestalten. Ab dem Jahr 1755 verwendete der Schladminger Bergverwalter Seling mit Holzkohle vermischte Braunkohle bei der Verhüttung von Erzen. Die Kohle wurde auch in Vitriol- und Alaunwerken benützt. Im Jahr 1796 wurden die Lagerstätten vom Ärar belegt. Bei der Gewinnung waren jedoch nur zwei Arbeiter beschäftigt. Im Bereich Klaus-Pichl wurde auch ein Abbauverfahren und System für die Anlage von Kohlenbergwerken entwickelt, das als Schema bei Berggerichten und Oberbergämtern aufgelegt wurde.

Seitens der "Wiener Kobaldbaugewerkschaft" wurde auch versucht die Silbergehalte von beibrechenden Erzen auf wirtschaftliche Weise zugute zu bringen. Im Jahr 1787 hatte Ignaz von Born das in Spanien und Südamerika längst geübte Anquicken von Silbererzen in einer weiterentwickelten und verbesserten Form in Oberungarn eingeführt. Das neue Verfahren dürfte auch bei den Schladminger Hüttenleuten auf Interesse gestoßen zu sein, dem es ermöglichte Silber und Gold aus Erzen und Schwarzkupfer brennstoffsparender auszubringen. Das Berggericht Vordernberg erteilte 1787 der "Wiener Kobaldbaugewerkschaft" unter ihrem Direktor Augustin Thomoser die Genehmigung zur Errichtung einer Anquickhütte. Dieser ließ hierauf sowohl im Bereich von Gratwein bei Graz als auch in der Krumpen bei Vordernberg und in der Herrschaft Gallenstein nach Quecksilbererzen schürfen.

Von 1766 bis 1795 wurde der Bergbau auf Kobalterze im Bereich der Zinkwand sowohl von der "Wiener Kobaldbaugewerkschaft" als auch vom Ärar betrieben. Im Jahr 1785 schrieb der Naturforscher und Arzt Belsazar Hacquet über den Bergbau im Bereich der Zinkwand:

"... Stelle man sich eine sekrechte Wand vor, in welche man einen anderthalben Schuh breiten Weg in dem Felsen mit 30 bis 40 und auch mehr Grad Ansteigen ausgehauen hatte, wie schwer und gefährlich es ist, für einen Menschen darauf zu wandern. Da es nun nicht möglich war mit dem beständigen Anstoßen an der Wand nicht herunter zu fallen, so hat man zum Anhalten ein starkes Seil gespannt, wo also nur jener die Gruben befahren kann, der weder Gefahr für sein Leben noch Verstümmelung seines Körpers scheuet. Da nun ein paar Tage vorher Schnee gefallen war, und solcher durch die Sonnenhitze auf dem Stege geschmolzen war, so war es durch den täglichen Frost, wie es auf einer solchen beträchtlichen Anhöhe täglich geschieht, Glatteis geworden. Dies wurde mir vorgestellt, bevor ich die Grube bestieg, wie gefährlich es für mich sey, nachdem ich solche noch nie befahren, und also die Gewohnheit nicht habe. Allein meine Neugier überwand

alles, und ich ging augenblicklich zum Felsensteige hin. Mein Ansteigen bis zum unteren Stollen oder Ausweite kam mir nicht sonderlich beschwerlich vor; allein da ich solchem zum zweyten wollte, war der Weg durchs Eis so schmal geworden, daß ich meinen ganzen Leib nach auswärts über die Felsen hängen mußte, um mit einem Satz das Eck des Stollens zu umsetzen. In dem ersten Stollen war nichts merkwürdiges, in dem zweyten kam ich mitten in den Gang, der sein Streichen mit 35 Grad Fallen im Durchschnitte genommen von Osten nach Westen, und sein Verflächen mit eben so viel Grade nach Norden hatte. Die Mächtigkeit der Erze in dem Gang war ein Schuh und darüber, aber der Gang selbst hatte oft ein Lachter. Die Salbänder sind aus einem schwarzen Schiefer, welcher mit Glimmer und etwas Quarz gemischt, gebildet; meistens bricht dieser Schiefer, welcher am Gewicht leicht ist, mit gewölbten Spiegelflächen ein ... Ich befuhr nun diesen Stollenbau, welcher damals schon 40 Lachter dem Verflächen des Ganges nach betrieben war; Aus diesem Bau war ein Gesenk von 6 Lachter abgeteuft, um die Erze aus der Tiefe zu holen. Der ganze Bau ist beinahe ohne Holz, und überhaupt nur die Erze auf eine solche Art zu erbeuten, als möglich, da der ganze Bau einigen Gewerken, welche als Beamte außer Lande stehen, zugehöret, welche so wenig als möglich darauf verwenden. Der ganze Bau wird mit 12 Mann, welche die ganze Arbeit, auch die Erze zum Scheidhauß liefern, betrieben. Der Lohn ist gegen 5 bis 6 Groschen des Tages ... Die Erze von dieser Grube, nach dem sie rein geschieden sind, werden von den Gewerken in das Reich und nach Sachsen verkauft; eine Wirthschaft, die dem Lande wenig Vortheil bringt; Es ist gewiß ein Nachtheil für einen jeden Staat, wenn solcher sein rohes Produkt, ohne es zu verarbeiten, seinen Nachbarn um ein weniges Geld hingibt, und oft von solchen für hohes wieder erkaufen muß ...".

Diese Schilderung zeigt, in welch primitiver Weise die Erze in einer Art Raubbau gewonnen wurden.

Unter dem Druck von Betriebsschwierigkeiten wurden im Jahr 1814 die beiden Betriebe auf der Zinkwand vom Gewerken Johann Eyselsberg zur "Brettern-Vettern Gewerkschaft" vereinigt. Es bestanden damals insgesamt sieben Hauptstollen in diesem Bereich. Eyselsberg betrieb den Bergbau auf der Zinkwand mit 26 bis 30 Knappen, vierteljährlich wurden bis zu 1.300 Wiener Zentner (ca. 73 t) Erze erhauen. Der Abtransport erfolgte im Sommer durch Träger, ihre Kraxen wurden mit 30 bis 35 kg Erz beladen, zum Zechenhaus in der Nähe der unteren Keinbrechthütte. Im Winter kam der Sackzug zur Anwendung. Der Reiseschriftsteller F. C. Weidmann beschrieb 1834 das Verfahren." ... Der Knappe setzt sich auf einen großen, gegen die Spitze etwas gekrümmten Holzschindel, dessen rückwärtiger Teil ungefähr wie ein Geigensattel gestaltet ist. Die Säcke von Bockshaut, mit dem gewonnenen Erz gefüllt, werden angehängt, und so fährt der Knappe abwärts. Bei der Knappenstube wird dann abgeladen, und Sack und Sitz trägt der Knappe dann wieder hinauf in den Stollen ...".

Vom Zechenhaus wurden die Erze mit Zugvieh und Schlitten zum Pochwerk in Hopfriesen gebracht. Das Hauwerk wurde dort sortiert, derbe Erze als Stufenkobalt, die mittleren trocken, die kleinsten Teile zu Schlich naß gepocht. Ein Drittel des Hauwerks war Verlust. Der Verkauf der Schliche erfolgte an die k. k. Smalte Fabrik in Schlöglmühl bei Gloggnitz, aber auch nach Deutschland - nach Nürnberg und Eisenach, Da bereits im Jahr 1816 Absatzschwierigkeiten für Kobalterze bestanden, plante Eyselsberg die Errichtung einer Blaufarbenfabrik neben dem Pochwerk in Hopfriesen, dieser Plan wurde jedoch nicht realisiert.

Die letzte Phase des Schladminger Erzbergbaues war die Gewinnung von Nickelerzen; diese wurde im Jahr 1832 von Johann Ritter von Gersdorff, Hofrat an der Hofkammer in Münz- und Bergwesen, ins Leben gerufen. In diesem Jahr hatte er die alten Silber-Kobaltbaue in der Zinkwand und im Vötterngebirge sowie die "Reißinger-Behausung" - heute Haus Täubler - in Schladming angekauft. Diesem hervorragenden Metallurgen ist die Reindarstellung des Nickels zu

verdanken, ebenso die Begründung einer Packfong-Industrie. Die reiche Ausbeute des Bergbaues veranlaßte Gersdorff, seine Nickelhütte von Thalhof bei Gloggnitz nach Mandling zu verlegen. Im Jahr 1875 mußte der Betrieb wegen Preisverfalles, hervorgerufen durch die neukaledonische Produktion, eingestellt werden.

Mit dem Auslaufen des Nickelbergbaues fand die fast 500jährige Erzgewinnung im Raum Schladming ein Ende. In der Zeit des Zweiten Weltkrieges wurden viele der alten Gruben zu Untersuchungszwecken geöffnet, die Lagerstätten der konventionellen Metalle erwiesen sich jedoch für die Wiederaufnahme einer Gewinnungstätigkeit als zu gering.

Zu den letzten Lebensäußerungen des Schladminger Bergbaues gehört die Kohlegewinnung im Raum Klaus-Pichl um 1800; doch auch diese wurde aus Absatzmangel bald wieder eingestellt. In der Zeit nach dem zweiten Weltkrieg wurde diese Gewinnung für kurze Zeit noch einmal aufgenommen.

Schließlich ist noch die Uranerzlagerstätte bei Forstau zu erwähnen. Sie wurde ab etwa 1969 durch zahlreiche Bohrungen und vier Untersuchungsstollen von insgesamt etwa 5 km Streckenlänge durchforscht und schließlich aufgegeben. Seit 1982 sind alle Stollen verfüllt, die Mundlöcher begrünt. Von den Spuren der Uranerzsuche ist nur mehr die eine oder andere Zufahrtsstraße erhalten geblieben.

Weiterweisende Literatur:

AIGNER, H.: Die Nickelgruben nächst Schladming in Ober-Steiermark. - Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, **9**, 260-277, Wien 1860.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. - Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **5**, 80-130, Leoben 1967.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II. Teil. - Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **9**, 107-130, Leoben 1969.

HACQUET, B.: Physikalisch-Politische Reise aus den Dinarischen durch die Julischen, Carnischen, Räthischen in die Norischen Alpen. - **2**, Leipzig 1785.

HIESSLEITNER, G.: Das Nickelerzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. - Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, **77**, 104-123, Wien 1929.

KUNNERT, H.: Aus der Geschichte des Schladminger Bergbaues. - Blätter für Heimatkunde, **7**, 6-9, 40-41, 73-75, 85-91, Graz 1929.

KUNNERT, H.: Der Schladminger Bergbrief. - Der Anschnitt, **13/2**, 3-9, Bochum 1961.

KUNNERT, H.: Der Nürnberger Ratsherr Paul (II.) Behaim als steirischer Gewerke. - Der Anschnitt, **14/4**, 20-27, Bochum 1962.

KUNNERT, H.: Zur Geschichte des Schladminger Bergbaues. - Festschrift zur 50. Wiederkehr der zweiten Stadterhebung, 45-54, Schladming 1975.

STADLOBER, K.: Der Schladminger Bergbau - seine Geschichte und die Auswirkung auf das Bergrecht. - Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **131**, 271-274, Wien 1986.

STIPPBERGER, W.: Johann Rudolf Ritter von Gersdorff, ein Mineralog und Metallurg des vorigen Jahrhunderts. - Mitteilungsblatt der Mineralogischen Abteilung d. Joanneums, **2/1957**, 33-40, Graz 1975.

TUNNER. P.: Die Zinkwand im Gränzgebirge von Steiermark und Salzburg. - Die steiermärkische-ständische montanistische Lehranstalt zu Vordernberg, I, 220-224, Leoben 1842.

WEBER, L. und WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen. - Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 4, Wien 1983.

WEISS, A.: Geschichte des Quecksilberbergbaues in der Steiermark. - Geschichte des Erzberggebietes, 148-159, Leoben 1979.

WEIDMANN, F. C.: Darstellung aus dem Steyermärk'schen Oberlande. - Wien 1834.

15. DIE QUARTÄREN TALFÜLLUNGEN IM RAUME SCHLADMING

L. P. BECKER*)

Im Zuge eines geplanten Kraftwerkprojektes der "Steirischen Wasserkraft- und Elektrizitäts-A.G., Graz" (STEWEAG) wurden in den Jahren 1975 bis 1981 umfangreiche geologische und geotechnische Erkundungen im Bereich des Untertales, des Seewigtales und des Ennsabschnittes östlich Schladming durchgeführt. Neben Kartierungsarbeiten dieser Gebiete wurden zahlreiche Bohrungen zur Erkundung der Felslagen aber auch zur Erfassung der quartären Talfüllungen und des Hangschuttmaterials, auch mit Hinblick auf mögliche Verwendungen als Dammbaustoffe, niedergebracht.

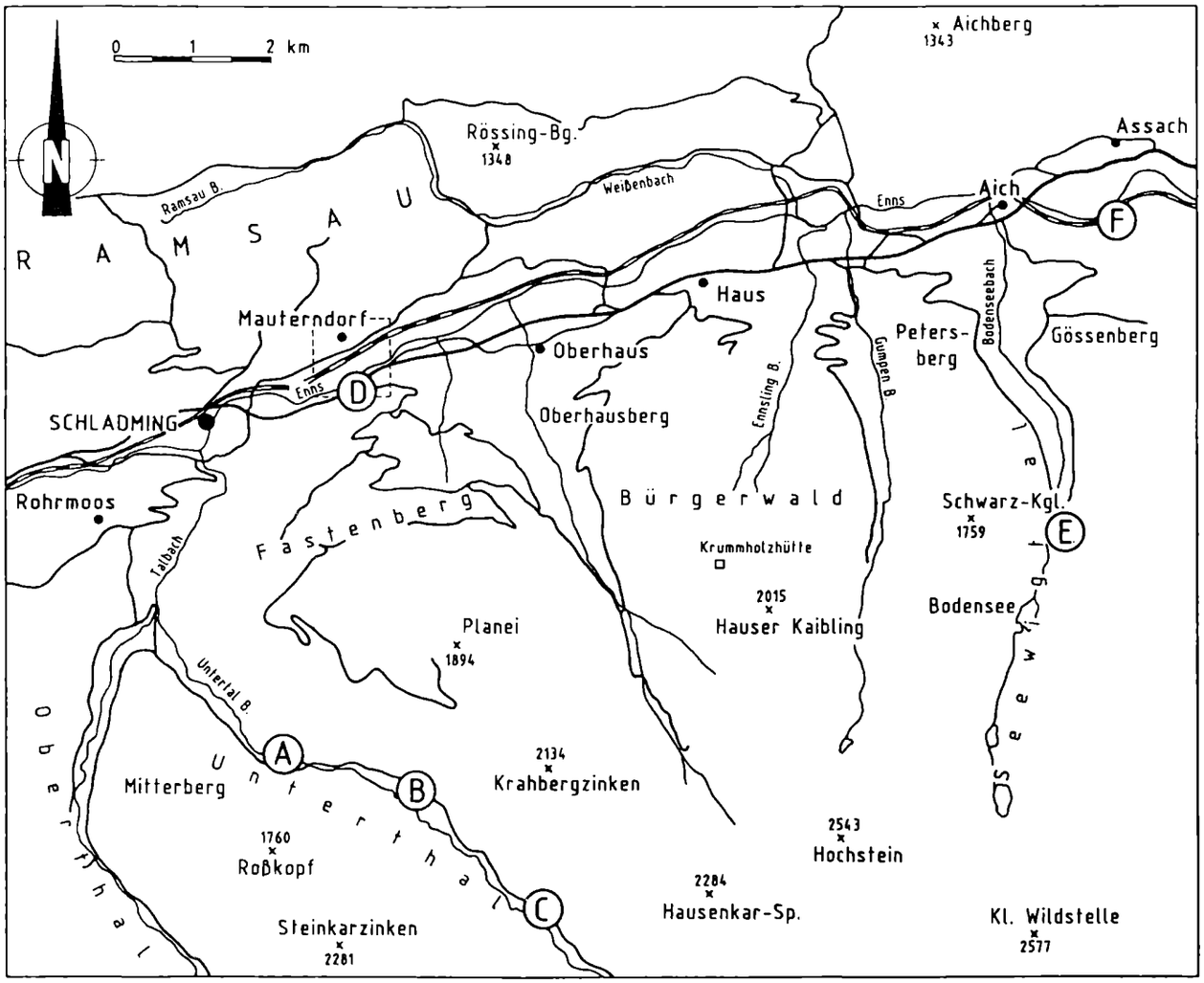


Abb. 15/1: Übersicht der im Text und in den folgenden Abbildungen erwähnten Untersuchungsgebiete (A bis F)

*) In diese Zusammenstellung wurden auch Gutachten, Kartierungen, Bohraufnahmen von Prof. STINY (1947), Prof. CLAR und Dr. DEMMER (1975-1981) miteinbezogen.

Eine erste Übersicht der einzelnen Bohrfelder (die Buchstaben sind ident mit den jeweiligen Profilen) ist der Abb. 15/1 zu entnehmen, die Untersuchungsgebiete A, B und C liegen im Untertal, D etwa 1 km E-lich Schladming, E im mittleren Seewigtal unterhalb des Bodensees und F rund 1,5 km SE-lich der Ortschaft Aich. Das letztgenannte Feld ist zwar wenige hundert Meter außerhalb des Blattschnittes Schladming, es wurde aber aus Gründen der Projektgesamtheit dennoch in diesen Bericht hinzugenommen.

BOHRFELD A

Insgesamt wurden in dieser Talenge (Abb. 15/2) 17 Kernbohrungen niedergebracht, deren Ergebnisse in zwei Profilschnitten wiedergegeben werden. Das Talquerprofil A/1 (Abb. 15/3) zeigt den Aufbau der bis rund 90 m mächtigen Talfüllung. Im Taltiefsten folgt dem Fels (Granitgneise, Diorite, Migmatite) eine sehr dicht gelagerte Grundmoräne, die im NE-Teil des Profiles von kiesigen Fein- bis Grobsanden angeschnitten wird.

Beiden Schichten folgt eine bis mehrere 10er Meter mächtige, undeutlich geschichtete Abfolge, die auffallend arm an Feinkornteilen ist. Das Kornspektrum reicht vom Grobsand bis in den Steinbereich, die Grobkomponenten mit Durchmesser bis 20 cm zeigen stets gute Rundungen. Nur als Arbeitsbegriff ist die in der Legende angegebene Bezeichnung "Umgelagerte Moräne" zu verstehen, es ist denkbar, daß es sich dabei um Ufermoränen handelt, die nach dem Eisrückzug noch eine geringe Verfrachtung erfuhren.

Das Murenschuttmaterial ist hier ein Mischsediment aus überwiegend blockigem Material, dem unregelmäßig Kies, Sand und gelegentlich Schluff beigemengt ist. Die Blöcke sind meist gut gerundet, ihr Durchmesser schwankt zwischen 10 und 30 cm, Einzelblöcke mit Kantenlängen von über 50 cm sind nicht selten.

Darüber folgt in der südlichen Talflanke ein sperrig gelagerter Blockschutt (Blockhalde), der bis zu den in 1200 m Höhe freien Felswänden hinaufreicht. Das Haufwerk ist kantig, hohlraumreich, die Blockdurchmesser liegen in dm bis 1 m Bereich.

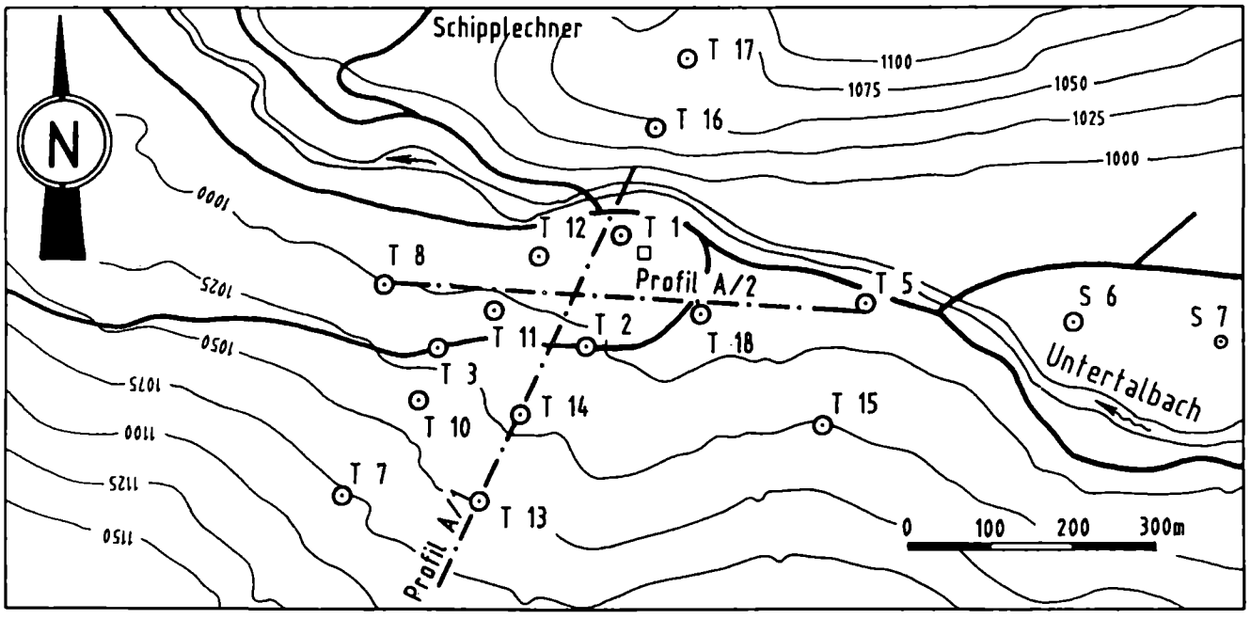


Abb. 15/2: Bohrfeld A, Untertal, Profil A/1 und A/2

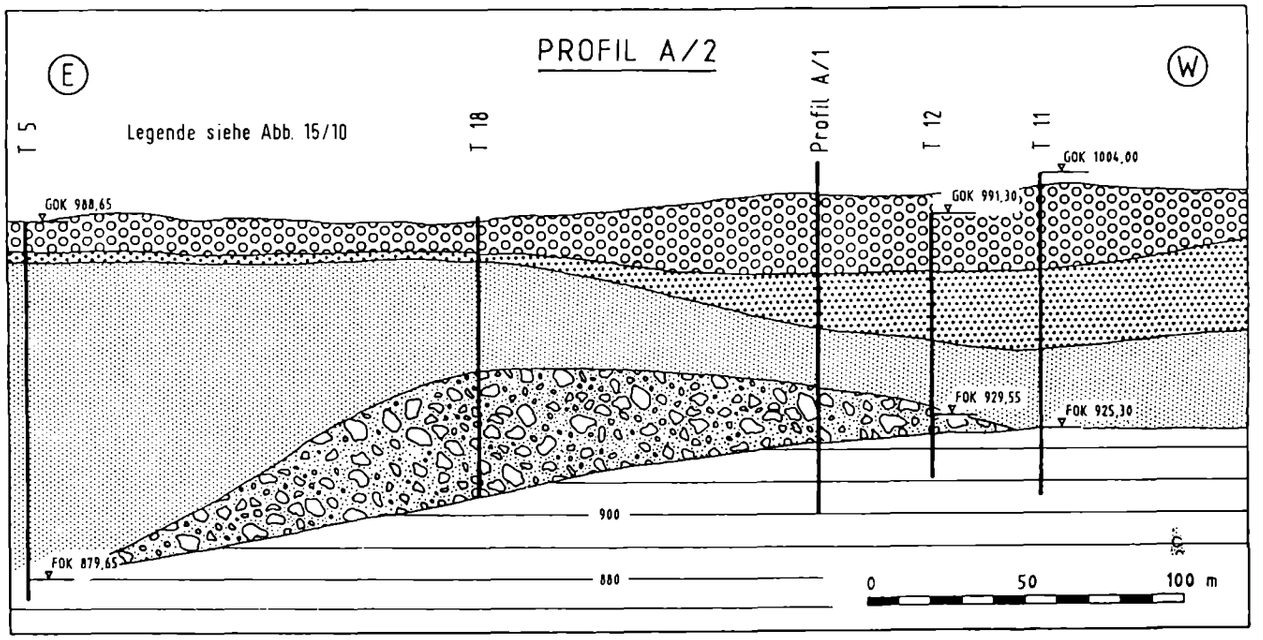


Abb. 15/4: Profil A/2, Untertal, südlich Schipplechner

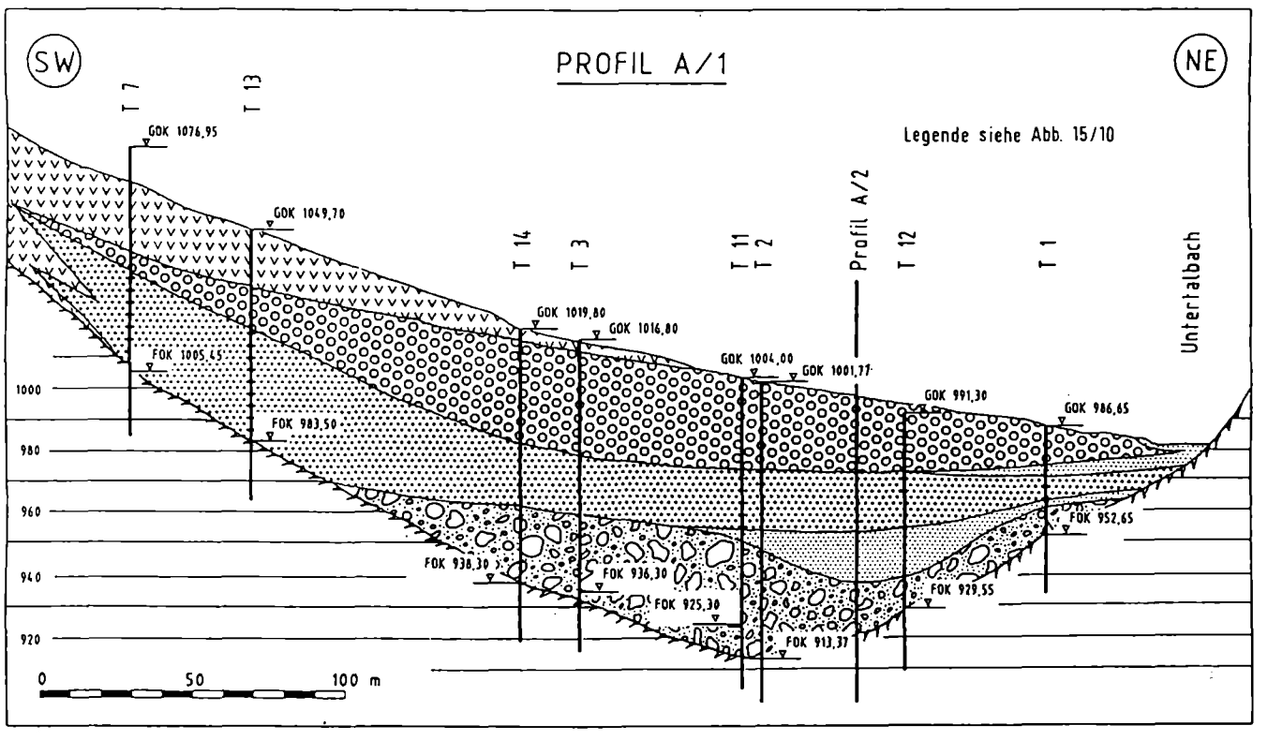


Abb. 15/3: Profil A/1, Untertal, südlich Schipplechner

Das Längsprofil A/2 (Abb. 15/4) zeigt recht deutlich die Felsschwelle W-lich der voran beschriebenen Talenge. Gegen E sinkt die Felskante bis über 880 m üNN, womit eine Überlagerungsmächtigkeit von mindestens 120 m gegeben ist. Ein überraschendes Ergebnis brachte hier die über 100 m mächtige Schicht rein fluviatilen Materials, bestehend aus einer intensiven Wechsellagerung aus Fein-, Mittel- und Grobsanden mit geringmächtigen stark sandigen Fein- bis Grobkieslagen.

