Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 1	S. 1—130	Wien, Oktober 1977

Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal

Von Dirk van Husen *)

Mit 5 Tafeln und 69 Abbildungen

Schlüsselwörter
Trauntal
Jungpleistozän
Chronologie des Spätglazial.
^{14}C-Daten
Sedimentologie
Regionale Stellung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 65—67, 95—97, 126—128

Inhalt

Seite

Zusammenfassung . . . 3
Abstract . . . 4
Einleitung . . . 5
Zur Verbreitung und Abfolge der quartären Ablagerungen im Trauntal . . 6
Praeriß . . . 6
Hangbreccie . . . 6
Kristallinreiche Schotter . . . 6
Riß . . . 7
Nördlich des Traun Sees . . . 7
Östlich des Traun Sees . . . 9
Westlich des Traun Sees . . . 10
Grasberg . . . 10
Neukirchen . . . 11
Aurachtal . . . 12
Talverlegung der Aurach . . . 13
Südende des Attersees (Feichting Eck) . . . 14
Ausseer Becken . . . 14
Spätriß . . . 15
Nördlich des Traun Sees . . . 15
Westlich des Traun Sees (Viechtau) . . . 16
Bad Ischl . . . 17
Schlußfolgerung . . . 17
Würm Vorstoßphase . . . 20
Ausseer Becken . . . 20
Bad Goisern-Weißenbachtal . . . 22
Frauenweißenbach-Offenseebach . . . 22
Langbath Tal . . . 25
Südende des Attersees . . . 26

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Dirk van Husen, Institut für Geologie, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13, A-1010 Wien.

Seite
Schlußfolgerung 26
Würm Hochglazial 27
Westufer des Traun Sees 27
Nordufer des Traun Sees 30
Ostufer des Traun Sees 34
Aurachtal 34
Langbath Tal 35
Gimbach-Offensee-Steinbach 36
Rindbach 36
Umgebung Bad Ischl 36
Ischl Tal 37
Schwarzensee Furche 38
Eishöhe im Raum Bad Ischl 39
Mitterweißenbach 40
Gosau 40
Ausseer Becken 40
Mitterndorfer Becken 41
Dachsteinplateau 42
Schlußfolgerung 43
Würm Spätglazial 46
Erste Abschmelzphasen 46
Mitterweißenbach 46
Westufer des Traunsees 47
Trauntal südlich Ebensee 48
Schwarzensee Furche 50
Ischl Tal 51
Schlußfolgerung 52
Ischler Stand 53
Ischl Tal 53
Bad Ischl 55
Goiserer Becken 55
Ausseer Becken 55
Gosau 55
Schlußfolgerung 56
Jochwand Stand 58
Aurachtal 58
Goiserer Becken 58
Gosau 60
Hangbewegung Horn Spitze 60
Ausseer Becken 62
Mitterndorfer Becken 64
Schlußfolgerung 67
Goiserer Stand 69
Aurachtal 69
Langbath Tal 70
Gimbach 70
Gschirreck 71
Goiserer Becken 71
Hangbewegung Herndl 72
Gosau 73
Ausseer Becken 74
Mitterndorfer Becken 74
Obertraun 76
Schlußfolgerung 77

Seite
Echern Stand 79
Echern Tal 79
Miesenbach 79
Gosau 80
Schlußfolgerung 80
Taubenkar Stand 82
Nordabdachung 82
Gosaugletscher 83
Schlußfolgerung 84
Neuzeitlicher Hochstand von 1850 86
Schlußfolgerung 88
Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial 89
Zur Fazies der quartären Sedimente im Trauntal 92
Zielsetzung 92
Methoden 93
Moränen 94
Korngrößenverteilung 94
Geschiebeverteilung 97
Rundungsgrad 99
Schlußfolgerung 100
Oser 101
Kames 102
Feinkörnige Stauseesedimente 103
Offenseebach Tal 103
Mitterweißenbach 106
St. Agatha 107
Unter Kainisch 113
Kainisch-Öden See 114
Schlußfolgerung 114
Der Ablauf des Jungpleistozäns im Trauntal und seine Stellung im regionalen Vergleich 116
Riß 116
Würm 117
Spätglazial 120
Literatur 126

Zusammenfassung

Das Einzugsgebiet der Traun wurde erstmals in seiner Gesamtheit südlich der Riß-Endmoränen in großem Maßstab quartärgeologisch kartiert und kartenmäßig dargestellt. Dadurch war es möglich, die Entwicklung des Traungletschers während der letzten beiden Eiszeiten und besonders des Spätglazials in Ablauf, Ausdehnung und der faziellen Ausbildung seiner Sedimente besser zu erfassen.

Während des Hochglazials der Rißeiszeit konnte eine deutliche Oszillation des Traungletschers auskartiert werden. Diese führte am Ende des Ereignisses zu einem Maximalstand, der die Hochterrasse noch überfuhr. Gleiche Erscheinungen konnten schon früher an den östlich des Trauntales gelegenen Rißgletschern gefunden werden. Hinweise auf Spuren dieses Maximalstandes sind auch in der Literatur über die westlichen Vorlandgletscher enthalten, so daß dieser Ablauf am Nordrand der Alpen weiter verbreitet scheint.

Der Ablauf des Hauptvorstoßes der Würmeiszeit konnte in seiner Vorstoßphase und dem Hochglazial gut untergliedert werden, wobei sich eine gute Übereinstimmung des Ablaufes mit seinen Nachbargletschern im Westen sowie dem Draugletscher südlich des Alpenhauptkammes ergab.

Eine umfangreiche Untersuchung an den Grundmoränensedimenten beider Eiszeiten und besonders an den Grundmoränen des Würmgletschers auf Korngrößenverteilung, Herkunft und Rundung der Geschiebe wurde durchgeführt. Erste Ergebnisse zeigen deutliche Unterschiede im Aufbereitungsgrad der Grundmoräne zwischen den würmzeitlichen und den spätglazialen Gletschern. An Hand der Geschiebeverteilung war ein deutlicher Unterschied im Eisabfluß aus den Niederen Tauern durch die Kalkalpen zwischen Riß- und Würmeiszeit feststellbar, der auf die Gletscherentwicklung im Ennstal zurückgeführt wird.

Für den Zeitraum des Spätglazials konnten die Gletscherzungen der einzelnen Einzugsgebiete in ihrer jeweiligen Ausdehnung und Charakteristik rekonstruiert werden.

Durch die palynologische Untersuchung der im Trauntal entwickelten Moore und ihrer liegenden Schluffe war es möglich, die Entwicklung der Gletscherstände mit der der Vegetation in Einklang zu bringen.

Durch die ^{14}C-Datierung konnte der Ablauf des Spätglazials auch zeitlich besser erfaßt und mit den allgemein gültigen Pollenzonen korreliert werden, wodurch erstmals ein im Ablauf geschlossenes Bild entstand.

Die so in ihrer Charakteristik, der vegetationsgeschichtlichen und zeitlichen Einordnung ziemlich genau umrissenen spätglazialen Stände wurden fürs erste mit Lokalnamen belegt um eine Parallelisierung mit den klassischen spätglazialen Ständen im Tiroler Raum nicht zu präjudizieren, die nach einer zu erwartenden genaueren zeitlichen Einstufung dieser sicher möglich sein dürfte. Der Versuch einer Parallelisierung wurde auf fazieller Grundlage und soweit bereits möglich, durch die Zuordnung zu den Pollenzonen durchgeführt.

Die Untersuchungen im Trauntal ergaben, daß bereits um ca. 16000 BP die Becken unterhalb der ausgedehnten Plateaus weitgehend eisfrei geworden waren (Jochwand Stand). Der letzte kräftige Vorstoß, als die Gletscher noch einmal allgemein den Talboden erreichten, konnte mit rund 14000 BP festgelegt werden (Goiserer Stand). Um 12000 BP erreichten nur noch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus in einem letzten Vorstoß den Talboden (Echern Stand). In der Folge wurde auch dieses rasch bis auf die relativ kleinen Gletscher der Jüngeren Dryas eisfrei (Taubenkar Stand). Diese schmolzen dann mit Beginn des Postglazials mindestens auf die Größe der neuzeitlichen Hochstände ab.

Abstract

For the first time the whole drainage area of the Traun south of the Riß-end moraines is investigated and mapped in terms of quaternary geology. Therefore it is possible to present a systematic discription of the development of the Traun glacier during the last two glaciations, particularly the Late Glacial, as to progress, extent and facies of its sediments.

A significant oscillation of the Traun glacier during the Hochglazial of Riß is mapped. At the end of Riß it lead to a "Maximalstand" overriding the Hochterrasse. This phenomenon has already been observed east of the Trauntal. In the literature about the western Vorlandgletscher there are also references to traces of this "Maximalstand". Thus, this progress seems to be widely spread on the northern margin of the Alps.

A systematic subdivison of the main advance of Würm is presented for the Traun area. By applying this scheme either to the neighbouring glaciers in the west or to the Draugletscher in the south of the main ridge of the Alps, then the progress obtained agrees with that reported in the literature.

The till matrix from both glaciations especially that of groundmoraines of the Würm glaciers is investigated in detail by grain-size sorting and analysing origin and roundness. First results indicate clear differences in the grade of preparation of till between Würm and Late Glacial. By means of frequency distribution of pebbles a clear difference in the ice drain between Riß and Würm glaciation is found which is due to the development of the glaciers in the Ennstal.

For the time of Late Glacial the glaciers of several valleys are reconstructed with regard to their extension and dynamic develpoment.

Palynological investigations of peat and the underlying silt permit us to reconcile the develpoment of glacial stades and vegetation. By ^{14}C-datings the progress within the Late Glacial can be better classified leading to a general picture of the process.

In this paper these Late Glacial stades are called by local names instead of the classical names in Tyrol in order not to prejustice a correlation between the two. When the analog analysis in Tyrol is available such a correlation is to be expected. At present such a correlation is made only on the basis of facies and by relating to pollen zones as far as data from Tyrol are available.

Results of the investigations in the Trauntal show that the basins under the wide spread plateaus were free of ice at about 16000 BP. The last powerful advance, when the glaciers generally reached the valley floor once more was dated with about 14000 BP (Goiserer Stand). During the last advance (Echern Stand) only the glaciers from the central Dachsteinplateau came down to the valley at about 12000 BP.

In the following period this plateau also became free of ice with the exception of relative small glaciers (Younger Dryas, Taubenkar Stand). At the beginning of Postglacial time the glaciers melt off at least to the stades of 1850.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit entstand in Anschluß an die quartärgeologische Bearbeitung der Täler von Enns und Steyr und wurde als quartärgeologische Aufnahme für die in Fertigstellung begriffene Karte 1 : 50.000, Blatt 96, Bad Ischl, Geol. B.-A., begonnen. Die räumliche (auf das ganze Einzugsgebiet der Traun) und die methodische Ausweitung wurden durch das Projekt Nr. 2267 des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung finanziert, wofür ich meinen Dank aussprechen möchte.

Eine quartärgeologische Gesamtbearbeitung des Trauntales in Zusammenhang mit modernen Methoden schien sinnvoll, da die bisher vorliegenden, zeitlich stark gestreuten Arbeiten nur auf meist eng begrenzte Bereiche eingingen.

Dabei konnte aus den Anfängen der quartärgeologischen Betrachtungen im Trauntal auf die Arbeiten von E. v. Mojsisovics (1879) und F. Simony (1850, 1859, 1869, 1871) und besonders auf seine große Arbeit über das Dachsteinmassiv (1895) zurückgegriffen werden. Die erste zusammenfassende Beschreibung der wichtigsten Teile des Trauntales mit genauerer Gliederung der einzelnen Eiszeiten gab dann A. Penck (1909). Er baute auch die ihm bekannten Spuren des Spätglazials in sein umfassendes System ein.

In der weiteren Folge entstanden nur noch Arbeiten, die detailliertere Darstellungen kleinerer Räume gaben und deren Ergebnisse mit dem Penckschen System in Einklang gebracht wurden. Es mögen hier die wichtigsten Arbeiten in alphabetischer Reihenfolge angeführt werden:

G. Götzinger (1936, 1937, 1939, 1941), H. Kohl (1974), R. Moser (1959), K. Wiche (1949), E. Wihthum (1954), wobei die Zusammenstellung und teilweise Neubearbeitung für den Exkursionsführer der INQUA 1936 von G. Götzinger das letzte Mal einen größeren Raum zusammenhängend erfaßte.

Um über die räumliche und zeitliche Beziehung der einzelnen Gletscherstände des Spätglazials zueinander hinaus auch zu einer zeitlichen Einordnung dieser zu gelangen, wurden in Verbindung mit der quartärgeologischen Aufnahme interessante Moore palynologisch untersucht. Diese Untersuchungen der umfangreichen Moorprofile übernahm Frau Dr. I. Draxler, Geol. B.-A., der ich für die durch einen ständigen Gedankenaustausch geprägte Zusammenarbeit herzlich

danken möchte. An dieser Stelle soll aber die große Hilfe bei der Gewinnung und Präparierung der Proben durch Herrn K. BAUER, Palynologisches Labor, Geol. B.-A., nicht unerwähnt bleiben.

Die für die zeitliche Einordnung der Entwicklung der Gletscher und der Vegetation so notwendigen ^{14}C-Bestimmungen führte Herr Dr. H. FELBER am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österr. Akademie der Wissenschaften äußerst zuvorkommend und mit großem Verständnis für die Probleme durch, wofür ich ihm meinen aufrichtigen Dank aussprechen möchte.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER, der mit stetem Interesse den Fortschritt der Arbeit verfolgte und bei einer Exkursion wertvolle Hinweise gab.

Nicht zuletzt möchte ich die Zusammenarbeit mit den an der Aufnahme des Blattes 96, Bad Ischl, der Geol. B.-A. beteiligten Kollegen erwähnen und besonders Herrn Dr. G. SCHÄFFER, der mir bei der Beurteilung mancher wichtiger Fragen behilflich war, meinen Dank aussprechen.

Die im Text verwendeten Namen von Gehöften, Orten, Bachläufen und Bergen sind der Österreichischen Karte, 1 : 50.000, Blatt 65, 66, 67, 95, 96, 97, 126, 127, 128 entnommen und sehr oft in den beigelegten Karten und Skizzen nicht vermerkt, da sonst deren Lesbarkeit gelitten hätte.

Zur Verbreitung und Abfolge der quartären Ablagerungen im Trauntal

(Tafel 1, Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Riß-Endmoränen)

Praeriss

Quartäre Sedimente, die älter als die Riß-Eiszeit sind, sind nur an zwei Stellen im Talbereich der Traun erhalten geblieben. Es sind dies Breccien am Südhang des Sarsteins und Schotter bei Bad Aussee und Bad Ischl.

H a n g b r e c c i e (Schneegraben)

Die weit verbreiteten, mächtigen Hangbreccien am Südosthang des Sarsteins stellen Reste einer zusammenhängenden Platte dar. Die grobe Breccie ist durchwegs sehr gut verfestigt und weist lagenweise durch gelbbräunlich gefärbtes Feinmaterial ein dichtes Aussehen auf.

Ihr Aussehen entspricht gänzlich den gleichen Ablagerungen an der Südseite des Dachsteins, Grimmings und Gesäuses und wird analog zu diesen am ehesten mit der in Position und Ausbildung ähnlichen Höttinger Breccie zu vergleichen sein.

K r i s t a l l i n r e i c h e S c h o t t e r

An zwei Stellen im Verlaufe des Trauntales (westlich Unter Kainisch im Ausseer Becken und südlich Siriuskogel) finden sich kleine Schottervorkommen ungewöhnlicher Zusammensetzung und unklarer stratigraphischer Stellung.

Am orographisch rechten Ufer der Traun, 500 m westlich der Bahnstation Bad Aussee sind in einem kleinen Seitengraben gut gerundete, grobe Schotter aufgeschlossen, die zu ca. 70% aus Gesteinen der Niederen Tauern (Gneis, Granitgneis, Granatglimmerschiefer, Amphibolit — teilweise granatführend, Serpentin, Grünschiefer, Phyllite) neben Karbonaten bestehen. Sie werden von den Vorstoßschottern der Würmeiszeit (Ausseer Konglomerat) überlagert und weisen eine weit fortgeschrittene Feldspatverwitterung auf.

Ein durchaus vergleichbares Vorkommen stellen die konglomerierten Schotter an der Südseite des Siriuskogels dar, die in einer Baugrube unter der Würmgrundmoräne aufgeschlossen waren. Es sind gut gerollte Karbonatschotter, die aber eine deutliche Kristallinführung aufweisen. Auch sie zeigen einen starken Verwitterungsgrad, der zu hohlen Geröllen führte.

Beide Vorkommen sind durch ihre Lage unter würmeiszeitlichen Sedimenten älter als diese. Die Verwitterung, die weiter als in den Ablagerungen der Rißeiszeit fortgeschritten ist, legt aber eine Einstufung auch vor dieser nahe. Da beide Vorkommen nur knapp über dem heutigen Talniveau liegen, das wahrscheinlich wie in den benachbarten Tälern der Enns und Steyr im Mindel/Riß Interglazial geschaffen wurde (G. SPAUN, 1974, D. VAN HUSEN, 1968, S. 75), möchte ich diese Schotter ans Ende dieser Zeitspanne vor der Rißeiszeit einordnen.

Riß *)

Die Ablagerungen des Riß wurden von der Würmeiszeit entweder verdeckt oder ausgeräumt und sind dementsprechend nur außerhalb deren Endmoränen um den Traun See zu finden. Eine Ausnahme bildete nur die Grundmoräne in Bad Aussee.

Nördlich des Traun Sees

Nördlich Pinsdorf beginnt beim Mörtbauer ein hoher Moränenwall, der in weitem Bogen bis Oberthalham zieht. Er ist durch eine breite Formung charakterisiert, die aber noch eine Zweiteilung erkennen läßt. Östlich der Traun findet dieser in den Wällen gleicher Ausbildung bei Baumgarten-Steinbichel und nur durch eine enge Abflußrinne getrennt, bei Altgschwandt seine Fortsetzung, die ein breites Ausfächern im östlichen Teil anzeigen. Im Bereich dieser Wälle fand sich in den Oberflächenaufschlüssen nur feinstoffreiches Moränenmaterial, das in seinem Kornaufbau einer gut ausgebildeten Grundmoräne entspricht (Tafel 3, Nr. 3, 5).

Die Grundmoräne führt hauptsächlich kalkalpine Geschiebe, zu denen noch Flysch und ältere quartäre Konglomerate und auffällig viele Kristallingeschiebe (3 bis 6%) kommen. Nördlich dieser Wallgruppe setzt dann die Hochterrasse an; einerseits beidseitig der Traun bei Oberthalham und Grafing in ca. 480 m Höhe, andererseits an beiden Flanken des Gletschers im Aurachtal im Westen und bei Gschwandt im Osten. Hier beginnt die Terrasse am Fuß des Flyschrückens bei Rabersberg und zieht anfangs mit etwas höherem Gefälle nach Norden, wo

*) Leider wurden in der Legende auf Tafel 1 die beiden Beschriftungen „Endmoräne des Hochstandes" und „Endmoräne des Maximalstandes" vertauscht.

sie dann bei Schwaigthal — „Nacketer Baumgarten" mit der an der Traun zur breiten Hochterrassenflur verschmilzt. Nördlich Pinsdorf beginnt die Hochterrasse beiderseits eines kleinen Moränenhügels bei Haidach in 490 m und verläuft zu beiden Seiten der Aurach anfänglich in schmalen, teilweise unterbrochenen Leisten bis zur Autobahn, nördlich der sie eine breite Hochterrassenflur bildet.

Zwischen Traun und Aurach spannt sich dann ca. 2 km nördlich des breiten Moränenwalles beim Mörtbauer noch ein scharf in der Landschaft abgezeichneter Moränenwall mit Höhen um 500 bis 510 m, der an der Flyschkuppe (Kote 555) südlich Ohlsdorf ansetzt und über Irresberg-Hafendorf bis Preinsdorf zu verfolgen ist, wo er an der Rinne der Aurach endet. Erst südlich der Dichtlmühle findet er in dem am Pinsdorfer Berg ansetzenden Moränenrücken seine Fortsetzung.

Die hohe Terrasse bei Groß Kufhaus stellt den Rest eines Talverbaues der Aurach dar, die durch diesen Moränenzug gestaut wurde. Aufgebaut wird dieser Moränenwall hier von groben, sandreichen, kaum geschichteten Schottern, die ca. 35 bis 40% nahezu ungerundete Flyschkomponenten (bis zu 50 cm ∅) enthalten. Die wesentlich besser gerundeten kalkalpinen Gerölle erreichen dagegen nur Korngrößen bis ca. 15 cm. Neben diesen fanden sich noch mehrere Kristallingerölle (Granitgneis, Amphibolit, Glimmerschiefer). Östlich der Aurach treten die Flyschkomponenten zurück, während die kalkalpinen Gerölle den Hauptanteil bilden (Tafel 3, Nr. 1, 2). Von kurzen Lücken in diesem Moränenkranz gehen kurze, steile Sanderkegel aus (Rittham, Hafendorf), die aber bereits nach 200 bis 300 m noch südlich der Autobahn auf der Hochterrasse auslaufen.

Das Gebiet zwischen den beiden Moränenzügen der Rißeiszeit ist mit Grundmoräne bedeckt, die um Edlach-Edt eine flachwellige Landschaft mit langgezogenen Drumlins bildet. Hier finden sich mitunter neben dem Moränenmaterial mit allem erratischen Material in den schon lange aufgelassenen Gruben (A. Penck, 1909, S. 206) auch heute noch Konglomerate. Der ausgedehnteste Aufschluß dieser unter der Grundmoräne befindet sich an der Wurzel des Grabens an der Fahrstraße auf halbem Weg zwischen Frauendorf-Preinsdorf.

Dieselben Konglomerate mit oft noch groben, wenig gerundeten Komponenten (A. Penck, 1909, S. 206, fand darin noch gekritzte Geschiebe) und allem erratischen Material sind aber auch im Liegenden des scharf ausgebildeten Moränenwalles aufgeschlossen. Südlich Hafendorf ist dieses Konglomerat am orographisch rechten Ufer der nordwestlich Edt ansetzenden Abflußrinne in einem alten Steinbruch unter dem Moränenwall zu sehen. Noch deutlicher ist die Überlagerung des Konglomerates mit dem leicht verschwemmten Moränenmaterial des Endmoränenwalles in der Schottergrube an der Straße von Edt nach Föding zu erkennen (Abb. 1).

In beiden Aufschlüssen reichen die Konglomerate bis in eine Höhe von 490 bis 495 m und gliedern sich dadurch gut in das allgemeine Gefälle der Hochterrasse ein, die von dem breiten Moränenwall südlich Edlach-Ehrendorf nach Norden zieht (Tafel 2, Profil 1). Demnach kann hier folgender Ablauf der rißzeitlichen Hochstände rekonstruiert werden:

Zuerst kam es zu einem längere Zeit andauernden Hochstand, der die mächtigen Moränen zwischen Mörtbauer, Oberthalham westlich und Steinbichl-Alt-

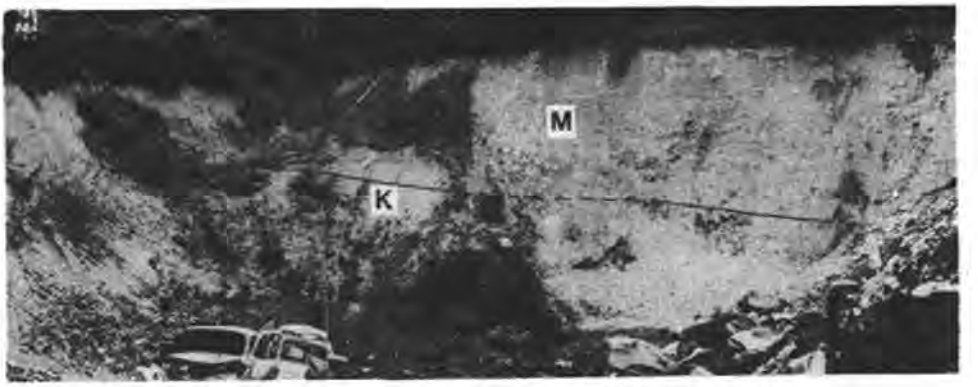


Abb. 1. Schottergrube N Edt; K = Konglomerate, M = Moräne.

gschwandt östlich der Traun aufschüttete und in dessen Vorfeld die Hochterrasse akkumuliert wurde. Danach kam es noch zu einem kurzen Maximalstand, der die Wälle des Hochstandes kurzfristig überwand (Zurundung, weitgehende Bedeckung mit Grundmoränenmaterial) und den relativ schmalen scharfen Wall 2 km weiter nördlich aufwarf. Von diesem gingen aber nur kleine Sanderkegel aus, die bald auf der Hochterrasse auslaufen. Der gleiche Ablauf konnte bereits im Gebiet des Steyr-Gletschers in der selben Deutlichkeit (D. VAN HUSEN, 1975, S. 279 f.) gefunden werden, nur daß hier der Vorstoß des Maximalstandes in den engeren Tälern (Krems, Steyr) ca. 5 km betrug.

So deutlich sich diese Abfolge und der Moränenwall des Maximalstandes westlich der Traun abzeichnen, so wenig ist östlich davon erhalten. Hier können der hohe Moränenwall beim Lemberg Gut und der recht scharfe Wall bei Gschwandt diesem Stand ebenso zugeordnet werden, wie die undeutliche Wallform bei Peiskam, die S. PREY (1949) genau beschreibt. Möglicherweise reichte der Maximalstand östlich der Traun bis an den Fuß der Mindelmoräne Laakirchen-Eisengattern, worauf die teilweise recht wellige Oberfläche der Hochterrasse (wahrscheinlich Grundmoränenbedeckung) und der unvermittelt daraus aufragende Hügel bei Kranabeth hindeuten könnten. Da es in diesem Bereich keinerlei Aufschlüsse gab, kann aber keine genauere Aussage gemacht werden.

Östlich des Traun Sees

Weiter südlich sind diese beiden Stände nur noch in kleineren unzusammenhängenden Resten erhalten geblieben. So finden sich im Tiefen Graben südlich des Traunsteins in 750 bis 780 m Höhe Stauschotter, die neben den verschiedensten Karbonaten auch nicht ausgesprochen selten Quarz und Kristallingerölle führen, wodurch sie sich neben einer stärkeren Verwitterung von dem darunter liegenden würmzeitlichen Staukörper unterschieden.

Nördlich davon, im Leinaugraben, sind östlich der Maier Alm am orographisch linken Ufer Schotter mit einigen Metern Mächtigkeit erhalten, denen Schluffbänder (kleine Quellen) zwischengeschaltet sind. Dieser Terrassenkörper geht nach Osten in einen flachen Wall über, der an einem kleinen Hügel am Südrand des Tales ansetzt und in weitem Bogen bis zum Leinau Bach verläuft. Er führt

als erratisches Material Wettersteinkalk und dunkle Mitteltriaskalke. Nördlich des Baches ist dann noch eine kurze, stark mit rezentem Schutt bedeckte Fortsetzung davon zu beobachten. Innerhalb dieses Walles liegt dann zwischen ihm und dem mitten im Tal aufragenden, langgestreckten, scharfen Wettersteinkalkrücken ein Moränenkörper, der am Rand zum Becken bei der Gemauerten Stube scharf unterschnitten ist. Diese Abfolge ist im Gegensatz zur Auffassung S. PREYS (1956), S. 221 f. als Moräne zu deuten, an die ein kurzes Stück einer Terrasse im eisfrei gebliebenen Raum zwischen dem Lokalgletscher im Weingart Tal und dem Traungletscher anschließt. Da diese Sedimente weit außerhalb der Würmmoräne (S. PREY, 1956, S. 222) liegen und außerdem eine gut entwickelte Verwitterungsdecke zeigen, sind sie der Rißeiszeit zuzuordnen.

Westlich des Traun Sees

Am westlichen Ufer des Traun Sees sind noch Reste der Riß-Eiszeit bei Neukirchen und am Grasberg erhalten, die zwei weit nach Westen ausgreifende, durch den Grasberg getrennte Gletscherzungen anzeigen.

Grasberg

Bei Oed bildet ein breiter Moränenwall die Wasserscheide zwischen Traun See und Aurach. Er besteht zu einem hohen Prozentsatz aus den meist gut bearbeiteten und gekritzten kalkalpinen Geschieben in bunter Zusammensetzung, zu denen sich noch Quarz-, Gneis-, Amphibolit-, Granatquarzit- und Grünschiefergerölle gesellen. Die Flyschkomponenten, die selten auftreten, zeigen hingegen nur geringe Bearbeitung.

Unterhalb Mindelhof ist ein NW-streichender, sehr breiter, undeutlicher Wall erhalten, der in seiner Geschiebezusammensetzung den gleichen Aufbau zeigt.

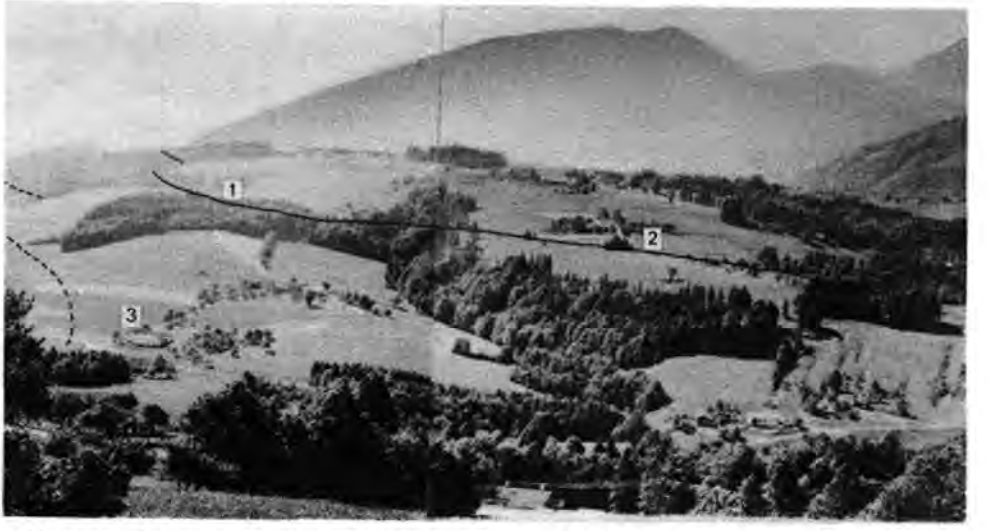


Abb. 2. Grasberg von Norden. Volle Linie: Eisrand Maximalstand, strichlierte Linie: Eisrand Hochstand, 1 = Öhlberg, 2 = Wolfsgrub, 3 = Oed.

Der Hang oberhalb dieser Moränenwälle ist dann mit Moränenmaterial bedeckt. Es finden sich in den Feldern neben Flyschbrocken viele Erratika (Quarz, Kristallin, Karbonate), die teilweise weit fortgeschrittene Verwitterungserscheinungen aufweisen. Beim Bauernhof Öhlberg verlaufen dann wieder zwei Moränenwälle, die mit deutlichem Gefälle nach Nordwesten ziehen und nach der Unterbrechung durch einen scharfen, im Flysch eingeschnittenen Graben ihre Fortsetzung in dem Wall auf dem moränenbedeckten Rücken bei Wolfsgrub finden (Abb. 2).

Am Südrand des plateauförmigen Grasberges setzt bei Lacken, westlich Kote 749, wieder ein flacher Wall an, der parallel zur Straße über Häusern bis Pollhamberg zu verfolgen ist. Auch er besteht, wie in drei Baugruben zu erkennen war, in der Mehrzahl aus kalkalpinen, meist gut gerollten, teilweise auch gekritzten Geschieben, unter denen Kristallinkomponenten nicht selten zu finden sind. Ebenso treten die weniger bearbeiteten Flyschgeschiebe zurück. Es zeichnet sich hier der Rand eines Gletschers ab, der den Grasberg (Kote 749 m) gerade nicht mehr überwand und nördlich davon in einer steilen Zunge möglicherweise noch bis gegen Reindlmühl reichte. Auf der plateauartigen Höhe des Grasberges finden sich in dem tiefen Verwitterungsboden nur noch hin und wieder Quarzgerölle, aber keine Karbonate oder Kristallingeschiebe, wie auf den Rißmoränen. Ich möchte daher annehmen, daß es sich hiebei möglicherweise um Reste der Mindelmoräne handelt (Abb. 3).

Die Moränenablagerungen des Riß am Grasberg sind stellenweise etwas konglomeriert, was früher zur Annahme einer den Grasberg bedeckenden Konglomeratplatte führte (W. JANOSCHEK, 1964, S. 205).

Neukirchen

Südwestlich Neukirchen zeichnet ein deutlicher Moränenwall (Kreuzweg) eine steile Gletscherzunge nach, die bis zur Aurach vorstieß. Sie geht nach Norden in Grundmoräne über, die den pultförmig nach Osten abfallenden Flyschrücken zwischen der Aurach und dem Becken östlich Neukirchen stellenweise bedeckt (Tafel 2, Profil 2). Diese Moränensedimente enthalten aber im Gegensatz zu denen des Grasberges einen hohen Prozentsatz an eckigem, wenig bearbeitetem Flysch, der aus dem direkten Kontakt mit der hohen steilen Flanke des Kollmannsberges stammt. An der Außenseite ist der Moränenwall mit Schottern verknüpft, die teilweise gut verfestigt sind und einerseits durch ihren Gehalt an Kalken und etwas Kristallin den Einfluß des Gletschers, andererseits durch gerollte Flyschkomponenten den der Aurach anzeigen. Im Verband mit diesen Schottern treten Seetone (W. JANOSCHEK, 1964, S. 205 f.) auf, die auf einen zeitweisen Aufstau der Aurach hindeuten.

An der Nordseite dieser Gletscherzunge kam es nicht zur Ablagerung einer Endmoräne. Hier nehmen diese Position gut verfestigte, schlecht klassierte Schotter ein, die den Rücken „In der Feichta" mit 600 m Höhe aufbauen. Sie bestehen vornehmlich aus gerundeten Karbonaten mit häufig auftretenden Kristallingeröllen, wogegen die Flyschkomponenten deutlich zurücktreten. Diese Schotter stellen eine verschwemmte Moräne der Rißeiszeit dar, wie dies bereits A. PENCK

(1909), S. 209 f., angibt. Für diese Einstufung spricht auch die oft fortgeschrittene Verwitterung (angeätzte Karbonate, kaolinisierte Feldspäte) der Gerölle.

Am Nordabfall des Kollmannsberges finden sich noch zwei Terrassen bei Weitwies und Rainwies, die neben Flyschschutt noch vereinzelt Karbonate, ganz selten Kristallin führen. Sie zeigen die gleiche, weit fortgeschrittene Verwitterung, liegen aber deutlich über dem Niveau des vorhin beschriebenen Moränenwalles (Tafel 2, Profil 2). Sie sind am ehesten mit den Moränen Polham-Lacken, Öhlberg-Wolfsgrub am Grasberg zu verbinden, die analog zur Entwicklung nördlich Gmunden dem Maximalstand zuzuordnen wären.

Die tiefer liegende Moräne (Kreuzweg) und auch die Wälle bei Oed-Miedlhof, nördlich des Grasberges, entsprächen dann dem Hochstand.

Aurachtal

Auf der leicht welligen Terrasse der „Scherrhaufenwies" zwischen Aurach und Weidenbach finden sich in der meist tiefgründigen Verwitterungsschicht immer wieder stark angewitterte kalkalpine Gerölle (Wettersteinkalke, Hauptdolomit), die teilweise beachtliche Größe erreichen und nach Westen zu an Häufigkeit stark zunehmen. Am Westende der Ebenheit, am Fuß des Hanges zum Scherrhaufeneck, liegt dann noch ein kurzer Wall in 660 bis 670 m Höhe mit SW-NE-Erstreckung, der neben Flysch- auch viele Kalkgeschiebe bis zu 0,5 m^3 führt. Erratisches Material (Kalke) finden sich auch im Tal des Weidenbaches und südlich der Aurach am Hangfuß.

Durch die Lage dieser Reste außerhalb der wesentlich deutlicheren Würmendmoränen und wegen ihrer viel stärkeren Verwitterung als diese, sind sie im Gegensatz zu W. JANOSCHEK (1964), S. 208, nicht in die Würm-, sondern in die Rißeiszeit zu stellen.

Weitere Spuren der Rißeiszeit finden sich noch im Bereich des Nd. Spielberges am Kamm zwischen Aurachtal und Ht. Langbath See. So ist an der Forststraße nordöstlich der Kote 980 m eine gut verfestigte Breccie mit teilweise auch deutlich gerundeten Komponenten und einem sandigen Zwischenmittel aufgeschlossen (W. JANOSCHEK, 1964, S. 203 f.). Durch das völlige Fehlen einer Klassierung und den hohen Anteil des sandigen Zwischenmittels erweckt sie den Eindruck einer verfestigten Moräne.

Mit ähnlichen, meist aber unverfestigten, feinstoffreichen Sedimenten ist der flache Hang des Spielberges im Süden und Südosten bedeckt. Hier gehen die Moränen dann in eine kleine ebene Schwemmfläche über, die nach Südosten von einem kleinen Wall überragt zum Lueg Sattel in einer scharfen Kante abbricht. Nach Nordwesten wird diese Moräne noch durch das grobe Wettersteinkalkblockwerk des Nd. Spielberges (G. GEYER, 1917, S. 79; W. JANOSCHEK, 1964, S. 203) begrenzt, das einen schwach ausgeprägten Wall bildet, der von der Höhe 980 m nach Nordosten verläuft.

Ich möchte dieses im Gegensatz zu beiden vorhin genannten Autoren weniger als Bergsturz sondern eher als sehr grobblockigen Seitenmoränenwall auffassen. Die quartären Sedimente des Spielberges zeigen oft eine weit fortgeschrittene Verwitterung (stark korrodierte und hohle Gerölle) und gut entwickelte Boden-

bildung, die im Vergleich mit dem tiefer liegenden, völlig frischen Würmmoränen eine Einstufung in die Rißeiszeit nahelegen.

Daraus ergibt sich, daß zur Riß-Eiszeit Eis aus dem Bereich des Ht. Langbath Sees über die Kerbe bei Kote 941 und den Lueg Sattel nach Norden abfloß ohne den Nd. Spielberg ganz zu überwältigen. Diese beiden steilen Gletscherzungen vereinigten sich dann mit dem Gletscher im Aurachtal, der mit seiner Zunge das Becken bei der Großalm und der Scherrhaufenwies noch zur Gänze erfüllte. Wie weit diese Zunge nach Osten vorstieß, kann nicht genau gesagt werden, da die von A. PENCK (1909), S. 210, beschriebenen Moränen nicht zu finden waren.

Hier fanden sich aber in einem kleinen Bachgraben nördlich der Aurach in 620 bis 625 m Höhe Konglomeratbrocken, die viele Kalkgerölle führen. Ebensolche Konglomerate waren noch vor Taufel ebenfalls am orographisch linken Hang zu beobachten. Es dürfte sich dabei aber um die sehr spärlichen (einzige Funde) Reste der Hochterrasse handeln, die dann bei Neukirchen mit dem Vichtauer Ast des Traungletschers in Verbindung trat und von diesem gestaut wurde (Staukörper südlich Neukirchen).

Talverlegung der Aurach

Durch die Abdämmung des Aurachtales durch die rißzeitliche Gletscherzunge bei Neukirchen kam es auch zur Verlegung des Laufes der Aurach aus dem prä-rißzeitlichen Abfluß nach Osten zum Traun See durch das Becken östlich Neukirchen (dieser dürfte südöstlich der Kirche von Neukirchen verlaufen) in

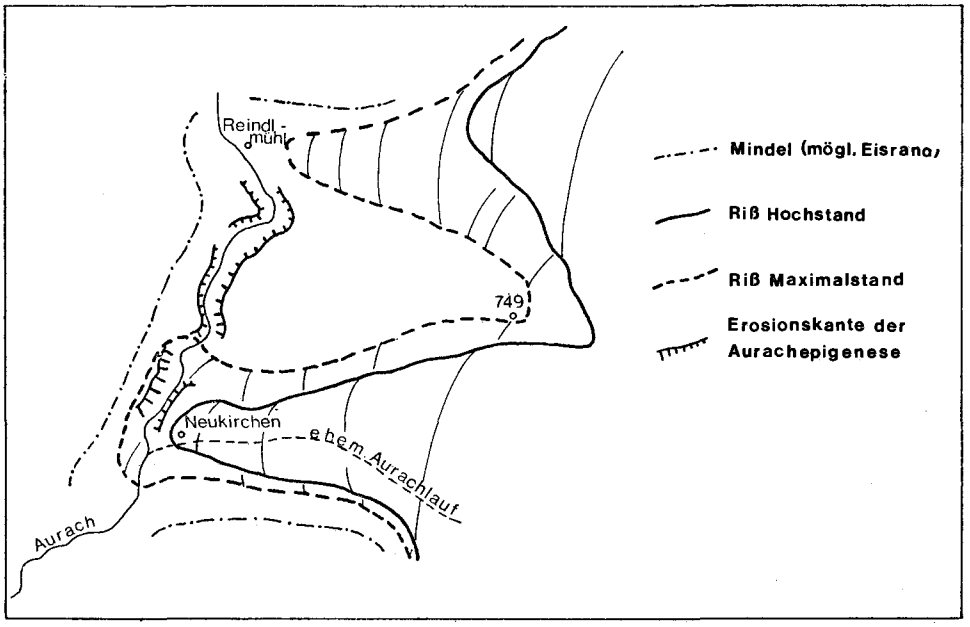


Abb. 3. Skizze zur Flußverlegung der Aurach in Beziehung zu den Gletscherzungen.

ihren heutigen nach Norden (A. PENCK, 1909, S. 210; W. JANOSCHEK, 1964, S. 205). Dabei schuf die Aurach den epigenetischen Durchbruch östlich Neukirchen. Hier und weiter nördlich zeigen noch die das scharf eingeschnittene Aurachtal begleitenden Felskanten ungefähr die Höhe des ehemaligen Talbodens an. Dieser lag bei Kriegering ca. 50 m über dem heutigen Talniveau, verliert dann aber rasch an Höhe und ist sicher bis Reindlmühl-Kling zu verfolgen.

Die Anlage dieser Epigenese erfolgte erst deshalb in der Rißeiszeit, da damals die Gletscherzunge nur bis Neukirchen reichte. Sie verwehrte der Aurach zwar den Abfluß nach Osten, verschloß aber nicht den Übertritt nach Norden, wie dies bei der noch mächtigeren Mindelvereisung der Fall gewesen sein wird (Abb. 3).

Der Abfluß des Beckens bei Moos-Gassen, der in einem kurzen engen Tal nördlich Neukirchen in die Rißschotter und den unterlagernden Flysch einschneidet, wurde dann während des Zurückschmelzens des Rißgletschers aus dem Becken angelegt und diente zur Würmeiszeit und auch heute zur Entwässerung des Beckens.

Südende des Attersees (Feichting Eck)

Am Nordabfall des Feichting Ecks liegen Konglomerate mit deutlicher Deltaschüttung (020/35), die eine deutliche Terrasse in 1080 m (rund 60 m über den würmeiszeitlichenMoränen) bilden. Sie weisen eine weit fortgeschrittene Verwitterung mit veraschten Dolomiten, hohlen Geröllen und dunkelbraunem Verwitterungslehm auf, die sie deutlich von den Würmsedimenten unterscheidet. Diese Konglomerate gehören der Rißeiszeit an und zeigen die Oberfläche des Eisstromnetzes in dieser Gegend an.

Ausseer Becken

Das älteste quartäre Sediment, das im Ausseer Becken aufgeschlossen war, stellt die Rißgrundmoräne dar, die von G. GÖTZINGER (1936), S. 94, erstmals im Liegenden des „Ausseer Konglomerates" als solche beschrieben wird.

Es handelt sich dabei um eine dichte, feinstoffreiche Grundmoräne (Tafel 3, r. 32), die sich aber in ihrer Zusammensetzung von den Würmgrundmoränen des Beckens deutlich unterscheidet (s. Kapitel zur Fazies der quartären Sedimente).

Sie war beim Neubau der Krankenanstalt an der Abzweigung der Altausseer Straße von der Ischler Straße in einer großen Baugrube gut aufgeschlossen (Abb. 4).

Die Grundmoräne ist durch einen deutlichen Verwitterungshorizont von den hangenden Vorstoßschottern der Würmeiszeit (s. Kapitel Würm Vorstoßphase), dem „Ausseer Konglomerat", getrennt. Dieser Aufschluß stellt während der Kartierung den einzigen Fundpunkt einer Riß-Grundmoräne südlich des Traun Sees dar. Für eine größere Verbreitung, zumindest im Becken von Bad Aussee, spricht noch die Beschreibung dieser Moräne vom orographisch rechten Ufer der Altausseer Traun im Bereich der Ischler Straße, wie sie G. GÖTZINGER (1936), S. 94, gibt.

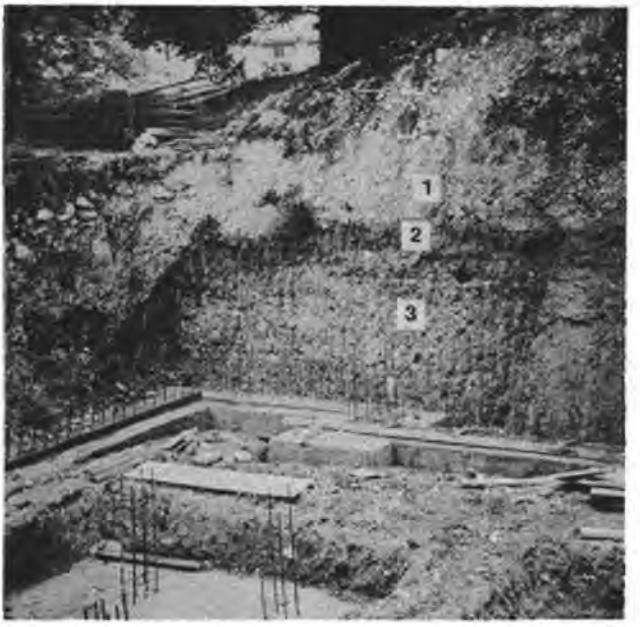


Abb. 4. Baugrube Krankenanstalt Bad Aussee. 1 = Vorstoßschotter Würm, 2 = Verwitterungshorizont, 3 = Rißgrundmoräne.

Spätriß

Die Spuren der ersten Abschmelzphasen des Rißgletschers finden sich nur im Umkreis des Traun Sees, knapp außerhalb der Würmendmoränen. Innerhalb dieser sind nur an zwei Stellen (W Traun See, Bad Ischl) kleine Reste erhalten.

Nördlich des Traun Sees

Innerhalb des Moränenwalles des Hochstandes sind nördlich Gmunden noch Terrassen und kleine Moränenwälle erhalten, die die Entwicklung während des ersten Zurückweichens der Gletscherstirn rekonstruieren lassen. Unter dem aus geschichteten Schottern aufgebauten Eisrandkörper bei Buchen erstreckt sich eine Terrasse in ca. 495 m Höhe, auf der der westliche Teil der Ortschaft Pinsdorf liegt. Sie entwickelt sich aus einer undeutlichen Kante am Fuße des Pinsdorfer Berges und zieht mit einem kaum erkennbaren Gefälle nach Westen zur Aurach. Hier ist an der Oberfläche noch eine weitläufige Vertiefung zu beobachten, die als Toteisloch gedeutet werden kann (H. Kohl, 1974, Karte).

Nördlich Pinsdorf ändert sich auf der Terrasse nach einem ganz flachen Sattel die Richtung des Gefälles, das auf einen Abfluß in einem sehr schmalen Streifen nach Nordosten entlang des hohen Moränenwalles zur Traun hin weist. Der Rand der Terrasse ist ein bis zu 10 m hoher Abfall, der aus gut verfestigten Schottern gebildet wird, die die gleiche Zusammensetzung wie die Moränen weiter nördlich aufweisen. Diese Kante ist, an zwei Stellen von niedrigen, langgestreckten Moränenhügeln überragt, bis gegen Kleinreith zu verfolgen.

Etwas tiefer ist noch eine Terrassenstufe in Pinsdorf zu beobachten, die ebenso von einem einige Meter hohen Moränenwall überragt wird. Wieder etwas tiefer erstreckt sich dann östlich Pinsdorf und Neuhofen eine breite, ebene Terrasse, die mit einem deutlichen NE-Gefälle in eine schmale Umfließungsrinne mündet, die im Süden von langgestreckten Wallformen begleitet wieder bis Kleinreith zu verfolgen ist. Die Schotter sind ebenso wie die der höheren Terrasse gut verfestigt und zeigen die gleiche Zusammensetzung.

Es bildet sich hier ein ruckweises Zurückweichen der Stirn des Rißgletschers von seinen Endmoränen ab. Damit verbunden ist aber auch eine etappenweise Entwicklung zu einem zentralen Abfluß der Schmelzwässer im Gebiet der heutigen Traun zu beobachten. Eine gleiche Entwicklung ist noch deutlicher im Raum Gmunden während der ersten Abschmelzphasen der Würmeiszeit zu beobachten.

Östlich der Traun entstand während dieser ersten Rückzugsphasen der Rißeiszeit auf der Innenseite des breiten Moränenwalles ebenso eine Terrasse aus verschwemmtem Moränenmaterial mit peripherer Abflußrinne.

Südlich der Terrasse entwickelte sich während des Eisrückzuges dann noch ein kleiner perennierender Stausee, dessen Sedimente (eben gelagerte, tonige Schluffe, Schieferkohle und Flyschschutt) bei Weinberg auch im Hangenden der Terrassenschotter zu beobachten waren, wie C. Troll (1937), S. 235 f., berichtet.

Heute schließen die neuen, etwas höher am Hang zum Flachberg angelegten Gruben der Ziegelei die gleiche Schichtfolge auf, nur daß sie hier parallel zum Gefälle des Hanges verläuft und öfter von Sandlagen mit kleinen Brocken von Flyschschutt unterbrochen wird.

Diese Bildungen der ersten Rückzugsphasen der Rißeiszeit am Nordende des Traun Sees sind dann von der Niederterrasse deutlich unterschnitten, die nördlich der Traunleiten (gegenüber dem Wasserwerk) nur eine dünne Haut über den rißzeitlichen Konglomeraten bildet. Von diesen unterscheidet sie sich einerseits durch ihren deutlich niedrigeren Gehalt an Quarz- und Kristallingeröllen, andererseits auch durch die wesentlich schwächere Verwitterung und das Fehlen einer Verkittung.

Die stärkere Verwitterung der rißzeitlichen Sedimente führt dazu, daß an der Oberfläche die im Sediment von vornherein häufigeren Quarze und widerstandsfähigeren Kristallingeschiebe selektiv angereichert sind, was ein gutes Hilfsmittel zur Trennung der Riß- von den Würmablagerungen rund um den Traun See darstellt.

Westlich des Traun Sees (Viechtau)

Im Viechtauer Becken ragt isoliert der Buchberg auf (W. Janoschek, 1964, S. 206), der von mäßig gerundeten, gut klassierten Schottern aufgebaut wird. Die Schotter sind gut konglomeriert und zeigen eine Bankung bis zu 2 m Mächtigkeit, die mit 100/20 bis 110/30 zu See hin einfällt. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um den Rest einer Eisrandterrasse des beginnenden Eiszerfalles des Rißgletschers, wie sie mit äquivalentem Aufbau auch nach der Würmeiszeit in der Umgebung des Buchberges entstand (s. Kapitel Würm-Spätglazial; W des Traun Sees).

Bad Ischl

Gegenüber der Mündung des Rettenbaches in die Traun findet sich ein kurzes Stück einer Terrasse aus gut verfestigten, groben, rein fluviatilen Schottern. Sie weist eine wellige, mit Grundmoräne bedeckte Oberfläche auf.

Ein ähnliches kleines Schottervorkommen tritt noch am Elisabethweg WNW des Kalvarienberges auf.

Beide Vorkommen sind durch ihre Lage unter würmzeitlichen Sedimenten und den gleichen schwachen Verwitterungsgrad (Karbonate, vor allem Dolomit, sind oberflächlich angeätzt) gut vergleichbar. Es dürfte sich bei diesen isolierten Vorkommen am wahrscheinlichsten um Reste von Terrassenschottern der ausgehenden Rißeiszeit handeln, wie sie aus vielen Tälern der Alpen innerhalb der Endmoränen auch in größerer Verbreitung bekannt sind. In den benachbarten Tälern der Enns und Steyr (G. SPAUN, 1964, D. VAN HUSEN, 1968, 1975) konnten sie zu einer mit einem jüngeren Stand des Rißgletschers verknüpften Terrasse verbunden werden.

Eine derartige spätrißzeitliche Terrassenbildung ist im Trauntal ebenso wahrscheinlich, aber an Hand der geringen Reste nicht nachweisbar.

Schlußfolgerung

In der Entwicklung des Rißgletschers des Trauntales zeichnen sich zwei deutliche Phasen ab. In der ersten erfüllte der Gletscher das Becken des Traun Sees bis in eine Höhe von rund 650 m, drang bis zur Aurach bei Neukirchen und zwischen Grasberg und Gmundnerberg bis Oed vor, wo seine Endmoräne den Sattel bildet. Nördlich des Sees lagerte er die mächtigen, mehrgliedrigen Moränen ab, die sich vom Pinsdorfer Berg im Westen im weiten Bogen bis Baumgarten im Osten erstrecken und sich an die Flyschaufragung südlich Ohlsdorf (Kote 555) anlehnen.

Von diesem Moränenzug, der dem als Hochstand bezeichneten Gletscherstand entspricht, geht die Hochterrasse in drei Strängen im Bereich der Aurach, der heutigen Traun und östlich Gschwandt aus, die sich weiter im Norden zur breiten Hochterrasse des Trauntales vereinigen. Ebenso ist die westliche Zunge bei Neukirchen mit Schottern in der Stellung der Hochterrasse verknüpft, die um „In Feichta" erhalten sind.

Diese Gletscherzunge verlegte der Aurach ihre ursprüngliche Rinne südöstlich Neukirchen und damit den Weg über das Becken östlich Neukirchen zum Traun See, wie dies A. PENCK (1909), S. 210, beschreibt. Dadurch war die Aurach zur Anlage des epigenetischen Durchbruches westlich Neukirchen gezwungen. Durch die plötzlich stark erhöhte Wasserführung kam es in dem kleinen vorhandenen Gerinne zur Anlage eines tief eingeschnittenen Durchbruchstales, dessen scharfe Felsterrassen den ehemaligen Verlauf des Talbodens mit rasch fallender Höhe bis über Reindlmühl hinaus anzeigen.

Die Endmoränen des Hochstandes wurden in der weiteren Folge vom Gletscher überfahren, der in einem kurzfristigen Maximalstand noch 2 km weiter nach Norden vorstieß. Dabei wurden die Endmoränen des Hochstandes und die

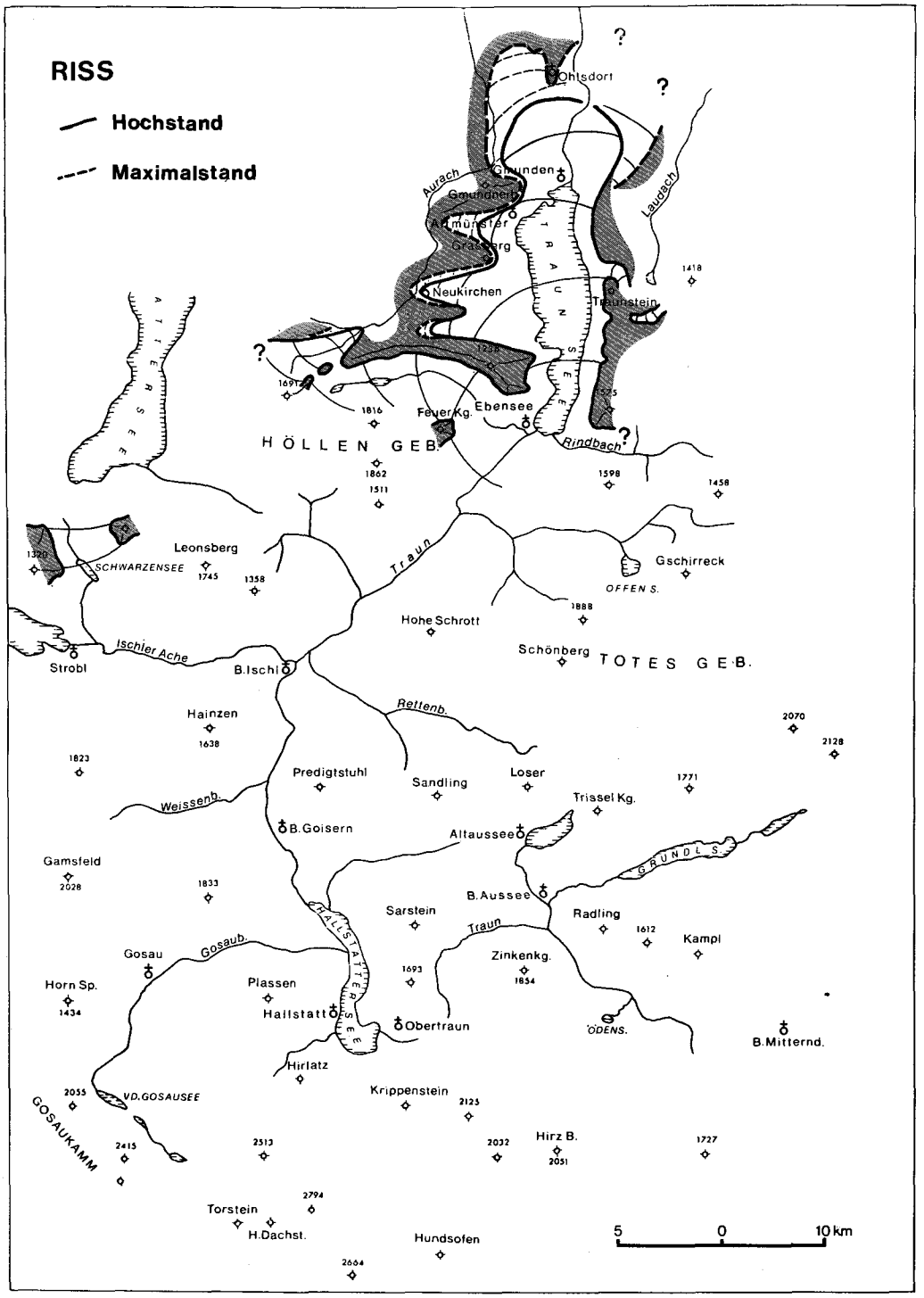

RISS
Hochstand
Maximalstand
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb.
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
HÖLLEN GEB.
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Traun
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTERSEE
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
VD.GOSAUSEE
Krippenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
5 0 10 km

Abb. 5.

anschließende Hochterrasse überformt und mit Grundmoränenmaterial bedeckt. Der westliche Lappen der aufgefächerten Gletscherzunge warf die in der Landschaft scharf hervortretenden Endmoränen der Dichtelmühle (hier kam es durch die kurzfristige Absperrung des Aurachtales zur Aufschüttung der mächtigen Terrasse bei Groß Kufhaus) und zwischen Preinsdorf und Ohlsdorf auf, die weitgehend erhalten sind.

Dieser Endmoränenkranz liegt wie in den Schottergruben südlich und nördlich Edt (Abb. 1, Taf. 2, Prof. 1) zu sehen ist, auf den konglomerierten Hochterrassenschottern auf, mit denen er noch durch steile Sanderkegel verknüpft ist. Der östliche Lappen der durch den Hügel (Kote 555) südlich Ohlsdorf zweigeteilten Gletscherzunge wird nur durch eine Moräne bei Peiskam und die scharfen Moränen beim Lemberg Gut und Gschwandt markiert.

Dazwischen kann keine Aussage über seine Erstreckung gemacht werden. Er bedeckte noch große Teile der Hochterrasse, deren unruhige Oberfläche auf eine Überarbeitung und teilweise Moränenbedeckung hinweist.

Von diesem Gletscherlappen stammen auch die Moränensedimente, die die oberflächlich stark verwitterten mindelzeitlichen Moränen und Staubeckensedimente östlich Peiskam überlagern, wie dies S. PREY (1949) genau beschreibt. Dieser Lappen wird dann wahrscheinlich nach Nordosten flach auslaufend bis gegen den Fuß des mächtigen Endmoränenwalles der Mindelzeit (Laakirchen—Eisengattern) gereicht haben.

Eine von einem abschließenden Vorstoß überfahrene Hochterrasse konnte bereits (D. VAN HUSEN, 1968, S. 275 f.) im Flußgebiet der Enns südöstlich von Weyer festgestellt werden, was durchaus der Situation des Maximalstandes entsprechen kann, wenn auch keine Moränen des Hochstandes erhalten sind.

Die Zweiteilung der Endmoränen mit ihrem klar rekonstruierbaren Ablauf konnte das erste Mal für das Steyrtal (D. VAN HUSEN, 1975, S. 278 ff.) beschrieben werden, und ist auf eine kräftige Oszillation des hochrißzeitlichen Eisstromnetzes zurückzuführen, die sich auch in anderen Tälern am Nordrand der Alpen auswirkte (s. Kapitel, Der Ablauf des Jungpleistozäns . . .).

Dieser Maximalstand war mit einer Zunahme der Eismächtigkeit von annähernd 100 m im Gebiet des Traun Sees verbunden, die sich am Grasberg deutlich abzeichnet. Hier zeigen die Moränen am Süd- und Nordhang zwei Gletscherzungen an, deren nördliche als steiler Hängegletscher bis gegen Reindlmühl gereicht haben wird (Abb. 3). An der südlichen Zunge zeigen die Moränen bei Häusern und die hohen Eisrandkörper südlich Neukirchen eine Erstreckung an, die zu einer kurzfristigen Abdämmung des Aurachtales führte (Tafel 2, Profil 2).

Der Lokalgletscher des Aurachtales erfüllte während seines größten Standes noch zur Gänze das Becken um die Großalm und hatte über die Sättel östlich und westlich des Spielberges mit dem Gletscher des Langbath Tales und dadurch mit dem Eisstromnetz des Trauntales Kontakt (Abb. 5). Dieses dürfte nur im Zungenbereich eine wesentlich größere Mächtigkeit (ca. 120 bis 150 m) als das der Würmvereisung besessen haben. Nach Süden verringerte sich der Abstand rasch, wie der Höhenunterschied von ca. 60 m am Nordhang des Feichtig Ecks südlich des Attersees anzeigt.

Würm Vorstoßphase

Deutliche Spuren aus der Aufbauphase des Eisstromnetzes sind im Ausseer Becken, Weißenbach Tal, Offenseebach Tal und im Langbath Tal erhalten. Sie zeigen das langsame Vorrücken des Traungletschers an, der von Süden nach Norden fortschreitend die Nebentäler blockierte.

Ausseer Becken

Über der leicht welligen Oberfläche der Rißgrundmoräne (Tafel 2, Profil 8) folgen grobe, mäßig gerundete Schotter, die stellenweise gut ausgebildete Talrandverkittung zeigen („Ausseer Konglomerat", G. GÖTZINGER, 1936, S. 94). Unmittelbar im Liegenden des Konglomerates (Abb. 4) war in der Baugrube der Krankenanstalt eine deutliche Verwitterungszone an der Oberfläche der Moräne zu sehen (Abb. 6).

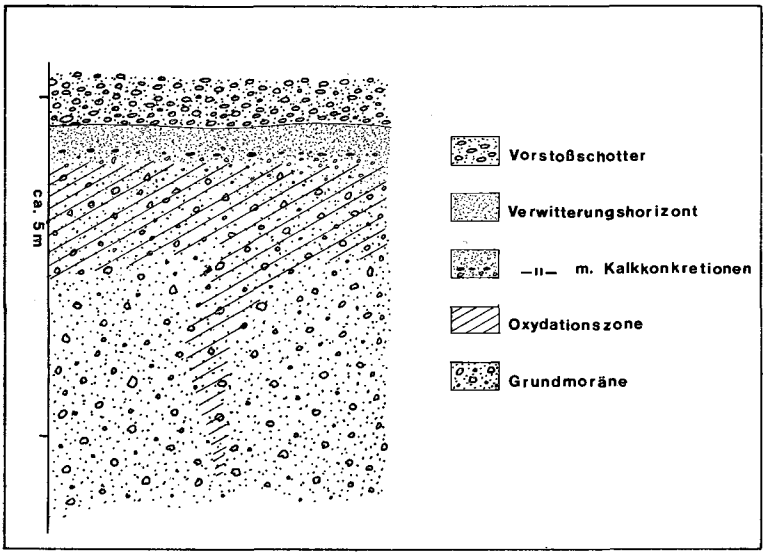


Abb. 6. Verwitterungshorizont auf Rißgrundmoräne.

Die obersten 20 cm bildet ein fast völlig entkalkter, sandiger Horizont, in dem nur die nicht karbonatischen Bestandteile der Moräne erhalten geblieben sind (vgl. Kapitel Ausbildung der Sedimente). Die Glimmer zeigen bereits häufig eine fortgeschrittene Verwitterung (Verfärbung nach gelbbraun).

Dieser Horizont ist durch die Lage auf einem breiten Rücken wahrscheinlich stark reduziert. Er ist durch einen ca. 5 cm mächtigen Übergangshorizont, in dem sich kleine Kalkkonkretionen finden, von einer rund 2 m mächtigen Oxydationszone im Grundmoränenmaterial getrennt. Diese lagert der unverwitterten Grundmoräne auf, in die sie aber an Klüften noch einige Meter eindringt.

Das „Ausseer Konglomerat" setzt im Tal der Altausseer Traun ab Wald, an der Grundlseer Traun ab der Kote 686 mit geringer Mächtigkeit ein, die dann rasch auf ca. 20 m zunimmt (Abb. 7).