Drei Talerweiterungen charakterisieren den Mittellauf des Untertalbaches, ihre Breiten liegen zwischen 300 und 400 m bei deutlichen Höhendifferenzen. Das Becken unterhalb des Gasthauses Tetter (im E-lichen Anschluß von Profil A/2) liegt mit seiner Oberkante auf Höhe um 990 m, das Becken oberhalb um 1020 m und das Niveau des obersten (bei GH Weiße Wand) um 1040 m üNN. Getrennt werden sie durch nachpleistozänes Bergsturz-, Muren- und Hangschuttmaterial aus den angrenzenden Talflanken.

BOHRFELD B

Profil B (Abb. 15/5) beginnt etwa 150 m E-lich GH Tetter, von den insgesamt sechs Rammkernbohrungen (RKB) dieses Feldes sind drei im Profil gelegen, zusätzlich wurde die Kernbohrung S4 und eine der drei von STINY 1947 aufgenommenen Bohrungen (B2) miteinbezogen.

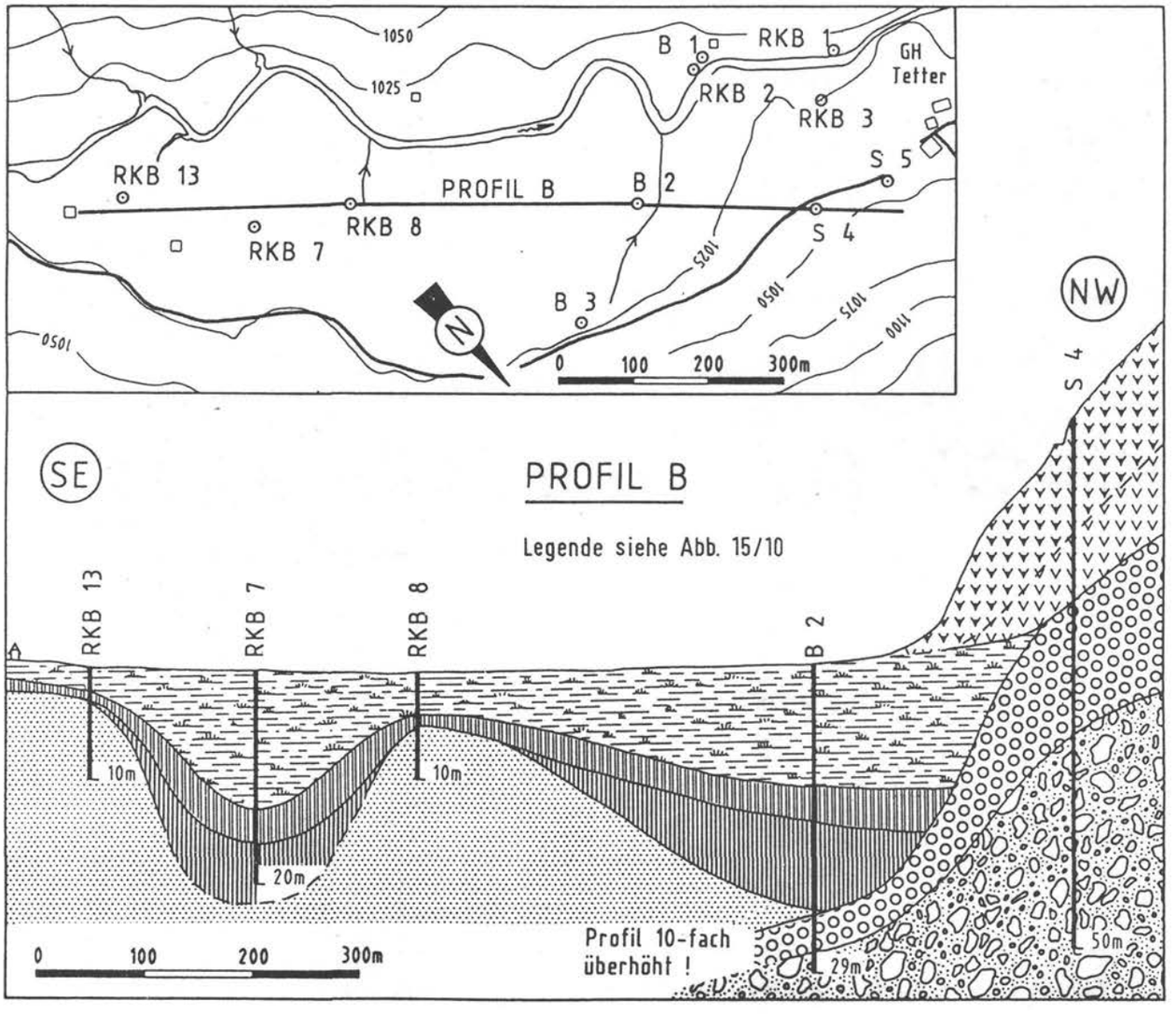


Abb. 15/5: Profil B, Untertal, oberhalb Gh Tetter

Die tiefsterbohrte Schicht im Beckeninnern sind graue, schluffige Tone bis reine Seetone, die ohne scharfe Grenze in dunkelgraue und graubraune Schluffe übergehen. Die als "Moorboden" bezeichnete Hangendschicht ist sehr vielfältig ausgebildet, neben reinen Torflagen werden auch schluffige Torfe und torfiger Schluffsand zusammengefaßt. Bei RKB13 und RKB8 ist die Unterlage des Moorbodens ein grauer Mittelsand (mit einzelnen Treibhölzern), der unmittelbar nördlich des Profilschnittes eine zusammenhängende Sandbank bildet.

BOHRFELD C

Das dargestellte Profil C (Abb. 15/6) beginnt im SE etwa 250 m unterhalb des GH Weiße Wand. Die bis 20 m abgeteuften Bohrungen zeigen drei voneinander unterscheidbare Horizonte, die tieferen Schotter im SE (steinig, sandige Grobkiese) gehen nach NW hin in sandige Mittelkiese und schließlich in schwach schluffige, sandige Feinkiese über.

Eine ähnliche laterale Abnahme des Korndurchmessers ist auch in dem darüber liegenden, bis 10 m mächtigen Schichtkomplex zu beobachten. Talabwärts gehen die vorwiegend stark sandigen Kiese in feinkiesige Sande und schließlich in sandige bis reine Schluffe über. Die im Profil gezeichneten, zueinander laufenden Auskeilungen sind als Übergänge und nicht als deutliche Schichtgrenzen zu verstehen.

Der hangende Moorboden ist in diesem Becken großteils ein dunkelgrauer bis brauner, schwach sandiger, stark organischer Schluff mit hohem Anteil an groben Holzresten. Lediglich im Bereich um RKB17 wurde ein rund 2 Meter mächtiger, reiner Torf erbohrt.

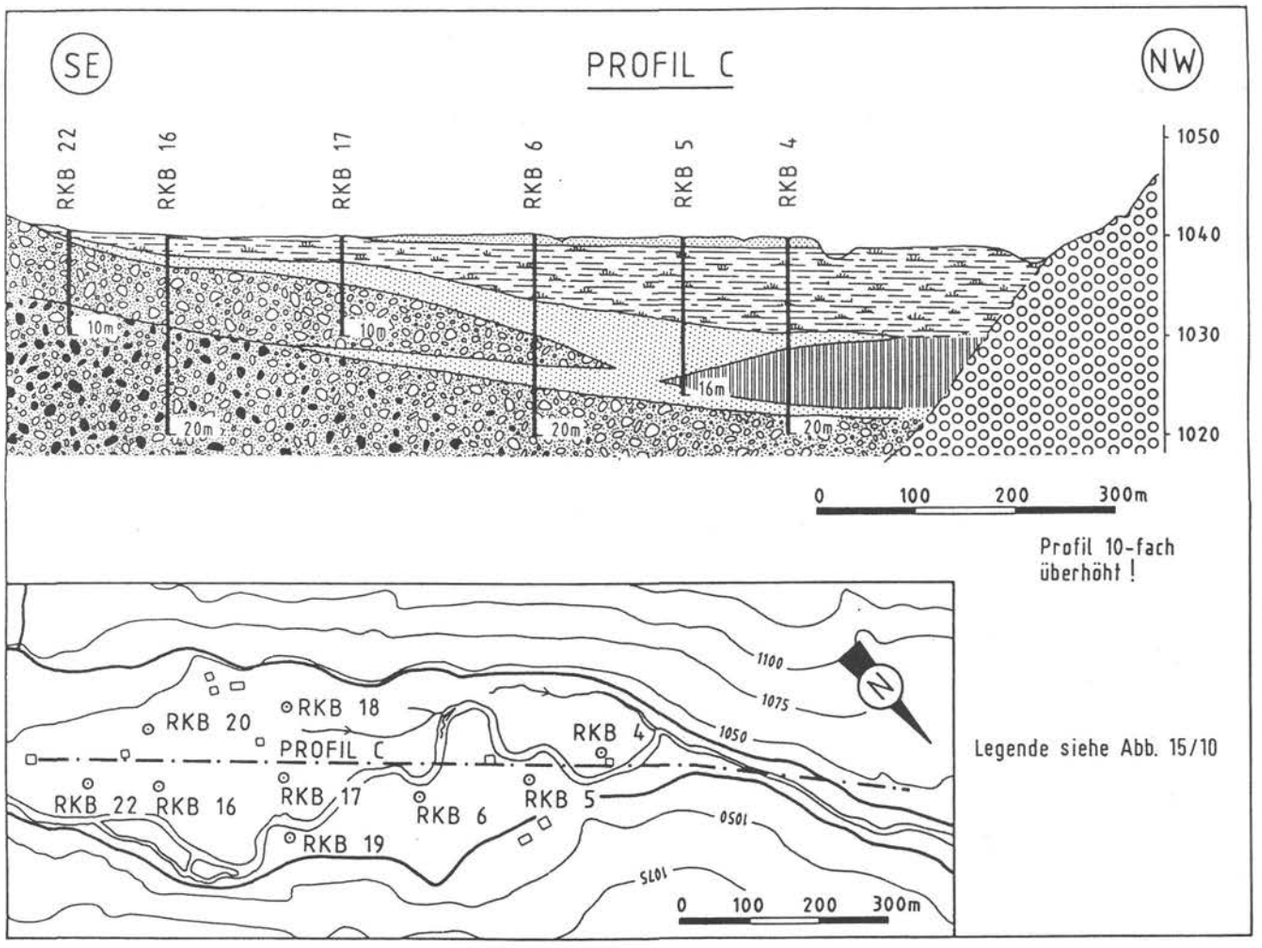


Abb. 15/6: Profil C, Untertal, unterhalb Gh Weisse Wand

BOHRFELD D

Die Bohrungen KH1 und KH4 liegen exakt 1 km E-lich der W-lichen Ortseinfahrt Schladming, zwischen der Planaistraße, der Bundesstraße B 308 und dem südlichen Ennsufer (Abb. 15/7).

Die oberste Bohrung KH2 brachte nach 45,60 m Teufe vorerst einen rund 5 m stark aufgewitterten Phyllit, der bis zur Endteufe von 85 m in einen mürben, entfestigten und in der Endstrecke in einen gesunden Phyllit überging. Die Bohrung KH3 wurde bei 87 m eingestellt, die Felskante wurde nicht erreicht. Die untere, terrassenförmige Talflanke wird, sieht man von der geringmächtigen Hangschuttbedeckung ab, von steinigen Kiessanden (Schottern) aufgebaut, die nach rund 40 m von einem z.T. stark schluffigen Sand mit wechselndem Kiesanteil unterlagert werden.

Im flachen Talbereich wird dieser Sandkörper von gelegentlich schwach schluffigen Sandkiesen überlagert. Als hangendste Schicht konnten aufgrund der Bohrung aber auch durch Aufschlüsse in mehreren Baugruben wie auch Ufereinschnitten geringmächtige Feinsande auskartiert werden.

In KH3 wurde nach dem Hangschutt ein rund 3 m mächtiger Konglomerathorizont erbohrt (bis faustgroße Kristallin- und untergeordnet auch kalkalpine Komponenten), KH4 brachte in den letzten 2,5 m blaugraue, schluffige Tone bis reine Tone (Seetone).

Bei Annahme einer recht flach ausgebildeten, glazial ausgeräumten Talsohle dürfte das Taltiefste (Oberkante Fels) um 595 m üNN liegen, damit ergibt sich eine Sedimentfüllung von etwa 130 m Mächtigkeit (siehe dazu auch Abb. 15/11).

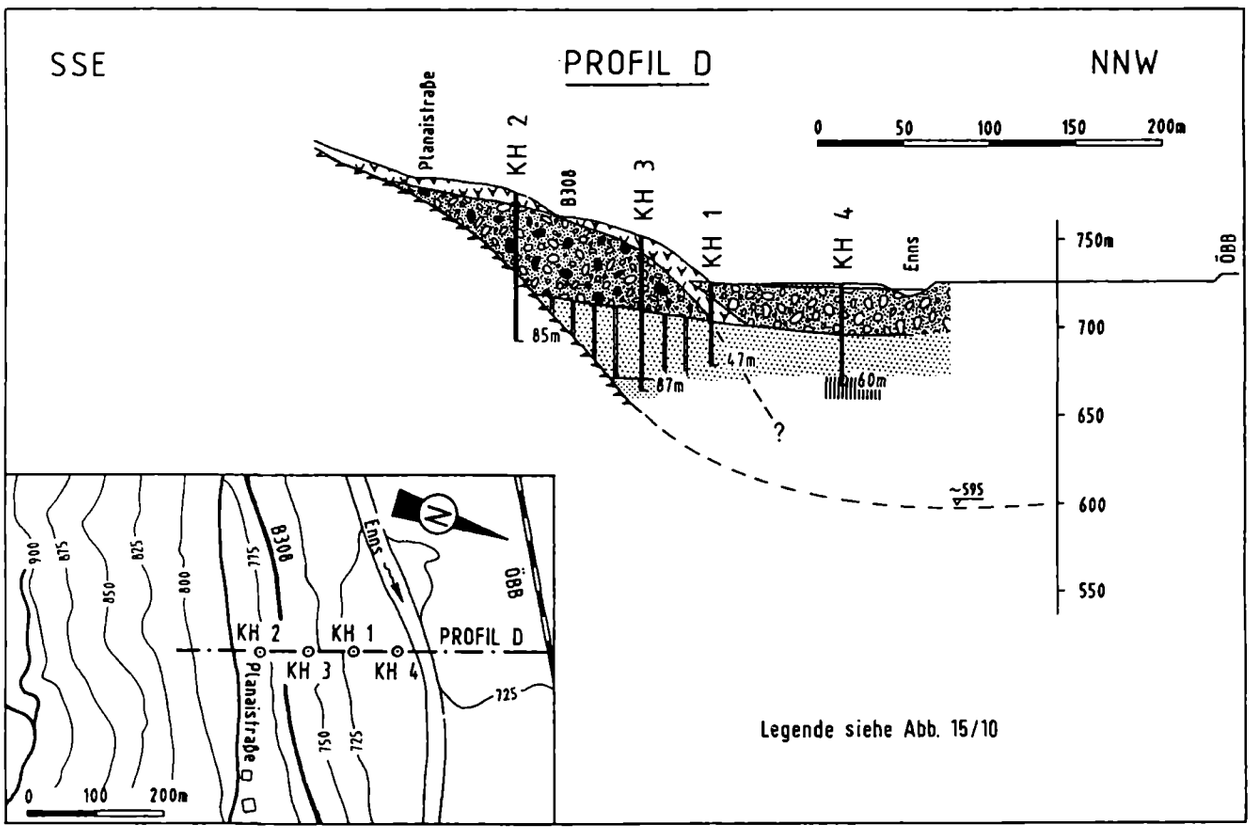


Abb. 15/7: Profil D, Ennstal östlich Schladming

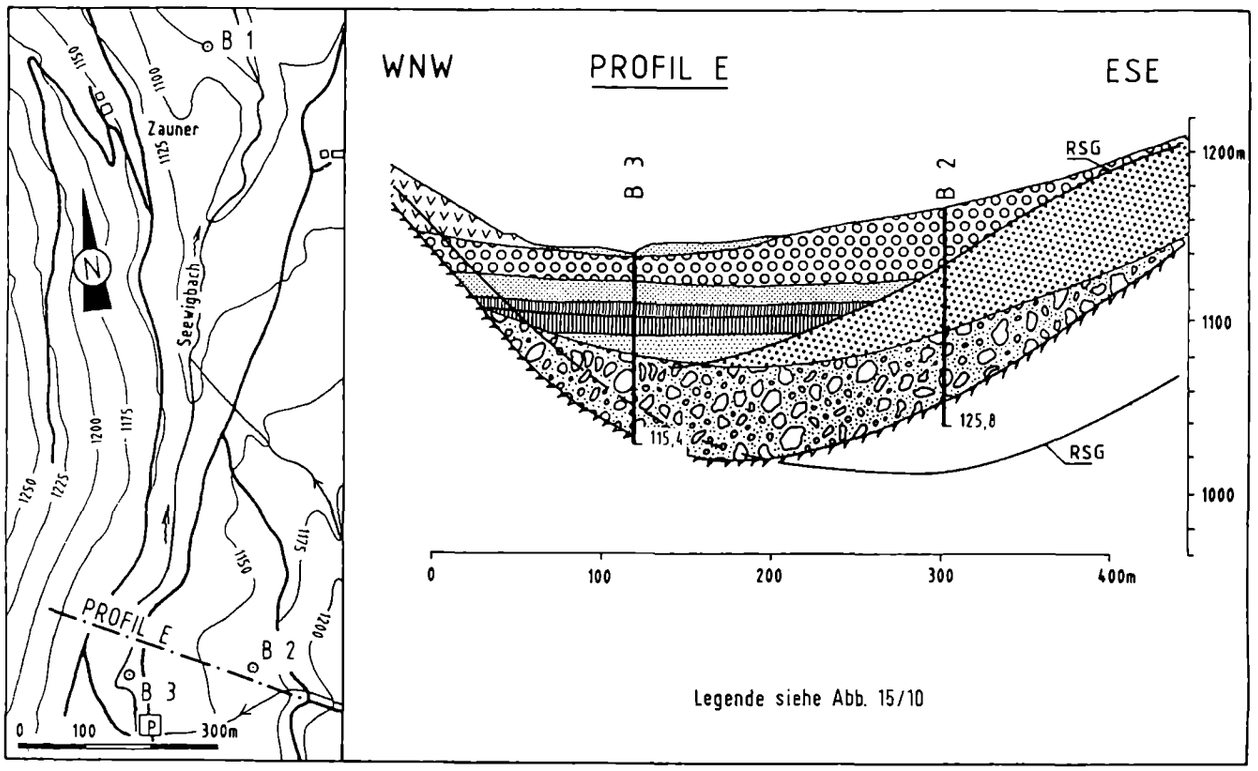


Abb. 15/8: Profil E, oberes Seewigtal mit Bohrungen B1, B2 und B3
(RSG = Refraktionsseismische Grenze)

BOHRFELD E

Die Bohrung B2 bis B3 (Abb. 15/8) liegen im Seewigtal, etwa 100 m N-lich des Parkplatzes Bodensee. B1 wurde unterhalb des Gehöftes Zauner, neben dem Bodenseebach (Seewigbach) auf Höhe 1072,6 m üNN angesetzt, bis zur Endteufe von 121 m wurde der Fels nicht erreicht. Vereinfacht ist das Bohrprofil B1 wie folgt zu beschreiben:

0	- 7 m	Blockwerk, lehmverpackt
7	- 19 m	Feinsand bis Schluffsand, schwach kiesig
19	- 25 m	steiniger, kiesiger Sand, schwach schluffig
25	- 40 m	sandiger Schluff bis schluffiger Sand
40	- 45 m	schluffiger Sand, teils kiesig
45	- 54 m	sandiger Kies
54	- 86 m	starke Wechsellagerung von sandigen und schluffigen Horizonten, geringer Kiesanteil
86	- 96 m	schluffiger Ton (Seeton)
96	- 107 m	sandiger Schluff
107	- 121 m	grobes Blockwerk (Granitgneis, Augengneis, Hornbendegneis).

Zur Erkundung der Tiefenlage des Felsens wurde 1980/81 von der Fa. GEOSEIS geophysikalische Messungen im Bereich des genannten Bohrfeldes durchgeführt. Hierfür wurden zwei Querprofile (durch B1 bzw. B2, B3) und ein Tallängsprofil refraktionsseismisch vermessen.

Vorweg muß aber festgestellt werden, daß B1 bis zur Endteufe keinen Fels erreicht hat und B2, B3 erst später ausgeführt wurden.

Die Bohrergebnisse von B2 und B3 wurden in das von der GEOSEIS zuvor refraktionsseismisch ermittelte Profil gelegt. Bei B3 wurden nach 116 Bohrmetern der anstehende Fels (Hornblendechloritschiefer) angefahren, während B2 nach rund 110 m einen stark entfestigten Schwarzschiefer und Kalkglimmerschiefer mit mehreren weichplastischen Mylonithorizonten aufschloß. Diese dunkelgrauen bis schwarzen Schiefer mögen zwar für den hier vorliegenden Glimmerschieferkomplex überraschend sein, solche Einschaltungen wurden aber während vorausgegangener Geländeaufnahmen, wie etwa westlich dieses Profils an einem Güterweg auf Höhe 1500 m mehrfach angesprochen.

Nach einem geringmächtigen Blockwerk folgt dem Fels sehr dicht gelagertes Moränenmaterial, das in der Ostflanke von ebenfalls sehr dicht gelagertem Blockschuttmaterial (umgelagerte Moräne ?) überlagert wird. Im Bereich B3 folgen bis 40 m mächtige Beckensedimente (bindiger Mittelsand, Ton, Schluff und Feinsand), die von eher locker gelagertem, schwach bindigem Mittel- bis Grobkies überlagert werden. Zum orographisch rechten Hang hin gehen diese Kiese in einem gröberen, gleichfalls locker gelagerten Murenschutt über.

Im Profil wurden mit stärkerer Linie die beiden wichtigsten refraktionsseismisch ermittelten Grenzen (Geschwindigkeitshorizonte) eingetragen. Berücksichtigt man die rund 50 m bachaufwärts versetzte Lage von B3 gegenüber dem seismischen Profil, so ist der Felsverlauf in der linken Flanke annähernd übereinstimmend, wogegen in der Talsohle und besonders in der rechten Flanke eine starke Abweichung festzustellen ist. Die ist aber allzu verständlich, wenn man die extrem schlechte Felsqualität, wie sie bei B2 beschrieben wurde berücksichtigt. Von den Geschwindigkeitswerten her (2,7 bis 2,8 km/s) ist dichtgelagertes Moränenmaterial sicher nicht von stark entfestigtem Schiefer einschließlich Mylonit zu unterscheiden.

Sehr gut stimmt die höhere Grenze zwischen Moräne und umgelagerter Moräne bzw. zu den Feinklastika überein.

BOHRFELD F

Die Bohrungen bei Au östlich Aich-Assach (Abb. 15/9) liegen zwar knapp außerhalb der Blattgrenze, sie werden aber, wie schon erwähnt, dennoch zur Vollständigkeit des Bohrprogramms und den anschließenden Schlußbetrachtungen in diese Beschreibung miteinbezogen.

K1 und K2 brachten nach rund 12 bzw. 35 m Teufen anstehenden Fels (graue Phyllite), daraus ergibt sich für die südliche Talflanke eine Neigung der Felsoberfläche von rund 18°. Läßt man diese Neigung, unter Berücksichtigung des anstehenden Phyllites nördlich Assach, in eine sehr flache Muldenform übergehen, dann ist mit einer Mindestsohltiefe bis zur Kote 575 m üNN zu rechnen (etwa 110 m Sedimentfüllung).

Inwieweit die erbohrten Talsedimente (vornehmlich sandige Kiese mit wechselndem Schluffanteil) gegen Norden hin weiterziehen, ist derzeit noch offen. Sicher ist aber, daß die häufig in geologischen Karten wiedergegebenen Schuttfächer in der nördlichen Ennsflanke zwischen Assach und Pruggern untergliedert werden müssen und zwar in einen tieferen, 15 bis 20 m über dem heutigen Ennsniveau liegenden älteren Schotterkörper mit gut gerundeten Komponenten aus Kristallin und kalkalpinem Material (Reste eines älteren Talbodens ?), und in einen rezenten Phyllitschutt, der diese Körper geringmächtig überlagert, teils durchfurcht oder sich diesen als ausgeprägte und tieferliegende Schuttfächer vorlagert.