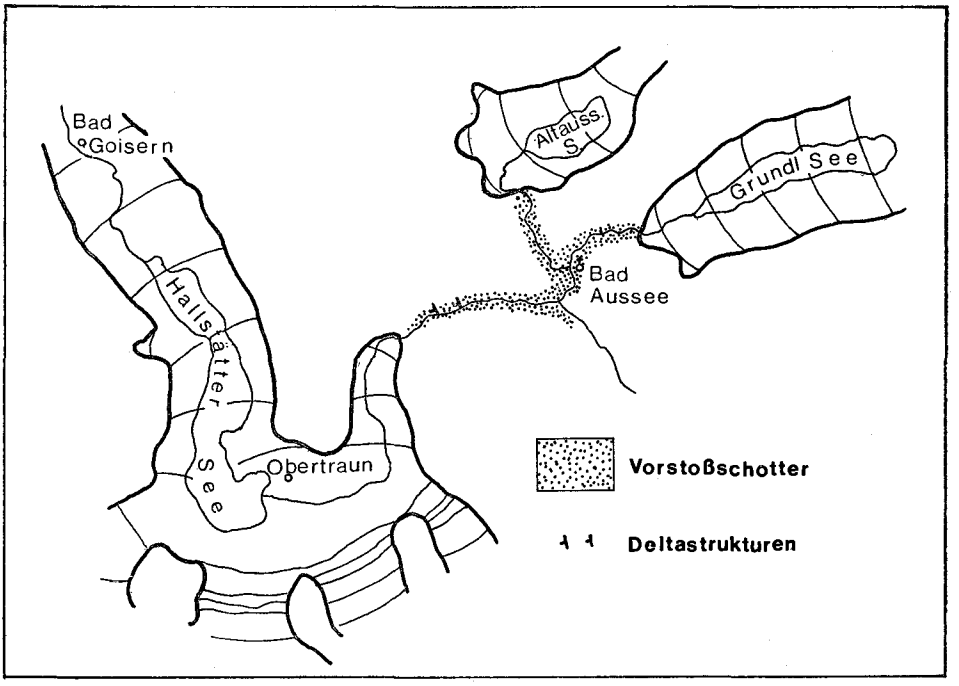


Abb. 7. Ausdehnung der Gletscher zu Beginn der Sedimentation der Vorstoßschotter.

Es ist dann nur mit kurzen Unterbrechungen bis zum Zusammenfluß beider Flüsse zu verfolgen. Von hier an begleitet es die Traun erst beidseitig, später dann am orographisch rechten Ufer fast durchlaufend bis zum Beginn des schluchtartig eingeschnittenen Koppentales.

Die groben, sandreichen und meist schlecht sortierten, rein kalkalpinen Schotter aus dem Einzugsgebiet der beiden Täler zeigen an der Wurzel der Ablagerungen eher schlechte Rundung, die aber flußabwärts bald zunimmt. Zum Hangenden, besonders in den obersten Lagen, ist aber wieder eine Abnahme der Rundung, meist in Verbindung mit einer Zunahme der Korngröße zu beobachten. Die Schotter gehen dann oft nur mit einem kurzen Übergang in die Grundmoräne über, von der sie im ganzen Bereich des Ausseer Beckens überlagert werden (Tafel 2, Profil 7, 8, 9).

Die Schotter, die durch eine deutliche Verwitterungsschicht von der liegenden Rißgrundmoräne getrennt sind, in die hangende aber übergehen, sind demnach besser als Vorstoßschotter der Würmeiszeit anzusehen und nicht ins Riß/Würm Interglazial zu stellen, wie dies G. Götzinger (1936), S. 94, meinte. Sie werden vor den beiden vom Toten Gebirge vorrückenden Gletscherzungen (Altausseer See, Grundl See) in das prä-würme Relief eingeschüttet und unmittelbar darauffolgend vom Gletscher überfahren.

Im Bereich südlich der Ortschaft Sarstein sind in den Schottern lagenweise Deltaschüttungen zu sehen, die auf eine zeitweise Verlegung des Koppentales

hinweisen. Dies könnte durchaus durch den zu dieser Zeit bereits mächtigeren Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus erfolgt sein, der bereits ins untere Koppental eindrang (s. Kapitel Goiserer Stand, Abb. 38).

Bad Goisern — Weißenbach Tal

Im mittleren Teil des Weißenbach Tales finden sich unterhalb der Chorinsky Klause ca. 15 m mächtige, stark sandige Schluffe. Es sind söhlig gelagerte, meist einige cm mächtige Schichten, die mit Sand- und Schotterlagen wechsellagern und knapp mehr als 50% des Sedimentes ausmachen. Ähnliche Sedimente, nur in geringerer Verbreitung, finden sich noch unterhalb der Dürrenstube und im Schwarzenbach in einer Höhe um 600 m. Überlagert werden sie dann von dicht gelagerter Grundmoräne des Gletschers im Weißenbach Tal.

Die freien Sedimente wurden im Vorfeld des Lokalgletschers abgelagert, als der Talausgang bereits vom Gletscher des Trauntales blockiert war und dadurch ein Rückstau entstand. Diese Situation führte zu kurzlebigen Stauseen, die mit Schluff und Sand erfüllt wurden (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente, Offensee).

Für ein früheres Eindringen der Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus gegenüber den Lokalgletschern ins Becken von Bad Goisern spricht auch die Verteilung der Geschiebe in den Grundmoränen. So fehlen in der Würmgrundmoräne am Manegg (Taf. 3 Nr. 33) noch fast gänzlich die Geschiebe der Gosau. Sie finden sich ebenso wie die der Gesteine aus dem Bereich der Pötschenfurche (Pedata Schichten) erst am Nordrand des Beckens. Das ist darauf zurückzuführen, daß der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus zuerst das Tal erfüllte, bevor Eis die Pötschenhöhe überwand oder die lokalen Gletscher dieses erreichen konnten.

Frauenweißenbach — Offenseebach

In den weit verzweigten Tälern des Gimbaches und des Offenseebaches, die vereinigt als Frauenweißenbach in die Traun münden, ist der Aufbau des Eisstromnetzes an den Lokalgletschern in ihrem Verhältnis zum Trauntal gut ablesbar.

Ab dem Heinitz Graben wird der Frauenweißenbach am südlichen Ufer von einer rasch bis 530 m Höhe ansteigenden Terrasse begleitet. Ab der Mündung des Offenseebaches erstreckt sich die Terrasse dann beidseitig bis knapp südlich der Kote 504.

In mehreren Bachgräben war jeweils die gleiche Abfolge zu beobachten (Abb. 8).

Im Liegenden treten teilweise warvig geschichtete Schluffe auf, die stark mit fast durchwegs unbearbeitetem Hauptdolomitschutt durchsetzt sind. Zum Hangenden hin geht diese Sedimentation dann nach einem kurzen Übergang, in dem auch bereits bearbeitete Dachsteinkalke nicht selten sind, in Grundmoräne mit gut bearbeiteten und häufig gekritzten Geschieben über. Diese kleidet das Tal im Niveau der Terrasse und dem anschließenden Hangfuß aus, wo sie allmählich in Hangschutt übergeht.

Diese Terrasse zeigt an, daß während des Vorrückens des Gletschers aus dem Einzugsgebiet des Gim- und Schwarzenbaches bereits der Traungletscher in das untere Frauenweißenbach Tal eindrang. Zwischen diesen Gletscherzungen kam es

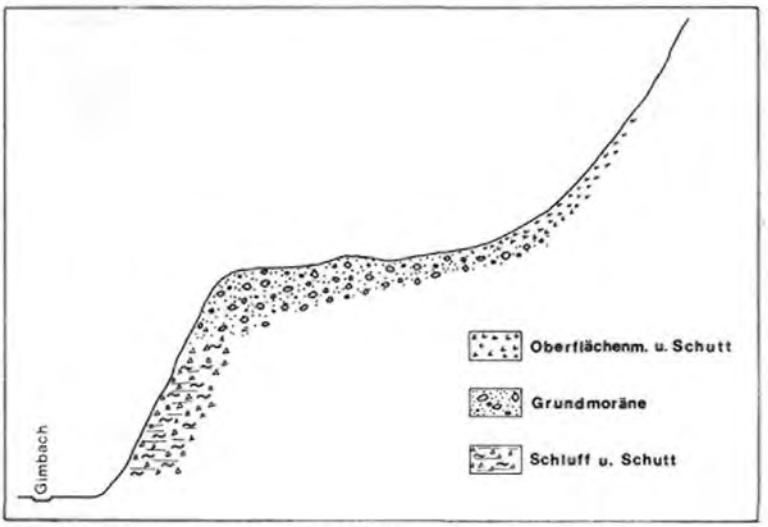


Abb. 8. Schematische Skizze der quartären Sedimentabfolge im Gimbachtal.

Abb. 9. Von Moräne überlagerter Schluff (Bachhütten Alm). 1 = Schluff.

zur Ablagerung der schluffreichen Sedimente, die nach der Vereinigung beider mit Grundmoräne bedeckt wurden.

Das Eis überwand in der Folge die Mündungsstufe des Offenseebaches und drang bis gegen die Bachhütten Alm vor. Dadurch kam es in diesem Raum zur Ausbildung eines Stausees. In diesem lagerten sich Schluffe ab (Tafel 2, Profil 3), die nur selten von Feinsandlagen unterbrochen werden. Die bis zu 15 cm dicken, in sich wenig geschichteten Schluffpakete (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente) zeigen eine ruhige Sedimentation mit sehr hohem Angebot an Gletschertrübe an. Überlagert werden sie dann von sehr grobblockiger Moräne, die in ihrer Zusammensetzung der des Gimbaches entspricht (Abb. 9).

Diese Moräne erfüllt das Tal bis westlich der Kote 598 m. Östlich davon folgt wieder eine 40 bis 50 m mächtige Schichtfolge eben gelagerter Schluffe, die nach Osten bis über das Sägewerk zu verfolgen ist (Tafel 2, Profil 3). In dieser fanden sich neben mächtigen, in sich weitgehend ungeschichteten Schlufflagen auch einige, die eine deutliche Wechsellagerung dünklerer und hellerer Schichten aufweisen, die möglicherweise als Jahresschichten gedeutet werden können. In den dünkleren Lagen konnten in der Hauptsache Pollen von Gräsern und vorwiegend kälteliebenden Kräutern (*Artemisia* 15%, *Helianthemum* 3%, *Selaginella* 4%, *Chenopodiaceae* 5%, *Thalictrum* 1%) neben *Pinus* 25 bis 30%, *Betula* 6% und *Salix* 1% gefunden werden. Dieses Pollenspektrum zeigt eine offene, karge Vegetation um den See an. In den hellen Schichten fanden sich in der gleichen Schluffmenge so gut wie keine Pollen, was auf eine wesentlich höhere Sedimentationsgeschwindigkeit hindeutet (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente).

Diese Schluffe wurden in einem kleinen See abgelagert, der zwischen zwei kurzfristig stationären Gletscherzungen entstand (Abb. 10).

Im Bereich östlich der Säge wurden die hier geringer mächtigen Schluffe von schlecht gerundetem, feinkörnigem Hangschutt bedeckt, der am orographisch

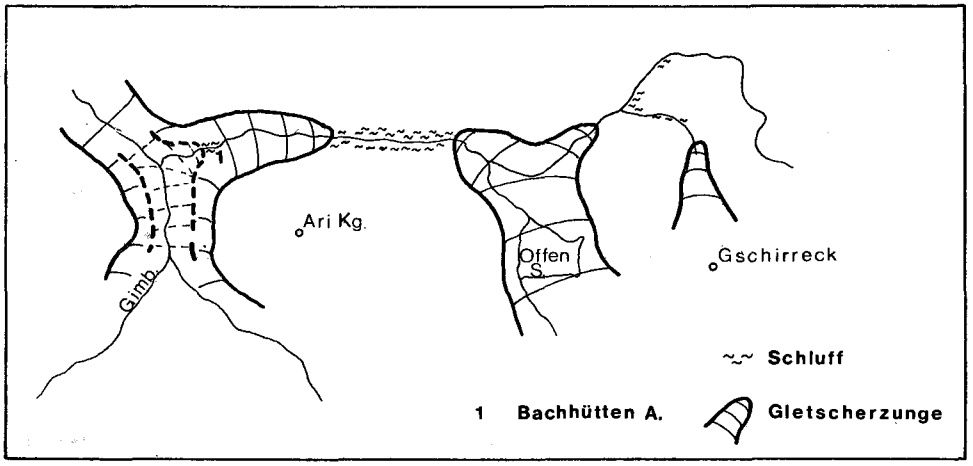


Abb. 10. Skizze zur Ausdehnung der Gletscher während der Sedimentation der Schluffe im Offenseebach Tal.

rechten Hang des Offenseebaches eine steile Deltaschüttung nach Osten (130/35) zeigt.

Die beschriebene Schichtfolge, die A. PENCK (1909), S. 237, erwähnt, wird in ihrer gesamten Ausdehnung von Grundmoräne bedeckt, die auch die Hänge auskleidet.

Im Osten wurde der See vom Gletscher des Offensees begrenzt, der das heute von riesigen Schwemmkegeln besetzte Becken bis zu seinem Nordrand erfüllte. Dieser wiederum drang nach Osten in das noch unvergletscherte Tal des Griesenecks Backes bis gegen die Mündung des Grubenbaches (Kote 681 m) vor. Der dadurch verursachte Rückstau führte am Steinbach und Grubenbach ebenso zur Ausbildung eben geschichteter, sandiger Schluffe von einigen Metern Mächtigkeit, die heute noch an den schattseitigen Hängen erhalten sind. Zu dieser Zeit dürfte das kleine, heute auch mit mächtigen Schwemmkegeln erfüllte Becken nördlich des Gschirreck bis zur Grubenstube bereits mit Eis erfüllt gewesen sein (Abb. 10).

Langbath Tal

Im Langbath Tal kam es durch das Eindringen des Traungletschers zu einer ähnlichen Situation wie im Bereich des Offenseebach Tales (Abb. 11).

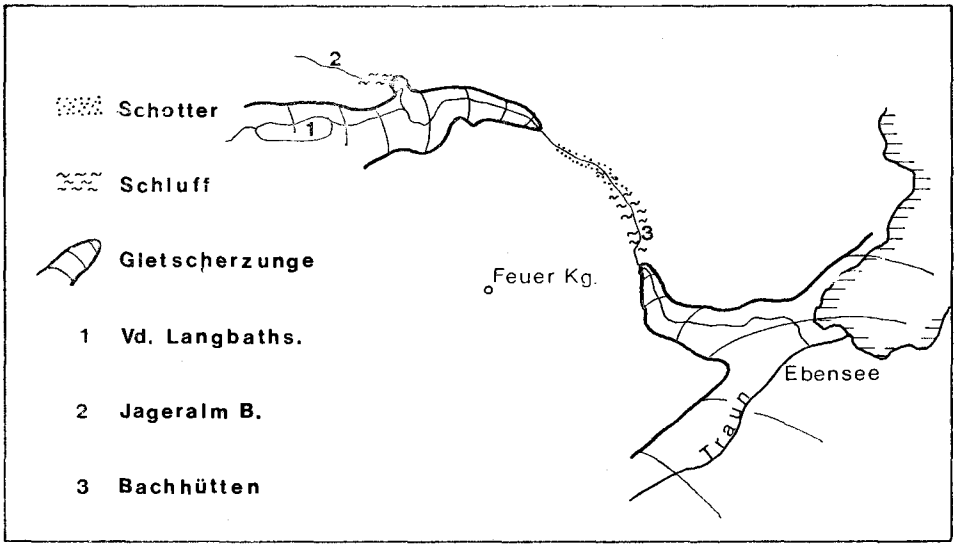


Abb. 11. Skizze zur Ausdehnung der Gletscher während der Sedimentation der Schluffe im Langbath Tal.

In dem steilen, eng eingeschnittenen Bereich des Langbath Tales beginnt unter den Bachhütten eine schmale Terrasse ca. 50 m über dem Talboden, die am orographisch rechten Ufer bis gegen den Salcher Graben zu verfolgen ist (G. GÖTZINGER, 1941, S. 17). Sie und ihre äquivalenten kleinen Reste am linken Ufer zeigen einen charakteristischen Aufbau.

Die liegenden Anteile, speziell im Bereich der Bachhütten und am Ausgang des Fahrnau Grabens, werden von teilweise undeutlich geschichteten, eben gela-

gerten Schluffen aufgebaut, die von Feinsandlagen unterbrochen werden. In den Schluffen finden sich öfter Schuttstücke und auch gekritzte Geschiebe. In den Schluffen fanden sich auch in einigen Lagen wieder Pollen von Kräutern (*Artemisia* 11%, *Helianthemum* 6%, *Chenopodiaceae* 2%, *Selaginella* 2%) neben solchen von *Pinus* 24% und *Betula* 20%. Sie zeigen eine sehr schüttere Vegetation in diesem Gebiet zur Zeit der Sedimentation an.

Im Hangenden wird diese Schichtfolge ohne scharfen Übergang von Grundmoräne bedeckt, die in der Hauptsache Wettersteinkalk, Hauptdolomit und dunkelgraue, mergelige Kalke der Nordseite des Langbath Tales führt. Talaufwärts treten die reinen Schluffe bald zurück und werden von sehr schluffreichem Schutt und Schottern im Liegenden der Moräne abgelöst. Die Moräne wird dann noch über längere Strecken von einer meist mehrere Meter mächtigen, konglomerierten Schicht von Hangschutt und Schottern des Langbath Baches bedeckt.

Die Talweitung westlich W. H. Kreh ist, abgesehen von der Moränenbedeckung am Ausgang des Dürrengrabens, frei von Moränen.

Im Tal des Jageralm Baches finden sich knapp vor dem Ausgang ins Haupttal wieder eben gelagerte Schluffe mit feinsandigen Zwischenlagen mit einigen Metern Mächtigkeit. Bedeckt wird diese Schichtfolge von Grundmoräne, die durch ihren deutlichen Gehalt an Wettersteinkalkgeschieben den Einfluß des Langbath-Gletschers erkennen läßt. Die Moräne ist im Jageralm Bach zu beiden Seiten bis zur Jageralm zu verfolgen, wo sie dann von Hangschutt bedeckt ist (Abb. 11).

Die Bildung dieser Schichtfolge ist nur so zu erklären, daß der Gletscher des Langbath Tales die Talweitung beim W. H. Kreh bis in eine Höhe von ca. 700 m erfüllte und den Jageralm Graben für einige Zeit abriegelte. Dieser Gletscher reichte im Langbath Tal wahrscheinlich bis in den Raum des Salcher Grabens. In seinem Vorfeld kamen dann die schluffreichen Schotter und letztlich in einem Stausee auch die Schluffe bei den Bachhütten zur Ablagerung. Als Staukörper kommt aber hier nur der Traungletscher in Frage, der ins Langbath Tal eindrang.

Südende des Attersees

Der Graben nördlich Weiteben ist mit sandigen, eben gelagerten Schluffen erfüllt, die mit groben Sand- und Kieslagen wechsellagern. Bedeckt wird diese Abfolge dann von Grundmoräne.

Diese Ablagerung stellt die Auffüllung eines kleinen Staubereiches zwischen dem Lokalgletscher der Schafbergnordseite (Eisenauer Alm) und dem Gletscher in der Schwarzenseefurche dar, bevor auch am Südende des Attersees das Eisstromnetz sich voll entwickelte.

Schlußfolgerung

Aus der Zeit der beginnenden Würmvereisung sind im Trauntal nur Spuren im Becken von Bad Aussee erhalten. Hier liegen über die Rißgrundmoräne, von dieser durch eine deutliche Verwitterungsschicht getrennt, grobe, teils fluviatile Schotter, die zum Hangenden zunehmend schwache Rundung und einen Übergang in die hangende Grundmoräne zeigen. Sie stellen die Vorstoßschotter der Würmeiszeit dar. Sie wurden von A. Penck (1909) in die Achenschwankung und von G. Götzinger (1936) ins Riß/Würm Interglazial gestellt.

Ihre Verbreitung zeigt an, daß ihre Bildung im Vorfeld der beiden Gletscherzungen des Toten Gebirges (Altauseer See, Grundl See) einsetzte, als diese ca. die Größe des spätglazialen Goiserer Standes erreicht hatten (vgl. Abb. 38, Goiserer Stand). Die auch damals bereits mächtiger entwickelte Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus führte zu den Deltastrukturen am Beginn des Koppentales.

Während des weiteren Vorrückens erfüllte diese Gletscherzunge das Becken von Bad Goisern und riegelte den Ausgang des Weißenbaches ab. In den durch diese Situation entstandenen kurzlebigen Stauseen wurden schluffreiche Sedimente abgelagert, die nach der Vereinigung der Gletscher mit Grundmoräne bedeckt wurden.

Als das Trauntal und sein Einzugsgebiet bereits weitgehend vergletschert waren und der Traungletscher den Traun See erreicht hatte, trat eine kurze Verzögerung im Vorrücken ein. Der Traungletscher wies damals bei Ebensee bereits eine Höhe von rund 600 m auf. Er drang einerseits ins Langbath Tal, andererseits mit dem Gimbach Gletscher vereinigt ins Offenseebach Tal ein. In dem eisfreien Raum zu den bereits weit vorgestoßenen Lokalgletschern (Langbath bis östlich W. H. Kreh, Offensee bis zur Weidenbachmündung) wurden mächtige Serien von tonigen Schluffen in Wechsellagerung mit Sanden abgelagert, die in ihren Strukturen und ihrem Ablagerungsrhythmus eine rasche Sedimentation in schwebstoffreichen Stauseen belegen.

Über die Dauer dieser Verzögerung kann keine genauere Angabe gemacht werden, sie wird aber die Größenordnung von 200 bis 500 Jahren kaum überschritten haben, in denen die mächtige Verbauung des Offensee Tales entstand. Die Gleichzeitigkeit der Bildungen in beiden Seitentälern wird einerseits durch die gleiche Höhenlage der Schluffablagerungen, andererseits durch ihren gleichen Pollengehalt belegt.

Ebenso wie der Traungletscher ins Offenseebach Tal, so drang der Gletscher im Bereich des Offensees nach Osten ins Tal des Steinbaches vor, wodurch auch hier ähnliche Sedimentationsverhältnisse entstanden.

In der weiteren Folge wurden diese Sedimente vom endgültigen Gletschervorstoß des Hochglazials, der auch in diesem Raum zur Ausbildung des geschlossenen Eisstromnetzes führte, überfahren und mit Moräne bedeckt, wie dies A. Penck (1909) für das Offensee Tal angibt, während er annimmt, daß im Langbath Tal keine Verbindung zwischen Lokal- und Traungletscher mehr erfolgte.

Würm Hochglazial

Das mächtige Eisstromnetz der Würmeiszeit hinterließ weit verbreitete Grundmoränen im Trauntal und die schön ausgebildeten Endmoränen um den Traun See.

Westufer des Traun Sees (Viechtauer Zungenbecken)

Die Endmoränen der Würmeiszeit umspannen das mit 191 m übertiefte Bekken des Traun Sees am westlichen Ufer in einem nahezu ununterbrochenen Zug von Traunkirchen bis nach Gmunden, wo sie mit denen nördlich des Grünberges einen bis zu 80 m über den See aufragenden Endmoränenkranz bilden.

Die deutlichsten und am geschlossensten entwickelten Moränenwälle setzen in 620 m Höhe nördlich des Fahrnaugupfes am Mühlbachberg an und ziehen in langem Bogen nur durch den Mühlbach unterbrochen über Eckbauer—Örach—Fellnerhof bis zur Flyschaufragung bei Jödlleiten (W. JANOSCHEK, 1964, S. 206) (Abb. 12).

Abb. 12. Blick vom Grasberg nach Süden auf Mühlbachberg. 1 = Höhe Maximalstand, 2 = Endmoränenwall Hochstand, 3 = Becken zwischen Viechtau und Neukirchen, 4 = Endmoränen des Maximalstandes.

Nördlich dieser Aufragung setzt dann noch ein stark gekrümmter Wall an, der bis zum Gehöft Gottshaus am Südhang des Grasberges zieht, an dem oberhalb Weberstorf noch zwei kleine Staukörper den weiteren Gletscherrand markieren. Ein Rest des Staukörpers, der von dem durch diesen Gletscherstand gestauten Mühlbach aufgeschüttet wurde, ist nördlich Gfliedert in ca. 590 m Höhe erhalten geblieben (Abb. 13).

Dieser ungegliederte, scharfe, in der Landschaft äußerst markant hervorstechende Moränenwall markiert hier nicht den größten Stand des Würmeises. So findet sich am Mühlbachberg ca. 50 m (Standort für Abb. 13) oberhalb der deutlichen Endmoräne noch eine Staukante in 570 m Höhe, die neben Flyschschutt auch einige Erratika führt. Nördlich des Mühlbaches ist ein kurzer Endmoränenwall nördlich Dremlleiten erhalten, der bis zum Abfall des Kollmannsberges zieht, an dem westlich in gleicher Höhe ein Staukörper des Mühlbaches in ca 620 m Höhe anschließt (Abb. 13).

Weiter nördlich sind erst nach dem Steilabfall des Kollmannsberges bei Viechtau wieder niedrige Moränenwälle dieses größeren Gletscherstandes erhalten (Abb. 12).

Am Grasberg südöstlich Horn findet sich dann in 650 m Höhe noch ein nach Westen abfallender kurzer Moränenwall mit viel erratischem Material, der diesen Gletscherstand markiert.

Abb. 13. Mühlbachberg, Blick gegen Westen. 1 = Staukörper Maximalstand, 2 = Endmoränen Hochstand.

Diese beiden Moränenzüge markieren zwei Gletscherstände, die durch ihre verschiedene morphologische Wertigkeit gut trennbar sind. Der ältere Gletscherstand, nur durch die kleineren und schwächer entwickelten Formen markiert, ist einer nur kurzfristigen, maximalen Ausdehnung des Würmgletschers zuzuordnen, die im folgenden als Maximalstand bezeichnet wird.

Der darauf folgende Gletscherstand mit einer etwas kleineren Ausdehnung wird als Hochstand bezeichnet.

Dieser Hochstand hinterließ dann die gut entwickelten hohen Moränenwälle, die auf eine wesentlich längere Dauer dieses Standes hinweisen. Er überwand im Gegensatz zum Maximalstand den Flyschhügel bei Jödlleiten nicht mehr, sondern wurde durch ihn in zwei ungleich große Zungen gegliedert (Abb. 21).

Das Becken von Viechtau wurde damals mit Grundmoräne ausgekleidet, von der noch ausgedehnte Reste (Zaun—Mösl) erhalten sind, die im Pichlbach gut aufgeschlossen waren. Es handelt sich dabei um eine gut aufbereitete, dicht gelagerte Grundmoräne (Taf. 3, Nr. 17, 18). Die gröberen Geschiebe ($> 6{,}3$ mm) zeigen neben einer guten Kritzung und nicht selten Politur eine auffallend gute Rundung, die nicht allein auf die Bearbeitung durch das Gletschereis zurückzuführen ist (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente).

Die unmittelbar anschließende Endmoräne des Hochstandes war durch zwei große Schotterentnahmen bei Jödlleiten und W. H. Traunsteinblick gut aufgeschlossen, die einen guten Einblick in den inneren Aufbau und die Geschiebezusammensetzung erlaubten. So treten hier neben den aus dem Grundmoränenmaterial stammenden Geschieben der Kalkalpen (durchwegs gut bearbeitet) in großer Zahl die dunkelgrauen, sandigen, kaum kantengerundeten Mergel des Neokom der Langbath Zone auf. Dazu kommen noch einige völlig unbearbeitete Brocken des Flyschrückens Pramesberg-Jödlleiten. Ganz untergeordnet fanden sich besonders in der Grube beim W. H. Traunsteinblick noch wenige frische Kristallingeschiebe (Gneis, Granitgneis, Granatamphibolit, Quarze). In beiden Gruben war trotz einer kaum erkennbaren Klassierung eine Schichtung des sandigen aber feinstoffarmen Sedimentes mit einem Einfallen (10 bis 15°) nach NW-W zu sehen. Die Vermengung des Grundmoränenmaterials mit den groben, unbearbeiteten Komponenten, die der Oberflächenmoräne entstammen, wird am ehesten durch eine Verschwemmung des Endmoränenmaterials durch die an der Oberfläche des Gletschers abfließenden Schmelzwässer zu erklären sein.

Während beider Stände wurde das kleine Becken zwischen Vichtau und Neukirchen, das nach A. Penck (1909), S. 211, die glazial umgestaltete Abflußrinne der Aurach zum Traun See darstellt (Abb. 3), im Osten abgedämmt und mit Sedimenten erfüllt. Die Abfolge dieser Sedimente und die Tiefe des Beckens ist durch Bohrungen der Rohöl-Gewinnungs-A.G. (Bohrprofil Nr. 160) gut erschlossen, so daß hier eine Interpretation in Zusammenhang mit der kartierbaren Entwicklung des Würmgletschers möglich erscheint (Tafel 2, Profil 2).

So liegt auf einem rasch nach Osten abfallenden Untergrund, der in der Beckenmitte über 100 m auf unter 459 m NN liegt, wie auch W. Janoschek (1964), S. 205, aus dem Bohrprofil entnahm, zuerst ein sehr mächtiger, schluff- und sandreicher Schotterkomplex. Darüber folgt dann eine ca. 30 m mächtige tonig-schluffige Ablagerung, die im östlichen Teil von einigen Schottereinstreuungen unterbrochen ist. Für beide Bereiche wird in den Bohrprotokollen Kristallin als Komponente erwähnt. Die feinen Sedimente bilden die feuchte, teilweise sumpfige und mit Torf bedeckte Fläche des Beckens. Demnach könnte der liegende, grobe Anteil der Sedimentabfolge mit dem Maximalstand verknüpft werden, als die Gletscherzunge bis ins Becken vorstieß.

Während des Hochstandes hielt der Gletscher im Gegensatz dazu nur noch den Rand des Beckens besetzt und wies darüber hinaus nur an zwei Stellen eine schwache Entwässerung nach Westen auf. In diese Zeit könnte dann die ruhigere Sedimentation der hangenden Teile gehören, die auch mit den beiden flachen Sanderkegeln bei Gottshaus und Fidlaberg verknüpft sind. Während des gesamten Würms bis heute erfolgte der Abfluß aus dem Becken nach Westen durch die schmale Lücke nördlich Neukirchen zur Aurach.

Nordufer des Traun Sees

Nach der kurzen Unterbrechung durch die steile Ostflanke des Grasberges, an dem keine Spuren der Gletscher erhalten sind, sind die Zeugen beider Stände ab Altmünster weiter zu verfolgen (Abb. 14).

Abb. 14. Blick vom Mühlbachberg nach Norden. 1 = Pinsdorfer Berg, 2 = Rißendmoränen südlich Ohlsdorf, 3 = Würmendmoräne Altmünster-Gmunden, 4 = Flyschrücken Jödlleiten-Buchschacher, 5 = Eisrandkörper am Mühlbach.

Die ersten Spuren des Hochstandes stellt ein Talverbau bei Hofstatt dar. Nördlich davon entwickeln sich seine Endmoränen wieder als breiter, deutlicher Wall oberhalb Altmünster und ziehen mit kurzen Unterbrechungen über Eck bis nördlich der Satorianlagen in Gmunden.

Östlich der Traun setzt er sich beim Schloß Cumberland weiter fort, umschließt in engem Bogen das Toteisloch des Krotten Sees und verläuft nach Süden bis zum ehemaligen Gletscherabfluß östlich Weyer. Worauf die eigentümliche Ausstülpung des Eises im Bereich des Krotten Sees zurückzuführen ist, kann durch Geländebefunde nicht gesagt werden. Möglicherweise befindet sich unter den Moränen aber eine Aufragung des Untergrundes, die zu der Einstülpung des Gletscherrandes führte.

Die Gletscherzunge des Hochstandes war völlig durch ein peripheres Gerinne vom Abhang des Gmundnerberges getrennt, durch das heute die Bahn Gmunden—Ebensee verläuft.

Wesentlich undeutlicher, aber dennoch gut verfolgbar, ist in diesem Raum der weiter ausgreifende Maximalstand. So ist im Bachgraben östlich Oed in 600 m Höhe ein größerer Staukörper zu finden, der auch kalkalpines Material führt. Er enthält aber keine Kristallingeschiebe und zeigt eine wesentlich schwächere Verwitterung als die höher liegenden Rißmoränen bei Oed und Öhlberg. Weiter im Norden finden sich dann noch ebensolche, weitgehend nur aus Flyschschutt aufgebaute Staukörper bei Striedl, die einen im Gegensatz zum Hochstand am Hang des Gmundnerberges anliegenden Gletscherstand nachzeichnen. Auf die

durch diesen unmittelbaren Eiskontakt und die nachfolgende Ausbildung der Abflußrinne erfolgte Unterschneidung des Hanges ist auch die große Hangbewegung zurückzuführen, die bis zum Kamm des Gmundnerberges zurückgreift. Ihre recht frischen Formen (periglaziale Überformung fehlt) lassen eine prä-würmzeitliche Anlage unwahrscheinlich erscheinen.

Östlich des Bahnhofes Gmunden liegen noch zwei niedrige Moränenwälle, die gänzlich durch den direkt südlich davon aufragenden Endmoränenwall des Hochstandes überragt werden. Ich möchte sie dem Maximalstand zuweisen, der hier demnach ca. 500 m weiter nach Norden vorstieß.

Einen weiteren Hinweis auf diese Abfolge liefert auch der Moränenwall des Hochstandes (Abb. 15).

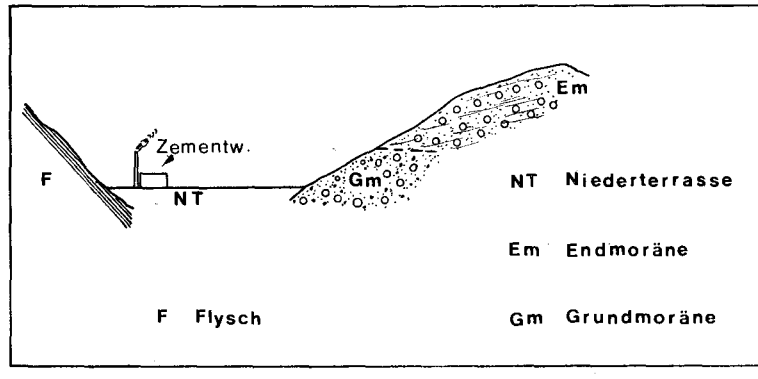


Abb. 15. Schematisches Profil durch die Würmendmoräne und die periphere Abflußrinne westlich Gmunden.

An seiner Außenseite zum peripheren Gerinne (Eisenbahn) treten in ca. 500 m Höhe an einigen Stellen kleine Quellen auf. In der großen Schottergrube direkt gegenüber des Steinbruches des Zementwerkes tritt eine dieser Quellen an einer Sedimentgrenze aus. Das Liegende wird hier von Grundmoräne *) gebildet, während im Hangenden eine undeutlich geschichtete, weit feinstoffärmere Endmoräne zu beobachten ist (Taf. 3, Nr. 17). Ich möchte die liegende Grundmoräne der Grundmoränenauskleidung des Maximalstandes und das leicht verschwemmte, durch nach NW einfallende Schichtung gekennzeichnete Moränenmaterial dem Hochstand zuordnen. An der Grenze zur liegenden, weniger wasserwegsamen Grundmoräne kommt es dann zu den Wasseraustritten.

Die kleinen Moränenwälle beim Bahnhof Gmunden gehen dann in eine Terrasse über, die als ca. 10 m hohe, nach Norden zu rasch an Höhe verlierende Terrasseninsel zu verfolgen ist. Ebenso weit erstreckt sich die gleich hoch am Fuß des Pinsdorfer Berges ansetzende Terrasse. Diese Terrassenreste stellen die erste steile Schüttung der Niederterrasse dar, die später durch die flacher verlaufende Nieder-

*) Die neuerdings erfolgte Erweiterung des Aufschlusses zeigt die liegende Grundmoräne mit Terrassenschottern der ersten Niederterrassenschüttung verknüpft (in Abb. 15 nicht eingezeichnet).

terrasse des Hochstandes unterschnitten wurde. Diese entwickelt sich einerseits aus der westlichen Umfließungsrinne, andererseits aus der breiten Lücke zwischen Satorianlagen und dem Kalvarienberg.

Unmittelbar westlich der Traun erhebt sich in der breiten Lücke zwischen den Endmoränen der Kalvarienberg. Er wird im nördlichen Teil in seiner ganzen Höhe von deutlich geschichteten und klassierten Schottern aufgebaut, die häufig von Sandlagen unterbrochen sind, die im Hangenden sogar überwiegen, wie H. KOHL (1974), S. 32, beschreibt. An der Südseite werden die Schotter dann von Grundmoränenmaterial abgelöst. Da der Hügel mit seinem im östlichen Teil breiteren Plateau genau die Höhe der oberen Niederterrasse markiert, könnten die nördlichen Teile des Kalvarienberges dieser zugeordnet werden.

Östlich der Traun finden sich am Nordfuß des Grünberges bei Silberroith-Schlagen hin und wieder Erratika in mächtigen, undeutlich gestuften Schuttanhäufungen. Sie dürften ebenso wie die kleinere Hangbewegung unterhalb Lemberg Gut auf einen etwas weiter nach NW auslappenden Gletscherrand hindeuten, der aber im Bereich Tastelberg nicht weiter gereicht hat als der Hochstand. Denn hier liegt zwischen den Endmoränen und der Bahnlinie wieder ein Terrassenrest, der ebenso wie diese Bildungen westlich der Traun ein stärkeres Gefälle nach Norden und den gleichen Relativabstand zur Niederterrasse des Hochstandes aufweist.

Im Niveau der Terrasse des Hochstandes erfolgte auch dann noch der Abfluß der Schmelzwässer (Trockental Satorianlagen), als sich die Stirn des Traungletschers auf die Position des niedrigeren und undeutlicheren Moränenwalles (Satorianlagen, Kote 497, oberhalb Traundorf) zurückgezogen hatte (Abb. 16).

Abb. 16. Gmunden: Endmoräne Kote 497 mit Übergang in Niederterrasse.

Erst im Zuge der ersten deutlichen Abschmelzphase und des Zurückweichens von diesen Moränen erfolgte eine ruckweise Verlegung der peripheren Gerinne zu einem zentralen Abfluß (H. KOHL, 1974) und eine Unterschneidung der Niederterrasse. Dabei entstand die jüngste zusammenhängende Terrasse (Wasserwerk), die höhenmäßig mit den innersten, undeutlich entwickelten Moränenwällen (Schloß Ort) verbunden werden kann. Diesen entsprechen auch die Wälle am Pichl Bach im Viechtauer Zungenbecken am Westufer des Traun Sees.

Ostufer des Traun Sees

Am Ostufer des Traun Sees sind bis auf einen kleinen Staukörper im Tiefen Graben keine Spuren des Traungletschers erhalten geblieben. Hier sind nur solche der Lokalvergletscherung um den Traun See zu finden, die S. PREY (1956) eingehend beschrieben und kartenmäßig dargestellt hat.

Einer dieser Lokalgletscher an der Nordseite des Traunsteineck Zuges trat noch mit dem Traungletscher in Verbindung. Auf dem Flyschrücken des Dürrenberges finden sich zwischen 680 und 760 m Höhe Stücke von Wetterstein- und Gutensteinerkalk, stellenweise in größerer Anzahl. Sie sind unverwittert und völlig frisch, so daß sie kaum einer älteren Eiszeit als dem Würm entstammen können.

Demnach wäre der Gletscher der Farngrube (S. PREY, 1956, S. 215 f.) dank seiner relativ hohen Umrahmung und der idealen Nordexposition kräftig genug gewesen den Gschlief- und Lidringgraben zu erfüllen und mit dem hier noch bis in ca. 620 m Höhe reichenden Traungletscher in Verbindung zu treten (Abb. 21).

Aurachtal

Am Valerieweg südwestlich Krahbergtaferl umschließen deutliche Moränenwälle ein kleines Zungenbecken in 860 m Höhe. Sie verdanken ihre Entstehung einem kleinen Eisfeld am Steilhang unterhalb „Schöne Mandln". Da kein Karraum vorhanden ist, der die Gletscherentwicklung begünstigt und das Einzugsgebiet nur bis maximal 1440 m ansteigt, sind diese Moränen wohl dem Würm zuzuordnen.

Im Gegensatz dazu entwickelte sich in dem ideal exponierten weiten Kar nördlich des Hochleckenkogels ein kräftiger Gletscher, der das Becken bei der Taferlklause bis zum Klammbichl erfüllte. Sein Nordrand ist schön zu verfolgen. So bildet ein hauptsächlich aus Wettersteinkalk- und Hauptdolomitschutt aufgebauter Seitenmoränenwall die Wasserscheide zwischen Aurach und Kienbach in 830 m Höhe. Weiter nach Osten läßt sich der obere Rand des Gletschers an kleinen Staukanten und den häufig auftretenden frischen Erratika (Wettersteinkalke) am Südhang des Krahberges mit stetem Gefälle bis zum Klammbichl verfolgen, wo er noch 730 m hoch lag.

Da hier oberhalb dieser, durch viele Kalk- und Dolomitgerölle markierten Höhe auf dem Sattel nördlich des Klammbichl keinerlei erratisches Material zu finden ist, muß der Gletscher im Gegensatz zur Annahme W. JANOSCHEKS (1964), S. 208, durch die damals schon vorhandene Aurachklause abgeflossen sein.

Nach dieser Engstelle setzen auf beiden Seiten des Tales in 660 m Höhe Moränenwälle an. Der nördliche verläuft über die Großalm bis zum Forellenhof. Südlich der Aurach geht die Moräne am Ausgang des Lueggrabens in dessen Schutt-

kegel über. Östlich davon setzt der Wall wieder ein und verläuft bis zur Einmündung des Steinbach Grabens in die Aurach. Diese Moräne zeigt aber durch ihre Verzahnung mit dem steilen Schuttkegel des Lueggrabens und auch durch ihren gegenüber den westlichen Teilen gleichgebliebenen Gehalt an Flyschgeschieben an, daß hier zur Würmeiszeit keine nennenswerte Eiszufuhr über den Lueg Sattel aus dem Langbath Tal mehr stattfand, wie dies W. JANOSCHEK (1964), S. 208, annahm.

An diese beiden deutlichen Moränenwälle schließt dann die Niederterrasse an, die anfänglich ca. 10 m mächtig am Abfall der Hochfläche von Scherrhaufenwies zur Aurach entwickelt ist.

Weiter aurachabwärts ist die Niederterrasse dann nur noch durch Schwemmkegel der Seitengräben markiert, die in diesem Niveau auslaufen und von der Aurach unterschnitten sind. Da aber in den Schottern neben den Flyschgesteinen immer wieder kalkalpine Gerölle der Aurach zu finden sind, entsprechen sie einer einstmals zusammenhängenden Aufschotterung. Ein zusammenhängender Abschnitt der Niederterrasse findet sich heute noch am orographisch linken Ufer zwischen Ifang und Neukirchen (W. JANOSCHEK, 1964, S. 208).

L a n g b a t h T a l

Nach dem kurzfristigen Halt während des Vorrückens (s. Vorstoßphase Langbath) erfüllte der Langbathgletscher das ganze Tal und vereinigte sich im Gegensatz zur Auffassung von A. PENCK (1909), S. 235 f., noch mit dem Traungletscher.

Daß der Lokalgletscher des Langbath Tales in der Würmeiszeit nicht nur in einer steilen Zunge bis zum Vd. Langbath See (A. PENCK, 1909, S. 236), sondern darüber hinaus gereicht hat, wird durch zwei Beobachtungen am Ausgang des Kaltenbach Tales belegt. So findet sich in knapp unter 800 m Höhe am Ausgang des Kaltenbaches eine Eisrandterrasse, die am Zusammenfluß der beiden Gletscher in einem eisfreien Zwickel abgelagert wurde. Sie zeigt aber wahrscheinlich nicht den höchsten Stand an. Am westlichen Rand der in den Jura- und Kreidegesteinen angelegten Mulde setzt ein Seitenmoränenwall des Kaltenbachgletschers in 980 m Höhe an und streicht in 920 m über dem Tal aus. Er markiert den Rand des Gletschers aus dem großen Kar zwischen Eiblgupf und Alberfeld Kogel, der sich hier wahrscheinlich in rund 900 m Höhe mit dem Langbathgletscher vereinigte.

Diese Höhe im Bereich des Vd. Langbath Sees würde auch gut zu den höchsten Seitenmoränen in 920—930 m am Südabfall des Nd. Spielberges und am Lueg Sattel passen, der, wenn überhaupt, nur kurzfristig zur Zeit des Maximalstandes von einer kleinen Gletscherzunge überschritten wurde (s. Hochglazial, Aurachtal).

Diese Moränen weisen wie alle Sedimente des Langbath Tales im Gegensatz zu den rißzeitlichen Ablagerungen des Nd. Spielberges keine nennenswerte Verwitterung und scharfe, frische Formen auf und sind daher der Würmvereisung zuzuordnen.

Gimbach — Offensee — Steinbach

Nach der kurzen Verzögerung während der Vorstoßphase vereinigten sich hier die Lokalgletscher zu einem Eisstromnetz im weit verzweigten Einzugsgebiet des Frauenweißenbach Tales, dessen östlicher Ast dem Brunntal Graben entsprang. Dieser floß ins Tal des Steinbaches und riegelte die unvergletscherte Furche der Moosau ab.

Im Einzugsgebiet des Gimbaches wird der Talgraben von einem mächtigen Talverbau in 920 m Höhe verschlossen. Dieser wird randlich von einer Moräne überragt, die vom Gletscher aus dem Kar des Eibenbrünnl abgelagert wurde, der das Tal bis in diese Höhe erfüllte. In annähernd gleicher Höhe setzten zwischen diesem und den beiden westlichen Kargletschern nördlich des Hochkogels und Mt. Nestlerkogels Mittelmoränen an, die über kurze Strecken eben verlaufen und eine Eishöhe um 950 m anzeigen.

Ebenso in 950 m Höhe finden sich am Rücken zwischen Zwerch Bach und Gimbach die höchsten Erratika (der in 800—900 m verlaufende Mittelmoränenrücken entstammt der Periode des beginnenden Eiszerfalles).

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß das Eisstromnetz wahrscheinlich über die ganze Talerstreckung eine Oberfläche um 900 m Höhe aufwies, die auf einen Rückstau durch den kräftigen Traungletscher zurückzuführen sein wird. Dieser Eisstrom stellt den letzten sicheren rechtsseitigen Eiszufluß des Traungletschers dar (A. Penck, 1909, S. 237).

Rindbach

Ob im Tal des Rindbaches noch ein zusammenhängender Gletscher entstand, kann nicht gesagt werden, da keine Spuren einer Vergletscherung zu finden waren. Wahrscheinlich kam es aber nicht zur Ausbildung nennenswerter Gletscherzungen, da hier im Gegensatz zum Einzugsgebiet des Gim- und Offenseebach Tales die nordexponierten Kare mit höherer Umrahmung fehlen. Eine Ausnahme dürfte nur das Kar der Spitzer Alm an der Südseite des Gassel Kogels bilden, wo zwar glaziale Überformung aber keine Sedimente erhalten sind.

Umgebung Bad Ischl

In der Umgebung von Bad Ischl zeichnen teilweise prächtig ausgebildete Rundhöckerformen die Auffächerung des Eisstromes aus Süden und Südosten in der Talweitung nach. So verlief die Hauptabflußrichtung in der Talmitte bis knapp südlich des Jainzen noch nach Norden, wie durch die langgestreckten Rundhöcker von U. und O. Eck und nördlich Reiterndorf angezeigt wird. Von hier erfolgte dann ein rasches Umbiegen nach Nordosten ins Trauntal, wobei die Eismassen des Rettenbachtales an die rechte Seite gedrängt mit einer scharfen Wendung in die gleiche Richtung einschwenken.

Am westlichen Rand des Tales drang das Eis in breiter Front ins Tal der Ischl ein. Dabei entstand auf der Hochfläche südwestlich des Kalvarienberges durch den oftmaligen Wechsel von Gosaukonglomerat und -mergel eine kleinräumige Rundhöckerlandschaft, in die auch die kalkalpinen Aufragungen (Kalvarienberg) miteinbezogen sind. Diese Rundhöcker zeichnen ein langsames Ein-

schwenken der Eisabflußrichtung am Fuß der Katrin nach Westen an, während in der Beckenmitte am Kalvarienberg diese Richtung schon vorherrscht.

Im Bereich des Nussensees ist dann an den Rundhöckern und Gletscherschliffen (auf Gosaumergeln in einer Sandgrube) eine E-W Richtung ablesbar.

Ischl Tal

Das Tal der Ischl wird von Grundmoränen und ausgedehnten Schotterablagerungen erfüllt, die G. GÖTZINGER (1939, S. 35) als eine einheitliche Ablagerung auffaßte. Durch die detaillierte Kartierung war es möglich, die Sedimente zu trennen und in eine zeitliche Abfolge zu bringen, die auch die Abtrennung einer Vorstoßphase des Traungletschers im frühen Spätglazial ermöglichte.

Ab Aschau wird das Ischl Tal durch einen in der Talmitte 50—70 m hoch aufragenden Höhenzug beherrscht, der bis zum Kienbach reicht und in den niedrigen Hügeln bei Egg und Mönichsreith seine Fortsetzung findet (Abb. 17).

Abb. 17. Drei der hohen Drumlins im Ischl Tal.

Es handelt sich bei diesem Höhenzug um teils sehr mächtige Grundmoränen, die aber einem höheren Sockel aus Gosaugesteinen aufliegen dürften, der an einer Stelle nordöstlich Plakner aufgeschlossen ist. Der Hügelzug stellt eine typisch ausgebildete Grundmoränenlandschaft mit langgezogenen Wällen und Drumlins dar, die mit ihrer Streichrichtung im etwas tiefer liegenden südlichen Teil eine streng nach Westen gerichtete Abflußrichtung des Eises anzeigen. Bei Windhag im östlichen, etwas höheren Teil, schwenkt die Streichrichtung der Hügel nach NW ab. Eine Richtung, die sich nach Norden Richtung Radau noch verstärkt, wodurch ein Einschwenken der Eismassen am Nordrand des Ischltales nach NW in die Schwarzenseefurche angezeigt wird (Abb. 18).

Abb. 18. Blick vom Schafberg ins Ischl Tal. 1 = Katrin, 2 = Bad Ischl, 3 = Drumlins.

Die Moräne ist als typische, gut aufbereitete Grundmoräne zu bezeichnen, die gut bearbeitete und oft gekritzte Geschiebe führt (Taf. 3, Nr. 16, 19, 20). Ihre Zusammensetzung zeigt in den etwas tiefer liegenden südlichen Teilen mit dem Gehalt an Gesteinen der Hallstätter Entwicklung neben hellen Kalken (Wetterstein-, Dachsteinkalk) den Raum des Trauntales südlich und südöstlich Bad Ischl als Einzugsgebiet an (Taf. 3, Nr. 16, 20, 21). Zu diesen Gesteinen kommen dann hin und wieder noch Kristallingeschiebe. Südöstlich der Kote 593 (W Radau) war die Grundmoräne in einer großflächigen Baugrube gut aufgeschlossen (Taf. 3, Nr. 19). Hier traten in der sonst genau wie weiter südlich ausgebildeten Moräne in stark erhöhtem Maße Geschiebe von Gosaukonglomerat und -sandsteinen auf, wie sie im Bereich des Fahrnberges anstehen. Sie zeigen auch durch ihre geringere Bearbeitung (selten Kritzer) einen wesentlich kürzeren Transport als die übrigen Geschiebe an. Diese Gesteine finden sich auch sonst im höheren Teil des Hügelzuges von Windhag in kleinen Anrissen und als Lesesteine häufiger als sonst.

Demnach hat es den Anschein als ob der Lokalgletscher aus der Schöffau nach einer Dominanz des Trauneises während des Hochglazials am Beginn des Rückganges der Vergletscherung einen verstärkten Einfluß im Ischl Tal gewonnen hätte. Zu dieser Zeit, als aber noch ein kräftiger Ast über die Schwarzenseefurche zum Attersee abfloß, mußte spätestens die endgültige Ausgestaltung der nach Nordwesten einschwenkenden Grundmoränenwälle erfolgt sein.

Schwarzensee Furche

Die Furche Schwarzensee—Moosalm, die durch ihre überaus deutliche Eisüberarbeitung mit ausgedehnten Gletscherschliffen und großzügiger Zurundung der

Stufen einen sehr kräftigen Gletscherabfluß nach Norden anzeigt, wird an ihrem Nordende von einem tiefen, scharfen Graben unterschnitten, der den Kessel bei der Eisenauer Alm zum Attersee hin entwässert.

Die die Sedimente der Vorstoßphase (s. Würm Vorstoßphase, Südende des Attersees) überlagernde Grundmoräne bedeckt weite Teile der Eisenauer Alm und zeigt durch fast ausschließlichen Gehalt an Gesteinen der Schafberg-Nordseite eine kräftige Eigenvergletscherung der Nordflanke an. Die Zusammensetzung der Moräne ändert sich aber nach Osten zu bei Weiteben sehr rasch. Hier tritt dann plötzlich wieder dieselbe bunte erratische Gesellschaft, wie im Tal der Ischl, mit Gesteinen der Hallstätter Entwicklung, Dachsteinkalk, Plassenkalk und Gosau und vereinzelt Kristallingeschieben (Gneis, Glimmerschiefer) auf, die dem Traungletscher entstammt.

Am orographisch rechten Ufer des Grabens nördlich des Feichting-Eck setzt ein Moränenwall in 1080 m Höhe an, der anfänglich sehr steil bis ca. 1020 m Höhe abfällt. Hier geht er abrupt in eine ebene Staukante über, die nur kurz unterbrochen um den Berg herumzieht um an der NE-Flanke wieder in einen kleinen Moränenwall überzugehen. Dieser Kranz bildet den Abschluß der geschlossenen Moränenbedeckung der Weiteben und markiert den Eisrand während des Würm Hochglazials.

Eishöhe im Raum Bad Ischl

Der bedeutende Eisstrom der Schwarzensee Furche, der neben dem im Tal von Mitterweißenbach die Hauptader zur Ernährung des Eiskörpers im Becken des Attersees darstellt, hatte am Südende des Attersees eine Höhe von rund 1000 m (Abb. 21). Diese wird auch durch das eine oder andere Erratikum südlich des Äußeren Weißenbachtales am Weg zur Fachberg Alm angezeigt. Wenn aber die Eishöhe um Bad Ischl nur 1200 m NN betrug, wie dies A. Penck (1909), S.219, annimmt, ist es kaum verständlich, daß bei einem so geringen Gefälle derartige Eismassen ins Atterseegebiet (Zehrgebiet) abflossen. Da die Eishöhe um Bad Ischl und südlich davon nicht mehr direkt zu beobachten ist, soll hier auf Hinweise dazu, die aus der Ausbildung der Moränen im Umkreis des Sandling zu gewinnen sind, eingegangen werden.

In den Moränen finden sich neben der sonst vorherrschenden lokalen Zusammensetzung (Hallstätter Kalke, Fleckenmergel und Oberjurakalke) auch Geschiebe von Dachsteinkalk (Taf. 3, Nr. 24, 26, 27), die auf einen Eisabfluß von Süden über die im Mittel ca. 1300 m hohen Sättel und Rücken um den Sandling hinweisen. Außerdem spricht die Ausbildung der Moränen, hoher Schluffanteil und dichte Lagerung für eine mächtigere Eisbedeckung als allein durch die lokalen Gletscher um den Sandling.

Demnach möchte ich annehmen, daß die Gletscheroberfläche in diesem Gebiet in 1500 m Höhe lag, aus der nur der Sandling als Nunataker herausragte. Daraus würde sich aber eine Eishöhe wahrscheinlich um 1400 m im Raum Bad Ischl ergeben, die den starken Eisübertritt in das Becken des Attersees besser verständlich machen könnte (Tafel 5, Profil 1).

Mitterweißenbach

Der orographisch linke Hang des Höllbachtales beim Weißgraben ist von Moräne bedeckt, die in den tieferen Partien fast ausschließlich von Wettersteinkalk gebildet wird. In ca. 700 m gesellen sich zu diesen dann noch vereinzelt auch wesentlich besser bearbeitete Geschiebe der Mittel- und Obertrias, die ein Eindringen des Traungletschers nach der Füllung der Täler durch die Lokalgletscher anzeigen. Darüber hinaus fand sich im Rehstatt Graben, unmittelbar unter den Steilabfällen der Südseite des Höllengebirges, ein über faustgroßes, völlig frisches Gneisgeröll, das dieses Eindringen und einen Abfluß der Eismassen nach Westen zum Attersee weiter bestärkt, wie ihn A. PENCK (1909), S. 236, angibt.

Auf die Eishöhe im Bereich des Sattels kann nur indirekt durch den Vergleich mit der Eishöhe am Südende des Attersees und im Raum Bad Ischl geschlossen werden. Sie dürfte demnach wahrscheinlich zwischen 1100 bis 1200 m gelegen haben.

Gosau

Im Bereich der Zwieselalm zeigen die Gesteine der Mitteltrias im südlichen und die der Gosau im nördlichen Teil eine großzügige Eisüberarbeitung mit langgestreckten Rundhöckern, die einen Abfluß des Eises nach NW in der direkten Fortsetzung des Tales der Gosauseen anzeigen. Diese Abflußrichtung herrschte wahrscheinlich zur Zeit des Hochglazials hauptsächlich vor, wodurch die Hauptmasse des Eises der NW-Abdachung des Dachsteins in Richtung Abtenauer Becken abfloß und weniger in das nach Norden verlaufende Gosautal.

Einen Hinweis für diese Abflußverhältnisse geben die hochgelegenen Grundmoränenreste im Gebiet Sommerau-, Horn-, Moosklaus Alm (Taf. 3, Nr. 28, 37). In diesen Moränen finden sich im Gegensatz zu den tiefer liegenden fast ausschließlich (um 90%) Geschiebe der Gosau (vorherrschend Mergel der Nierentaler Schichten aus der näheren Umgebung), was auf eine weitgehende Verstopfung nur mit geringem Eisdurchfluß zur Zeit des Hochglazials in diesem Talabschnitt hinweist.

Ausseer Becken

Während der Würm-Eiszeit wurde das Becken von Bad Aussee von Eisströmen zweier Einzugsgebiete durchströmt. Der mächtigste war der aus der Grundl See Furche, der die ganze SW-Abdachung des Toten Gebirges als Einzugsgebiet aufweist. Dazu kamen noch die Eismassen vom westlichen Totengebirgsplateau, die durch die Furche des Altausseer Sees abflossen.

Südlich dieser beiden Gletscherströme trat in das Becken auch noch ein nicht unerheblicher Eisstrom aus dem Mitterndorfer Becken ein, der hauptsächlich von den nördlichen Teilen des östlichen Dachsteinplateaus ernährt wurde. Daneben stellte er die Verbindung zum Ennsgletscher her, über die die Kristallingeschiebe, die in den würmzeitlichen Sedimenten nördlich Bad Ischl auftreten, ins Trauntal gelangten.

Die generelle Fließrichtung des Eises war im Becken SE-NW, in die der Grundl See Gletscher ab Bad Aussee einschwenkt. In dieser Richtung verlaufen auch die

großzügigen Rundhöcker im Gebiet des Pötschenpasses und die südöstlich daran anschließenden langgestreckten Moränenwälle bei Wasnerin, Egg, Teichwirt, Löx (Abb. 19).

Abb. 19. Blick vom Loser- ins Ausseer Becken. 1 = Wasnerin.

Diese sind besser als Grundmoränenwälle aufzufassen und nicht als Endmoräne, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 94, beschreibt, da sie nur aus Grundmoränenmaterial bestehen.

Den einzelnen Einzugsgebieten entspricht auch die Zusammensetzung der Grundmoräne in ihren liegenden Partien (Taf. 3, Nr. 31, 35, 36), während im westlichen Teil in den hangenden Partien bereits eine weitgehende Vermischung eingetreten ist (Taf. 3, Nr. 34).

In den Moränen finden sich ebenso wie im Mitterndorfer Becken trotz vieler, teils großflächiger Aufschlüsse, keine Kristallingeschiebe. Das wird darauf zurückzuführen sein, daß die Eismassen der Lokalgletscher die Becken bereits hoch hinaus erfüllten, bevor das Eis aus dem Ennstal ins Mitterndorfer Becken (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281) eindrang und von hier aus nach Nordwesten abfloß.

Mitterndorfer Becken

Im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens sind im Gegensatz zum östlichen nur Grundmoräne des Hochglazials und keine älteren Sedimente (D. VAN HUSEN, 1968, S. 280 ff.) erhalten geblieben. Sie treten hauptsächlich im Bereich Kamp—Knoppen am Nordrand des Beckens auf und werden nur von flachen Schwemmkegeln und dem Knoppenmoos bedeckt. Diese Grundmoränen bestehen aus gut aufbereitetem, dicht gelagertem Moränenmaterial (Taf. 3, Nr. 41), das vornehmlich Geschiebe von Dachsteinkalk enthält, wozu noch einige Prozent Gesteine aus

der Hallstätter Entwicklung kommen, die eher unter den Geschieben über 20 mm Durchmesser zu finden sind. Geschiebe aus dem Bereich des Ennstales fehlen gänzlich (s. vorhergehenden Abschnitt).

Die Drumlinformen dieser Grundmoränendecke zeigen wie die Rundhöcker des Randlerecks und des Kamp einen Eisabfluß im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens zur Zeit des Hochglazials nach Westen an.

Dachsteinplateau

Südwestlich des Nd. Gjaidsteins findet sich eine durchwegs schwach verkittete und geschichtete Breccie, deren Komponenten meist kaum gerundet sind und nur aus Dachsteinkalk bestehen (O. Ganss et al., 1954, S. 59). Sie stellt die Verfüllung einer flachen Mulde in der alten Landoberfläche des Gjaidsteins dar, die durch die Wandstufe im Südosten begrenzt ist. Es dürfte sich dabei sehr wahrscheinlich um eine Ablagerung kaum transportierten Schuttes in einer am Rand des Schladminger Gletschers eisfrei gebliebenen Mulde handeln, da dieses Sediment eine sehr hohlraumreiche, lockere Lagerung zeigt. Dieses Vorkommen und die von O. Ganss (1954), S. 59, ebenso als Gosau eingestuften, ähnlich ausgebildeten Sedimente nördlich des Gjaidkares und beim Hohen Trog liegen am Rand der alten Landoberfläche zu den tief eingesenkten vergletscherten Plateauteilen und dürften die Höhe der Gletscher während der Würmeiszeit in ca. 2400 bis 2500 m NN anzeigen (Tafel 5, Profil 1) (Abb. 20).

Abb. 20. Blick vom Zinkenkogel auf das zentrale Dachsteinplateau. 1 = Hoher Dachstein, 2 = Hoher Gjaidstein, 3 = Koppenkarstein, 4 = Ochsenkogel. Schwarze Linien: Eishöhe zur Würmeiszeit.

Auf dem Plateau finden sich außer der noch nicht durch Frostverwitterung und Korrosion zerstörten, großzügigen Zurundung von Schwellen und Kuppen fast keine Spuren der Eiszeit. Eine Grundmoränendecke ist nicht vorhanden. Nur in den großen Dolinen und Karstgassen treten stellenweise Grundmoränenflecken von meist nicht mehr als 100 bis 200 m² Größe auf.

Das wird am ehesten darauf zurückzuführen sein, daß die Hohlformen während der Eisbedeckung mit Eis verstopft waren und nicht durch-, sondern überströmt wurden. Darauf deutet auch der Umstand hin, daß die glaziale Überformung hauptsächlich auf die Aufragungen beschränkt ist und in die Hohlformen kaum eingreift (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung).

Schlußfolgerung

Durch den endgültigen Vorstoß erreichte der Traungletscher seine volle Ausdehnung, erfüllte das Becken des Traun Sees und umschloß es mit hohen Wällen bei Viechtau und Gmunden. Dabei kam es zuerst zur Ausbildung eines kurzfristigen Maximalstandes, der hier erstmals vom deutlicheren Hochstand abgetrennt werden konnte. Die gleichen Verhältnisse konnten schon in früheren Arbeiten (D. VAN HUSEN, 1975, S. 64 und 1976, S. 59 f.) auch im Umkreis des Klagenfurter Beckens festgestellt werden.

Da hier der gleiche Ablauf in der Ausdehnung des Würmgletschers mit annähernd gleichem relativem Abstand zueinander und denselben morphologischen Auswirkungen auftritt, kann mit ziemlicher Sicherheit gesagt werden, daß diese Entwicklung nicht nur auf den Draugletscher beschränkt ist, sondern auch nördlich der Alpen auftreten dürfte.

Der Maximalstand war im Zungenbereich des Traungletschers ca. 50 m mächtiger als der Hochstand und dauerte wesentlich kürzer als dieser, wodurch er dementsprechend undeutlichere Reste hinterließ. Er sperrte im Viechtauer Becken den Mühlbach in 620 m Höhe (Staukörper bei Höll) (Abb. 13) ab und drang in der alten Abflußrinne der Aurach bis gegen Vichtau vor. Hier zeigen die niedrigen Moränenwälle, daß das Eis den Flyschrücken bei Jödlleiten noch zur Gänze überfloß und keine Teilung der Gletscherzunge eintrat. Durch die Absperrung entstand in dieser Furche ein See, der mit Schottern und Schluffen verfüllt wurde (Bohrprofil Nr. 160, Rohöl-Gewinnungs-A.G., vgl. W. JANOSCHEK, 1964), deren liegende gröbere Schüttung dem Maximalstand angehören dürfte.

Nördlich Altmünster lehnte er sich an den Gmundnerberg an (Hangbewegung) und reichte bis in den Bereich des heutigen Bahnhofes Gmunden. Mit seinen Endmoränen beim Bahnhof Gmunden ist eine erste Terrassenschüttung verknüpft, die ein kurzes Stück zu verfolgen ist. Sie ist vom Hauptfeld der Niederterrasse unterschnitten und weist ein größeres Gefälle als diese auf. Zu dieser dürften auch die nördlichen Teile des Kalvarienberges zu zählen sein. Östlich der Traun zeigt ein im gleichen Verhältnis zur Niederterrasse stehender Terrassenrest bei Waldbach an, daß der Maximalstand hier ebenso wie der Hochstand eine Einbuchtung aufwies. Dies wird möglicherweise auf eine Aufragung des Untergrundes zurückzuführen sein.

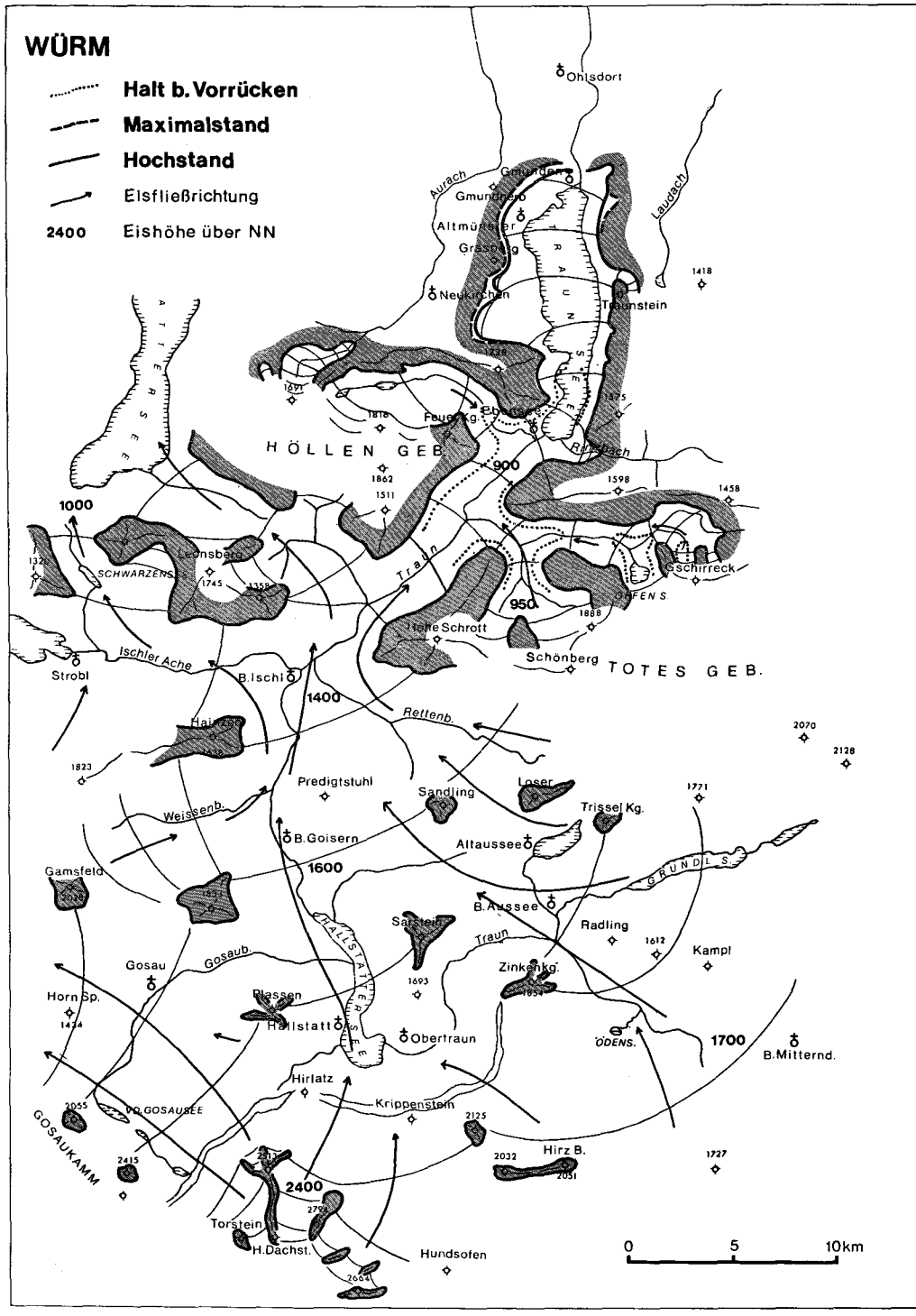

WÜRM
Halt b. Vorrücken
Maximalstand
Hochstand
Eisfließrichtung
2400 Eishöhe über NN
Ohlsdorf
Gmunden
Altmünster
Grasberg
Aurach
Laudach
Traunsee
Traunstein
Neukirchen
ATTERSEE
HÖLLEN GEB.
Feuerkg.
Ebenforst
Rettenbach
1000
900
950
1400
1600
1700
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Traun
Schiffreck
OFENS.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
Gamsfeld
GRUNDLSEE
B.Aussee
Sarstein
Radling
Traun
Kampl
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
HALLSTÄTTERSEE
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
GOSAUKAMM
OO.GOSAUSEE
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0 5 10km

Abb. 21.

Diesem durch seine kurze Dauer schwach morphologisch wirksamen Maximalstand folgt der etwas kleinere, wesentlich anhaltendere Hochstand. Er hinterließ die deutlich ausgebildeten, scharfen Moränenwälle, die das Viechtauer Becken umschließen (Abb. 12) und eine deutliche Zweiteilung dieser Gletscherzunge anzeigen. Von diesen Moränen gehen kleine Sanderkegel bei Gottshaus und Ödrach aus, die sich mit den obersten 30 m der Seesedimente verzahnen, die durch ihren hohen Schluffgehalt eine ruhigere Sedimentation zu dieser Zeit anzeigen (Tafel 2, Profil 2).

Am Nordende des Traun Sees zeigen die Moränen eine Lösung vom Hang des Gmundner- und Grünberges an. In den peripheren Abflußrinnen entwickelte sich ebenso wie am zentralen Abfluß in Gmunden die Niederterrasse, die bald zu einer gemeinsamen breiten Terrassenflur vereinigt an der Traun nach Norden zu verfolgen ist.

Diese Abflußverhältnisse blieben bis zum ersten Rückzugsstand erhalten, dessen Moränen knapp innerhalb des Hochstandes liegen (Satorianlagen), nur daß damals bereits die Talung am Fuß des Gmundnerberges (Bahnlinie) durch eine großflächige Rutschung bei Nußbauer verlegt gewesen sein dürfte.

Von der bedeutenden Lokalvergletscherung des Traunsteins (S. Prey, 1956) hat nur noch der steile Gletscher der Farngrube den Traungletscher erreicht, wie seine Geschiebe auf dem Rücken des Dürrenberges anzeigen. In den Gräben südlich davon bis Rindbach kam es zu keiner Vergletscherung, die stark genug gewesen wäre mit dem Trauneis in Verbindung zu treten.

Am Nordrand des Höllengebirges entwickelte sich im Quellgebiet der Aurach ein namhafter Gletscher, der die Enge südlich des Klammbichl (Aurachklause) überwand und bei der Großalm deutliche Moränenwälle hinterließ. An diese schließt dann die Niederterrasse an, die nur in schmalen Streifen erhalten im Aurachtal zu verfolgen ist. Diese Gletscherzunge erhielt aber keinen Eiszufluß aus dem oberen Langbath Tal über den Lueg Sattel wie in der Rißeiszeit. Der Gletscher des Langbath Tales gehörte während des Hochglazials im Gegensatz zur Auffassung A. Pencks (1909), bereits zum geschlossenen Eisstromnetz des Traungletschers.

Die Oberfläche des Eisstromnetzes lag im südlichen Teil des Dachsteinplateaus (Gjaidstein) um 2400 m. Diese verlor dann rasch an Höhe und dürfte auf der Achse Goisern—Aussee—Mitterndorf auf rund 1600 bis 1700 m gelegen sein, so daß Eismassen vom Ennsgletscher ins Trauntal eindringen konnten (Tafel 5, Profil 1).

Der mit den Eisströmen des Toten Gebirges vereinigte Traungletscher erfüllte dann das Ischler Becken, wo er aber nur noch nennenswerte Zuströme aus dem Rettenbach- und Strobler Weißenbach Tal erhielt. Der hier sehr wahrscheinlich noch ca. 1400 m hohe Eisstrom floß dann in seiner Hauptmasse durch die Schwarzensee Furche und das Mitternweißenbach- und Äußere Weißenbach Tal zum Attersee und auch weiter nach Westen ab ohne noch wesentliche Zuflüsse zu erhalten. Am Südende des Attersees betrug die Eishöhe noch rund 1000 m, wie die Seitenmoränen bei der Eisenauer Alm belegen (Tafel 5, Profil 1).

Ein relativ schmaler Arm floß im Trauntal zum Traunsee ab. Er wies an der Mündung des Offenseetales noch eine Höhe von ca. 900 m auf und erhielt den letzten Zufluß aus dem Langbath Tal.

Dieses weit verzweigte Eisstromnetz, für das eine Schneegrenze von 1000 m Höhe (A. PENCK, 1909) angegeben wird, hat sich zur Zeit des Maximalstandes konsolidiert und konnte schon, vorhanden über den Hochstand bis zu den allerersten Rückzugshalten (Satorianlagen) als sich der zentrale Abfluß des Gletschers ausbildete (H. KOHL, 1974), aufrechterhalten werden.

Würm Spätglazial

Erste Abschmelzphasen

Nach dem Rückzug der Gletscherstirn von den undeutlichen Endmoränen bei Schloß Ort (s. Kapitel Würm Hochglazial, Nordufer des Traun Sees) setzt im nördlichen Teil des Traun Tales der Zerfall des Eisstromnetzes ein. Damit beginnt die durch den raschen Eiszerfall und der damit verbundenen Freisetzung großer Mengen von Detritus gekennzeichneten Periode des Spätglazials (Taf. 4).

Mitterweißenbach

Das Gebiet des Sattels um die Umkehrstube ist sehr bald nach dem Hochglazial, von einigen kurzfristigen Halten unterbrochen, wieder eisfrei geworden (Abb. 22).

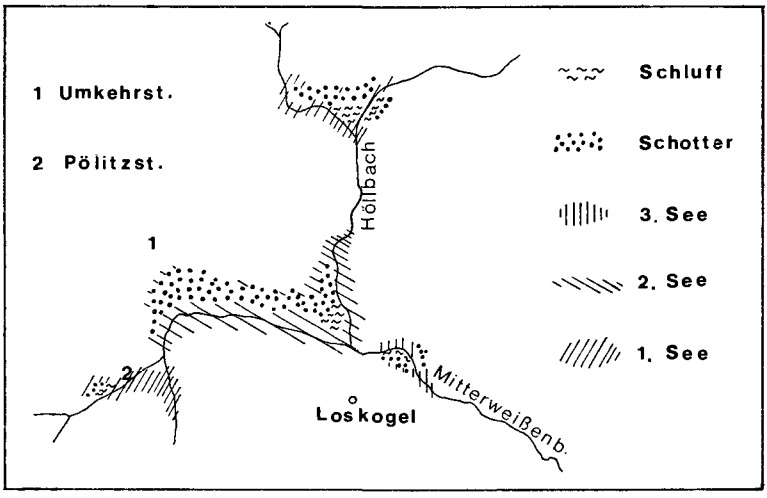


Abb. 22. Abfolge der Stauseen im Mitterweißenbach Tal.

In der ersten Phase lag im Bereich des Sattels ein wahrscheinlich inaktiver Eiskörper, der noch in die Seitentäler eingriff. An seinen Rändern wurden in kleinen Becken Stauseesedimente abgelagert. So entstand bei der Pölitzstube ein kleiner Stausee in 580 m Höhe. Er wurde mit eben gelagerten Schluffen erfüllt, die von groben Schottern bedeckt sind, welche manchmal noch durch Kritzung die Nähe

der Gletscherzunge des Trattengrabens anzeigen. Dessen steile Seitenmoränen sind beiderseits des Grabens in knapp 700 m erhalten.

Ebenso entstand in dem kleinen Becken südlich des Sattels am Zusammenfluß des Höllbaches mit dem Bach des Rehstatt Grabens ein kleiner Stausee, dessen Sedimente durch einen Abbau gut aufgeschlossen waren (s. Kapitel Sedimente, Mitterweißenbach). Es handelt sich um mächtige Schluffablagerungen, die ebenso von Schottern überlagert sind. Im Gegensatz zur Pölitzstube waren damals auf der Südseite des Höllengebirges die Lokalgletscher bereits stärker abgeschmolzen, da keine Reste davon zu finden waren.

Ebenso finden sich hier im Gegensatz zu den nahezu sterilen Schluffen der Pölitzstube in sehr geringer Konzentration Pollen einer offenen Vegetation an den klimatisch begünstigten Südhängen des Höllengebirges.

Es sind dies überwiegend Pollen von Gräsern und den kälteliebenden Kräutern *Artemisia* 35%, *Chenopodiaceae* 15%, *Helianthemum* 2%. Dazu kommen noch *Pinus* 12%, *Betula* 6% und *Salix* 1%. Auffällig ist die geringere Vertretung der Baumpollen in diesem Pollenspektrum gegenüber den Schluffen des Offenseebach und Langbath Tales (s. Kapitel Würm Vorstoßphase).

In der weiteren Folge wurden das Becken der Ascherau und der Sattel bei der Umkehrstube eisfrei. Der schluchtartige Ausgang ins Mitterweißenbachtal nördlich des Loskogels war aber wahrscheinlich durch inaktive Eismassen oder den Ast des Traungletschers im Mitterweißenbachtal blockiert.

In dem dahinter aufgestauten See kamen erst eben gelagerte Schluffe mit Sandzwischenlagen bis in eine Höhe von 535 m (alte Kreidegrube) zur Ablagerung, darüber folgen deltageschüttete Schotter, die ca. 15 m Mächtigkeit erreichen und die vorgebauten Delta des Höllbaches und der Pölitz darstellen. Diese Schotter bilden die weitgespannte Terrasse nördlich der Dürren Pölitz. Sie bedecken den Sattel bei der Umkehrstube, laufen nach Westen zu aber in einen Schwemmkegel aus, der hier keinerlei Stauwirkung zeigt.

Eine ca. 5 bis 10 m mächtige Terrasse östlich des Durchbruches zeigt durch ihren Aufbau (Schluffe im Liegenden, darüber grobe Schotter) an, daß für kurze Zeit in diesem Bereich nochmals ein kleiner Stausee entstand.

Östlich davon sind im Mitterweißenbach Tal keine Spuren des Eisrückzuges mehr zu beobachten.

Westufer des Traun Sees

Zwischen den kleinen Moränenwällen am Ostfuß des Grasberges, die zum System der Moränen Schloß Ort, Pichlbach (s. Kapitel Hochglazial, Nordufer des Traun Sees) gehören dürften und dem See, erstreckt sich die ideal ausgebildete Drumlinlandschaft, die das kleine versumpfte Becken bei Wagnerfeld einschließt. Von diesem geht nach Norden ein kurzes, in die Grundmoräne eingeschnittenes Trockental aus, das auf einer Eisrandterrasse ausläuft und das Ausapern der Grundmoränenwälle westlich Hollereck anzeigt.

Nördlich des Mühlbaches ist im Bereich Hessenberg eine Treppe von Eisrandterrassen mit deutlicher Deltaschüttung erhalten, die das ruckweise Zurückweichen des Gletscherrandes anzeigt (Abb. 14). Südlich des Baches sind äquivalente Terrassen zwischen Eckbauer und Röschleiten entwickelt. Aufgebaut werden sie von

Schottern aus dem Einzugsgebiet des Mühlbaches (Flysch und Langbath Zone), unter die sich anfangs seltener, gegen Osten zunehmend, verschwemmtes Moränenmaterial mengt.

In der weiteren Folge schmolz das Eis rasch ab und gab das Becken von Viechtau gänzlich frei. Dort akkumulierte dann der Mühlbach einen großen, flachen Schwemmkegel, der in einer breiten Terrasse in ca. 450 m Höhe ausläuft. Aufgebaut wird diese von steil nach Osten geschütteten Deltaschottern. Die unmittelbar vorgelagerte Terrasse in 440 m Höhe wird ebenso von schlecht sortierten, sandreichen, groben Schottern aufgebaut, die eine großzügige Deltaschüttung über die gesamte Höhe zeigen. Bei beiden Terrassen ist die Deltaschüttung noch von einer groben, 2 bis 3 m mächtigen, horizontalen Schüttung bedeckt (siehe Kapitel Sedimente; Kames).

Die Sedimente stellen die Verfüllung zweier Eisrandseen mit ca. 450 und 440 m Spiegelhöhe zwischen Sulzberg und Buchschacher dar, die am Rand eines inaktiven Eiskörpers im Becken des Traun Sees aufgestaut wurden. Hinweise, daß die beiden Terrassen einer Deltaschüttung in einem in seiner Gesamtheit höher stehenden Traun See (siehe nächstes Kapitel) entsprechen, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 88, annimmt, konnten nicht gefunden werden. An keinem der zahlreichen kleinen Bäche um den Traun See treten Terrassen in dieser Höhenlage, auch nicht in geschützter Lage, auf.

Trauntal südlich Ebensee

Im Bereich des Trauntales südlich Ebensee sind außer Gletscherschliffen und unbedeutenden Moränenresten keine Spuren des Eisstromes des Hochglazials erhalten geblieben. Es finden sich hier nur zum Teil ausgedehnte Terrassenfelder, die der Abschmelzperiode des Eises und den damit verbundenen kurzlebigen Seebildungen entstammen.

Im Tal des Rindbaches sind am orographisch rechten Hang westlich des Wasserfalles Sande und Schotter aufgeschlossen, die deutliche Deltaschüttung nach Westen zeigen. Sie haben eine ebene Oberkante in 480 m Höhe und stellen den Rest eines Talverbaues in dieser Höhe dar. In gleicher Höhe findet sich auch im Langbath Tal oberhalb der Seilbahnstation eine isolierte Terrassenkante.

Etwas tiefer ist am Rindbach in 465 m östlich des Jagdhauses noch eine Terrasse ausgebildet, die aus kaum sortierten groben Schottern aufgebaut wird, die Deltaschüttung zeigen. Weiter talauswärts sind dann noch zu beiden Seiten des Baches Reste einer von steilen Schwemmkegeln bedeckten Terrasse in 440 m Höhe erhalten. In 435 m folgt noch eine breite Terrasse, die durch eine steile Erosionskante von der höheren getrennt die südlichen Teile der Ortschaft Rindbach trägt.

Diese Terrassenfolge zeichnet ein ruckweises Freiwerden der Mündung des Rindbaches während des endgültigen Abschmelzens des Trauneises nach (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88).

Eine ähnliche Abfolge ist auch an der Mündung des Frauenweißenbaches zu beobachten. Südlich Roit ist eine ausgedehnte Terrasse in 455 m Höhe entwickelt, die sich an ihrem westlichen Ende an Rundhöcker anlehnt. Zwischen diesen ist dann noch eine schmale Terrasse in 450 m ausgebildet, in der ein großes Toteisloch erhalten ist. Westlich davon, durch eine deutliche Erosionskante getrennt,

erstreckt sich der ausgedehnte Schwemmkegel des Frauenweißenbaches, der in 445 m Höhe zur Traun hin ausstreicht. Er wird, wie in einer großen Schottergrube an der neuen Straße zu sehen war, von sandigen Schottern aufgebaut, die eine einheitliche Deltaschüttung nach NE zeigen (A. PENCK, 1909, S. 364) und prächtig polierten Rundhöckern auflagern. Sie werden noch von 2,5 bis 3 m mächtigen groben Schottern mit horizontaler Lagerung bedeckt, die die Schwemmkegeloberfläche bilden.

Ebenso deutliche Deltaschüttung zeigen die schwach verkitteten Sande und Schotter bei der Miesenbachmühle, die eine Oberkante in 455 m haben. Die Nagelfluh wurde erst dem System einer der zahlreichen spätglazialen Seestände im Traunseegebiet zugeordnet (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88), später aber, wahrscheinlich aus Gründen der besseren Verkittung, ins Riß/Würm Interglazial gestellt (C. TROLL, 1937, S. 265 und G. GÖTZINGER, 1937, S. 46). Da die Terrasse keine stärkere Verwitterung an der Oberfläche und im Schotterkörper zeigt als die anderen auch und nicht von Moräne bedeckt ist, möchte ich sie doch dem Spätglazial zuordnen. Alle diese Terrassen sind eher kurzfristigen Seen am Rande des abschmelzenden Traungletschers als einem sich ruckweise entleerenden Traun See (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88) zuzuordnen, da dann doch eher eine größere Parallelität in der Ausbildung und Höhenlage der durchwegs deltageschütteten Schotterablagerungen zu erwarten wäre. Außerdem ist an deren Gestaltung auch Toteis direkt beteiligt gewesen. Nur die ausgedehnten Terrassen in 440 m Höhe könnten am ehesten einem einheitlichen Seespiegel entsprechen, wie dies A. PENCK (1909), S. 364, meinte. Da aber außer den Terrassen (Viechtau, Rindbach) und der etwas höher liegenden bei Steinkogel keine Deltaschüttungen in diesem Niveau auftreten, möchte ich auch sie ausgedehnteren Eisrandterrassen mit annähernd gleich hohem Wasserspiegel zuordnen. Für diese Entstehung spricht auch noch, daß sich diese Deltaschüttungen in ihrem Oberflächengefälle nicht kontinuierlich weiter entwickelten, wie das bei einem durch die Tieferlegung des Seeabflusses absinkenden Seespiegel zu erwarten wäre, sondern von steilen, 10 bis 20 m hohen Böschungen begrenzt sind.

Erst nach dem endgültigen Abschmelzen des Eises in der Wanne des Traun Sees bildete sich an seinem Südende das einheitliche Delta der Traun aus, das bei Lahnstein in knapp über 430 m Höhe beginnt und bis Ebensee zu verfolgen ist, wo es heute noch in den Traun See vorgebaut wird (zeitliche Entwicklung siehe Tafel 4).

Der südlich anschließende Talabschnitt bis Kößlbach wird von 10 bis 20 m über den heutigen Flußlauf ansteigenden Aufragungen des Untergrundes geprägt, die alle starke Zurundung und in Bereichen frischer Abdeckung auch noch deutliche Kritzung zeigen. Sie könnten einem ehemaligen Talboden entsprechen, der sich aber wegen der starken glazialen Überformung nicht mehr rekonstruieren läßt. An diesen Aufragungen stauen sich die kurzen, steilen Schwemmkegel der Seitenbäche und bilden zwischen ihnen auch kurze Terrassenflächen, die aber zu keinem zusammenhängenden System verbunden werden können.

Bei Kößlbach sind am orographisch rechten Ufer der Traun Terrassen in 480, 460 und 455 m erhalten, deren mittlere den Raum zwischen einer Hauptdolomit-

aufragung in der Talmitte und dem Südhang einnimmt. In ihr sind zwei große Toteislöcher erhalten (D. VAN HUSEN, 1975, S. A 71). Die sandreichen Schotter, in denen sich öfter auch große, völlig ungerundete Blöcke befinden, weisen lagenweise Deltaschüttung auf (Abb. 23).

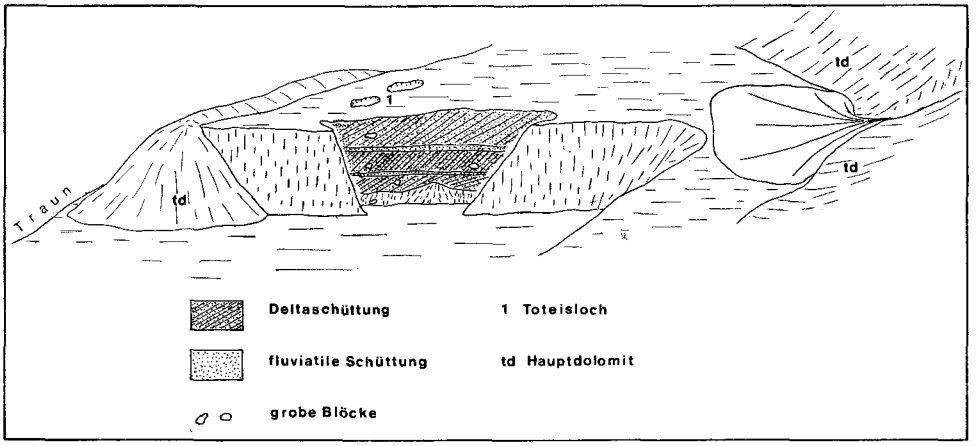


Abb. 23. Skizze der Terrasse bei Mitterweißenbach, Erläuterungen siehe Text.

In den beiden anderen Terrassen war ebenso in kleinen Aufschlüssen Deltaschüttung zu sehen.

Diese Terrassen sind am ehesten als Schüttungen der Traun aufzufassen, als sie ihren Weg durch abschmelzende Toteiskörper suchte. Dabei kam es fallweise auch zur Ausbildung kleiner Stauseen aber keineswegs zu einem großen, das Tal erfüllenden See, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 89, meinte.

Schwarzensee Furche

Während des raschen Eiszerfalles nach dem Hochglazial wurde wahrscheinlich sehr bald die Schwarzensee Furche eisfrei. Dabei entstand in der glazial übertieften Felswanne bei der Moosalm ein See, der mit tonigen Schluffen mit zum Teil mächtigeren Sandzwischenlagen verfüllt wurde. Diese sind am Ufer des Moosbaches im Liegenden des Hochmoores aufgeschlossen (Abb. 24).

Leider war der volle Wert der Übertiefung der Wanne bei der Moorbohrung nicht feststellbar, wird aber bei der intensiven glazialen Überarbeitung der Schwarzensee Furche mehrere Meter betragen.

Die Vegetationsentwicklung während der Sedimentation der durch die Bohrung erfaßten oberen 2,5 m der Schluffe (Tafel 5, 1 Moosalm) zeigt an, daß die Wanne zur Zeit der kurzen wärmeren Phase um 15 400 BP, die sich in 6,5 m Tiefe abzeichnet, bereits fast gänzlich mit Schluffen erfüllt war. Die kurze Klimaverbesserung ist durchaus mit der in Rödschitz (Tafel 5, 6 Rödschitz) datierten kurzen, wärmeren Phase anhand des starken Rückganges der Artemisiawerte bei gleichzeitiger Zunahme der Baumpollen (Pinus) zu vergleichen.

Abb. 24. Hochmoor Moosau (Schwarzensee Furche).

Ischltal

Spuren des Eiszerfalles sind im Ischltal selten. So zeigen die Reste eines mächtigen Talverbaues, der den Ausgang des Scheffau Baches in der vollen Breite verlegte, einen Halt in rund 700 m Höhe an.

Nördlich Rußbach, am Austritt des Baches ins Ischltal, findet sich eine gut ausgebildete Terrasse in 620 m Höhe. Ihr innerer Aufbau war während der Straßenverbreiterung gut aufgeschlossen (Abb. 25).

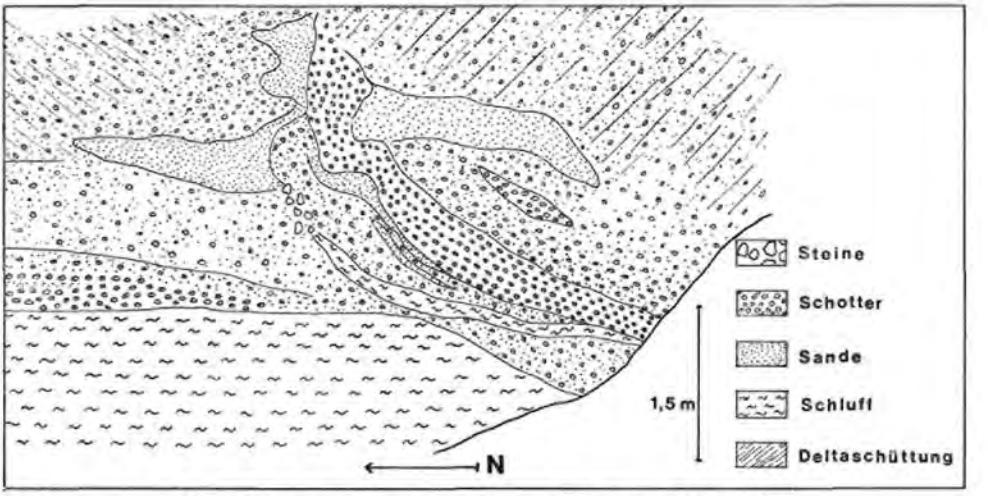


Abb. 25. Strukturen im Eisstaukörper bei Rußbach (Ischl Tal).

Über einem ca. 1 bis 1,5 m mächtigen Paket sandigen Schluffes folgen teils grobe, teils feinere, gut klassierte Schotter, die mit reinen Sandlagen verfaltet und verknetet sind und den Kontakt mit einem noch aktiven Gletscher im Süden der Terrasse während der Sedimentation anzeigen. Diese Ablagerungen werden von sandreichen Schottern überdeckt, die mit steiler Deltaschüttung eine Sedimentation in einen nach dem weiteren Zurückweichen des Gletschers entstandenen Stausee anzeigen. Diese Terrasse gehört zu dem System von Eisrandterrassen mit rund 600 m Höhe im Bereich des Wolfgangsees, für die K. WICHE (1963) die gleichen Strukturen beschreibt. Sie dürften am Rande einer noch die Furche des Wolfgangsee-Ischltales erfüllenden Gletscherzunge akkumuliert worden sein, die, wie durch die Stauchungen der Sedimente erkennbar ist, noch nicht völlig inaktiv geworden war und ein schwaches Gefälle von Ost nach West (K. WICHE, 1963, S. 127) aufwies.

Schlußfolgerung

Die ersten Zeugen des Zerfalles des Eisstromnetzes an seinem Nordende in einzelne Eisströme stellen die Schluffablagerungen im Bereich Mitterweißenbach—Umkehrstube dar. Es sind dies in Stauseen rasch sedimentierte, vorwiegend schluffige Sedimente, die noch mit Schüttungen grober, schlecht bearbeiteter Schotter bedeckt sind, die aus dem großen Angebot von Schutt und verschwemmtem Moränenmaterial aus dieser Zeit stammen.

In der weiteren Folge wurde dann sehr rasch auch der Übergang der Schwarzensee Furche vom Eis freigegeben, so daß der Traungletscher bereits auf die E-W Furche des Ischltales und das Trauntal beschränkt war. Im Trauntal nördlich Bad Ischl und am Traun See zeugen noch mächtige, weit ausgedehnte Eisrandterrassen vom Zerfall und Abschmelzen dieser Gletscherzunge. Diese wurden wahrscheinlich im Gegensatz zur Auffassung von G. GÖTZINGER (1936, 1937) in keinen ausgedehnteren, höheren Traun See aufgeschüttet, sondern stellen die Verfüllung einzelner Eisrandseen dar, da sie mit Toteiserscheinungen verbunden sind und am Ausgang der einzelnen Seitentäler eine unterschiedliche Höhenentwicklung aufweisen.

In der Umgebung des Wolfgangsees kamen ebenso in kleinen Eisrandseen Schotter und Sande zur Ablagerung, die aber noch Spuren des Kontaktes mit der schwach aktiven Gletscherzunge zeigen (K. WICHE, 1963). Ein Aufschluß, der diesen Kontakt durch Verknetung von Sanden und Schottern großflächig erkennen läßt, war neuerdings bei der Verbreiterung der Schwarzenseestraße in dem Eisrandkörper nördlich Rußbach zu sehen.

Unmittelbar nach der Ablagerung dieser Eisrandterrassen und dem folgenden Abschmelzen der in den Tälern vorhandenen Eismassen kam es durch die großen bereit liegenden Schuttmassen zur raschen Ausbildung teils riesiger Schwemmkegel (Strobler Weißenbach), teils zu Deltabildungen (Zinkenbach, Ebensee). Ebenso aus dieser Zeit dürften die schwach verkitteten Breccien in dem weiten Karraum nordwestlich der Hohen Schrott stammen, die nirgends von Moränen bedeckt sind.

Ischler Stand

Die erste Unterbrechung der Abschmelzperiode durch einen kurzen Vorstoß ist im Ischl Tal am deutlichsten ausgeprägt. Deswegen wird für dieses Ereignis der Name Ischler Stand eingeführt.

Ischl Tal

Nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge im Bereich des Wolfgangsees kam es im unteren Ischl Tal zur Einschüttung einer Terrasse. Sie ist am orographisch rechten Ufer der Ischl ohne Unterbrechung von knapp unterhalb der Straßenbrücke (Kote 507) bis zum Kalvarien Berg zu verfolgen (Tafel 2, Profil 4).

Anfänglich hat sie eine Mächtigkeit von ca. 10 m, die nach Osten langsam bis auf 15 bis 18 m anwächst. Die Terrasse zeigt durchwegs fluviatile Schüttung und ist lagenweise gut verkittet. In ihren östlichen Teilen im Bereich des Elisabeth Weges wird sie von ca. 3 m mächtigen Schluffen unterlagert, die auf einen Rückstau am Beginn der Akkumulation hindeuten. Dieser dokumentiert sich aber auch noch während der weiteren Sedimentation in sehr stark sandigen und auch schluffreichen Zwischenlagen. Er führt aber zu keiner richtigen Seebildung mehr, da Deltaschüttungen fehlen. Der Rückstau wird am ehesten auf eine Gletscherzunge im Raum Bad Ischl zurückzuführen sein.

Neben den hauptsächlich aus dem verschwemmten Moränenmaterial stammenden Schottern tritt im östlichen Teil der Terrasse (südlich Haiden) sehr stark schlecht gerundeter Hauptdolomit auf, wie er auch die großen jungen Schwemmkegel bei Haiden und Kreutern nördlich der Ischl aufbaut. Nördlich der Ischl treten aber keine Reste dieser Terrasse auf. Deshalb möchte ich annehmen, daß zur Zeit ihrer Akkumulation in dem leicht übertieften Becken am Nordrand des Tales noch ein Toteiskörper lag, an dessen Südrand die Terrasse abgelagert wurde.

Sie wurde in der weiteren Folge nochmals vom Traungletscher überfahren und mit Grundmoräne bedeckt, die auf der Terrassenoberfläche und südlich anschließend zu idealen Drumlins geformt ist. Die Moräne unterscheidet sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung wenig, in ihrer Ausbildung (Taf. 3, Nr. 14) aber deutlich von der die Terrasse unterlagernden Grundmoräne des Hochstandes (Taf. 3, Nr. 16, 20) (siehe Kapitel Sedimente).

Ebenso deutlich geringer ist die Lagerungsdichte der hangenden Moräne, was auf die wesentlich kleinere Auflast durch Eis und wahrscheinlich auch deren Dauer zurückzuführen ist (siehe Kapitel Sedimente). Dieser Unterschied in der Ausbildung wird bei den noch jüngeren spätglazialen Vorstößen noch deutlicher erkennbar (siehe Kapitel Sedimente). Darüber hinaus erkennt man an der genau E-W verlaufenden Streichrichtung der Drumlins bei Lindau, daß dieser neuerliche Vorstoß nicht so mächtig wurde um durch die leicht nach Nordwesten ausgerichtete Grundmoränenlandschaft (siehe Kapitel Hochglazial, Ischl Tal) in diese Richtung geleitet zu werden.

Einige spärliche Reste lassen die Erstreckung und Mächtigkeit des Eiskörpers erkennen (Abb. 26). An der Südseite des Ischl Tales sind östlich des Gawanzersteins in 625 m, von oberhalb Tobies bis zum Scheffau Bach in 580 m und südlich Voglhub in 540 m Höhe Moränenwälle erhalten, die eine flach verlaufende Gletscherzunge nachzeichnen.

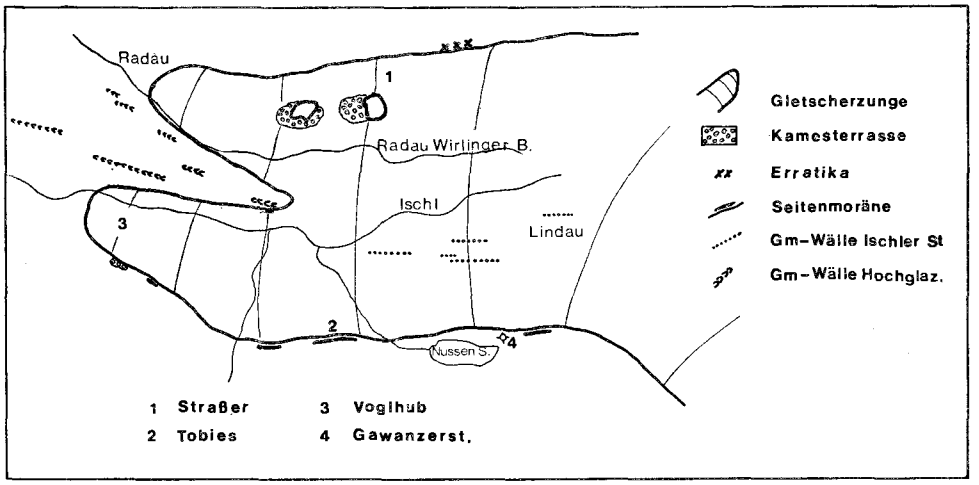


Abb. 26. Skizze der Gletscherzunge des Ischler Standes im Ischl Tal.

An den steilen Hauptdolomitflanken an der Nordseite des Ischl Tales sind keine Spuren erhalten, wenn man von den Erratika beim Krenngraben absieht. Die Gletscherzunge drang sicher auch ins flache Tal des Radau Wirlinger Baches ein, ohne aber Endmoränen zu hinterlassen. Dabei konnte das Eis die Aufragung der Gosaumergel südwestlich Straßer nur noch umgreifen (G. GÖTZINGER, 1939, S. 36 f.). Im Lee des Hügels entstanden Ablagerungen von durchwegs feinen Schottern, die Deltaschüttung zeigen und in Seen um den ausapernden Hügel abgelagert wurden. Die Schotter weisen die gleiche Zusammensetzung wie das Material der Grundmoränen auf, sind aber besser gerollt.

Die Oberkante dieser Ablagerungen in 540 m Höhe dürfte auch annähernd der Höhe der Gletscheroberfläche entsprechen.

Im Trauntal selbst wurde nur der ausgedehntere Talverbau bei Perneck in 610 m Höhe von einer kleinen Seitenzunge dieses Gletschers aufgestaut, der in das Tal eindrang. Daraus kann eine Eisoberfläche von wahrscheinlich 620 bis 640 m Höhe im Trauntal selbst abgeleitet werden.

In der klammartig eingeschnittenen Strecke des Rettenbach Tales konnten sich keine Spuren dieses Standes erhalten. Deshalb kann auch nicht gesagt werden, ob er mit dem Gletscher des Rettenbaches noch zusammenhing (Abb. 27). Wie weit dieser Stand traunabwärts reichte, war ebenso nicht feststellbar, da auch hier keine Moränenreste vorhanden sind. Dieser Stand stellt nur einen kurzen Vorstoß des vorher bereits bis in den Raum Bad Ischl zurückgeschmolzenen Gletschers dar, der aber nicht lang genug dauerte, um gut ausgebildete Endmoränenwälle abzulagern. Er kann möglicherweise mit dem Bühlstadium parallelisiert werden, den A. PECK (1909), S. 364 f., in dieser Position vermutete, ohne ihn aber näher belegen zu können. Der Anteil an Kristallingeschieben in den Eisrandschottern und Grundmoränen (Taf. 3, Nr. 14, 20) zeigt an, daß zu dieser Zeit möglicherweise noch eine Verbindung mit dem Ennstal bestand. Auf alle Fälle gelangten aber noch Eismassen aus diesem Raum zum Abfluß, weswegen

es sich bei diesem Vorstoß nur um eine kurzfristige Reaktivierung des noch zusammenhängenden Eisstromnetzes im südlichen Teil des Einzugsgebietes der Traun handeln kann.

Bad Ischl

Beim endgültigen Abschmelzen des Eises im Becken von Bad Ischl entstanden neben kleineren Eisrandterrassen die das Becken im Ostteil beherrschenden Schwemmkegel des Sulz- und Rettenbaches, die durch ihre Deltastrukturen noch zeitweilige Seebildungen an Toteis anzeigen (A. Penck, 1909, S. 39 f., Fig. 5). Im Süden bei Sulzbach tritt der eine Schwemmkegel noch mit undeutlichen Moränen in Kontakt, die anzeigen, daß damals eine Gletscherzunge das ca. 40 m übertiefte Becken (Bohrungen, Salinenverwaltung Bad Ischl) südlich des Siriuskogels erfüllte.

Goiserer Becken

Während des Hochglazials war der Talabschnitt um Bad Goisern bis ca. 1600 m Höhe mit Eis bedeckt (Tafel 5, Profil 1), das einerseits von Süden vom Dachstein, andererseits von Südosten über den Pötschen Paß ins Becken eindrang.

Die höchsten noch erhaltenen Marken der Abschmelzphasen finden sich in rund 800 m Höhe. Es sind dies die heute durch großflächige Hangbewegungen in den Zlambachschichten und Liasfleckenmergeln stark aufgelösten Moränenmassen im Bereich der Leisling Alm, wie auch die mächtige Moränenanhäufung oberhalb der Trockentann Alm, die eine mit groben Blöcken (meist Dachsteinkalk) besetzte Kante in knapp oberhalb 800 m bilden. Diese Reste sind wahrscheinlich dem Ischler Stand zuzuordnen. Aus der daraus resultierenden Eishöhe von rund 800 m ergibt sich aber, daß der Pötschen Paß bereits eisfrei war und eine Verbindung zum Ausseer Becken nur noch über das Koppental bestand.

Ein noch deutlicherer Halt im Abschmelzen dieses Gletscherstandes wird durch Eisstaukanten um 700 m Höhe am Gr. Mühlkogel westlich Gschwandt, oberhalb Posern, am Illing Kogel und am Rücken zwischen Leisling und Pichler Bach markiert. Sie bestehen aus Schottern und Sanden, die die Zusammensetzung der Moränen und meist Deltaschüttung zeigen.

Ausseer Becken

Eine dem Ischler Stand entsprechende Marke kann der mächtige Moränenwall in 860 m Höhe südlich des Ischlkogels darstellen. Er dämmt den Sommersberger See ab. Durch seinen ebenen Verlauf wird angezeigt, daß der Lokalgletscher im Einzugsgebiet des Kirchlatzbaches (an der Nordflanke des Sarsteins) zu dieser Zeit mit den das Becken erfüllenden Eismassen zusammenhing, die demnach bis gegen 900 m Höhe gereicht haben.

Gosau

Während des Beginnes des Spätglazials und der damit verbundenen Abnahme der Eismächtigkeit änderte sich die Richtung des Eisabflusses im Gosautal bald (s. Kapitel Hochglazial, Gosau). So zeichnen die groben Dachsteinkalkblöcke auf dem Rücken der Kleinedt Alm einen kurzen Gletscherhalt nach, der den Stand bei der Breining Hütte gerade noch überschritt. Ebenso finden sich südlich des Paß Gschütt in 1050 m sowohl eine Ansammlung größerer Blöcke an einer

Erosionskante als auch ein kleiner Moränenwall, die eine kleine Gletscherzunge über den Paß Gschütt nach Westen anzeigen. Dieser Gletscher könnte dem Ischler Stand entsprechen.

Aus dieser Zeit stammen wahrscheinlich auch die (aufgeschlossenen oberen) Anteile der Grundmoräne östlich der Torfstube, die bereits wesentlich mehr Dachsteinkalkgeschiebe (Taf. 3, Nr. 28) enthalten als die höheren liegenden (unterhalb Horn Spitze) und damit einen verstärkten Durchzug der Eismassen von Süden nach Norden im Gosautal gegenüber dem Hochglazial anzeigen.

Schlußfolgerung

Die erste Unterbrechung des raschen Eisrückzuges im Trauntal stellt der kurze Vorstoß im Tal der Ischl der Ischler Stand (Taf. 4) dar. Nachdem das Ischltal weitgehend eisfrei geworden war, wurde von der Ischl teilweise neben Toteis eine Terrasse aufgeschüttet, die in ihrem Aufbau noch einen Rückstau, wahrscheinlich durch den Traungletscher bei Bad Ischl, anzeigt.

Diese Terrasse liegt der frischen, unverwitterten Würmgrundmoräne auf und wird von Grundmoräne bedeckt, die sich in ihrem Kornaufbau deutlich von der dichteren liegenden Moräne unterscheidet. Sie stammt vom Vorstoß des vorher wahrscheinlich nur bis Bad Ischl zurückgeschmolzenen Traungletschers, der nochmals die Hügel südlich des Kalvarien Berges überwand und etwa 5—6 km ins Ischl Tal eindrang. Seine teilweise ideal ausgebildeten Drumlins (Lindau) zeigen im Gegensatz zu den höheren und größeren Formen des Hochglazials einen strengen E-W Abfluß des Eises an. Dieser Vorstoß, der kaum Endmoränen hinterließ, wird noch durch Kamesterrassen (Wirling), die auch Aufschluß über seine Mächtigkeit geben, als kurzfristiger Gletschervorstoß charakterisiert, der die höchsten Grundgebirgsaufragungen nur umfloß und das Tal nur noch mit einer gering mächtigen Gletscherzunge erfüllte.

Dieser Vorstoß stellt eine kurze Wiederbelebung des im Einzugsgebiet der Traun sicher noch bis ins Mitterndorfer Becken und in die Gosau zusammenhängenden Eisstromnetzes dar. Dieses dürfte um Bad Goisern eine Oberfläche um 800 m Höhe und bei Bad Aussee eine solche gegen 900 m besessen haben und ist demnach nur noch über das Koppental in Verbindung gestanden (Abb. 27).

Durch die in den Schottern und Moränen dieses Standes im Ischl Tal auftretenden Kristallingeschiebe wird noch die Anwesenheit von Eismassen aus dem Ennstal angezeigt. Ob damals noch ein direkter Zusammenhang mit dem Ennsgletscher bestand, dürfte zweifelhaft sein, eher kamen nach der kurz vorher erfolgten Trennung nur noch im Talgebiet der Traun vorhandene Eismassen aus dem Ennstal zum Abfluß (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung).

Eine Einordnung dieses ersten erfaßbaren Vorstoßes des Traungletschers nach dem Hochglazial ins Bühlstadium liegt nahe, zumal A. Penck (1909) und in der Folge G. Götzinger (1936, 1937) dieses im Raum zwischen Bad Ischl und dem Wolfgangsee vermuteten. Gemeinsame Erscheinungsformen sind der kurze Vorstoß der Gletscherstirn des noch zusammenhängenden Eisstromnetzes im Tal-

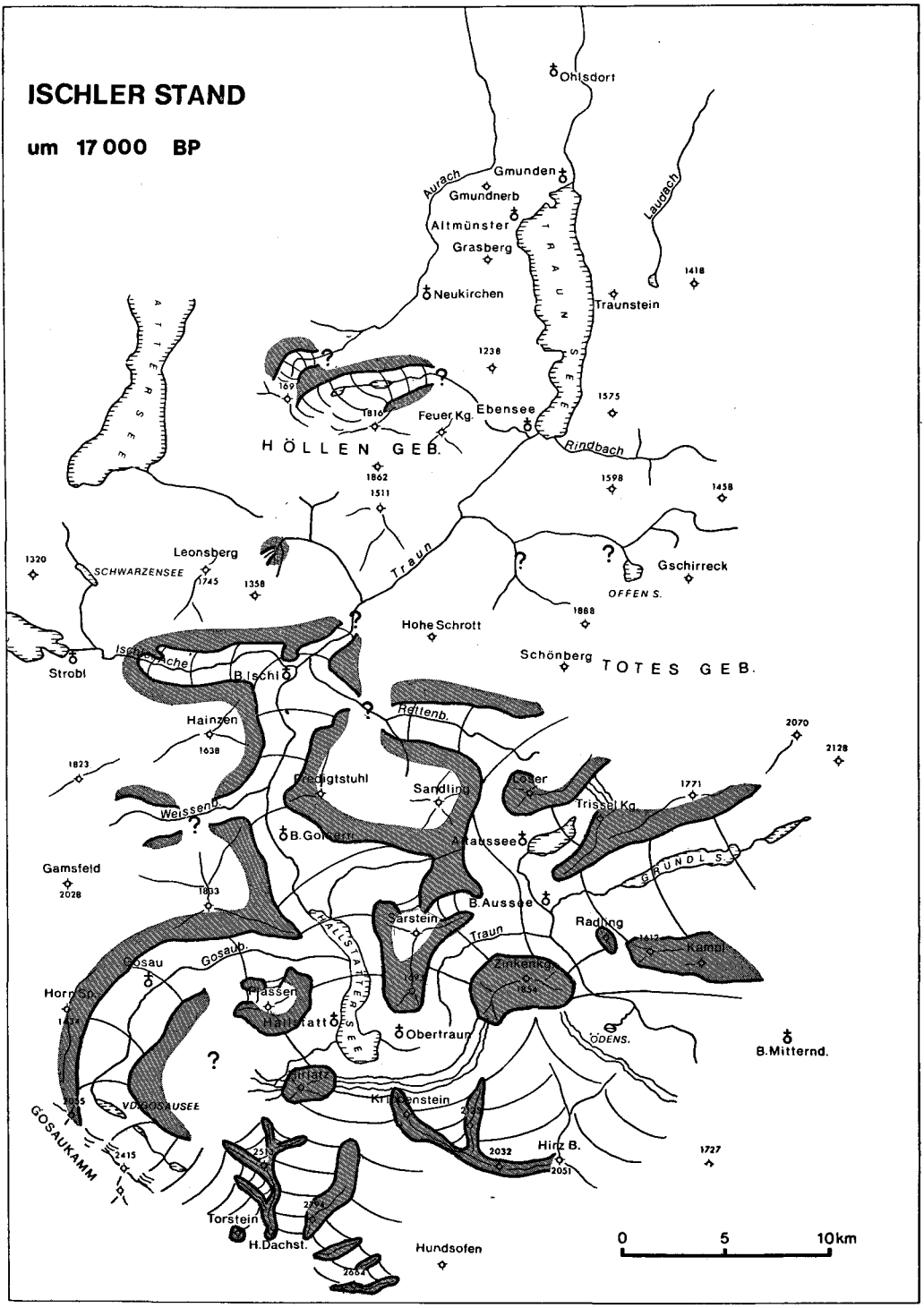

ISCHLER STAND
um 17 000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Aurach
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
Ebensee
Feuer Kg.
HÖLLEN GEB.
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
B.Ischl
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Gosau
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTERSEE
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
VD.GOSAUSEE
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 27.

bereich, wobei aber dem Ischler Stand die Mehrgliedrigkeit und die deutliche Ausbildung des Eisrandes fast gänzlich fehlen (s. Kapitel Der Ablauf des Jungquartärs . . .).

Jochwand Stand

Nach dem Ischler Stand zeichnet sich in einigen Talbereichen des Trauntales ein kurzer Vorstoß ab. Die Abfolge seiner Sedimente ist am besten unterhalb der Jochwand (W Bad Goisern) erhalten, weswegen für dieses Ereignis der Name Jochwand Stand eingeführt wird.

Aurachtal

Im Bereich östlich der Taferlklause treten noch zwei Gruppen von deutlichen Moränenwällen des Spätglazials auf. Die ältere liegt am halben Weg zwischen Klammbichl und Taferlklause orographisch links der Aurach und wird durch zwei eng beisammen liegende, breite Moränenwälle markiert. Südlich dieser stellt der Moränenwall nordöstlich der Kote 882 die Fortsetzung dar. Sie umschließen eine im Zungenbereich steile Gletscherzunge, die den Klammbichl aber nicht mehr erreichte.

Goiserer Becken

Innerhalb der Marken des Ischler Standes entwickelte sich dann noch ein „regelrechter Komplex von Moränen und Schottern" (A. PENCK, 1909, S. 367), der aber nur noch auf den engeren Bereich des Trauntales beschränkt bleibt. Dieser kann aber im Gegensatz zur Auffassung von A. PENCK (1909) und G. GÖTZINGER (1936), die ihn geschlossen dem Gschnitz zuordnen, durchaus in zwei faziell deutlich unterscheidbare Phasen gegliedert werden (s. Taf. 2, Profil 5 und 6).

Während der ersten war das Becken von Bad Goisern im Norden noch bis gegen 600 m Höhe mit Eis erfüllt. An der westlichen Talflanke wurden unterhalb der Jochwand mehrere Moränenwälle abgelagert, die mit kleinen Staukörpern an den Seitengräben eng verknüpft sind und stellenweise von sehr grobem Tressensteinkalkblockwerk bedeckt werden. Dieses stammt von kleinen Bergstürzen aus der Jochwand. Nach Süden gehen diese Ablagerungen in eine Eisrandterrasse bei Unterjoch über, die in 600 m Höhe bis zum Ostabfall des Gr. Mühlkogels zu verfolgen ist.

Orographisch rechts der Traun finden sich in der gleichen Position Moränenwälle bei Posern, die an ihrem nördlichen Ende mit Bergsturzmaterial (Tressensteinkalk) der Ewigen Wand in Verbindung treten. Nach Süden setzen sie sich in dem breiten Wall bei Primesberg und dann weiter in einer Staukante bis gegen Lasern fort. Am Talausgang des Stammbaches findet sich bei Riedeln eine Ansammlung riesiger Blöcke in 580 m Höhe, die den Rand dieser Gletscherstirn markieren dürften. Oberhalb der Ortschaft Sarstein lag der Gletscherrand an dem hügeligen Gelände um die Koten 748 und 750 an, und dämmte den Abfluß der Gräben von der NW Flanke des Sarsteins (Schanz Gr.) ab. Dadurch entstand ein kleiner Stausee, dessen Sedimente in einer Kreidegrube gut aufgeschlos-

Abb. 28. Schottergrube Wildpfad. Schotter und Sande im Liegenden der Grundmoräne des Jochwand Standes.

sen sind und ein Modell eines rasch erfüllten Eisrandsees darstellen (s. Kapitel Sedimente). Die Oberkante der Seefüllung liegt in 726—727 m Höhe und setzt sich nach Süden als schmale Terrasse bis zur alten Pötschenstraße fort.

Zu diesem Gletscherstand dürfte auch noch der in 750—760 m Höhe frei ins Tal ausstreichende Schwemmkegel im Rothen Graben an der W Flanke des Sarsteins gehören.

Die Oberfläche der Gletscherzunge, die in dieser ersten Phase das Becken von Bad Goisern erfüllte, weist ein nur geringes Gefälle von Süd nach Nord auf. Dieses und die Charakteristik der am Rand angelagerten Sedimente deuten auf einen längeren Stillstand innerhalb des Abschmelzens des Gletschers im Trauntal hin. Daß diesem Gletscherstand auch eine kurze Vorstoßphase vorausgeht, ist an beiden Talflanken zu ersehen. Einen Hinweis gibt die Bohrung auf Salz in Posern (C. v. BALZBERG, 1878), die unter Moräne Sande und Schotter bis zu 63 m Tiefe erschloß.

An der anderen Talseite sind in einer großen Schottergrube südlich Wildpfad an der Innenseite der breiten Moränenwälle unterhalb der Jochwand mächtige Sande, teilweise mit Deltaschüttung aufgeschlossen (Abb. 28), die im Hangenden von gröberen Schottern überlagert werden (Taf. 2, Profil 5). Diese Sedimente sind dann noch von Grundmoräne bedeckt, die in den breiten Wall unterhalb der Jochwand übergeht. Die Grundmoräne zeigt eine für einen kurzen Vorstoß recht typische Kornverteilung und eine lockere Lagerung (Taf. 3, Nr. 29). Die in ihr häufig auftretenden, gut gerundeten Gerölle sprechen für eine Aufarbeitung der liegenden, fluviatilen Schotter. Das gegenüber den Moränen des Hochglazials häufige Auftreten von Gosaugesteinen (Sandsteine, etwas Mergel, Kalke vom Typ Untersberger Marmor) ist auf die Gletscherentwicklung im Gosautal zurückzuführen, da zu dieser Zeit der Abfluß schon gänzlich zum Hallstätter See erfolgte (Abb. 33).

Dieser deutlich markierte Gletscherstand reichte wahrscheinlich bis in den Raum von Lauffen, wo aber in dem engen Tal keine Spuren erhalten sind. Er war mit einem kurzen Vorstoß verbunden, der die feinkörnigen Sedimente am Talrand überfuhr. Diese wurden am Rand einer etwas kleineren Gletscherzunge

abgelagert, als die Enge von Lauffen wahrscheinlich noch mit abschmelzenden Eismassen verschlossen war.

Gosau

Während des Jochwand Standes war der Gosaugletscher bereits isoliert und auf das Gosautal beschränkt. Er hinterließ eine mächtige, deutlich gegliederte Seitenmoräne nördlich Buchberger beiderseits der Mündung des Bärnbaches, die anzeigt, daß er bis zum Eingang der Engtalstrecke gereicht hat.

Diese Moräne weist die gleiche Ausbildung und breite Formung wie die im Goiserer Becken auf. Ob auch hier Stausedimente nochmals überfahren wurden, konnte nicht nachgewiesen werden, da Aufschlüsse fehlten. Zu diesem Stand sind dann noch die teilweise deutlich ausgeprägten Staukanten am Ausgang der Bäche nördlich des Gosaubaches zu rechnen, die ein ruckweises Abschmelzen der Gletscherzunge anzeigen.

Die in der Abschmelzperiode des Ischler Standes und während des Jochwand Standes an der Ostflanke der Horn Spitze abgelagerten Sedimente wurden durch die nachfolgende riesige Hangbewegung in ihrer Lage gestört und sind keinem Stand zuordenbar.

So ist heute der Hang im Bereich Veiten Alm—Falmberg Alm und Ötscher Alm mit einer teilweise dichten Decke von bis zu m^3 großen Blöcken bedeckt, die manchmal wallartig 2—3 m mächtig werden kann (O. Ganss, 1954, S. 81). Da in diesen Ablagerungen nur grobe, ungerundete Blöcke von Dachsteinkalk auftreten, feineres Material unter etwa 10 cm ∅ generell fehlt, wird es am besten als kurz verfrachtetes Bergsturzblockwerk zu deuten sein. Diese Blöcke, sicherlich vieler kleiner Berg- und Felsstürze im Bereich des Gosaukammes (viele Riffkalke), wurden durch das Eis nach Norden verfrachtet und am Rand des niederschmelzenden Eises zum Teil auch in kleinen Wallformen abgelagert.

Deutliche Halte des Eisrückzuges im Bereich des Prielgrabens zeigen die Seitenmoräne am orographischen rechten Hang unmittelbar am Ausgang des Tales und der grobblockige Wall südlich der Briel Alm an. Letzterer stellt die letzte Marke der Gletscherzunge von der Nordabdachung des Schwarz Kogels dar. Er kann möglicherweise dem Jochwand Stand entsprechen.

Wahrscheinlich unmittelbar nach dem Eisrückzug kam es in der mächtigen Moränenverbauung des Roßalpengrabens einerseits durch die starke Erosion der Bäche, anderseits begünstigt durch die Unterlagerung mit Haselgebirge, zu großen Hangbewegungen. Diese entwickelten sich mit der Zeit immer höher ausgreifend bis in den Bereich der Kröpflblaiken, wo heute bereits größere Partien des Felsuntergrundes in die Gleitungen miteinbezogen sind.

Einige undeutliche Marken des Eisrückzuges stellen noch die Moränenhügel unmittelbar südlich Gosau dar, die nur eine geringmächtige Moränenverbauung über Grundgebirge darstellen. Mit diesen korrespondieren noch gut die Eisstaukanten südlich des Ht. Glaslbaches in knapp unter 700 m Höhe.

Hangbewegung Horn Spitze

Während des Abschmelzens des Eises im N-S verlaufenden Talstück des Gosaubaches entwickelte sich durch den Verlust des Widerlagers in der Ostflanke

des Höhenrückens Hochbühel—Horn Spitze eine ausgedehnte Hangbewegung. Sie erfaßte die in diesem Bereich weitgehend söhlig lagernden Sedimente der Gosau (Sandsteine und Nierentaler Schichten). Die Hauptmasse der Hangbewegung wird von der markanten, durchwegs 20—40 m hohen Steilstufe der Hauprabrissnische begrenzt, die im Bereich nördlich der Moosklaus Alm beginnt und in einer weit geschwungenen Muschel nach Süden bis zur Falmberg Alm verläuft. Hier endet sie in einer fast 100 m hohen Wandstufe.

Südlich der Falmberg-Alm springt diese dann etwas nach Westen zurück und verläuft als deutliche Steilstufe teilweise mit frischen Felsanbrüchen bis in den Graben unterhalb der Liesenhütte und in diesem bis zum Gosaubach. Oberhalb dieser Abrißnische entstanden in der weiteren Folge durch die Übersteilung des Hanges noch kleinere, teilweise eng gestaffelte Bewegungsbahnen (Horn Alm), die bis zur Horn Spitze und dem nach Nordosten verlaufenden Rücken zurückgreifen. Südlich der Horn Spitze bildete sich durch diese Bewegungen parallel zum Rücken ein 5—10 m tiefer Graben und flache, lang gestreckte Furchen, die heute versumpft sind. Nordwestlich Kote 1466 griff die Bewegung durch ein Einfallen der Nierentaler Schichten mit 15° nach Osten begünstigt über den Rücken auf die Westflanke über. An den hier die Bewegungsbahnen markierenden flachen Dellen und Furchen finden sich mehrere dolinenartige Formen und Schlucklöcher, die eine aktive Auflockerung in diesem Bereich anzeigen (Abb. 29).

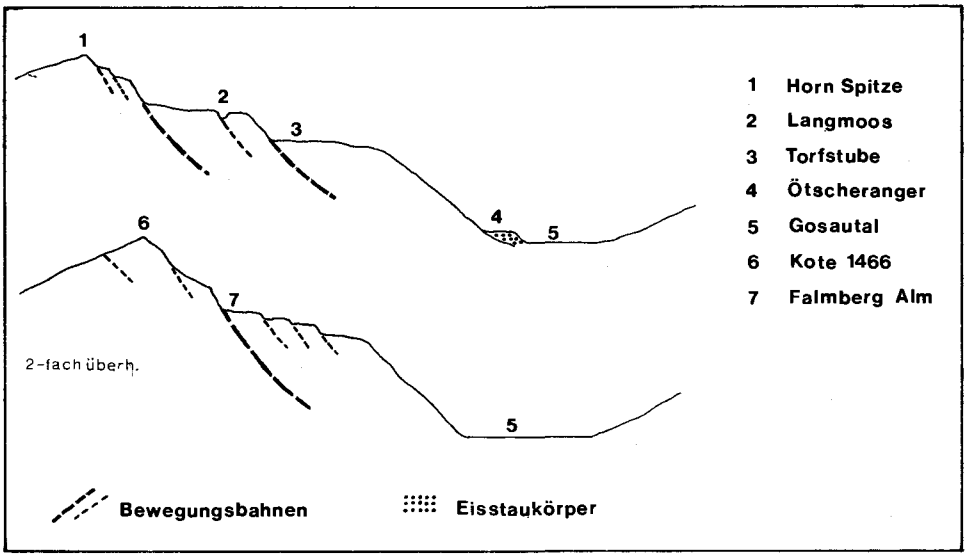


Abb. 29. Zwei schematische Profile durch die Hangbewegung bei der Horn Spitze (Gosautal).

Die bewegte Masse selbst ist noch durch größere Bewegungsbahnen untergliedert. So wird der nördliche Teil durch eine 40—50 m hohe Abrißnische westlich der Torfstube zweigeteilt, in deren Folge auch die grabenartige Furche

des Langmooses knapp oberhalb der Sommerau Alm aufriß (die vielen, teilweise größeren Gleitmuscheln zwischen den beiden Glaslbächen sind hingegen nur durch die starke Erosion in den mächtigen Grundmoränenbedeckungen entstanden). Im südlichen Teil, ungefähr ab der Leutgeb Alm, ist die Gleitmasse durch mehrere niedrige Steilstufen, die kleine Abrißflächen darstellen, unterteilt.

Nach Osten gegen den Gosaubach wird die Gleitmasse durch einen geschlossenen, nur durch scharfe Kerben der Bäche unterbrochenen, 250—300 m hohen Abbruch begrenzt.

Das Alter der Hangbewegung kann nur über ihre Beziehung zu den einzelnen Rückzugsstadien abgeschätzt werden (s. Taf. 4). Die Moränen und Erratikaanhäufungen der ersten Rückzugsstände, die durch die Hangbewegung tiefer gesetzt wurden, sind nur im Bereich der ehemaligen Oberfläche, aber niemals auf den neuen Anrissen und Abrißnischen zu finden. Hingegen sind aber die Eisrandmarken südlich des Ht. Glaslbaches ungestört am Fuß der Hangbewegung entwickelt. Daraus ergibt sich, daß die Bildung der Hangbewegung am besten parallel zum Abschmelzen und dem damit verbundenen allmählichen Verlust des Widerlagers sich entwickelte und bereits mit dem gänzlichen Abschmelzen des Eises in der Hauptsache beendet war (Taf. 4).

Ausseer Becken

Nach dem Ischler Stand wurde der südliche Teil des Beckens eisfrei, wodurch der selbständig gewordene Kirchlatzgletscher kurz ein kleines Stück vorstoßen konnte, wobei er die Endmoräne bei Helmbühel und südlich des Baches ablagerte. Er hinterließ beim weiteren Abschmelzen noch kleine Wälle südlich Helmbühel, zog sich aber dann rasch bis in das kleine Kar an der Nordseite des Sarsteins beim Höherstübl zurück. Dem Ende der Gletscherzunge, die noch von Süden durch das Koppental vordrang, könnte die Endmoräne bei der Ortschaft Sarstein entsprechen.

Eine Marke der während des Jochwand Standes noch vereinigten Gletscher aus dem Grundlsee- und Altausseer Tal ist im Becken noch erhalten gelieben. Es sind dies die Endmoränenwälle um die Kote 728 und südlich Schmiedgut, die sich einerseits durch ihre scharfe Form, andererseits durch ihre diskordante Streichrichtung von den langgestreckten Grundmoränenwällen im Becken abheben (Abb. 30).