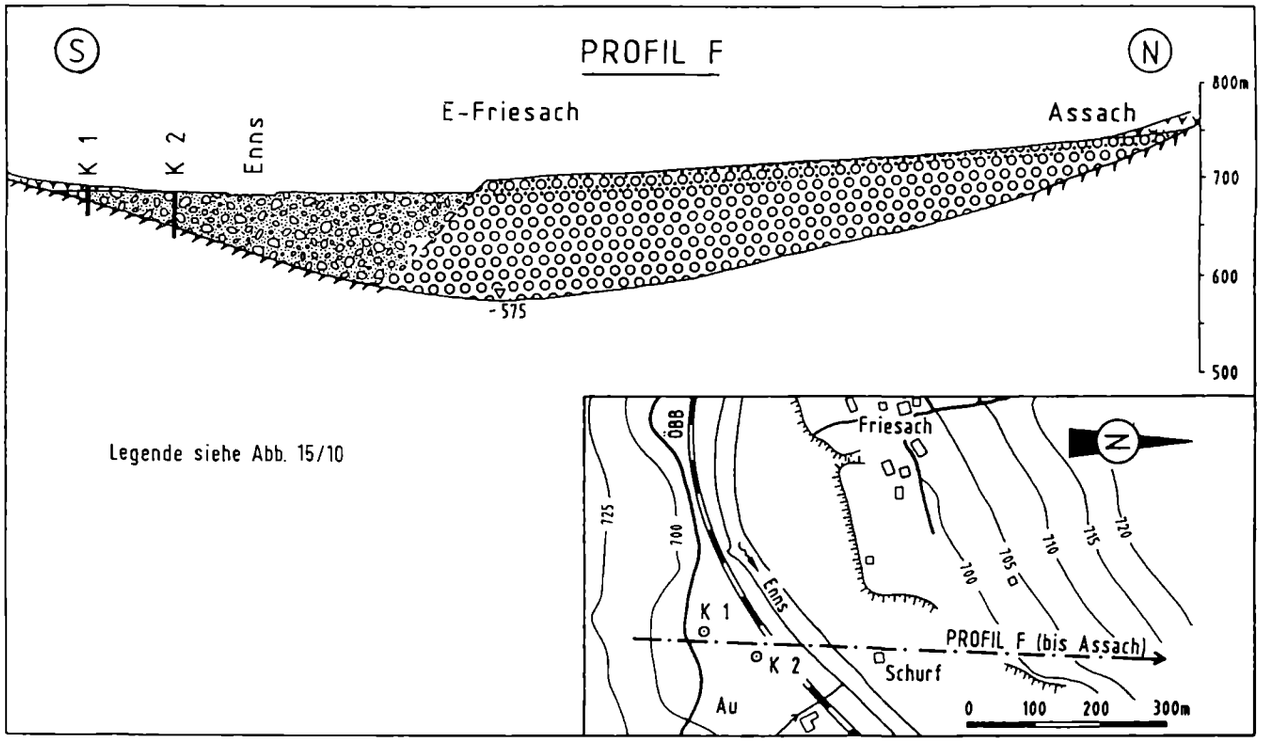


Abb. 15/9: Profil F, Ennsquerprofil bei Aich-Assach

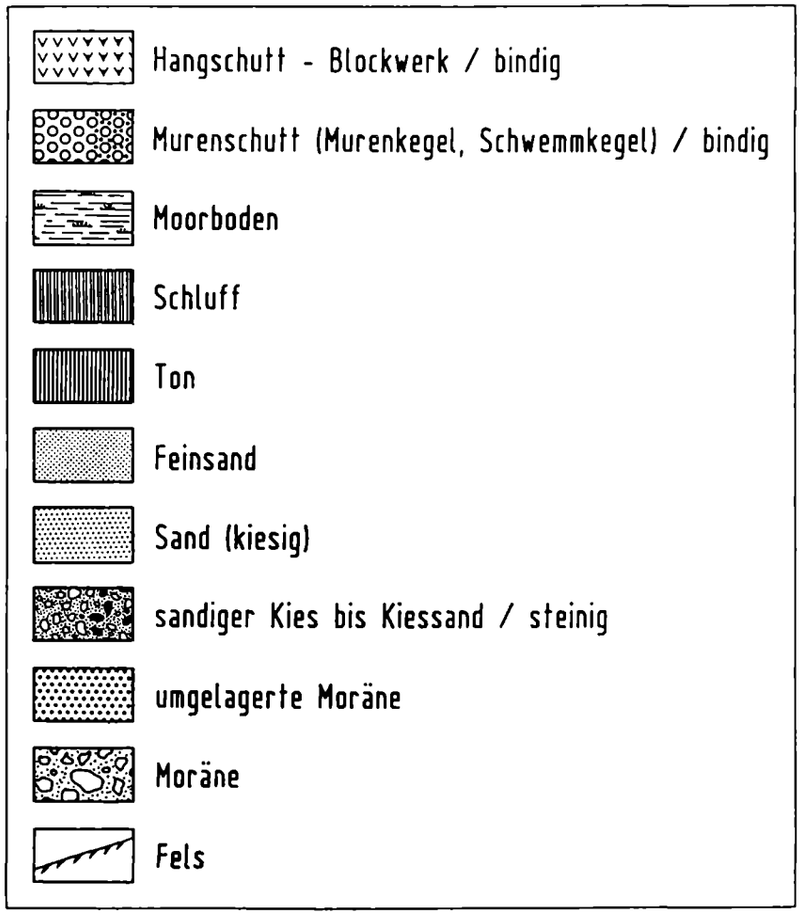


Abb. 15/10: Legende zu den Profilen A bis F

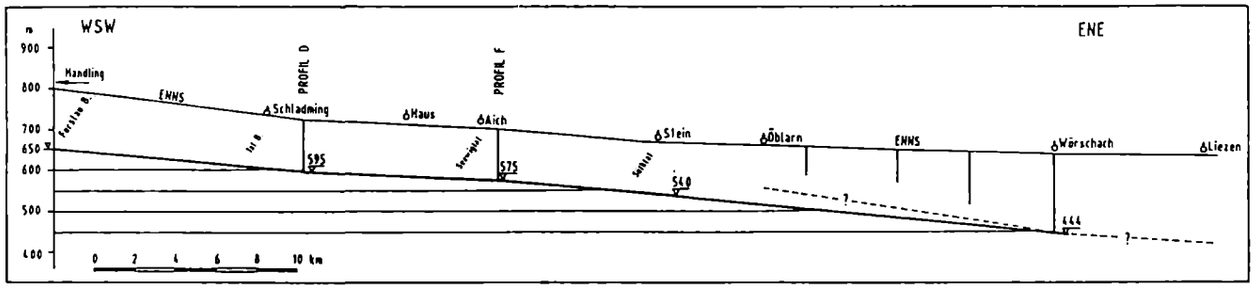


Abb. 15/11: Enns und Ennssohle zwischen Mandling und Liezen (nach D.v.HUSEN 1967; Talsohle neu eingezeichnet)

Zusammenfassung

Die dargestellten und beschriebenen Beispiele zeigen, daß im Raume Schladming Talabschnitte der Enns aber auch ihrer Seitentäler eine stärkere glaziale Ausräumung erfuhren, als bisher angenommen wurde. Die von D. v. HUSEN (Mitt. Ges.Geol. Bergbaustud., 18. Bd., 1967 und in späteren Arbeiten) vermutete Felssohle der Enns oberhalb der Tiefbohrung Wörschach ist mit Sicherheit tiefer zu verlegen. Ab dieser Bohrung (Endteufe bei 444 m üNN) steigt die Sohle mit einer ziemlich gleichbleibenden Steigung von rund 5°/oo bis zum ehemaligen Eisscheitel bei Mandling an (Abb. 15/11).

Übertiefungen und damit mächtige Talfüllungen zeigen die Bohrergebnisse im mittleren Untertal und im Seewigtal im Bereich des Bodensees. Den hochgelegenen Wannen folgen Gefällstufen mit eher V-förmigen Talquerschnitten, wie südlich Schladming im Abschnitt des Talbaches und im Seewigtal etwa ab Bohrung B1.

In den Ennsseitentälern zeigen die groben Basislagen und hangenden Grundmoränen auf das Vorrücken der Gletscher hin, während die höheren Schotterkörper einschließlich des umgelagerten Moränenmaterials, die generelle Korngrößenabnahme zum Hangenden hin und das Überhandnehmen fluviatiler Sedimente die Rückzugsphase erkennen lassen. Die Abb. 15/12 zeigt eine Blockdarstelung ("Blockbild" E. WALLBRECHER 1987, "Supergraphik" A. PLENGE 1986, Comm. 64) des Ennsabschnittes E-lich Schladming mit Blick gegen E, die weißen Flächen zeigen den anstehenden Fels (Ennstaler Phyllit), darüber in schwarz sind Talsedimente und Hangschutt zusammengefaßt.

Der STEWEAG, insbesondere Herrn Baudirektor Dr. W. BRAUNER möchte ich für die Bereitstellung der zahlreichen Unterlagen herzlich danken.

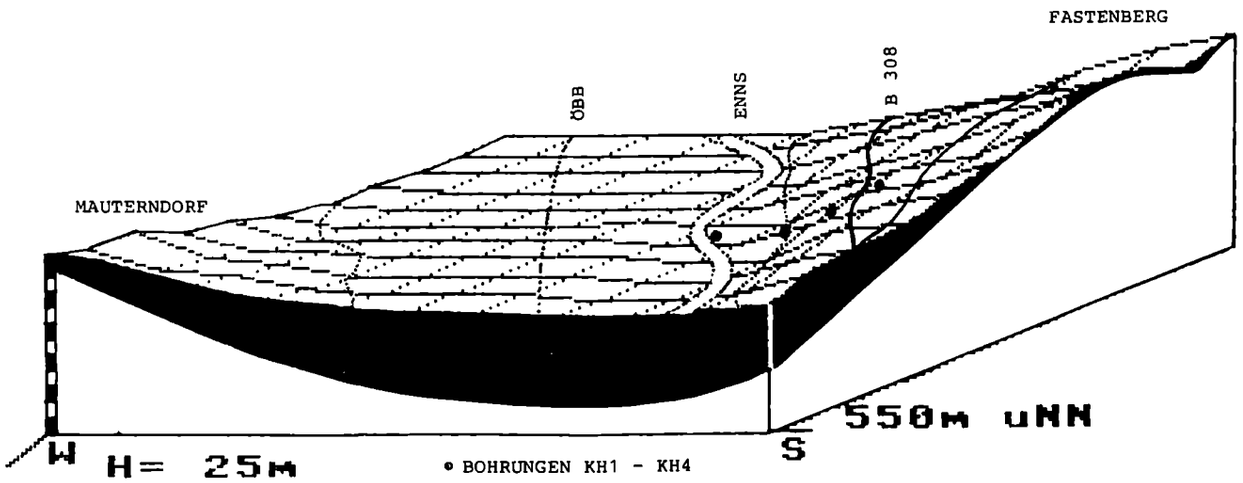


Abb. 15/12: Blockbild des Ennsabschnittes östlich Schladming bei Profil D, Blick gegen Osten, Kantenlänge 1 km (weiß: Phyllit, schwarz: Talfüllung und Hangschutt).

16. EXKURSION GIGLACHSEE-PREUNEGG-PICHL

Route: Pichl - Preunegg - Ursprungalm; Fußmarsch Ursprungalm (1604 m)-Preuneggsattel (1953 m) - Znachsattel (2059 m) - Freying (2131 m) - Ignaz-Mattis-Hütte (1986 m) - Ursprungalm; - Preunegg - Steg SE Bankwirt; - Pichl - Grubbachgraben; - Straßenabzweigung NE Gleiming; - Pichl.

① Ursprungalm

Die Ursprungalm ist Ausgangspunkt der Fußmarsch-Exkursion mit den Themen: Invers lagernde Permotrias des Hangendschenkels der Kalkspitzenmulde, (?sedimentäre) Grenze zwischen jungpaläozoischem Radstädter Quarzphyllit und Schladminger Kristallin, rückschreitend metamorph überprägtes Schladminger Altkristallin um den unteren Giglachsee, glaziale Ablagerungen, Cu-Ag-Co-Ni-Vererzung der Oberen Giglerbaue.

Geologisches Panorama (P. SLAPANSKY)

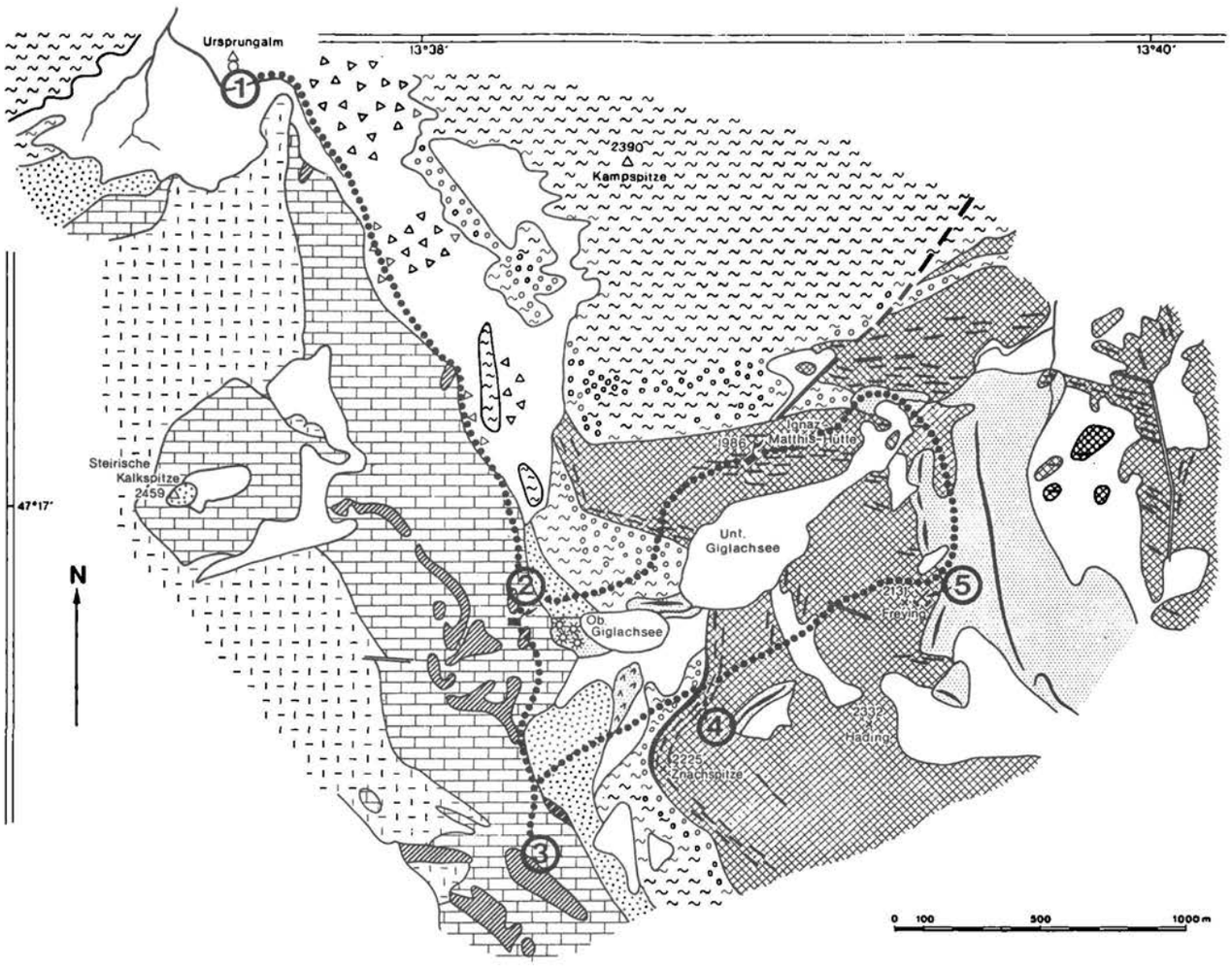
Das Mesozoikum der Kalkspitzen taucht hier gegen N steil unter die Serizitquarzite und Quarzphyllite des Alpinen Verrucano ab. Diese bilden den flachen, glazial überformten und z. T. mit Moränen bedeckten Schwellenbereich am N-Rand des Almbodens über den der Kamm der Jauchspitze mit dem markanten Gipfel der Kampspitze im E verbunden ist. Über die südlich anschließende, etwas stärker ausgeräumte Zone verlaufen steile, W-E-streichende Störungen, die in der östlichen Fortsetzung der nordvergenten Aufschiebung an der Sinnhubscharte liegen. Südlich anschließend folgt das Mesozoikum der Kalkspitzenmulde in den unmittelbar vom Talboden steil aufsteigenden Wänden der Steirischen Kalkspitze.

Im W beginnt die Abfolge des Mesozoikums mit etwa 200 m mächtigem grünlichen Lantschfeldquarzit, der mit einem tektonisch leicht überprägten, aber im Prinzip stratigraphischem Kontakt an den Verrucano grenzt. Der Quarzit fällt steil gegen N ein. Bereits unter dem Talboden der Ursprungalm ist er tektonisch völlig abgeschert ausgequetscht, auch gegen W verschwindet er schon nach einigen 100 m. Zwischen den Lantschfeldquarzit und den massigen hellen Dolomit, der den Hauptteil der Wände aufbaut, schalten sich einige 10er-Meter Bänderkalke, die aber bereits tektonisch stark reduziert sind. Sie erreichen knapp den Talboden. Die starke tektonische Überformung der lithologischen Grenzen zeigt sich besonders deutlich auch an den Rauhwacken in der Rinne am E-Ende der Lantschfeldquarzitaufschlüsse. Hier findet sich eine intensive Verknetung von ockergelber Rauhwacke mit rosa Bänderkalk und grünem Lantschfeldquarzit. Die hier ebenfalls nur in dieser Rinne aufgeschlossenen zwei m stahlgrauer Serizitschiefer im Hangenden des Quarzits könnten ev. dem Alpinen Röt zuzurechnen sein. Die mächtigen hellen Dolomite sind überwiegend massig, nur selten undeutlich gebankt ausgebildet. Sie stellen wohl Wettersteindolomit i.w.S. dar.

Die Anlage der markanten Geländestufe der Ursprungalm ist wohl auf das Zuammentreffen von mehreren Bruchsystemen, von denen die W-E-streichenden Störungen wohl die bedeutendsten sind, mit der lithologischen Grenze von karbonatischem Mesozoikum und Quarzphylliten zurückzuführen. Durch den Zusammenfluß zweier Gletscher, vom Preuneggsattel und aus dem Kranzelkar, wurde dieser Bereich glazial besonders stark überformt.

Weg von der Ursprungalm zum Preuneggsattel (P. SLAPANSKY)

Der Weg verläuft etwa an der Grenze zwischen den Bänderkalken des Alpinen Muschelkalks, die vielfach hangparallel mittelsteil gegen E abtauchen, und den Quarzphylliten des Alpinen Verrucano. Erst kurz vor dem Preuneggsattel schaltet sich wieder Lantschfeldquarzit dazwischen ein. Es stellt dies eine zusammenhängende Schichtfolge des verkehrten Hangendschenkels der Kalkspitzenmulde dar.



Hangschutt

Bergsturzblockwerk

Moräne mit Wall

Dolinen unter Moräne

Blockgletscher

Massiger Wettersteindolomit

Gebankter, mittelgrauer, grobspätiger Dolomit

Blaugrauer bis dunkelgrauer, z.T. auch rosa Bänderkalkmarmor

Rauhwacke

Lantschfeldquarzit (Skyth)

Quarzphyllit (?Perm)

Geröll führender Quarzphyllit

Magnetitreicher Serizitschiefer

Diaphthoritischer Paragneis

Amphibolit

Leukokrater Orthogneis

Störung

Abb. 16/1: Geologische Skizze des Gebietes um die Giglachseen (nach Aufnahmen von J. ALBER, E. HEJL, D. van HUSEN, A. MATURA und P. SLAPANSKY).

Die Bänderkalke sind zunächst in ihrem stratigraphisch höheren Anteil als vielfach plattige, dunkelgraue Kalke ausgebildet, die öfters hell anwittern, z. T. auch leicht dolomitisch sein können. Stellenweise führen sie Crinoiden. Weiter gegen S folgen blaugraue Bänderkalke, vielfach mit dolomitischen Schlieren, die intensiv verfaltet sein können. Es treten darin auch einzelne größere Körper von dunkelgrauem Dolomit auf, immer wieder auch unregelmäßige Dolomitknollen bis zu mehreren m^3 Größe. In den darauf folgenden blaugrauen bis hellen Bänderkalken findet sich immer wieder eine NW-SE verlaufende straffe Striemung auf den s-Flächen (gut erkennbar z.B. am alten Weg in etwa 1810 m Höhe, westlich des Tälchens). Aus Analogieschlüssen mit Untersuchungen im Seekarspitzgebiet wird vermutet, daß dieses Linear die Richtung der alpidischen Hauptbewegung angeben könnte.

(2) Preuneggsattel (1952)

Die Bänderkalke reichen, überrollt von Lantschfeldquarzitschutt, etwas östlich des Sattels den Hang hinauf. Die Verbreitung der Karbonatgesteine unter der Bedeckung ist hier und westlich des Oberen Giglachsees durch ± augenfällige Karstgruben angedeutet.

(D. van HUSEN:) In südwestlicher Richtung ist am Hangfuß zwischen Oberen Giglachsee und Znachspitze ein Anhäufung groben Schuttes erkennbar, die einen inaktiven **Blockgletscher** darstellt. Diese Form periglazialen Massenabtrages entsteht vornehmlich in grobkörnigem Schutt durch die Füllung der Hohlräume im Schutt durch Seggregationseis, wodurch der Schutt zu kriechen beginnt. Erst wenn sich die Klimaverhältnisse bessern, so daß das Eis wieder schmilzt, kommt die Masse zum Stillstand. Dabei sinkt dann der zentrale Teil durch den Verlust des Eises mehr ein als der Rand (der auch schon in der aktiven Phase eisfrei war), wodurch die schleppenartige Verdickung des Randes entsteht. Als Alter des aktiven Blockgletschers kann wahrscheinlich die jüngere Dryas von 11.000-10.200 BP angenommen werden.

Das letzte Stück des Weges zum Znachsattel führt wieder an der Grenze zwischen Bänderkalk und Latschfeldquarzit entlang. Dieser zeigt neben dem Weg südvergente Knickfältelung.

(3) Znachsattel, etwa 200 m südwestlich (P. SLAPANSKY)

Die Schichtfolge des Mesozoikums setzt sich hier aus Lantschfeldquarzit, wenigen m Rauhwacke, Bänderkalken und Dolomitschlierenkalken, wenigen m grobspätigem Dolomit und massigem bis dickbankigem hellen Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.) zusammen.

Die tektonische Situation ist recht komplex. Die hellen Dolomite bilden den Kern der isoklinalen Liegendfalte des Kalkspitzenmesozoikums. Dieser wird durch spätere Falten mit NW-SE-Achsen überprägt.

Vom Znachsattel gegen SW befindet man sich zunächst in den gegen E einfallenden Bänderkalken des verkehrten Hangendschenkels (Abb. 16/2). Dann folgen die Dolomite des Muldenkerns, zunächst ein geringmächtiger grobspätiger graubrauner Dolomit. Aufgrund des schleifenden Schnitts mit dem Gelände tritt er aber hier in einer mehrere Zehnermeter breiten Zone in Blöcken sehr häufig auf. Gegen NW wird er von massigem hellen Dolomit abgelöst. Darunter folgt ein Bänderkalkaufbruch, dem das markante Tälchen SE Kt. 2238 folgt. Diese Bänderkalke gehören bereits dem aufrechten Liegendschenkel des Mesozoikums an. Sie bilden hier eine oft sehr steile Auffaltung. Eine Schieferung im Faltenscheitel fällt gegen SW, weist somit auf NE-Vergenz dieser Sekundärfaltung hin. Gegen E folgt wieder grobspätiger, dann massiger heller Dolomit, schließlich die Bänderkalke des Hangendschenkels, die in den Gipfelaufbau der Lungauer Kalkspitze überleiten. In den hellen Dolomiten steckt ein weiterer dünner Bänderkalkzug, der bei etwa 2150 m den Wanderweg zur Ahkarscharte quert. Dieser scheint daraufhinzuweisen, daß der Muldenkern mehrfach isoklinal verfaltet ist. Die tektonische Situation wird weiter dadurch kompliziert, daß der Muldenkern hier eine Art Beutelmuldenstruktur zeigt und der Dolomit des Kerns bereichsweise unter die Bänderkalke des Liegendschenkels einfällt (etwa im Vordergrund von Abb. 16/2).

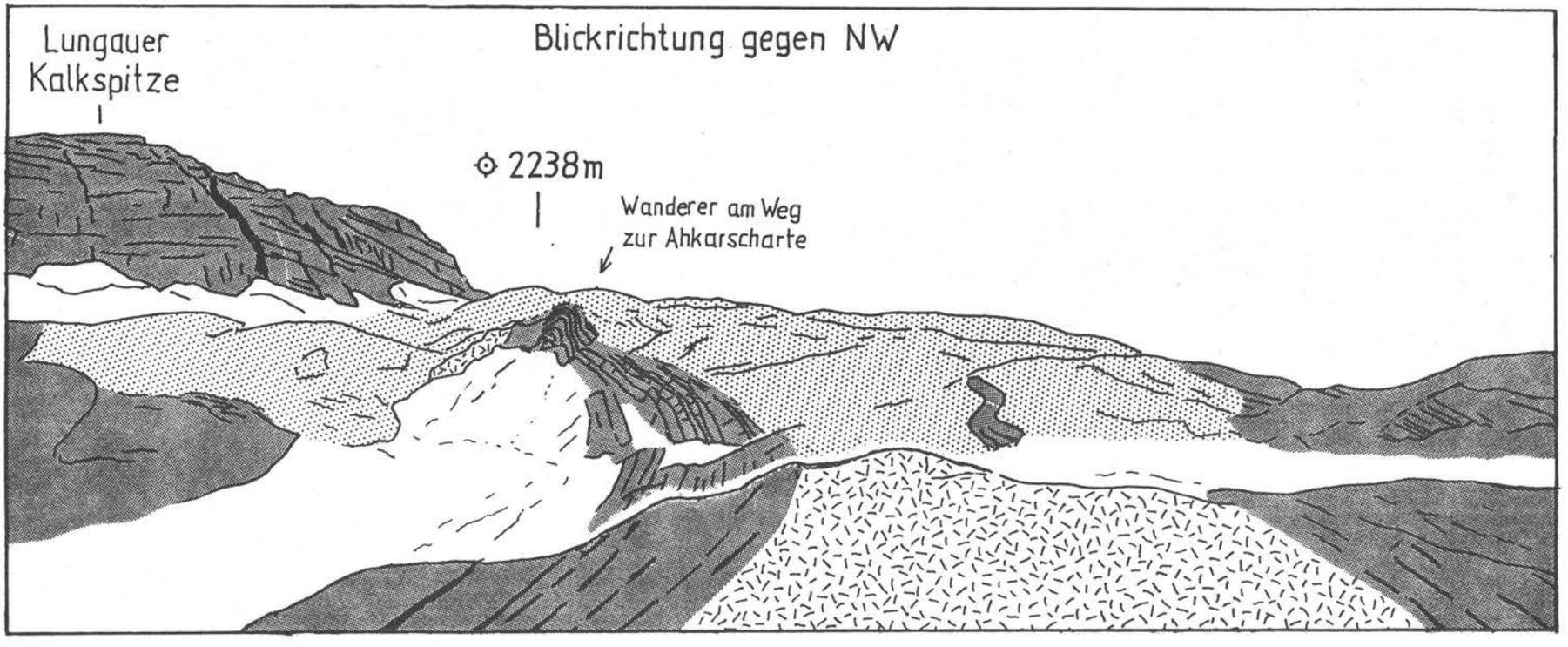


Abb. 16/2: Ansichtskizze der Ostflanke der Lungauer Kalkspitze von einem Standpunkt etwa 200 m SE des Znachsattels. Dunkler, feiner Punktraster: Bänderkalke; Strichelsignatur: grobspätiger, bräunlicher Dolomit; lichter, grober Punktraster: massiger bis undeutlich gebankter heller Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.)

(E. HEJL:) Vom Znachsattel gegen E quert man zunächst **Lantschfeldquarzit.** Diese weißen bis blaßgrünen, dünnschichtig bis plattig brechenden Quarzite fallen vor allem durch ihre Feinkörnigkeit auf. Auf s-parallelen Spaltflächen ist oft ein dünner, seidig glänzender Serizitbelag zu erkennen. Unter dem Mikroskop kann man aber auch feinschuppigen, ziemlich gleichmäßig verteilten Serizit zwischen den Quarzkörnern sehen.

Nach Untersuchungen von H. P. FORMANEK (1964, S. 32 f.) kann für den Lantschfeldquarzit folgender Modalbestand angegeben werden: Quarz 65-75%, Serizit bis ca. 20%, Kalifeldspat 5-15%, Albit (o-4% An) 3-5%, Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Epidot, Titanit und Opakes kommen akzessorisch vor. Spurenweise treten auch gebleichter Biotit und Chlorit auf. Die Korngröße aller Gemengteile ist sehr einheitlich; sie liegt meistens zwischen 0,02 und 0,2 mm.

Der Lantschfeldquarzit, der als ein nahezu unverwechselbares Schichtglied des zentralalpinen Mesozoikums gilt, wird üblicherweise in die skythische Stufe gestellt. Östlich des Znachsattels beträgt seine Mächtigkeit rund 120 m.

Gemäß der inversen Lagerung der hier mittelsteil E-fallenden Schichtfolge folgen gegen E über dem Lantschfeldquarzit die Gesteine der **jungpaläozoischen Quarzphyllitserie** mit Serizitphylliten, quarzreichen Serizitphylliten und deutlich geschieferten Serizitquarziten. Untergeordnet treten dünne braune Karbonatlagen auf. Die sonst vorwiegend hellen Gesteinsfarben (Weiß, Blaßgrün, Blaßgelb, Hellgrau) unterscheiden die Quarzphyllitserie von den meist viel chloritreicheren und folglich dunkleren Diaphthoriten des Altkristallins. Serizitreiche Blastomylonite, die durch starke tektonische Beanspruchung heller Orthogneise des Altkristallins entstanden sind, können den Gesteinen der Quarzphyllitserie aber sehr ähnlich sehen. Eine sichere genetische Zuordnung einzelner Handstücke von Serizitschiefer ist daher selten möglich. Die Einordnung serizitreicher Schiefer in die postvariszische Quarzphyllitserie muß daher vor allem nach dem Serienverband erfolgen.