Der weitere Verlauf des Eisrandes dieses Gletscherstandes wird noch von den scharfen, senkrecht auf die Grundmoränenwälle verlaufenden Moränen (Kote 770) östlich Lichtersberg, den Eisstaukanten oberhalb Reith und dem Moränenwall bei Posern in 800—820 m Höhe oberhalb Altaussee markiert. Im Grundl See Tal zeigen die Eisstaukanten bei Obertressen und Mosern, die Wälle oberhalb Gut (in 820 m) und die daran nach Osten anschließenden Schuttstaukanten eine langsam ansteigende Gletscherzunge an. Am Südrand umfloß das Eis noch den Gallhofkogel und drang in die Furche des Ziegelbaches vor, wo es die Endmoränen bei den Stügerhäusern ablagerte. Der nördliche Eisstrom lag an dem hohen Grundmoränenwall bei St. Leonhard, der dadurch zu einer Art Mittelmoräne wurde, worauf auch die großen Blöcke auf seinem Rücken hindeuten. Im Straßental dürfte er noch bis gegen Gschlößl vorgedrungen sein, wo er mit

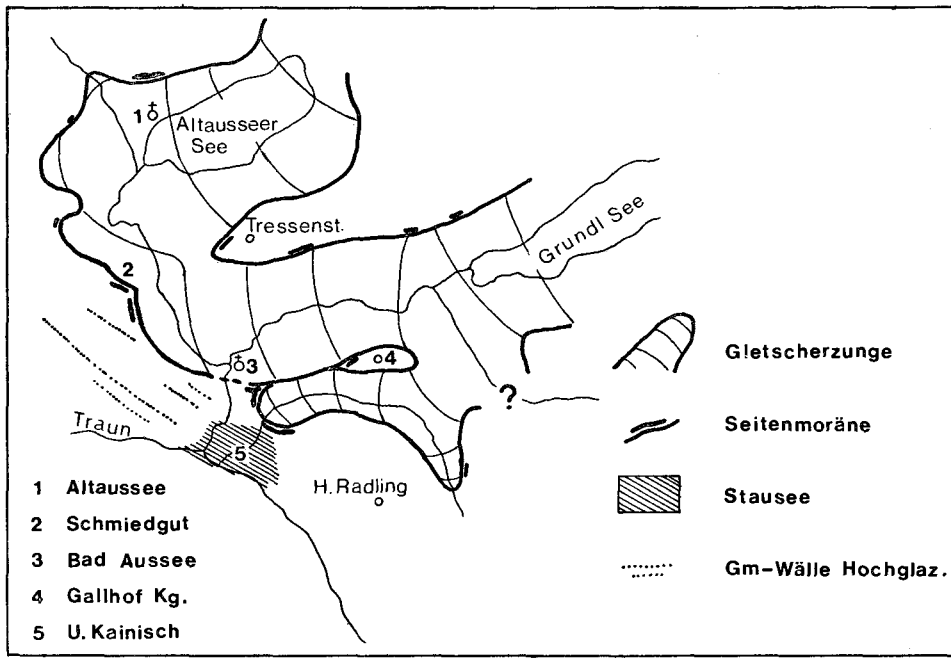


Abb. 30. Ausdehnung der Gletscher des Jochwand Standes im Auseer Becken.

dem Bergsturzmaterial in Verbindung trat, das die Seitenmoräne einer gut 100 m mächtigeren älteren Gletscherzunge durchschlagen hatte. Diese Sedimente zeichnen die relativ flachen Gletscherzungen des Jochwand Standes an der SW-Abdachung des Toten Gebirges nach, die sich südlich des Tressensteines gerade noch berührten. Hier kam es in dem eisfreien Winkel noch zur Ablagerung mächtiger Schuttmassen.

Im Vorfeld dieser Moränen bildete sich in der, durch den hochglazialen Eisstrom aus dem Mitterndorfer Becken übertieften Wanne bei Unter Kainisch (s. Taf. 2, Profil 7) ein kleiner See (G. GÖTZINGER, 1936, S. 95, 97 f.). Seine Sedimente bilden die Terrasse in 665 m Höhe um Eselsbach und südlich der Kainisch Traun. Das kleine Seebecken war anfänglich, als die Gletscherstirn knapp nördlich davon lag, sehr wahrscheinlich mit Toteis erfüllt, da es sonst mit groben Sedimenten verfüllt sein müßte.

In einer späteren Phase, als sich der Gletscher bereits von den Endmoränen des Jochwand Standes zurückgezogen hatte, kamen Schluffe zur Ablagerung, deren obere 5—8 m durch den Anschnitt des Eselsbaches aufgeschlossen sind. Es sind dies durchwegs grobe, teilweise sandige Schluffe, die mit oft mächtigen Fein- bis Mittelsandbändern wechsellagern (s. Kapitel Sedimente).

Das Pollenspektrum dieser Schluffe wird von kälteliebenden Kräutern (*Artemisia* 32%, *Chenopodiaceae* 10%, *Helianthemum* 2%, *Gramineen* 25%) dominiert. Dazu kommen noch *Pinus* 9%, *Betula* 4% und vereinzelt *Salix*. Dadurch sind die Schluffe gut mit den liegenden Abschnitten in Rödschitz und den Schluffen um den Ödensee zu vergleichen (s. Taf. 5, 6 Rödschitz, 7 Ödensee).

Abgeschlossen wird die Sedimentation dann durch eine etwa 2—3 m mächtige Kiesschicht, die in der Schottergrube beim Gipswerk schöne Deltaschüttung mit NW-N Richtung und etwa 30° Einfallen zeigt. Die untere Kante des Deltas verzahnt sich in einer deutlich nach Westen ansteigenden Fläche mit den Schluffen, was das Vorbauen eines Deltas aus dem Kainischer Trauntal in den See anzeigt. Darüber folgte noch eine flache Schüttung der Schwemmkel des Eselsbaches und aus dem Kainischer Trauntal.

Als die stauende Wirkung beim Niederschmelzen der Gletscherzunge des Jochwand Standes im Bereich Hallstätter See—Obertraun wegfiel, kam es entlang der Traun zu einer starken Tiefenerosion und zur raschen Anlage des heutigen engen, bis zu 50 m tiefen Tales in den Grundmoränen und Vorstoßschottern. Durch dieses wahrscheinlich überaus rasche Unterschneiden der Hänge wurden große Teile instabil, wodurch ausgedehnte, teilweise tief gestaffelte Hangbewegungen (z. B. Mündung Kirchlatzbach) entstanden. Die durchwegs in Grundmoräne angelegten Formen zeigen heute keine unmittelbaren Anzeichen von Bewegung, sind aber stellenweise so frisch, daß sie wahrscheinlich bis in jüngste Zeit aktiv waren.

Mitterndorfer Becken

Erste Zeugen des Eiszerfalles und einer eigenständigen Entwicklung im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens bildeten kleine Terrassen im Bereich des Riedlbaches südlich Mühlreith. Es sind dies kleinräumige Terrassenkörper in 815—820 m Höhe aus mäßig gerollten und sortierten Schottern, die häufig von Toteislöchern durchsetzt sind und mit Moränenwällen (Riedlbach, Trattenmoos) verknüpft sind.

In den Terrassenkörpern finden sich öfters grobe Blöcke, die auf unmittelbare Eisnähe hindeuten. Die Entstehung dieser stark gegliederten Schotterkörper kann am besten damit erklärt werden, daß sie zwischen einem Eiskörper im Becken und den einzelnen Gletscherzungen vom Nordostteil des östlichen Dachsteinplateaus abgelagert wurden, die in den einzelnen Furchen (z. B. Großeben, Arn Graben, NW Seewand) noch das Tal erreichten (Abb. 31).

Weiter westlich bildete sich zu dieser Zeit eine undeutliche Terrasse im Niveau von etwa 815 m aus, die durch ihre schluffreichen Sedimente eine ruhigere Sedimentation zwischen den Eismassen anzeigt. Die am Nordrand des Beckens (SW Kainisch) auftretenden kleinen Terrassenreste in etwa 820 m Höhe könnten ebenso dieser Zeit entstammen.

In der weiteren Folge bildete sich am Rand der inaktiven Eismasse im Becken von Kainisch ein weit verbreiteter Randsee mit einer Spiegelhöhe von 810 m aus. Dieser wurde wahrscheinlich sehr rasch verfüllt, was zu den verschiedensten Formen und Sedimenten in dieser Eiszerfallslandschaft führte. So bildete sich im östlich von Kainisch zum damals verlegten Durchbruchstal der Ödenseetraun ins Ausseer Becken hin eine weit gespannte ebene Terrasse aus, die großzügige Deltaschichtung über die gesamte Mächtigkeit der Schichtung zeigt. Die vorherrschenden Schüttungsrichtungen nach SE und NE, die in einer großen Schotterentnahme im mittleren Teil der Terrasse aufgeschlossen sind, zeigen eine

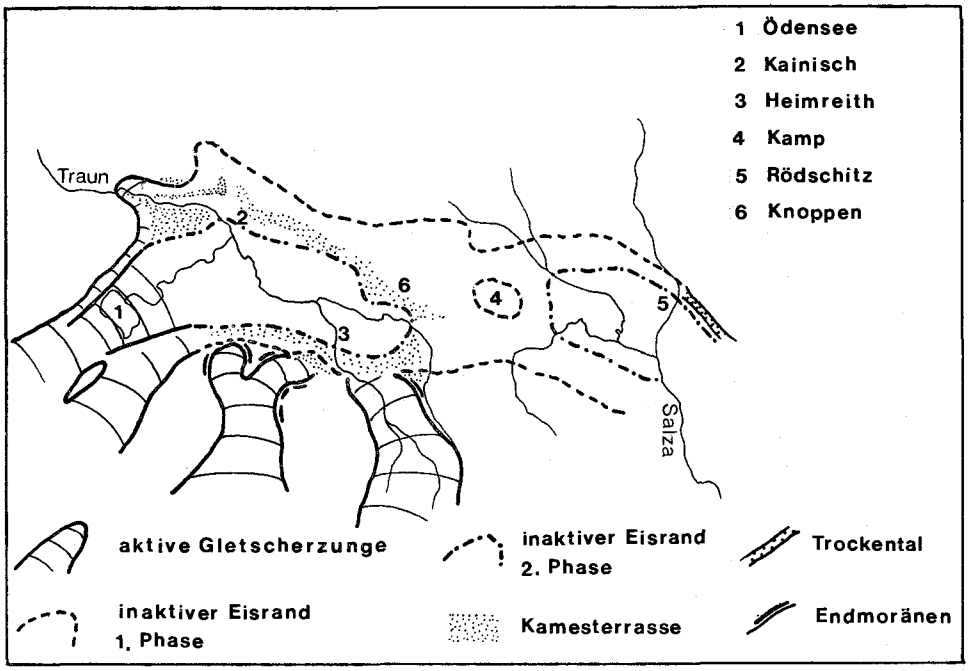


Abb. 31. Verbreitung der Gletscherzungen und Toteismassen im Mitterndorfer Becken am Ende des Jochwand Standes.

Einschüttung des verschwemmten Moränenmaterials und Hangschuttes von den Hängen und dem Eiskörper an, was auch durch die Zusammensetzung der Schotter (hauptsächlich Dachsteinkalk, weniger Gerölle der Hallstätter Entwicklung) unterstützt wird (Abb. 32).

Im westlichen Teil dieser Terrasse bei der Wasenbrücke sind unter den Schottern und dem verschwemmten Schutt mächtige Schluffe am Ufer der Traun aufgeschlossen. Sie stellen die liegenden Sedimente der Deltaschüttung dar und zeigen durch ihr Auskeilen nach Osten zum Becken hin eine Verfüllung dessen von Ost nach West an. Ihr äußerst geringer Pollengehalt *(Helianthemum)* deutet auf eine Bildungszeit unmittelbar nach Eisfreiwerden der näheren Umgebung hin.

Nach Osten zu wird die Terrasse zunehmend schmäler und löst sich nördlich Kainisch in mehrere Kameshügel auf. Östlich des Ortes sind im Niveau dieser Akkumulation auch zwei Osformen erhalten geblieben. Die südliche größere Form zeigt überwiegend Sande, weniger Schotter, die in vielen kleinräumigen Delta (bis 5 m mächtig) abgelagert wurden, die von meist gröberen, horizontal gelagerten Schottern getrennt werden. Diese Schichtfolge, die rasch wechselnde Sedimentationsbedingungen anzeigt, ist oft von Störungen und Grabenbrüchen zerstückelt, die auf differenzierte Setzungen durch die sich rasch ändernden Platzverhältnisse innerhalb des abschmelzenden Eiskörpers hindeuten.

Abb. 32. Blick von der Seewand auf Öden See und Kainisch. 1 = Kamesterrasse, 2 = Oser, 3 = Randler, 4 = Hochmoor, 5 = Oberfläche der Schluffe. Vordergrund: Öden See, Endmoränen im Wald.

Im Bereich von Pichl—Heimreith sind dann nur noch geringmächtige Reste der Terrasse in 810 m Höhe rund um Grundmoränenhügel erhalten.

Im südlichen Teil des Beckens ist diese Terrasse an der Mündung des Riedlbaches ebenso deutlich ausgebildet. Im Terrassenkörper sind an mehreren Stellen große Toteislöcher erhalten, die eine rasche Sedimentation der Schotter und Sande um das abschmelzende Eis anzeigen.

Als letzte Erscheinungsform dieses abschmelzenden Eiskörpers kann noch die undeutliche Terrasse in etwa 800 m Höhe bei Mühlreith mit ihren feinen Sedimenten und einem Toteisloch angesehen werden.

Die Entwässerung dieses Eisrandsees erfolgte durch das Trockental südlich Kamp nach Osten (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281 f.). Seine Spiegelhöhe in 810 m, rund 6 m über der von Grundmoräne gebildeten Wasserscheide beim Knoppenmoos zeigt an, daß im Raum des Rödschitzmoores damals noch ein Eiskörper lag. Dieser führte auch zur Ausbildung des Trockentales in den Würmvorstoßschottern zwischen Rödschitz und Bad Mitterndorf (D. VAN HUSEN, 1968, S. 282). Beim weiteren Abschmelzen des Eiskörpers kam es dann in dem sich über das ganze Becken erstreckenden See zur Ablagerung von Schluffen, die das Becken geschlossen bis in eine Höhe von 770 m erfüllen (s. Kapitel Sedimente).

Der etwas darüber aufragende flache Rücken aus Schluffen südlich des Randlereck wird wahrscheinlich bereits zu einer Zeit sedimentiert worden sein, als östlich und westlich davon nach Eismassen lagen. Darauf deutet auch die gegenüber den jüngeren Schluffen noch dürftigere Kräuterflora hin.

Der See im Becken von Kainisch hatte so lange Bestand, bis durch die rückschreitende Erosion in der Furche der Ödenseetraun der Weg ins Ausseer Becken wieder geöffnet war. Aus dieser Phase des Zerschneidens der Kamesterrasse stammt auch die inaktive Flußschlinge in 790 m Höhe, die mit ihrem Gefälle bereits einen Abfluß nach Westen anzeigt.

Als auch der Eiskörper in der flachen Wanne südlich Rödschitz gänzlich abgeschmolzen war, kam es auch hier zu einer Seebildung und Schluffsedimentation. Die Pollenspektren dieser und der Schluffablagerungen südlich Kainisch sind durch die hohen Prozentzahlen von Gräsern und kälteliebenden Kräutern (20—30% *Artemisia*) charakterisiert und daher gut parallelisierbar (Taf. 5, 6 Rödschitz und 7 Ödensee).

Schlußfolgerung

Nach dem Ischler Stand zerfiel auch das Eisstromnetz im südlichen Teil des Trauntales, so daß die noch die Talböden erreichenden Gletscherzungen der Haupteinzugsgebiete (Totes Gebirge, Dachstein) weitgehend selbständig wurden.

Die Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus schmolz im Trauntal nach dem Ischler Stand bis in den Raum des Goiserer Beckens ab. An ihren Rändern kam es zur Aufschüttung von Schottern und Sanden von zum Teil großer Mächtigzeit (Schottergrube Wildpfad, Bohrung Posern, C. v. Balzberg, 1878), die mit ihren durchwegs geringen Korngrößen (Sande und feine Schotter in mächtigen Lagen) eine Ablagerung in gering bewegten Gletscherabflüssen anzeigen, die von Seebildungen (Deltaschüttung) unterbrochen sind. Diese Ausbildung der Sedimente im Vorfeld der abschmelzenden Gletscherzunge läßt auf eine Verlegung der Enge von Lauffen, wahrscheinlich durch inaktive Eismassen und Moränenmaterial schließen.

Diese Schotter und Sandablagerungen wurden dann von der wieder eine kurze Strecke vorrückenden Gletscherstirn überfahren und mit Moräne bedeckt (Jochwand). An den Rändern dieser Gletscherzunge kam es einerseits zur Ausbildung breiter Moränenwälle (Jochwand, Primesberg), die mit kleinen Eisrandkörpern und Blockwerk von Bergstürzen verknüpft sind, andererseits kam es auch zur Anlage beständiger Stauseen (St. Agatha). Die Sedimente am Rand dieser Gletscherzunge deuten auf eine kurze Aktivierung im Zuge einer deutlichen Abschmelzphase, die einige Zeit bestand, was durch ihr geringes Gefälle noch unterstrichen wird. Die beschriebene Abfolge und Ausbildung der Sedimente im Zuge dieses Ereignisses sind im Bereich der Jochwand am geschlossensten entwickelt, weswegen dieser Gletscherstand als J o c h w a n d S t a n d bezeichnet wird.

Endmoränen, die Aufschluß über die Länge der Gletscherzunge geben, sind keine erhalten, wären aber in der Enge von Lauffen oder knapp nördlich davon zu erwarten.

Im Gegensatz zu A. Penck (1909) und G. Götzinger (1937), die die gesamten Moränen im Goiserer Becken nur einem Stadium, dem Gschnitzstadium zu-

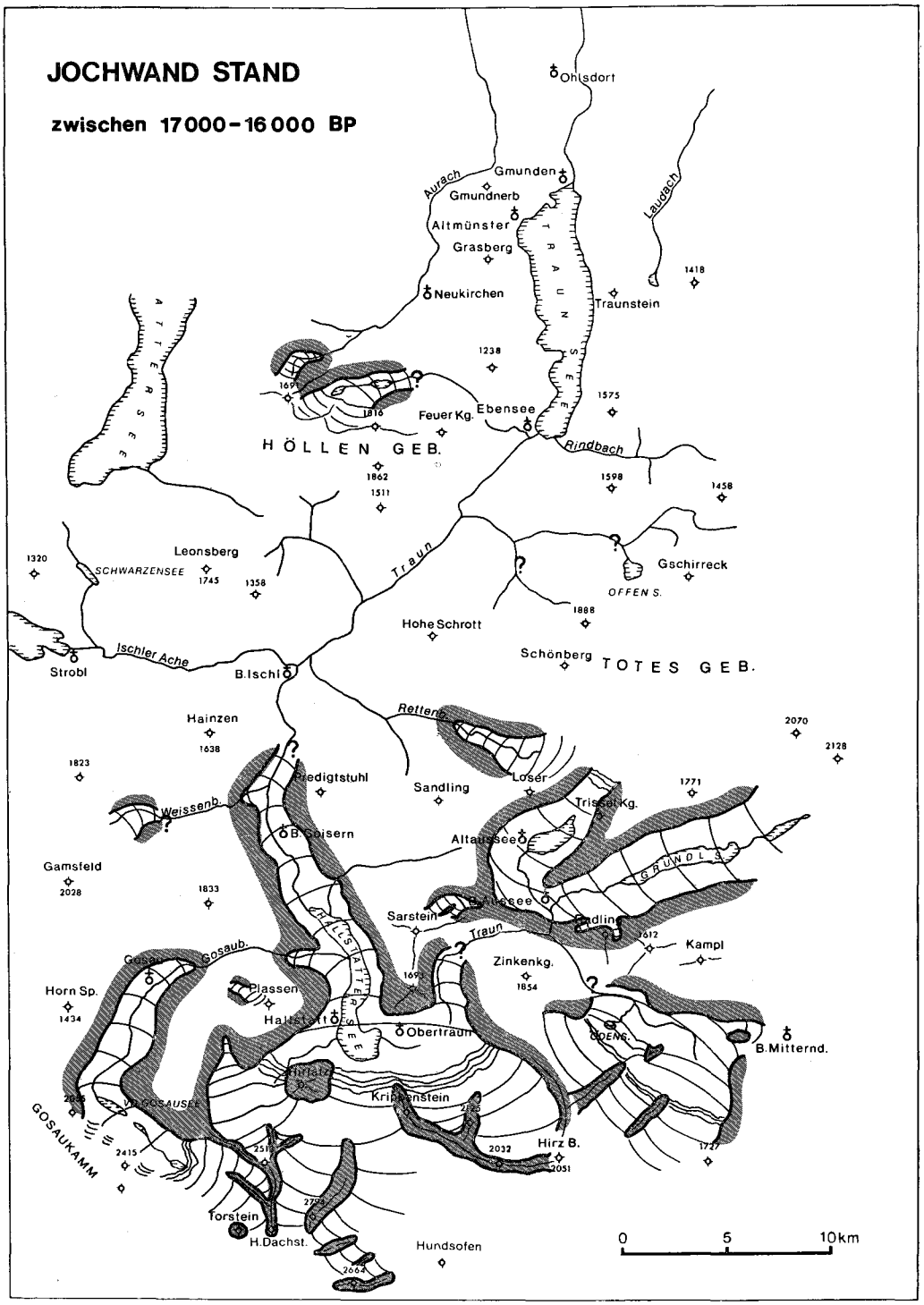

JOCHWAND STAND
zwischen 17000-16000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
HÖLLEN GEB.
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trisselkg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
Sarstein
B.Aussee
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
HALLSTATTERSEE
Obertraun
ODENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
VD GOSAUSEE
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 33.

schreiben, ist eine deutliche Trennung der Moränen des Jochwand Standes von den Moränen bei Ramsau durch die von ihnen überfahrenen Vorstoßschotter möglich. Diese ziehen, aus groben Schottern aufgebaut, nur mit fluviatilen Sedimentstrukturen unterhalb der Moräne und deren liegenden feinen Sedimenten am Fuß des Hanges durch (s. Kapitel Goiserer Stand, Goiserer Becken).

Durchaus dem Erscheinungsbild des Jochwand Standes entsprechende Gletscherstände finden sich noch in den anderen Tälern. So ist auch der Gletscherhalt im Ausseer Becken, als die Gletscher des Grundlsee und Altausseer Tales gerade noch vereinigt waren (Moränen bei Schmiedgut, Kote 728) auch mit ausgedehnten Schmelzwasserablagerungen (Ober Tressen) und Bergsturzblockwerk (Straßental) verbunden.

Im Gosautal gehören diesem Stand sehr wahrscheinlich die mächtigen Moränen und Staukörper am Ausgang des Tales an.

Im Mitterndorfer Becken entsprechen diesem Stand die Kamesterrassen und die damit verknüpften breiten Moränenwälle (Riedlbach, Trattenmoos).

Im Rettenbachtal kann wahrscheinlich der kleine Moränenrest bei der oberen Solemeßstation diesem Stand zugeordnet werden.

In den anderen Tälern war eine Rekonstruktion nicht möglich, da keine Spuren erhalten sind.

Beim Abschmelzen der Gletscherzungen des Jochwand Standes wurden die Täler zum ersten Mal weitgehend eisfrei. Im Mitterndorfer Becken bildete sich der Stausee bei Kainisch. Das kleine glazial übertiefte Becken bei Unter Kainisch im Ausseer Becken, das während des Jochwand Standes selbst wahrscheinlich noch mit Toteis verlegt war, wurde ebenso zur gleichen Zeit mit Schluffen verfüllt, wie der Vergleich der Pollenspektren zeigt.

Im Gosautal wurde durch das Abschmelzen der Gletscherzunge und dem damit verbundenen Verlust des Widerlagers die Ostflanke der Horn Spitze instabil. Es bildete sich eine weit ausgreifende Hangbewegung aus, die in mehreren Staffeln gegliedert bis zum Kamm zurückgriff, wo heute noch Zeugen einer anhaltenden Auflockerung zu beobachten sind.

Goiserer Stand

Der Goiserer Stand ist im Gegensatz zu den beiden vorhergehenden Ständen (Ischler und Jochwand Stand) wieder in fast allen Tälern deutlich als kurzer Gletschervorstoß ausgeprägt. Die am besten rekonstruierbare glaziale Serie ist westlich Bad Goisern erhalten. Folglich wurde für diesen allgemeinen Vorstoß der Name Goiserer Stand eingeführt (D. VAN HUSEN, Führer zur Arbeitstagung Geol. B.-A., 1976).

Aurachtal

Das heute von einem großzügigen Schwemmkegel erfüllte Becken der Taferlklause ist von scharfen, mehrgliedrigen Moränenwällen umgeben, die einen Gletscherstand markieren, als dieser das letzte Mal die Steilstufe beim Aurachursprung überwand und noch die Talsohle erreichte. An diesen Moränenkranz

schließt eine kräftige Terrassenschüttung an, die die Moränen des Jochwand Standes unterschneidet und bis zur Aurachklause zu verfolgen ist. Danach setzt sie sich noch in der Terrassenkante unterhalb der Großalm bis zum Forellenhof fort, wo sie dann im Talniveau ausläuft.

Langbath Tal

Das Ostende des Vd. Langbath Sees ist von einem kräftigen, scharfen Moränenwall umschlossen, der nur durch den Seeabfluß unterbrochen vom Steilhang unter dem Pyramidenkogel bis an die Südseite des Sees zieht. Seine Innenseite und die kleinen Moränenkegel zwischen ihm und dem See sind mit teilweise riesigen Bergsturzblöcken bedeckt (G. GÖTZINGER, 1941, S. 17 f.). Von diesem Wall geht eine Terrassenschüttung aus, die mit einigen Metern Mächtigkeit die Talweitung „In der Kreh" erfüllt.

Aus dieser Zeit stammt auch der gut entwickelte Schwemmkegel im Kaltenbachtal. Dieser schließt an grobes Blockwerk an, das an Stelle einer Endmoräne von einer steilen Gletscherzunge abgelagert wurde, deren Seitenmoränen in 900 m an der Forststraße gut aufgeschlossen sind.

Während des Zerfalles dieser Gletscherzunge ging auf den Gletscher ein großer Felssturz nieder, dessen oft mehrere m^3 großen Wettersteinkalkblöcke unterhalb des Ht. Langbath Sees liegen geblieben sind. Die scharfe, 20—30 m hohe Abbruchkante nach Osten zeigt an, daß damals der Raum östlich davon noch von inaktivem Eis erfüllt war. Die Entwicklung des Gletschers während des weiteren Eisrückzuges ist von der Aufspaltung in die einzelnen Kargletscher geprägt.

Oberhalb des Ht. Langbath Sees teilt ein mächtiger Moränenwall das Tal. Er wurde anfänglich zwischen den beiden Kargletschern, einerseits unter dem H. Spielberg (Schaf Alm), andererseits dem größeren westlich des Brentenberges, später nur noch von diesem aufgeschüttet. Dieser Wall stellt einen längeren Halt in der Abschmelzphase der Kargletscher dar, ähnlich den Moränen nordwestlich der Kote 1007 m im Kaltenbachtal.

Der Ht. Langbath See selbst stellt keinen Gletscherhalt dar, wie dies G. GÖTZINGER (1941, S. 19) beschreibt, sondern liegt in einer übertieften Felswanne, die nach Osten durch eine Felsschwelle (Abfluß) begrenzt wird. Der etwa 60 m hohe, stellenweise mit Grundmoräne bedeckte Rücken am Ostufer des Sees wird von Hauptdolomit aufgebaut.

Gimbach

Im Einzugsgebiet des Frauenweißenbachtales sind aus dem Spätglazial nur die deutlichen Spuren des Goiserer Standes erhalten, die bereits eine starke Differenzierung der Gletscher nach der Größe der einzelnen Karräume anzeigen (D. VAN HUSEN, 1975, S. A 72). Der ausgeprägte Vorstoß zeichnet sich im Gimbach bei der Vd. Gimbach Alm ab. Hier liegt bei der Alm ein deutlicher Moränenwall, an den ein kurzer steiler Sanderkegel anschließt. Ebenso zu diesem Stand dürften die scharfen Moränenwälle um die Ht. Mitterecker Stube und bei der Nd. Mitterecker Stube nördlich der Karräume Nestlergruben und Eibenbrünnl zu zählen sein, obwohl hier in beiden Fällen keine Verknüpfung mit

einer Sanderschüttung zu beobachten ist. Diese konnte in den steilen Bachgräben des Zwerch- und Schwarzenbaches nicht zur Ausbildung kommen.

Auf die abschmelzende Gletscherzunge des Eibenbrünnl ging noch ein grobblockiger Bergsturz nieder (Teufelskirche), der große Areale des Talbodens bedeckt.

Gschirreck

In den nordexponierten, steilen, sehr schattigen Gräben des Gschirrecks bildeten sich trotz der geringen Höhe der Umrahmung (ca. 1400 m) kurze, schmale Gletscherzungen, die mit einer Aufschotterung bis zur Grubenstube verbunden sind.

Goiserer Becken

Nach dem Jochwand Stand schmolz der Gletscher stark ab, wobei sich die Stirn mindestens bis an den Nordrand des übertieften Beckens des Hallstätter Sees zurückzog, so daß das Becken von Bad Goisern eisfrei wurde. Danach kam es nochmals zu einem deutlichen Vorstoß des Gletschers, der bis knapp nördlich von Bad Goisern reichte.

Im Vorfeld des vorrückenden Gletschers wurde eine Terrasse aufgeschüttet, die in 530—535 m Höhe südlich des Ramsau Baches ansetzt und am orographisch linken Ufer bis Wildpfad zu verfolgen ist (Taf. 2, Profil 5). Weiter talabwärts sind Reste dieser Terrasse noch bis über Bad Ischl zu verfolgen. Die Terrasse wird von schlecht sortierten, mitunter groben Schottern aufgebaut, die durch ihre meist schlechte Zurundung die Nähe des Gletschers anzeigen.

Diese Terrasse wurde in der weiteren Folge vom Gletscher dann noch auf 2 km Länge überfahren und mit Grundmoräne bedeckt, die die gleiche Zusammensetzung aufweist.

Der Rand des weitesten Vorstoßes wird von der scharf ausgeprägten, teils grobblockigen Endmoräne markiert, die in 580 m Höhe nördlich des Ramsau Baches ansetzt und über Hanuschhof bis zum Jochbach verläuft. An ihrer Außenseite bildete sich eine Umfließungsrinne aus, in der die Seitenbäche ab dem Ramsau Bach zum Abfluß kamen (G. Götzinger, 1936, S. 92).

Am orographisch rechten Ufer der Traun markieren die undeutlichen Moränenwälle am Fuß der hohen Seitenmoräne des Jochwand Standes bei Primesberg den Gletscherrand. Der Rückzug der Gletscherstirn von dieser Moräne erfolgte ruckweise und wird durch kleinere Moränenwälle, Eisstaukanten und Trockentäler der nachrückenden Bäche markiert. Der deutliche Moränenwall, auf dem die Ortschaft Ramsau liegt, umschließt den letzten länger andauernden Halt des Goiserer Standes. An diesen Moränen stauten sich die Seitenbäche und schütteten zum Teil riesige Schwemmkegel auf (westlich Ramsau), die in ihren liegenden Anteilen in die überfahrene Terrasse übergehen. Sie werden von Grundwasser durchströmt, das in kräftigen Quellen (südlich Ramsau, nördlich Hanuschhof) am Fuß der Terrasse austritt (Taf. 2, Profil 6).

Die Vorstoßschotter wurden vom Gletscher durchwegs mit einer einige Meter mächtigen Grundmoräne bedeckt und zu einer gut ausgebildeten Drumlinlandschaft umgeformt, die östlich Ramsau in eine Rundhöckerlandschaft übergeht. In

den Schottern fand sich einen Meter unter der überlagernden Grundmoräne, die an dieser Stelle etwa 4 m Mächtigkeit aufweist, ein zerdrücktes Geröll, das nachträglich wieder durch Kalzit verheilt ist (Abb. 34). Da die Sedimentbedekkung für eine derartig hohe Beanspruchung sicher nicht ausreicht, stellt das Geröll einen schönen Beleg für die Überlagerung durch die Gletscherzunge und die Scherbeanspruchung des Untergrundes durch das bewegte Eis dar.

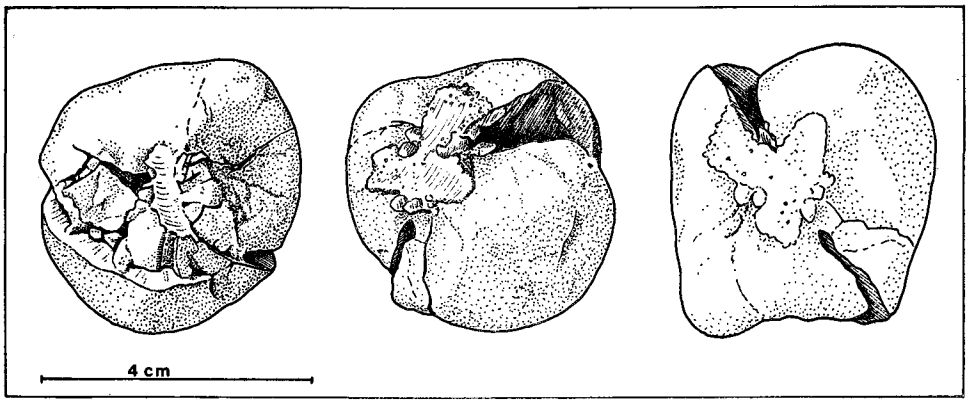


Abb. 34. Zerdrücktes und wieder verheiltes Geröll aus den Vorstoßschottern bei Ramsau (Goiserer Stand). (Zeichnung: L. LEITNER.)

Die nach dem Goiserer Stand rasch abschmelzende Gletscherstirn hinterließ dann noch am Nordrand des Hallstätter Sees zwischen der Westflanke des Sarsteins und dem Arikogel undeutliche Moränenwelle und eine deutliche Eisstaukante, die den See um gut 10 m überragt. Der letzte Gletscherhalt am Nordende des Hallstätter Sees wird durch den Moränenwall bei Ziesen am Fuß des Sarsteins angezeigt, der sich nach F. SIMONY (1882) in einem flachen Rücken am Boden des Sees fortsetzt (A. PENCK, 1909, S. 336).

Hangbewegung Herndl

Am orographisch rechten Ufer der Traun kam es wahrscheinlich bereits nach dem Jochwand Stand zu einer großflächigen Hangbewegung nördlich Herndl. Nach dem Goiserer Stand entstand dann am Westrand des prächtig überschliffenen Dolomithügels von Herndl eine Felsgleitung. Die Gleitmasse ist im großen und ganzen in zwei große Schollen zerlegt, wobei die äußere fast bis ins Talniveau abgeglitten ist (Abb. 35).

Sie wurde intern derart aufgelockert, daß der Dolomit hier in zwei alten Schottergruben händisch abgebaut werden konnte. Die innere wird im Westen durch den extrem steilen Hang, im Osten durch eine 10—20 m hohe bewaldete Stufe begrenzt. Sie stellt von der Straßenkehre erst SSW und dann SW verlaufend die innerste Gleitfläche dar. Bei der geringen Verstellung (ca. 20 m) dieser Scholle trat keine weitere Zerlegung und Auflockerung ein, so daß die Rundhöcker auf der Scholle nur etwas tiefer und seitlich versetzt weiter verfolgt werden können. Durch diese Bewegung wurde im Talboden das Hasel-

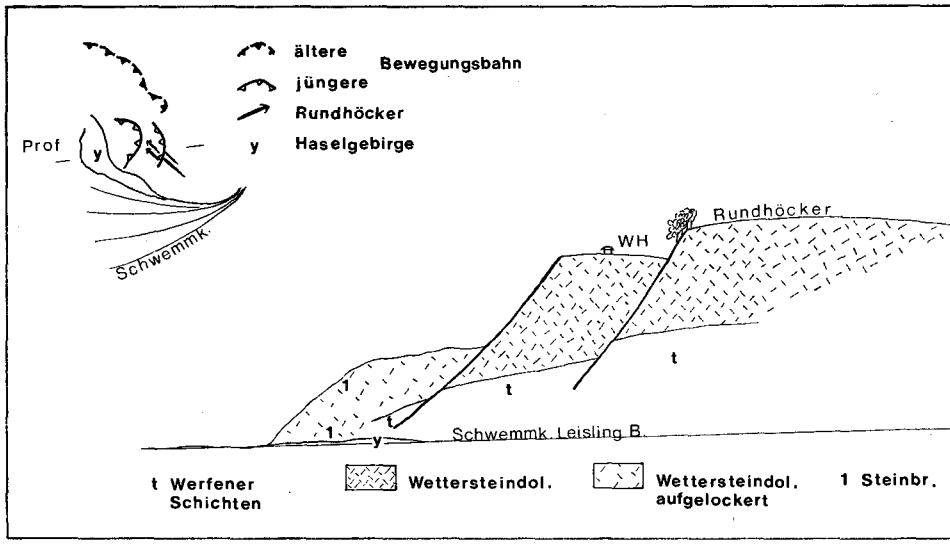


Abb. 35. Schematische Skizze und Profil zur Hangbewegung bei Herndl (Bad Goisern).

gebirge aufgepreßt, was sich in der niedrigen, flachen Wellung über dem Niveau des Schwemmkegels des Leisling Baches am Hangfluß abzeichnet.

Gosau

Nachdem der Gletscher des Gosautales nach dem Jochwand Stand stark abgeschmolzen war, kam es zu einem kräftigen Gletschervorstoß, der noch bis in das schluchtartige Tal des Gosau Baches nördlich des Vd. Gosausees reichte. Hier hinterließ er eine Endmoräne am orographisch linken Ufer (Kote 857), deren kleiner Rest bei Straßenbauarbeiten gut aufgeschlossen war. Sie besteht in den oberen Metern des Aufschlusses fast ausschließlich aus Gosausandsteinen und -mergeln mit Blöcken bis zu mehreren m^3. Diese stammen wahrscheinlich aus dem Schutt des Steilabfalles, der die steile Gletscherzunge fast gänzlich bedeckte.

Von diesem Moränenwall geht ein kurzer steiler Sanderkegel aus, der beiderseits des Baches als schmale Terrassenkante erhalten ist und bis in das Becken südlich Gosauschmied reicht.

Zu diesem Stand gehört auch noch die Eisrandterrasse in 1040 m Höhe unterhalb der Goiserer Eben Alm, in der sich viele große Blöcke von Dachsteinriffkalk des Gosaukammes befinden. Sie wurden wahrscheinlich durch die nordseitigen Kargletscher des Gosaukammes bis auf den Gosaugletscher transportiert. Die Eisrandterrasse geht nach Osten in sehr sandige Schluffe über, die in dem kleinen Bachgraben am Eisrand abgelagert wurden.

Den Vd. Gosausee umschließt ein deutlicher Moränenwall, der am Südufer bis zur Vd. See Alm zu verfolgen ist (A. Penck, 1909). Er entspricht dem inneren Wall des fast überall zweigeteilten Moränenkranzes des Goiserer Standes.

Zu dieser Zeit waren die Kargletscher des Gosaukammes bereits weitgehend vom Gosaugletscher getrennt, wie deren deutliche Moränenwälle anzeigen.

Stammen die langgezogenen Moränenwälle um die Scharwand Hütte noch von Gletscherzungen, die die Wandstufe zum Gosautal überschritten und mit dem Gosaugletscher Kontakt hatten, so waren die Kare (Weitkar bis Weitgrieß) zu dieser Zeit nur noch mit Eis erfüllt und es kamen die Moränenwälle am Ausgang der Kare zur Ablagerung. Zum Goiserer Stand gehören sicher auch die scharfen Moränenwälle bei der Schreier Alm in dem nordwestexponierten Kar des Plassen.

Während des Abschmelzens des Goiserer Standes wurden die beiden eng hintereinander liegenden, grobblockigen Moränenwälle bei der Holzmeister Alm abgelagert, die möglicherweise mit den Wällen am Nordende des Hallstätter Gletschers zu parallelisieren sind.

Auf das abschmelzende und wahrscheinlich hauptsächlich nur noch auf die Schattseite beschränkte Eis ging ein Bergsturz nieder, der im Bereich der Lacke eine weit auseinandergezogene Tomalandschaft bildet.

Ausseer Becken

Nach der Anlage der tief eingeschnittenen Täler der Altausseer und Grundlseer Traun stießen die beiden Gletscherzungen nochmals vor und erfüllten während des Goiserer Standes zum letzten Mal die im Hochglazial angelegten, übertieften Wannen des Grundl Sees und Altausseer Sees (A. Penck, 1909, S. 368).

Der Grundl See wird von der breiten Endmoräne (Kote 745) dieses Gletscherstandes umschlossen. Am Altausseer See wird der Rand der Gletscherzunge durch die scharfen Wälle bei Posern (Kote 763) und oberhalb des Salzbergwerkes am Südrand bei Arzleiten und nördlich Bärtlhof markiert. An diese Moränen schließt dann (am Grundl See mit der Moräne verbunden, A. Penck, 1909, S. 368) eine deutliche Terrassenschüttung an, die in den engen Tälen der Grundlseer und Altausseer Traun noch ein gutes Stück, wenn meist nur in kleinen Resten, zu verfolgen ist. Dadurch ist dieser Gletscherstand, wie dies A. Penck (1909), S. 368, schon tat, mit dem Vorstoß im Becken von Bad Goisern und den anderen scharf ausgebildeten und mit einer deutlichen Sanderschüttung verknüpften Moräne im Trauntal (Gosausee, Gimbach, Langbath) zu parallelisieren.

Während des Abschmelzens dieser Gletscherzungen waren die Seebecken des Altausseer und Grundl Sees noch einige Zeit mit inaktivem Eis erfüllt, an dessen Rändern sich Staukanten ausbildeten. So schüttete der Augstbach ein großes Delta auf, das 7 bis 8 m über dem heutigen Seespiegel ausstreicht. Am Grundl See entstand die Terrasse bei Gößl und die deutlich ausgeprägte Kante am Nordrand des Sees 10 bis 12 m über dem heutigen Seespiegel (A. Penck, 1909, S. 368).

Ebenso ist bei den großen Bergsturzmassen im Steinfeld oberhalb des Altausseer Sees (Abb. 36) und zwischen den beiden Lahngang Seen die Mitwirkung von Toteismassen durch Toteislöcher und Rinnen erkennbar. Die beiden Lahngang Seen liegen in einer stark übertieften Felswanne (— 77 m) und weisen nur durch diese Bergsturzmasse getrennt, einen kommunizierenden Wasserspiegel auf.

Mitterndorfer Becken

Nach der Ausbildung der Seesedimente im Becken von Kainisch-Ödensee kam es nochmals zu einer deutlichen Klimaverschlechterung und einem Vorstoß der

Abb. 36. Bergsturz Steinfeld mit Blick auf Altausseer See. Vordergrund: Bergsturzblockwerk.

Gletscher an der Südseite des Beckens (Tafel 5, Profil 2). Bei diesem Vorstoß erreichten die Hängegletscher noch einmal teilweise den Talboden des Beckens.

Während der Gletscher vom Großeben seine deutliche Endmoräne in ca. 1000 m Höhe hinterließ, erreichte die Gletscherzunge im Bereich der Schreiberin und aus dem Eiblgraben noch den Auboden und hinterließ einen schön ausgebildeten Moränenkranz mit anschließendem kurzem Sanderkegel im Auboden. Die Gletscherzunge im Augraben lagerte nur zwei Seitenmoränen westlich der Arnwand und die vielen groben Blöcke in ihrem Vorfeld am Fuß des Grabens ab.

Im Bereich des Ödensees erreichte die kräftige Gletscherzunge, dank ihres gegenüber den anderen Gletschern wesentlich größeren Einzugsgebietes, nochmals den Talboden und gestaltete die Beckensedimente randlich um.

Nördlich des Ödensees liegen insgesamt drei Moränenwälle. Der innere, direkt nördlich des Sees, ist aus grobem Material und sehr deutlich ausgebildet. Der zweite, Kote 801, wird an seiner Innenseite von grobem Moränenblockwerk, an der Außenseite von Schluffen aufgebaut, die in kleinen Aufschlüssen Stauchstrukturen zeigen, während der äußerste nur angedeutet ist. Er ist am östlichen Rand des Ödenseebeckens grobblockig entwickelt, während der westliche Flügel hauptsächlich aus Schluffen gebildet wird, die mit Moränengeschieben bedeckt sind.

Zwischen den beiden äußeren Wällen sind in den Schluffen zwei wasserführende Toteislöcher entwickelt, die beide ohne Oberflächenzufluß einen nennenswerten Abfluß aufweisen. Die Erscheinung kann am besten damit erklärt werden, daß die Gletscherzunge bei ihrem ersten, wahrscheinlich raschen Vorstoß, die Schluffe des Beckens von Kainisch ausschürfte und vor sich, ca. 10 m hoch, zusam-

menschob. Dabei wurden neben kleinen Eiskörpern auch Schotter eingelagert, die heute als Wasserbahnen dienen (D. VAN HUSEN, 1973, S. A 55).

Erst der innerste und länger andauernde Halt führte zur Ausbildung des Moränenwalles, der den See umschließt.

Während dieses Gletschervorstoßes kam es auch zur Ablagerung einer dünnen Schotterdecke auf den Schluffen im Vorfeld der Moräne, die in allen Gräben zu beobachten war und unter beiden Mooren erbohrt wurde und als Sanderschüttung dieses Vorstoßes anzusehen ist.

Vom Abschmelzen der steilen Gletscherzungen am Nordrand des Plateaus sind keine Zeugen erhalten geblieben, wobei das völlige Fehlen jeglicher Moränenreste ein rasches Eisfreiwerden des nach Nordosten exponierten Plateaus anzeigt. Nur am Rand des Plateaus (Vd. und Mt. Finet Alm, Karsee) sind noch Moränenreste erhalten, die auf eine längerfristige Erfüllung der großen Karsthohlformen mit Eis hindeuten. Diese sind möglicherweise auch noch während des folgenden Echern Standes mit Eis erfüllt gewesen (Tafel 5, Profil 2).

Obertraun

Bei Obertraun finden sich Sedimente, die im Zuge der letzten Abschmelzphasen der Eismassen des Goiserer Standes entstanden sind. So entsprechen die schwach verfestigten Deltaschotter am Fuß des Sarsteinwaldes am östlichen Ortsende von Obertraun, die beim Straßenbau gut aufgeschlossen waren, einer älteren Deltaschüttung der Traun, als diese in dem teilweise noch mit Eis verlegten Tal abfloß. Spuren der abschmelzenden Gletscherzungen stellen die heute von der Traun

Abb. 37. Blick vom Hallstätter Salzberg auf das Delta von Obertraun. 1 = Endmoräne des Echern Standes, 2 = Moränen des letzten Eisrückzuges (Goiserer Stand).

scharf unterschnittenen, undeutlichen Moränenwälle östlich des Miesenbaches und westlich der Koppenwinkelalm dar (Abb. 37). Der stark mit Schluff durchsetzte, kleinstückige Moränenschutt, der auch den kleinen Wall am Zufahrtsweg zur Koppenwinkelalm aufbaut, entstand an einer inaktiven Eismasse, die den Bereich der Koppenwinkellacke erfüllte. An ihr vorbei begann bereits die Traun ihr Delta bei Obertraun aufzuschütten, als damals das Talbecken endgültig eisfrei wurde. Nach dem gänzlichen Abschmelzen entstand eine flache Wanne, die heute bei hohem Grundwasserspiegel noch mit Wasser erfüllt ist. Der niedrige Wall nordöstlich der Alm dürfte einem kleinen, nur noch durch Lawinen ernährten Eiskörper entstammen, der noch kurze Zeit im Talbereich erhalten blieb. Das Konglomeratvorkommen des Mühlwerksteines im Koppental (F. SIMONY, 1869, 1885, S. 3) mit seiner auffälligen Zusammensetzung (hoher Prozentsatz an kristallinen Geröllen der Augensteine, vermischt mit groben, durchwegs gut gerundeten Kalkgeröllen) stellt wahrscheinlich nur kurz verfrachtete Augensteinschotter dar (D. VAN HUSEN, 1974, S. A 64), die möglicherweise mit der nahen Koppenbrüllerhöhle in Zusammenhang gebracht werden können. Ihre Ablagerung erfolgte wahrscheinlich während des Abschmelzens der Eismassen des Goiserer Standes, da in ihrem Hangenden keine Moräne zu finden war.

Schlußfolgerung

Nach der deutlichen Abschmelzphase des Jochwand Standes kam es nochmals zu einem kräftigen Gletschervorstoß, der am Fuß der ausgedehnten Plateaus und nordexponierten Karräume noch zu ansehnlichen Gletscherzungen führte.

So stieß der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus über den Hallstätter See hinaus bis nach Kröß nördlich Bad Goisern vor. Dieser Gletschervorstoß ist hier durch zwei eng beisammen liegende, kräftig ausgebildete Endmoränen charakterisiert, die zwei steile Gletscherenden nachzeichnen. Er ist darüber hinaus mit einer deutlichen Terrassenschüttung verbunden, die vom Gletscher im Süden noch ca. 2 km weit überfahren wurde und bis über Bad Ischl zu verfolgen ist.

Dieser kräftige Vorstoß, der vom vorhergehenden Jochwand Stand deutlich getrennt ist, wird als Goiserer Stand bezeichnet.

Ebenso deutlich ist der Goiserer Stand durch Moränen und die damit verknüpfte Terrassenschüttung am Vd. Gosausee, Altausseer See und Grundl See markiert. Im Mitterndorfer Becken erreichte nur noch eine Gletscherzunge kurz den Talboden, wodurch der Ödensee entstand und die Schluffe des Stausees von Kainisch mit einem Schotterschleier bedeckt wurden. Die wesentlich schwächere Ausbildung dieser Gletscherzunge, im Gegensatz zu denen des zentralen Dachsteinplateaus, ist auf die geringe Durchschnittshöhe der Plateauflächen ihres Einzugsgebietes zurückzuführen. Die noch schwächer entwickelten Zungen im Auboden und Großeben östlich davon, zeigen darüber hinaus bereits eine sehr deutliche Differenzierung je nach Höhenlage und Größe der als Einzugsgebiet dienenden Plateaufläche an.

Ebenso deutlich kommt in den Tälern, die kein Plateau als Einzugsgebiet aufweisen, die Exposition zum Tragen. So finden sich nur in den NW-N exponierten

GOISERER STAND
rund 14000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
HÖLLEN GEB.
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
OFFEN S.
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
B.Mitternd.
Krippenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 38.

Talschlüssen und Karräumen (Gosaukamm, Schreier Alm, Traunbach Au, Rettenbach Alm, Gimbach, Schwarzenbach, Gschirreck, Langbath See, Aurach Ursprung) noch deutlich ausgeprägte Moränenwälle dieses Standes, die fast durchwegs mit einer kurzen Terrassenschüttung verbunden sind.

Das Abschmelzen dieser Gletscherzungen erfolgte sehr wahrscheinlich rasch und war nur von kurzen Halten unterbrochen, die sich in den undeutlichen Moränenwällen am Nordende des Hallstätter Sees und bei Ziesen (F. SIMONY, 1882) und im Miesenbach Tal bei Obertraun abzeichnen. Ebenso gehören die kleinen Wälle oberhalb des Vd. Gosausees hierher. Im Gebiet des Grundl Sees erfolgte der Rückzug wahrscheinlich durch die Südexposition in einem, wobei nur eine ausgedehnte Eisrandterrasse bei Gößl und eine gleich hohe Kante für einen noch länger bestehenden inaktiven Eiskörper im Seebecken sprechen. Diese und eine ebenso im Altausseer See ausgebildete Kante deutete A. PENCK (1909) als Zeugen eines höheren Seestandes. Durch diesen Eisrückzug kam es auch zu bedeutenden Bergstürzen (Lacke zwischen den Gosau Seen, Steinfeld oberhalb Altausseer See und bei den Lahngang Seen), die alle durch Toteisformen ihren Abgang auf die Reste der Gletscherzungen anzeigen. Ab diesem Zeitpunkt konnte sich auch das ausgedehnte Delta bei Obertraun ausbilden (Abb. 37).

Echern Stand

Nach dem Goiserer Stand erreichten nur noch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus in einem Vorstoß nochmals den Talboden. Eine glaziale Serie dieses Vorstoßes ist im Echern Tal erhalten, weswegen der Name Echern Stand gewählt wurde.

Echern Tal

Am Südrand des Hallstätter Sees finden sich noch einmal deutlich ausgebildete Moränen, die einem Gletscherstand entstammen, als vom zentralen Dachsteinplateau die Gletscher das letzte Mal mit kurzen Zungen in den Bereich des Talbodens vorstießen.

Im Echern Tal setzt beim Simony Denkmal ein scharfer, grobblockiger Moränenwall an, der in weitem Bogen bis an den Fuß der Echernwand zieht. Mit ihm ist ein kurzer, an der Wurzel ca. 3 bis 4 m mächtiger Sanderkegel verknüpft, der bis gegen Kohlstatt reicht und heute vom Waldbach wieder unterschnitten ist. Innerhalb des deutlichen Walles folgen dann noch kleinere, undeutliche Wälle unterm Schleierfall und beim Gasthaus Lackner, die kurzfristigen Halten der Gletscherzunge entsprechen.

Innerhalb dieser ist der Talboden von einem mächtigen Bergsturz bedeckt. Die Moränen zeigen einen Gletscher an, der vom Plateau durch die Karstgasse bei der Tiergartenhütte und den Gletschergarten noch mit einer ansehnlichen Eiszunge den Boden des Echern Tales bedeckte.

Miesen Bach

Im Miesenbach Tal stieß eine steile Gletscherzunge aus dem weiten nordexponierten Kar unter dem Krippenstein-Margschierf-Speik Berg noch in den von

undeutlichen Rückzugsmoränen verlegten Talboden vor und warf den Moränenwall bei den Seilbahnstationen auf (Abb. 37), der oberhalb der Bundessportschule das Tal quert. Dadurch wird das Gletscherende markiert, an das ein steiler Schwemmkegel anschließt, der in die großflächige Deltaschüttung der Traun übergeht.

Daß zu dieser Zeit Eismassen aus dem Bereich des Hallstätter Gletschers mit denen des Schladminger Gletschers vereinigt über Gjaid Alm—Tiefkar abflossen, kann als sicher angesehen werden, zumal ein Seitenarm über den Sattel bei der Wiesalm das Echern Tal erreichte. Er hinterließ aber keine Endmoräne, da er im Hallstätter See mit einer breiten Front geendet haben wird.

Gosau

Oberhalb der Lacke finden sich noch sehr grobblockige Moränenwälle, deren deutlichster bei Kote 1082 ansetzt. Sie stellen die Endmoränen des Gosaugletschers dar, der noch das Becken des Ht. Gosausees erfüllte und mit einer schmalen Zunge bis gegen die Lacke reichte.

Diese Moränen dürften nach ihrer Ausbildung und der Höhenlage in bezug auf die Größe des Einzugsgebietes am Plateau dem Echern Stand entsprechen.

Schlußfolgerung

Nach dem endgültigen Abschmelzen des Goiserer Standes wurden die Täler und die niedrigen Plateauteile (westliches Totes Gebirge, östliches Dachsteinplateau) eisfrei. Es kam dann nochmals zu einem kurzfristigen Gletschervorstoß, der sich aber nur noch auf die Gletscher der höchsten Plateauteile (zentrales Dachsteinplateau) deutlich auswirkte.

So stieß der Hallstätter Gletscher, mit dem Schladminger Gletscher vereinigt, über den Plateaurand vor und erreichte mit seiner westlichen Zunge über die Karstgasse der Wiesalm-Tiergarten Hütte den Talboden des Echern Tales. Hier hinterließ er sehr grobblockige Endmoränen (Simony Denkmal), an deren äußersten ein kurzer Sanderkegel anschließt. Die Hauptzunge über Gjaid Alm und Tiefkar endete im Hallstätter See und hinterließ keine heute sichtbaren Spuren. Diesem als Echern Stand bezeichneten Gletschervorstoß entsprechen noch der deutliche Wall im Miesenbach Tal (Seilbahnstationen) und wahrscheinlich auch der sehr grobblockige Wall unterhalb des Ht. Gosausees.

Im Toten Gebirge war wahrscheinlich noch der hohe Plateauteil östlich des Toplitz Sees mit Eis bedeckt, ohne daß aber seine Gletscherzunge den Talboden erreichte. Die von A. Penck (1909) erwähnte Daunmoräne beim Toplitz See konnte nicht gefunden werden.

Auf den anderen niedrigeren Plateaus (Totes Gebirge, östlicher Dachstein) waren keine Gletscher mehr entwickelt. Hier finden sich nur in manchen großen tiefen Karsthohlformen (Finet See, Karsee, Lahnfried Tal) Moränenreste und Schuttkanten, die auf eine Füllung mit Eis hindeuten und aus dieser Zeit stammen dürften.

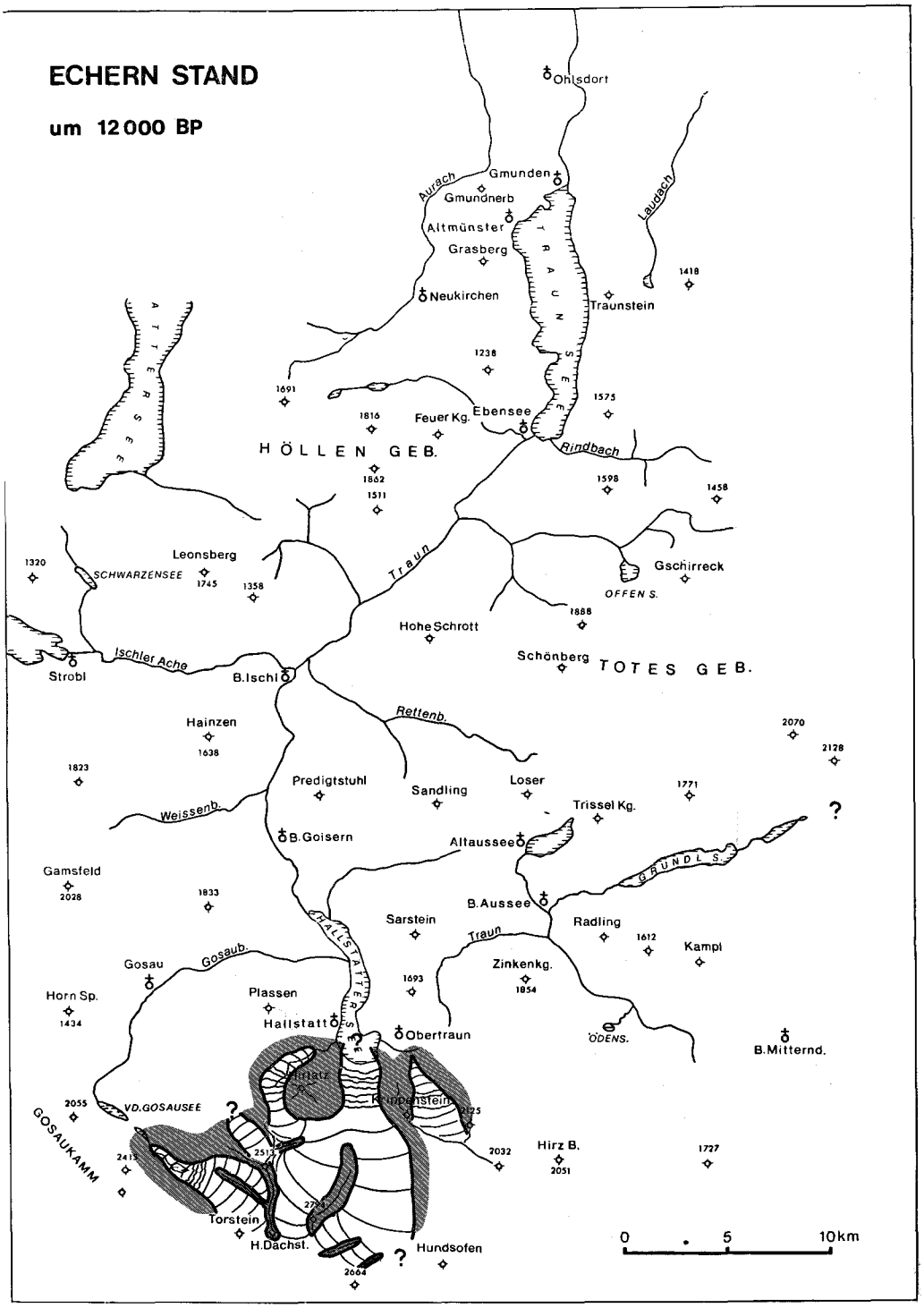

ECHERN STAND
um 12000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Aurach
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Laudach
Traunstein
Neukirchen
ATTERSEE
TRAUNSEE
Ebensee
Feuer Kg.
HÖLLEN GEB.
Rindbach
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Traun
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDLS.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
HALLSTÄTTER SEE
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
VD.GOSAUSEE
Krippenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0 5 10km

Abb. 39.

Taubenkar Stand

Nach dem Abschmelzen der Gletscherzungen des Echern Standes zeichnet sich im zentralen Dachsteinplateau noch ein Gletscherstand ab, während dessen die Gletscher noch eine wesentlich größere Ausdehnung als die neuzeitlichen um 1850 aufwiesen. Die deutlichsten Moränen sind im Taubenkar erhalten, das deswegen für diesen Stand namensgebend ist.

Nordabdachung

Die deutlichsten Wälle dieses Gletscherstandes liegen im Taubenkar nordöstlich der Simony Hütte und zeichnen eine Zunge des Hallstätter Gletschers nach, die die Schwelle nördlich des Eissees überwand und das Taubenkar erfüllte (Abb. 40).

Abb. 40. Moränenwälle im Taubenkar.

Ein Seitenast des damals wesentlich mächtigeren Hallstätter Gletschers umfloß noch den Schöberl und reichte bis gegen die Kote 2022 unterhalb des Wildkar Kogels, wo er kleinere Moränenwälle ablagerte.

Diese Moränen zeigen alle im Gegensatz zu den unbewachsenen neuzeitlichen bereits eine gut entwickelte Bodenbildung und dichten Bewuchs mit Gras und Latschen (R. Moser, 1959).

Ebensolche Moränen finden sich noch südwestlich der Ochsenwieshöhe, die wahrscheinlich Endmoränen eines kleinen Eisfeldes im heute unvergletscherten Kar östlich des Mt. und Nd. Ochsenkogels darstellen (Abb. 41).

In einigen bis zu 100 m tiefen Großdolinen (Wies Alm, Schmalzgrube) und hier besonders in denen mit einer steilen Südbegrenzung, treten am Nordrand kleine 1 bis 2 m hohe Moränenwälle auf. Sie deuten auf längere, eigenständige Eiskörper in dieser geschützten Lage hin, während die umgebenden Teile des Plateaus bereits eisfrei geworden waren.

Abb. 41. Blick vom Krippenstein auf Ochsenkogel und Nd. Kreuz. Gletscherzungen des Taubenkar Standes. 1 = Hallstätter Gletscher, 2 = unterm Ochsenkogel (Endmoränen Ochsenwieshöhe).

Gosaugletscher

Am Weg vom Ht. Gosausee zur Adamek Hütte liegen „Am hohen Riedel" zwei 5 bis 6 m hohe Wälle, die einen nicht wesentlich mächtigeren aber breiteren Gosaugletscher als während des 1850-Standes anzeigen, der das ganze Tal erfüllte (Abb. 42). Endmoränen sind in dem steilen Gelände zum Ht. Gosausee keine erhalten.

Erstaunlicherweise sind in allen anderen Karen, die bei der Schneegrenzlage dieses Standes wahrscheinlich noch wesentlich größere Gletscher enthielten (Schladminger Gletscher, Schneelochgletscher) oder überhaupt vergletschert gewesen sein mußten (nördlich H. Ochsenkogel, Koppenkar, Landfriedtal) keine Moränen erhalten. Die Schneegrenze lag während des Taubenkar Standes um 2100 m unter der von 1850. Die Bestimmung erfolgte nach dem Vorschlag von G. Patzelt (1975), S. 310, der die stadiale Schneegrenze nach glaziologischen Kriterien durch die Teilung der Fläche des rekonstruierten Gletschers im Verhältnis von Nähr- zu Zehrgebiet = 2 : 1 bestimmt.

Abb. 42. Blick auf den Gosaugletscher von „Am hohen Riedel". 1 = Hoher Dachstein, 2 = Mitterspitz. Vordergrund: 1850-Moräne.

Schlußfolgerung

Die weitere Entwicklung der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus ist nach dem Echern Stand noch von einem wahrscheinlich nur kurzen Halt bestimmt, der sich aber nur noch durch wenig deutliche Moränen abzeichnet. So zeigen die Moränenwälle „Am hohen Riedel" an, daß der Gosaugletscher, begünstigt durch sein gleichmäßig geneigtes Bett, gerade noch den Plateaurand erreichte. Der Hallstätter Gletscher hingegen erfüllte das Taubenkar, umfloß den Schöberl und reichte südlich des Wildkar Kogels noch bis gegen Kote 2022. Da die Moränenwälle des Taubenkares die beste Rekonstruktion dieses Gletscherstandes zulassen, wurde er als T a u b e n k a r S t a n d bezeichnet.

Am Schladminger und Schneeloch Gletscher fehlen äquivalente Moränen.

Die hochgelegenen Kare um den Ochsenkogel enthielten damals sicher auch noch kurze Gletscherzungen, von denen aber nur die östlichste schwach ausgebildete Moränen bei der Ochsenwies Höhe hinterließ. Ebenso waren wahrscheinlich die großen Karsthohlformen (Wies Alm, Ochsenwies Alm, Schmalzgrube) zu dieser Zeit noch von kleinen Eiskörpern erfüllt. Für diese Gletscherstände kann eine Schneegrenzdepression von rund 200 m gegenüber 1850 bestimmt werden, die einen Vergleich mit den Egesenmoränen und damit eine Einordnung in die Jüngere Dryas (G. Patzelt, 1975, S. 327) erlauben würde, wofür auch die ^{14}C-Datierung an der Basis des Gjaid Alm Moores spricht (siehe Kapitel Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial).

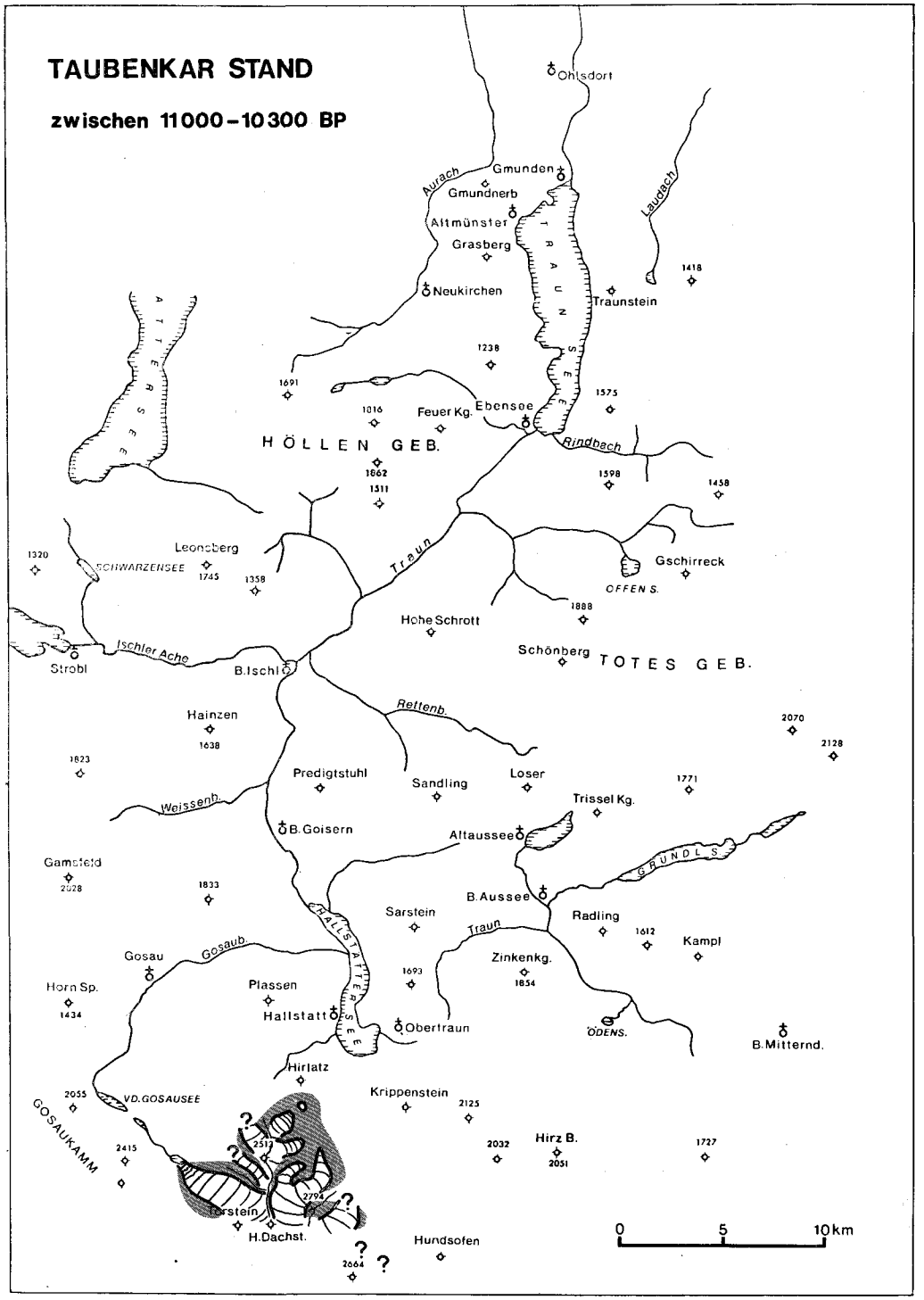

TAUBENKAR STAND
zwischen 11000–10300 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
Neukirchen
Traunstein
1418
1238
1691
1575
1016
Feuer Kg.
Ebensee
ATTERSEE
HÖLLEN GEB.
Rindbach
1862
1511
1598
1458
Leonsberg
1320
SCHWARZENSEE
1745
1358
Traun
Gschirreck
OFFEN S.
1888
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Ischler Ache
Strobl
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
1638
2070
2128
1823
Predigtstuhl
Sandling
Loser
1771
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRÜNDL S.
Gamsfeld
2028
1833
B.Aussee
Sarstein
Radling
1612
Kampl
Traun
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTERSEE
Zinkenkg.
1854
1693
Horn Sp.
1434
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
2055
VD.GOSAUSEE
Krippenstein
2125
GOSAUKAMM
2415
2512
2032
Hirz B.
2051
1727
2794
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
2664
0
5
10km

Abb. 43.

Neuzeitlicher Hochstand von 1850

Sehr deutlich sind die Gletscherstände von 1850 in den heute noch vergletscherten Karen markiert. Sie wurden von F. Simony (1895), S. 126 ff., in seinem großen Werk über „Das Dachsteingebiet" in Wort und Bild genau erfaßt. Es mögen hier nur einige Beobachtungen, die damals wegen der Eisbedeckung nicht möglich waren, beigetragen werden.

Der Gosaugletscher, der auf einem gleichmäßig nach Nordwesten geneigten Talboden bis auf eine Höhe von rund 1800 m vorstieß, lag in einer 20 bis 30 m tief im Dachsteinkalk ausgeschürften Rinne (Abb. 44), deren Ränder von den

Abb. 44. Blick aus dem Vorfeld des Gosaugletschers gegen Gosaukamm. Vordergrund: im Dachsteinkalk ausgeschürfte Rinne. 1 = Moränenwall, 1850 (Außenseite des Walles auf Abb. 42).

10 bis 15 m hohen Moränen begleitet werden. Die 1850-Moränen am Dachsteinplateau zeigen die oft an 1850-Moränen der Alpen zu beobachtende, scharfe Zweiteilung des Kammes in zwei, in mehreren Metern Abstand, parallel verlaufende Rücken. Innerhalb dieser Endmoränenwälle sind außer in der Karstmulde im Vorfeld des Hallstätter Gletschers westlich des Eisjoches keine größeren Areale mit Grundmoräne bedeckt. Es treten überall die deutlich überschliffenen Schichtköpfe des dickbankigen Dachsteinkalkes zutage. Im Vorfeld des Gosaugletschers fanden sich noch Vermessungsmarken früherer Jahre, an denen zu erkennen war, daß die Kritzung an den Gletscherschliffen (Abb. 45) nach 20 bis 25 Jahren durch die Korrosion verlorengegangen ist.

Im Vorfeld des Hallstätter Gletschers sind noch unterhalb der Kote 2162 zwei kleine Moränenwälle erhalten, die dem Stand von 1920 entsprechen (Abb. 46).

Abb. 45. Frischer Gletscherschliff im Vorfeld des Gosaugletschers.

Abb. 46. Blick vom Kl. Gjaidstein auf die Zunge des Hallstätter Gletschers. Strichlierte Linie: Eishöhe 1856, durchgehende Linie: Eishöhe 1920. 1 = Simony Hütte.

Schlußfolgerung

Im Postglazial war die Vergletscherung des Dachsteins maximal auf die Größenordnung der neuzeitlichen Hochstände beschränkt (Abb. 47). Ähnliche Verhältnisse beschreibt auch G. PATZELT (1972) für den Bereich der Hohen Tauern und die Ötztaler Alpen.

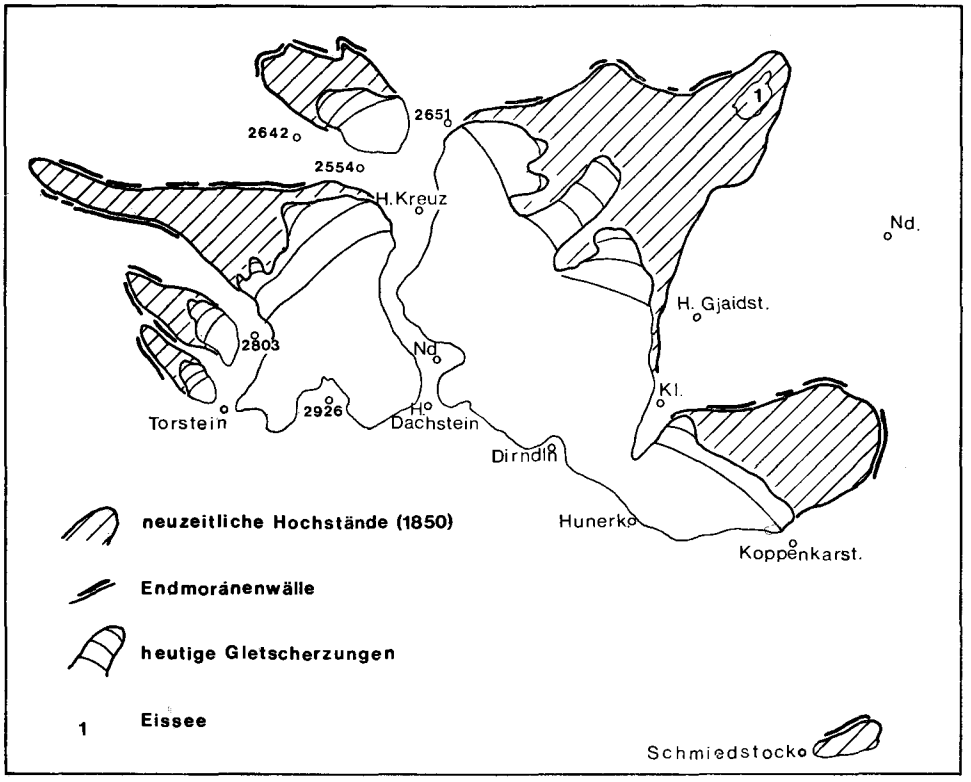


Abb. 47. Verbreitung der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus von 1850 und heute.

Aus dem Umstand, daß zwischen den 1850-Moränen und denen des Taubenkar Standes keine Moränenreste vorhanden sind, ist anzunehmen, daß der 1850-Stand im Gebiet des Dachsteins mindestens gleich weit wie alle postglazialen Stände reichte. Dabei ist es aber nicht ausgeschlossen, daß zumindest der Schladminger Gletscher, gemessen an seiner heutigen durchschnittlichen Eismächtigkeit von 9 m bei ca. 20 m Maximalmächtigkeit (E. BRÜCKL et al., 1969, 1971) und die anderen kleinen Gletscher auch kurzfristig ganz abschmolzen. Die neuzeitlichen Hochstände erfolgten am Gosau- und Schladminger Gletscher 1850, am Hallstätter Gletscher 1856 (F. SIMONY, 1895).

Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial

(Tafel 4 und 5)

Durch die palynologische Untersuchung der weit verbreiteten Moore wurde eine zeitliche Zuordnung der durch die Kartierung rekonstruierten Gletscherstände versucht, von denen bis heute nur der im Goiserer Becken von A. PENCK (1909) beschrieben und dem Gschnitz zugeordnet wurde.

Die dazu notwendige palynologische Analyse der Torfkörper und ihrer liegenden Schluffe führte I. DRAXLER, Geol. B.-A., durch, wodurch ein guter Überblick über die Vegetationsentwicklung im Spätglazial erarbeitet werden konnte.

Parallel dazu wurde der Beginn der organogenen Sedimentation (Gyttja) in den Mooren und die organischen Detritus enthaltenden Horizonte in den Schluffen absolut datiert. Die ^{14}C-Bestimmungen führte H. FELBER am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften durch.

Durch diese Methoden war es möglich, die erfaßten Gletscherstände den palynologischen Zonen von F. FIRBAS (1949) zuzuordnen und diese im Bereich des Trauntales auch zeitlich einzuengen. Dabei ergab sich eine gute Übereinstimmung mit der Abgrenzung anderer Räume.

	Schweiz	Dänemark	Kattegat
F. FIRBAS 1949	M. WELTEN 1972	J. IVERSEN 1973	N. A. MÖRNER 1969
	10300 – 10000	10000	10050 – 10000
Jüngere Dryas III			
	11000	11000	11000 – 10950
Alleröd II			
	11900 – 11700	11700	11800
Ältere Dryas Ic			
	12600 – 11300	12000	11950
Bölling Ib			
	14200 – 13200	12500	12300 – 12350
Älteste Dryas Ia			

Abb. 48. Tabelle zur zeitlichen Abgrenzung der Pollenzonen im Spätglazial (^{14}C-Jahre BP).

Als nach den beiden ersten Gletscherständen des Spätglazials (Ischler Stand, Jochwand Stand) die weiten Beckenlandschaften des Trauntales eisfrei wurden, setzte in den Seebecken um Kainisch und Rödschitz (siehe Kapitel Jochwand Stand, Mitterndorfer Becken) die Schluffsedimentation ein.

In Rödschitz konnte die Bohrung in den Schluffen bis auf einen stark mit größeren Steinen durchsetzten Horizont in 8,50 m Tiefe durchgeführt werden (Tafel 5, 6 Rödschitz). Das Pollenprofil zeigt im liegenden Abschnitt eine ausgesprochene Kräuterphase, in der die Vegetation um das Seebecken besonders

von hohen Nichtbaumpollenwerten bestimmt wird. Dabei deutet der hohe Anteil von Artemisia (bis 30%) auf sehr kühles Klima hin. Zu diesen kommen noch Pinus und etwas Betula und Salix. Das dominierende Auftreten von Cyperaceae ab ca. 7,50 m, das die Vegetationsentwicklung weitgehend überdeckt, ist wahrscheinlich auf einen besonders breiten Verlandungsgürtel in dem sehr flachen Seebecken zurückzuführen. In den Schluffen waren in 7,20 bis 7 m Tiefe organische Reste erhalten, die mengenmäßig für eine ^{14}C-Datierung noch ausreichend waren. Ihr Alter von VRI — 484, 15400 ± 470 BP gibt an, daß in dem Becken die Schluffsedimentation sehr wahrscheinlich schon um 16000 BP begann, als das Eis im Becken bereits verschwunden war (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck). Zu dieser Zeit war aber schon eine nennenswerte Vegetationsentwicklung im Mitterndorfer Becken gegeben. Das Vegetationsbild ist dem der allerersten Rückschmelzphasen, wie es sich in den Schluffen des Mitterweißenbach Tales abzeichnet (siehe Kapitel Erste Abschmelzphasen, Mitterweißenbach), nahezu gleich, wodurch angezeigt wird, daß sich die Vegetation in den ersten Phasen des Spätglazials im Trauntal kaum verändert hat.

Die stete Klimaverbesserung, die sich im Profilabschnitt (8,40 bis 7 m) abzeichnet, war um rund 15400 BP beendet. Die sich in der weiteren Folge bei 6,40 bis 6,50 m Tiefe deutlich abzeichnende kurzfristige Kälteperiode wird sehr wahrscheinlich mit dem kräftigen Gletschervorstoß zu parallelisieren sein, während dessen die Gletscher nochmals den Talboden am Südrand des Mitterndorfer Beckens (Auboden, Ödensee) erreichten. Der Zeitpunkt konnte nicht direkt datiert werden, wird aber unter der Annahme einer weitgehend gleichmäßigen Sedimententwicklung in den Zeitraum um 14000 BP (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck) fallen (siehe Kapitel, Der Ablauf des Jungpleistozäns . . .).

An den kurzen Klimarückfall schließt eine Juniperus-Strauchphase (Ib, Bölling) an, die erst durch den raschen Pinusanstieg in 5,40 m beendet wird. Dieser wird durch die Datierung der 1 cm mächtigen Torfschicht in den Schluffen mit VRI — 485, 12440 ± 420 BP trotz der großen Fehlergrenze, die sich aus der geringen Probenmenge erklärt, bereits im letzten Abschnitt der Böllingschwankung erfolgt sein (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck).

Ein durchaus vergleichbares Alter von VRI — 433, 12220 ± 180 BP ergab die Datierung des Gyttjahorizontes im Bereich des Ödenseemoores (Tafel 5, 7 Ödensee). Dieser liegt vermengt mit dem Geröllschleier des Goiserer Standes über den wesentlich älteren Schluffen der Beckenfüllung (siehe Kapitel, Goiserer Stand, Mitterndorfer Becken). Die Vegetationsentwicklung mit ihren kurzen Schwankungen, die sich in den Schluffen bei Rödschitz abzeichnet, ist sehr gut mit der in den Schluffen der Moos Alm (Tafel 5, 1 Moos Alm) (Schwarzensee) zu vergleichen, wie sie sich in den obersten 2,5 m Schluff abzeichnet. Auch hier erfolgte der rasche Pinusanstieg nach der Kräuterphase bereits in der letzten Phase der Böllingschwankung um VRI — 431, 12520 ± 180 BP.

Eine weitere Bestätigung dieses Zeitpunktes stellt die Datierung desselben Horizontes im kleinen Moor bei Plakner (Ischl Tal) mit VRI — 430, 12410 ± 190 BP dar (Tafel 5, 2 Plakner).

Auf Grund dieser ^{14}C-Datierung erfolgte die rasche Klimaverbesserung nach der langen kühlen Periode in den ersten Abschnitten des Spätglazials im Trauntal gegen Ende der Böllingschwankung.

Recht gut läßt sich in diesem Ablauf auch das Moor beim Bauernhof Sperrer bei Bad Goisern (Tafel 5, 3 Goisern Ramsau) einordnen, das innerhalb der Endmoräne des Goiserer Standes liegt. Das Moor liegt in einer Felswanne und wurde früher zur Torfgewinnung abgebaut. Der randlich noch ungestört erhaltene, 4 m mächtige Torfkörper konnte abgebohrt werden.

Über einer ca. 10 cm mächtigen Schluffschicht setzt dann mit einem Gyttjahorizont das Moorwachstum wieder mit dem Beginn der raschen Klimaverbesserung wie in den anderen Mooren ein. Sie wird auch hier durch den rapiden Rückgang der Nichtbaumpollen und den Pinusanstieg auf rund 70% charakterisiert. Das ^{14}C-Alter des Gyttjahorizontes ergab VRI — 432, 11970 ± 200 BP und fällt somit an den Beginn der Älteren Dryas, die durch die Fehlergrenze fast gänzlich abgedeckt ist. Deshalb wurde für sich allein betrachtet der Beginn des Moorwachstums primär (Führer zur Arbeitstagung der Geol. B.-A.) gegen Ende der Älteren Dryas, und der Goiserer Stand selbst in diese gestellt. Durch den Vergleich mit der Entwicklung in den anderen Mooren wird aber auch hier die Einordnung des Pinusanstieges am Ende der Böllingschwankung als zutreffender angesehen werden müssen. Das etwas zu niedrige Alter dürfte auf eine schwache Kontamination der Probe durch jüngere Huminsäuren zurückzuführen sein. Für die sonst in geschlossenen Hochmoorkörpern unübliche Zirkulation könnte hier das Niederschlagswasser verantwortlich sein, das durch den Torfkörper zu der durch den Torfstich entstandenen Wanne abfließen kann.

Demnach wäre auch die Typlokalität des Goiserer Standes, die faziell ja gut mit dem Gletschervorstoß im Mitterndorfer Becken vergleichbar ist, in den Zeitraum um 14000 BP in die Älteste Dryas zu verlegen (Taf. 4). Eine ungefähr dem entsprechende zeitliche Einordnung (ca. 13000 BP) vermutet auch G. PATZELT (1975), S. 321, für den Gschnitzvorstoß im Tiroler Raum.

Einen weiteren Hinweis, daß der Goiserer Stand nicht der Älteren Dryas entspricht, sondern bereits in der Ältesten Dryas liegt, liefert noch das Moor auf der Gjaid Alm am Nordrand des Dachsteinplateaus (Tafel 5, 5 Gjaid Alm).

In der großen Karsthohlform setzte nach dem Abschmelzen des Eises und einer 70 cm mächtigen primären, sandig-schluffigen Sedimentation der Beginn des Moorwachstums ein. Dieser fällt mit der maximalen Ausbreitung von Pinus zusammen, die aber in den liegenden Schluffen schon sehr stark vertreten war. Die ^{14}C-Datierung der liegendsten Anteile des Gyttjahorizontes legt mit VRI — 486, 11490 ± 280 BP den Beginn der ersten organogenen Sedimentation am Ende des Alleröd fest. Eine zweite Datierung von einer anderen Stelle des Moores bestätigte mit VRI — 511, 10570 ± 150 BP, daß die organogene Sedimentation bereits vor oder mindestens in der Jüngeren Dryas begann (letzteres scheint eher unwahrscheinlich). Eine Verunreinigung des Materials mit jüngerem (Huminsäuren) durch zirkulierende Wässer kann nicht ausgeschlossen werden. Diese führten in den Torfschichten und dem obersten Horizont der Gyttja auch zur Einlagerung von Pollen wesentlich jüngerer Schichten (I. DRAXLER, im Druck).

Am Übergang von der Gyttja zur reinen Torfsedimentation setzt dann sehr rasch eine Ausbreitung von wärmeliebenderen Florenelementen, wie Eichenmischwald, Corylus, Alnus und Betula (in Tafel 5, 5 Gjaid Alm, nicht eingetragen) ein, die bereits das Borareal anzeigt (I. DRAXLER, im Druck). Demnach müßte angenommen werden, daß während des Kälterückfalles der Jüngeren Dryas und des nachfolgenden Präboreals so gut wie keine Sedimentation im Bereich des Moores stattgefunden hat.

Durch diese Datierung ist aber eine Einstufung des Echern Standes, während dessen die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus das letzte Mal den Talboden erreichten (siehe Kapitel, Echern Stand), in die Jüngere Dryas (Führer Geol. B.-A.) unmöglich. Er wird am besten in die Ältere Dryas einzustufen sein.

Zu dieser Zeit zeichnet sich auch eine nochmalige Absenkung der Waldgrenze in die höheren Tallagen des Trauntales ab. Am deutlichsten ist diese in dem kleinen Moor am Schmiedgut (Tafel 5, 4 Schmiedgut) zu erkennen, und wurde mit VRI — 392, 11930 ± 250 BP datiert. Dadurch ist wohl eine zeitliche Zuordnung in die Ältere Dryas gegeben.

Der Jüngeren Dryas sind demnach nur noch die auf die einzelnen Kare beschränkten Gletscher zuzuordnen, bevor diese hinter den Stand von 1850 zurückschmolzen oder gänzlich verschwanden (Ochsenkogel).

Zur Fazies der quartären Sedimente im Trauntal

(Tafel 3)

Zielsetzung

Bei der detaillierten Kartierung der Sedimente der Würmeiszeit waren Unterschiede in der Ausbildung der Grundmoränen feststellbar, die sich auf ihren Gehalt an Feinmaterial, Lagerungsdichte, Rundung der Geschiebe und das Auftreten von Politur und Kritzung bezogen. Diese Beobachtungen ließen eine über den Geländebefund hinausgehende exaktere Erfassung dieser Unterschiede sinnvoll erscheinen.

Die leider spärlich vorhandenen Moränen der Rißeiszeit wurden in diese Untersuchung miteinbezogen um zu einigen Vergleichswerten zu gelangen.

Trotz der Abhängigkeit der Probestellen von natürlichen und künstlichen Aufschlüssen (Baugruben), konnten alle stratigraphisch wichtigen Phasen in der Entwicklung der Eisströme im Hoch- und Spätglazial erfaßt werden. An manchen Stellen wäre eine größere Streuung der Probenpunkte wünschenswert gewesen um besser abgesicherte Ergebnisse zu erhalten, hätte aber die Anlage tiefer Schürfe bedurft.

So sollen die hier kurz referierten Ergebnisse dieser Untersuchungen einen e r s t e n V e r s u c h einer genaueren sedimentologischen Erfassung der Ablagerungen innerhalb und am Rand der Gletscher des Trauntales darstellen. Vergleichsmöglichkeiten mit den Ergebnissen aus Sedimentuntersuchungen an Moränenmaterial ergaben sich aber nur mit Untersuchungen an den großen Eisschilden.

Methoden

In den Grundmoränenaufschlüssen (Anrisse und hauptsächlich Baugruben) wurden aus dem frischen, unverwitterten Material (meist erst 1 bis 2 m unter der Oberfläche) Proben im Umfang von 10 bis 20 kg entnommen. Dabei wurden aber nur Proben aus Partien berücksichtigt, die für einen größeren Bereich des Sedimentes repräsentativ waren.

An zwei in Grundmoräne verlaufenden Bachgräben (Pichl Bach und Ischl Tal) ergab der Vergleich mehrerer Proben aus engerem Abstand, daß die Kornverteilung der typischen Grundmoränen über größere Strecken weitgehend konstant bleibt (Abb. 49) und daher auch einzelne Proben für größere Bereiche als repräsentativ angesehen werden können.

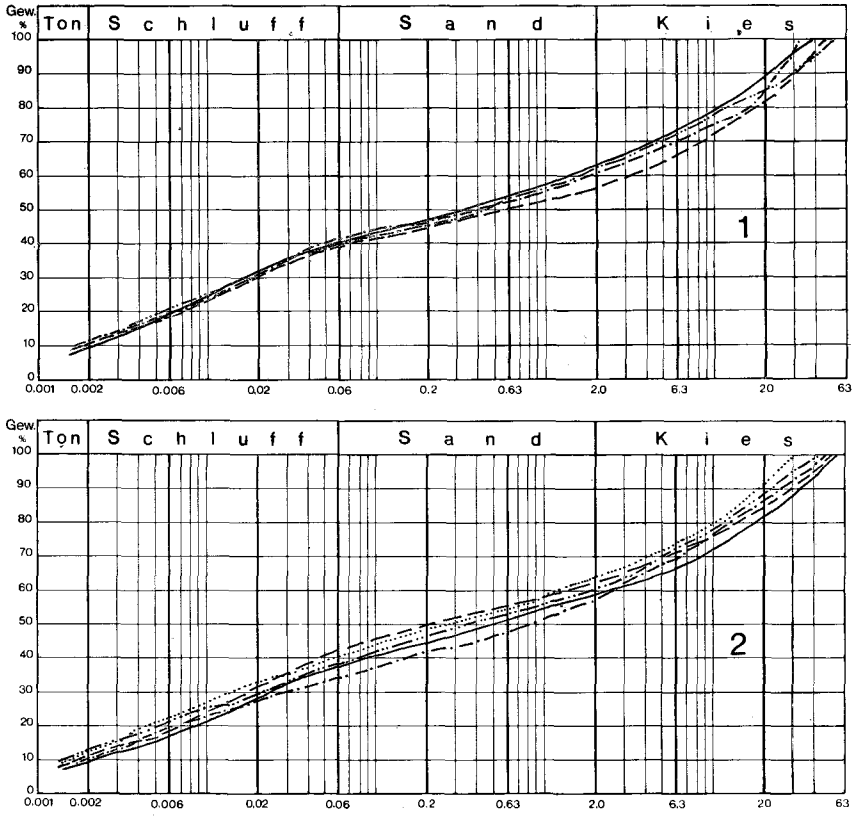


Abb. 49. Kornverteilung von Grundmoränen. 1 = Pichl Bach, 2 = Lindau.

Das Material wurde primär auf seine K o r n v e r t e i l u n g hin untersucht. So wurden die gesamten Proben zuerst getrocknet und nach dem durch Wasserlagerung erfolgten Strukturverlust eine Abtrennung der Korngrößen $< 0{,}063$ mm durch Naßsiebung vorgenommen.

Die Fraktion > 0,063 mm wurde wieder getrocknet und bis zu einem Größtkorn von 63 mm durch Trockensiebung in die Fraktionen 0,063—02; 0,2—0,63; 0,63—2; 2—6,3; 6,3—20; 20 bis 63 mm getrennt. Auf die gleiche Weise wurden auch die Schluffe der Stauseesedimente aufbereitet.

Die Korngrößenanalyse der Fraktionen unter 0,063 mm erfolgte mit der Aräometermethode nach A. CASAGRANDE (1934). Die aus diesen kombinierten Sieb-Schlämmanalysen gewonnenen Kornverteilungskurven (Tafel 3) erstellte auf der Rechenanlage des Inst. für Grundbau und Bodenmechanik der T. U. Wien Dipl.-Ing. W. HAZIVAR, wofür ich ihm herzlich danken möchte. Ebenso bin ich Herrn Dr. W. EPPENSTEINER für manche Hinweise und die fallweise Hilfe bei der Aufbereitung der Proben zu Dank verpflichtet.

Neben der Erstellung der Kornsummenkurven wurde auch versucht die Geschiebeverteilung festzustellen. Dazu wurden die Geschiebe über 10 mm Durchmesser nach den einzelnen Gesteinen ausgezählt um einen Einblick in die Einzugsgebiete der einzelnen Gletscherströme zu erhalten. Dabei stellte sich heraus, daß neben den gut kenntlichen Geschieben des Kristallins der Niederen Tauern, der Werfener Schichten und der Gosau nur noch mit größerer Sicherheit eine Trennung in die bunteren Sedimente der Hallstätter Zone und die durchwegs hellen Kalke und Dolomite der Plattformsedimente der heutigen Kalkstöcke zu treffen war. Darüber hinaus wurde noch versucht den Plassenkalk in der näheren Umgebung des Plassen und im Raum um die Trisselwand auszuscheiden. Die Ergebnisse sind hauptsächlich in Abb. 21 durch die Angabe der Eisflußrichtungen niedergelegt.

Im Bereich des Traun Sees wurden dann die Geschiebe der Kalkalpen zusammengefaßt. Die in den Diagrammen eingetragenen Werte wurden aus der Stückzahl der einzelnen Gesteine ermittelt. Zur Ergänzung der Kornsummenkurven wurde versucht auch den Rundungsgrad der größeren Körner, bei denen bereits bei der Kartierung größere Unterschiede zu bemerken waren, getrennt zu bestimmen. Es wurden dazu die Fraktionen 63 bis 20/ 20 bis 6,3/ 6,3 bis 2 mm herangezogen, wobei die kleinste bereits mit Hilfe einer Lupe gezählt wurde.

Der Rundungsgrad wurde nach den von J. F. PETTIJOHN (1957) vorgeschlagenen fünf Rundungsgraden ausgezählt und die Prozentsätze der einzelnen Rundungsgrade jeder Fraktion in die Diagramme eingetragen um einen Vergleich der einzelnen Fraktionen untereinander zu erhalten.

Der Prozentsatz der Geschiebe mit deutlicher Kritzung und Politur auf größeren Anteilen der Oberfläche wurde auch an den Korngrößen über 10 mm ausgezählt.

Moränen

Korngrößenverteilung

Im prozentuellen Auftreten der einzelnen Kornfraktionen in den Grundmoränen konnten wiederkehrende Unterschiede gefunden werden, die mit der Entwicklung der Gletscherstadien in bezug auf Ausdehnung und Charakteristik verbunden werden können.

So weisen die Grundmoränen des Hochglazials einen weitgehend geraden Verlauf der Kurve (auf halblogarithmischem Papier) auf, der ein starkes Überangebot der feinen Fraktionen anzeigt, wobei sich aber ihr Verhältnis zu den gröberen kaum ändert (Taf. 3, Nr. 41, 32, 31, 34, 35, 36, 22, 27, 24, 23, 20, 16, 17, 18). Weiters stellt der durchgehend mit rund 10% auftretende Gehalt an Tonfraktion eine wichtige Größe dar, die bei allen untersuchten Moränen des Hochglazials wiederkehrt (Abb. 50).

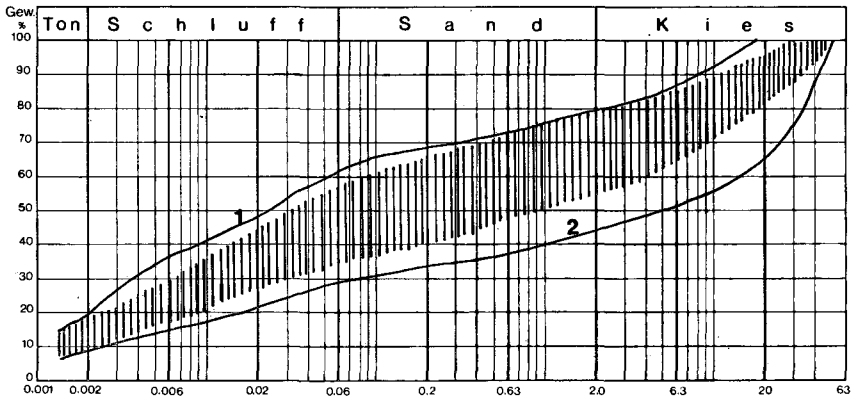


Abb. 50. Senkrechte Schraffur: Bereich der Kornverteilung in Grundmoränen des Hochglazials. 1 = Grundmoräne über besonders feinkörnigem Untergrund, 2 = zu geringe Probenmenge im Verhältnis zum Größtkorn. Nur für Korngrößen unter ca. 2 mm repräsentativ.

Ausnahmen von dieser Kornverteilung (mit einem noch stärkeren Überangebot $<$ 0,063 mm) stellen nur die Moränen im Gosautal (Taf. 3, Nr. 28, 37) im Bereich der Horn Spitze und an der Westseite des Traunsees (Taf. 3, Nr. 10, 15) dar. Diese Sedimententwicklung ist aber durch das weit verbreitete Auftreten der Nierentaler Mergel im Gosautal und der mergelreichen Flyschentwicklung um den Buchschacher zu erklären. Auf eine ähnliche Beeinflussung des Gehaltes an Feinanteilen in Grundmoränen weist schon A. DREIMANIS (1972), S. 96 f., im Gebiet der Großen Seen in Kanada hin. Diese für die Grundmoränen des Hochglazials typische Kornverteilung geht mit einer im Aufschluß immer beobachtbaren, sehr hohen Lagerungsdichte konform.

Völlig die gleiche Kornverteilung und Lagerungsdichte zeigt die Rißgrundmoräne im Becken um Bad Aussee (Taf. 3, Nr. 32). Der Übergang der Grundmoräne in die Endmoräne und der damit verbundene rasche Verlust an Feinmaterial läßt sich am besten an den Proben aus dem Raum Traundorf—Cumberland (Taf. 3, Nr. 4, 8, 12, 13) ablesen. Hier ist der rasches Verlust der feinen Fraktionen durch die Schmelzwässer der Gletscheroberfläche an den Proben aus der Grundmoräne (Taf. 3, Nr. 13), am Innenrand (Taf. 3, Nr. 4), der Endmoräne selbst (Taf. 3, Nr. 12) und deren Außenseite (Taf. 3, Nr. 8), wo sie in die Terrasse übergeht und bereits den Kurvenverlauf von Terrassenschottern zeigt, sehr schön dokumentiert. Nicht so gut ist dieser Übergang an den Moränenkränzen westlich des Seeabflusses im Bereich Ort (Taf. 3, Nr. 6, 7, 11) entwickelt, was hier

auf die verstärkte Entwicklung der peripheren Gerinne zurückzuführen sein wird und dadurch zu einem verstärkten Ausschwemmen der kleinen Fraktionen bereits an der Innenseite der Endmoräne führte (Taf. 3, Nr. 11).

Direkt vergleichbare Kornsummenkurven lieferten die Endmoränenwälle des Maximalstandes der Rißeiszeit, wobei die Probe (Taf. 3, Nr. 1) aus dem Ortsbereich von Ohlsdorf an der Innenseite am Übergang zur Grundmoräne, die Probe westlich Irresberg (Taf. 3, Nr. 2) am äußeren Abhang des Moränenwalles entnommen ist.

Im Gegensatz zu diesen zeigen die beiden Proben, die auf den runden breiten Endmoränenwällen des Hochstandes bei Oberthalham und Altgschwandt (Taf. 3, Nr. 3, 5) entnommen wurden, den charakteristischen Kurvenverlauf der Grundmoräne. Sie stellen einen guten Beleg für die im Gelände zu beobachtende, teilweise Bedeckung der Endmoräne des Hochstandes mit Grundmoräne des Maximalstandes dar. Der hohe Feinsandgehalt der Probe Altgschwandt (Taf. 3, Nr. 5) hängt wahrscheinlich mit dem starken Auftreten feinkörniger Flyschsandsteine im Moränenmaterial zusammen.

Leider waren im Bereich der Rißmoränen bei der Kartierung keine weiteren Aufschlüsse zu finden, die unverwittertes Moränenmaterial aufgeschlossen hätten.

Ein völlig anderes Bild ergeben die Grundmoränen der spätglazialen Stände des Traungletschers. Es konnten im Ischl Tal und bei Bad Goisern Proben der Grundmoräne der drei ältesten spätglazialen Stände entnommen werden, wobei die in Tafel 3 dargestellten Kurven den Mittelwert von jeweils mehreren Proben darstellen. Die Grundmoränen weisen im Gegensatz zu denen des Hochglazials an den Probenpunkten und den übrigen Aufschlüssen ein sandigeres Aussehen auf, das noch durch eine wesentlich geringere Lagerungsdichte verstärkt wird. In der Kornsummenkurve unterscheiden sie sich durch einen wesentlich verringerten Anteil der feinen Fraktionen im Verhältnis zu den gröberen.

Diese Erscheinung ist in der Grundmoräne des Ischler Standes (Taf. 2, Profil 4, Taf. 3, Nr. 14) im Bereich der Zunge des kurzen Vorstoßes deutlicher entwickelt als in der des Jochwand Standes (Taf. 3, Nr. 29), wo die Moräne nur von dem seitlich ausufernden Gletscher abgelagert wurde.

Noch deutlicher wird das Fehlen der Korngrößen unter 0,063 mm in den Grundmoränen des Goiserer Standes (Taf. 3, Nr. 30), der im Gegensatz zu den beiden anderen keine kurzfristige Aktivierung größerer Gletscherkörper, sondern einen kräftigen Vorstoß der bereits weiter abgeschmolzenen Gletscherzunge darstellt.

Ebenso ist dieser Unterschied auch am Südrand des Mitterndorfer Beckens zwischen den Moränen des Jochwand Standes (Taf. 3, Nr. 40, 44) und des Goiserer Standes (Taf. 3, Nr. 45) deutlich zu beobachten (Abb. 51).

Der Ton- und Schluffgehalt der Moränen der spätglazialen Gletscher steht offensichtlich einerseits in direktem Zusammenhang mit der Transportweite und Größe der Gletscher, wie sie auch von R. v. KLEBELSBERG (1948), S. 254, und R. F. FLINT (1971), S. 156, angegeben wird. Da aber im Trauntal keine sehr großen Unterschiede in der Erstreckung und Mächtigkeit dieser Gletscher (Taf. 5)

auftritt, scheint andererseits auch die Gletscherentwicklung vor dem Vorstoß (kurze Reaktivierung oder neuer Vorstoß) und dessen Dauer eine nicht unwesentliche Rolle zu spielen.

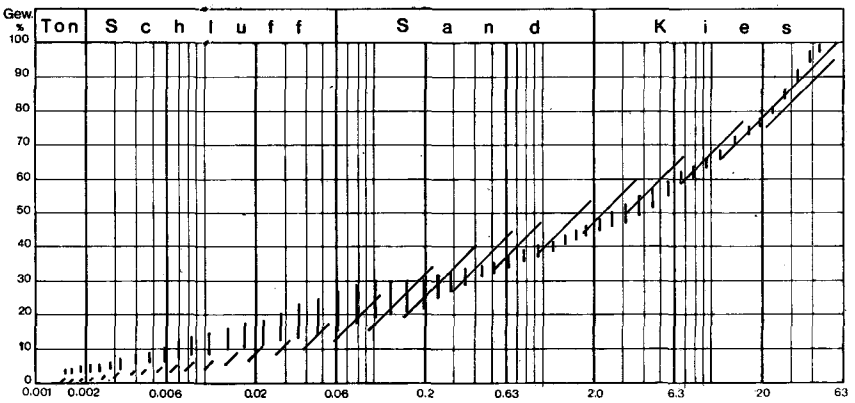


Abb. 51. Kornverteilung in spätglazialen Grundmoränen. Senkrechte Schraffur: Jochwand Stand. Schräge Schraffur: Goiserer Stand.

Geschiebeverteilung

Die aus der Verteilung der verschiedenen kalkalpinen Gesteine ableitbaren Eisabflußrichtungen sind in Abb. 21 eingetragen.

Ein sehr deutlicher Unterschied trat im Gehalt der Kristallingerölle aus den Niederen Tauern im Bereich der Endmoränen der Riß- und Würmeiszeit auf. Finden sich in denen des Würms (Taf. 3, Nr. 4, 7, 8, 11) im Mittel 0,5 bis 1% Kristallingeschiebe, so beträgt der Gehalt in den Rißmoränen (Taf. 3, Nr. 1, 2, 3, 5) durchschnittlich das 3- bis 4fache, was auf einen gegenüber der Würmeiszeit vermehrte Eisdurchgang während des Riß zurückzuführen sein wird. Dieser verstärkte Eisdurgang ist am besten dadurch zu erklären, daß der Ennsgletscher zur Rißeiszeit in der Umgebung des Gesäsues noch bis zirka 1650 m NN reichte (D. van Husen, 1968, S. 259 und 279), während der der Würmeiszeit dort endete und demnach ein wesentlich höheres Gefälle aufwies (D. van Husen, 1968, Abb. 2). Dadurch konnte während der Rißeiszeit wesentlich mehr Eis aus dem Ennstal in den Bereich des Trauntales gelangen.

In diesem Zusammenhang ist die Ausbildung und besonders die mineralogische Zusammensetzung der Feinanteile der Rißgrundmoräne bei Bad Aussee (Taf. 3, Nr. 32) von Interesse.

In den gröberen Fraktionen dominieren die hellen Kalke der Obertrias, zu denen noch Geschiebe der Hallstätter Entwicklung und des Jura treten, wobei auffälligerweise die Geschiebe bis rund 5 bis 7 cm Durchmesser vorherrschen, größere hingegen weitgehend fehlen. Im Sandbereich tritt dann zu den Karbonaten ein hoher Anteil von splittigen Quarzkörnern, Amphibol, Granat, Zirkon, selten Turmalinbruchstücke und Glimmer, die teilweise mit Quarz verwachsen sind. Die Glimmer (Muskovit, Chlorit, Phlogopit und Biotit) sind völlig frisch

und zeigen keine Verwitterungserscheinungen. Der Anteil dieser nicht karbonatischen Gemengteile nimmt von 24% in der Fraktion 0,63 bis 0,2 mm auf rund 46% in der von 0,2 bis 0,063 mm zu. (Die Bestimmungen der Minerale wurden mit Hilfe von Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, durchgeführt.)

Diese Zusammensetzung der feinen Fraktionen der Grundmoräne unterscheidet sich deutlich von der Würmgrundmoränendecke im Ausseer Becken, die nur bis maximal 14 bis 15% nicht karbonatische Anteile in dieser Fraktion aufweist, wobei es sich aber durchwegs um splittrigen, hellen Quarz handelt, Amphibole und Biotit fehlen ganz. Neben diesen Unterschieden zeigt die Rißmoräne auch einen weit besseren Aufbereitungsgrad, der sich in guter Glättung (meist Politur) nahezu aller Flächen der größeren Geschiebe über rund 5 mm ausdrückt. Dieser bessere Aufbereitungsgrad dürfte aber weniger auf eine etwas größere Mächtigkeit als auf eine eher längere Dauer der Eisbedeckung hinweisen. Dadurch könnte es aber auch zu einer besseren Durchmischung der Eisströme vom Toten Gebirge und aus dem Ennstal gekommen sein. Dadurch könnten die hohen Anteile an frischen, unverwitterten Mineralen metamorpher Gesteine aus den Niederen Tauern in den nicht karbonatischen Bestandteilen des Sandanteiles zu erklären sein. Größere Kristallingeschiebe fanden sich in diesem Aufschluß nicht. Gesteine der Kalkalpen (am ehesten Untertrias) kommen kaum als Liefergebiet in Frage, da nach den Untersuchungen von Frau Dr. E. KIRCHNER (mündl. Mitteilung) im Haselgebirge und in den Werfener Schiefern der Umgebung von Wienern Glimmer mit Korngrößen bis 0,6 mm nicht auftreten. Außerdem finden sich keine Turmaline, Amphibole und kaum frischer Biotit in diesen Sedimentgesteinen.

Die Moräne war bis heute nur an dieser einen Stelle aufgeschlossen, wodurch eine weitere Überprüfung dieser Zusammensetzung oder möglicherweise auch das Auffinden größerer Kristallingeschiebe nicht möglich war. Deshalb sollen die daran geknüpften Überlegungen nur eine Denkmöglichkeit zur Genese darstellen.

In den Würmgrundmoränen (Hoch- und Spätglazial) des Traungletschers treten die Kristallingeschiebe wenn auch selten, nur nördlich von Lauffen auf. Weiter im Süden und Südosten finden sich trotz teilweise großflächiger Aufschlüsse in den Grundmoränen der Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Bad Mitterndorf keine Spuren solcher Geschiebe, wie dies auch schon A. PENCK (1909) und G. GEYER (1915, S. 190 ff.) angeben. Die Erklärung dafür ist wahrscheinlich am besten die, daß die Becken bereits durch die Lokalgletscher derart mit Eis erfüllt waren, daß der vom Ennstal übertretende Gletscherarm nur noch oberflächlich abfließen konnte (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281).

Dieser Ablauf wird auch durch die Zusammensetzung der liegenden Anteile der Grundmoränendecke im Auseer Becken belegt. Hier ist der lokale Einfluß in der Geschiebeverteilung noch wesentlich stärker zu erkennen (Taf. 3, Nr. 31, 35, 36) als nach der endgültigen Erfüllung des Beckens mit Eis, wodurch sich in den hangenden Partien bereits eine gewisse Durchmischung der kalkalpinen Eisströme anzeigt (Taf. 3, Nr. 34). In der kurzen Zeit des Hochglazials (s. Kapitel Der Ablauf des Jungquartärs . . .; Würm) kam es aber nicht mehr zu einer

Einbeziehung des wahrscheinlich auch schwachen Eisstromes aus dem Ennstal in den Gletscherkörper.

Aus dem Umstand, daß in den Moränenablagerungen der spätglazialen Gletscherzungen südlich Lauffen keine Kristallingeschiebe zu finden sind, kann der Bezug dieser Geschiebe aus den Augensteinvorkommen der Plateaus ausgeschlossen werden. Dabei dürfte der Umstand keine unwesentliche Rolle spielen, daß die Dolinen, in denen diese Sedimente ihre größte Verbreitung haben, zu den Zeiten der vollen Vergletscherung der Plateaus vom Eis nicht durchströmt sondern überströmt worden waren (s. Kap. Hochglazial, Dachsteinplateau).

Eine Erklärung, warum die Geschiebe aus den Niederen Tauern nur nördlich Lauffen auftreten, kann im Aufbau und Zusammenbruch des Eisstromnetzes gesucht werden. So treten die ersten Kristallingeschiebe aus dem Ennstal über, als das Eisstromnetz im Trauntal bereits bis in den Raum Bad Ischl aufgebaut war. Während des raschen Abbaues der Eismassen kamen die letzten Kristallingeschiebe erst während des Ischler Standes zur Ablagerung im Zungenbereich, als die Verbindung zum Ennstal aber wahrscheinlich bereits unterbrochen war (s. Kapitel Ischler Stand, Schlußfolgerung).

Rundungsgrad

Die Zurundung der Geschiebe in den Grundmoränen der heutigen Gletscher (Taf. 3, Nr. 39, 43) ist der Verfrachtung über nur einige 100 m entsprechend auf wenige der größeren Geschiebe beschränkt.

Aber bereits nach kurzen Transportwegen am Fuß der Plateaus (Taf. 3, Nr. 40, 44, 45) zeigen die größeren Komponenten eine deutliche Zurundung der Kanten und ein beginnendes Ausschleifen der Buchten und sind bereits mehrheitlich dem Rundungsgrad II (subangular) zuzuordnen. Ähnlich kurze Transportwege gibt R. F. Flint (1971, S. 167) für die Zurundung unter dem Inlandeis Nordamerikas an.

Die weitere Zurundung erfolgte dann sehr langsam, wie durch den Vergleich der weiter traunabwärts gelegenen Proben zu erkennen ist, erfaßt aber zunehmend auch die kleineren Korngrößen, die dann ebenso mehrheitlich in die Klasse II fallen, während von den größeren aber auch schon Klasse III (subrounded) erreicht wird (z. B. Taf. 3, Nr. 31, 33, 34, 35, 36). Nur Proben aus einem Gebiet wo bereits gerundete Komponenten (Gosau oder ältere quartäre Sedimente) aufgearbeitet wurden, stechen mit recht hohen Werten in den Klassen III (subrounded) und IV (rounded) hervor (Taf. 3, Nr. 19, 20, 21, 22). Ebenso wirkt sich das Vorkommen größerer Areale kleinstückig zerfallender Dolomite in einer schlagartigen Abnahme der Rundung der Fraktion 6,3—2 mm aus (Taf. 3, Nr. 25, 30).

Eine auffällige Änderung tritt in den Grundmoränen um den Traunsee auf. Hier finden sich in den Grundmoränen verhältnismäßig viele Geschiebe der Rundungsgrade III und IV, selten auch V, die auch wenig glaziale Bearbeitung (Kritzung) zeigen. Diese können wahrscheinlich zu einem guten Teil aus wieder aufgearbeiteten älteren quartären Ablagerungen stammen, was sich aber am Auftreten von Konglomeratbruchstücken zu erkennen gibt (Taf. 3, Nr. 3, 5). Wo solche Hinweise fehlen, kann die Möglichkeit einer Aufarbeitung älterer

fluviatiler Sedimente nicht ganz ausgeschlossen werden, der Grund für das Auftreten aber auch in einer anderen Ursache liegen.

So fehlt im Bereich südlich von Traundorf jeglicher Hinweis (Taf. 3, Nr. 4, 8, 12, 13) auf Schottervorkommen und auch am Westufer des Traunsees (Taf. 3, Nr. 17, 18, 15, 10) stellt das einzige bekannte Vorkommen der kleine, gut verkittete Konglomerathügel des Buchberges dar, dessen größere Bruchstücke sich nur ganz selten in den Moränensedimenten finden.

Bei dieser plötzlichen Zunahme der Geschiebe mit besseren Rundungsgraden als sie auch bei noch so intensiver Eisbearbeitung entstehen, wie R. F. FLINT (1971, S. 168) angibt, ist wahrscheinlich ein nicht unerheblicher Anteil auf eine Verfrachtung durch subglaziale Gerinne und eine damit verbundene Zurundung zurückzuführen, bevor die Gerölle dann letztlich wieder durch das Eis dem Grundmoränenmaterial beigemengt wurden (R. F. FLINT, 1971, S. 165). Dabei ist wahrscheinlich auch anzunehmen, daß diese Umlagerungsvorgänge ab der Grenze Zehr- zu Nährgebiet im verstärkten Maß auftreten. Leider waren aber im Trauntal zwischen Bad Ischl und Traunkirchen keine geeigneten Grundmoränenaufschlüsse zu finden, um diese Vermutung weiter untersuchen zu können. Einen Hinweis darauf könnte noch die Bemerkung P. WOLDSTEDTS (1954, S. 56) geben, daß die subglazialen Schmelzwässer des Malaspinagletschers größtenteils wohlgerundetes Material mit sich führen.

Schlußfolgerung

An den Grundmoränen des Hoch- und Spätglazials war im Gelände ein Unterschied in der Lagerungsdichte (hauptsächlich in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Eismassen) und parallel dazu in der Kornverteilung feststellbar.

In den Moränen des Hochglazials stellt sich in den Tälern bereits knapp unterhalb der Hochplateaus nach kurzer Transportstrecke ein Verhältnis von Feinanteilen zu gröberem Material ein, das durch ein Überangebot der feinen Fraktionen charakterisiert ist. Es drückt sich in einem weitgehend geraden Verlauf der Kornsummenkurve in halblogarithmischer Darstellung aus. Ein weiteres Kriterium stellt der Anteil von rund 10% Tonfraktion dar (Abb. 50).

Dieser Gleichgewichtszustand wird nur lokal durch das großflächige Auftreten von leicht aufbereitbaren, feinkörnigen Sedimentgesteinen (Mergel) zugunsten der Feinanteile unter 0,063 mm verändert.

Eine an sich zu erwartende und für sehr große Gletscherareale von R. v. KLEBELSBERG (1948, S. 254) und R. F. FLINT (1971, S. 156) auch postulierte allmähliche Verschiebung zu höheren Werten in den feinen Fraktionen konnte im Trauntal nicht festgestellt werden.

Zu den Grundmoränen des Spätglazials besteht nicht nur in der deutlich geringeren Lagerungsdichte sondern auch im Kornaufbau ein wesentlicher Unterschied (Abb. 51). Er wird einerseits sicher von der Mächtigkeit (R. v. KLEBELSBERG, 1948, S. 254), andererseits auch von der Dauer der Eisbedeckung abhängen. Da aber diese Werte für die einzelnen Gletscherstände nicht sehr stark schwanken, wird wahrscheinlich die vorhergegangene Entwicklung der Gletscher-

zunge (kurze Reaktivierung von Eismassen oder neuerlicher Vorstoß nach weitgehendem Abschmelzen) von Bedeutung sein.

Ob das beschriebene Verhältnis der einzelnen Korngrößen zueinander in den hochglazialen Grundmoränen, und ihr Unterschied zu denen des Spätglazials für Gletscher dieser Größenordnung charakteristisch ist, kann nur durch weitere systematische Untersuchungen auch in anderen Tälern beantwortet werden.

Der Rundungsgrad der Geschiebe erreicht bereits nach kurzen Transportstrecken mehrheitlich den Wert II (subangular) und nimmt dann langsam gletscherabwärts zu. Dabei wirken sich größere Bereiche von kleinstückig zerbrechendem Dolomit durch eine starke Abnahme der Rundung der Korngröße von 6,3—2 mm aus.

In den Grundmoränen nördlich der Grenze Nähr- zu Zehrgebiet finden sich dann weit verbreitet gut gerundete Geschiebe, die nicht allein auf die Wiederaufarbeitung älterer fluviatiler Sedimente zurückzuführen sind. Ihr Auftreten kann wahrscheinlich mit streckenweisem Transport durch subglaziale Wässer erklärt werden.

Der deutliche Unterschied im Auftreten der Kristallingeschiebe der Niederen Tauern in den Moränen der Riß- und Würmeiszeit im Umkreis des Traun Sees ist auf den verstärkten Durchzug von Eismassen aus dem Ennstal und wahrscheinlich auch auf die längere Dauer der Rißeiszeit zurückzuführen.

Daß in den würmzeitlichen Moränen nur nördlich Lauffen—Bad Ischl Kristallingeschiebe auftreten, belegt, daß diese nicht aus den Augensteinablagerungen der Plateaus stammen können und zeigt einen Zusammenhang zwischen dem Auf- und Abbau des Eisstromnetzes an.

Das Auftreten von Kritzung und Politur der größeren Geschiebe konnte in keinen Zusammenhang mit anderen Erscheinungsformen der Grundmoräne gebracht werden.

Oser

Kleinere Osformen waren im Trauntal an zwei Stellen durch große Schotterentnahmen gut aufgeschlossen.

Im Ischl Tal liegen auf einer Terrasse nördlich des Kalvarien Berges in 500 m Höhe einige langgestreckte Hügel, die einen deutlichen E-W Verlauf zeigen. Sie werden von Schottern und Sanden aufgebaut, die die gleiche Zusammensetzung wie die Moränen der Umgebung aufweisen und eine vorherrschende Schüttrichtung nach W-NW aufweisen. Der westliche Teil der Aufschüttung, in dem die feineren Schotter oft von mächtigen Sandlagen unterbrochen werden, zeigt kleinräumige Deltaschüttung (20—35°), die meist dammartig nach Westen vorgebaut wurde. Im östlichen Teil dagegen finden sich durchwegs grobe (kopfgroße Gerölle sind nicht selten) nahezu schichtungslose Schotter, die mit feineren, sehr sandreichen Partien verknetet sind. Die Ablagerung stellt kurze Oser dar, die im Osten noch mit aktivem Eis in Berührung standen.

Im Mitterndorfer Becken treten östlich Kainisch zwei deutliche, längere, dammartige Formen in Erscheinung, die Oser darstellen (Abb. 32). Ihr Aufbau zeigt

die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen und Platzverhältnisse in Spalten des abschmelzenden Eiskörpers des Jochwand Standes an (s. Kapitel Jochwand Stand, Mitterndorfer Becken).

Kames

In die Gruppe dieser Erscheinungsformen sind die zum Teil weit verbreiteten Eisrandterrassen im Kontakt mit den rasch abschmelzenden Gletscherzungen des Würms um den Traunsee, Ischler Standes im Ischl Tal und des Jochwand Standes im Mitterndorfer Becken zu rechnen.

Die weitflächigen Kamesterrassen am Westufer und am Südende des Traun Sees werden alle durch ihre Entwicklung an der Mündung von Seitenbächen ins Haupttal charakterisiert. Sie werden von Schottern und Sanden aufgebaut, die eine Deltaschichtung mit 20—30° Neigung aufweisen, die über die ganze Höhe der Ablagerung einheitlich ausgebildet ist. Abgeschlossen wird diese Schichtfolge meist von oft sehr groben, zwischen 1—3 m mächtigen, eben geschichteten Schottern, die oft deutlich in Fließrichtung dachziegelartig ausgerichtet sind (Abb. 52).

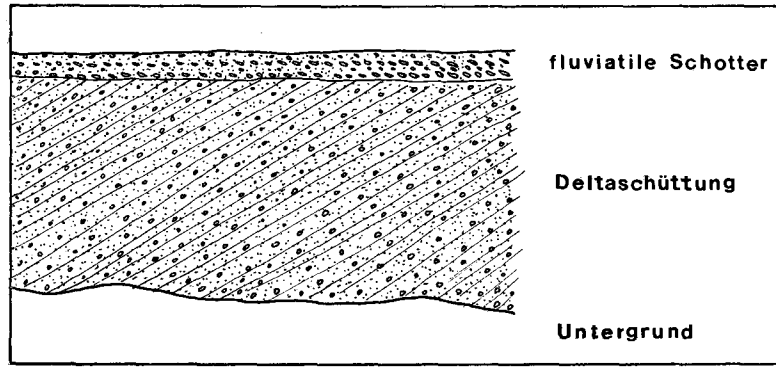


Abb. 52. Schematische Skizze der Eisrandbildungen südlich und westlich des Traun Sees.

Etwas anders ist der Aufbau in den Kamesterrassen im Ischl Tal. Hier erfolgte die Sedimentation der Schotter und Sande vom Gletscher her in kleine Seen, die sich rund um die ausgeaperten Hügel des Untergrundes ausbildeten. Die Ablagerungen zeigen auch hier wieder durchwegs Deltaschüttung, die aber in ihrer Richtung viel uneinheitlicher ist. Die deltageschütteten Anteile werden auch von kreuzgeschichteten Bänken unterbrochen, die anzeigen, daß die Seen keinen bleibenden Bestand hatten.

Die Kamesterrasse des Mitterndorfer Beckens zeigt die gleichen Sedimentstrukturen, nur daß hier in dem abgeschlossenen Becken der Seespiegel wesentlich beständiger war. Deshalb entwickelten sich hier auch viel gleichmäßigere Deltastrkturen, die auch über die gesamte Höhe der Ablagerung reichen. Ein abschließender, eben geschichteter Horizont wie in den Terrassen an der Einmündung der Nebenbäche fehlt diesen Kamesterrassen.

Feinkörnige Stauseesedimente

Am Rand des vorrückenden und auch abschmelzenden Gletschers entstanden in abgeriegelten Seitentälern immer wieder Stauseen, die lange genug Bestand hatten, so daß sie mit feinen Sedimenten verfüllt werden konnten.

Offenseebach Tal

Im Offenseebach Tal kam es während des Aufbaues des Eisstromnetzes zur Ausbildung zweier knapp aufeinander folgender Stauseen (s. Kapitel Würm Vorstoßphase, Frauenweißenbach-Offenseebach). Sie wurden mit sehr mächtigen Schluffablagerungen verfüllt (Taf. 2, Profil 3). Die Sedimentation wird durch eine Wechsellagerung von Schluffbändern mit 2—20 cm Mächtigkeit und Feinsandlagen mit einigen Millimetern bis 1 cm Mächtigkeit charakterisiert (Abb. 53).

Abb. 53. Gleichmäßig eben gelagerte Schluffe am Offensee Bach.

Die einzelnen Schichten sind in nahezu gleicher Mächtigkeit über lange Strecken zu verfolgen und zeigen eine gleichbleibende Sedimentation über große Bereiche des Sees an. Die Schlufflagen, die bis zu 30% Rohton enthalten (Abb. 54), zeigen eine ruhige Sedimentation mit hohem Angebot an Gletschertrübe an, die nur von kurzen Phasen feinsandiger Sedimentation unterbrochen wird. Diese Sandlagen sind wahrscheinlich in Perioden leichter Strömung im Seebecken entstanden, die den Feinsand transportierte ohne aber das jeweilige liegende Schluffpaket abzutragen, da keinerlei Erosionserscheinungen zu beobachten waren.

Dieser unregelmäßige Sedimentationszyklus wurde nur selten durch die Einstreuung gröberen Materials unterbrochen. So finden sich am östlichen sowie am westlichen Ende dieser Schluffablagerungen einige Lagen oder Nester von

mehr oder minder gut bearbeiteten Schottern (bis 10 cm ∅), die mitunter auch deutliche Kritzung zeigen. Selten treten in der Schichtfolge auch größere Blöcke (bis 1 m^3), die nach der Art von Driftblöcken sedimentiert wurden auf, wobei die Schlufflagen eingedrückt und verfaltet wurden (Abb. 55 und 56).

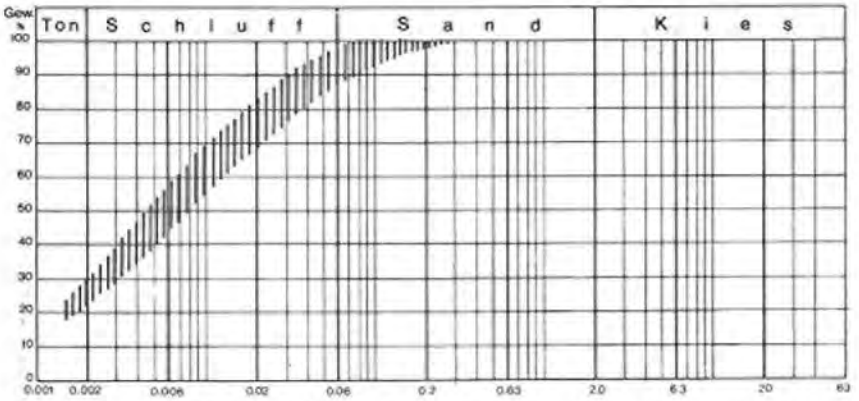


Abb. 54. Kornverteilung der Schluffe im Offenseebach Tal (Auswertung von 10 Proben).

Abb. 55. Durch Driftblock verfaltete Schluffe.

Sonst zeigt die Schichtfolge nur selten kleinere Störungen, die von Setzungen herrühren. An einer Stelle fand sich eine Falte in den Schluffen, die auf subaquatische, synsedimentäre Gleitungen zurückzuführen sein wird (Abb. 56), wie sie im Stausee St. Agatha häufig auftreten.

Am orographisch rechten Ufer des Baches, knapp unterhalb der Säge war über knapp 2 m Höhe eine 10 cm breite Spalte aufgeschlossen (Abb. 56). Sie verläuft mit weitgehend parallelen Wänden senkrecht auf die Schichtung und ist mit Schluff erfüllt, der parallel zu den Seitenwänden zerschert ist. An manchen etwas breiten linsenförmigen Partien war die ursprünglich horizontale Lagerung noch erkennbar. Der Schluff der Spaltenfüllung ist in Kornaufbau, Zusammensetzung sowie Pollengehalt mit dem der umliegenden Bänke identisch.

Abb. 56. Störung in den Schluffen. 1 = Faltung durch subaquatische Gleitung, 2 = Driftblock.

Bei dieser Erscheinung, die nur an dieser Stelle zu sehen war (das orographisch linke Ufer ist mit grobem Blockwerk bedeckt), handelt es sich, wie Prof. Dr. Ch. EXNER anläßlich einer gemeinsamen Exkursion meinte, um eine Störung, die sich durch Bewegungen sehr wahrscheinlich während der Bedeckung durch den Gletscher der Würmvereisung in den Schluffen abzeichnete. Es kam aber zu keinen vertikalen Verstellungen, da beide Seiten gut korrelierbar sind.

An beiden Flanken des Tales verlief die Sedimentation nicht so ruhig. Hier sind die Schluffe wesentlich sandreicher und auch oft von Lagen unbearbeiteten Schuttes durchsetzt und zeigen auch deutliches Einfallen zum Tal hin. In diesem Bereich kam es während der Sedimentation auch zu subaquatischen Gleitungen instabilder Schluffpakete, die zu starker Verfaltung auf engstem Raum führten (s. auch übernächstes Kapitel).

In den hangenden Anteilen dieser Schichtfolge wurden die Schluffe immer sandreicher und sind auch immer öfter von Sand- oder Schotterlagen unterbrochen.

Einige Meter unter der hangenden Moräne waren Bruchstücke unterschiedlicher Größe der Schluffe zu sehen, die in den Sanden und Schottern eingebettet sind und auf eine mechanische Beanspruchung der Schluffe hinweisen. Da die Bruchstücke keine plastische Verformung zeigen, ist wahrscheinlich anzunehmen, daß sie in gefrorenem Zustand transportiert wurden (Abb. 57).

Abb. 57. Resedimentierte Schluffe.