④ **Znachspitze-N-Hang, in etwa 2000 m Sh S Kote 1921** (E. HEJL)

Eine Felsrippe aus **geröllführendem Serizitquarzit** zeigt lagenweise angereicherte, stark deformierte Quarzgerölle mit Durchmessern bis über 5 cm (vereinzelt bis zu 8 cm). Geröllführende Lagen wechsellagern mit vergleichsweise feinkörnigen Serizitquarziten im dm- bis m-Bereich. Anscheinend sind die Geröllquarzite aus einem eher schlecht sortierten Sediment entstanden; der Matrixanteil überwiegt deutlich gegenüber den Geröllen. Die Gesamtmächtigkeit des geröllführenden Bereiches beträgt hier ungefähr 10 m.

Da derartige Geröllquarzite ziemlich beständig an der Grenze zwischen dem Schladminger Altkristallin und der Quarzphyllitserie auftreten, wurden sie von einigen Kartierungsgeologen als Basiskonglomerate der postvariszischen Transgression interpretiert (A. SCHEDL, 1981, S. 1 u. 132 ff.; E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983, S. 27 f.; E. HEJL, 1986, S. 428). Zuvor hatte bereits A. MATURA (1976, S. A135) darauf hingewiesen, "daß die so kompliziert gestaltete Grenzzone der Radstädter Quarzphyllite zum Schladminger Kristallin in der Regel durch ± geröllführende Serizitquarzitschiefer bis (z. T. bunte) Quarzgeröllschiefer markiert wird". Im Rahmen seiner kurz vor dem Abschluß stehenden Dissertation konnte P. SLAPANSKY die Existenz eines rund um das Altkristallin des Seekarspitzes (nördlich von Obertauern, Blatt 126 Radstadt) verfolgbaren, bis zu 150 m mächtigen, geröllführenden Horizontes nachweisen. Das Kristallin des Seekarspitzes ist ein westlicher Ausläufer des Schladminger Kristallins. Der geröllführende Horizont, der dieses Kristallin mehr oder weniger flach unterlagert, leitet die Schichtfolge einer verkehrt liegenden Permotrias ein.

Die Vorstellung eines primären (d.h. transgressiven) Kontaktes zwischen dem Schladminger Kristallin und dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum geht auf L. KOBER (1923, S. 114 f.; 1938, S. 30 f., S. 198, Taf. 1), der das Schladminger Kristallin konsequenterweise zum Unterostalpin zählte, zurück, A. TOLLMANN, der sich (1958, S. 344

f.) dieser Deutung zunächst angeschlossen hatte, nahm später (1963, S. 102 f.) eine großräumige Überschiebung zwischen der inversen Radstädter Quarzphyllitdecke und dem hangenden Altkristallin an, da er eine tektonische Abtrennung des Schladminger Kristallins vom übrigen ostalpinen Altkristallin offenbar für unwahrscheinlich hielt. E. CLAR (1965, S. 27) hingegen deutete die inverse Trias unter dem Schladminger Kristallin durch die Annahme einer regionalen Überfaltung im Stirnbereich des ostalpinen Kristallins.

Unmittelbar über dem geröllführenden Horizont ist an der Grenze zum Schladminger Kristallin ein **magnetitreicher Serizitschiefer** eingeschaltet, reichlich begleitet oder durchdrungen von bräunlich verwitternden (?ankeritischen) Karbonatanreicherungen. Die Magnetitoktaeder sind bis zu 3 mm groß. Ähnliche magnetitreiche Schiefer kommen auch am Rande des Kristallins des Seekarspitzes, unmittelbar an der Grenze zur Quarzphyllitserie vor, können aber nicht so lückenlos verfolgt werden wie der zuvor genannte Geröllhorizont. P. SLAPANSKY hat für diese magnetitreichen Gesteine, die immer wieder in dieser charakteristischen Position auftreten, eine Deutung als alpidisch metamorphe Abkömmlinge eines postvariszischen Verwitterungshorizontes des Altkristallins zur Diskussion gestellt (siehe E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983, S. 27 f.).

(A. MATURA:) Das angrenzende Schladminger Kristallin ist im gesamten Exkursionsgebiet um die Giglachseen durch den Gollingkomplex vertreten, der durch gebänderte Paragneise mit Einschaltungen von Metavulkaniten (+ deutlich gebänderte Amphibolite, Chloritschiefer, leukokrate Orthogneise) charakterisiert ist. Im Bereich des Haltepunktes 4 folgt über den magnetitreichen Serizitschiefern ein lichter, lagiger **Plagioklas-Orthogneis.** U.d.M. zeigt eine Probe von hier ein relativ homogenes, gleichkörnig-kleinkörniges, granoblastisches Gefüge mit straffer Glimmerregelung. Hauptgemengteile sind undulöser Quarz und gefüllter Albit mit füllungsfreiem Randsaum. Nebengemengteile: Hellglimmer, blaßgrüner Chlorit, Karbonat in Form intergranularer Flocken oder als stark durchbewegte, dünne Fülle in schieferungsparallelen Spalten, ± stark zerdrückte und von Chlorit begleitete Magnetit-Oktaeder. Varietäten dieses sauren Metavulkanites können an anderen Stellen mit höheren Mikroklin-Anteilen leukogranitische Zusammensetzung erreichen. Es gibt aber auch Feldspat arme, quarzitische Varietäten und diese gerade im Grenzbereich zum Radstädter Permomesozoikum, wo sie mit Lantschfeldquarzit oder Quarziten der Quarzphyllitgruppe verwechselt werden können. Die magmatische Abkunft dieser lichten Plagioklasgneise ist nach den Untersuchungen von A. SCHEDL (1981) von den Verbandsverhältnissen (Wechsellagerung mit Amphiboliten) und dem Spurenelementchemismus abzuleiten.

Schieferungsparallele, ± deutlich ausgewalzte oder boundinierte, pegmatoide Lagen, wie sie den vorliegenden Plagioklasgneisen von Haltepunkt 4 eingelagert sind, sind besonders im Hangendbereich des Gollingkomplexes nicht selten.

Im Haltepunktsbereich sind auch subhorizontale Störungsflächen mit W-wärts verschobener Hangendscholle zu erkennen. Dies erklärt auch den Unterschied zwischen dem hier generell flacheren Einfallen der Grenze Quarzphyllit/Schladminger Kristallin und dem steileren, im Aufschlußbereich meßbaren E-Fallen der Schichtung.

Um den nächsten Exkursionspunkt zu erreichen, kann man etwa entlang der 2000 m-Isohypse den weglosen Wiesenhang mit wenigen Felsrippen aus Bändergneis gegen NE queren. Auf dieser Strecke ist das Anstehende weitgehend von Hangschutt überrollt. Erst ab den untersten Bergbaustollen im W-Fuß des Freying sind die Aufschlußverhältnisse besser.

(5) Freying, Obere Giglerbaue

(A. MATURA:) Diaphthoritische Biotit-Plagioklasgneise mit deutlichem Lagenbau und mittelsteilem bis steilem N-Fallen bilden den Felsuntergrund dieses Berges. Vereinzelt finden sich Einschaltungen von oft recht Granat reichen, gebänderten oder homogenen Amphiboliten. Von besonderer Bedeutung und Gegenstand des ehemaligen Bergbaues hier sind spätige, vererzte, mit reichlich Chlorit und Hellglimmer versetzte und bräunlich anwitternde Karbonatanreicherungen, die an steilstehende oder flacher einfallende Störungsflächen gebunden sind. Das Nebengestein ist dabei zumeist brekziös aufgelöst.

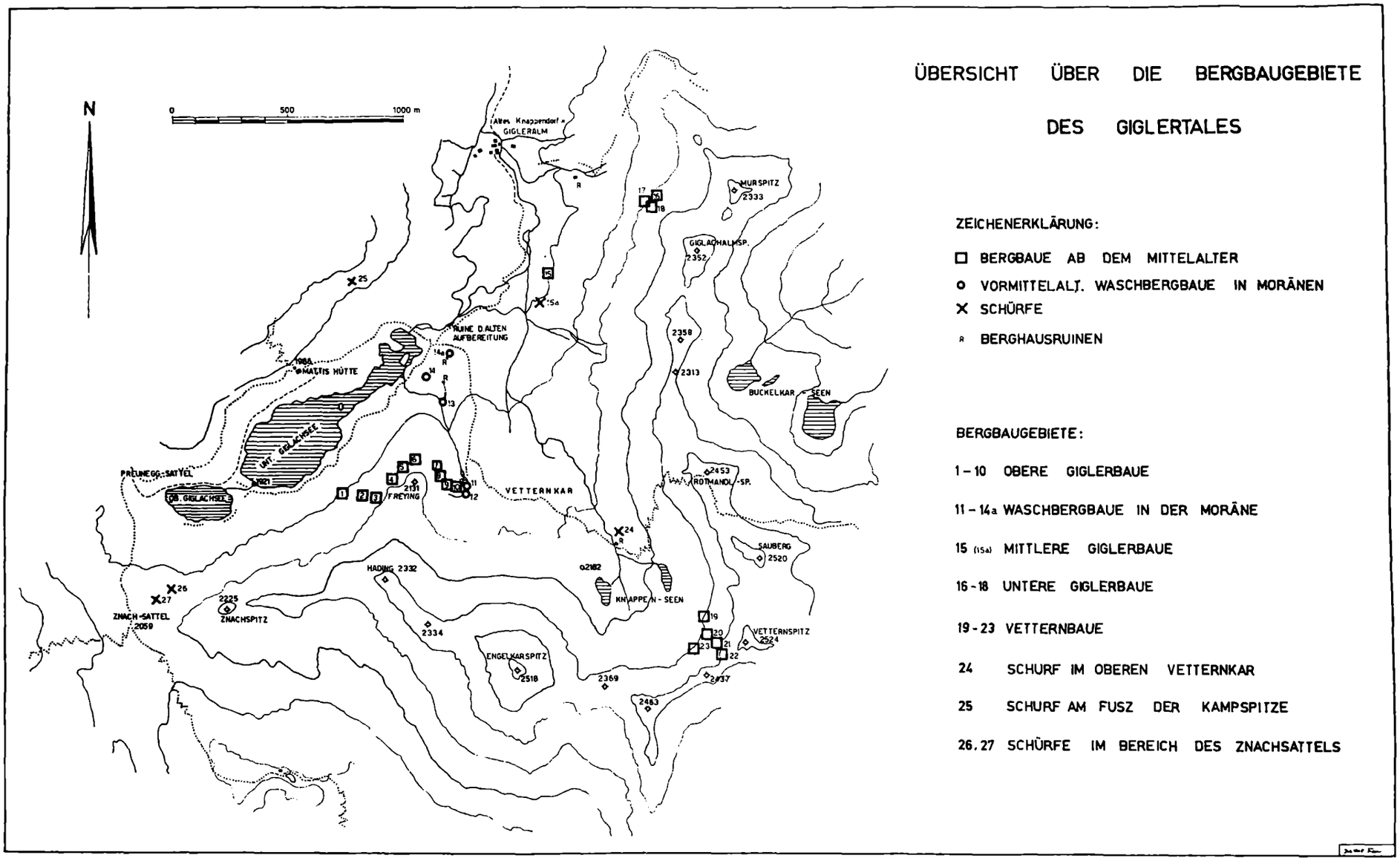


Abb. 16/3 (aus O. M. FRIEDRICH, 1969)

(D. van HUSEN:) Das **Vettemkar** wird von einer mächtigen **Mittelmoräne** geprägt, die zwischen den Gletschern aus den Karen westlich und östlich der Engelkarspitze abgelagert wurde. Beide Eiszungen erreichten noch den Talboden ohne deutliche Endmoränen zu hinterlassen. Die kräftigere aus dem östlichen Kar erfüllte sicher noch die versumpfte Wanne bei der Kote 1880. Als Alter dieser Ablagerungen ist wahrscheinlich die Ältere Dryas um 12.000 BP (Daun) anzunehmen, als die Gletscher wahrscheinlich noch die höchsten Karräume der Niederen Tauern erfüllten. Die kleinen Wälle um den ehemaligen Bergbau beim Freying sind Reste von kurzen Halten während der Abschmelzphasen dieser Stände. Ebenso nach dem Eisfreiwerden der Kare wird die schichtparallele Auflösung des Gipfelbereiches der Engelkarspitze erfolgt sein.

Die Oberen Giglerbaue (O. M. FRIEDRICH)

(Aus: Archiv f. Lgstf. i. d. Ostalpen, **9**, Leoben 1969)

Gegenüber der Ignaz-Mattis-Hütte befindet sich östlich des großen Giglachsees das sehr umfangreiche Gebiet der Oberen Giglerbaue. Diese ziehen sich, wie die Abb. 16/4 zeigt, vom Osthang des Giglachsees, etwa 1980 m hoch beginnend (Unterbaustollen), nach NO flach ansteigend um den Kopf der Freying (2131 m) nördlich herum und steigen östlich in den Talboden des unteren Vetternkares hinab, wobei die ältesten Baue noch östlich des dortigen Karbaches in einen Moränenwall (!) angesetzt sind. Nirgends überschreiten die Baue die 2100 m Schichtlinie. Konstruiert man aus der Karte ein mittleres Streichen und Fallen, so sieht man, daß die Lagerstätten einer WNW/OSO-streichenden und ziemlich flach nach SSW einfallenden (Bewegungs-)Fläche zuordenbar sind.

Die Lage der einzelnen Baue ist hinreichend der Karte Abb. 16/4 zu entnehmen, ebenso die Verwerfungen, Brüche und Ruscheln, auch der Faltenachsen, und, soweit sichtbar, das Streichen und Fallen der anstehenden Lagerstättenteile.

Am Ostufer des unteren Giglachsees stehen Felsen an: Sie bestehen aus Chlorit-Ankeritschiefer mit einem Einfallen 75°/49° (Messung, wie die weiteren in diesem Gebiet erfolgten mit CLAR-Kompaß, geben also das Einfallen, nicht das Streichen an!). Gegenüber dem auffallenden Köpfel wurden in einem quarzitischem Phyllit 142°/52°, am Ufer selbst 70°/37° gemessen. Im Köpfl selbst stehen Chlorit-Ankeritfelse (Eisendolomite) an mit 25°/24° bis 33°/68°, rechts oben auch 38°/43°. Der Eisendolomit bildet drei dünne Lagen, die vermutlich durch Verdrängung ehemaliger Kalk-Dolomitlagen entstanden sind, doch stehen nähere Untersuchungen noch aus.

Gerade aufwärts ansteigend, zeigt die Wand darüber tonig-sandige Chloritschiefer, 90°/29° bis 119°/26°, auch 110°/26° und ist rhythmisch von Quarzlagen durchzogen. Das Felswandel aber gerade über dem Köpfl besteht aus injiziertem Schiefer; er ist sehr feinkörnig und enthält dicke Chloritlagen. 74°/60°; b-Achsen: 63°/28° nach SO. Das Gestein ist stark bänderig und zieht zu den Bauen hinauf.

Bei der Wasserwand, einem vom darüber ausfließenden Stollenwasser überronnenen Wandel, Chloritschiefer mit Quarzschwielen und Ankeritnester, 35°/53°.

Die untere Halde führt Amphibolit, 67°/65°, feinkörnig, mit Ankeritnestern, er ist feldspatreich.

Eine Hausruine auf 1970 m mißt 8 x 7 m; 4 m daneben lag ein etwa 5 m langer Schurf mit verwachsener Halde in Moräne; hier steht lichter, feinkörniger Gneis an mit Spuren von Kies, 70°/65°.

Der Stollen darüber, auf 1980 m, war der westliche Erbstollen. Er ist verbrochen, bringt aber aus den oberen Bauen sehr viel Wasser. Seine Halde hat fast kein Erz; daher dürfte die Lagerstätte wahrscheinlich noch nicht erreicht worden sein oder nicht auf diese Sohle hinabreichen.

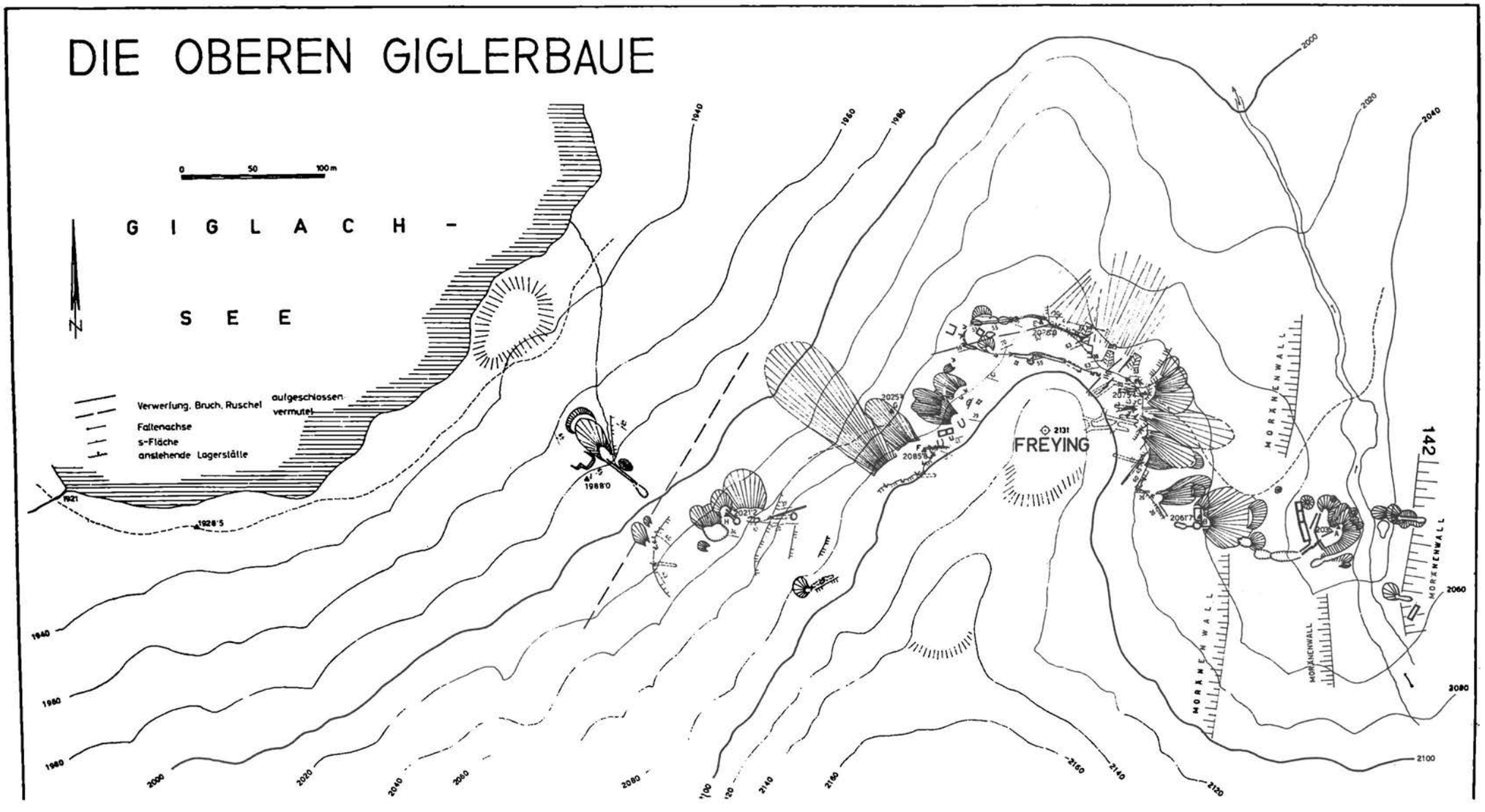


Abb. 16/4 (aus O. M. FRIEDRICH, 1969)

Auf den Halden zu den oberen Bauen viel Co- und Ni-Blüte. Das Erz ist hauptsächlich Fahlerz, wenig Kupferkies. Eine Störung geht fast durch bis ins Tälchen vor dem See.

Beim Tagebau eingewickelter Ankerit. Im feinkörnigen Gneis Zerrklüfte h0l mit Chlorit und Quarz; die zweite Klüftung, die sie aufreißen, führt 1 cm Albit an Quarzgang-Mugel.

Ein Stollen am Fuße einer kleinen Wand etwas östlich des Aufstellungspunktes H ist unmittelbar an einem Quarzgang mit Albit angesetzt - "Gangstollen". Man hat den Gang in der Firste abgebaut und dabei mit dem Tag gelöchert. Der Gang steht fast saiger. Etwa 30 m darüber folgt ein weiterer Stollen einem ähnlich nach NO ziehenden Gangtrum.

Von der nächsten Baugruppe folgt ein Stollen einem fast OW streichenden Gangtrum, darüber der höchste, etwa 2090 m hoch gelegene, aber einem solchen nach NO streichenden.

Auf 2075 m verfolgt ein noch offener Stollen einen Gang; ein Quergang (144°/79°) mit Ankerit übersetzt ihn; 10 m westlich dazu liegt ein Parallelgang.

Bei der großen Spalte sieht man, daß der Ausbiß das ss unter einem leichten Winkel von etwa 25° überschneidet: Das ss (165°/77°) ist teilweise deutlich erkennbar; es wurde von einer ersten Verfaltung, der auch die Vererzung folgte, schief überprägt, das Ganze dann noch einmal überarbeitet. Dabei sind Sättel der Falten aufgebrochen, Quarz und Ankerit wurden darin abgesetzt. Dies spricht dafür, daß die Vererzung während tektonischer Bewegungen ablief, diese teilweise noch überdauerte.

Von den oberen Bauen westlich der Freying sind wohl die Orte der alten Mundlöcher kenntlich, die Baue aber nicht mehr fahrbar. Durch das steile Gelände sind die Halden sehr tief hinab verstreut.

Nördlich der Freying sind zwei nahezu OW streichende Lagergangzüge durch zahlreiche Einbaue erschlossen und auf etwa 160 m verfolgt. Teilweise sind die Halden weit nach N hinab verstreut.

Beim Aufstellungspunkt E der Vermessung (siehe Abb. 16/4), also nördlich der Freying, folgt der Gang deutlich einer tektonischen Störung zwischen dem steil stehenden südlichen Bereich und daran angeschleppten, flacher nach Norden einfallenden Gneisen nördlich davon. Die Störung zieht, in einer steilen Rachel nach unten und ist von Ankerit und Gangquarz als Gangfülle begleitet.

Jenseits der Störung folgen, etwa ab Punkt C nach Süden weitere Baue, etwa auf der Schichtlinie 2080 m angeordnet. Sie sind vom Touristensteig Giglachseehütte-Keinbrechthütte vom breiten Moränenrücken aus über dem alten Erzsträßlein leicht erreichbar.

Dieses Erzsträßlein, auch "alter Knappenweg" genannt, führt, wie Abb. 16/3 zeigt, vom Abfluß des unteren Giglachsees mit einem Ast nach Norden zur Ruine der alten Aufbereitung und weiter zur Gigleralm und den Unteren Giglerbauen; ein nach SW leitender Ast ist am Ostufer des unteren Giglersees noch sehr gut erhalten und diente dazu, die Erze über den Preuneggsattel-Ursprungalm zur Hütte in der Weitgaßau am Ausgang des Preuneggtales zu fördern. Der dritte nach Süden führende Erzweg führt bergan zu den Ruinen der alten Knappenhäuser im Vetternkar, die den Vetternbauen zugehören. Von diesem zweigt am breiten Moränenrücken in einer Höhe von etwa 2115 m das Erzsträßlein zu den östlichen der oberen Giglerbaue ab, und zwar genau östlich des "g" im Worte "Freying" des staatlichen Kartenwerkes 1:50 000, Blatt 127. Die östlichen "Oberen Giglerbaue" sind in dieser Karte mit dem Bergbauzeichen eingetragen, dem "verf" (= verfallen) beigefügt ist.

Der von der Abzweigung mäßig abfallende Erzweg führt in ein Tälchen, in dem der Karbach eine "Lacke", eine natürliche oder wahrscheinlich künstlich etwas verbreitete Stelle bildet, die ebenfalls im Kartenblatt 127 eingetragen ist. Hier liegen ö s t l i c h des Karbaches Halden und Mauerreste, die trotz der Höhe von 2040 m bis 2050 m weitgehend begrünt sind und daher wesentlich älter sein müssen als die dem Mittelalter angehörenden Baue westlich des Karbaches. Sie gehören sehr wahrscheinlich einer vorgeschichtlichen Bergbauzeit an. Es scheint, daß man hier aus der Moräne, also aus dem Lockergestein, Erze ausgewaschen hat. Dabei kann dieses Erz möglicherweise aus einer von der Moräne überwältigten und in sie aufgenommenen streichenden Gangauslängung der westlich davon liegenden Erzgänge stammen.

Ähnliche Waschbergbaue (?) finden sich auch nördlich davon bei P 13, 14, 14a der Übersichtskarte Abb. 16/3. Davon fällt der Bau 13 durch seinen großen Schneekragen und seine ebenfalls voll begrünte Halde sehr auf. Aus dem noch deutlich kenntlichen Mundloch tritt sehr viel Wasser, fast ein ganzer Bach aus. Wenig vor (N) diesem Bau liegen Mauern eines Berghauses.

Ein weiterer Schurf (15 und 15a) liegt etwas tiefer unten, etwa auf der 1900 m Schichtlinie; seine ebenfalls ganz begrünte Halde ist vom Anstieg von der Gigleralm zur Giglachseehütte auffallend sichtbar.

Alle diese vorstehend genannten Baue in der Moräne halte ich für vorgeschichtlich.

Wie die Karte, Abb. 16/4 zeigt, liegen westlich des Karbaches ganz im Talboden große Halden, Hausruinen, Schneekragen eines östlichen Unterbaustollens des Lagerstättenzuges der Oberen Giglerbaue. Auch das ehemalige Mundloch ist noch gut zu erkennen, überlagert von zwei Verbruchpingen.

Der nächst höhere Bau bei B (2061·7 m) liegt 26·7 m über dem unteren; sein Haldenkopf trägt Mauerreste eines Berghauses, die Halde ist mäßig begrünt; Verbruchpingen; auch am anschließenden Felswandel ist ein Tagverbruch nicht mehr fahrbar.

Von hier ziehen die Baue nach Norden am Fuße von Wandeln und Schrofen etwa in einer Höhe von 2080 m. Einige sind noch offen und zur Not fahrbar; deren Erstreckung ist in der Abb. 16/4 angedeutet. Ein kleiner Tagbau zeigt die anstehende, aber verarmte Lagerstätte. Der nächste Bau zeigt einen Abbau vom Tag aus, ist aber nicht mehr fahrbar.

Der größte offene Bau auf der Ostseite liegt ober dem Buchstaben "g" des Wortes Freying der Karte Abb. 16/4. Die Feldesteile zwischen den eingezeichneten Strecken sind ausgebaut und versetzt. B-Achsen zeigen 112°/13°, 97°/13°. Der Ankerit ist begleitet von Quarz und Chlorit, ist syntektonisch eingedrungen und darnach kristallisiert.

Einer der folgenden Stollen ("f") zeigt einen schlanken Pfeiler, ist darnach noch 15 m offen, der letzte Schuß wirde nicht mehr ausgeräumt. Der weitere Bau, "g", hat vorne Wasser, ist hinten aber trocken. Ankerit steht vom Mundloch bis zum Vorort an. Der Stollen "h" ist rechts mit dem nächsten verbunden. Er ist 20 m lang fahrbar, geht nach R = 110° in den Berg. Der Ankerit ist hier, wie auch zwischen "g" und "h" teilweise über 1 m mächtig und zieht fast söhlig durch die Hangstufe. Er ist schwielig-nierig in den Schiefer eingeschaltet und wird durch Querruscheln etwas verstellt. Deren Klüfte ziehen wandbildend steil nach unten. Der Ankerit folgt, wie man hier deutlich erkennen kann, einer flachen Überschiebungsbahn. Im Gestein vorhandene ältere (d. h. vor der Ankeritbildung entstandene) Klüfte werden durch den Ankerit verheilt, dabei das Gestein vielfach aufgeblättert, wobei der Ankerit tief ins Gestein eindringen kann.

Im Lagerstättenbereich findet man in den chloritreichen Schiefer auch eingeknetete grobkörnige Gneis-, auch Pegmatitschollen.

Im K n a p p e n k a r liegt nördlich der großen Ruinen der Berghäuser der Vetternbaue ein Schurfstollen auf Kupfererze mit ankeritischer Gangart, etwa 2145 m hoch. Er geht in Richtung auf das Rotmandl in den Berg, ist etwa 15 m lang. Er verfolgt eine gleiche Lagerstätte, wie sie in den oberen Gigler- oder in den Vetternbauen vorliegt: Ankerit mit Quarz und Chlorit, etwa gleich gefügig wie bei den anderen Bauen, mit Spuren von Kupferkies, Fahlerz, Eisenkies.

Am Ufer des oberen Giglachsees liegen immer wieder grobe Blöcke aus rostig anwitterndem Karbonat mit Pyrit, Quarz und Chlorit. Das zugehörige Anstehende findet sich in den Wandeln der Hänge gegen die Znachspitze hinauf. Es handelt sich zum Teil um lagerhafte, aber auch nesterartig anschwellende Ankeritmassen, die tektonisch sehr stark fließend verformt, nachher aber teilweise recht grobspätig kristallisiert sind. Viele dieser Ankeritknödel sind mehr oder weniger reichlich mit bis 1 cm groben Pyriten durchsetzt. Ganz vereinzelt findet man daneben feine Äderchen von Kupferkies, sodaß diese Karbonatmassen an mehreren Punkten etwas beschürft worden sind. Meines Erachtens handelt es sich dabei um Bildungen einer ähnlichen Ankerit-Pyrit-Kupferkies-Phase wie bei den Oberen Giglerbauen und nicht um eine nur etwas rekristallisierte, ursprünglich sedimentäre Bildung. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß zwar eine ursprünglich sedimentäre Kalk- oder Dolomitabscheidung, allenfalls in einer Art von Kalktonschieferlagen vorlag, die ähnlich, wie ich dies für das Nockgebiet zeigen konnte, von einer Mineralisationsabfolge in Eisendolomit + Chlorit + Pyrit + Kupfererze umgesetzt worden ist, die der Vererzung der Oberen Giglerbaue zuzuordnen ist.

Auch die tektonische Lage, nahe der Überschiebung des Schladminger Kristallins und der Quarzphyllitserie über Trias der Radstädter Tauern, die am nahen Znachsattel so klar aufgeschlossen ist, paßt gut in diese Vorstellung und weist auf Ähnlichkeiten mit dem Seekahrgang (J. G. HADITSCH 1964).

Im großen folgen die Oberen Giglerbaue einer sehr flach liegenden Bewegungsfläche, die unter dem Freying (2131 m) durchzieht und über eine Fläche von 600 m in OW-Richtung und 200 m senkrecht dazu erzführend nachgewiesen ist. Von dieser Bewegungsfläche zweigen immer wieder gangförmige Trümer ab, die "Erzgänge" bilden. Sie gehen auf Spalten zurück, die in der verhältnismäßig gering belasteten Hangendscholle bei deren Bewegung über das Liegende aufrissen.

Im Südwesten hört die Erzführung an einer, den ganzen Hang zwischen Hading und der Znachspitze durchziehenden Schuttrampe auf (geolog. Grenze?). Erst wesentlich weiter im W setzen die angegebenen Ankeritausbisse ober dem Znachsattel wieder ein. Sie haben aber keine direkte Verbindung zu den Oberen Giglerbauen.

Literatur (siehe Kapitel 13a)

Bodengeophysikalische Messungen im Giglachsee-Gebiet (M.J. MAURITSCH)

Eines der im Detail studierten Meßgebiete der südlichen Schladminger Tauern war der Abschnitt Giglachsee - Freying - Vetternkar - Rotmandlkamm. Magnetik- und VLF-Messungen konnten hier in allen Bereichen ausgeführt werden, für die SP-Vermessungen konnten nur die Steige zur Rotmandlscharte sowie der Weg von Giglachsee zum Duisitzkar ausgenützt werden. Während die Magnetik nur am Rotmandlkamm und im Bereich der Murspitze einzelne kleinräumige Anomalien ergab, konnten mit der VLF mehrere Anomaliebereiche auskartiert werden (Abb. 16/5 und 16/6). Der auffälligste Anomalienbereich beginnt beim Ausfluß des Giglachsees und streicht ziemlich genau W-E bis in jene

Bereiche, die mit den Instrumenten nicht mehr begehbar waren. Der geologischen Karte von Surenian und Zimmer kann keine geologische Ursache entnommen werden. Der breite Anomalienbereich NNE vom Giglachsee ist vermutlich durch die stark durchfeuchtete Verebnung zu den Mittleren Giglerbauen verursacht. Ein Zusammenhang der Anomalienbereiche mit dem ehemaligen Revier Freying kann in keiner Weise hergestellt werden. Die Profildarstellung in Abb. 16/7 zeigt ein charakteristisches Profil aus diesem Bereich, wo Anomalien in Verruschelungszonen von Biotit-Granatglimmerschiefer bzw. Quarzphyllit (Branden) auftreten. Die magnetischen Anomalien sind immer an Kammlagen gebunden und kleinräumig. Dies führt in Verbindung mit den gemessenen Suszeptibilitätswerten zu der Interpretation, daß es sich um Blitzschlagmagnetisierungen (Abb. 16/8) handelt. Trotz der sich häufig ändernden Intensitäten der Magnetisierung kann deutlich ein Dipol-Charakter erkannt werden, der induzierten Magnetisierungen im heutigen Erdfeld entspricht.

(A. MATURA:) Der Rückweg zur Ursprungalm um das Unterende des Unteren Giglachsees führt zunächst über teils Moränen bedeckte Metavulkanitserie; um das NE-Ende und NW des Unteren Giglachsees trifft man auf zwei Amphibolit reiche E-W-streichende Zonen mit einzelnen "brandigen" Streifen (kies-impregnierte und bräunlich verwitternde Paragneise, Serizit-Chloritschiefer und Amphibolite). Der auffallende, E-W-streichende Anomalienbereich in Abb. 16/5 (VLF-Elektromagnetik) am Unterende des Unteren Giglachsees deckt sich mit dem Verlauf einer Amphibolit reichen Zone. Die Ignaz-Mattis-Hütte sitzt auf Amphiboliten. Vor dem Preuneggsattel erreicht man wieder die verkehrt das Schladminger Kristallin unterlagernde Quarzphyllitserie und Lantschfeldquarzit.

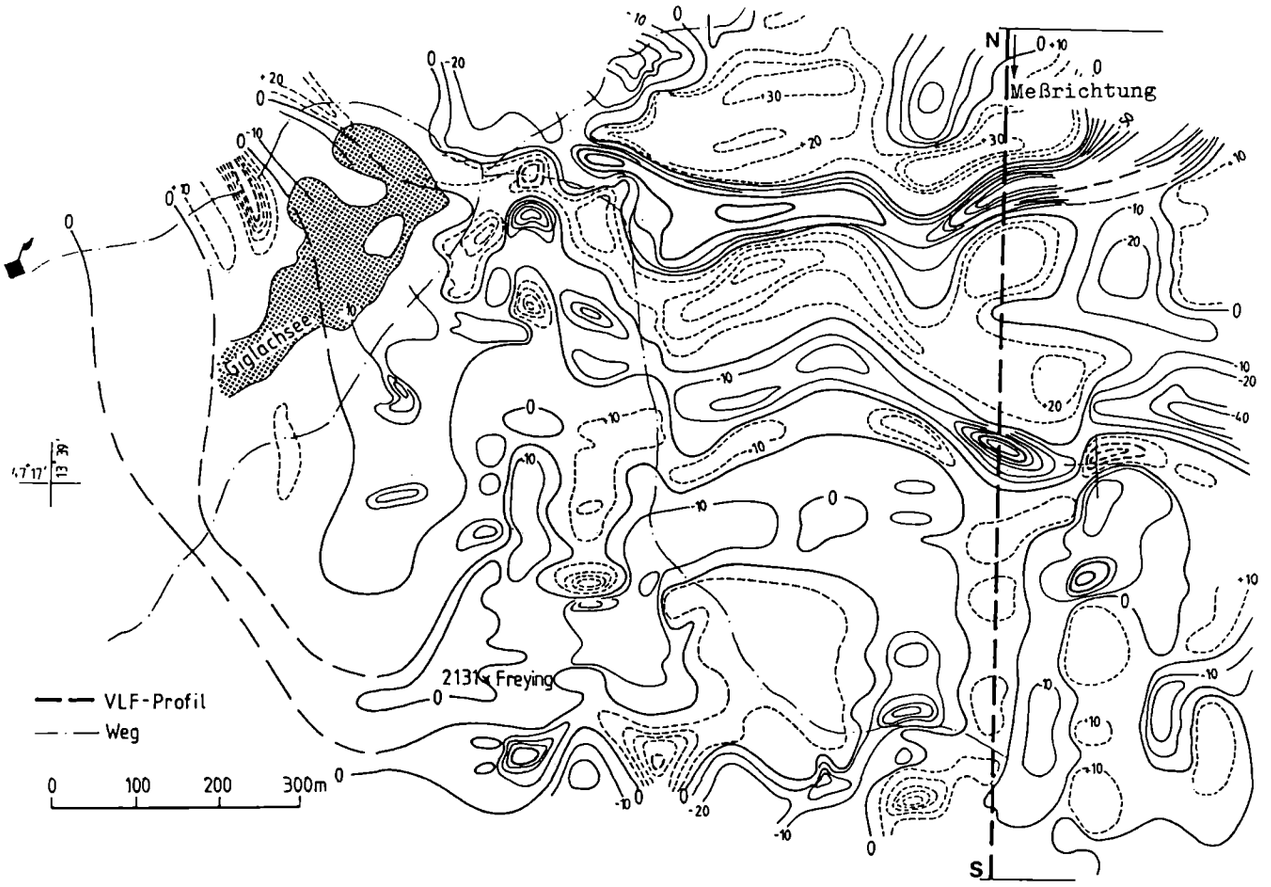


Abb. 16/5: Frasergefilterte Realkomponente der VLF-Elektromagnetik im Gebiet Giglachsee-Vetternkar.

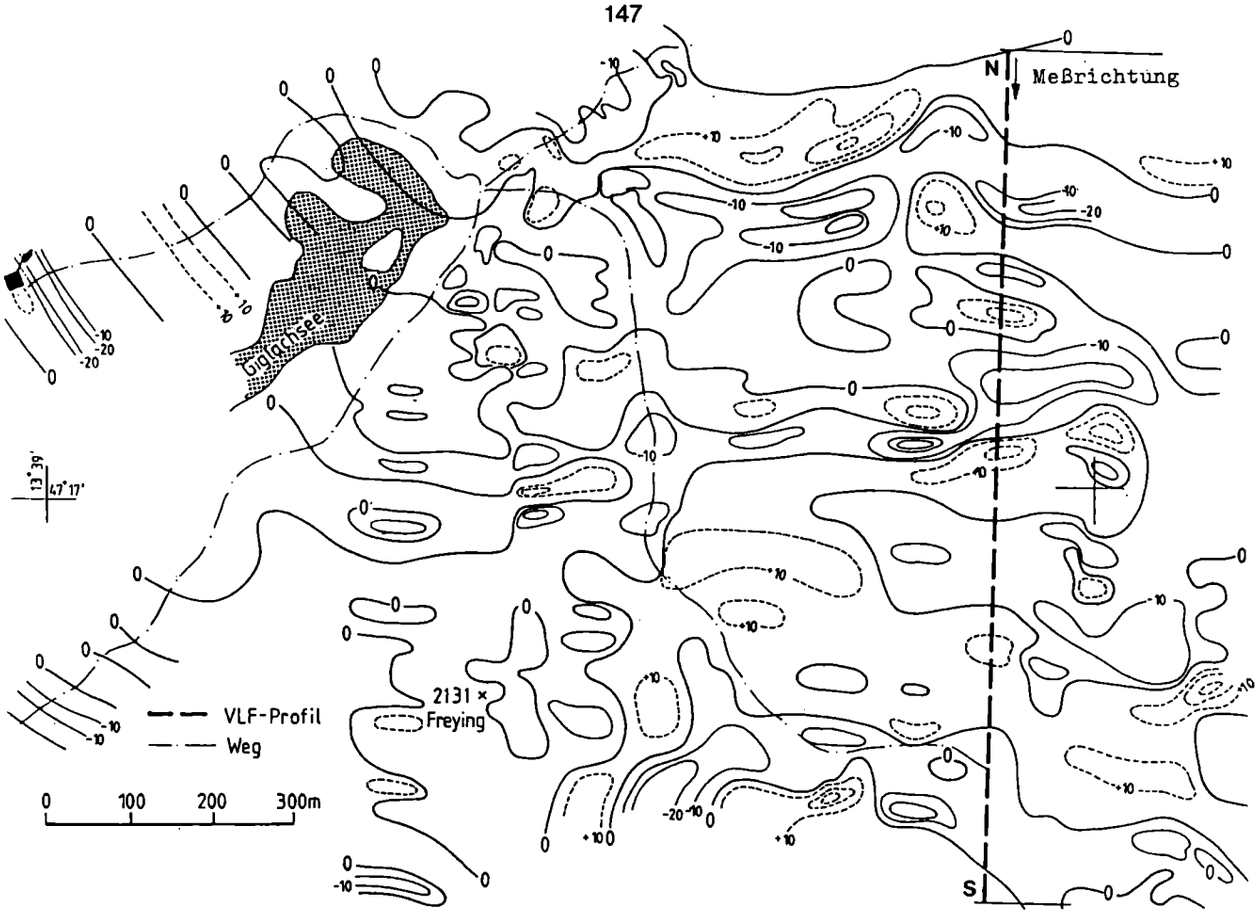
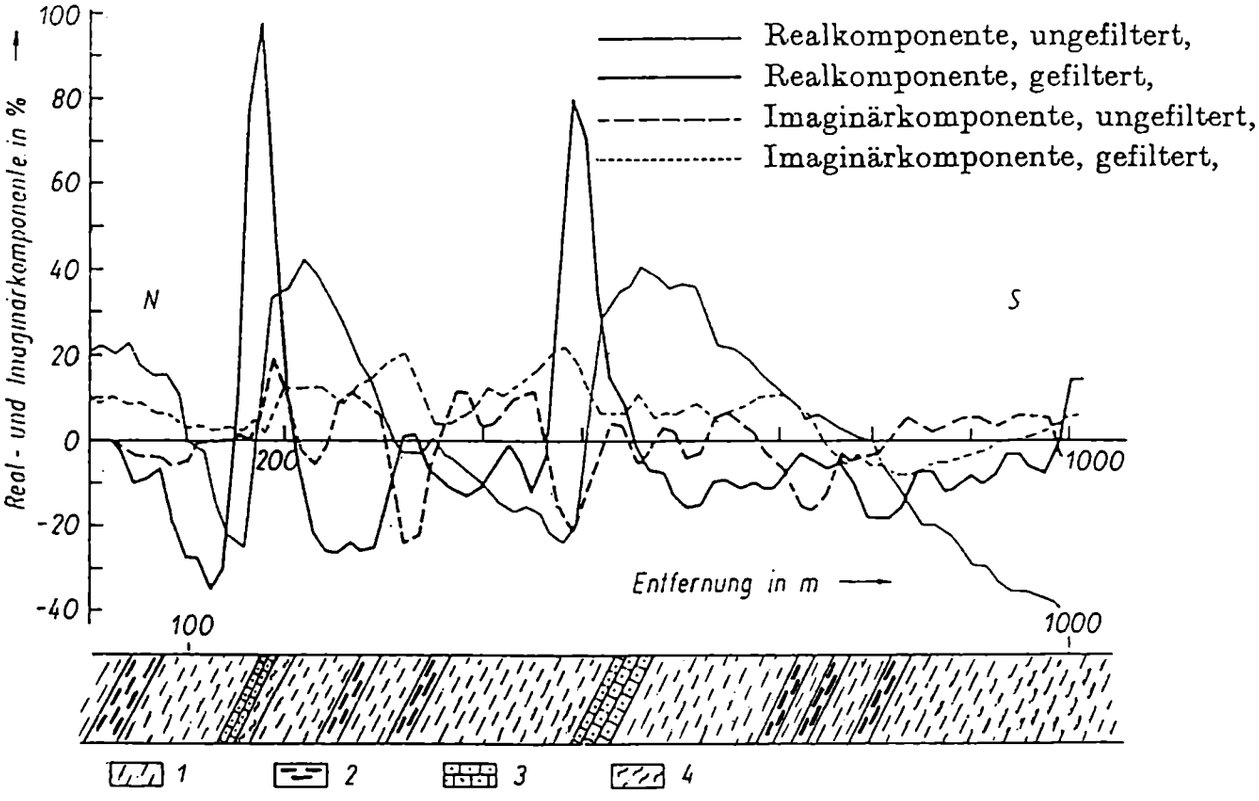


Abb. 16/6: Frasergefilterte Imaginärkomponente der VLF-Elektromagnetik im Gebiet Giglachsee-Vetternkar.



1 Bändergneis; *2* Amphibolit; *3* Biotit-Granat-Glimmerschiefer; *4* Quarzphyllit

Abb. 16/7: VLF-Anomalien im oberen Vetternkar.

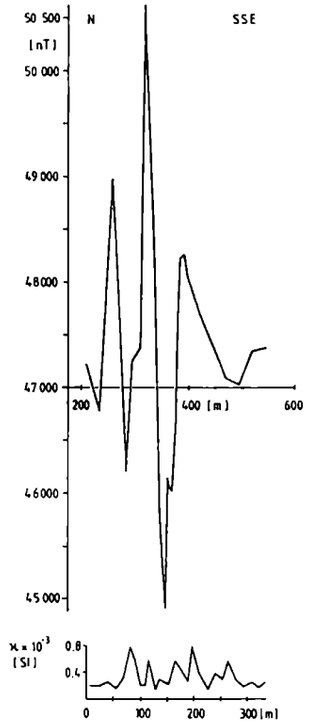


Abb. 16/8: Verteilung der Totalintensität (Blitzschlagmagnetisierung) im Vergleich mit insitut-Suszeptibilitätswerten am Rotmandlspitzkamm.

(6) Steg S Bankwirt, Preuneggtal (A. MATURA)

Ein markierter Steig führt von der Preuneggtalstraße bei der Abzweigung zur Reiteralm über Moränenschutt zum Steg über den Preuneggbach. Hier ist der **Grenzbereich Schladminger Kristallin/Wölzer Glimmerschieferkomplex** (bzw. Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) aufgeschlossen und vom östlichen Ufer zugänglich (Abb. 16/9). Dieser nordwestlichste Ausläufer des Schladminger Kristallins ist hier nur ungefähr 200 m mächtig. Der gesamte Bereich ist intensiv durchbewegt. U.d.M erweist sich die letzte bedeutende Deformation als postkristallin; nur Quarz ist teilweise rekristallisiert.

Eine Paragneisprobe, die wenige Meter oberhalb des Steges entnommen wurde, zeigt ungleichkörniges Gefüge. Mehrere mm große, dicht gefüllte, zerbrochene Plagioklase werden umschmiegt von feinkörnig-schuppigen Zügen aus zerriebenen Plagioklasen, Hellglimmer, Chlorit und Titanit. Dazwischen sind ausgewalzte Granat-Chlorit-Aggregate eingeschaltet. Quarz ist z. T. rekristallisiert, nur mäßig undulös, und bildet schieferungsparallele Linsen und Zeilen. Der Mineralbestand wird durch geringe Mengen von Karbonat und Epidot sowie von akzessorischen Apatiten, Orthiten, Zirkonen und Opaken ergänzt.

Nahe der Nordgrenze des Kristallins stellen sich zerscherte basische Gesteine ein. Es sind feinkörnige, straff geregelte, grano-lepidoplastische Epidot-Chlorit-Hornblende-Albitschiefer mit geringen Mengen von Karbonat und Titanit.

Die tektonische Grenzzone ist mit wenigen dm Breite relativ schmal und fällt steil nach Norden ein. Es gibt keine tektonischen Wiederholungen durch Verschuppung.

Eine Probe, unmittelbar nördlich der Grenzzone entnommen, zeigt die für die phyllitischen Glimmerschiefer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes typische inhomogene,

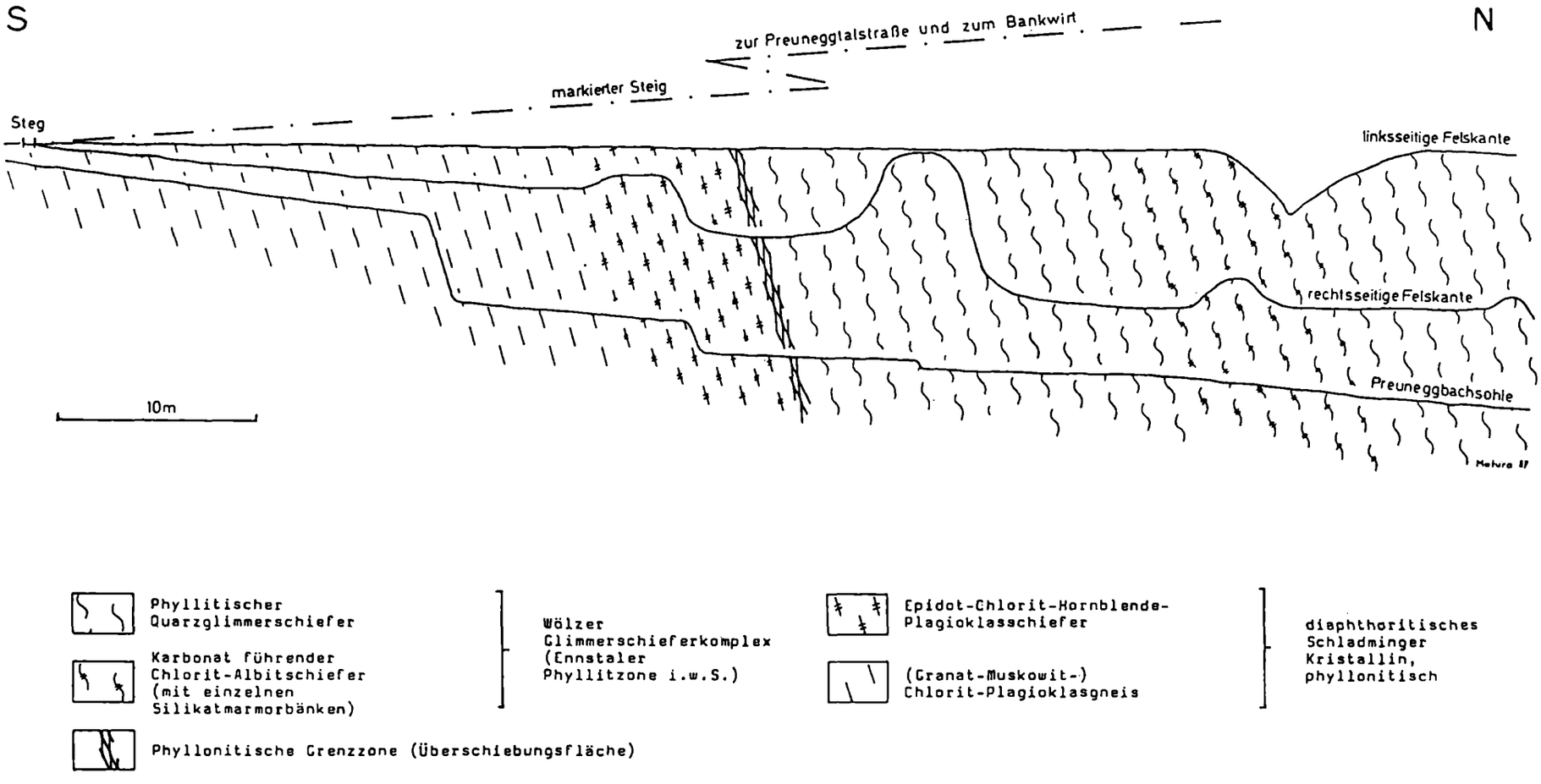


Abb. 16/9: Geologischer Schnitt im Grenzbereich Schladminger Kristallinkomplex/Wölzer Glimmerschieferkomplex (bzw. Ennstaler Phyllitzone i.w.S.) längs der Preuneggbachsohle beim Steg SE Bankwirt (A. MATURA 1987).

schieferungskonforme Verteilung von Hellglimmer, Chlorit, Quarz und Albit sowie eine für den Grenzbereich kennzeichnende, in dieser Probe allerdings sehr bescheidene Graphitpigmentierung eingeschlossen in Hellglimmerzügen oder in Albit-Klasten. Quarz bildet teilweise rekristallisierte, etwas undulöse gröbere Zeilen und Linsen oder mit Albit und den meist gequälten Glimmern das feinkörnigschuppige Grundgewebe. Akzessorien: Opake, Titanit, Epidot, Zirkon.

In den darüber folgenden phyllitischen Glimmerschiefern wechseln zwar die Mengenverhältnisse der Minerale, Graphit fällt weg, bei den Akzessorien treten Turmalin, Apatit, Karbonat und Orthit hinzu, die angegebenen Gefügemerkmale bleiben aber gleich.

Etwa 20 m nördlich der Grenzzone ist den phyllitischen Glimmerschiefern ein etwa 10 m mächtiger karbonatführender Chlorit-Albitschiefer eingeschaltet, örtlich mit gefüllten Plagioklas-Porphyroklasten oder Einschaltungen von dm-mächtigen Silikatmarmor-Lagen.

(7) Grubbachgraben W Pichl (A. MATURA)

Die Felsböschung an der Straße etwa 100 m taleinwärts von der Ennstalbundesstraße entfernt zeigt ein etwa 60 m langes Profil in Phylliten der **Pichl-Einheit.** Es sind mittel- bis dunkelgraue, ebenflächige Phyllite, steil NNW-fallend. Die durchschnittliche Korngröße ist unter 0,05 mm. Die verschwommen-inhomogene Verteilung der Hauptgemengteile Hellglimmer und Quarz läßt u.d.M. zusammen mit der Pigmentverteilung Fältelung und sekundäre Schieferung der sedimentären Schichtung erkennen. Nach persönlicher Mitteilung von J. M. SCHRAMM beträgt die von ihm an einer Phyllitprobe von hier gemessene Illitkristallinität 3,1mm (Index nach B. KUBLER 1967); damit liegen diese Phyllite im epizonalen Bereich. Vereinzelt treten Quarz-Karbonat-Adern auf, entweder unregelmäßig in Orientierung und Dicke (cm bis dm) oder an einer Stelle als steilstehender Gang.

Im hangenden Teil des aufgeschlossenen Profiles stellen sich mürb verwitterte Metavulkanite ein und Partien mit braun umkrusteten, grobkristallinem Dolomit.