Mitterweißenbach

Am Rand des abschmelzenden Eiskörpers im Mitterweißenbachtal (s. Kapitel Erste Abschmelzphasen, Mitterweißenbach) entstand im Bereich des Höllbaches ein kurzlebiger Stausee, dessen Sedimente durch eine Kreidegrube gut auf-

geschlossen waren (Abb. 58). Der liegende Anteil wird von Schluffen aufgebaut, die meist nur dünne Bänder (1—5 cm) bilden, die von sandigen und schottrigen Zwischenlagen unterbrochen werden. Diese Abfolge erreicht etwa 10 m und zeigt einen Zeitraum ruhiger Sedimentation im See an, die oft nur von kurzen

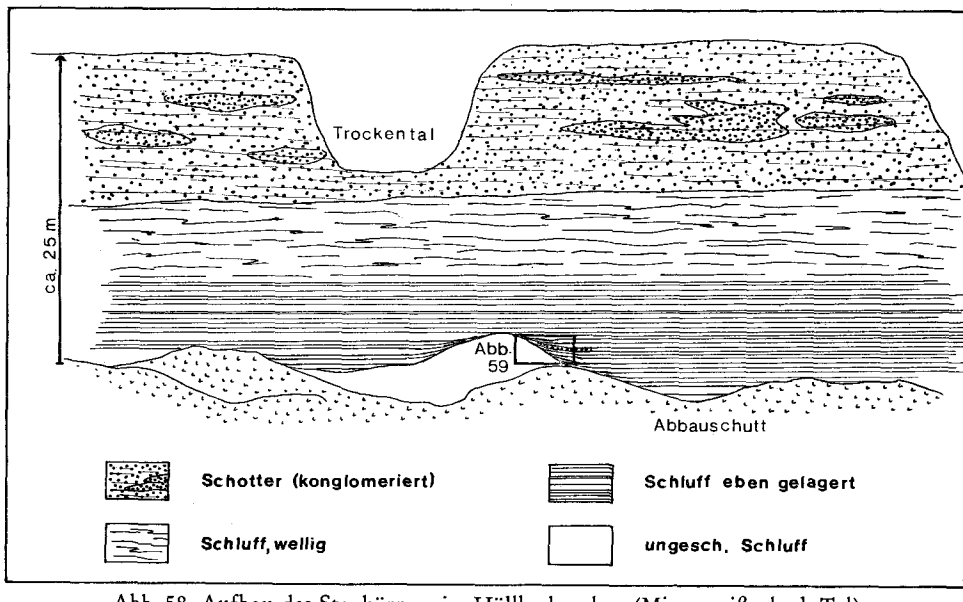


Abb. 58. Aufbau des Staukörpers im Höllbachgraben (Mitterweißenbach Tal).

Perioden mit kräftiger Strömung abgelöst wurden. Sie liegt, wie an einer Stelle der Grube zu beobachten war, diskordant einem Relief in schichtungslosen Schluffen mit über 2 m relativen Höhenunterschieden auf (Abb. 59).

In den hangenden Anteilen dieser Abfolge sind dann teils leichte Wellung, teils auch Faltung der Schichten durch subaquatische Gleitungen zu beobachten, die auf die große Nähe des Beckenrandes zurückzuführen sein dürften. Bedeckt wird diese Sedimentation von etwa 10 m mächtigen, schlecht gerundeten Schottern der beiden Bäche, die lagenweise gut verfestigt sind und nur eine leicht südgeneigte Fläche in 580 m Höhe bilden. Sie stellen die letzte Phase der Auffüllung des Beckens dar, als aber kein See mehr vorhanden war. Sobald dann der Rückstau durch den Eiskörper im Haupttal wegfiel, schnitten die Bäche wieder ein (Abb. 22).

St. Agatha

In dem kleinen Stausee am Rand des Jochwand Standes (s. Kapitel Jochwand Stand, Goiserer Becken) wurden mächtige Schluffe abgelagert, die ebenso durch eine Kreidegrube aufgeschlossen sind.

Im September 1973 war es möglich, die Sedimentabfolge fast geschlossen aufzunehmen und Proben zu entnehmen (Säulenprofil; Abb. 60). Bei späteren Be-

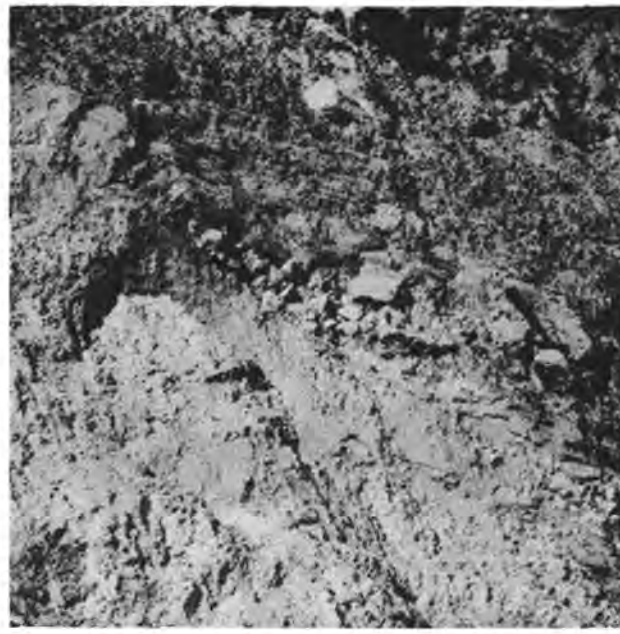


Abb. 59. Diskordanz zwischen ungeschichtetem und geschichtetem Schluff mit zwischengeschalteter Geröllage.

suchen konnten nur noch einzelne Anteile dieser genauer untersucht und beprobt werden, was zu einer Verfeinerung des Bildes beitrug.

Die liegenden Anteile und die Basis werden von der Grube nicht erreicht, wodurch nur die hangenden Anteile (rund 25 m) zu sehen sind (Abb. 60). Die Schichtfolge beginnt knapp oberhalb des kleinen Teiches mit einem Paket von tonigem Schluff, das keine Schichtung zeigt. Darüber fand sich ein kopfgroßer, ungerundeter Dachsteinkalkblock, der als Driftblock aufzufassen ist. Nach einer feinschichtigen Schlufflage (Abb. 61) folgt auf einer leicht welligen Trennfläche eine aus Steinen und Sand bestehende Schicht, in der linsig aufgelöste, verknete Schlufflagen enthalten sind (Abb. 62).

Darüber schließt eine Abfolge dünnschichtiger, 1,5 bis 5 cm mächtiger Schluffe mit mm-dünnen Feinsandzwischenlagen an. Sie wird von drei Lagen mit intensiver Internverfaltung und Stauchung unterbrochen, in der weitgehend ungerundete Schuttkomponenten bis zu 1 cm Korngröße eingebettet sind (bei dem Schutt handelt es sich fast ausschließlich um die hellen Kalke und untergeordnet Dolomite der NW Flanke des Sarsteins). Darüber folgt dann nach einem 10 cm mächtigen, ungeschichteten Schluffband eine Schicht, die eine völlige Auflösung des Gefüges zeigt. Die stark verfalteten Schluffbänder sind durchwegs zerrissen und in Schmitzen aufgelöst (Abb. 63). Die Hauptmasse wird von den Sanden und untergeordnet Schutt bis 3—4 cm Korngröße gebildet, darüber folgt dann wieder eine Periode ruhigerer Sedimentation, die von durchwegs dünnschichtigen aber gegenüber den liegenden Anteilen feindsandreicheren Schluffen charakteri-

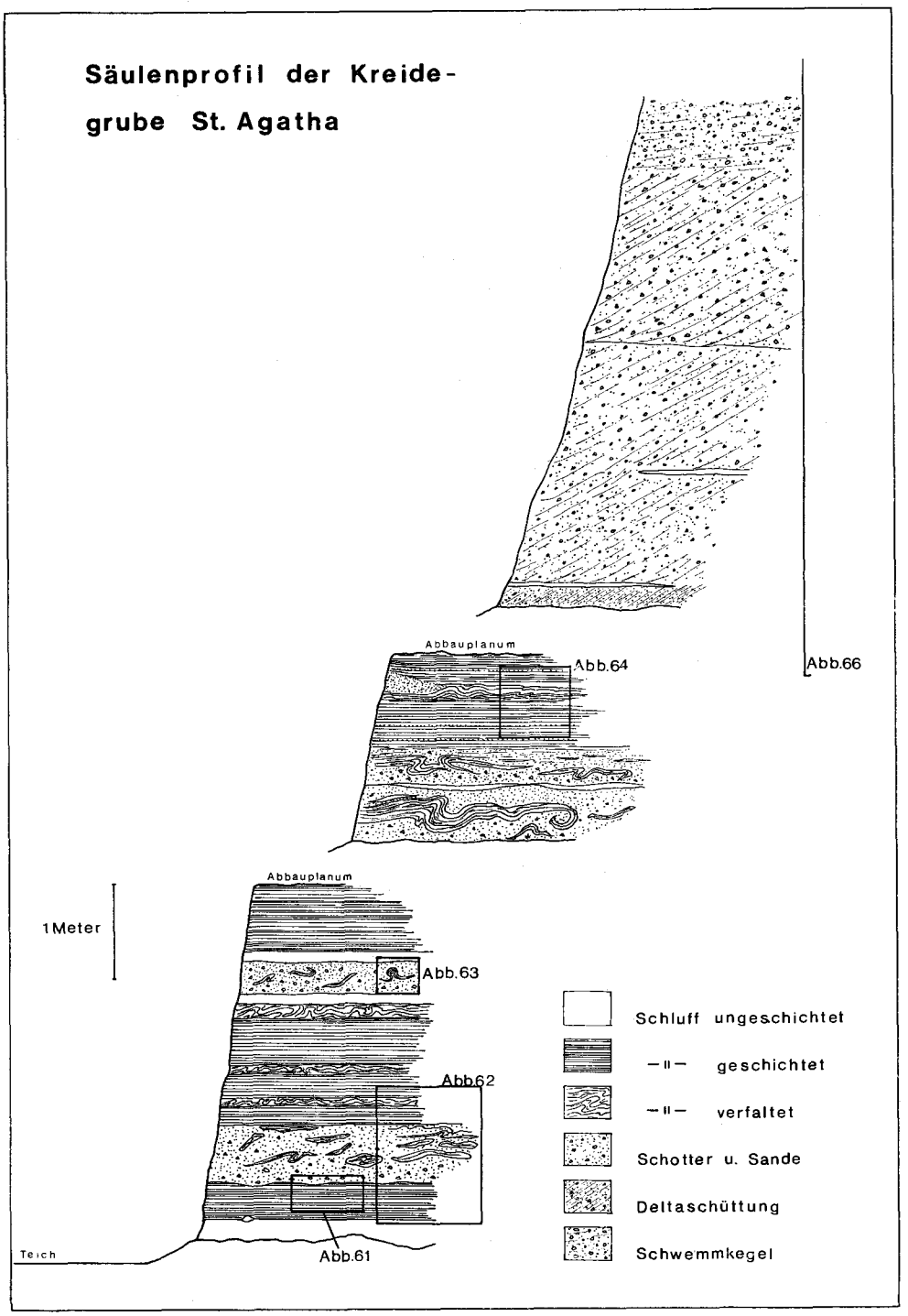

Säulenprofil der Kreide-
grube St. Agatha
Abbauplanum
Abb.64
Abb.66
Abbauplanum
1 Meter
Abb.63
Abb.62
Abb.61
Teich
Schluff ungeschichtet
—"— geschichtet
—"— verfaltet
Schotter u. Sande
Deltaschüttung
Schwemmkegel

Abb. 60.

Abb. 61. Feinschichtige Schluffe.

Abb. 62. Schluffe mit mächtigen subaquatischen Gleitungen.

Abb. 63. Detail aus subaquatischer Gleitung.

siert wird. Die obersten 2 m der feinkörnigen Schichtfolge sind dann hauptsächlich durch verknetete Lagen mit hohem Sand- und Schuttanteil geprägt, die nur noch von kurzen Perioden mit ungestörter, ruhiger Sedimentation abgelöst werden. In diesem Bereich sind auch im Gegensatz zu diesen Schichten im liegenden Anteil verstärkt Erscheinungen von Stauchungen (Abb. 64) und Erosion der

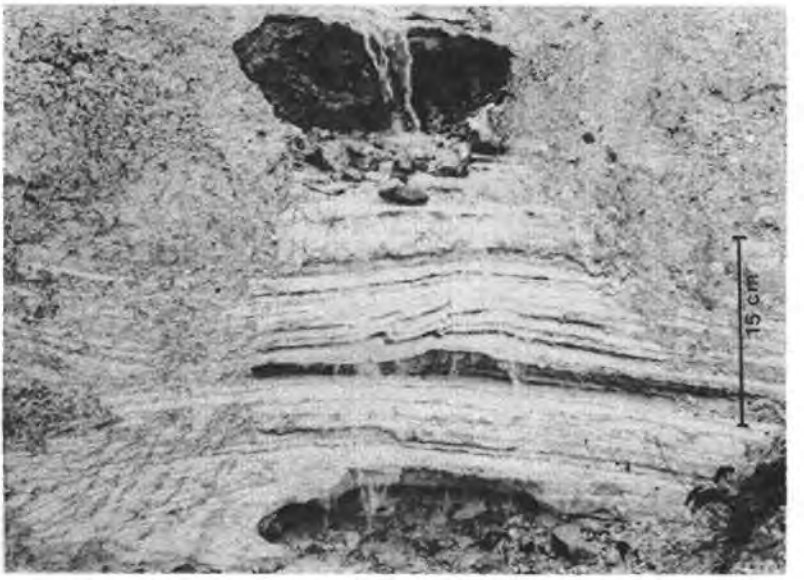


Abb. 64. Gestauchte Schluffe.

unmittelbar liegenden Schluffbänder durch die Gleitungen zu beobachten, was auf eine erhöhte Energie der Gleitung durch die bereits größere Nähe des Ufers hindeutet.

Auf ein Eingleiten von Ost nach West deuten auch die B-Achsen in den intensiv verfalteten Partien hin, die bevorzugt N-S Richtung aufweisen.

Demnach kann als Sedimentationsablauf in diesem kleinen Becken folgender als wahrscheinlichster angesehen werden.

Nach der Abdämmung des Sees kam es zur raschen Sedimentation ungeschichteter, teils sehr mächtiger, toniger Schlufflagen, die keinerlei Unterbrechung der Ablagerung anzeigen. Sie haben die gleiche Kornverteilung wie die Schluff- und Tonanteile der anderen Seeablagerungen und sind sicher hauptsächlich auf die starke Einschwemmung von Schwebstoffen vom Gletscher zurückzuführen (Abb. 65).

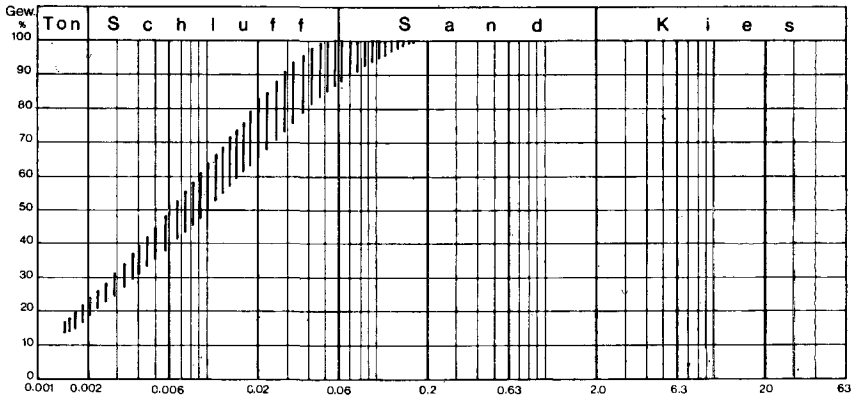


Abb. 65. Kornverteilung der Schluffe aus der Kreidegrube St. Agatha (Auswertung von 10 Proben).

Die ersten, anfänglich noch dünnen, verfalteten Bänke deuten darauf hin, daß das Becken bereits von Osten durch das sich vorbauende Delta soweit eingeengt war, daß die Gleitungen begannen, das ganze Becken zu beeinflussen. Zum Hangenden wird dieser Einfluß immer stärker, der sich durch die mächtigen, verfalteten Lagen dokumentiert, mit dem auch bereits größere Steine des Randbereiches ins Becken verfrachtet wurden.

In diesem Bereich ändert sich auch die Zusammensetzung der Schluffe. Einerseits nehmen die Feinsandlagen an Häufigkeit und Mächtigkeit zum Hangenden hin zu, andererseits nimmt in den Schlufflagen selbst der Gehalt an Tonfraktion zugunsten eines Feinsandanteiles ab (Abb. 65). Dies deutet gemeinsam mit dem vermehrten Auftreten der subaquatischen Gleitungen auf eine zunehmende Erhöhung der Sedimentationsenergie, die durch die zunehmende Verengung des Beckens erklärlich ist.

In der weiteren Folge überlagert dann das aus sehr sandreichen, feinen Schottern nach Westen vorgebaute Delta diese Schichtfolge. Die die Deltaschichtun-

gen trennenden, horizontalen Schlufflagen zeigen einen zu dieser Zeit in mehreren Stufen um rund 4 m ansteigenden Wasserspiegel an.

Die Deltaschüttung wird dann noch als letzte Phase in der Verfüllung des Beckens von etwa 10 m mächtigen, schlecht gerundeten Schottern überdeckt, die vom Liegenden zum Hangenden zunehmend gröber werdend eine leicht nach Westen zu einfallende Schichtung zeigen (Abb. 66). Sie repräsentieren den flach

Abb. 66. Delta und Schwemmkegel im Hangenden der Schluffe (1).

nach Westen auslaufenden Schwemmkegel unterhalb der Ortschaft Pötschen, der die schwach geneigte Terrasse in 726—727 m Höhe bildet, die sich von der Kreidegrube bis knapp südlich der alten Pötschenstraße verfolgen läßt.

Unter Kainisch

Die Sedimente im kleinen Becken von Unter Kainisch zeigen den gleichen Sedimentationsablauf mit einem Wechsel von Schluff- und Sandbändern, nur daß in dem weiten Becken die Störungen durch subaquatische Gleitungen fehlen.

Die Durchströmung des Beckens durch die Traun drückt sich einerseits durch das gegenüber den anderen Seebecken vermehrte Auftreten von mächtigen Sandlagen, andererseits auch durch den verringerten Tonanteil in den Schluffpaketen aus (Abb. 67). Überlagert werden diese Schluffe von flachen Schwemmkegeln des Ziegel Baches und des Abflusses aus dem Tal der Kainischen Traun, bevor diese wieder ihren alten Lauf gewann (s. Kapitel Jochwand Stand, Ausseer Becken).

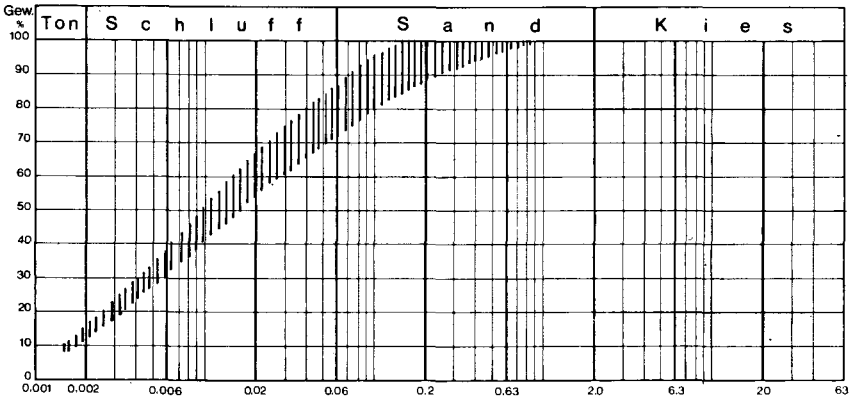


Abb. 67. Kornverteilung der sandigen Schluffe im Becken von Unter Kainisch (Auswertung von 9 Proben).

K a i n i s c h — Ö d e n s e e

Die in dem weit gespannten Seebecken, das nach dem Abschmelzen des Jochwand Standes im westlichen Mitterndorfer Becken entstand, sedimentierten Schluffe zeigen eine ziemlich gleichmäßige Ablagerung, in der dünne Feinsandlagen nur selten auftreten. Dieser ruhigen Sedimentation entspricht auch der Gehalt an Tonfraktion (Abb. 68).

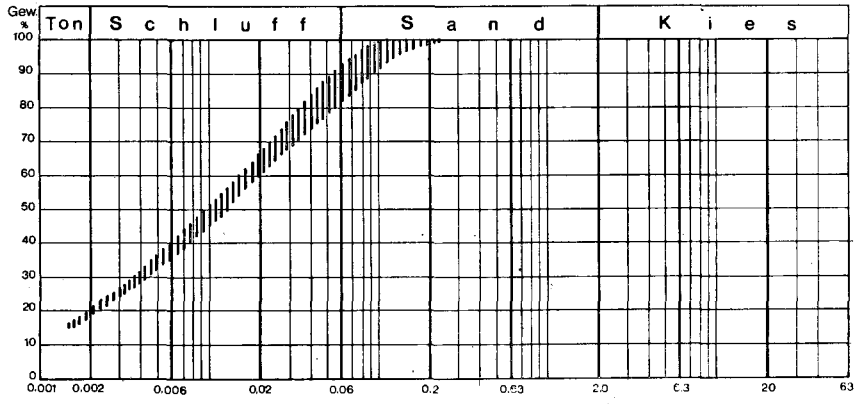


Abb. 68. Kornverteilung der sehr gleichmäßigen Schluffe im Becken von Kainisch-Ödensee (Auswertung von 10 Proben).

Schlußfolgerung

Im Trauntal entstanden hauptsächlich während der ersten Abschmelzphasen und des folgenden Spätglazials am Eisrand und in eisfrei gewordenen Wannen kleine, kurzlebige Seen. Dank eines frei verfügbaren, reichlichen Angebotes an

Schutt aller Korngrößen wurden sie rasch zuerst mit Schluff, in der weiteren Folge mit Schottern verfüllt. Als Modell eines derartigen Ablaufes kann die genau beschriebene Serie von St. Agatha gelten.

Bei einer genaueren Untersuchung des Sedimentationsablaufes der teilweise sehr mächtigen, tonig-schluffigen Lagen konnte innerhalb der einzelnen Schichten kein wesentlicher Unterschied in den Korngrößen und kaum ein allmählicher Übergang in gröbere Lagen (Sand) festgestellt werden. Wie zu erwarten, ergaben sich Unterschiede im Gehalt der Tonfraktion dieser feinkörnigen Sedimente in Abhängigkeit zur Größe des Beckens und des durchströmenden Gerinnes (Abb. 54, 65, 67, 68).

Eine röntgenographische Untersuchung von drei tonreichen Schluffproben auf ihre mineralogische Zusammensetzung, die Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, in dankenswerter Weise durchführte, ergaben eine gute Übereinstimmung mit der gesteinsmäßigen Zusammensetzung im Einzugsgebiet des Detritus.

Kainisch-Ödensee		Unter Kainisch		St. Agatha	
Kalzit	65%	Kalzit	68%	Kalzit	38%
Dolomit	10%	Dolomit	10%	Dolomit	50%
Quarz	16%	Quarz	14%	Quarzit	6%
Illit	5%	Illit	4%	Illit	3%
Chlorit	4%	Chlorit	4%	Chlorit	3%

So drückt sich die große Verbreitung von Wettersteindolomit an den unteren Hängen des Sarsteins in St. Agatha durch den hohen Dolomitanteil aus. Das vermehrte Auftreten von Quarz, Illit und Chlorit hängt mit dem Auftreten größerer Bereiche von Untertrias in den Becken von Bad Aussee und Bad Mitterndorf zusammen. Die relativ hohe Quarzführung paßt auch gut zu seinem Auftreten in den Würmgrundmoränen dieser Becken (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung). Keine Aussagen können über den Rhythmus der Sedimentation gemacht werden. Dazu ist der Ablauf zu unregelmäßig und zeigt keine Gesetzmäßigkeit, wie ihn z. B. Jahreswarven aufweisen.

Ein Hinweis auf die wahrscheinlich sehr stark schwankende Sedimentationsgeschwindigkeit war durch die Bestimmung der Pollendichte zu erbringen. So konnten im gleichen Aufschluß in dünnen Schluffbändern, die meist eine dünklere Farbe aufwiesen, Konzentrationen gemessen werden, die 20—30mal höher lagen als die in den mächtigen, völlig homogen aufgebauten Lagen im Hangenden oder Liegenden der dünnen Schicht. Da aber nicht anzunehmen ist, daß sich die Vegetationsdichte so rasch geändert hat, ist eine Schwankung der Sedimentationsgeschwindigkeit viel eher als Grund für die so stark schwankende Pollenkonzentration anzusehen. Dabei dürften während solcher Perioden überaus starken Sedimentangebotes auch die bis zu 20 cm mächtigen, intern völlig ungeschichteten Lagen mit tonig-schluffiger Zusammensetzung auf einmal, möglicherweise auch innerhalb nur weniger Tage entstanden sein.

Der Ablauf des Jungpleistozäns im Trauntal und seine Stellung im regionalen Vergleich

Riß

In der Entwicklung des Rißgletschers zeichnet sich im Trauntal ein Hauptereignis ab, während dessen ein geschlossener, sehr mächtiger, breiter Endmoränenwall ungefähr 3—4 km nördlich des Traunsees aufgeschüttet wurde. Er verläuft in zwei bis drei Wälle gegliedert in einem weiten Bogen von Pinsdorf über Ehrendorf bis Baumgarten. Mit diesem Moränenkranz ist die Schüttung der Hochterrasse im Vorfeld des Gletschers verknüpft.

Dieses Ereignis wird als H o c h s t a n d bezeichnet und markiert eine lange Zeit stationär bleibende, geschlossene Front des Rißgletschers.

Seine Moränen wurden in der darauf folgenden Entwicklung vom Gletscher noch überfahren, der noch 2,5 km weiter nach Norden vorstieß. Dabei wurden die Moränenwälle und die anschließende Hochterrasse überarbeitet und teilweise mit Grundmoränenmaterial bedeckt.

Der jüngere Gletscherstand hinterließ östlich der Traun einen sich in der Landschaft scharf abzeichnenden Endmoränenkranz, der eine Aufteilung der Gletscherfront in einzelne Zungen anzeigt. An die Endmoräne schließen kurze steile Sanderkegel an, die aber bald im Niveau der Hochterrasse auslaufen.

Dieser durch die schmäleren und niedrigeren Wälle als eher kurzfristiges Ereignis charakterisierte Vorstoß wird als M a x i m a l s t a n d bezeichnet.

Der am Nordende des Trauntales in solcher Deutlichkeit rekonstruierbare Ablauf des Riß bildet sich auch an den Gletscherzungen seiner östlichen Nachbarn (Steyr- und Ennsgletscher) ab. Im Bereich des Steyrgletschers konnten schon früher (D. VAN HUSEN, 1975, S. 278 f.) an beiden Gletscherzungen im Steyrtal um Obergrünburg und im Kremstal nördlich Wartberg zwei Stände des Rißgletschers mit dem gleichen klaren Ablauf rekonstruiert werden. Ebenso läßt sich die von einem abschließenden Vorstoß überfahrene Hochterrasse im Flußgebiet der Enns südlich Weyer in diesen Ablauf eingliedern (D. VAN HUSEN, 1968, S. 275 f.).

Diese am Nordrand der Alpen zwischen Enns und Traun gut abgesicherte Untergliederung in zwei bedeutende Stände des Rißgletschers kann recht gut mit der Zweiteilung der Rißmoränen anderer Voralpengletscher verglichen werden.

So beschreibt L. WEINBERGER (1955, S. 15) am östlichen Teil des Salzachgletschers zwei Endmoränenkränze ohne aber näher auf ihre Ausbildung und Beziehung zueinander einzugehen. Von beiden gehen Hochterrassen aus, die sich aber nach kurzer Strecke zu einer einzigen vereinigen.

Vom westlichen Teil (Bayern) des Salzachgletschers gibt E. EBERS (1966, S. 58 ff.) ebenso zwei Moränenzüge an, die sie auch mit denen von L. WEINBERGER verbindet. Sie beschreibt den inneren als breite Wallform, der mit der Hochterrasse verknüpft ist. Der äußere, nicht so mächtig entwickelte Wall (Stauchmoräne von Kirchweidach) soll aber älter sein, teilweise unter der Hochterrasse liegen, sonst aber keinen Kontakt mit dieser aufweisen.

Diese Angaben stehen in krassem Widerspruch zu denen von E. BRÜCKNER (1909, S. 153), der von einer Verknüpfung spricht.

Am loc. typ. des Riß bei Biberach wurde die breit ausgebildete Moräne mit dem anschließenden Terrassenkörper als überfahrene Mindelmoräne eingestuft (A. PENCK, 1909).

Bei den Aufnahmen zur Geologischen Karte von Württemberg stellt F. WEIDENBACH (1937, S. 30 ff.) die überfahrene Moräne mit den anschließenden Schottern ins Riß und spricht von einer Vorstoßabfolge.

Später erfolgte durch das Auffinden von Bodenbildung wieder eine Einstufung der breiten, inneren Moräne in die Mindeleiszeit (K. SCHÄDEL, 1952, K. SCHÄDEL & J. WERNER, 1963) (zusammenfassende Darstellung der Einstufung bei G. M. RICHMOND, 1972, S. 11).

Neuerdings erwähnt H. GRAUL (1973, S. 257) eine Phasenschwankung der Rißvergletscherung, die sich am loc. typ. durch die Bedeckung mächtiger fluvioglazialer Schotter mit einem gestauchten Geschiebemergelband über einige Kilometer Länge abzeichnet. Sie stellt die Grundmoräne der größten Ausdehnung der Rißvergletscherung dar.

Diese Darstellung ist aber ebenso wie auch die Beschreibung F. WEIDENBACHS (1936, S. 69 ff., 1937, S. 30 ff.) gut mit der Abfolge und Ausbildung der Sedimente im Trauntal zu vergleichen.

Bei den beiden beschriebenen Städen des Traungletschers (Hoch- und Maximalstand) handelt es sich wahrscheinlich um eine kräftige Oszillation ohne eine zwischengeschaltete wärmere, durch Verwitterungserscheinungen geprägte Periode. Diese Auffassung kann dadurch unterstützt werden, daß im oberösterreichischen Raum keine Verwitterungshorizonte in den rißzeitlichen Lössen gefunden wurden (J. FINK, 1969, S. 18 f.). Die in anderen Lößprofilen im Umkreis der Alpen erkennbare Untergliederung des Rißlösses in zwei Ereignisse benützt G. M. RICHMOND (1972, S. 12 ff.) zum Vergleich seiner zwei Hauptvorstöße der „Bull Lake Glaciation" in den Rocky Mountains mit der Rißvergletscherung in den Alpen.

Auf Grund dieser Vergleiche kann gesagt werden, daß es sich bei diesen beiden Ständen der Gletscherzungen am Nordrand der Alpen Oberösterreichs um eine Oszillation des hochglazialen Rißgletschers handelt, die am Ende der Rißeiszeit auftrat und eine weitere Verbreitung hatte. Von einer durch Bodenbildung davon abtrennbaren zweiten Phase waren im Trauntal aber keine Spuren zu finden.

Würm

Zu Beginn des Aufbaues des Eisstromnetzes im Trauntal kam es durch Vorstoßschotter zur Auffüllung der praewürmzeitlichen Täler im Ausseer Becken. Sie wurden im Vorfeld der Gletscherzunge des Toten Gebirges (Grundl See, Altausseer See) abgelagert und zeigen durch Deltastrukturen am Eingang des Koppentales eine bereits zeitweilige Abriegelung dessen durch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus an (Abb. 7).

Die Größenordnung des Gletschers am Beginn der Schottersedimentation entspricht etwa der des Goiserer Standes im Spätglazial (Abb. 38) und bedingte dem-

nach sicher ähnliche klimatische Verhältnisse. Die Bestimmung des Zeitraumes, während dessen die Gletscher des Trauntales diese Größenordnung erreicht hatten, ist an Ort und Stelle nicht möglich, da keine Fossilien zu finden waren.

Indirekt könnte dabei ein Vergleich mit den Inntalsedimenten weiterhelfen den Zeitraum etwas einzuschränken. Nach den neuen Arbeiten aus dem Inntal (F. FLIRI, 1970, 1973) wurden wesentliche Teile der mächtigen Bändertone von Baumkirchen im Liegenden der Würmgrundmoräne im Zeitraum zwischen etwa 30.000 und 26.000 BP sedimentiert. Die Bändertone zeigen durch ihre Armut an Pollen (S. BORTENSCHLAGER, 1970, S. 23) kaltzeitliche Bildungsbedingungen an. Eine Bestätigung dessen ergaben auch Deuteriumbestimmungen an Hölzern (W. E. SCHIEGL & P. TRIMBORN, 1972) mit einer Erniedrigung der Mitteltemperatur von wahrscheinlich 5° C. Der Grund für den sukzessiven Aufstau des Sees sieht F. FLIRI, 1972, S. 207, in der verstärkten Schuttzulieferung der südlichen Nebentäler des Inns, die klimatisch bedingt sei. Er widerspricht damit der Meinung der Abriegelung des Inntales durch den Zillertal Gletscher (zuletzt F. MAYR, 1968, S. 288). Demnach werden während der Sedimentation der Bändertone die Gletscher noch auf die Nebentäler beschränkt anzusehen sein, was aber durchaus der Situation Steinach-Gschnitz (F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968) entsprechen kann.

Auf Grund dieser Überlegungen möchte ich die Bildungszeit der Vorstoßschotter im Ausseer Becken fürs erste in den Zeitraum knapp vor 25.000 BP einordnen (Taf. 4).

Während des folgenden Aufbaues des Eisstromnetzes kam es zu einem Zeitpunkt, als die Gletscherstirn bereits das heutige Becken des Traun Sees erreicht hatte, zu einer kurzen Verzögerung im Vorrücken. Von dem bereits bis rund 600 m NN reichenden Gletscher des Trauntales wurden die beiden Seitentäler des Offensee- und Langbath Baches abgeriegelt (Abb. 10, 11, 21). In den dabei entstandenen Seen wurden mächtige Schluffablagerungen sedimentiert. Der darauf folgende endgültige Vorstoß führte zum Aufbau des geschlossenen Eisstromnetzes auch im nördlichen Teil des Trauntales, in das das Langbath Tal noch miteinbezogen war (Abb. 21). Weiter nördlich waren die Lokalgletscher bis auf eine Ausnahme (Fahrngrube) vom Traungletscher getrennt.

Dieser erfüllte in einem ersten, am weitesten nach Norden vorstoßenden Gletscherstand den Traun See. Er hinterließ um Vichtau und bei Gmunden undeutliche niedrige Wälle und sperrte auch die alte Abflußrinne der Aurach östlich Neukirchen, wodurch die liegenden groben Sedimente in dem Becken entstanden sind (Taf. 2, Prof.). Er wird als M a x i m a l s t a n d bezeichnet.

Von ihm ging eine erste steilere Niederterrassenschüttung aus, von der sich über 2—3 km erstreckende Reste nördlich Gmunden erhalten sind.

Der auf den Maximalstand folgende, in seiner Ausdehnung etwas kleinere Gletscherstand (die Gletscherzunge wies etwa 50 m geringe Mächtigkeit auf) wird von den fast geschlossen erhaltenen Endmoränen westlich und nördlich des Traun Sees markiert. Im Becken östlich Neukirchen sind mit ihm die hangenden feineren Sedimente zu verbinden. Er wird als H o c h s t a n d bezeichnet. Diese mächtigen, deutlich ausgeprägten Moränenwälle sind mit der etwas flacher ver-

laufenden Hauptschüttung der Niederterrasse verknüpft, die über große Strekken traunabwärts zu verfolgen ist. Die Abflußverhältnisse im Niveau der Niederterrasse bleiben dann auch noch bis zu einem kurzen Gletscherhalt bestehen, der den Wall bei den Satorianlagen aufschüttete.

Das Eisstromnetz, das sich während des Maximalstandes konsolidierte, kann an einigen Punkten in seiner Höhe bestimmt werden. Es wies am Dachsteinplateau eine Höhe von rund 2400 m auf, verlor an den Plateaurändern rasch an Höhe und erreichte in den Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Bad Mitterndorf etwa 1600—1700 m NN, so daß aus dem Ennstal Eismassen ins Trauntal abfließen konnten. Um Bad Ischl betrug die Höhe dann noch rund 1400 m NN. Von hier ergoß sich die Hauptmasse des Eises nach Westen und Nordwesten ins Gebiet des Attersees, an dessen Südende noch knapp über 1000 m Höhe erreicht wurden.

Ein wesentlich schwächerer Arm erfüllte das Trauntal und wies an der Mündung des Frauenweißenbaches noch rund 900 m Höhe auf (Abb. 21). Der Unterschied zwischen Maximal- und Hochstand von etwa 50 m wirkte sich sicher nur im engeren Zungenbecken aus.

Eine völlig gleiche Entwicklung des würmzeitlichen Hauptereignisses konnte in den letzten Jahren bereits am Draugletscher und an den Lokalgletschern der östlichen Karawanken gefunden werden (D. VAN HUSEN, 1975 und 1976). Auch hier wird ein etwas größerer Maximalstand durch undeutliche Moränen und kurze Terrassenschüttungen markiert. Er ist von dem durch mächtige Moränenwälle und der Hauptschüttung der Niederterrasse charakterisierten Hochstand abtrennbar.

Eine Differenzierung der Würmwälle wurde auch an den Gletscherzungen des Vorlandes westlich des Traungletschers vorgenommen. So beschreibt L. WEINBERGER (1955, S. 15 f.) einen äußeren Wall, verpnüpft mit einer höheren Niederterrasse und einen mittleren Wall, von dem ebenso eine Niederterrasse ausgeht, die die höhere unterschneidet. Knapp südlich davon liegt noch ein innerer Wall, der eine überfahrene Endlage des Gletschers darstellt. Die gleiche Zweiteilung der Würmmoränen beschreibt er auch vom Irrsee- und Atterseeteilbecken des Traungletschers, nur erwähnt er hier den überfahrenen Wall nicht (L. WEINBERGER, 1955, S. 21).

Vom westlichen Teil des Salzachgletschers ist eine völlig idente Entwicklung von E. EBERS (1966, S. 121 f.) beschrieben worden. Auch hier wird der größte Stand (Unter Weißenkirchener Phase) von kleinen, oft unterbrochenen Wällen umrissen, während der knapp innerhalb liegende (Nunreuter-Radegunder Phase) von gut ausgebildeten Formen markiert wird. Beide sind mit einer Niederterrassenschüttung verbunden.

E. EBERS setzte ihre Untergliederung mit den Darstellungen K. TROLLS (1924) im Inngletscher in Beziehung, wodurch ein Vergleich der Entwicklung der einzelnen Gletscherzungen möglich ist. Der Versuch das überfahrene Tengelinger Stadium mit der Unterbrechung des Eisaufbaues im Trauntal (Offenseebach) zu parallelisieren geht von folgender Überlegung aus. Der Traungletscher konnte wahrscheinlich zu dieser Zeit durch die Aufsplitterung in mehrere Zungen noch

nicht ganz die Größenordnung des Würms erreicht haben, wie das den geschlossenen Vorlandzungen möglich war. Das Ende seiner Zungen lag noch in den engen Seebecken, in denen keine Moränen erhalten blieben.

Die im Trauntal beschriebene Abfolge stellte das Hauptereignis des Würms in diesem Raum dar, das durch den raschen Aufbau eines Eisstromnetzes nach 25.000 BP charakterisiert ist. Es stellt im Trauntal eine nur durch kurze Unter-

allg. Charakteristik	K.TROLL 1924 Inngletscher	E.EBERS 1966 / L.WEINBERGER 1955 Salzachgletscher		Traungletscher
innerster Wall	Ölkofener Phase	Lanzinger Phase		Schloß Ort – Pichl Bach
Hauptwall	Ebersberger Phase Kirchseeoner Phase	Radegunder Phase Nunreuter Phase	mittlerer Würmwall	Satorianlagen Hochstand
Äußerster Wall	Ayinger Phase	Unterweißenkirchener Phase	äußerer Würmwall	Maximalstand
überfahrener Wall		Tengelinger Stadium	innerer Würmwall	Offenseebach T. – Langbath T. ?

Abb. 69. Tabelle zur Parallelisierung der Moränenwälle der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland.

brechungen und zwei Oszillationen gegliederte Einheit dar, die an den anderen Gletschern der weiteren Umgebung ebenso entwickelt ist. Es handelt sich dabei um die Periode in der im Alpenvorland der Löß sedimentiert wurde, der über dem Horizont des Stillfried B (um 28.000 BP) folgt (u. a. J. FINK, 1969, S. 19), wodurch auch eine Parallelisierung mit der im Spätwürm erfolgten Ausdehnung der Gletscher und Eisschilde möglich ist.

Für das Brandenburger-Frankfurter Stadium der nordeuropäischen Inlandvereisung gibt N. A. MÖRNER (1969, S. 107) (in seiner Arbeit C-Linie) ein Alter von rund 20.000 BP an, das demnach auch für die beiden größten Stände (Maximal- und Hochstand) im Trauntal angenommen werden kann (Taf. 4).

Auf eine gute Übereinstimmung in Ablauf und Datierung durch ^{14}C-Daten zwischen Weichsel und Wisconsin Vereisung weist neuerdings R. F. FLINT (1971, S. 658) hin.

Spätglazial

Ein erster unbedeutender Rückzug des Traungletschers von seinen Endmoränen des Hauptvorstoßes drückt sich in den Wällen am Pichl Bach und bei Schloß Ort aus. Danach setzt der endgültige Rückzug ein. Ob dieser hier ebenso nicht vor 18.000 BP beginnt, wie N. A. MÖRNER (1969, S. 107) für den endgültigen Rückzug von den Endmoränen des Brandenburger-Frankfurter Stadiums angibt, könnte nur angenommen werden.

Das Abschmelzen in dieser ersten Periode erfolgte sehr schnell und führte bald zum Zusammenbruch des Eisstromnetzes im nördlichen Abschnitt des Trauntales und zum Rückzug der Gletscherstirn bis in den Raum Bad Ischl.

Ebenso rasch und auch ohne Spuren einer wesentlichen Unterbrechung erfolgte der Eisrückzug des Salzachgletschers, L. WEINBERGER (1955) und E. EBERS et al. (1966, S. 139ff.). Insofern ergibt sich ein deutlicher Unterschied zum Draugletscher an der Südabdachung der Alpen. Hier wurden von H. BOBEK und E. LICHTENBERGER (1959) eine große Zahl von deutlich ausgeprägten Halten und Vorstoßphasen beschrieben, die den Beginn der Rückzugsphase gliedern. Ob diese Differenzierung nur von den besonderen topographischen Verhältnissen (kleinkuppiges Gelände führt zur Aufspaltung in viele kleine Zungen) abhängt oder Ausdruck einer eigenständigen Entwicklung, bedingt durch die S-Exposition ist, wird noch bei weiteren Untersuchungen überprüft werden müssen.

Im Trauntal wird der weitere Abbau des Eisstromnetzes und später der einzelnen Gletscherzungen von fünf deutlichen Gletscherständen geprägt. Diese in ihrem Ablauf und der faziellen Entwicklung ihrer Sedimente charakterisierbaren Stände konnten durch palynologische Untersuchungen und ^{14}C-Datierung auch zeitlich genauer festgelegt werden (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände).

Um eine präjudizierende Gleichsetzung mit den zu allgemein angewandten klassischen spätglazialen Gletscherständen des Tiroler Raumes (A. PENCK, 1909) zu vermeiden, wurden die Stände des Trauntales mit Lokalnamen belegt.

Die im folgenden versuchten Verbindungen mit dem Tiroler Raum stützen sich primär auf fazielle Vergleiche, die nach der Neubearbeitung der Typlokalitäten durch F. MAYR & H. HEUBERGER (1968) möglich scheinen. Soweit eine Zuordnung dieser zu den palynologischen Zonen bekannt ist (G. PATZELT, 1975), konnten diese ebenso herangezogen werden.

Auf eine Berücksichtigung der Schneegrenzdepression bei diesen Vergleichen mußte bei allen Ständen bis auf den jüngsten (Egesen) verzichtet werden, da in den fjordartigen Tälern keine Hinweise auf die Eismächtigkeit erhalten geblieben sind. Außerdem verhindern die hohen Geländestufen der Plateauränder eine kontinuierliche Entwicklung der Gletscherzungen gerade in dem Höhenbereich, wo die Schneegrenze der spätglazialen Stände zu liegen käme. Dadurch würde ein weiterer Unsicherheitsfaktor in die Abschätzung der Schneegrenze mit eingehen.

I s c h l e r S t a n d : Er bringt die erste deutliche Unterbrechung des Abschmelzvorganges (Abb. 26). Charakterisiert wird er durch einen Vorstoß über etwa 5—6 km, der aber außer einer dünnen Grundmoränendecke, schwach entwickelten Seitenmoränen und verbreiteten Kamesterrassen keine Spuren hinterlassen hat.

Der Ischler Stand, in dessen Position schon A. PENCK (1909, S. 365) sein Bühl vermutete, kann mit seiner Charakteristik durchaus der Situation des Bühlstadiums entsprechen, wie es von F. MAYR & H. HEUBERGER (1968, S. 150 f.) beschrieben wird. Als weiterer Hinweis für eine Vergleichsmöglichkeit kann noch das intakt gebliebene Eisstromnetz gelten. Es wird im südlichen Trauntal durch die Kristallingeschiebe der Niederen Tauern belegt, die damals noch zur Ablagerung kamen (s. Kap. Ischler Stand, Schlußfolgerung).

Jochwand Stand: Den nächsten deutlich ausgeprägten Gletscherstand im Einzugsgebiet der Traun stellt der Jochwand Stand dar (Abb. 33). Er kann als Vorstoß charakterisiert werden, der bei Bad Goisern mächtige fluviatile Sedimente überfuhr und deutliche Moränen hinterließ. Die überfahrenen Sedimente zeigen Strukturen, die auf wechselhafte Bildungsbedingungen mit öffers eingeschalteten Stauphasen hinweisen (Abb. 28). Diese könnten wahrscheinlich am ehesten mit der Verlegung des Abflusses im Trauntal durch Toteismassen des Ischler Standes erklärt werden. Im Mitterndorfer Becken fanden sich im Vorfeld der Gletscher noch große inaktive Eismassen. Während dieses Standes waren die Gletscherzungen der einzelnen Talbereiche bereits voneinander getrennt.

Auch in Tirol waren die Gletscher nicht mehr zu einem Eisstromnetz verbunden, als es zum Steinach Vorstoß kam (H. HEUBERGER, 1968, S. 156 ff.). Dieser erfolgte über Schotter im Kontakt mit Toteis. Weiters spricht für einen Vergleich, daß in beiden Räumen (Tirol und Trauntal) der Abstand zum nachfolgenden, sehr markant ausgebildeten Stand im Verhältnis zur absoluten Größe gleich ist.

Der Zeitraum, in den die beiden ersten spätglazialen Stadien fielen, kann nach der Entwicklung der Sedimente im Moor bei Rödschitz und einem ^{14}C-Datum (15.400 ± 470 BP) mit vor rund 16.000 BP eingeengt werden. Am wahrscheinlichsten ist ein Zeitraum von 17.000—16.000 BP anzunehmen, wobei für den Ischler Stand ein Alter gegen 17.000 BP wahrscheinlich scheint (s. weiter unten).

Nach dem Jochwand Stand wurden auch die Beckenlandschaften (Gosau, Goisern, Aussee, Mitterndorf, Kainisch) eisfrei. Durch den Eisrückzug bildeten sich mehrere Hangbewegungen aus, von denen die an der Ostflanke der Horn-Spitze die bedeutendste ist (Taf. 4).

Goiserer Stand: Nach diesem Rückzug kam es nochmals zu einer kräftigen Klimaverschlechterung, die sich in den Schluffen des Rödschitz Moores deutlich abzeichnet. Hier konnte sie auch mit rund 14.000 BP zeitlich eingeengt werden (Taf. 5).

Dieser Klimaverschlechterung kann durch die Abfolge der Sedimente im Bereich des Ödensees der kräftige neuerliche Vorstoß der Gletscher des Goiserer Standes zugeordnet werden.

Der Gletschervorstoß des Goiserer Standes (Abb. 38) ist nicht nur auf die Plateaugletscher und deren Zungen beschränkt, sondern wirkt sich in allen namhaften Tälern aus. Er wird überall von scharf modellierten, mächtigen Moränenwällen markiert, die oft mit einer deutlichen Terrassenschüttung verbunden sind. Die im Vorfeld der Gletscherzunge bei Bad Goisern sedimentierte Terrasse konnte sich im Trauntal ungestört entfalten, wodurch bereits ein völlig freier Abfluß im Gegensatz zum Jochwand Stand angezeigt wird.

Die Typlokalität des Goiserer Standes um Ramsau (Taf. 2, Prof. 5) im Bekken von Bad Goisern stufte A. PENCK (1909, S. 367) ins Gschnitz ein, rechnete aber alle Moränen des Goiserer Beckens dazu. Dieser Komplex ist aber ein-

deutig in die Moränen des Jochwand- und Goiserer Standes zu trennen (s. Kap. Jochwand Stand).

Nach H. NEUBERGER (1968, S. 271) ist das Gschnitz Stadium im Tiroler Raum auch als Vorstoß der Lokalgletscher zu charakterisieren, die eine nur knapp hinter den Steinachzungen zurückbleibende Größenordnung erreichten und markante Moränenwälle ablagerten. Das Toteis des Eisstromnetzes war auch hier zu dieser Zeit bereits völlig verschwunden.

Diese Entwicklung entspricht sehr gut dem Erscheinungsbild des Goiserer Standes im Trauntal, wodurch sehr wahrscheinlich eine gute Parallelität mit dem Original Gschnitz Stadium gegeben ist (Taf. 4). Neben dem Alter von rund 14.000 BP finden sich für die Einordnung in die Älteste Dryas (Pollenzone I a) noch Belege in der Vegetationsentwicklung und deren Datierung in anderen Mooren (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung . . . und Taf. 5).

Neuerdings nimmt G. PATZELT (1975, S. 321) aus vegetationsgeschichtlichen Überlegungen für das Gerlos- und das Original Gschnitz Stadium ein Praeböll-ling Alter um 13.000 BP an, was der Einstufung des Goiserer Standes in die Älteste Dryas gut entspricht, nur daß hier das absolute Alter genauer festgelegt werden konnte.

Nach dem Goiserer Stand erfolgte durch die Erwärmung in der Böllingschwankung ein weitgehendes Abschmelzen der Gletscher, so daß bereits die niedrigen Teile der Plateaus rasch eisfrei wurden. Während des raschen Eisrückzuges lösten sich von den Wänden der tief eingeschnittenen Täler zum Teil mächtige Bergstürze, die alle noch Kontakt mit Toteismassen hatten (Taf. 4).

Gegen Ende der Böllingschwankung breitete sich ab etwa 12.500 BP im Norden (Schwarzensee Furche), bis 12.200 BP im Süden (Ödenseegebiet) der Wald im Trauntal aus.

E c h e r n - S t a n d : Der kurze Klimarückschlag der Älteren Dryas wirkte sich dann nur noch auf die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus aus. So erreichte der Hallstätter Gletscher gemeinsam mit dem Schladminger Gletscher noch den Talboden am Südende des Hallstätter Sees. Ein Seitenarm floß über die Karstgasse Wiesalm—Tiergarten Hütte ab und hinterließ im Echern Tal eine grobblockige Endmoräne (Simony Denkmal), an die eine kurze Sanderschüttung anschließt. Ebenso erreichten noch eine Gletscherzunge aus dem hochgelegenen Kar östlich des Krippensteins und der Gosaugletscher (Lacke) den Talgrund (Abb. 39). Die Einstufung des Echern Standes gelang über die Datierung der Anfänge der organogenen Sedimentation im Moor auf der Gjaid Alm. Diese setzte um 11.490 ± 280 BP im Alleröd ein, wodurch ein jüngeres Alter als die Ältere Dryas für den Echern Stand nicht möglich ist, da keine Überlagerung der organogenen Sedimente durch Moräne oder Schotter mehr erfolgte. Eine zweite Datierung 10.570 ± 150 BP (während der Jüngeren Dryas!) dürfte durch Verunreinigung etwas zu jung sein (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung . . .).

Der Klimarückfall der Älteren Dryas kommt in der Vegetationsentwicklung des Moores beim Schmiedgut gut zum Ausdruck und konnte mit 11.930 ± 250 BP datiert werden (Taf. 5). Dadurch kann der Echern Stand mit rund 12.000 BP in der Älteren Dryas festgelegt werden.

Ein Vergleich mit dem im Tiroler Raum auf das Gschnitz folgende Daunstadium kann sich darauf stützen, daß G. PATZELT (1975, S. 327) dessen Einstufung in die Ältere Dryas als sehr wahrscheinlich angibt. Als weiterer Hinweis könnte auch die grobblockige Ausbildung der Endmoräne gewertet werden.

Die durch diesen Vergleich postulierte Schneegrenzdepression von 300 m gegenüber 1850 (G. PATZELT, 1975, S. 311) kann nur dann zu derart tief reichenden Gletscherzungen am Nordrand des Dachsteinplateaus geführt haben, wenn dieses während der Böllingschwankung nicht eisfrei geworden war. Außerdem werden die Gletscherzungen am Nordfuß des Dachsteinplateaus hauptsächlich in der Art „regenerierter Gletscher" ernährt worden sein.

T a u b e n k a r S t a n d : Nach dem Echern Stand zeichnet sich, nachdem das zentrale Dachsteinplateau auch eisfrei geworden war, noch ein Gletscherstand vor den Moränen des neuzeitlichen Hochstandes von 1850 ab. Damals erfüllte der Hallstätter Gletscher noch das Taubenkar nördlich des Eissees und hinterließ deutliche Endmoränen, während ein Seitenast den Schöberl bei der Simony Hütte umfloß und bis nördlich von dieser vordrang. Der Gosaugletscher erreichte damals gerade noch den Plateaurand, während in den heute eisfreien Karen um den Ochsenkogel noch kleine Gletscherzungen entwickelt waren (Abb. 43).

Für die Gletscher des Taubenkar Standes konnte eine Schneegrenzdepression von rund 200 m bestimmt werden, wodurch eine gute Vergleichsmöglichkeit mit dem Egesenstadium besteht, das G. PATZELT (1975, S. 311 und 327) in die Jüngere Dryas einordnet. Eine Einstufung, die auch für den Taubenkar Stand am wahrscheinlichsten ist.

Die für das Trauntal in sich geschlossen rekonstruierbare Abfolge der spätglazialen Stände dürfte gut mit den klassischen Stadien des Tiroler Raumes vergleichbar sein. Eine absolute Parallelisierung wird aber erst möglich, wenn in beiden Räumen eine sichere Zuordnung zu den palynologischen Zonen und eine sichere zeitliche Festlegung durch ^{14}C-Datierungen erfolgt sein wird.

W e s t a l p e n : Daß der Ablauf des Spätglazials an der Nordseite der Alpen auch weiter im Westen nicht absolut anders verlief, zeigt die Arbeit R. HANTKES (1972) über die Romanischen Voralpen in den Tälern der Saane (frz. Sarine), Simme und Kander. Er beschreibbt (S. 282) ein erstes, deutlich durch gestaffelte Seitenmoränen und Eisrand-Stauschotter gekennzeichnetes Stadium, während dessen das Eisstromnetz in den südlichen Teilen noch in Funktion, in den nördlichen aber bereits aufgelöst war (Enny-Blumenstein-Jaberg Stadium). Das nachfolgende Les Moulins-Strättligen-Thun-Stadium ist durch eine Vorstoßphase der bereits selbständigen Gletscher von differenzierter Größe gekennzeichnet.

Das dritte abgrenzbare Stadium stellt das durch mehrere deutlich ausgebildete Moränenwälle und anschließende Sanderflächen charakterisierte Saane-Zweisimmen-Interlaken Stadium dar. Diese Abfolge scheint in ihrer faziellen Charakteristik gut mit den drei ältesten spätglazialen Ständen der Ostalpen übereinzustimmen. Unter Berufung auf die Mooruntersuchungen M. WELTENS (1952) um Boltigen müßte das Sanen-Zweisimmen-Interlaken Stadium nach R. HANTKE (1972, S. 287) sehr wahrscheinlich noch vor einer Erwärmung, die dem Alleröd

vorausging (Bölling?), erfolgt sein. Diese Einstufung entspräche aber gänzlich der des Goiserer Standes in die Älteste Dryas. Die Zuordnung der beiden jüngsten Stadien (Gstaad-St.-Stephan-Areboden Stadium und Gsteig-Lenk-Meirringen Stadium) in die Ältere und Jüngere Dryas, wie sie R. HANTKE (1972, S. 287 f.) vornimmt, wurde für das jüngere neuerdings durch M. KÜTTEL (1974, S. 214) angezweifelt, ohne daß aber die palynologischen Belege auch durch geologisch morphologische abgesichert wurden.

Diese den Ostalpen sehr ähnliche Abfolge kommt auch in den früheren Arbeiten R. HANTKES (1958, 1968, 1970 a, b) (Rhein, Linth, Reuss) zum Ausdruck. Nur sind die Verhältnisse oft durch die im Zungenbereich der spätglazialen Stände liegenden Becken (z. B. Vierwaldstätter See) derart kompliziert, daß ein Versuch der Parallelisierung erst sinnvoll scheint, wenn auch eine Zuordnung einzelner Stände zu den palynologischen Zonen vorliegt.

Die im Trauntal rekonstruierbare Abfolge läßt auch für die älteren Stände eine weitere zeitliche Einengung zu, die für einen ersten Versuch des Vergleiches über die Alpen hinaus dienen mag.

Für den Goiserer Stand kann durch die beiden ^{14}C-Daten ein Alter von rund 14.000 BP sehr wahrscheinlich gemacht werden (Taf. 5). Diese Einstufung beruht auf der gleichmäßigen Sedimententwicklung im Becken von Rödschitz, die auch durch eine wenig schwankende Pollendichte in den Schluffen unterstützt wird (s. auch Kap. Ausbildung der Sedimente). Da sich auch im Liegenden des mit 15.400 ± 470 BP datierten Horizontes keine starken Schwankungen bei gleichmäßig abnehmender Pollendichte abzeichnen, scheint es gerechtfertigt, daß auch hier eine weitgehend kontinuierliche Sedimententwicklung stattfand. Die stetig abnehmende Pollendichte ist eher auf die Vegetationsentwicklung als auf raschere Sedimentation zurückzuführen, da keine Horizonte auftreten, die nur umgelagerte Pollen älterer Sedimente führen.

Als wahrscheinlicher Zeitraum für das Abschmelzen der letzten Eismassen im Becken von Mitterndorf könnten somit etwa 16.000 BP angenommen werden.

Demnach müßten aber Jochwand und Ischler Stand älter sein, wobei für letzteren ein Alter gegen 17.000 BP dann wahrscheinlich würde (Taf. 4 und 5).

Weitere Untersuchungen werden hoffentlich helfen diese erste Einstufung genauer festzulegen und die offenen Fragen besser zu beantworten.

N o r d e u r o p a : Durch die Zuordnung der einzelnen Gletscherstände zu den palynologischen Zonen und ihre genauere zeitliche Einstufung scheint es auch gerechtfertigt , einen Vergleich mit dem Eisrückzug des Skandinavischen Eisschildes herzustellen. Dabei stützt sich dieser Vergleich hauptsächlich auf umfassende, durch eine Vielzahl von ^{14}C-Datierungen und Warvenchronologie untermauerte moderne Untersuchungen des spätglazialen Eisrückzuges am Kattegat und in Südschweden von N. A. MÖRNER (1969) und H. TAUBER (1970).

Danach lag nach übereinstimmender Aussage der Südrand des skandinavischen Eisschildes zur Zeit des Taubenkar Standes in der Jüngeren Dryas auf der Linie Salpausselkä-Mittelschwedische Moränen-Ra Linie. Während der Älteren Dryas war Südschweden noch fast gänzlich mit Eis bedeckt. Der Eisrand wird von den deutlichen Moränenzügen der Berghem Linie markiert. Für diese gibt N. A. MÖR-

NER (1969, S. 183) ein Alter von etwa 11.950—11.800 BP an, das sehr gut zur Einstufung des Echern Standes paßt.

Die Verbindung der Stände der Ältesten Dryas könnte nur noch über die ^{14}C-Alter erfolgen, wodurch die noch ungenügende Einstufung der Stände des Trauntales einen sehr großen Unsicherheitsfaktor darstellt. Ohne diese einer bestimmten der vielen genau datierten Linien N. A. MÖRNER (1969, Taf. 2) zuzuordnen, kann aber abgelesen werden, daß bis zum Ende der Ältesten Dryas nur ein größerer Teil des Kattegats eisfrei geworden, die Ostsee aber noch mit Eis bedeckt war.

Während der beiden ersten deutlichen Stände in der Ältesten Dryas der Alpen lag demnach der Eisrand noch südlich der Ostsee in Dänemark und Norddeutschland, wahrscheinlich im Bereich knapp südlich der D-Linie (Pommersches Stadium), für die N. A. MÖRNER (1969, S. 181) ein Alter von 15.000—14.800 BP angibt. Daraus ergibt sich aber, daß der Massenverlust des Eisschildes gegenüber dem offensichtlich gegen Klimaverbesserungen wesentlich empfindlicheren Eisstromnetz der Alpen in dieser Zeitspanne überraschend gering war, was hauptsächlich auf die riesige, geschlossene Eismasse zurückzuführen sein wird.

Eine Auswirkung dieses Unterschiedes im Abschmelzen zeichnet sich ja auch im Zeitpunkt des Beginns der vegetationsgeschichtlich definierten Böllingschwankung ab (Abb. 48), die in den Alpen um gut 1000 Jahre früher begann (Abb. 48, vgl. auch G. PATZELT, 1975, S. 313). Erst dann setzt auch im Bereich des skandinavischen Eisschildes der rapide Eisrückzug ein, während die Alpengletscher nur noch als größere Lokalgletscher zu bezeichnen sind, im Trauntal aber nur noch die höchsten Plateauteile von nennenswerten Eisflächen bedeckt waren.

Literatur

ARNBERGER, E. & WILTHUM, E.: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. I. Teil. — Jahrb. O.-Ö. Musealverein, *96*, 181—214, Linz 1952.

BALZBERG, C. v.: Die Tiefbohrung von Goisern. — Berg. u. Hüttenm. Jahrb., *26*, 231—290, Wien 1878.

BOBEK, H.: Der Eisrückzug im Klagenfurter Becken. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 3—36, Wien 1959.

BRÜCKL, E., GANGL, G. & STEINHAUSER, P.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. — Arb. Z. A. Meteorol. Geodyn., 1—24, Wien 1969.
Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. — Arb. Z. A. Meteorol. Geodyn., 1—31, Wien 1971.

BORTENSCHLAGER, S. et al.: s. FLIRI, F. et al., 1970.

CASAGRANDE, A.: Die Aräometermethode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderen Materialien. — 56 S., Berlin 1934.

DANSGAARD, W., JOHNSON, H. B. & LANGWAY, C. C.: Icecores and Paleoclimatology. — Radiocarbon and Abs. Chron., 337—351, Uppsala 1970.

DEL NEGRO, W.: Bemerkungen zu den Kartierungen L. WEINBERGERS im Traungletschergebiet (Attersee- und Traunseebereich). — Verh. Geol. B.-A., 12—15, Wien 1969.

DRAXLER, I.: Pollenanalytische Untersuchungen auf Blatt 96, Bad Ischl. — Führer z. Arbeitstagung Geol. B.-A., 34—38, Wien 1976.
Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun (OÖ, Stmk.) (im Druck).

DRAXLER, I. & HUSEN VAN D.: Zur Entwicklung des Spätglazials im Mitterndorfer Becken (Steiermark (im Druck).
DREIMANIS, A. & VAGNERS, U. J.: Effect of Lithology upon Texture of Till. — In: GOLDTHWAIT, R. P., Glacial Deposits, 86—101, Bedmark Pap., in: Geol., 21, Strandsburg, Penns. 1975.
EBERS, E.: Das Quartär im Becken von Mitterndorf (Salzkammergut). — Jahrb. Ver. f. Landesk. u. Heimatpfl. i. Gau Oberdonau, *90*, 291—301, Linz 1942
Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. — Veröff. Ges. Bayr. Landesk. e. V., *19—22*, 116 S., München 1966.
FAHNESTOCK, R. K.: Morphology and Hydrology of a Glacial Stream-White River, Mount River, Washington. — Geol. Survey, Prof. Pap. 422—A, A 1—A 70, Washington 1963.
FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. Allgemeine Waldgeschichte. — 480 S., Fischer, Jena 1949.
FINK, J.: Le Loess en Autriche. — In: „La Stratigraphie des Loess en Europe", 17—21, VIII. INQUA Congr.
FLINT, R. F.: Glacial and Quaternary Geology. — 892 S., John Wiley & Sons inc., New York 1971.
FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würm-Vereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F., *16*, 1—14, Berlin 1973.
FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. — Z. Glkde. Glaz. Geol., *VI*, 5—35, Innsbruck 1970.
FROMM, E.: An Estimation of Errors in the Swedisch Warve Chronology. — Radiocarbon Var. and Abs. Chron., 163—172, Uppsala 1970.
GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. A. V. H., Innsbruck 1954.
GERMAN, R.: Sedimente und Formen der glazialen Serie. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *23/24*, 5—15, Öhringen/Württ. 1973.
GEYER, G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. — Jahrb. Geol. R.-A., *65*, 177—239, Wien 1915.
GEYER, G. & VACEK, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe 20 Liezen. Geol. R.-A., Wien 1916.
GEYER, G. & ABEL, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe 11 Kirchdorf. Geol. R.-A., Wien 1918.
Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Gmunden und Schafberg. Geol. B.-A., Wien 1922.
GÖTZINGER, G.: Das Ausseer Mittelgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *78*, 227—234, Wien 1935.
Die Moränengürtel des Attersee- und Irrseer Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers. — Führer f. d. Quartärexkursion i. Österreich, I. Teil, 111—119, Wien 1936.
Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden. — Führer f. d. Quartärexkursion i. Österreich, I. Teil, 99—104, Wien 1936.
Zur glaziologischen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiet oberhalb von Gmunden. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 45—51, Wien 1937.
GÖTZINGER, G.: Drumlins und Oser im Traungletschergebiet. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 35—39, Wien 1939.
Die spätglaziale Abschmelzungsfolge der westlichen Zweige des Traungletschers. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 7—15, Wien 1940.
Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 2, 12—19, Wien 1941.
GRAUL, H.: Der Stand der Quartärforschung im S der BRD in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht. — Heidelb. Geogr. Arb., 251—267, Heidelberg 1973.
GRIPP, K.: Über die Entstehung der Fjorde. — Eiszeitalter u. Gegenw., *22*, 131—147, Öhringen/Württ. 1971.
HANTKE, R.: Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würm-Eiszeit. — Eclogae Geol. Helv. *51*, 119—150, Basel 1958.

Die Difluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Eiszeitalter u. Gegenw., *19*, 219—226, Öhringen/Württ. 1968.
Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. — Eiszeitalter u. Gegenw., *21*, 71—80, Öhringen/Württ. 1970 a.
Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz. — Ber. Naturforsch. Ges. Freib. i. Br., *60*, 5—35, Freiburg i. Br. 1970 b.