Im Bachbett daneben liegt ein etwa 50 m³ großer erratischer Block aus geröllführendem Quarzit der Radstädter Quarzphyllite.

(8) Straßenböschung NE Gleiming (A. MATURA)

Die auffallende, etwa 200 m lange und bis zu 10 m hohe Felsböschung an der Ennstalbundesstraße bei der Abzweigung nach Gleiming zeigt vorwiegend Grünschiefer der **Pichl-Einheit** mit Einschaltungen von Phylliten und Karbonatgesteinen. Der Gesteinsbestand ist stark tektonisiert. Dementsprechend ist auch die Lagerung unruhig; neben dem vorherrschenden mittelsteilen NW-Fallen der Schieferung ist stellenweise Saigerstellung mit NNE-Streichen festzustellen.

Die Grünschiefer sind feinstschuppige Chloritschiefer mit Albit, Quarz, Karbonat und Epidot. An einigen Stellen ist der vulkanoklastische Charakter des Ausgangsgesteines erhalten geblieben. Vor allem etwa 40 bis 50 m südöstlich der Kreuzung sind cm-große, linsige Gesteinsfragmente sowie bis zu 5 mm große Augite erkennbar. Cm-große doch mm-dünne Chlorit-Aggregate sind wohl als ausgewalzte Pseudomorphosen nach Augit (vielleicht auch von Hornblende oder Biotit) zu interpretieren. Einzelne m-mächtige Marmorlagen sind mit den Grünschiefern durch kurze Übergänge verbunden. Im westlichsten Teil des Aufschlusses bei der Bushaltestelle ist auf einer Strecke von etwa 30 m bräunlich angewitterter, silikatreicher Dolomitmarmor aufgeschlossen. Er zeigt auffallende, cm-große und mm-dünne dunkle Chloritaggregatschuppen, die örtlich lichtgrün gebleicht sind. Der Gesteinsbestand wird dann noch durch die Einschaltungen von grauen bis gelblichgrauen, feinstschuppigen Phylliten komplettiert. Sie sind stellenweise stark zerquetscht und zerbrochen und die Risse dann mit Quarz und Karbonat ausgefüllt. Eine Phyllitprobe von dieser Lokalität besitzt nach einer Messung von J. M. SCHRAMM (siehe Kap. 7 und Exkursionspunkt 7) ebenfalls die Illit-Kristallinität von 3,1 mm (Index nach B. KUBLER 1967). Die gesamte Serie wird von mehreren saigeren, NE-streichenden Störungsblättern durchsetzt.

17. EXKURSION AICHBERG-STODERZINKEN-RAMSAU

Route: Pichl - Weißenbach - Gradenbachtal - Aichberg; - Aich - Gröbming - Stoderzinken-Mautstraße - Stoderbrünnl (ung. 1550 m Höhe); Fußmarsch bergwärts teils entlang der Mautstraße bis zu den Parkplätzen (ung. 1750 m Höhe); - Gröbming - Weißenbach - Lodenwalker - Ramsau - Dachstein-Mautstraße; - Gehöft Helpferer (Ramsau); - Gehöft Schneeberger (Ramsauleithen); - Pichl.

(D. van HUSEN:) Im Talkessel des Gradenbaches, durch den die Auffahrt zum Aichberg-Haltepunkt führt, sind auf beiden Seiten mächtige Kieskörper erhalten. Sie sind Reste einer Füllung des Talkessels mit einem Schuttkörper, der entstand, als der Talausgang noch durch Elsmassen im Ennstal verlegt war. Die Verknüpfung dieses Schuttkörpers mit einem kleinen Moränenwall belegt, daß die Gletscherzunge aus dem Hängetal des Ahorn- und Grafenbergersees damals noch den Talboden erreichte.

(9) Aichberg-SW-Seite, Forststraße (G. W. MANDL)

Das von der Forststraße angeschnittene Profil ist das bisher vollständigste durch die Mitteltrias des Mandling-Zuges. Es reicht vom Gutensteiner Dolomit an der Südseite über hellen Dolomit des "Steinalm-Niveaus" im Bereich der Straßenbiegung zu pelagischen Hornsteinkalken und zum Ramsaudolomit an der Westseite des Aichberges.

Der dunkle Basisabschnitt der Hornsteinkalkfolge fällt aller Wahrscheinlichkeit nach noch in das Oberanis, da Gladigondolella tethydis trotz reicher Fauna fehlt. Die bunteren Hornstein- und Knollenflaserkalke des tiefen Ladin erinnern etwas an manche Hallstätter Kalktypen, während das höhere Ladin durch graue Reiflinger Kalke mit Tuffit-verdächtigen Lagen vertreten ist. Der Übergang zum Ramsaudolomit ist hier leider nicht angeschnitten, Proben aus diesem Grenzbereich nahe dem Ghf. Burgstaller enthielten jedoch hochentwickelte Formen von Gondolella inclinata, die bereits der karnischen Gondolella polygnathiformis nahestehen (det. L. KRYSTYN). Die pelagische Entwicklung dürfte damit recht nahe an die Grenze Langobard/Cordevol heranreichen.

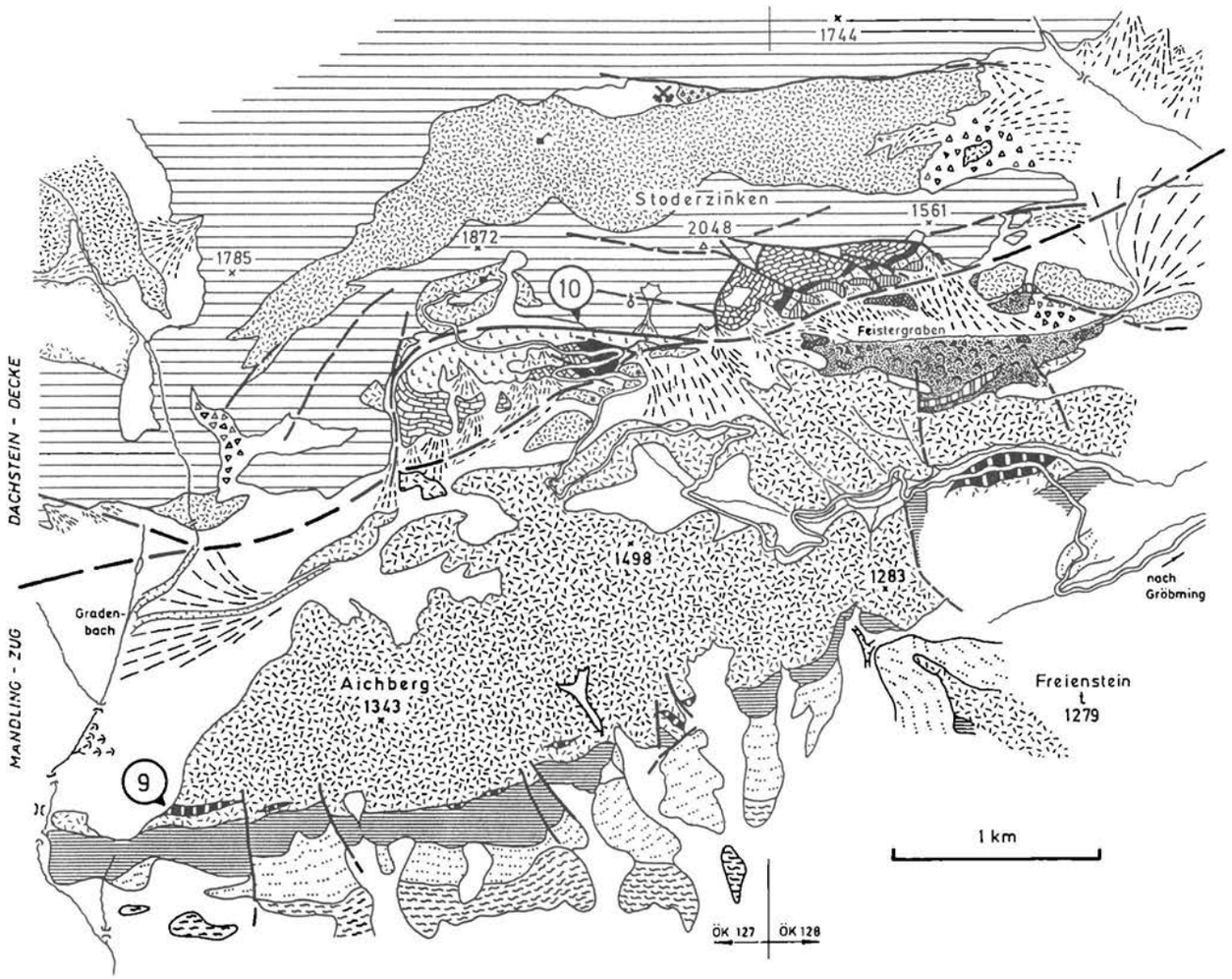
Die Bedeutung dieser, von E. POBER 1983 entdeckten, pelagischen Mitteltrias für Überlegungen zum Gesamtbau des Kalkalpen-Mittelabschnittes wird bei einem Blick auf das gängige paläogeographische Modell (siehe Abb. 8/12) erkennbar. Charakteristisch für die "Intraplattform-Kanäle" - und der Mandling-Zug war für R. LEIN 1976 Anlaß für den Einbau eines solchen "Mittelkanals" - sollte die bis ins Karn emporreichende Seichtwasserfazies darstellen. Erst ab dem Oberkarn sollte hier eine Tieferlegung allmählichen Einfluß aus dem offenmarinen Bereich im Süden bewirken.

(10) Stoderzinkenstraße, Grenzbereich Dachsteindecke/Mandling-Zug (G. W. MANDL)

Stoderbrünnl - Schützenschluf-Kehre

Der hellgraue, zertrümmerte und rot durchäderte Dolomit wurde von LEIN 1976 als Tisovecdolomit angesprochen. Er sollte die seit altersher bekannten, heute nicht aufgeschlossenen Halobienschiefer beim Stoderbrünnl überlagern und damit ins Oberkarn zu stellen sein. Eine scharfe Abgrenzung gegen den liegenden Ramsaudolomit ist aber ohne terrigene Karneinschaltung praktisch nicht möglich. Erst gegen Osten wird diese Trennung deutlich - siehe Abb. 17/2.

Die rote Durchäderung wird als Infiltration von heute rekristallisiertem Hallstätter Kalk in Spalten des oberkarnisch zerbrechenden Tisovecdolomits interpretiert. Entsprechende hellbunte Mikrite mit identer Conodontenfauna stehen etwas nördlich entlang des Weges zum "Verlobungskreuz" an. Proben dieser Buntkalke und der Spaltenfüllungen ergaben bisher ausschließlich oberkarnisches Alter - R. LEIN 1976 und eigenes Material.



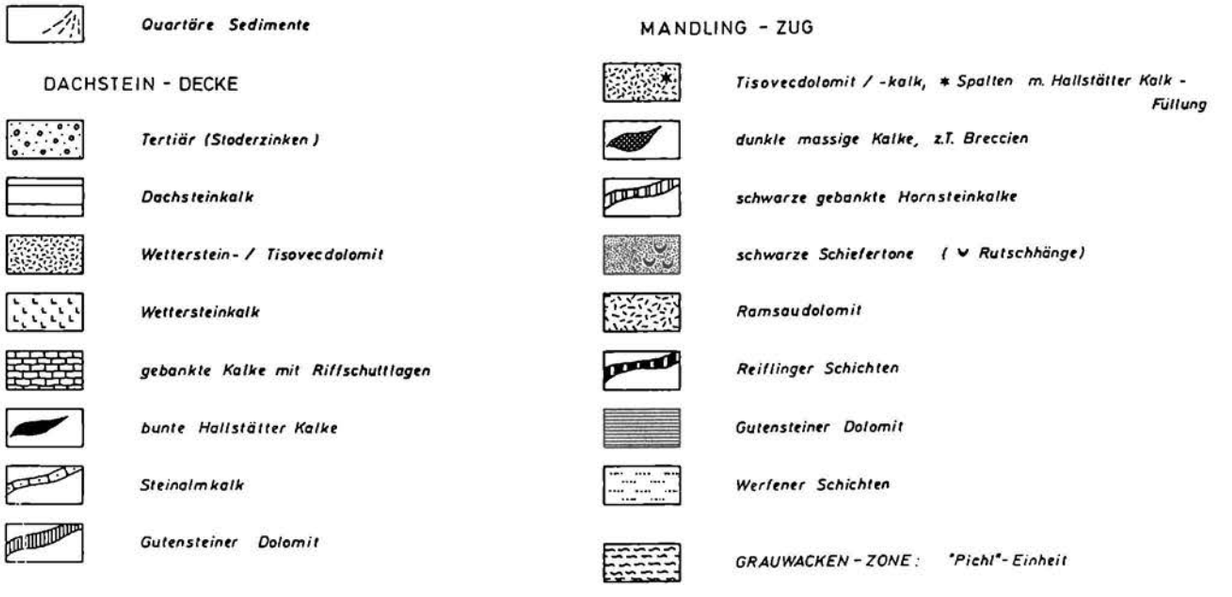


Abb. 17/1: Geologie des Gebietes zwischen Aichberg und Stoderzinken (G. W. MANDL 1987). Exkursionspunkte 9 und 10: Vergleich der Trias-Serien von Dachsteindecke und Mandling-Zug.

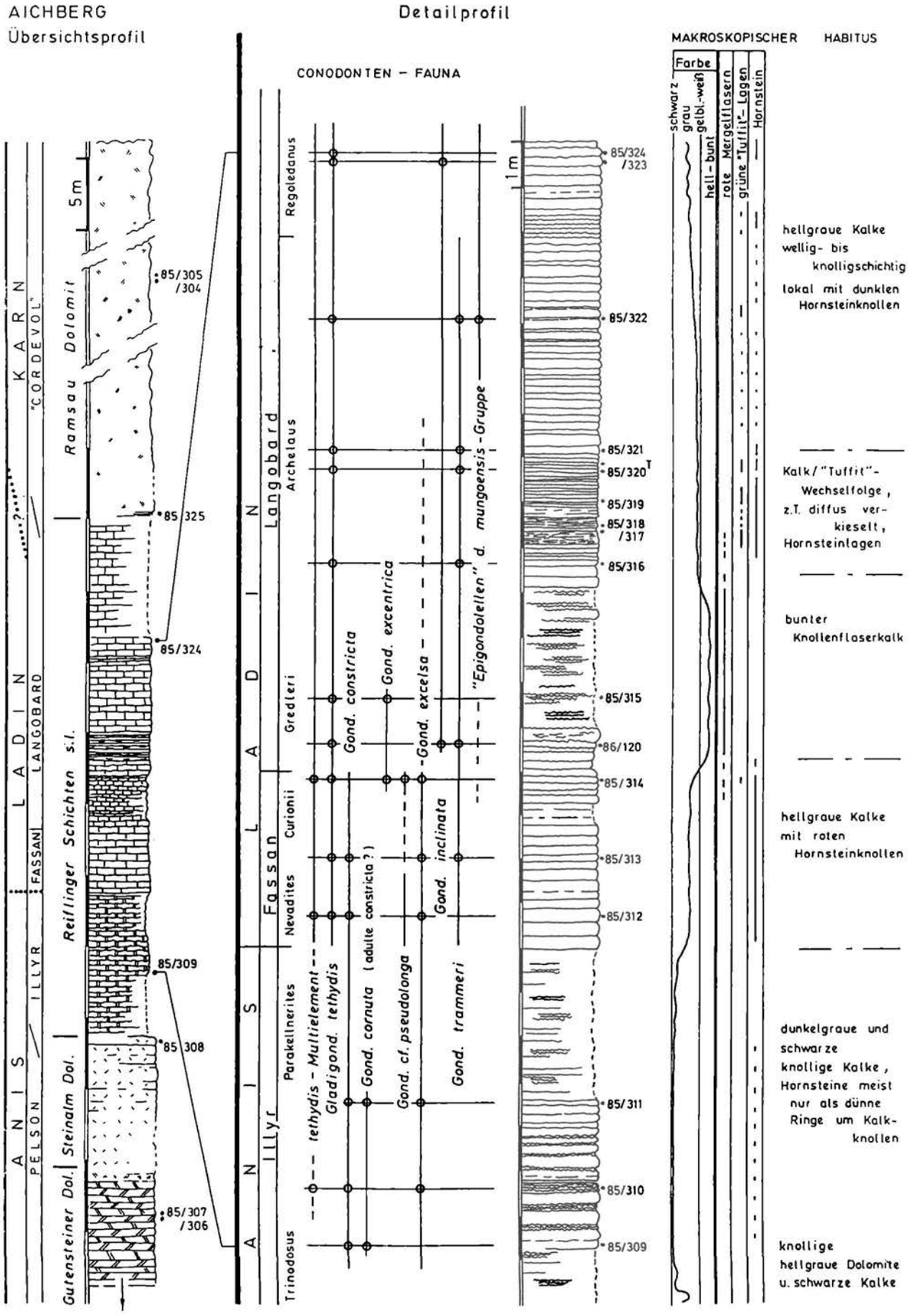


Abb. 17/2: Mitteltrias-Stratigraphie des Mandling-Zuges, Bereich Aichberg (Bearbeitungsstand April 1987). Exkursionspunkt 9.

Diese Aufschlüsse hier sind bisher der einzige Hinweis auf beginnenden pelagischen Einfluß ab dem Oberkarn im Ablagerungsraum des Mandlingzug-Mittelabschnittes. Der Tisovec-Kalk nördlich des Feistergrabens zeigt keine Spaltenfüllungen. Lose Blöcke heller Hallstätter Kalke erwiesen sich dort nach ihrer mitteltriadischen Mikrofauna als Sturzblöcke oder eisverfrachtetes Material der Stoderzinken-Südseite (Dachsteindecke).

Der Stoderstraße aufwärts zur **Kaiserwand-Kehre** folgend, überschreitet man die Grenze zur Dachsteindecke, deren Schichtfolge hier mit ladinischen Hallstätter Kalken beginnt. Die tektonische Grenzfläche steht hier steil und dürfte die direkte östliche Fortsetzung des tertiären Mandlingzug-Nordrandbruches zwischen Radstadt und Ramsau darstellen, der die eigentliche Überschiebungsfläche verschleiert. Entlang der Straße sind tektonisch verstellte Schollen von gebankten bis knolligen, rötlichbraunen Hallstätter Kalken sowie graubraune Kalke mit Biogenfeindetritus aufgeschlossen, die faziell zum Wettersteinkalk vermitteln. Ausgeprägte Kalkturbidite mit einzelnen Grobschuttlagen wie am Gosaukamm oder in den Ramsauer Südwänden fehlen hier.

An der letzten Biegung unterhalb der Kaiserwand-Kehre liegen den Buntkalken Relikte eines Konglomerates auf, das sowohl Gosau als auch Ennstaltertiär darstellen könnte.

Stoderzinken-Westseite

R. LEIN 1976 bezeichnete die hellen Gipfelkalke des Stoderzinkens als zusammenhängende Folge von Wetterstein-/Tisovec-Kalk. Nach den Neuaufnahmen zu schließen ist das Dolomitniveau zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk an der Südseite nur tektonisch unterdrückt, die Stoderzinken-Nordseite zeigt wieder die gewohnte Abfolge. Der Dachsteinkalk enthält auch nahe der Basis allerlei groben Biogendetritus (Riffnähe?), eine genaue Bearbeitung war bisher noch nicht möglich.

Interessant erscheint hier auch der Kontakt zum Dolomit. An der Grenze treten immer wieder rötliche, rekristallisierte und oft rauhwackig zersetzte Kalke auf. Anzeichen für basalen pelagischen Einfluß wie in anderen Dachsteinkalkstöcken (z. B. Hochkönig, siehe Kapitel 8.1., Dachsteinkalk) fehlen am Stoderzinken. Möglicherweise setzt hier die Dachsteinkalkfazies bereits früher ein oder aber die bunten, zersetzten Kalke repräsentieren eine längere Auftauch- und Emersionsphase.

(D. van HUSEN:) **Ausblick von der Stoderzinkenstraße auf das Ennstal:** Blick auf den mit Kiesen und Moränen bedeckten Gröbminger Mitterberg und die Mündung des Sölktales, das die Höhenlage des alten Talbodens erkennen läßt. Weiter im Osten ist das weiträumig versumpfte Zungenbecken des Ennsgletschers zu erkennen.

(11) Dachstein-Mautstraße (E. ERKAN)

Die **permoskythische Basis der Kalkalpen** auf Blatt Schladming wurde vor genau zehn Jahren (ERKAN, 1977, Jahrb. Geol. B.-A., Band 120, Heft 2, S. 357-364) detailliert beschrieben. Eines der wesentlichsten Ergebnisse dieser Neuaufnahme ist die Einstufung der Filzmooser Konglomerate. Auf der Karte von O. GANSS (1954) wurden sie ins ?Kambrium gestellt. Nach unserer Aufnahme stellen diese Grobklastika die Basisbrekzien bzw. -konglomerate der alpinen Schichtfolge dar und sind ins Jungpaläozoikum einzustufen, weil sie mit den Basisschichten der Kalkalpen mit Übergängen verbunden sind und aus dem gleichen Bindemittel bestehen.

Die jungpaläozoischen Basiskonglomerate und -brekzien liegen transgressiv auf der Schichtfolge der Grauwackenzone und bestehen aus den Komponenten der Gesteine der Grauwackenzone.

Östlich der Dachsteinstraße sind in der Grauwackenzone vorwiegend grüngraue, linsig zerscherte Serizit-Chloritquarzite mit weißen Quarzgängen und dunkelgraue, phyllitische Quarzite vorhanden (**Exkursionspunkt 11a**). Westlich der Dachsteinstraße sind in der gleichen Zone neben den aufgezählten Typen graue Phyllite, grüne, gebänderte Quarzite, dunkelgraue, phyllitische Quarzite, Chloritoid führende Phyllite

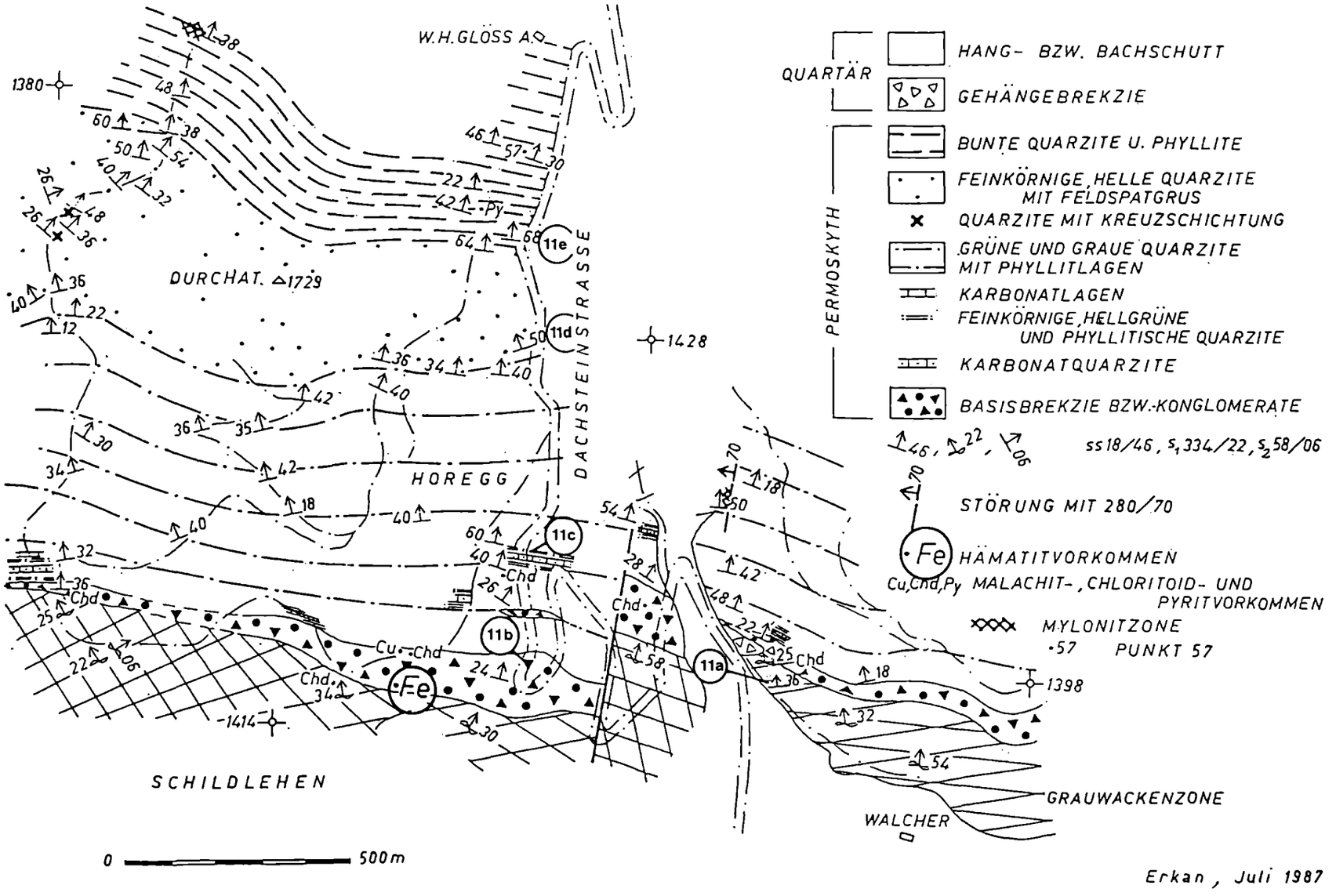


Abb. 17/3: Geologische Karte der Dachstein-Mautstraße mit Lage der Exkursionspunkte.

mit weißen Quarzadern mit Chlorit und Siderit, hellgrüne bis weiße Serizitschiefer und Serizitquarzite (s_1 334/22, s_2 058/06) weit verbreitet. Diese letztgenannten Gesteinstypen der Grauwackenzone sind als Komponenten in der daraufliegenden Basisbrekzie des Permoskyth reichlich vorhanden.

Der untere Abschnitt des Permoskyth im Bereich der Dachsteinstraße wurde vom Liegenden zum Hangenden in folgende Lithoeinheiten unterteilt:

1. Basisbrekzie bzw. -konglomerate,
2. grüne und graue Quarzite mit Phyllitlagen,
3. feinkörnige, helle Quarzite mit Feldspatgrus und
4. bunte Quarzite und Phyllite.

1. Bei der Basisbrekzie handelt es sich um eine Metabrekzie mit mm bis 10 cm großen Komponenten. Das Bindemittel ist ein blaugrauer, phyllitischer Quarzit. Die Komponenten bestehen aus cm großen, weißen, rosa oder violetten, kantigen Quarzen, mm bis dm großen dunkelgrauen Phylliten, Chlorit-Serizitphylliten oder hellgrünen Serizitschiefern und Serizitquarziten der darunterliegenden Grauwackenzone.

Die Basisbrekzien sind bei der 4. Kehre an der Dachsteinstraße relativ gut aufgeschlossen (**Exkursionspunkt 11b**). Die Zugehörigkeit dieser Grobklastika zum permoskythischen Verband wurde zum ersten Mal in der oben erwähnten Arbeit begründet. Zusätzlich muß hier erwähnt werden, daß die Basisbrekzie ebenfalls innerhalb der daraufliegenden, permoskythischen Quarzite und Phyllite auftritt, wie dies z. B. etwa 200 m oberhalb der 4. Kehre an der Dachsteinstraße zu sehen ist. Dieser Hinweis dokumentiert wiederum das permoskythische Alter der Basisbrekzien bzw. -konglomerate. Die sedimentäre Schichtung der Basisbrekzie ist durch die Lage der flachen Komponenten relativ deutlich angedeutet. Das Bindemittel dieser Brekzie führt südwestlich der 1. Kehre der Dachsteinstraße und nördlich der Kote 1414 an mehreren Stellen Chloritoide. Die Basisbrekzien des Permoskyth enthalten nördlich der Kote 1414 in "Schildlehen" mehrere, etwa Meter lange, 5 cm mächtige Hämatitlinsen. Die Mächtigkeit der Basisbrekzie schwankt gebietsweise ziemlich stark. Nahe dem westlichen Blattrand ist sie etwa 6 m mächtig. Sie nimmt jedoch gegen Osten allmählich zu und im Bereich der südlichen Dachsteinstraße erreicht sie etwa 70 m Mächtigkeit. Östlich der Dachsteinstraße ist die Basisbrekzie bedeutend weniger mächtig.

2. Im Hangenden der Basisbrekzie folgt die zweite Lithoeinheit mit wechsellagernden, grünen bzw. grauen Phylliten, phyllitischen Quarziten und verschiedenen (blaugrauen oder dunkelgrauen, gebankten oder massigen, z. T. gebänderten und serizitischen) Quarziten. An der Basis enthält diese Lithoeinheit relativ grobkörnige, karbonathältige, grüne, rötlich bis bräunlich anwitternde Quarzite, die einen markanten Leithorizont bilden. Diese Quarzite sind von hellgrünen, feinkörnigen, phyllitischen Quarziten unter- und überlagert. Am Westrand der Karte kommen im Hangenden der phyllitischen Quarzite mehrere dünne Karbonatlagen vor. Diese karbonatische Ausbildung der Permoskyth-Basis erinnert an das mittelostalpine Permoskyth des Paltentales (Obersteiermark) und an die unterostalpinen, permoskythischen Schichtglieder, wo das liegende Permoskyth ebenfalls Karbonatlagen enthält.

Eine etwa 3 m mächtige, blaugraue, quarzitische Phyllitlage führt etwa 250 m oberhalb der 4. Kehre an der Dachsteinstraße reichlich Chloritoide (**Exkursionspunkt 11c**). Zwischen dieser Chloritoid führenden Lage und dem südlich gelegenen Basisbrekzienvorkommen findet sich als Seltenheit der beschriebenen Lithoeinheit eine 1 Meter mächtige rosa Quarzitlage.

Die Serizitschiefer und Serizitquarzite dieser Lithoeinheit führen nordöstlich der Kote 1414 Malachit.

3. Diese Lithoeinheit besteht aus hellgrauen oder hellgrünen, feinkörnigen, meistens massigen oder dickbankigen, z. T. gebänderten Quarziten mit feinem Feldspatgrus. Sie ist an der Dachsteinstraße beim **Exkursionspunkt 11d** relativ gut aufgeschlossen. Diese Quarzite sehen den Semmeringquarziten täuschend ähnlich. Sie sind im westlichen Abschnitt des Aufnahmsgebietes z. T. kreuzgeschichtet.

4. Bunte Quarzite und Phyllite bilden eine im Gelände sehr markante Lithoeinheit und sind aus wechsellagernden roten, grünen oder grauen, meistens cm bis dm gebankten, z. T. gebänderten Quarziten bzw. quarzitischen Sandsteinen und Phylliten zusammengesetzt. Sie ist bei der letzten Kurve südlich der Glösalm relativ gut aufgeschlossen (**Exkursionspunkt 11e**). Diese Einheit ist durch Übergänge mit der liegenden Lithoeinheit verbunden und enthält gelegentlich ebenfalls Feldspatgrus.

Südlich der Glösalm, auf der Westseite der Dachsteinstraße, in etwa 1485 m Seehöhe, im Bereich einer Quelle ist ein interessantes Profil aufgeschlossen. Hier ist vom Liegenden zum Hangenden folgende, nordfallende Schichtfolge zu sehen: etwa 5 m mächtige, wechsellagernde graue Tonschiefer und Quarzite. Nach einer Aufschlußlücke folgen einige Meter mächtige, hellgrüne, z. T. dünngeschichtete, phyllitische Quarzite und schwarze, dünnplattige Quarzite. Darauf liegen 2 m mächtige, phyllitische Tonschiefer und einige m mächtige Rauwacken, die z. T. quarzitisch ausgebildet sind. Sie sind lithologisch mit den mittelostalpinen Karbonatquarziten bzw. Rauhwacken des "Gaishornfensters" (Paltental, Obersteiermark) vergleichbar.

(12) Gehöft Helpferer, Ramsau (D. van HUSEN)

Von diesem Punkt sind schön die ausgedehnten Schwemmkegel (Ostramsau) zu sehen, die am Fuß der heute aktiven Schuttkegel in den Karen der Scheichenspitze zu erkennen sind. Diese Formen werden von ca. 100-150 m hohen Rücken getrennt (Grubrücken-Mittereck), die von Gehängebreccie gekrönt werden, die teilweise als Türme und Zinnen aus dem heutigen Schutt aufragen (Burgleiten). Ihre Verteilung und das flachere Einfallen der Bankung gegenüber der Neigung des aktuellen Schuttes zeigen an, daß hier einmal eine mächtige, geschlossene Schuttumhüllung vorhanden war, die bis weit in die Lücke zwischen Glutser- und Kulmberg gereicht hat (Steinbockgehege).

(13) Gehöft Schneeberger, Ramsau Leithen (D. van HUSEN)

Fußmarsch von der Hochfläche der Ramsau zum ehemaligen Kohleabbau. Der Hof Schneeberger liegt am südlichen Rand der glazial geformten Ramsauterrasse (großzügige Drumlinisierung und Bedeckung mit Grundmoräne). Die Grundmoräne ist am Fußweg unterhalb des Hofes nicht direkt aufgeschlossen, dokumentiert sich aber durch das Auftreten größerer, ungerundeter Blöcke (z.B. riesiger Glimmerschieferblock in ca. 1050 m Höhe) im Hangschutt, die Erosionsreste der Grundmoränendecke darstellen. Die Kiese der oberen Anteile der Ramsauterrasse sind in den schwach talrandverkitteten Partien oberhalb des Fußweges gut zu beobachten. Es sind grobe, generell mäßig gerundete, sandige Kiese, die eine horizontale Schichtung zeigen. Sie enthalten neben Kristallingeröllen (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite) nur einen sehr geringen Anteil an Karbonaten. Es sind dies die östlichsten Ausläufer der Schüttungen des Grießbaches, die weiter östlich bald gänzlich aufhören. In diesen Kiesen ist eine feinkörnige Lage in ca. 1000 m Höhe eingeschaltet, die als Wasserstauer wirkt und an der eine kräftige Quelle entspringt.

Entlang des Weges in 950 m sind noch die alten Stollenmundlöcher und letzte Reste der ehemaligen Bergbautätigkeit zu erkennen. Die Erstreckung des Kohleflözes und der begleitenden feinkörnigen Sedimente sind gut an den vielen Quellaustritten und der Verbreitung des Schachtelhalmes (Equisetum) zu erkennen. An einer Stelle ist heute noch die Schieferkohle entlang des Weges aufgeschlossen.

Das ca. 100 cm messende Profil zeigt im Liegenden gelbliche, leicht bindige Sande, die von gelblichen und graublauen Tonen überlagert werden. Darüber folgen dunkle Tone, die reichlich organische Reste führen und bereits dünne Kohleflözchen enthalten und von einem mächtigeren Flöz überlagert werden. Die sehr harte Schieferkohle ist ein stark gepreßter Niedermoortorf (Braunmoosschilftorf), in dem sich noch Halme von Gräsern und Blätter von Schilf erkennen lassen. Holzreste, wie sie aus dem Bergbau bekannt sind (V. ZAILER 1910), finden sich in diesem Aufschluß keine. Abgeschlossen wird das Profil von einer hellen Tonlage.

18. EXKURSION PLANAI-AICH-HAUS-SCHLADMING

Route: Pichl - Schladming - Planai; Fußmarsch Schladminger Hütte (1828 m) - Krahbergerzinken-NW-Schulter (ung. 2050 m) - Krahbergeralm (ung. 1750 m); - Haus - Talausgang Seewigtal; - Bahnhaltestelle Oberhaus-Markthaus; - Schladming; - Pichl.

(14) Planai, Schladminger Hütte (A. MATURA)

Die Schladminger Hütte nahe dem Parkplatz am Oberende der Planai-Mautstraße und der Bergstation der Planai-Bergbahn eignet sich als Ausgangspunkt für eine geologische Wanderung zum Krahbergerzinken, die einen Überblick über den Bau und die Lithologie des nordwestlichen Ausläufers des Wölzer Glimmerschieferkomplexes und der nördlichsten Bereiche des Schladminger Kristallins gibt (Abb. 18/1).

Nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse nach der Neukartierung durch E. HEJL und A. MATURA wird der Komplex von einheitlich mittelstein N-fallenden phyllitischen Glimmerschiefern und Grünschiefern, die den Gebirgsstock der Planai und des Fastenberges zwischen dem Talbach und dem Oberhausgraben aufbauen, als Teil des nordwestlichen Ausläufers des **Wölzer Glimmerschieferkomplexes** aufgefaßt. Dafür sprechen vor allem regionalgeologische Gründe (Verlauf eines für den Wölzer Glimmerschieferkomplex kennzeichnenden Marmorleithorizontes im Nordfuß der Planai) sowie lithologische Merkmale. Allerdings sind die lithologischen Unterschiede zwischen den Gesteinen des Wölzer Glimmerschieferkomplexes und der Ennstaler Phyllitzone im Bereich westlich des Oberhausgrabens nicht besonders ausgeprägt.

Im Gipfelbereich der Planai kann man sowohl entlang des Steiges über den flachen Gipfelrücken als auch entlang des Panoramaweges von der Schladminger Hütte aus Richtung Krahbergersattel die einförmige Abfolge der eher quarzreichen **phyllitischen Glimmerschiefer** studieren. Der Quarzanteil kann örtlich zu dm-dicken gefalteten und linsenförmig ausgewalzten Adern anschwellen oder Partien mit dicht gescharten Lamellen bilden. Diese inhomogene Mineralverteilung durch die Trennung des mobilisierten Quarzanteiles von Glimmern und Albit ist charakteristisch für diese Schiefertypen und läßt schon makroskopisch im Querbruch intensive Fältelung erkennen, die gerunzelte und deutlich unebene Schieferungsflächen bewirkt. Die Mengenverhältnisse von Hellglimmer, Chlorit und Albit wechseln. Meist ist auch wenig brauner Biotit und opake Leistchen (?Ilmenit) vorhanden. Akzessorien: Durch orientierte feine Einschlüsse bräunlich-trüber Apatit, orthitischer Epidot, Turmalin (meist mit ringförmig angeordneten Einschlüssen), rundem Zirkon und Karbonat. Der feinkörnige, granoblastische Albit ist postkristallin unversehrt geblieben, die Glimmer sind meist deutlich gequält, Quarz undulös.

Grünschiefer fehlen im Gipfelbereich der Planai. Das nächste Vorkommen ist etwa 100 m unterhalb der Bergstation der Planai-Bergbahn anzutreffen.

Am Panoramaweg bei der Abzweigung zum Fischteich ist der Hangschutt über dem etwas kiesimpregnierten Anstehenden zu einer Brekzie verkittet. Sie ist vermutlich durch die Freisetzung von Kieselsäure bei der Verwitterung der sulfid-hältigen Partie entstanden.

Südöstlich des Krahbergersattels stellen sich zuerst vereinzelt Granaten ein; ab der nächstfolgenden Anhöhe halten Granatglimmerschiefer mit einzelnen graphitischen Partien bis an die Grenze zum Schladminger Kristallin an.

Im anschließenden Sattel, etwa 50 bis 100 m östlich des Sepp-Walcher-Denkmales ist den Granatglimmerschiefern ein mehrere m mächtiger lichter Bändermarmor eingeschaltet. Dieser Marmor läßt sich mit Unterbrechungen gegen Westen, das Unter- und das Obertal querend, bis in den Osthang der Hochwurzen verfolgen.

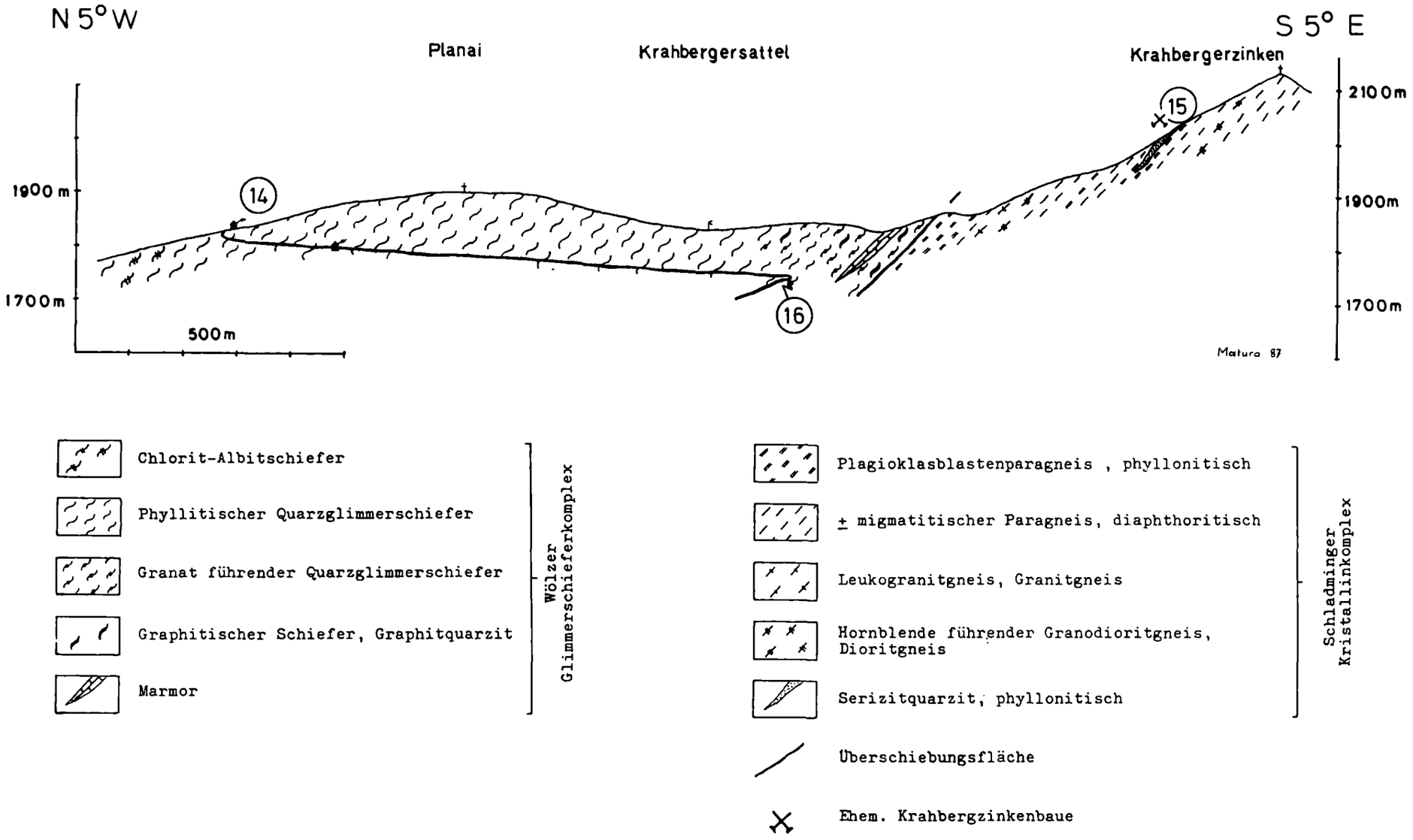


Abb. 18/1: Geologischer Schnitt Planai-Krahbergerzinken (A. MATURA 1987)

Ein nicht markierter Steig, nordöstlich des markierten verlaufend und sich mit diesem weiter oben wieder vereinigend, führt von den Marmoraufschlüssen durch die im Liegenden folgenden Granatglimmerschiefer und vorbei an einer Einschaltung von Graphitschiefern und -quarzit. Diese sind typisch für die Grenzlage zum Schladminger Kristallin. Auch H. WIESENEDER (1939, S. 293) gibt einen entsprechenden Hinweis vom Ostrand der Schladminger Kristallinmasse.

Mit der nächsten Kuppe und dem anschließenden kleinen Sattel ist man schon im Randbereich des Schladminger Kristallins (und damit in der gleichen tektonischen Position wie Exkursionspunkt 6). Dieser ist immer intensiv geschiefert und phyllonitisiert, was für die Grenze zum Wölzer Glimmerschieferkomplex auf eine bedeutende Bewegungsfläche schließen läßt. Zunächst sind es schiefrige Paragneise mit streifenweise angereicherten, runden Plagioklas-Blasten (dicht gefüllte Einzel-Albite, fast ohne freien Randsaum, seltener Korngruppen). Hellglimmer und Chlorit umschmiegen die Albite, sind allerdings kaum gequält; Quarz ist mäßig undulös und nur vereinzelt die Plagioklaslamellen verbogen. Die Verformung erfolgte syn- bis postkristallin.

Im Oberen Teil des nächsten Aufschwunges in etwa 1900 m Höhe treten massige bis ± stark zerscherte Leukogranitgneise und Hornblende führende Granodioritgneise als intrusive Einschaltungen innerhalb der Paragneise auf.

(15) Krahbergerzinken-Baue (ung. 2000 m Sh)

(A. MATURA:) Nach dem anschließenden weniger steilen Stück des Anstieges setzen mit dem folgenden Aufschwung wieder, stellenweise zu papierdünnen Schiefern zerscherte Paragneise ein. Ihnen sind weiße, vererzte Serizit-Quarzite eingelagert, wobei die Schieferung stellenweise transversal zur Gesteinsgrenze verläuft. Die Serizitquarzite sind manchen Varietäten der Radstädter Quarzphyllite sehr ähnlich. U.d.M.: Feinkörniger, gleichkörniger, granoblastisch erneuerter, meist undulöser Quarz nimmt bis 95 Volums % ein. Die Hellglimmer bilden dünne, langgestreckte, straff geregelte, meist leicht gewellte Streifen. Vereinzelte Albit-Klasten besitzen eine dünne bräunliche Kruste. Neben Karbonat und opaken Körnern sind als Akzessorien Rutil, Turmalin, orthitischer Epidot und Zirkon vorhanden. Nach meiner persönlichen Meinung sind diese Serizitquarzite den Radstädter Quarzphylliten zuzuordnen und nicht durch Phyllonitisierung von Paragneisen entstanden.

Die Serizitquarzite sind unregelmäßig von vererzten Karbonat-Quarz-Adern durchsetzt, die ehemals abgebaut wurden.

Erzvorkommen am Krahbergzinken (O. M. FRIEDRICH)

(Aus: Archiv f. Lgstf. i. d. Ostalpen, **15**, S. 49-52, Leoben 1975)

Über diese Erzvorkommen berichten Fr. WERHAN und A. A. NAPPEY. Fr. WERHAN hat auf einer Halde auf der Ostseite unter dem Krahberg, etwa 1780 hochgelegen, Zinkblendstufen von 5 bis 10 kg gefunden; ein dort befindlicher verbrochener Stollen wurde daraufhin gewältigt. Dabei sei schon 10 m nach der Tagerde ein Gang aufgedeckt worden, der etwas Kupferkies und 10 bis 20 cm mächtige, derbe Zinkblende führte. Der Gang streicht EW (105° bis 135°) und fällt nach Norden ein. In der streichenden Richtung etwa 300 m entfernt sei eine kleine Tagrösche vorhanden, in der die gleiche braune Zinkblende noch mächtiger zu finden war.

Ein derbes Zinkblendestück ergab 58,6 % Zn, 4,43 % Fe und 32,5 % S sowie 1,77 % Unlösliches. Blei und Kupfer waren nur in Spuren vorhanden.

A. A. NAPPEY weist kurz auf das Vorkommen von Kupfererzen am Krahberg-Zinken hin und nimmt an, daß es mit jenem bei der Schipflechner Brücke, ja sogar mit dem Vorkommen auf der Hochwurzen zusammenhänge und kommt dadurch auf ungewöhnliche Streichlängen und Erzmengen, die nicht ernst zu nehmen sind.

Ich fand am 17. 8. 1934 nach der Angabe von WERHAN den Bau auf, sodaß dessen Angaben stimmen. Mehrere Zinkblendstufen von 8 bis 10 kg konnte auch ich noch finden, ebenso den während des ersten Weltkrieges gewältigten Stollen. Es handelt sich um Lagergänge in der Richtung 105° bei Ostfallen. Auch die Tagrösche ließ sich unschwer auffinden.

Der auf der Ostseite des Krahberges liegende kurze Stollen ist in quarzitischen Schiefern angeschlagen, der auf dem Gneis aufgelagert ist. In seinem linken Querschlag war eine Kluft erschlossen, die bei gleichem Streichen wie die Schiefer (280°) aber steiler einfällt als diese.

Auch auf der Westseite war ein kurzer Schurfstollen angesetzt worden. Er untersuchte eine in den Gneis eingelagerte mächtige Quarzdurchaderung mit spärlichem Eisendolomit und Pyrit. Die darin vorkommenden Erze Zinkblende, Eisenkies und Kupferkies treten in der Grenzzone des Granitgneises, bzw. des sehr stark gefeldspateten Schiefers auf gegen einen Amphibolit. Auch beim unteren Krahberg fand ich damals Stollenpingen.

Ein alter Einbau liegt durch seine Halden weithin sichtbar am Nordrücken des Krahberg-Zinkens in einer Höhe von 1980 bis 1990 m. Das Mundloch ist noch gut kenntlich, wäre auch noch schliefbar, doch zeigen kleine Verbruchpingen wenig dahinter, daß er nach ein paar Metern verbrochen ist. Er folgt einer ausgesprochenen armen Lagerstätte, die in der 15 Schritte langen Tagrösche gut aufgeschlossen ist. Das Gestein enthält hier Quarzschwielen mit rostigem Eisendolomit, begleitet von Pyrit, wenig Kupferkies und dunkler Zinkblende, die bis zu fingerdicke Schmitzen bilden. Das Gestein ist freiäugig als Serizitquarzit zu bezeichnen.

Eine recht große Halde weist hin, daß der Stollen einst recht lang war und zu Abbauen führte. Sie reicht westlich ziemlich weit hinab, auf ihr sind noch reichlich Erze zu finden, doch handelt es sich immer um dünne Lagen oder um Durchtränkung des Gesteins, nicht um Derberz.

Auch auf der Ostseite ist ein ehemaliger Tagverhieb des flach liegenden Ausbisses, begleitet von einer ebenfalls ausgedehnten Halde zu erkennen. Eine beabsichtigte Vermessung dieses Gebietes und weitere Begehungen mußten unterbleiben, weil im Herbst 1974 der Schnee sehr frühzeitig jede Geländearbeit unterbrach.

Die auf den Halden zu findenden Erze zeigen Schmitzen von rostig angewittertem, teilweise grobspätigem Eisendolomit in Quarzschwielen, durchsetzt von Äderchen aus Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende, Magnetkies und wenig Pyrit. Häufig findet man kleine Drusen mit Quarzkristallen, Albit, Dolomit- und Kalkspat-Kriställchen, auch mit schönen Glimmerblättchen, alles begleitet und überzogen von Limonit- und Malachitkrusten. Auch Drusen aus Zinkblendekristallen mit etwas Pyrit auf Dolomit sind nicht selten. Die Zinkblende bildet auf diesen mehrere mm große, fast schwarze Kristalle, auf Eisendolomit und Quarz sitzend.

In den Anschliffen ist der Kupferkies meist stark verzwillingt, bildet unregelmäßige Nester und Adern im Eisendolomit und Quarz oder füllt Zwickel zwischen groben Dolomitspäten. Der Kupferkies umschließt oft auch angelöste oder zersprungene Pyritkörner, durchsetzt sie aderig und verdrängt sie.

Oft wird der Kupferkies von Zinkblende begleitet, die anscheinend etwa gleichzeitig mit dem Kupferkies abgeschieden worden war. Sie enthält wenig, dafür grobe Kupferkies-Einschlüsse; an der Grenze zu groben Kupferkieskörnern kann sie voll Entmischungströpfchen aus Kupferkies sein, teilweise schön nach dem Gitter des Wirtsminerals ausgerichtet. Auch kleine Magnetkieskörner sind meist mit Kupferkies vergesellschaftet.

Nester aus Kupferkies enthalten nicht gerade selten neben der Zinkblende auch Lappen aus Fahlerz, die mitunter Nebel aus feinsten Zinnkiesflittern enthalten oder dicht gefüllt sind mit Einschlüssen aus Kupferkies, Zinnkies, Arsenkies und Zinkblende. Dabei sind die Kupferkieskörperchen oft ausgezeichnet nach dem Gitter

des Fahlerzes ausgerichtet und der Arsenkies sitzt meist mitten in Kupferkieskörperchen, wohl eine Folge der Oberflächenspannung bei der Mineralbildung. Damit ist das Vorkommen am Krahberg-Zinken eines der wenigen Erzvorkommen der Ostalpen mit Zinnkies. Auch Nesterchen aus Feinmyrmekit aus Fahlerz, Kupferkies und Zinkblende kommen vor.

Dünnschliffe zeigen, daß der Quarz der Erzbrocken fast stets sehr trübe und meist stark undulös ausgebildet ist und sehr oft feine Einschlüsse aus Pyrit, Kupferkies oder Zinkblende enthält.

Literatur

FRIEDRICH, O. M: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming, III. Teil. - Archiv f. Lagerstättenforschg. i. d. Ostalpen, **15**, 29-64, Leoben 1975.

NAPPEY, A. A.: Das Kupfererzvorkommen im Untertal bei Schladming. - Steg, 20. 3. 1916 (Sonderabdruck aus Aschers Montanzeitung? Nur Ascher als Verleger angegeben, keine Seitenzahl) 1 Seite.

WERHAN, Fr.: Exposé über die Silber-, Blei-, Fahlerz- und Zinkblendebergbaue in Steiermark. - Unveröff. Gutachten (Jahr?). Abschrift 7 Seiten, Archiv Friedrich.

(16) Straßenkehre bei Krahbergeralm

Bodengeophysikalische Messungen im Meßgebiet Planai (H. J. MAURITSCH)

Die in engem Vergleich ausgeführten und in Abb. 18/2 mit gemeinsamen Anomaliebereichen dargestellten SP- und IP-Meßergebnisse zeigen hier eine für den Grenzbereich Ennstaler Phyllite/Schladminger Kristallin (oder Forstau-Serie) typische Anomalie. Dieser Grenzbereich konnte mit allen Methoden auch an anderen Stellen verifiziert werden. Nur im Abschnitt Krahbergersattel, Mitterhausalm kann aufgrund der mächtigen Moränenbedeckung kein Anomalienbereich ausgesondert werden.