HANTKE, R.: Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). — Eclogae geol. Helv., *65/2*, 279—291, Basel 1972.

HEUBERGER, H: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial — Eiszeitalter u. Gegenw., *19*, 270—275, Öhringen/Württ. 1968.

HUSEN VAN D.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *18*, 249—286, Wien 1968.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 55—A 59, Wien 1973.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 63—A 68, Wien 1974.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 69—A 72, Wien 1975.
Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. — OÖ. Musealv., *120*, 271—289, Linz 1975.
Beitrag zum Quartär auf Blatt 96, Bad Ischl. — Führer z. Arbeitstag. Geol. B.-A., 27—33, Wien 1976.
Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit a. d. Glan. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *23*, 55—68, Wien 1976.

IVERSEN, J.: The Development of Denmarks Nature since the Last Glacial. — 126 S., Reiztels, Kopenhagen 1973.

JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — Jb. Geol. B.-A., *107*, 161—214, Wien 1964.

KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. — Zeitschr. f. Gletscherk., *17*, 66—121, Innsbruck 1929.

KLAUS, W.: Pollenanalytische Untersuchung zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoor am Walserberg. — Verh. Geol. B.-A., *1/2*, 200—211, Wien 1967.
Das Riß-Würm-Interglazial von Mondsee. — Mitt. Quartärkomm. Österr. Akad. Wiss. *1*, 15—30, Wien 1974.

KLEBELSBERGER, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — *1*, Springer, Wien 1948.

KLOIBER, H. G.: Das Becken von Gosau und sein Rahmen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1968.

KOHL, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. Abschnitt Lambach—Linz—Krems. — Verh. Geol. B.-A., 40—62, Wien 1955.
Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte/OÖ. — Heidelb. Geogr. Arb., H. Graul-Festschr., 31—44, Geogr. Inst., Heidelberg 1974.

KÖSTER, E.: Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie. — 171 S., C. Hanser, München 1960.

KRAL, F.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. — 145 S., Habilschr. Inst. Waldbau BKU, Agrarverlag, Wien 1971.
Zur Vegetationsgeschichte der Höhenstufen im Dachsteingebiet. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 137—151, 1972.

KRAPPFELD. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 37—62, Wien 1959.

LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würm-Gletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 37—62, Wien 1959.

LICHTENECKER, N.: Gletscherbeobachtungen am Karls-Eisfeld (Hallstätter Gl.) in der Dachsteingruppe im Sommer 1927. — Z. Gletscherk., *16*, 147—149, Innsbruck 1928.

LORENZ, J. v.: Der Hallstätter See. Eine limnonologische Studie. — Mitt. k. k. Geogr. Ges., *41*, 1—218, Wien 1898.

MANGELSDORF, J.: Beiträge zur Sedimentologie des Inntalquartärs. — Festb. Geol. Inst. 300-Jahrf. Univ. Innsbruck, 399—440, Innsbruck 1970.
MAYR, F.: Über den Beginn der Würm-Eiszeit im Inntal bei Innsbruck. — Z. Geomorph. N. F., *12*, 256—295, Berlin 1968.
MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. — Univ. of Colorado Stud., Glaciation of the Alps, 143—165, Univ. of Colorado Press 1968.
MOJSISOVICS, E.: Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunbettes. — Jb. Geol. R.-A., *18*, 303—310, Wien 1868.
Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien (auf S. 136). — 552 S., Wien 1879.
Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, Ischl und Hallstatt. — Geol. R.-A., Wien 1905.
MÖRNER, N. A.: The Late-Quaternary History of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast. — Sverig. Geol. Undersökning, Ser. C, 487 S., Stockholm 1969.
MOSER, R. & VARESCHI, V.: Die Pflanzen der Moränen des Dachsteins. — Jb. OÖ. Musealv., *104*, 181—200, Linz 1959.
MOSER, R. & MAYR, A.: Flächen- und Massenverlust des Dachsteingletschers. — Jb. OÖ. Musealv., *104*, 163—180, Linz 1959.
MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. — 303 S., Schweizerbartsche Verl. Bh., Stuttgart 1964.
MÜLLER, G. & FÜCHTBAUER, H.: Sedimente und Sedimentgesteine (Teil II). — 762 S., Schweizerbartsche Verl. Bh., Stuttgart 1970.
PATZELT, G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 47—57, 1972.
Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). — Z. Geomorph. N. F., Suppl. *16*, 25—72, Berlin 1973.
Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). — Z. Gletscherk. Glazialgeol. *IX*, 5—57, Innsbruck 1973.
Unterinntal—Zillertal—Pinzgau—Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. — Innsbr. Geogr. Stud. *2* (Exkursionsführer Tirol), 309—329, Innsbruck 1975.
PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S.: Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe. — Eiszeitalter u. Gegenw., *20*, 116—122, Öhringen/Württ. 1969.
PENCK, A. & RICHTER, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. — IX. Internationaler Geologenkongreß, Führer f. d. Exkursionen, Nr. XII, Wien 1903.
PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 1. u. 2. Bd., 716 S., Leipzig 1909.
PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. — 2. Aufl., 718 S., Harper & Brothers, New York, N. Y., 1957.
PREY, S.: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal östlich Ohlsdorf. — Verh. Geol. B.-A., 152—161, Wien 1949.
Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden, OÖ. — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol. *III*, 213—234, Innsbruck 1956.
RESCH, W. & KÖHLER, M.: Sedimentologische, geochemische und bodenmechanische Daten zum Bänderton von Baumkirchen (Inntal/Tirol). — Festschr. HEISSEL, Veröff. Univ. Innsbr., *86*, 181—214, Innsbruck 1973.
RICHMOND, G. M.: Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. — Quat. Res., *1*, 3—28, New York 1972.
RICHTER, K.: Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. — Z. deutsch. Geol. Ges., *110*, 400—435, Hannover 1958/59.
SCHÄDEL, K.: Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. — Oberrhein. Geol. V., Jb. u. Mitt. N. F., *34*, 1—20, Stuttgart 1952.
SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. — Eiszeitalter u. Gegenw., *14*, 5—26, Öhringen/Württ. 1963.

SCHADLER, J.: Das Salzkammergut. — Verh. Geol. B.-A., 49—64, Wien 1951.
SCHIEGL, W. E. & TRIMBORN, P.: Die paläoklimatische Bedeutung des Deuteriumgehaltes von fossilen Holzproben aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal). — Z. Gletscherk. Glazialgeol., *VIII*, 231—233, Innsbruck 1972.
SCHÜCHTER, Ch.: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretales südlich von Bern. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 117 S., Bern 1976.
SCHMEIDL, H.: Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet. — Eiszeitalter u. Gegenw., *22*, 110—126, Öhringen/Württ. 1971.
SIMONY, F.: Die Seen des Salzkammergutes. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 543—566, Wien 1850.
Über Urgesteinsablagerungen im obersten Traunthale. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Abt. 1, *59*, 722—733, Wien 1869.
Die Gletscher des Dachsteingebirges. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 501—536, Wien 1871.
Das Schwinden des Karls-Eisfeldes. Nach 50jährigen Beobachtungen und Aufnahmen. — 33 S., D. u. Oe. Alpenverein, Wien 1891.
Das Dachsteingebiet. — 152 S., Ed. Hölzel, Wien 1895.
SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14*, 149—184, Wien 1964.
SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. — Verh. Geol. R.-A., Wien 1918.
SPENGLER, E. & GÖTZINGER, G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. — Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich, 1. Teil. — 83—98, Wien 1936.
TAUBER, H.: The Scandinavian Warve Chronology and ^{14}C-Dating. — Radiocarbon Var. and Abs. Chron., 173—196, Uppsala 1970.
TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., *103*, 37—131, Wien 1960.
TROLL, C.: Die große Exkursion durch die Ostalpen. — Z. Gletscherk. Glazialgeol., *25*, 252—270, Leipzig 1937.
WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, 1 : 25.000, Bl. Waldsee, Stuttgart 1936.
Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, 1 : 25.000, Bl. Biberach, Stuttgart 1937.
WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel des Irrsee- und Attersee-Zweiges des Traungletschers. — Verh. Geol. B.-A., *D*, 7—34, Wien 1955.
WELTEN, M.: Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. — Verlauf, Floristisches, Chronologisches. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 69—74, 1972.
WICHE, K.: Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. — Geogr. Jahresber. aus Österr., *23*, 125—145, Wien 1949.
Spätglaziale Eisrandbildungen am Wolfgangsee (Salzkammergut). — Mitt. Naturw. Verein f. Stmk., *93*, 120—129, Graz 1963.
WILLE, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raum von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jb. Geol. Rdsch., Wien 1966.
WILTHUM, E. 1952, 1953: s. ARNBERGER, E.
WILTHUM, E.: Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges., *96*, 257—307, Wien 1954.
WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — Bd. 1, 134 S., Stuttgart (Enke) 1958.

Manuskript eingereicht am 7. Dezember 1976.

Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Riß-Endmoränen

aufgenommen von Dirk van Husen in den Jahren 1972–1975

1:50000
0 1 2 3 4 5km

Topogr. Kartenblätter des Aufnahmsgebietes:

PRÄ-RISS
- kristallinreiche Schotter des Trauntales
- Hangbreccie (Schnee Graben)

RISS
- Endmoräne des Maximalstandes
- Endmoräne des Hochstandes
- Grundmoräne, -wall
- verschwemmte Grundmoräne
- Hochterrasse
- tiefere Niveaus davon
- Moränenstreu
- Erratika
- Staukörper am Eisrand
- Endmoränen der ersten Rückzugsphasen
- tonige Schluffe mit Torfzwischenlagen (Waldbach)
- Terrassenschotter bei Bad Ischl

WÜRM
- Vorstoßschotter im Becken von Bad Aussee
- Endmoränen
- Grundmoräne, -wall
- verschwemmtes Moränenmaterial
- Moränenstreu
- Oberflächenmoräne
- Niederterrasse (Maximalstand)
- Niederterrasse (Hochstand)
- Terrasse des zentralen Gletscherabflusses bei Gmunden
- Erratika
- Staukörper am Eisrand
- mächtige Schlufflagen in diesen
- Hangbreccie
- Schotter der Ischl
- Grundmoräne des Ischler Standes
- Kames - u. Osschotter (Ischl Tal)
- Grundmoräne des Jochwand Standes
- Kamesterrasse (Kainisch)
- Beckenfüllung (Eselsbach, Kainisch, Rödschitz)
- Grundmoräne des Goiserer Standes
- Terrasse des Goiserer Standes
- Schuttstrom (Bad Goisern)
- Augensteinkonglomerat (Koppenbrüller H.)
- Endmoränen Postglazial
- Grundmoränen Postglazial
- Deltaschüttungen v. Traun u. Waldbach (noch aktiv)

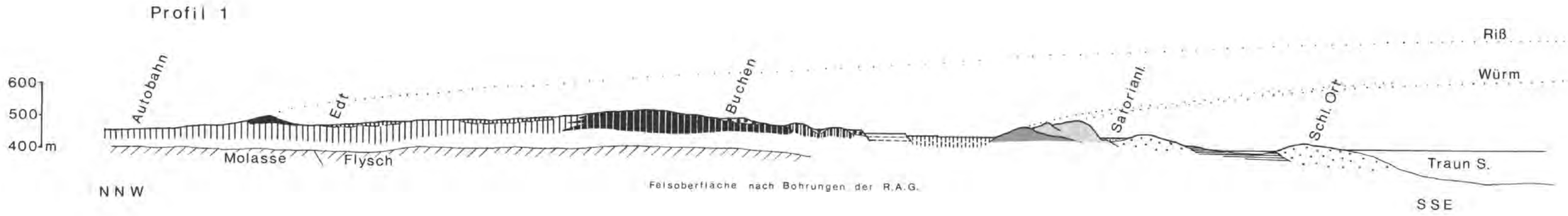
- Gletscherschliff
- Rundhöcker
- Sander
- Toteisloch, -kante
- Richtung von Deltaschüttungen
- Os
- Schluffe
- ehem. kurzfristiger Wasserlauf
- Bergsturzblockwerk
- Epigenese
- Hochmoor
- Niedermoor, Sumpf
- Erdfälle
- Schwemmkegel
- Erosionskante
- Schutthalde
- Hangschutt
- Mure (Sandlingbach)
- Abrißnische von Hangbewegungen
- Massenbewegung (Gschliff Graben)
- rezente Vergletscherung

Graphische Gestaltung und Reprotechnik:
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN

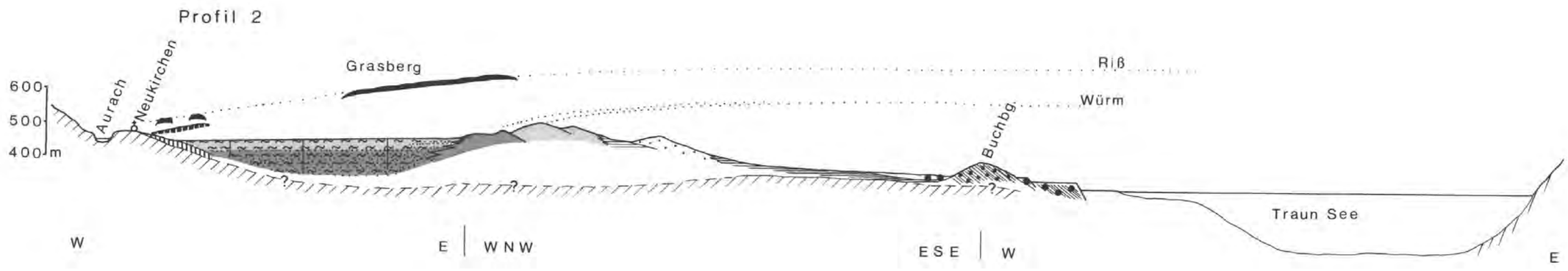
Druck: Kartographische Anstalt Freytag-Berndt und Artaria, Wien

Profile zur quartärgeologischen Karte des Einzugsgebietes der Traun

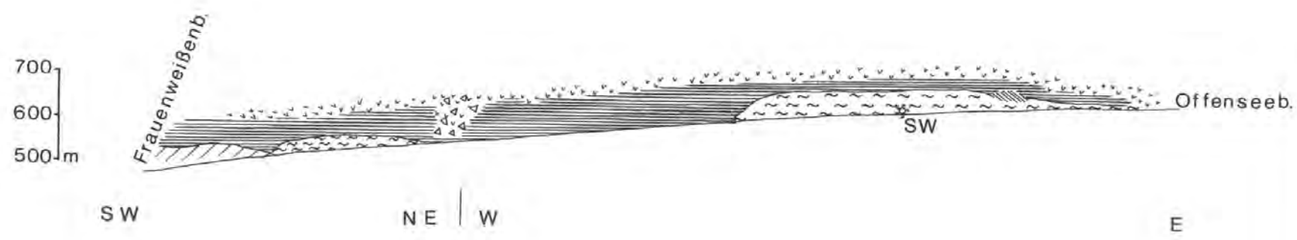
Profil 1



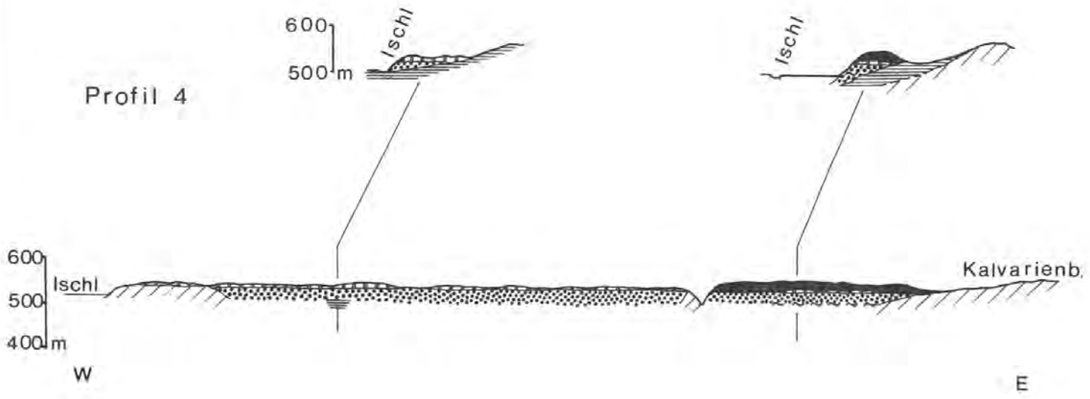
Profil 2



Profil 3

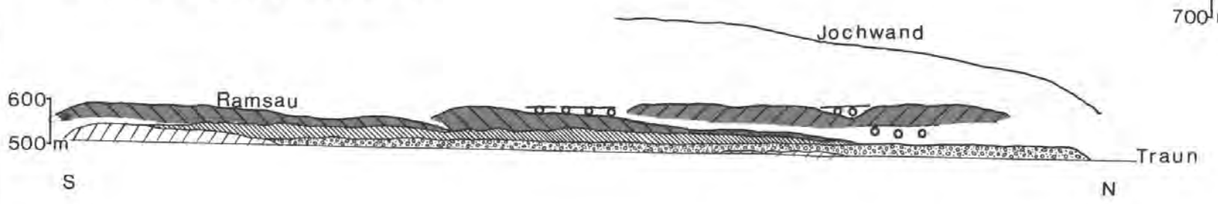


Profil 4

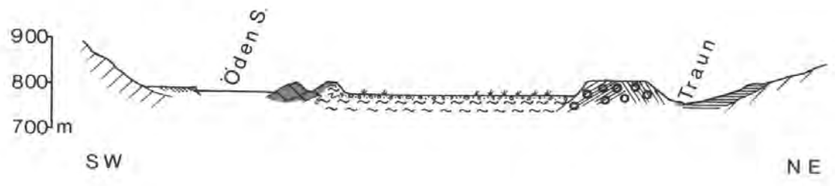


Profil 5

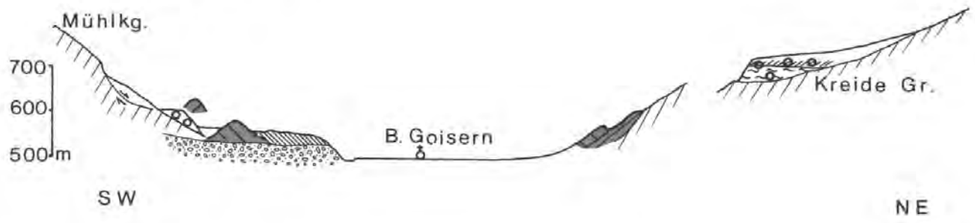
Skizze d. W-Ufers d. Traun b. Bad Goisern



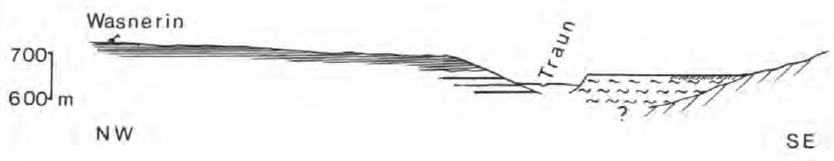
Profil 10



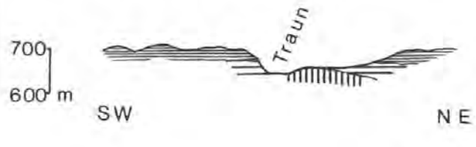
Profil 6



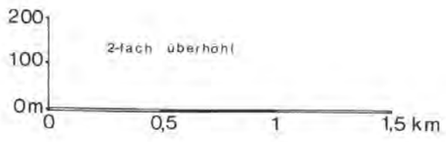
Profil 7



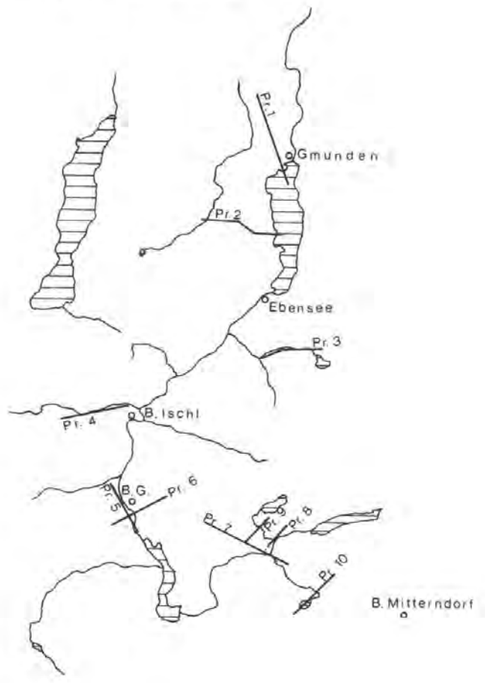
Profil 8



Profil 9



Lage der Profile



- Felsoberfläche

RISS
- Endmoräne Hoch- / Maximalst.
- Grundmoräne
- Hochterrasse
- Staukörper- / Endmoräne d. Eisrückzuges

WÜRM
- Endmoräne u. Seesedimente Maximal- / Hochst.
- Vorstoßschotter / Grundmoräne
- Niederterrasse Maximal- / Hochst.
- Endmoräne d. ersten Rückzugsphasen
- Staukörper

ISCHLER ST.
- Schotter d. Ischl
- Grundmoräne
- Kamesterrasse

JOCHWAND ST.
- Endmoräne
- Staukörper

GOISERER ST.
- Endmoräne
- Grundmoräne
- Vorstoßschotter

- Schluff, + Schotter
- Hangbewegung
- Bergsturzbl.
- Deltastrukturen
- Moor
- Schutt

Sedimentuntersuchungen an einigen Moränen des Trauntales

von D. van HUSEN

1 : 50 000

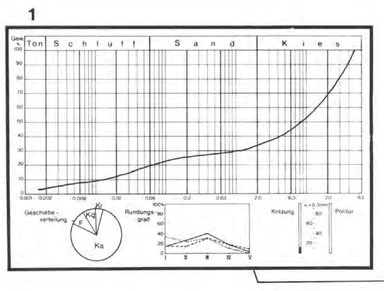
0 1 2 3 4 5 km

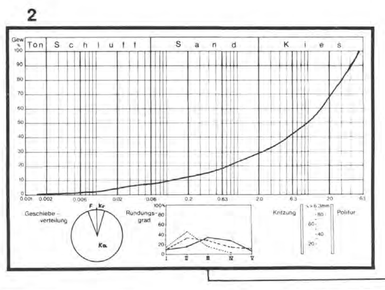
Geschiebeverteilung

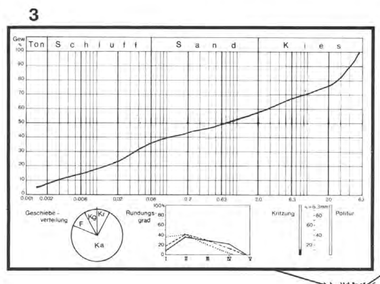
- Kr Kristallin
- Ka Kalkalpen (gesamt)
- W Werfener Schichten
- Ha Gesteine der Hallstätter Zone
- Kp Gesteine der Kalkplattformen
- J Jura
- G Gosau
- F Flysch
- Kg Quartäre Konglomerate

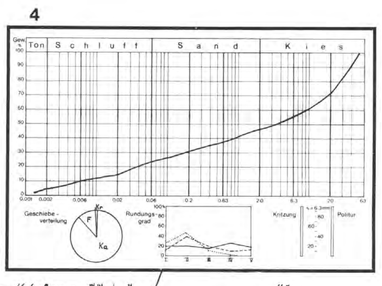
Rundungsgrad

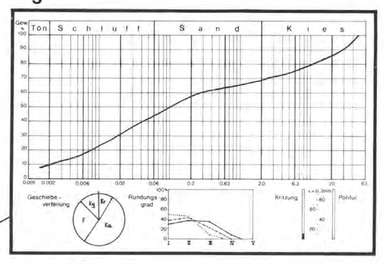
- >20 mm
- 20 – 6,3 mm
- 6,3 – 2 mm

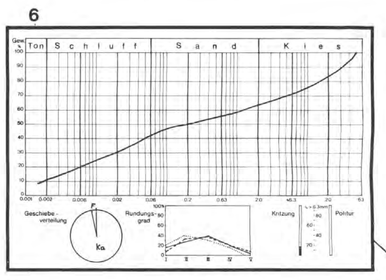


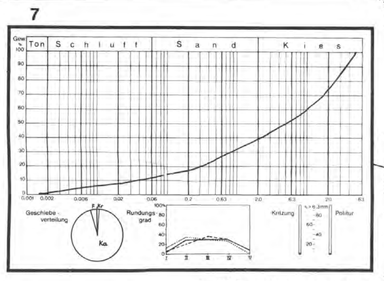


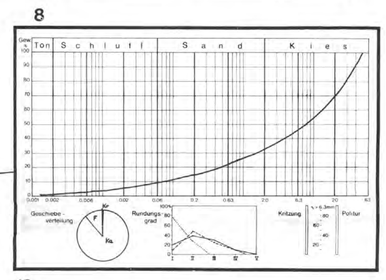


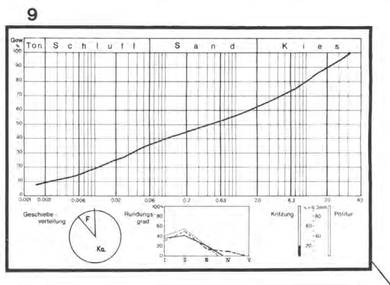


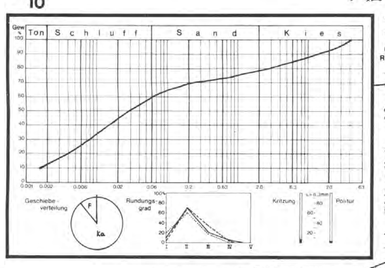


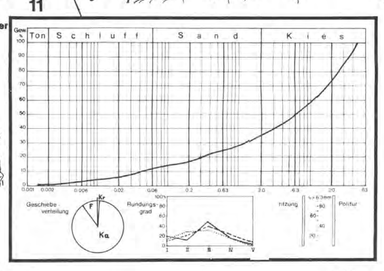


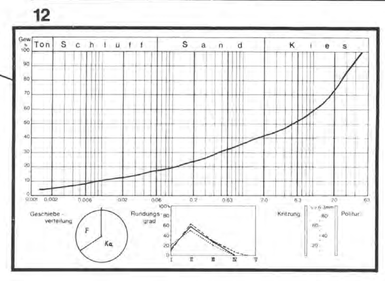


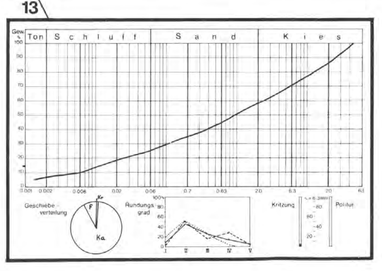


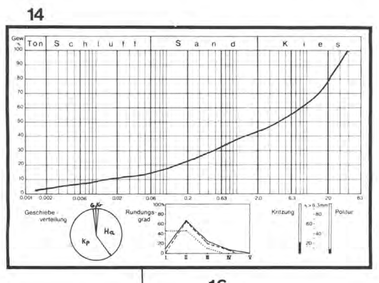


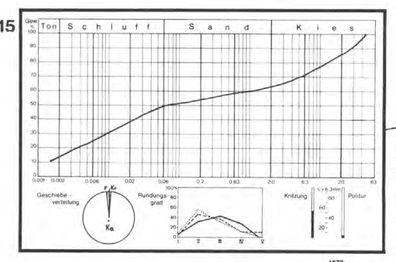


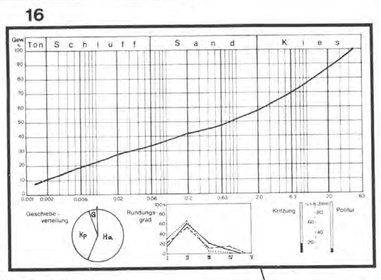


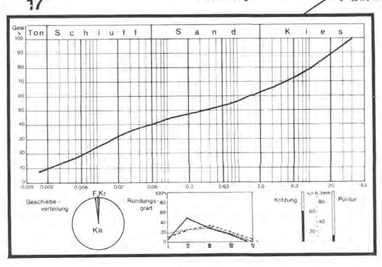


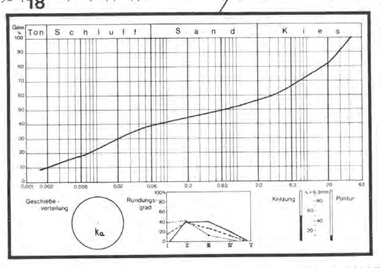


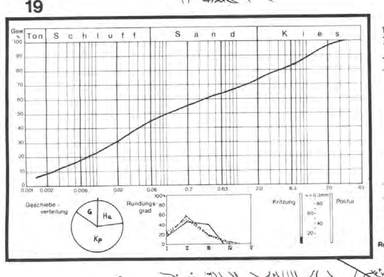


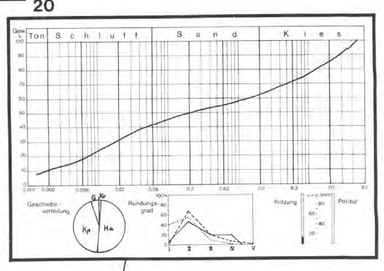


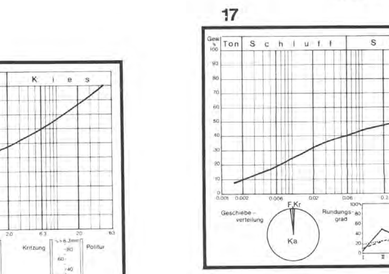


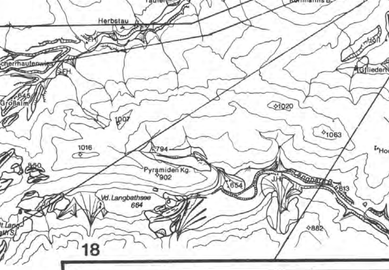


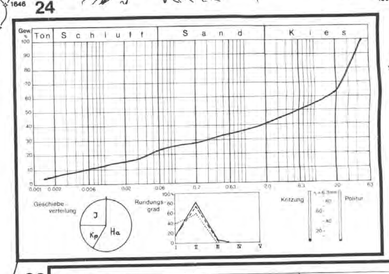


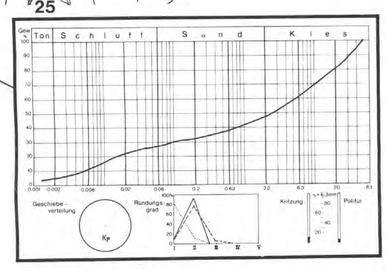


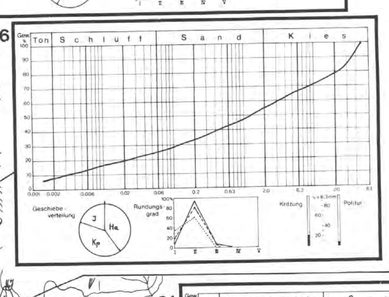


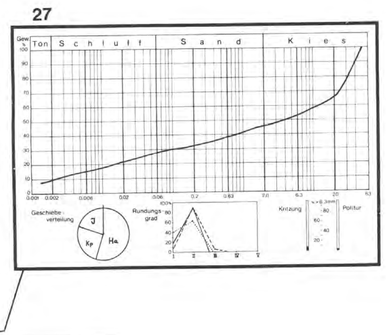


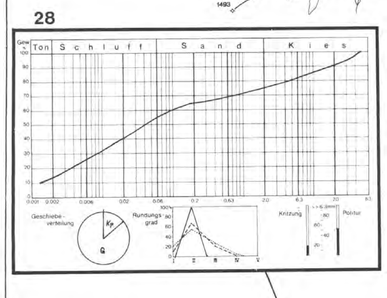


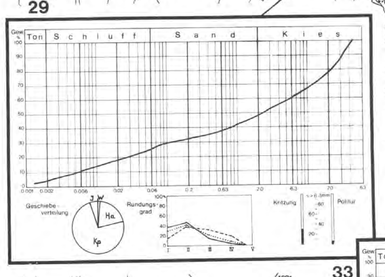


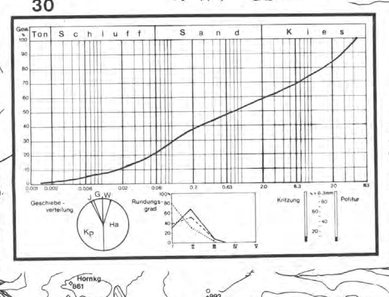


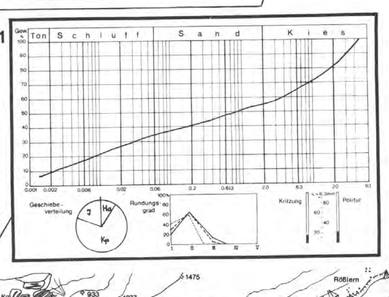


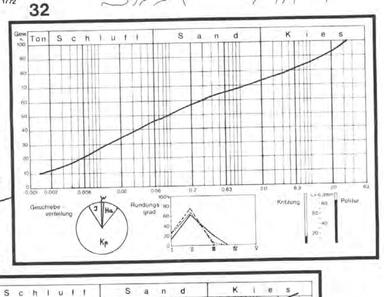


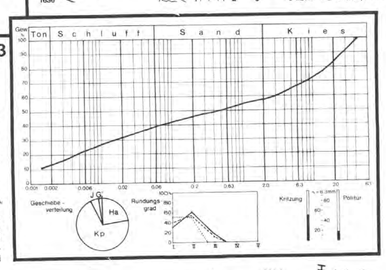


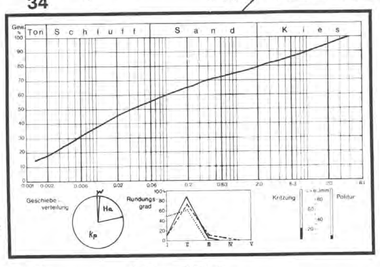


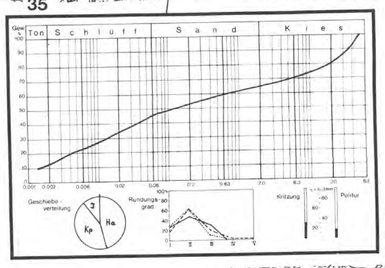


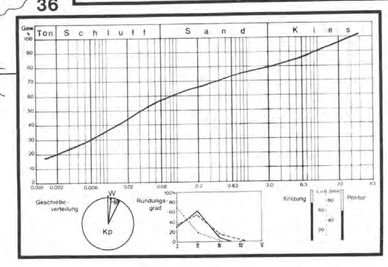


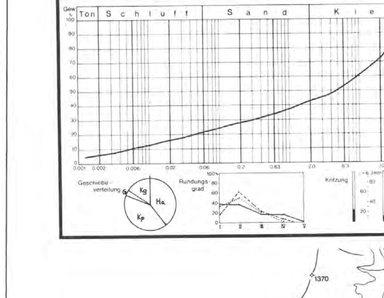


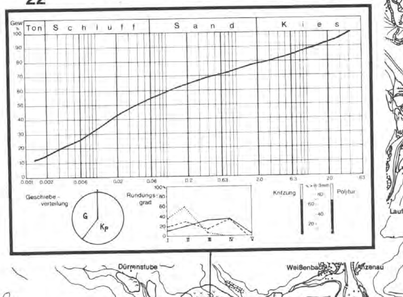


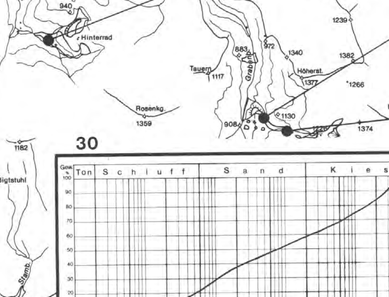


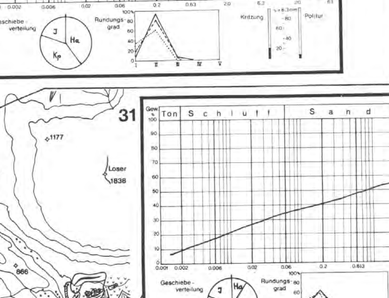


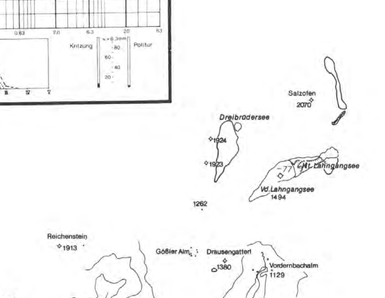


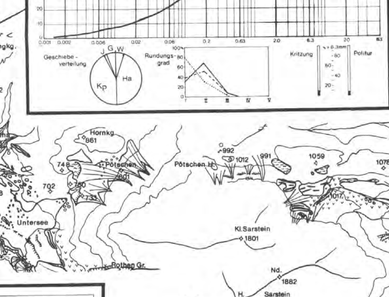


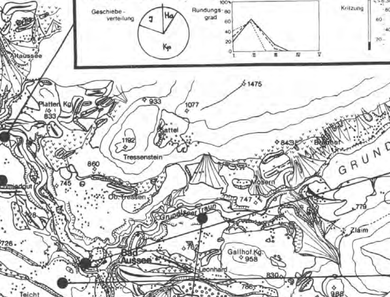








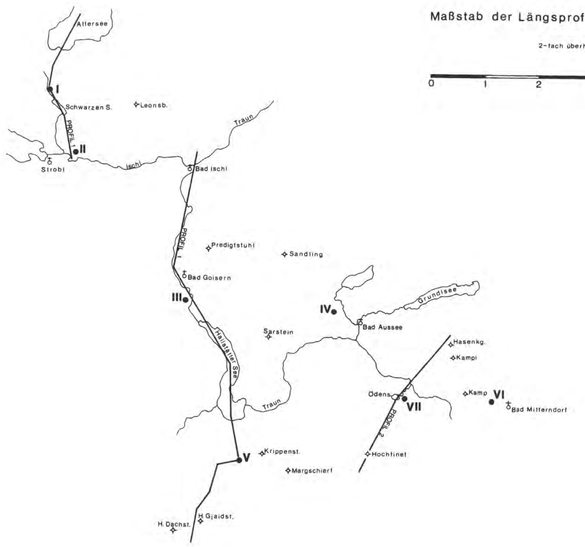




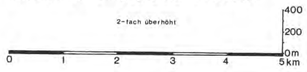
Längsprofile zur Darstellung der Gletscherstände im Spätglazial

(unter Verwendung der vereinfachten Pollenprofile von I. DRAXLER)

Lage der Profile und Moore



Maßstab der Längsprofile 1 : 50 000



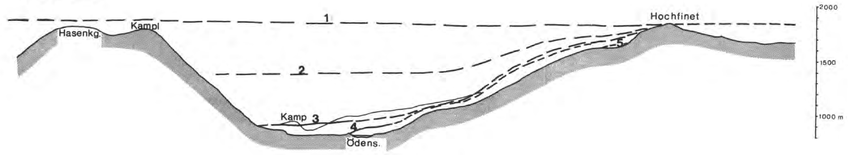
Gletscheroberfläche

1 Würm
2 Ischler Stand
3 Jochwand Stand
4 Goiserer Stand
5 Echern Stand
6 Taubenkar Stand
7 neuzeitliche Hochstände (1850)
8 heutiger Stand

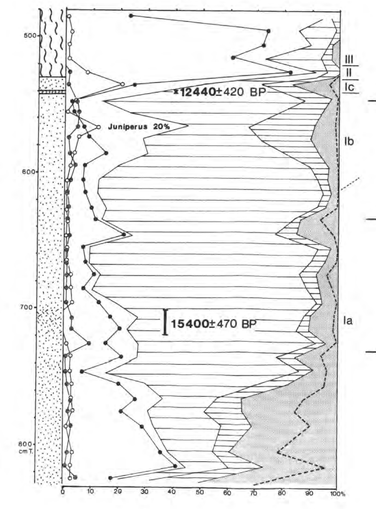
Legende zu den Pollenprofilen

- Pinus (Föhre)
- Betula (Birke)
- Salix (Weide)
- Torf
- Gyttja
- Schluff / Steine
- Schluff m. org. Detritus

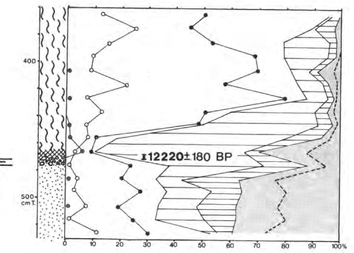
PROFIL 2



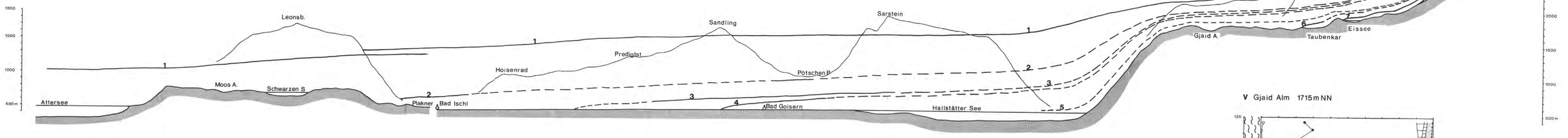
VI Rödschitz 790 m NN



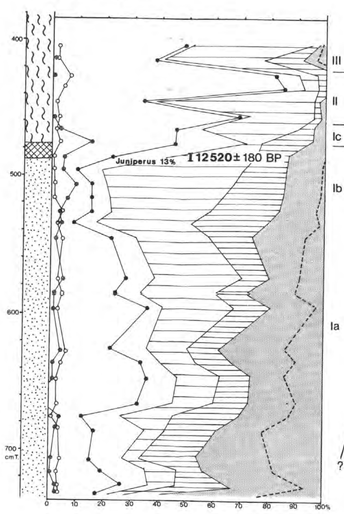
VII Odensee 770 m NN



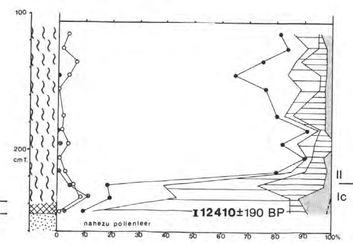
PROFIL 1



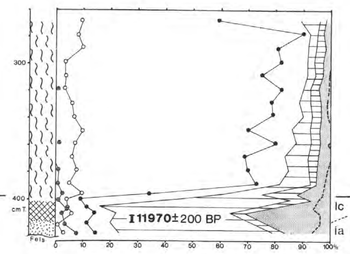
I Moos Alm 730 m NN



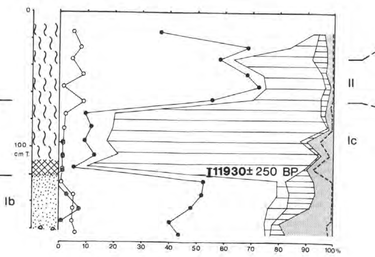
II Plakner 550 m NN



III Goiser Ramsau 515 m NN



IV Schmiedgut 740 m NN



V Gjaid Alm 1715 m NN

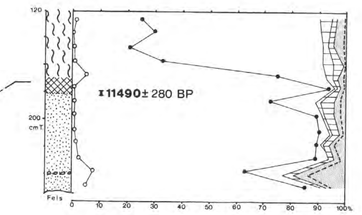


TABELLE ZUR ZEITLICHEN EINORDNUNG DER GLETSCHERENTWICKLUNG UND DEREN SEDIMENTE

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120. Band, 1977 – Beilage 4
D. van HUSEN – Tafel 4

Jahre BP	Palynolog. Zonen		Gletscher Stände (Endmoränen)	fluvioglaziale Sedimente; Terrassen	Massenbewegungen
0	X Jüngeres Subatlantikum	Postglazial	Hallstätter Gl. (Eissee 1856) Schladminger Gl. Gosau Gl. (1850)		
1000	IX Älteres Subatlantikum				
2000					
3000	VIII Subboreal				
4000					
5000	VII Jüngeres Atlantikum				
6000	VI Älteres Atlantikum				
7000					
8000	V Boreal				
9000	IV Präboreal				
10000	III Jüngere Dryas		Taubenkar Stand (Taubenkar, Ochsenwieshöhe) (Egesen)		
11000	II Alleröd				
12000	Ältere Ic Dryas		Echern Stand (Miesen B, Echern Tal, SE Lacke) (Daun?)	Sander (Echern Tal)	Bergsturz (Echern Tal)
	Ib Bölling				
13000					Hangbewegung (Herndl,) Bergstürze (Teufelskirche, Steinfeld, Lacke, W Ht. Langbath See, Lahngangseen)
14000	Ia Älteste Dryas	Spätglazial	Goiserer Stand (Gschnitz) (Goisern, Grundl S., Altausseer S., Öden S., Auboden, Vd. Gosau S., Ht. Rettenbach A, Gimbach, Mitterecker St. Vd. Langbath S, Taferlklause)	Terrasse (B. Goisern – B. Ischl, S Gosauschmied, Schotterstreu Öden S. Gimbach, Grundlseer Tr., Altausseer Tr., Vd. Langbath S. Taferlklause – Großalm)	Hangbewegung Horn Sp.
15000					
16000			Jochwand Stand (Steinach?) (Jochwand, Primesberg, Mühlreith) Ischler Stand (? Bühl?) (Tobies, Gawanzerst.)	Stausee (U. Kainisch, Kainisch) Stausee (Kreidegrube St. Agatha) Kamesterrasse (Kainisch) Sande + Schotter (Jochwand, Posern) Kames- u. Osschotter (Filzmoos Kalvarien B. Wirling) Terrasse im Ischl Tal	Hangbewegung (Mühlkgl.) Bergstürze (Jochwand, Ewige Wand Straßental)
17000					
18000	W Ü R M	Hochglazial		Eisrandkörper (Viechtau, Mühlort, Rindb. Steinkogel)	
19000				Stauseen (Höllbach, Pölitzst. Kreidewerk)	
20000			Innerer Wall (Gmunden, Pichl B.) Hochstand (Weyer – Gmunden – Altmünster – Mühlbachb., Großalm, Fachberg A., Eisenauer A.) Maximalstand (Silberroith, Bhf. Gmunden, Striedl, Vichtau) Halt b. Vorrücken (Offenseebach Tal, Langbath Tal)	Terrasse (Wasserwerk, U. Thalham) Niederterrasse Terrasse (Zementwerk)	Hangbewegungen (Gmundnerberg, Silberroith)
25000				Vorstoßschotter (Bad Aussee, Mitterndorf)	
	R I S S		Moränen (Purzaunergut, Kleinreith) Maximalstand (Ohlsdorf – Rittham, Gschwandt, Neukirchen, Lemberg. G, Grasberg, Scherrhaufenwies, Dichtl M.) Hochstand (Baumgarten, Altgschwandt, Oberthalham, Mörtbauer, Oed)	Eisrandkörper (Buchberg) Stauterrassen (Pinsdorf, NW Baumgarten) Staukörper (Buchen) Sander (Hafendf., Rittham) Hochterrasse	

Schluff Rödschitz

Delta Obertraun

Delta Ebensee

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 1	S. 131—163	Wien, Oktober 1977

Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun

Von Ilse Draxler *)

Mit 7 Tafeln und 5 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 65—67, 95—97, 126—128

Schlüsselwörter
Trauntal
Moore
Pollenanalyse
Spät- und Postglazial
C^{14}-Daten

Inhalt

Zusammenfassung 132
Summary 132
1. Einleitung 132
2. Methodik 133
2.1. Feldarbeit 133
2.2. Aufbereitung 133
2.3. Diagrammdarstellung 133
3. Moore 134
3.1. Hochmoor Moosalm beim Schwarzensee 134
3.1.1. Lage und Vegetation 134
3.1.2. Profil 136
3.1.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 136
3.2. Moor beim Plakner (Ischl Tal) 141
3.2.1. Lage 141
3.2.2. Profil 141
3.2.3. Diagrammbeschreibung 141
3.3. Hochmoor Sperrer bei Bad Goisern 142
3.3.1. Lage 142
3.3.2. Profil 142
3.3.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 142
3.4. Hochmoore um den Ödensee 144
3.4.1. Lage und Vegetation 144
3.4.2. Profile 145
3.4.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 148

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. Ilse Draxler, Geologische Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

3.5. Hochmoor bei Rödschitz (Bad Mitterndorf) 151
3.5.1. Lage und Vegetation 151
3.5.2. Profil 151
3.5.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 152
3.6. Profil Schmiedgut 154
3.6.1. Lage 154
3.6.2. Profil 154
3.6.3. Diagrammbeschreibung 154
3.7. Moor bei der Moosklausalm (Gosau) 154
3.7.1. Lage 154
3.7.2. Profil 154
3.7.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 155
3.8. Gjaidalmmoor am Dachsteinplateau 156
3.8.1. Lage 156
3.8.2. Profil 156
3.8.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung 157
4. Ergebnisse der regionalen Vegetationsgeschichte für die Stratigraphie des Spät- und Postglazials im Trauntal 158
Literatur 161

Zusammenfassung

Ingesamt wurden 10 Profile von 7 Mooren (vorwiegend Hochmoore) aus der montanen-subalpinen Stufe im Einzugsgebiet der Traun pollenanalytisch untersucht.

Die Vegetationsentwicklung beginnt in der Ältesten Dryas mit einer artemisiareichen Pionierphase.

Artenreichere Gras- und Kräutergesellschaften gehen in eine Strauchphase mit Wacholder-Sanddorn und Weide über, die der Böllingzeit entspricht.

Die Ältere Dryas konnte in einigen Profilen vor dem endgültigen Hauptanstieg von Pinus in der Alleröd zeit mit C^{14}-Daten belegt werden. Die Jüngere Dryas ist in einem Profil am Kalkalpennordrand etwas stärker ausgeprägt als in den Diagrammen um den Dachsteinstock. Im Postglazial ist die Gliederung weitgehend nach den Zonen von FIRBAS durchführbar. Es ergeben sich regionale Unterschiede, in dem das Profil am Nordrand der Kalkalpen ähnlich wie in den Diagrammen von der Flyschzone (BOBEK & SCHMIDT, 1976, Wildmoos) mehr Buche aufweist, gegenüber den Diagrammen um den Dachsteinstock, die durchgehende Fichtendominanz zeigen, allerdings nicht so ausgeprägt wie in den Diagrammen aus den Zentralalpen.

Summary

Pollenanalytical investigations were carried out in 10 profils from 7 peat deposits (predominantly high moss peat) in 500 m to 1700 m above sea level in the river Traun area (Salzkammergut, Austria). The vegetation history starts in the Oldest Dryas, I a, with a pioneer period very rich in Artemisia.

The second stage is a more consolidated stepp community with a great variety in herbs changed by better climatic conditions to plant associations characterized by Juniperus, Hippophaë and Salix corresponding to the Bölling-Interstadial.

The Older Dryas could be proofed before the definitly explosion of pine in the Alleröd period by C^{14}-dates.

The Younger Dryas is more pregnant in a profile from the northern border of the limestone alps than from the interior part of the limestone alps. In the border of the limestone alps Fagus is the dominating tree from the zone IX on. In diagrams from the Dachstein area Picea is dominating continously.

1. Einleitung

Das Salzkammergut bietet infolge seiner vielen Seen und Hochmoore dem Pollenanalytiker geradezu ideale Voraussetzungen für vegetationsgeschichtliche

Untersuchungen. Schon FIRBAS (1923) besuchte während einer Ferienreise durch die Ostalpen das Hochmoor beim Ödensee und konnte aus einem Profil von der Torfstichwand bereits in großen Zügen die postglaziale Wiederbewaldung in einem Pollendiagramm darstellen. Darauf folgte von RUDOLF (1931) die pollenanalytische Bearbeitung des Moores der Dammwiese am Salzberg bei Hallstatt, welches nur die jüngsten Abschnitte des Postglazials umfaßt. KRAL (1971) diente das Pollendiagramm von der Gjaidalm am Dachstein als Grundlage zur Rekonstruktion der natürlichen Waldgrenze im Dachsteingebiet.

In letzter Zeit wurde durch die pollenanalytische Untersuchung von Sedimenten kleinerer Seen des Salzkammergutes die Vegetations- und Klimageschichte mit besonderer Berücksichtigung der Waldgrenzdynamik bis an den Beginn des Spätglazials verfolgt (BOBEK & SCHMIDT, 1976, SCHMIDT, 1976). Wobei die Ergebnisse der pollenmorphologischen Unterscheidung von Pinus-Arten nach KLAUS (1972 und 1975) für dieses Gebiet bereits fruchtbringend angewendet wurden.

Im Rahmen der quartärgeologischen Kartierung und ausführlicher fazieller und stratigraphischer Studien im Rückzugsgebiet des würmzeitlichen Traungletschers durch VAN HUSEN (1973—1977) wurden mehrere Moore in verschiedener Höhenlage (zwischen 500 und 1700 m), Abb. 1, mit den liegenden Schluffen für pollenanalytische Untersuchungen abgebohrt. Die Auswirkungen von Gletscherschwankungen auf die Vegetationsentwicklung, wie sie sich in den Pollendiagrammen abzeichnet, sollten unterstützt durch absolute Altersdatierungen (C^{14}-Daten) für die zeitliche Gliederung der spätglazialen Gletscherstände herangezogen werden.

Die pollenanalytische Bearbeitung der postglazialen Diagrammabschnitte sollte außerdem zu einer Zonierung der Moore auf regional-vegetationsgeschichtlicher Grundlage führen. Herrn Dr. H. FELBER (Institut für Radiumforschung und Kernphysik, Wien) sind die absoluten Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode zu verdanken, die vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt 2267, finanziert wurden.

Angeregt und wesentlich gefördert wurde diese Arbeit durch Herrn Dr. D. VAN HUSEN. Ich verdanke ihm den Hinweis auf einige Moore, er half die Bohrgeräte verbessern und unterstützte mich gemeinsam mit seiner Frau bei der Gewinnung sämtlicher Profile.

Dank schulde ich auch nicht zuletzt Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt, vor allem Herrn K. Bauer für die Hilfe im Gelände und die sorgfältige Durchführung der Laborarbeiten.

2. Methodik

2.1. Feldarbeit

Die Profile mußten durchwegs erbohrt werden, da keine geeigneten Stichwände zur Verfügung standen. Nur beim Schmiedgut konnten Proben von der Wand eines Aushubes entnommen werden.

Die Kerngewinnung erfolgte im lockeren Hochmoortorf und Zwischenmoortorf mit Hilfe eines Flügelkammerbohrers nach dem Prinzip von JOWSEY (1966).

In verfestigtem Torf, in Gyttja und in den Schluffen wurden die Profile mit einer Stechkammer von 50 cm Länge und 6,5 cm Durchmesser gewonnen. Die Proben konnten in genügender Menge zur Aufbereitung aus der Mitte der Kerne entnommen werden.

2.2. Aufbereitung

Die Proben wurden meist in Abständen von 10 cm aufbereitet, fallweise auch in 3 cm Abständen. Die Herstellung von mikroskopierbaren Präparaten erfolgte nach der von KLAUS (1975) beschriebenen Aufbereitungsmethode. Tonhältige Gyttja und Schluffe wurden mit HF und HCl vorbehandelt und noch verbleibende anorganische Rückstände mit schweren Flüssigkeiten abgetrennt (nach KLAUS).

2.3. Diagrammdarstellung

Baumpollen, Strauchpollen und Kräuterpollen wurden sowohl in den spätglazialen als auch in den postglazialen Diagrammabschnitten als Gesamtsumme 100% genommen. Nur die Sporen wurden auf diese Summe bezogen, ebenso Amphitrema flavum. Die Pollenkurven der Elemente des Eichenmischwaldes, Ahorn, Esche, Hainbuche und Erle wurden links vom Hauptdiagramm eingetragen.

3. Moore

3.1. Hochmoor Moosalm beim Schwarzensee

3.1.1. Lage und Vegetation

Bl. 65, Mondsee, 1 : 50.000, Koordinaten des Bohrpunktes etwa 793630 (L), 5269475 (B), 740 m NN

In der Schwarzenseefurche befindet sich nahe der Moosalm in der Moosau, an der Straße ein kleines Hochmoor (etwa 3 ha) über einer von Schluffen erfüllten glazial übertieften Wanne im Jurakalk. Da dieses Moor außerhalb der spätglazialen Moränen liegt (Abb. 1), war zu erwarten, daß auch die Vegetationsentwicklung und Sedimentation sehr früh eingesetzt hat. Es handelt sich um ein typisches uhrglasförmig gewölbtes Hochmoor mit einem Randgehänge und einer mit niedrigwüchsigen Latschen dicht bestockten Hochfläche aus charakteristischen Hochmoorpflanzen (*Sphagnumarten, Vaccinium vitis idaea, Vaccinium uliginosum, Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris, Calluna vulgaris, Drosera rotundifolia).*

Außer Latschen stocken noch der Faulbaum und die Fichte vereinzelt in kümmerlichen Exemplaren auf dem Hochmoor. Bereits im Mineralbodenwasserbereich des Niedermoorsaumes wurzelt ein Bruchwald aus Erle, Birke und Faulbaum und baumförmigen Fichten. Am Nord- und Südrand des Moores setzt sich der Bruchwaldsaum aus Schwarzerle zusammen.

Am Bach, der das Moor gegen W begrenzt, stehen graue Schluffe an,

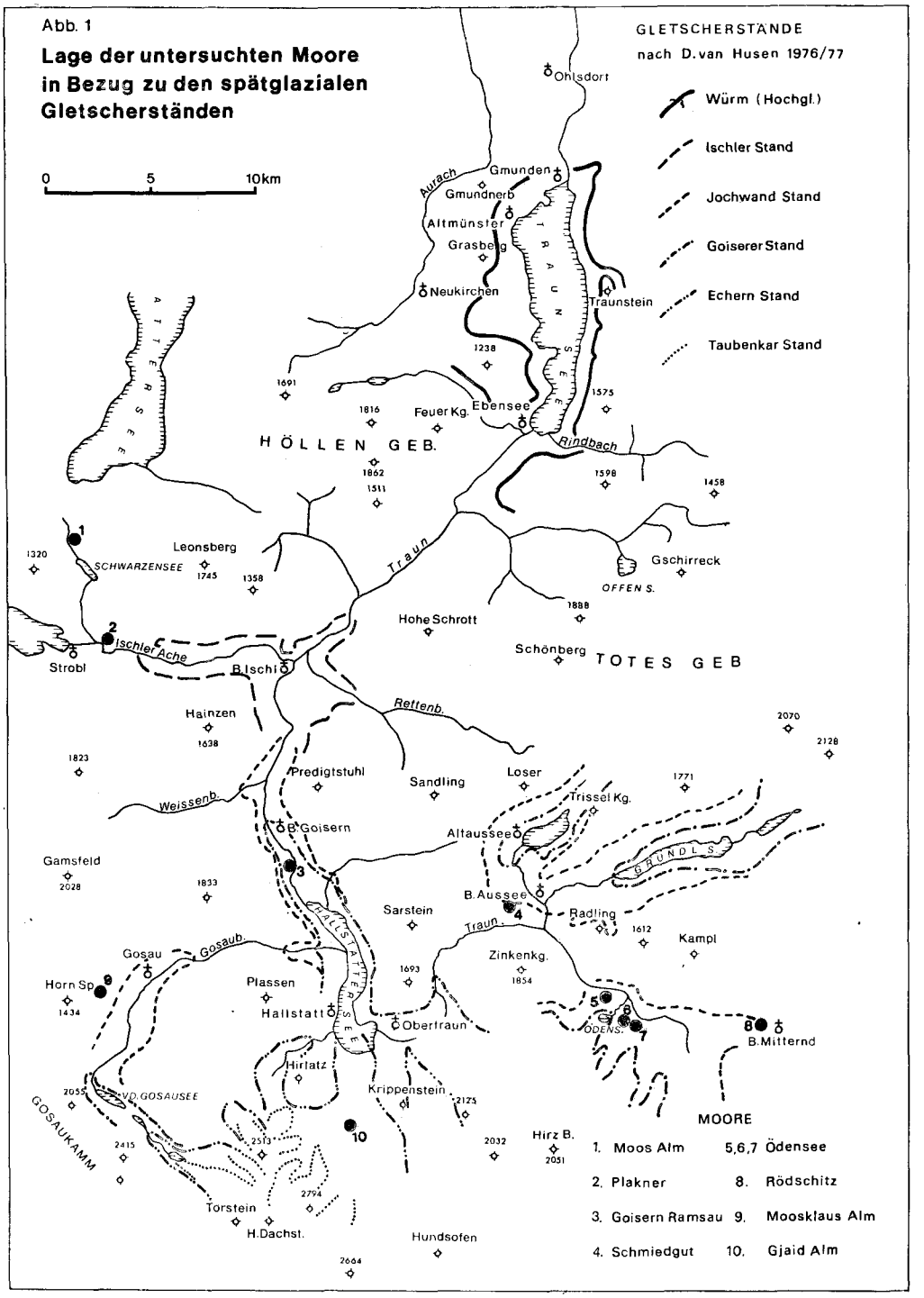


Abb. 1
Lage der untersuchten Moore in Bezug zu den spätglazialen Gletscherständen
0 5 10km
GLETSCHERSTÄNDE
nach D.van Husen 1976/77
Würm (Hochgl.)
Ischler Stand
Jochwand Stand
Goiserer Stand
Echern Stand
Taubenkar Stand
Ohlsdorf
Gmunden
Aurach
Gmundnerb.
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
TRAUNSEE
ATTERSEE
1691
1238
1816
Feuer Kg.
Ebensee
1575
HÖLLEN GEB.
1862
1511
Rindbach
1598
1458
1320
Leonsberg
SCHWARZENSEE
1745
1358
Traun
Gschirreck
OFFENS.
1888
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
1638
1823
2070
2128
Predigtstuhl
Sandling
Loser
1771
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
Gamsfeld
2028
1833
GRUNDLS.
B.Aussee
Sarstein
Radling
1612
Kampl
Traun
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
1854
Horn Sp.
1434
Plassen
Hallstatt
1693
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd
Hirlatz
2055
VD.GOSAUSEE
Krippenstein
2125
GOSAUKAMM
2415
2513
2032
Hirz B.
2051
2794
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
2664
MOORE
1. Moos Alm
2. Plakner
3. Goisern Ramsau
4. Schmiedgut
5,6,7 Ödensee
8. Rödschitz
9. Mooskaus Alm
10. Gjaid Alm

Abb. 1.

3.1.2. Profil

750—700 cm: grauer Karbonatschluff
700—690 cm: grauer Karbonatschluff mit Feinsandlagen
690—665 cm: grauer toniger Schluff (Karbonatdetritus)
665—645 cm: grobe sandige Lage mit Schluff
645—625 cm: schwach rötlicher Karbonatschluff
625—540 cm: grauer Karbonatschluff mit Radizellen und Characeenoogonien
540—515 cm: grauer Schluff mit Radizellen und Schilfresten
515—485 cm: grauer Schluff mit Geröllen (etwa 3 cm Durchm.) und Radizellen
485—475 cm: Graubraune Tongyttja mit Holz
475—465 cm: Detritusgyttja mit Holz und Schilf
465—445 cm: Braunmoostorf
445—425 cm: Braunmoostorf mit Carexradizellen
425—395 cm: Braunmoos-Radizellentorf mit mineralischen Einschwemmungen und Holz
395— 0 cm: Hochmoortorf (Sphagnum mit Eriophorum)

3.1.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung

Älteste Dryas, Ia — Waldlose Tundrenzeit

Diese Zone läßt sich auf Grund der Sedimentmächtigkeit noch in drei Abschnitte gliedern.

Diagrammabschnitt (DA) 1, 750—670 cm

Der tiefste Diagrammabschnitt wird durch sehr hohe Prozentsätze an NBP gekennzeichnet, die mehr als 80% betragen. Der Anteil an Rohbodenbesiedlern und Kältesteppenzeigern, wie *Thalictrum* und *Artemisia* (40% in der tiefsten Probe) ist in diesem Abschnitt am höchsten. Es handelt sich zum Großteil um windblütige Pollenformen. Die restlichen 20% fallen fast zur Gänze auf *Pinus*. Nur *Betula* und *Salix* sind noch vereinzelt vorhanden. Es kann nicht erwiesen werden, welcher Anteil von *Pinus* auf Ablagerungen aus dem älteren Quartär zurückzuführen ist. Wie aus den vielen präquartären Sporomorphen des Oberperms bis Jungtertiärs (über 100% bezogen auf die Summe aus BP und NBP) hervorgeht, war die Umlagerungstätigkeit von Sedimenten aus den weitgehend vegetationsfreien Moränenböden sehr groß und es ist durchaus denkbar, daß auch würmzeitliche Sedimente mit viel Kiefernpollen aufgearbeitet wurden. Außerdem tritt auch Fichten- und Haselpollen vereinzelt in diesem Abschnitt auf, KLAUS (1967) ist der Frage des Fichtenvorkommens in älteren Spätglazialabschnitten nachgegangen und konnte im Torfmoor beim Walserberg zeigen, daß dieses auf Umlagerungen aus Interglazialgebieten zurückzuführen ist. Fernflug aus den Refugialgebieten ist eher unwahrscheinlich. Die absolute Pollenfrequenz ist außerordentlich gering (< 1000). Die Zahl der Indeterminaten sehr hoch (10%).

Da es sich in diesem Abschnitt zum Großteil um anemogame Pollenformen handelt, ist es durchaus möglich, daß die Umgebung des damaligen Sees noch vegetationsfrei war.

DA 2, 670—590 cm, Steppenphase

In diesem Abschnitt steigt Kiefernpollen bis zu Prozentwerten um 30%. Pinusreiche Abschnitte in entsprechender Diagrammlage wurden auch von BOBEK & SCHMIDT (1976) vom nahegelegenen Halleswiessee und Krottensee angeführt und diskutiert, ebenso von SCHMEIDEL (1971), westliches Salzachgebiet, sowie von RAUSCH (1975) im Inn/Chiemseegebiet und mehrfach auch aus den Westalpen, z. B. von H. J. MÜLLER (1972), H. P. WEGMÜLLER (1976).

Weide und Birke bleiben unterhalb der 5%-Grenze. Wahrscheinlich handelte es sich um Zwergweide und Zwergbirke. Die Birkenpollenkörner sind jedenfalls auffallend klein und haben wenig vorgewölbte Poren.