Die in der Straßenkehre aus dem Anomaliebereich entnommenen drei Gesteinsproben zeigen (nach Auskunft von A. MATURA) u.d.M., von einem etwas höheren akzessorischen Graphitanteil abgesehen, keine passenden außerordentlichen, von den angrenzenden Phyllittypen abweichenden Merkmale, die für eine Erklärung der gemessenen Anomalie herhalten könnten. Es handelt sich um graue, unruhig gefältelte, phyllitische Glimmerschiefer, die mittelsteil nach NW einfallen. Im Dünnschliffbereich ist durch die scharfe Trennung von Quarzaggregaten und Glimmer/Albit-Aggregaten eine der Schieferung folgende inhomogene Mineralverteilung erkennbar. Haupt- und Nebengemengteile in stark schwankenden Mengenverhältnissen werden von Quarz, Hellglimmer, Chlorit und Albit gestellt. Akzessorisch sind Biotit, Turmalin (mit zonar angeordneten Eisenschlüssen), Ilmenit, Graphit, Apatit, und gerundeter Zirkon vorhanden. Quarz ist gewöhnlich undulös, die Glimmer (auch Querindividuen mit unverlegtem s$_i$) sind häufig gequält. Albit bildet in den Glimmer-Schweifen feinkörnige Blasten. Vereinzelte linsenförmige Chlorit-Aggregate sind vermutlich von Granaten herzuleiten.

Leitfähigkeitsanomalien treten häufig an der Grenzfläche von Grüngesteinen zu Ennstaler Phyllit auf. In vielen Aufschlüssen konnten in diesen Kontaktbereichen Kiesvererzungen gefunden werden. Es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß viele dieser Grüngesteinskörper als Härtlinge in den Ennstaler Phylliten bei der tektonischen Beanspruchung Bewegungsflächen verursachten, die in Verbindung mit einer intensiveren Durchfeuchtung, Leitfähigkeitsanomalien darstellen können. Innerhalb dieser Anomalienbereiche liegen die ehemaligen Einbaue des Reviers Fastenberg.

Wie im allgemeinen Teil schon erläutert, wurde das Meßgebiet Planai in einem Raster von 100 x 100 m magnetisch vermessen. Die reduzierten Werte werden in Form einer Isolinienkarte (Abb. 18/3) dargestellt. Ferner sind in der Abb. 18/3 die Ausbißbereiche der Grüngesteine und Ampibolite eingetragen, die auf Grund der Suszeptibilitätsmessugnen als magnetische Leitgesteine festgestellt wurden. In

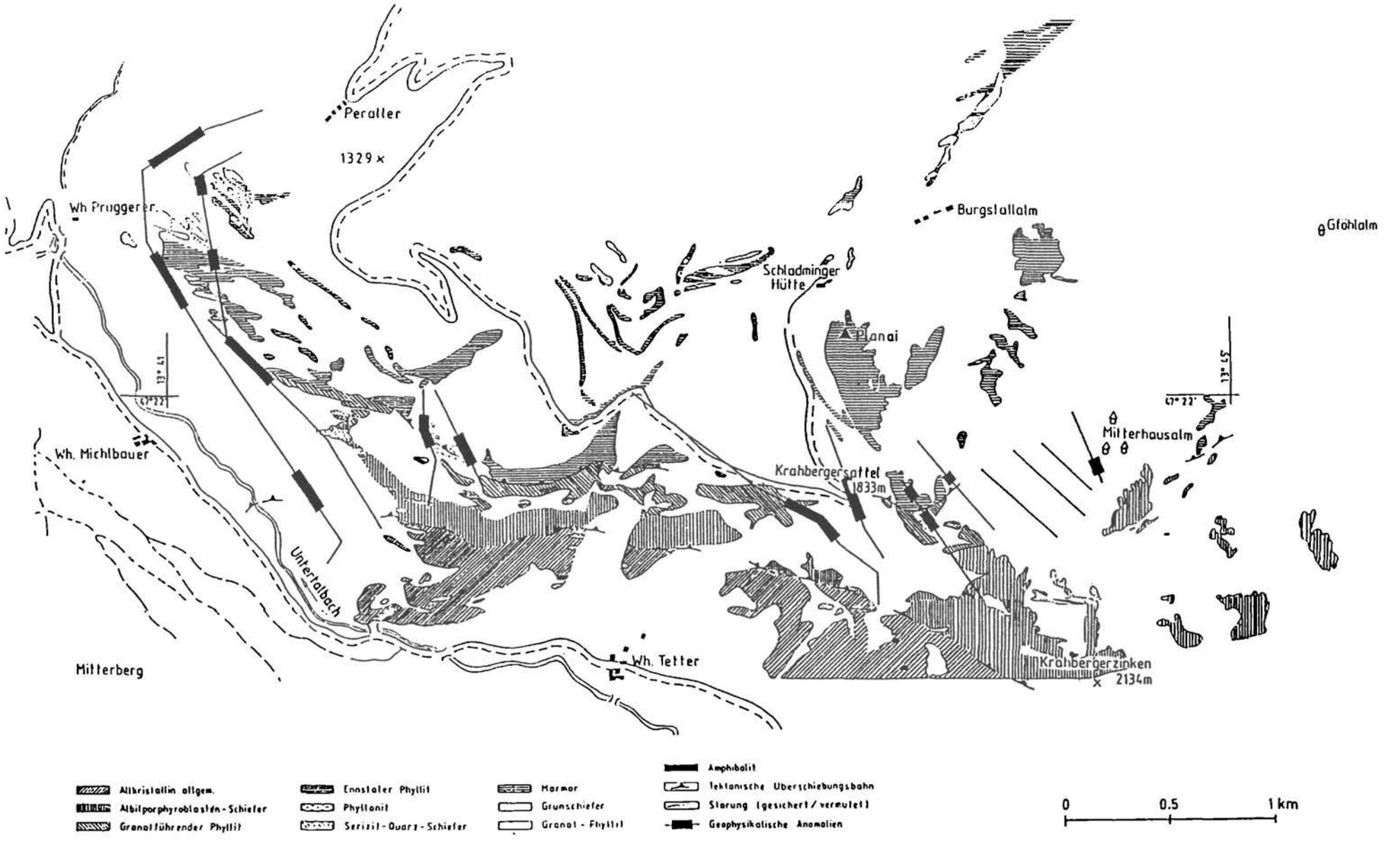


Abb. 18/2: Lage der SP- und IP-Anomaliebereiche im Raume Schladming-Planai. Geologie nach P. DAHMEN und A. SEIDL.

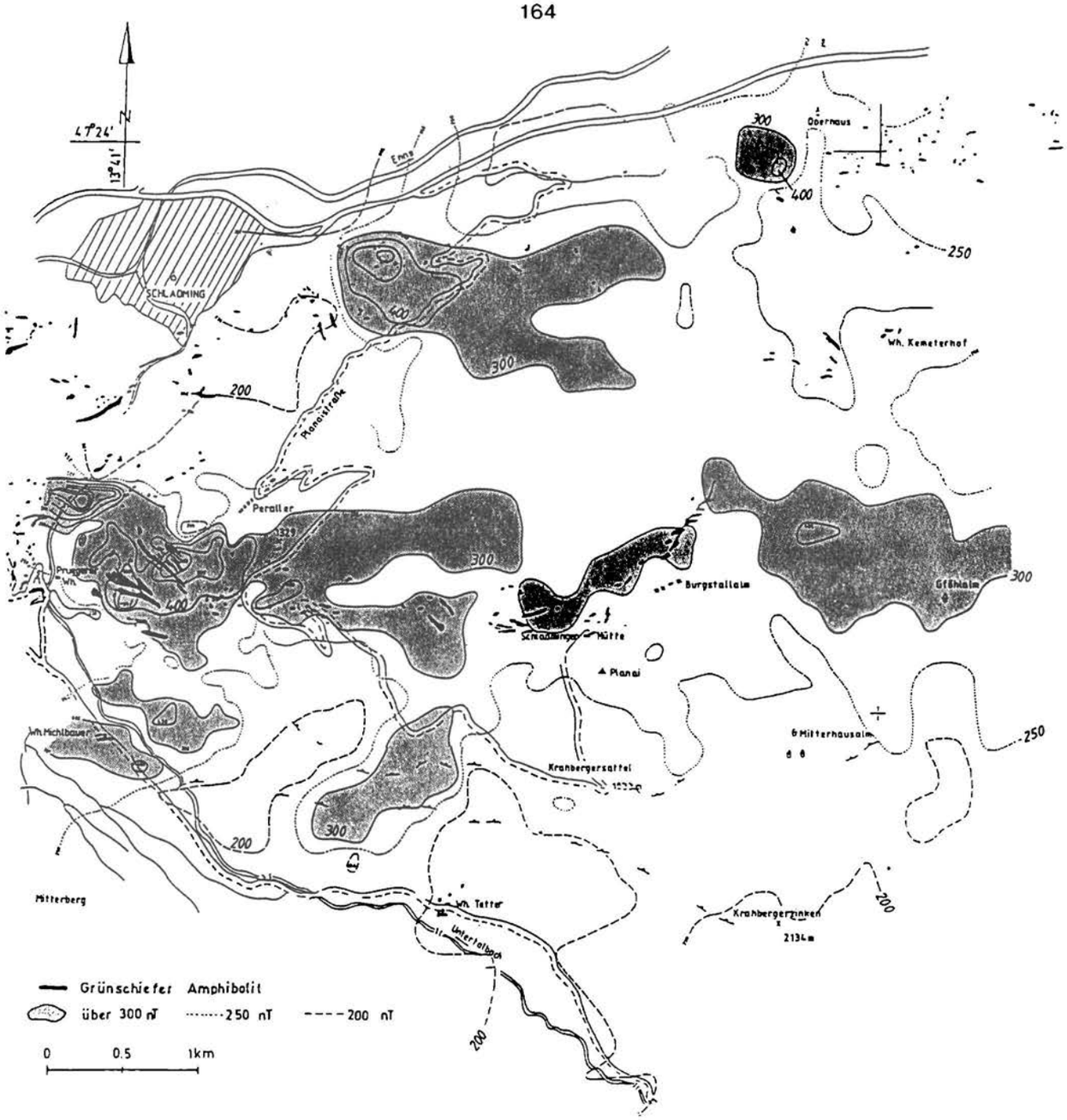


Abb. 18/3: Geglättete Isolinienkarte der magnetischen Totalintensität. Verteilung der Grüngesteinsvorkommen nach den Aufnahmen von P. DAHMEN und A. SEIDL.

Abb. 18/4 ist ein insitu-Suszeptibilitäts-Meßprofil vom Krahbergerzinken bis in die Nähe von Wh Pruggerer im Untertal dargestellt. Die Magnetikkarte läßt eine eindeutige Korrelation der magnetischen Anomalien mit den Ausbißbereichen der Grüngesteine zu. In jenen Bereichen, wo größere Moränenbedeckungen eine direkte Kartierung unmöglich machen, wie zum Beispiel zwischen der Burgstallalm, Mitterhausalm und Gföhlalm, ermöglicht die Magnetik eine Weiterverfolgung dieser Gesteine. Abweichend von den geologischen Kartierungen sind die magnetischen Anomalien zwischen der Planaistraße und dem Untertal. Vorallem die Anomalie NW von Wh. Tetter streicht quer über den Grenzbereich Ennstaler Phyllite/ Schladminger Kristallin nach A. MATURA, bzw. den Grenzbereich Ennstaler Phyllite/ Forstau Serie / Schladminger Kristallin nach P. DAHMEN und A. SEIDL.

Literatur (siehe Kap. 11)

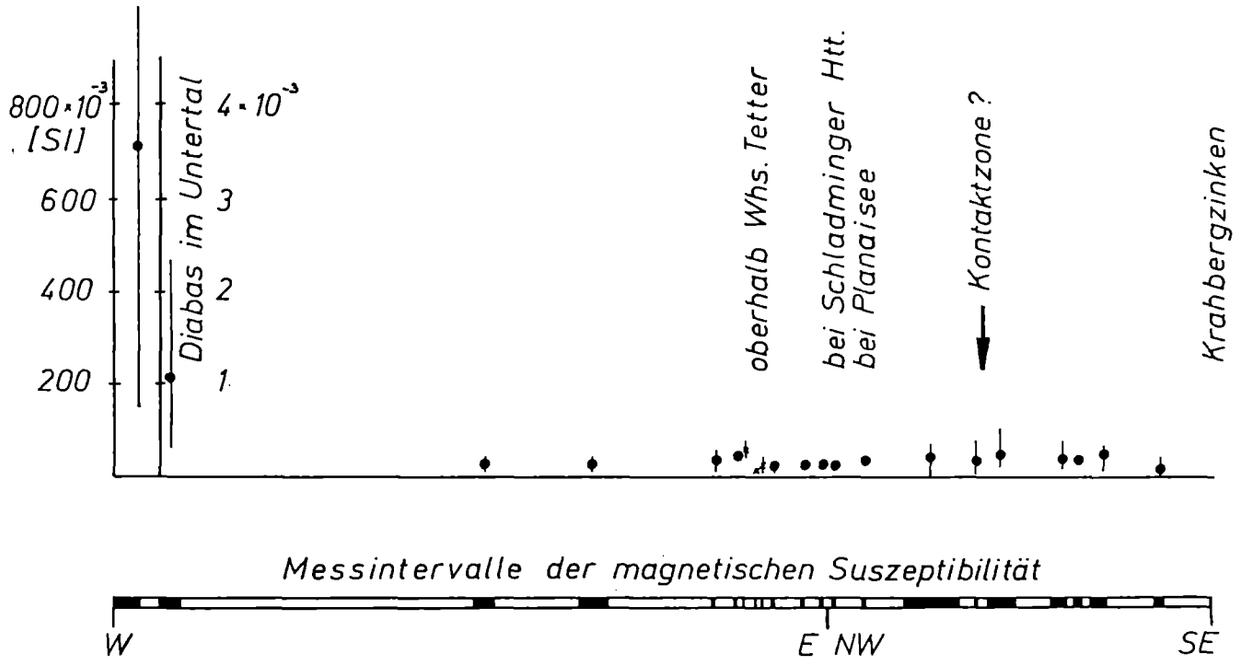


Abb. 18/4: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität am Profil Untertal-Krahbergzinken.

(17) Seewigtalausgang (A. MATURA)

Am Ausgang des Seewigtales, bei der Brücke etwa 250 m taleinwärts der Mautstelle der Gössenbergmautstraße, kann man auf einer Strecke von etwa 90 m an einigen Aufschlüssen auf der rechten Grabenseite verschiedene Varietäten der **Ennstaler Phyllitzone** studieren.

Nächst der Brücke stehen graue, feinschiefrige Phyllite an (s 020/60). Mehrere cm dicke Quarzmobilisate (+ etwas Kalzit) wurden durch die vorherrschende Schieferung südvergent zerschert. Eine Probe aus diesen Phylliten erwies sich u.d.M. als Chlorit-Serizit-Quarzphyllit. Das relativ homogene, straff geregelte, feinkörnig-schuppige Gefüge zeigt mäßige postkristalline Deformation. Albit ist in unbedeutenden Mengen vorhanden. Akzessorien: Ilmenit, Turmalin, Epidot (mit pleochroitischen Höfen), Hydrobiotit, Apatit.

Der südlich anschließende Felsvorsprung wird durch eher kompakte, mehrere m mächtige Grünschiefer gestützt. Eine Probe daraus enthält Albit, kräftig grünen Chlorit und Quarz als Hauptgemengteile, Karbonat, Epidot und Titanit als Nebengemengteile. Das Gefüge zeigt bei straffer Regelung einen Wechsel von klein- bis mittelkörnigen Karbonat-Quarzzeilen und feinkörnigschuppigen Epidot-Chlorit-Albitzeilen; der Albitanteil ist granoblastisch, ansonsten ist das Gefüge postkristallin deformiert.

Weiter im Liegenden fällt eine etwa 2 m mächtige Lage von lichtem, bräunlich angewittertem, ebenflächigem, feinschuppigem Hellglimmerschiefer auf. Dem Grundgewebe sind einzelne größere Hellglimmerklasten eingelagert, Grundgewebe und Klasten sind meist deutlich gequält. Neben dem vorherrschenden Hellglimmer sind noch geringe bis akzessorische Mengen von Quarz, Ilmenit-Leisten mit Chlorit-Schwänzen, Turmalin und Epidot vorhanden. Quarzreiche feinkörnige Aggregate bilden flache, mm dünne Linsen. Weitere Proben gegen das Liegende zu erwiesen sich der Reihe nach als Chlorit-Serizit-Schiefer, als Karbonat führender Muskowit-Chlorit-Quarzschiefer mit auffallend großen Hellglimmerschuppen im Chloritgewebe und wieder karbonatführende Grünschiefer mit reichlich Albit, kräftig grünem Chlorit, Karbonat, Epidot und Opaken; kaum Quarz.

Zusammenfassung: Die einzelnen Phyllittypen, Metasedimente und basische Metavulkanite, gehen ohne scharfe Grenze in einander über. Ebenflächige Schieferung herrscht vor, stellenweise ist E-W-streichende Runzelungs-Lineation erkennbar. Der überwiegend gleichkörnig-feinkörnige Mineralbestand des Grundgewebes ist fast vollständig kristalloblastisch erneuert. Quarz und Glimmer sind stellenweise mäßig bis intensiv postkristallin deformiert. Von einzelnen größeren Körnern von Quarz, Albit und Hellglimmertafeln aus dem hiesigen Probenmaterial ist unklar ob sie detritäre Relikte, verformte Porphyroblasten oder porphyroklastische Reste eines höher metamorphen Mineralbestandes darstellen. Wenige hundert m im Liegenden der vorliegenden Lokalität sind in Proben aus kompetenten, quarzreichen Lagen nur wenig chloritisierte Biotit- und Granat-Blasten sowie gefüllte Albite erhalten geblieben, was zumindest für Teile der Ennstaler Phyllite retrograde Tendenz der letzten Gefügeprägung annehmen läßt.

(18) Straßenböschung NW Bahnhaltestelle Oberhaus-Markt Haus (D. van HUSEN)

An der Straße vom Gehöft Wöhrer nach Birnberg ist ein Paket von groben Sanden und Kiesen aufgeschlossen, das aus der Abschmelzphase des Ennsgletschers stammt. Wie am oberen Ende des ca. 250 m langen Aufschlusses zu erkennen ist, handelt es sich um etwa 60° steil zum Hang hin einfallende Lockersedimente, die im übrigen Aufschluß ± parallel zur Straße streichen. Es sind Sande und Kiese, die am Rand einer Toteismasse sedimentiert wurden. Der ganze Schichtstoß ist dann im gefrorenen Zustand in die heutige Lage verkippt worden, wodurch allein die steile Lagerung dieser völlig unverfestigten Lockermassen zu erklären ist. Bei diesem Vorgang entstanden auch die kleinen Störungen, die sich durch die etwas erhöhte Verwitterungsbeständigkeit in den Sanden dokumentieren.

(A. MATURA): Am Unterende des Straßenaufschlusses ist der Felssockel mit dünnblättrigen, grauen Phylliten der Pichl-Einheit aufgeschlossen. Vereinzelt zeigen sie dunkle, graphitführende Streifen sowie linsig zerlegte, bis mehrere dm große Quarzknauern.

(19) Stege über den Talbach oberhalb Kraftwerk Talbach in Schladming (A. MATURA)

Eine markante, etwa E-W-streichende Felskulisse drängt den Talbach bei Schladming nach Osten, wo er schließlich das Hindernis durchbricht und das Gefälle mit Wasserfällen überwindet. Diese Felskulisse wird im Kern von einer etwa 50 m mächtigen, steil nordfallenden Störungsbrekzie gebildet. Örtlich ist eine Art Bankung entwickelt, wenn der dunkelbraune Fels im Abstand von mehreren dm von dünnen schwarzen Zwischenlagen durchsetzt ist. Cm-dünne, weiße Kalzitadern durchschneiden unregelmäßig den Fels. U. d. M. sind in dem sehr feinkörnigen und karbonatreichen Gefüge verschwommen Sedimentgesteinsfragmente erkennbar. Mineralbestand (Röntgendiffr. S. SCHARBERT): Kalzit, Quarz, Plagioklas (ev. kaolinisiert), Chlorit, Glimmer (?Biotit). Das vorliegende Gestein wurde in der Literatur auch als Ganggestein gedeutet (R. SCHWINNER 1923: "eingeschieferter Porphyrgang"; K. KÜPPER 1953: Diabasgang).

Diese Störungsbrekzie läßt sich als geschlossener Zug am Nordfuß von Rohrmoos vom Talbach etwa 4 km weit gegen Westen verfolgen und schneidet dann in den Talboden des Ennstales hinaus. Östlich des Talbaches ist keine Fortsetzung dieser Störungsbrekzie erkennbar. Man findet dort vielmehr verkippte phyllitische Glimmerschiefer und Grünschiefer, Ennstaler Phyllite i.w.S., die den Nordfuß einer, am Südhang des oberen Ennstales verbreiteten und auch hier weit den Fastenberg hinaufreichenden Hangrutschung darstellen. Die östliche Fortsetzung der Störungsbrekzie wurde dadurch vermutlich talauswärts gedrückt.

Die Störungsbrekzie markiert vermutlich die Störung oder ein Teilblatt eines Störungsbündels am Nordrand der Zentralalpen. Die Störung oder das Störungsbündel folgt der Talfurche des oberen Ennstales und stellt die östliche Fortsetzung der Tauernnordrandstörung dar.

(20) Stadt Schladming, Montandenkmäler (A. WEISS)

So reich die Spuren der eigentlichen Bergbautätigkeiten in den alten Abbaubereichen sind, so wenig erinnert in der Stadt Schladming an Gewerken und Knappen. Vom Erhaltenen ist zu erwähnen:

Reißinger Haus
Im Jahr 1564 erstmals erwähnt wird das Haus nach dem großen Marktbrand 1618 von Martin Reißinger neu erbaut. Aus dieser Zeit stammen zwei Spätrenaissance-Türen im Inneren. Von 1832 bis zu seinem Tode im Jahr 1849 bewohnte Johann Rudolf Ritter von Gersdorff dieses Haus. Heute ist in diesem Haus auch das **Stadtmuseum Schladming** untergebracht.

Schladminger Bruderhaus
Im Jahr 1661 völlig aus Holz erbaut, diente das Bruderhaus zur Unterbringung kranker Bergleute sowie von Witwen und Waisen. In den Dachfirst eingeschnittene berg- und hüttenmännische Embleme weisen auf diesen Verwendungszweck hin.

Apothekerhaus
Dieses Haus dürfte ebenfalls einmal als Bruderhaus verwendet worden sein.

Knappenhäuser
Im Bereich der "Kohlgrube" sind mehrere Holzhäuser erhalten geblieben, die der Tradition nach von Knappen bewohnt wurden.

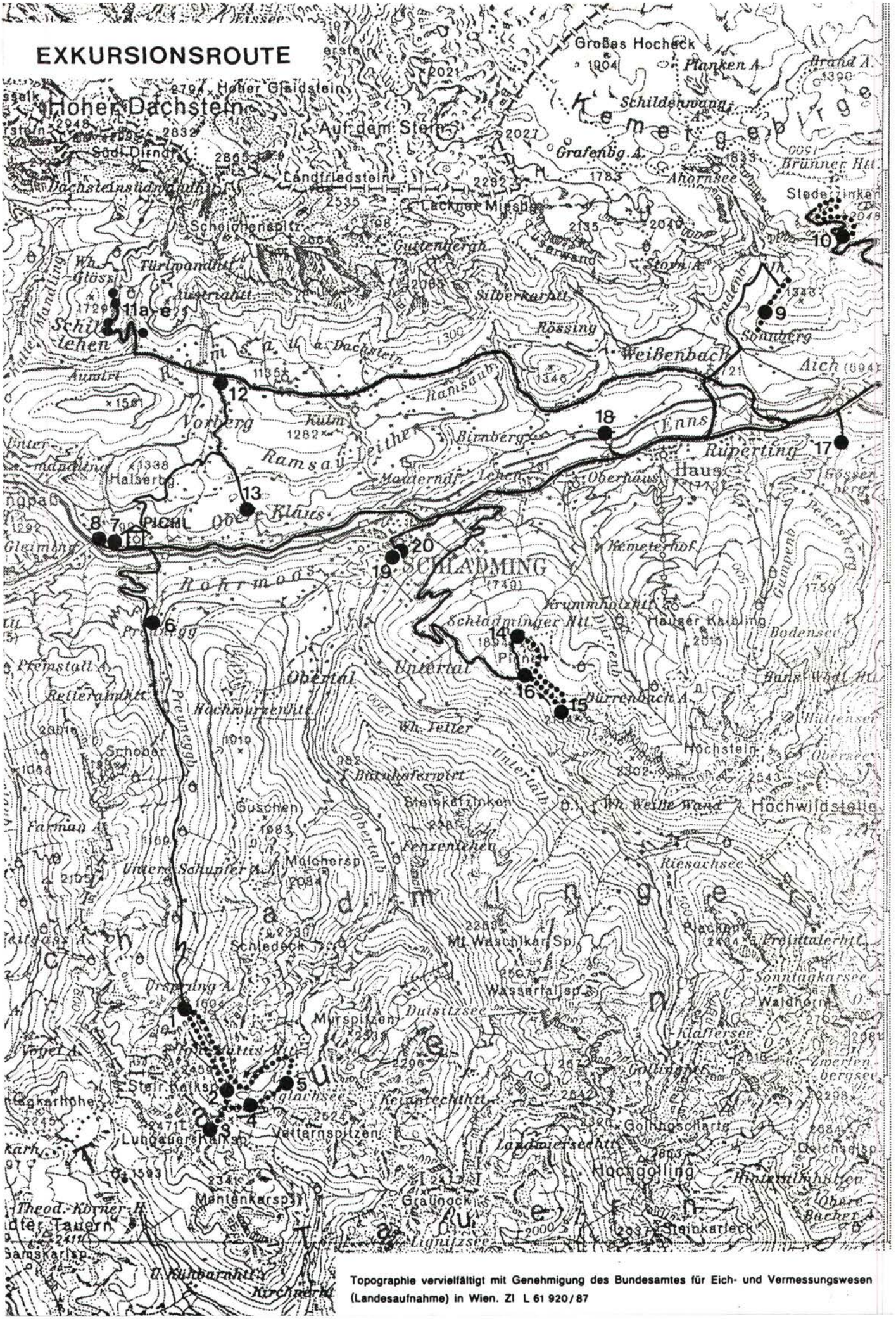
Grabmäler
Bei der Pfarrkirche befindet sich das Grabmal des Gewerken Michael von Katzbeck von 1588 sowie ein Votivbild Mathias von Katzbecks mit der Darstellung der Jakobsleiter von 1571.

DANKSAGUNG

Als Schriftleiter ist es mir ein besonderes Bedürfnis, allen zu danken, die an der Herstellung dieses Tagungsbandes mitgewirkt und durch ihren kooperativen Einsatz die redaktionelle Arbeit erleichtert und damit schließlich auch die termingerechte Fertigstellung ermöglicht haben. Neben den namentlich bereits mehrfach angeführten Autoren der Text- und Abbildungsbeiträge sollen noch folgende Kolleginnen und Kollegen vor den Vorhang gerufen werden: Die Reinschrift der Texte lag in den Händen von M. ORTNER und F. SCEVIK; die Zeichenarbeiten wurden von I. KROIS, K. REPP und Ch. STEINBAUER unter der Leitung von S. LASCHENKO durchgeführt; die Montage der Texte und Abbildungen für die Druckkopiervorlage machte K. UHER. Ihnen allen gebührt herzlicher Dank.

Als Verantwortlicher für die Organisation der GBA-Arbeitstagung 1987 möchte ich schon jetzt für die bisher geleistete Unterstützung bei den Tagungsvorbereitungen und im voraus für den Einsatz bei der Tagungsdurchführung meinen Dank abstatten bei M. LEDOLTER (Ausstellung), D. KUKULA und F. STRAUSS (Nachschub, Lenkerdienste, etc.), V. ZOLNARITSCH (Tagungsbüro) und allen weiteren hilfsbereiten Kolleginnen und Kollegen.

A. MATURA



Topographie vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien. Zl L 61 920/87