Auf Grund der fortschreitenden Vegetationsentwicklung kommt es im Verlauf dieses Abschnittes zu einem allmählichen Rückgang der Prozentwerte der Kältesteppenzeiger *(Artemisia, Chenopodiaceae).* Dagegen erhöht sich die Typenzahl der übrigen Kräuterpollen und es treten bereits Elemente der Hochstaudenfluren auf, die auf eine zunehmende Abschwächung der kontinentalen Klimaverhältnisse, wie sie zum Beginn des Spätglazials noch geherrscht haben, sprechen. *Ephedra* ist mit zwei Pollenformen (*E. distachya* und *E. fragilis*-Typ) zwar in geringen Prozentsätzen aber von DA 1 durchgehend an den Pollensprektren beteiligt.

Selaginella und *Botrychium* sind als Zeugen lichtoffener Pflanzenbestände selten, aber regelmäßig vorhanden.

Der Prozentsatz an umgelagerten Pollen- und Sporenformen aus Präquartärsedimenten verringert sich in diesem Abschnitt wohl infolge der Verkleinerung der vegetationsfreien Flächen und der abnehmenden Transportkraft des Wassers.

DA 3, 560—500 cm

In der Tongyttja, in die ein Schotterhorizont (Korngröße bis 3 cm) eingeschaltet ist, nehmen die *Cyperaceen* und *Poaceen* merklich zu. Es könnte ein großer Teil auf die Pollenproduktion aus dem Verlandungsbereich des Sees entfallen oder die Vegetationsfläche schloß sich zunehmend unter der Bildung alpiner Rasengesellschaften. Es tritt fast regelmäßig *Armeria* cf. *vulgaris* auf, sowie Hochstaudenflurenelemente. Die Pollenfrequenz steigt leicht an. Die Kältesteppenzeiger sind rückläufig. Nur gegen Ende des Abschnittes nimmt *Artemisia* wieder zu (regressive Phase?) entsprechend DA 1 Profil Halleswiessee (BOBEK & SCHMIDT, 1976). Die Wasserfläche war noch offen (Pediastrum).

Böllingzeit und Ältere Dryas (Ib und Ic), Strauchphase mit Wacholder, Sanddorn und Weide.

DA 4, 500—465 cm

Es setzt die geschlossene Kurve von Wacholder ein und erreicht bald ein Maximum von 13%. Ebenso nehmen die Gehölzpollen von Weide und Birke (um wenige Prozente) und die Kiefer zu. Sanddorn ist in fast jedem Pollenspektrum in geringen Prozentsätzen vertreten. *Artemisia* und *Chenopodiaceae* fallen auf unbedeutende Werte zurück. *Helianthemum* und *Thalictrum* setzen ganz aus. Hochstaudenflurenelemente sind vorhanden (Geranium, Valeriana). Selaginella und Botrychium und verhältnismäßig viele Poaceen sind Zeugen dafür, daß die Gehölzvegetation noch keineswegs geschlossen war, sondern in lichten Buschbeständen vielleicht in horstförmiger Verteilung bestand.

Die Sedimente enthalten immer noch anorganische Komponenten und umgelagerte Präquartärsporen. Die Pollenfrequenz erhöht sich im Bereich des Juniperusmaximums bereits auf 10.000 P. u. Sp./cm^3-Sediment, nimmt mit fallender Kurve aber wieder ab.

Durch die Datierung der Gyttja von 490—470 cm (ab dem Juniperusmaximum), die ein Alter von 12.500 ± 180 C^{14} J. v. h. ergab, kann dieser Abschnitt mit dem Bölling-Interstadial gleichgesetzt werden, indem sich zum erstenmal im Spätglazial eine anspruchsvollere Gehölzvegetation, wahrscheinlich mit Baumbirken (erstes Auftreten von größeren Birkenpollen während des Juniperusmaximus) und Sanddorn ausbreiten konnte.

Knapp auf das Juniperusmaximum folgt dann ein sprungartiger Anstieg von *Pinus* um 25% innerhalb von 2 cm Sediment, der weitere Anstieg wird verzögert. Soweit reichte die Probe für die C^{14}-Datierung. In diese stagnierende Phase fällt der Sedimentwechsel von tonmineralreicher Gyttja zur reinen Detritusgyttja. Ein (durchgehender) Holzhorizont von 400—470 cm in der Detritusgyttja lassen annehmen, daß sich diese Gehölze in der näheren Umgebung des verlandeten Sees befunden haben. *Selaginella* tritt gehäuft auf. Die Nichtbaumpollenfrequenz *(Helianthemum, Thalictrum)* erhöht sich geringfügig. Ephedra ist vorhanden, ebenso *Juniperus* und *Hippophaë*. Die absolute Pollenfrequenz sinkt wieder ab. Diese Beobachtungen lassen ungünstigere klimatische Bedingungen vermuten. Als ausgesprochene Tundrenzeit hebt sich dieser Abschnitt jedoch nicht ab.

Im nahegelegenen Halleswiessee konnte von Bobek & Schmidt (1976) eine Tundrenzeit nach der Juniperusstrauchphase nachgewiesen werden. Allerdings in rein anorganischen Sedimenten.

Allerödzeit, II, Kiefern-Zeit

DA 5, 465—425 cm

Pinus breitet sich weiter aus und verdrängt *Juniperus* und *Ephedra* endgültig. Der Pinusanstieg bis zur maximalen Ausbreitung wird noch einmal durch ein Überhandnehmen der *Cyperaceen* unterbrochen. Der Zacken liegt knapp vor dem Beginn des Riedmoostorfwachstums. Die Riedgräser dürften sich jetzt über die Moorfläche ausgebreitet haben. Gleich danach wird *Pinus* absolut dominant (bis 85%). Die Birkenkurve steigt etwas an. Vereinzelt ist Pinus cembra vorhanden.

Es wurden nur die Pollenkörner mit deutlich unterscheidbarer maculater Distalornamentation gezählt. Das Gebiet war wohl mit geschlossenen Kiefernbeständen bedeckt, denn es fehlt jeder Hinweis von Kräuterpollen auf Lichtungen in der Gehölzvegetation, ausgenommen dem lokalen Moorstandort. Die Konzentration an Pollen und Sporen/cm^3 steigt auf Werte, die weit über denen aus den älteren Abschnitten liegen, was auch mit der langsamen Sedimentation der organischen Substanz zusammenhängt, bzw. mit den gepreßten Torfschichten an der Basis des Moorkörpers.

Jüngere Dryas, III

DA 6, 425—395 cm

Die fortschreitende Vegetationsentwicklung wird wieder durch eine regressive Phase gebremst, denn es treten noch einmal die typischen Zeigerpflanzen des Spätglazials, wie *Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum* und *Thalictrum* auf, zwar in geringen Prozentsätzen, ebenso *Selaginella selaginoides* und *Botrychium lunaria*. Poaceen nehmen zu.

Wenn die Schwankungen nicht nur statistisch bedingt sind, ist aus dem Verlauf der NBP- und BP-Kurven zu ersehen, daß es sich um ein mehrphasiges Geschehen handelte. Die Klimaänderungen waren nicht so stark, daß sie zu einer Verdrängung der Gehölzvegetation geführt hätten. Es muß jedoch zumindest zu einer Auflichtung an deren oberen Grenze gekommen sein.

Das C^{14}-Datum dieses Abschnittes ergab ein Alter von VRI-487 10.230 ± 140 J. v. h. und ist etwas zu jung, da es bereits das Ende von III angibt.

Präboreal, IV, Kiefern-Birkenzeit

DA 7, 395—360 cm

Pinus steigt erneut an, geht aber dann bald zurück, da die Birkenkurve ansteigt und ansehnliche Werte (30%) erreicht. Auch *Pinus cembra* ist in geringen Prozentsätzen an den Pollenspektren beteiligt.

Wahrscheinlich infolge zunehmender Niederschläge konnte sich das Moor zu einem Hochmoor weiterentwickeln. Sphagnumsporen sind kurz nach dem Beginn des Hochmoortorfwachstums massenhaft vorhanden, nehmen dann rasch ab und erreichen nie mehr diese Werte. Kräuterpollen sind abgesehen von Ericaceen, wohl vom lokalen Standort stammend, nur sehr spärlich. Pinus und Betula werden gegen Ende des Abschnittes von den einwandernden anspruchsvolleren Baumarten rasch verdrängt. Es beginnt der Einsatz von Fichte, Hasel und Ulme, gefolgt von der Linde, die bald die rationellen Pollengrenzen erreichen.

Boreal, V, Eichenmischwald-Haselzeit

DA 8, 360—305 cm

Die Fichte breitet sich zunächst noch rascher aus, als die Hasel und die Ulme, der die Linde folgt. Möglicherweise besiedelte die Fichte schon so früh moornahe

Standorte (Moorrandwald?), denn im Profil Halleswiessee (BOBEK & SCHMIDT, 1976) geht die Ausbreitung der Fichte nicht so rasch vor sich.

Die Hasel erreicht gleichzeitig mit dem Eichenmischwald, das Maximum ihrer Häufigkeit im Diagramm (43%).

Die Erle ist vom Beginn des Präboreals mit unverändert geringen Werten bereits vorhanden.

Im Eichenmischwald ist die Ulme gegenüber Linde und Eiche vorherrschend. Die zunehmende Klimabesserung drückt sich in dem Vorkommen von *Viscum* und *Hedera* aus.

A t l a n t i k u m, VI, VII, Fichten-Eichenmischwaldzeit

DA 9, 10, 305—220 cm

Zu Beginn dieses Abschnittes tritt ein rascher Dominanzwechsel von Hasel und Fichte ein. Die Fichte verdrängt die Hasel weitgehend. Die Werte des Eichenmischwaldes bleiben höher und die Kurve schwankt nur geringfügig. Innerhalb des Eichenmischwaldes nehmen die Eiche und die Linde zu. Die Eiche übertrifft allmählich die Linde und die Ulme geht zurück. Die Esche ist ebenfalls mit höheren Prozentsätzen am Eichenmischwald beteiligt. Der Ahorn ist ein weiteres charakteristisches Waldelement dieses Abschnittes. Kiefer und Birke erreichen nicht mehr die 10%-Grenze und wurden wohl bereits auf Sonderstandorte gedrängt.

Kennzeichnend sind auch *Hedera* und *Viscum*. Buche und Tanne sind nur in Spuren vorhanden. Sie können sich offenbar noch nicht gegenüber den Eichenmischwaldbeständen und der Fichte durchsetzen. Die höheren Niederschläge führten auch zu einem besonders raschen Torfwachstum aus *Sphagnum* ohne *Eriophorum*. Auch die relativ niedrige Pollenfrequenz, die nicht auf höhere Zersetzung der ausgezeichnet erhaltenen Pollenkörner zurückzuführen ist, ist durch beschleunigtes Torfwachstum bedingt.

S u b b o r e a l, VIII, Fichten-Tannen-Buchenzeit

DA 11, 220—145 cm.

Die Tanne und Buche breiten sich etwa gleichstark aus. Alle Eichenmischwaldarten nehmen ab. Ebenso die Fichte, in deren Bestände sich zunehmend Tanne und Buche mischten.

Die Buche ist kurzfristig dominant. Es kommt aber weiterhin zu einer Ausbreitung der Tanne, so daß mit Fichten-Tannenwäldern in der Umgebung des Moores zu rechnen ist, die in die Buchen-Tannen-Fichtenmischwälder übergehen. Die Eichenmischwaldkurve ist auffallend rückläufig, auch die Esche geht zurück und der Ahorn ist nur in Spuren da.

S u b a t l a n t i k u m, IX, Älterer Teil, Buchen-Tannen-Fichtenzeit

DA 12, 145—20 cm

Schon zu Beginn dieses Abschnittes treten die ersten Kulturzeiger auf. Die Waldzusammensetzung wird durch diese Rodungsphase jedoch noch nicht wesent-

lich verändert. Primär ist der menschliche Einfluß an den Kräuterpollen zu erkennen. Es setzen nämlich neuerlich die Pollenformen ein, die für die Pionier- und Steppenvegetation des Spätglazials bereits charakteristisch waren: zuerst tritt *Artemisia* auf, dann *Chenopodiaceae* und *Rumex,* sowie *Plantago.* Auch die Prozentsätze der Poaceen erhöhen sich, allerdings nur geringfügig. Keine klimatischen oder edaphischen Veränderungen dürften die kleinen Haselgipfeln verursacht haben. Sie könnten ebenfalls mit der Rodung in Zusammenhang gebracht werden (MARKGRAF, 1969). Das Auftreten von Getreide in 60 cm fällt mit einem Haselgipfel zusammen. Die Hasel konnte sich offenbar an den Rändern der Lichtungen bevorzugt ausbreiten. Es ist bemerkenswert, daß während des ganzen Abschnittes innerhalb des Eichenmischwaldes die Eiche vorherrscht. Die Linde verschwindet fast vollständig und die Ulme ist auch nicht mehr durchgehend vorhanden. Vielleicht machte sich auch darin der menschliche Einfluß geltend. Als letztes Waldelement wandert die Hainbuche nach dem Einsetzen der Kulturzeiger ein.

Subatlantikum, X, Jüngerer Teil, Fichtenforste

DA 13, 20—0 cm

In diesem letzten Abschnitt kommt es zu einer grundlegenden Änderung in der Waldzusammensetzung durch weitere Rodungen und forstwirtschaftliche Maßnahmen, durch die in erster Linie die Fichte gefördert wurde und ohne die auch heute noch buchenreiche Waldgesellschaften in der montanen Stufe dieses Gebietes bestehen würden.

Auch die Kräuterpollen steigen deutlich an, was auf eine Zunahme der Kulturzeiger und auf eine zunehmende Ausbreitung von *Calluna* auf der Mooroberfläche zurückzuführen ist.

3.2. Moor beim Plakner

3.2. Lage

Bl. 96 Bad Ischl, 1 : 50.000.

In der Drumlinlandschaft im Ischl-Tal liegt im waldfreien landwirtschaftlich genutzten Bereich ein kleines Moor mit zwischenmoorartiger Vegetation, die durch menschlichen Einfluß gestört sein dürfte.

3.2.2. Profil

300—240 cm: grauer Schluff
240—235 cm: Tongyttja
235—225 cm: tonhältiger Carex-Radizellentorf

3.2.3. Diagrammbeschreibung

Die liegenden Schluffe sind fast pollenfrei, so daß eine statistische Auswertung nicht möglich war. In dem Gyttjahorizont sind neben dem hohen Prozentsatz an *Cyperaceen* noch Tundren- und Steppenzeiger vorhanden, sowie *Juni-*

perus und *ephedra* und höhere Prozentsätze von *Selaginella sel.* entsprechend einer gehölzarmen Vegetation. Darauf kommt es zu einem Anstieg von *Pinus, Betula* und *Salix* und der *Poaceae.* Dieser Abschnitt ergab ein C^{14}-Alter von VRI-430 12.410 ± 180 J. v. h. und liegt damit am Ende der Böllingschwankung. Vor dem sprunghaften Anstieg von *Pinus* von 20 bis auf 80% sind die Werte von *Selaginella sel.* am höchsten. Während des kiefernreichen Abschnittes, der der Alleröd zeit entsprechen wird, ist die Birke bedeutungslos. Allmählich kommt es zu einem Anstieg der Zirbe, was einer weiteren Waldgrenzerhöhung entspricht. Der Klimarückschlag der Jüngeren Dryas ist nur durch minerogene Einschwemmung im Torf und das spurenweise Auftreten von *Chenopodiaceae* und *Artemisia* schwach angedeutet.

Nach dem Rückgang der Zirbe bildet die Birke einen kleinen Gipfel, bis sich die wärmeliebenden Gehölze zeigen (Fichte, Hasel, Eichenmischwald).

3.3. Hochmoor Sperrer bei Bad Goisern

3.3.1. Lage

Bl. 96 Bad Ischl, 1 : 50.000, 515 m NN.

Das Moor liegt etwa 2 km südlich von Bad Goisern, innerhalb der Moränen des Goiserer Standes (Abb. 1) in einer Felswanne. Die ursprüngliche Hochmoorvegetation ist als Folge der Torfgewinnung nur mehr im nördlichen Teil unversehrt erhalten, wo auch die Aufwölbung des Randes noch deutlich zu erkennen ist.

3.3.2. Profil

Das Profil wurde im nördlichen mit Latschen bestandenen Teil erbohrt.

440—438 cm: Grauer Schluff
440—425 cm: Tonige Detritusgyttja
425—260 cm: Braunmoostorf (350—340 cm mit geringem Tonanteil)
260— 0 cm: Sphagnum-Eriophorumtorf

3.3.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung

DA 1, 440—420 cm, Tundrenzeit

In dem minerogenen Sediment an der Basis überwiegen die NBP. Aus den höheren Anteilen von *Artemisia, Helianthemum, Thalictrum, Chenopodiaceae* und dem artenreichen Kräuterpollenspektrum ist zu schließen, daß es sich um eine Phase einer bereits weiter entwickelten Pioniervegetation mit alpinen Rasengesellschaften gehandelt haben wird. Die hohen Cyperaceenwerte dürften mit der Vermoorung zusammenhängen. Die Konzentration beträgt in der tiefsten Probe 5000 P. u. Sp./cm^3 und steigt in der Gyttja auf 20.000 an. Die in der Gyttja massenhaft vorkommenden Sporen von *Selaginella selaginoides* und *Cichoriaceen* dürften eingeschwemmt worden sein. Gehölzpollen sind spärlich *(Pinus, Betula, Salix,* etwas *Juniperus* und *Hippophae).* Am Ende des Ab-

schnittes breitet sich die Birke etwas aus. Das absolute Alter ergab VRI-432 11.970 ± 200 C^{14}-Jahre v. h. und gibt die Ältere Dryas, bzw. die Grenze zum Alleröd an. Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Datum infolge von Verunreinigung der Probe mit Huminsäuren aus den überlagernden Torfschichten zu niedrig ist.

Allerödzeit, II, Ältere Kiefernzeit

DA 2, 420—350 cm

Pinus breitet sich schlagartig aus und drängt die Birke und Weide zurück. Die Pinuskurve pendelt um 80% und läßt eine zusammenhängende Bestockung annehmen. Die NBP-Kurve sinkt stark ab. Kräuterpollen treten kaum auf. Nur *Poaceen* und *Cyperaceen* sind noch etwas häufiger.

Jüngere Dryas, III

DA 3, 350—310 cm

Der leichte Anstieg der lichtliebenden Birke, sowie Spuren von *Artemisia, Chenopodiaceae, Selaginella selaginoides* und von *Juniperus* können einer neuerlichen schwachen Auflichtung der Pinusbestände zugeschrieben werden. Von einem nennenswerten Rückgang der Bestockung kann keine Rede sein.

Präboreal, IV, Jüngere Kiefernzeit

DA 4, 310—260 cm

Die Pinuskurve geht mit mehr oder weniger unverändert hohen Werten von DA 2 durch. Die Zirbenwerte steigen etwas an, ebenso die Birke. Es erfolgt der Einsatz der geschlossenen Kurven von Fichte, der Hasel und der Ulme.

Boreal, Älteres und Jüngeres Atlantikum, V, VI, VII

DA 5, 260—170 cm, Fichten-Hasel-Eichenmischwaldzeit

Die Fichte breitet sich rasch aus und drängt die konkurrenzschwache Föhre zurück. Auch die wärmeliebenderen Gehölzarten (Hasel, Ulme, Linde) steigen weiterhin an.

Nach dem Rückgang der Föhre kommt es zu Beginn dieses Abschnittes zu einem Anstieg der Birkenkurve. Die Birke dürfte vergesellschaftet mit der Föhre lichte Bestände gebildet haben, in denen sich die WL (wärmeliebende Gehölze) zunehmend ausgebreitet haben. Nach dem Birkenmaximum bildet die Hasel einen 1. Gipfel von 32%, gleichzeitig kreuzt die Fichte die Eichenmischwald- und Föhrenkurve. Die Hasel erreicht darauf einen Maximalwert von 45%. Im Eichenmischwald war bisher Ulme mit ziemlich viel Linde vertreten, noch vor den Haselgipfeln gesellt sich die Eiche dazu. Die Bedeutung des Eichenmischwaldes an der Waldzusammensetzung ist aber eher untergeordnet. Eine ausgesprochene Eichenmischwaldzone dürfte auch in den Tallagen nicht ausgebildet

gewesen sein. Während die Hasel zusammen mit der Fichte örtlich zusagende Standorte gefunden haben dürfte. Als Zeichen größerer Feuchtigkeit tritt ab dem Haselmaximum vereinzelt *Hedera* auf. Ebenso ist der Ahorn mit geschlossener Kurve vertreten.

Subboreal, VIII

DA 6, 170—70 cm, Fichtenzeit

Durch das rasche Ansteigen der Fichte werden die Hasel und der Eichenmischwald zurückgedrängt. Buche und Tanne wandern ein. Gegenüber der Pionierholzart der Fichte können die beiden anspruchsvolleren Schattholzarten nur langsam aufkommen. Zunächst überwiegt noch der Anteil der Tanne gegenüber der Buche. Die Kurve des Eichenmischwaldes ist etwas rückläufig, mit Ausnahme der Esche. Ebenso verliert die Hasel zunehmend an Bedeutung.

Subatlantikum, IX

DA 7, 70—20 cm, Fichten-Buchen-Tannenzeit

Die edaphischen und klimatischen Bedingungen führten zur stärkeren Ausbreitung der Buche und zur Bildung von Buchen-Tannenwäldern in der montanen Stufe, die mit zunehmender Höhe in Fichtenwälder übergingen. Der Eichenmischwald und die Hasel gehen stark zurück.

Subatlantikum, X

DA 8, 20—0 cm

Erst in diesem Abschnitt treten Kulturzeiger (Getreide, Plantago) auf, sowie die Hainbuche.

3.4. Die Hochmoore um den Ödensee

3.4.1. Lage und Vegetation

Bl. 96 Bad Ischl, 1 : 50.000

Außerhalb der Endmoränen um den Ödensee liegen E und W der Kainischtraun, ausgedehnte mit Latschen bewachsene Hochmoore (Abb. 1, 3, 4, 5). Über glazial überformten Mulden, die von wasserundurchlässigen Schluffsedimenten erfüllt sind, war bis heute die Bildung von ombrogenen Hochmooren begünstigt durch das niederschlagsreiche Klima der Nordstaulagen des Gebirges (Abb. 2). Die größte Menge an Niederschlägen fällt im Juli und August. Die Sommer sind verhältnismäßig kühl.

Ein großer Teil der Moore wurde bereits zur Gewinnung von Brenntorf für die Salinen in Bad Aussee (Zailer, 1910) bis zum mineralischen Untergrund abgetorft. Die abgetorften Flächen sind bereits wieder mit niedermoorartiger Sumpfvegetation bedeckt und mit Fichten, Birken, Pappeln bestanden, z. T. sind sie entwässert und werden landwirtschaftlich genutzt.

Nur am Nordende des großen Moores SE der Traun (Ödensee III) wird noch ein kleiner Torfstich betrieben, wo auch die uhrglasförmige Aufwölbung des Moorrandes gut zu erkennen ist. An der Stichwand kann man einen dünkleren Torf an der Basis und scharf abgegrenzt den helleren (noch unzersetzteren) Moostorf unterscheiden. Die alten Stichwände sind bereits soweit verfallen und überwachsen, daß eine Probengewinnung davon nicht möglich war. Gegen die im S und N fließenden Bäche ist der Moorrand deutlich gewölbt, gegen den Hang im SW geht die Moorfläche ohne deutliche Wölbung in den Niedermoorbereich über. Die weitgehend ungestörte Hochfläche wird bei allen drei Mooren von einem Relief aus Bulten und Schlenken mit verschiedenen Sphagnumarten gebildet (z. B. *Sphagnum fuscum, Sph. magellanicum*), sowie von Standortzeigern, wie *Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris, Drosera rotundifolia* und *Drosera anglica,* bewachsen.

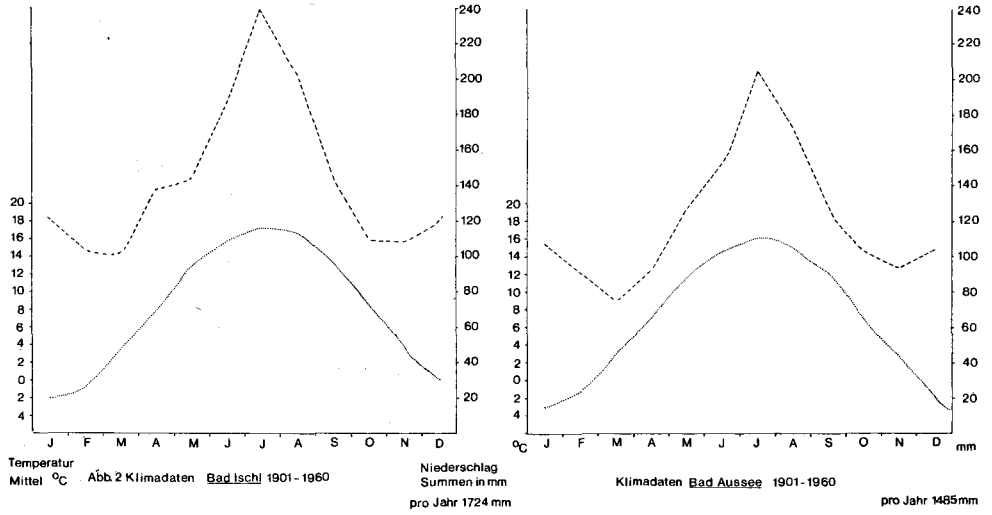


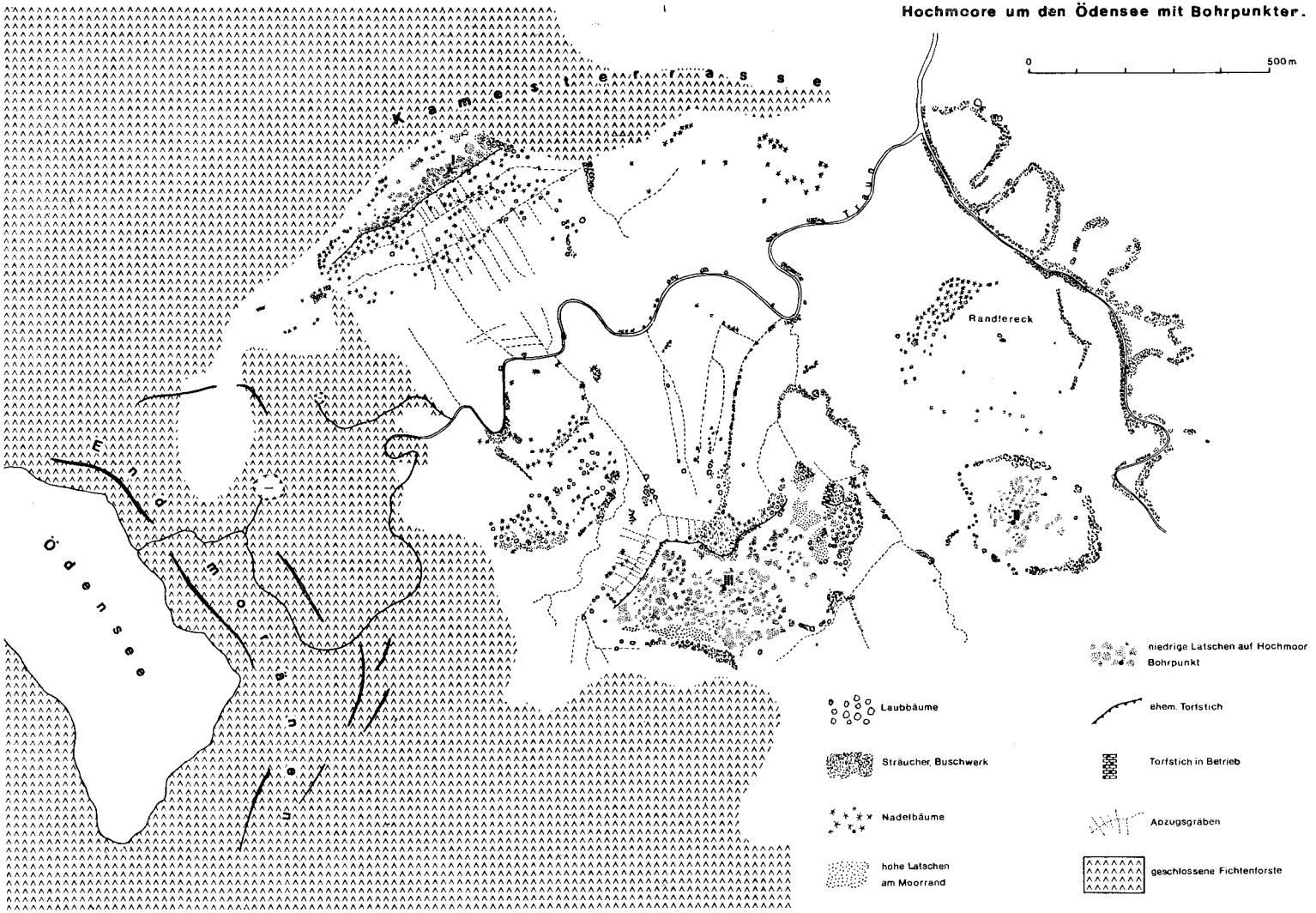
Abb. 2. Klimadaten aus: Beiträge zur Hydrographie Österreichs, H. 38, 1964, Wien.

Die Latschen sind sehr niedrigwüchsig (mit radiärsymmetrischen Zapfen) und horstförmigen über die Hochfläche verteilt, nur an den austrocknenden Rändern werden sie höher. Die Moorränder werden von Übergangswäldern aus Fichte, Birke und Pappel, sowie vereinzelt von der Rotföhre gesäumt.

3.4.2. Profile

Profil Ödensee I (Moor NW der Kainisch-Traun)
550—500 cm: grauer Schluff mit Sand
500—490 cm: Gerölle in Schluff
490—465 cm: Gerölle in Schluff mit makroskopisch sichtbarem Pflanzenhäksel
465—460 cm: Tonhältige Feindetritusgyttja

Abb.3


Hochmoore um den Ödensee mit Bohrpunkter.
0
500 m
Kammterrasse
Randtereck
Ödensee
niedrige Latschen auf Hochmoor
Bohrpunkt
Laubbäume
ehem. Torfstich
Sträucher, Buschwerk
Torfstich in Betrieb
Nadelbäume
Abzugsgräben
hohe Latschen
am Moorrand
geschlossene Fichtenforste

460—450 cm: mineralhältiger Braunmoostorf
450—410 cm: Braunmoostorf
410—400 cm: etwas tonhältiger Braunmoostorf
400—385 cm: Braunmoos-Seggentorf
385— 0 cm: Hochmoortorf (Sphagnum mit viel Eriophorum) zwischen 280 bis 250 cm mit Wasser gefüllt

Profil Ödensee III (Hochmoor SE der Kainisch-Traun)
680—620 cm: sehr fester grauer Karbonatschluff
620—605 cm: Schluff mit wenig Pflanzenhäksel
605—590 cm: Schotterhorizont (etwa 5 cm Korngröße)
590—580 cm: Detritusgyttja mit Holz
580—575 cm: Seggentorf mit Schilf
575—565 cm: etwas tonhältiger Seggentorf
565—545 cm: Seggentorf mit Holz
545—400 cm: Seggentorf mit Sphagnum (Übergangstorf)
400—370 cm: Sphagnumtorf
370—350 cm: Sphagnumtorf mit Reisern
350— 0 cm: Sphagnumtorf mit Eriophorum

Profil Ödensee II (Hochmoor beim Randlereck)
490—285 cm: Grauer Schluff
285—270 cm: Detritusgyttja mit Holz
270— 0 cm: Hochmoortorf

Abb. 4. Hochmoor beim Ödensee (Profil II).

3.4.3. Diagrammbeschreibungen und Vegetationsentwicklung

Profil Ödensee II:

Die liegenden Schluffe enthalten in äußerst geringer Konzentration (< 1000/cm³) eine NBP-reiche Pollenflora, die in ihrer Zusammensetzung ziemlich gleichförmig ist. Vorherrschend sind windblütige Pollenformen der Pionier- und Steppenelemente (*Artemisia* 20%, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum* und *Helianthemum*, *Poaceen*, *Cyperaceen*). Geringen Anteil haben die Gehölze, *Salix* und *Betula*, gegenüber etwas höheren Pinuswerten, deren Herkunft fraglich ist. Umgelagerte Sporomorphen sind sehr häufig an den Pollenspektren beteiligt (auch *Picea* und *Abies*). Wenig *Juniperus* und vor allem *Ephedra* sind weitere Zeiger offener Vegetationsbestände, wie *Selaginella* und *Botrychium*. In dem Diagrammabschnitt sind keine Anzeichen für eine Klimaverbesserung bzw. Vegetationsentwicklung gegeben. Die Schluffe können nur in einem vegetationsarmen Abschnitt des Spätglazials (I a) sedimentiert worden sein. Darüber folgt erst nach mehreren tausend Jahren Sedimentationsstillstand der Beginn des Moorwachstums im Boreal.

Die Schluffe, die entlang der Kainisch-Traun aufgeschlossen sind, zeichnen sich ebenfalls durch äußerst geringe Pollenführung (vorwiegend Kälte- und Trokkenzeiger, sowie hauptsächlich umgelagerte Formen aus) und sind wohl ebenfalls einem frühesten spätglazialen Abschnitt zuzuschreiben.

Abb. 5. Hochmoor beim Ödensee (Profil III).

Hochmoore E (Profil III) und W (Profil I) der Kainisch-Traun:

Älteste Dryas, I a, Älteste Tundrenzeit

DA 1, 680—605 cm (Profil III)

Die grauen Schluffe an der Basis des Profils III sind extrem pollenarm. Die absolute Pollenfrequenz beträgt nur 150—400/cm³. Es überwiegen die Zeigertypen eines kalten, trockenen Klimaabschnittes mit spärlicher Vegetationsbedekkung (20% *Artemisia, Helianthemum, Chenopodiaceae, Thalictrum, Poaceae* und *Cyperaceae*) und etwas *Selaginella*. Wiederum stehen höheren Werten von Pinus wenige Prozente von *Betula* und *Salix* gegenüber.

Über die weitere Vegetationsentwicklung nach dieser ausgeprägten Tundrenzeit kann nach Profil III nichts ausgesagt werden. Die Schluffe sind nämlich mit Schottern bedeckt, die nach VAN HUSEN (1977) während des Gletschervorstoßes, der dem Goiserer Stand entspricht, abgelagert wurden. Die Schotterbedeckung ist damit gleich alt, wie die Endmoränenwälle um den Ödensee. Darauf setzte nach VAN HUSEN die weitere Sedimentation bis zum Beginn der Vermoorung aus.

Im Profil I, an der Basis des Hochmoores W der Kainisch-Traun sind die Schotter mit Gyttja vermengt, die ein absolutes Alter von VRI-433 12.220 ± 180 J. v. h. ergab. Die Schluffe im Ödensee, die nach SCHMIDT (1976) in sehr hoher Konzentration eine typische tundrenzeitliche NBP-Flora mit wenigen BP enthalten, müßten demnach älter als allerödzeitlich sein.

Alleröd zeit, II, Ältere Kiefernzeit

Profil I: DA 2, 445—420 cm

Profil III: DA 2

An der Basis des Torfprofils III liegt ein Cyperaceenmaximum von 80%. Der mineralführende Seggen- und Schilftorf enthält an der Basis auch bemerkenswert viele Sporen von *Selaginella selaginoides* (211%). *Selaginella* ist lichtliebend und gilt als Waldgrenzzeiger (WELTEN, 1952). Heute findet man *Selaginella sel.* sehr häufig in den alpinen Rasengesellschaften innerhalb des Latschengürtels am Dachsteinplateau. Danach steigt *Pinus* sprunghaft an. Die Kurve von *Betula* kommt gegen Ende des Abschnittes auf 10%.

Jüngere Dryas, III

Profil I: DA 3, 420—395 cm

Profil III: DA 3, 565—575 cm

Kennzeichnend ist der geringe Tongehalt des Torfes und die leicht erhöhten Prozentsätze von *Artemisia* mit ein wenig *Helianthemum* und *Chenopodiaceae*. Auch *Selaginella* und *Juniperus* treten noch einmal in diesem Abschnitt auf.

Präboreal, IV, Jüngere Kiefernzeit

Profil I: DA 4

Profil III: DA 4, 565—545 cm

Pinus erreicht ein Maximum und die Ausbreitung der Fichte, der Hasel und der Ulme setzen ein. Mit dem Beginn der Einwanderung der wärmeliebenderen Gehölze setzt in Profil III nach dem eutrophen Torf mit Bruchwaldhorizonten ein Übergangstorf mit *Sphagnum* ein.

Boreal, V

Profil I: DA 5, 545—460 cm, Fichten-Haselzeit

Profil III: DA 545—460 cm

Die Hasel steigt in Profil III sprunghaft gleich auf 30% und drängt Fichte und Föhre zurück. Die Birke fällt schon an der Grenze DA 2 und DA 3 auf unbedeutende Werte zurück. Wie aus den Holzfunden hervorgeht gehörte sie zur lokalen Moorvegetation. Der Eichenmischwald setzte sich bereits aus Ulme und Linde zusammen, die während des Haselanstieges hinzukommt. Die Ulme breitet sich weiter aus. Nach dem 1. Haselgipfel steigt die Fichtenkurve an, kreuzt die Pinuskurve und bleibt ab nun durch alle Abschnitte des Postglazials hindurch bis zur Gegenwart vorherrschend. Diese Fichtendominanz kommt auch schon in dem Diagramm von FIRBAS (1923) zum Ausdruck. Dem zunehmend feuchter werdenden Klima entspricht der Einsatz und die rasche Zunahme von Farnsporen. Sphagnumsporen sind noch eher selten (Übergangstorf). Innerhalb der NBP sind die höheren Werte für *Poaceen* und *Cyperaceen* zu erwähnen. Die Hasel erreicht nach einem Rückgang auf 10% noch einmal einen Gipfel mit 30%.

Atlantikum, VI und VII

Fichten-Hasel-Eichenmischwaldzeit

Profil III: 460—320 cm

Zum Eichenmischwald kommt noch die Eiche hinzu, die weiterhin ansteigt und sich mit Linde und Ulme etwa gleich stark entfaltet. Ahon ist kontinuierlich vorhanden ebenso die Esche, die sich möglicherweise in Schluchten oder entlang von Bachläufen bevorzugt ausgebreitet haben dürfte. Die Fichte erreicht an einem Punkt 80%. Das Maximum von Eiche, Ulme und Esche fällt mit dem Beginn des reinen Sphagnumtorfwachstums zusammen.

Birke und Föhre sind endgültig auf geringe Werte zurückgedrängt. Die Buche und Tanne erscheinen zunächst nur in Spuren und können sich in den Laubwaldbeständen eine Weile noch nicht durchsetzen. Zuerst steigt die Kurve der Tanne kräftiger an und parallel dazu zeigt auch die Buche höhere Werte. Der Anstieg der Haselkurve führt wieder spiegelbildlich zur Fichte zu einem Gipfel.

Subboreal, VIII, und Subatlantikum, IX, Fichten-Buchen-Tannenzeit

Profil III: 320—70 cm

Buche und Tanne nehmen nur langsam zu, überdeckt von der Dominanz der Fichte, die nur geringfügig zurückgeht. Die Hasel verliert endgültig an Bedeu-

tung, der Eichenmischwald ebenfalls und verschwindet mit zunehmender Ausbreitung der Buche und Tanne fast vollständig. Damit ist die natürliche Waldentwicklung und Zonierung, schon heutigen Verhältnissen entsprechend, abgeschlossen.

Mit der Hainbuche, die als letzte Baumart einwandert, ist auch der Beginn der Rodungsphase und menschlicher Siedlungen mit dem Einsatz der Kulturzeiger (*Plantago, Artemisia, Chenopodiaceae, Rumex* und Getreide) zu beobachten. Der Anstieg der Fichte und Eichendominanz innerhalb des EMW sind möglicherweise auf menschlichen Einfluß zurückzuführen.

Subatlantikum, X, DA 8, Profil III: 70—0 cm

Innerhalb der Kulturzeiger tritt auch *Centaurea cyanus* als Ackerunkraut zusammen mit Getreide auf und zeigt die Nähe bäuerlicher Siedlungen (ab dem Mittelalter) an. Kennzeichnend für diesen Abschnitt ist auch die Zunahme von Pinus und die neuerliche Ausbreitung von *Picea.*

3.5. Hochmoor bei Rödschitz (Bad Mitterndorf)

3.5.1. Lage und Vegetation

Bl. 97 Bad Mitterndorf, 1 : 50.000, 790 m NN.

Im Bereich der Moränen des Jochwandstandes (VAN HUSEN, 1977) bei Rödschitz (1 km W von Bad Mitterndorf) liegt ein sehr ausgedehntes mit Latschen bestandenes Hochmoor. Das Sphagnumwachstum ist teilweise zum Stillstand gekommen und trockenresistentere Arten, wie Polytrichum strictum konnten sich ausbreiten. Das Hochmoor ist mit 56 ha das größte aller in der Eiszerfallslandschaft des Traungletschers im Becken von Mitterndorf und Kainisch entstandenen Moore (Pichl, Knoppen, Ödensee).

3.5.2. Profil

Das Profil entstammt einem etwas N vom Zentrum gelegenen Punkt. Bei der Bohrung wurde die Basis aus glazialem Schotter erreicht.

940—840 cm: sandig-grusiges Material mit Steinen, pollenanalytisch nicht auswertbar
840—720 cm: grauer Schluff mit Sandlagen
720—700 cm: Ton mit makroskopisch sichtbarem Pflanzendetritus (Blattfragmenten, Stengelreste)
700—610 cm: grauer Schluff mit Sandlagen
610—540 cm: graue Tongyttja mit Mollusken *(Galba truncata)* (O. F. MÜLLER, det. von Dr. F. STOJASPAL)
540—539 cm: mineralhältiger (nur mikroskopisch sichtbar) Torf, aus Braunmoosen, Radizellen, Schilfresten und zahlreichen Samen von Menyanthes.
539—530 cm: graue Tongyttja

530—525 cm: stärker zersetzter mineralhältiger Braunmoos-Seggentorf (schwarzbraun)
525—500 cm: schwach zersetzter Braunmoos-Seggentorf
500—400 cm: stärker zersetzter Sphagnumtorf mit Eriophorum

Älteste Dryas, Ia

DA 1, 840—740 cm, Älteste Pionierphase

Der früheste Abschnitt der Vegetationsentwicklung beginnt mit hohen Werten der typischen Kältesteppenzeiger, wie *Artemisia, Chenopodiaceae,* etwas *Helianthemum,* sowie *Saxifraga opp. T., Silene T., Achillea T., Aster T., Cichoriaceae, Ephedra fragilis* und *E. distachya T., Poaceen* und *Cyperaceen,* Sporen von *Lycopodium alpinum* und *Selaginella selaginoides.* Die Prozentwerte von Weide und Birke sind gleich niedrig und ebenfalls für diese Pionierphase kennzeichnend. Es handelt sich um einen verhältnismäßig pinusreichen Pollenabschnitt (über 30%). Die Schwankungen der Pinuskurve laufen annähernd parallel zur Kurve der umgelagerten Sporomorphen aus präquartären Schichtfolgen, so daß die Herkunft von *Pinus* größtenteils aus älteren umgelagerten quartären Sedimenten ableitbar ist, da auch *Picea, Alnus* und *Corylus* immer wieder vereinzelt auftreten. Die Pollenfrequenz ist in diesem Abschnitt entsprechend niedrig.

DA 2, 740—650 cm

Die *Cyperaceen* nehmen sehr stark zu und erreichen Maximalwerte, die während des ganzen Abschnittes erhalten bleiben. Auch WELTEN (1972) berichtet von derart Cyperaceenreichen Diagrammabschnitten der Kaltphasen I a, I b, I c. Die Cyperaceen drängen die übrige Pollenflora in den Hintergrund. Die Kurve von *Artemisia* geht zurück, ebenso der Anteil der übrigen Kräuterpollenflora, deren Zusammensetzung sich aber nicht wesentlich ändert. Sie wird nur etwas artenreicher. Die absolute Pollenfrequenz steigt etwas an (auf etwa 2000/cm^3). Die umgelagerten Sporomorphen nehmen ab. Offenbar bildete sich um den See eine Vegetationsdecke aus Seggenrasen. Es dürften bereits auch etwas ruhigere Sedimentationsverhältnisse eingetreten sein. Durch die absolute Datierung von pflanzlichem Detritus und Stengelfragmenten kann dieser Abschnitt trotz der großen Schwankung (VRI-484 15.400 ± 470 J. v. h.) als frühestes Spätglazial, Älteste Dryas I a, bezeichnet werden. Nach WELTEN (1972) würde es sich noch um die älteste Pionierphase der Vegetation handeln, die im Murifeld mit 15.810 ± 200 J. v. h. datiert werden konnte. Die Weide breitet sich anscheinend in dem in Rödschitz datierten Horizont etwas aus. Vielleicht konnte die Zwergweide bereits etwas größere Bestände bilden, infolge einer Klimaverbesserung.

Gegen Ende dieses Abschnittes dürfte es jedenfalls wieder zu einer Klimaverschlechterung gekommen sein. Infolge eines Gletschervorstoßes, dem nach VAN HUSEN die Moränen des Goiserer Standes (Abb. 1) und die Endmoränenwälle um den Ödensee zuzuschreiben sind, vergrößerten sich die vegetationsfreien Flächen, die eine Erhöhung der umgelagerten Sporomorphen mit sich

bringen, sowie eine Zunahme der Rohbodenbesiedler (Artemisia). Die absolute Pollenfrequenz sinkt noch einmal auf 600/cm³.

Böllingzeit, Ib, Strauchphase

DA 3, 590—530 cm

Auf diesen Rückschlag konnten sich bei zureichender Klimaverbesserung bald anspruchsvollere Pflanzengesellschaften entwickeln und zum ersten Mal nach dem Rückzug der Gletscher Gehölzbestände aufkommen, wie an der Zunahme von *Salix, Betula* und ganz besonders von *Juniperus* zu merken ist. *Juniperus* wird von *Hippophaë* begleitet. Die *Poaceen* nehmen ebenfalls zu und es kam zur Verbreitung von kräuterreichen Rasengesellschaften in den Tallagen. Die Pollenfrequenz steigt von 5000—20.000/cm³. Bei abnehmendem *Juniperus* breitet sich *Betula* aus. Dieser Horizont liegt in einem Torfbändchen in der Tongyttja und konnte datiert werden. Das Alter von VRI-485 12.440 ± 420 C^{14}-Jahren entspricht dem Ende der Böllingzeit. *Artemisia* nimmt in dieser Probe ebenfalls zu Der NBP-Gipfel ist aber im wesentlichen auf *Menyanthes* aus der lokalen Vegetation zurückzuführen. Berücksichtigt man die große Schwankung des absoluten Alters, könnte es sich auch um die Ältere Dryas handeln.

Die Ältere Dryas ist nicht eindeutig nachweisbar.

Über dem Torfbändchen folgt wieder Tongyttja, die Pollenfrequenz in dem mineralischen Sediment ist entsprechend niedriger (6000/cm³). Der Pinusanstieg geht weiter und führt zur Dominanz der einen Gehölzart, die bereits in der

Allerödzeit, II, Ältere Kiefernzeit

DA 4, 530—515 cm

liegt. Damit fällt auch der Beginn der vorwiegend organogenen Sedimentation und des Torfwachstums zusammen. Die Weide geht ganz zurück. Die Birke erreicht nur geringe Werte. NBP sind bedeutungslos. Die Pollenkörner sind sehr schlecht erhalten, so daß eine pollenmorphologische Bestimmung der Pinusart nicht möglich ist.

Jüngere Dryas, III (DA 5, 515—500 cm)

Die regressive Phase der Vegetationsentwicklung zeichnet sich wie in den zuvor besprochenen Profilen von den Ödenseemooren ebenfalls nur sehr schwach ab (geringe Zunahme von *Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum).*

Pinus cembra erreicht ebenfalls höhere Werte, soweit die Pollenkörner mit deutlicher Distalgranulation unterschieden werden konnten.

Der neuerliche Pinusanstieg leitet die postglaziale Waldentwicklung ein. Da es infolge stärkerer Torfzersetzung zu einer Durchwanderung von Pollenkörnern aus jüngeren Schichten kam (starker Fichtenanstieg vor der Haselausbreitung) ist die Zonierung des Torflagers auf vegetationsgeschichtlicher Grundlage nicht möglich.

3.6. Profil Schmiedgut

3.6.1. Lage

Bl. 96 Bad Ischl, 1 : 50 000.

Bei dem Bau von Appartmenthäusern war dieses Profil aufgeschlossen. Es liegt außerhalb der Moränen des Jochwandstandes (Abb. 1), im Becken von Bad Aussee.

3.6.2. Profil

160—120 cm: Schluff mit vereinzelten Geröllen
120—110 cm: Tongyttja
110— 0 cm: Seggentorf mit Braunmoosen

3.6.3. Diagrammbeschreibung

Die Pollenflora aus den mineralischen Sedimenten ist neben vielen umgelagerten präquartären und quartären Sporenformen vor allem durch eine Vielfalt an Kräuterpollen einer alpinen Tundrenzeit gekennzeichnet. Waldgrenzzeiger, wie *Selaginella sel., Centaurea montana* sind ebenso wie *Artemisia, Helianthemum, Chenopodiaceae, Thalictrum, Ephedra* und *Juniperus* für die waldlose Zeit der Vegetation nach dem Rückzug der Gletscher charakteristisch (KLAUS, 1967). Die relativ hohen Pinuspollenwerte im tiefsten Abschnitt sind wahrscheinlich auch auf Umlagerungen zurückzuführen. Die Kälteschwankung fällt auf Grund des C^{14}-Datums von VRI 392 11.930 ± 250 J. v. h. (Gyttjaprobe) in die Ältere Dryas. Auf den NBP-Gipfel folgt ein Pinusanstieg. Die Vielfalt und Zahl der Kräuterpollen nimmt beträchtlich ab. Die Pinusdominanz mit geringen NBP-Werten zeigt die erste Bewaldungsphase während der Allerödschwankung an. Im oberen Teil des Diagramms scheinen anspruchsvollere Gehölze (Fichte, Tanne, Hasel) auf. Da es sich um Verunreinigungen von der Oberfläche her handelt, sind diese Abschnitte nicht mehr gliederbar.

3.7. Moor bei der Moosklausalm — Gosau

3.7.1. Lage

Bl. 95, St. Wolfgang, 1 : 50.000, Koordinaten des Bohrpunktes etwa 762300 (L), 5270130 (B), 1130 m NN.

Das teilweise mit Latschen bestandene Moor mit zwischenmoorartiger Vegetation bildete sich über limnischen Sedimenten in einem Nackental, das durch Hangrutschung entstanden war (nach mündl. Mitt. von D. VAN HUSEN). Nach VAN HUSEN ist auch mit einem sehr frühen Eisfreiwerden dieses Gebietes nach dem Jochwandstand zu rechnen.

3.7.2. Profil

930—800 cm: fein gebänderter Schluff
800—730 cm: grauer Schluff
730—640 cm: Molluskengyttja

640—620 cm: Tonhältige Feindetritusgyttja mit kleinen Mollusken
620—600 cm: Braunmoosseggentorf

Es wurde nur dieser Abschnitt des Moorprofils bearbeitet, da der Erhaltungszustand der Pollenkörner im Torf nicht ausreichend gut war.

3.7.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung

DA 1, 930—900 cm, Waldlose Zeit

Im unteren Abschnitt des Profils sind die Schluffe dadurch fein gebändert, daß hellere Lagen mit dünkleren, die mehr organische Substanz enthalten, abwechseln. Diese Sedimente enthalten neben der autochthonen Pollenflora auch noch einen Prozentsatz (etwa 10%) an umgelagerten Sporomorphen aus der Oberkreide (Extratriporate Formen, die von dem aufgearbeiteten Gesteinsuntergrund der Umgebung stammen — Mergel der Nierentaler Schichten). Die absolute Pollenfrequenz ist gering und erreicht im Durchschnitt um 1000 PK/cm³. In einer Probe aus einer Lage mit höherem Anteil an org. Detritus steigt sie sprunghaft auf fast 7000/cm³.

Die Pollenflora setzt sich in diesem Abschnitt zum überwiegenden Teil aus NBP zusammen. Unter den Kräuterpollen sind die Zeigertypen vertreten, die für lichtoffene Pionierstandorte aus spätglazialen Diagrammabschnitten bekannt sind, und zwar *Artemisia, Chenopodiaceae, Thalictrum, Helianthemum, Rumex* und *Plantago*, sie sind aber nicht vorherrschent. Begleitet werden diese von einer Anzahl von Kräuterpollenformen, wie *Centaurea Scabiosa, Heracleum, Carduus, Polygonum bistorta T.*, die für die Verbreitung anspruchsvollerer Rasengesellschaften in dieser Höhenstufe sprechen. In der Strauchschichte tritt *Juniperus* vergesellschaftet mit *Hippophaë* und *Ephedra* (in geringen Prozentsätzen) auf. In der tiefsten Probe setzt die Juniperuskurve gleich mit dem Maximum von 30% ein, so daß bereits auf ein Vorkommen in der Umgebung geschlossen werden kann. Die Kurve ist allerdings dann wieder rückläufig. Die Prozentsätze von *Pinus* schwanken um 30% und könnten dem Nahflugpollenanteil aus tieferliegenden Beständen entsprechen. Die Prozentsätze der Birke sind noch etwas geringer.

DA 2, 830—800 cm

Es kommt zu einem Rückgang der „Steppen"zeiger, die außer *Artemisia* nur mehr vereinzelt aufscheinen. Auch die Kurve der übrigen Kräuterpollen und der *Poaceen* ist rückläufig. *Juniperus* steigt nochmals an (25%). In den NBP-Spektren kommen von jetzt ab regelmäßig Hochstaudenflurelemente wie *Scabiosa, Valeriana off.* vor.

DA 3, 800—670 cm

Für diesen Abschnitt ist die Dominanz von *Pinus* charakteristisch, die zu Beginn in einem sprunghaften Anstieg über alle anderen Gehölze erreicht wird. P. cembra setzt damit ebenfalls mit geschlossener Kurve aber noch verhältnismäßig niedrigen Prozentsätzen ein. Die NBP-Kurve zeigt keine wesentliche Änderung.

DA 4, 670—630 cm

Nach einem neuerlichen kurzen Vorstoß der *Poaceen* und Kräuterpollen kommt es zu einem Anstieg der Pinus cembra-Kurve, die bereits für ein Vorkommen in dieser Höhenlage spricht. Darauf wird sie zunehmend von der Birke verdrängt. Etwa gleichzeitig damit setzt die Fichtenkurve ein und die Hasel und der EMW mit Ulme und Linde treten auf. *Selaginella* und *Botrychium,* die bisher ständig vorgekommen sind, verschwinden und unter den Pteridophytensporen fällt *Polypodium* auf. Ein Farn, der nach SCHMIDT (1976) ab dem Präboreal zu finden ist.

Mit diesem Profil wurde zunächst ein Abschnitt der Vegetationsentwicklung erfaßt, während dem sich noch lichte Kiefern-Birkenbestände wahrscheinlich erst in größerer Entfernung von dem See befunden haben. In dessen Umgebung sich aber vor allem noch Rasen- und Strauchgesellschaften ausgebreitet hatten.

Eine zunehmende Klimabesserung oder Bodenreifung führte über eine Strauchphase mit Juniperus zu einer rasch zunehmenden Bestockung mit Föhre. In die Kiefernbestände mit etwas mehr Birke breiteten sich zumindest um den See in dieser Höhenlage immer noch alpine Rasengesellschaften aus, mit Hochstauden und Elementen einer Pioniervegetation, die sich nochmals infolge einer Klimaverschlechterung ausbreiten konnten.

Die Waldgrenze wurde nach dieser kurzen regressiven Phase aber rasch angehoben (Zirbenausbreitung), bis die klimatischen und edaphischen Bedingungen für die Verbreitung der wärmeliebenden Laubgehölze und der Fichte bereits im Boreal (Pinus-Piceakreuzung) gereicht haben.

Die Zuordnung der Diagrammabschnitte zu den Pollenzonen von FIRBAS ist schwierig, doch könnte unter Berücksichtigung der Höhenlage des Profils, der Pinusanstieg in das Präboreal zu stellen sein.

3.7. Gjaidalmmoor am Dachsteinplateau

3.8.1. Lage

Bl. 96, 1 : 50.000, Koordinaten des Bohrpunktes etwa 775300 (L) 5264300 (B).

Das etwa 1 ha große Moor liegt in einer Karsthohlform in heute baumfreier Umgebung in Latschen-Alpenrosen-Wacholderbeständen. KRAL (1971), der dieses Moor bereits eingehend bearbeitete, gibt auch eine Beschreibung der Moorvegetation (Wollgras!).

3.8.2. Profilbeschreibung

Bei der Bohrung wurde der anstehende Felsuntergrund erreicht.

260—170 cm: grauer Kalkschluff von grusig-schottrigem Material und Sand lagenweise durchsetzt, ohne organische Großreste
190—170 cm: grauer Karbonatschluff mit etwas organischem Detritus
170— 20 cm: Detritusgyttja mit Braunmoosen
20— 0 cm: Wollgrastorf

3.8.3. Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung

DA 1, 260—170 cm

Der Polleninhalt in den Schluffen wird in erstaunlich hoher Konzentration (an der Basis 28.000 P. u. Sp./cm^3, unmittelbar vor dem Einsetzen der organischen Sedimentation steigt die Pollenfrequenz auf 99.000 P. u. Sp./cm^3), ganz von *Pinus* beherrscht (90%). Ganz vereinzelt sind Pollenkörner wärmeliebender Gehölze *(Tilia* durchgehend in jeder Probe, sowie *Ulmus, Picea* und *Corylus).* Es ist dabei an Umlagerungen oder an Fernflug zu denken. Untergeordnet vertreten sind die Nichtbaumpollen, vorwiegend *Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum, Saxifraga opp. T.* und Hochstaudenflurelemente wie *Scabiosa* und *Knautia.* Auf Grund der Radiokohlenstoffdatierung der Tongyttja fand die Sedimentation der liegenden Schluffe schon während des Alleröds statt, bzw. in der Jüngeren Dryas (2 Daten von 2 Bohrungen an etwas verschiedenen Stellen annähernd im zentralen Teil des Moores ergaben VRI-486 11.490 ± 280 J. v. h. und VRI-511 10.570 J. v. h. ± 140 J. v. h. Nach VAN HUSEN (1977) liegen die Moränen der Jüngeren Dryas im Taubenkar. Die Gletscher können daher nicht mehr bis ins Tal vorgestoßen sein.

Es ist seit langem bekannt (AARIO, 1944), daß sich in der baumlosen Stufe der Ferntransport des Pollens durch Aufwinde viel stärker auswirkt als in dichten Baumbeständen. Da es sich bei *Pinus* um Pollen geringer Sinkgeschwindigkeit handelt, ist es leicht möglich, daß es zu einer Ansammlung auch in verhältnismäßig großer Entfernung von den tiefer liegenden Beständen gekommen ist und daß sich der Pollen von *Pinus* durch lokale Luftströmungen über dem Kessel, in dem das Moor liegt, konzentrierte.

DA 2, 170—0 cm

Gleich an der Basis der organischen Sedimente erreichen *Corylus, Picea* und EMW hohe Werte und gelangen rasch zur maximalen Ausdehnung. Wegen der außerordentlich geringen Sedimentationsgeschwindigkeit (Pollenfrequenz $<$ 1,000.000 P. u. Sp./cm^3) an der Basis der organischen Sedimente sind die postglazialen Abschnitte sehr gedrängt und die Gliederung in Pollenzonen nur bei geringem Probenabstand möglich (KRAL, 1971). Nachdem die Pinuskurve die Piceakurve kreuzt, setzt sofort die geschlossene Kurve von Fagus und Abies ein. Beide steigen parallel an, bis sich die Tanne etwas stärker ausbreitet.

Die Kurve der Fichte bleibt annähernd konstant und dominiert durchgehend mit Ausnahme der obersten Probe und der Oberfläche. Ebenso ist der Prozentsatz von *Pinus* gegenüber den Tallagen durchgehend hoch. Sie wird nur ganz kurz von der Buche und Tanne überflügelt und breitet sich anschließend wieder rasch aus. Die Hasel, die ebenfalls nach *Pinus* mit höheren Prozentsätzen repräsentiert ist, erreicht vor der Buchen-Tannenausbreitung noch einmal einen Gipfel, der mit dem ersten borealen annähernd gleich hoch ist.

Sehr deutlich ist in diesem Moor die Rodungsphase ausgeprägt. In der Umgebung wurden Baumbestände der Buche, Tanne und Fichte geholzt, um Weideflächen für die Almwirtschaft zu gewinnen. Damit nehmen die *Poaceen* stark zu,

ebenso wie die gesamten Kräuterpollen. Dieser Abschnitt wurde aber von KRAL (1971) eingehend untersucht und es ist gelungen, das Ausmaß des menschlichen Einflusses auf die Waldgrenzabsenkung gegenüber den klimatischen Faktoren genau zu eruieren.

4. Ergebnisse der regionalen Vegetationsgeschichte für die Stratigraphie des Spät- und Postglazials im Trauntal

Die untersten Diagrammabschnitte lassen in mächtigen Schluffpaketen eine deutlich ausgeprägte Pionierphase der Vegetation mit Steppencharakter erkennen. Die vom Eise freigewordenen Moränenrohböden wurden zunächst hauptsächlich von Poaceen, Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum, Thalictrum besiedelt, die auch heute hauptsächlich in lichtliebenden, trockenresistenten Steppengesellschaften vorherrschen. ERDTMAN (1963) bezeichnete diese Rohbodenpioniere als Apocraten.

Diese Florenzusammensetzung findet sich in so gut wie allen Pollendiagrammen an der Basis des Spätglazials (BOBEK & SCHMIDT, 1976; SCHMIDT, 1976; KLAUS, 1967; LÜRZER, 1954; SCHMEIDEL, 1971; LANG, 1963; WELTEN, 1972; FRITZ, 1973; SCHULTZE, 1975) im ganzen Alpenraum und Alpenvorland. Die Pflanzendecke war sicher noch nicht geschlossen, wie aus der außerordentlich geringen Pollenkonzentration in den ältesten Schluffsedimenten ($< 1000/cm^3$) und den hohen Prozentsätzen an umgelagerten Pollen- und Sporenformen erkennen kann. Gehölzbestände aus Weiden, Zwergbirken (die Pollenkörner sind auffallend klein, TERASME, 1951) und die Föhren spielten in der Umgebung der Moore nur eine untergeordnete Rolle. Allmählich kommt es unter zunehmender Klimabesserung und fortschreitender Bodenbildung zu einem Zusammenschluß der Arten zu Pflanzengesellschaften (höhere Typenzahl der Nichtbaumpollentaxa, Auftreten von Hochstaudenflurenelementen). Auch das Vorkommen von Armeria (mit 2 Pollenformen) läßt bereits auf größere Feuchtigkeit schließen (IVERSEN, 1954), wenn man die heutige Verbreitung an Meeresstränden in Betracht zieht. Gegen Ende dieses Abschnittes werden nochmals, wie im Profil Rödschitz Artemisia und weiters auch die Kalkschuttsiedler wie Thalictrum und Helianthemum häufiger. Die Pollenkonzentration sinkt nochmals ab und der Anteil an umgelagerten Pollen- und Sporenformen steigt kurzzeitig wieder an. Damit ist die waldlose Zeit, die der Ältesten Tundrenzeit I a entspricht, nahezu beendet.

Daran setzt allmählich die Wiederbestockung mit Gehölzvegetation durch eine Strauchphase ein. Betula, Salix und Juniperus breiten sich etwa gleichzeitig aus. Zum ersten Mal während des Juniperusgipfels treten wahrscheinlich auch Baumbirken auf (vgl. auch Großrestfunde im Hofstättersee, Inn/Chiemseegebiet, BEUG, 1976). Die geschlossene Kurve von Juniperus beginnt nach dem Artemisiavorstoß in der ausgehenden Ältesten Dryas. Hippophaë begleitet in geringen Prozentsätzen die Juniperuskurve (das Maximum von etwa 2% fällt mit dem Juniperusmaximum zusammen. Die Poaceen breiten sich vor (Moosalm), bzw. zugleich mit Juniperus ebenfalls aus. Es kommt zu einem endgültigen Zusammenschluß der Vegetationsdecke unter der Bildung von Rasengesellschaf-

ten zwischen den lichten Gehölzbeständen. Dieser Abschnitt mit dem Juniperusmaximum kann der Böllingzeit zugeordnet werden, die auch mit den C^{14}-Daten vom Moosalmmoor beim Schwarzensee noch erfaßt werden konnte. Der Beginn des Pinusanstieges liegt am Ende dieses Abschnittes, der nur infolge einer regressiven Phase der Vegetationsentwicklung zu stagnieren scheint. Vertreter lichtliebender Gesellschaften (Helianthemum, Thalictrum, Artemisia) nehmen in kaum nennenswertem Umfang etwas zu. Eine deutliche Tundrenphase ist nicht ausgebildet. Die Birke, die in allen Diagrammen aus dem Talbereich eine eher untergeordnete Rolle spielt, nimmt in Rödschitz am Beginn des Pinusanstieges kurzfristig zu. Die Datierung in diesem Horizont (12.440 ± 420 J. v. h.) entspricht etwa dem ausgehenden Bölling-Interstadial. Bei SCHMEIDL (1971) breitet sich im Profil von Lauter die Birke ebenfalls nach der Juniperus-Hippophaë-Strauchphase aus. Die Birke spielt aber im Trauntal im Spätglazial eine wesentlich geringere Rolle, als weiter im Westen, im Bodenseegebiet z. B. (BERTSCH, 1961). Auch im Kitzbühler Raum zeigt sie schon geringere Verbreitung (I. BORTENSCHLAGER, 1976). Im Alpenostrandbereich ist sie überhaupt bedeutungslos (KLAUS, 1972). Eine statigraphische Aussage mit der Birkenkurve ist außerdem schwierig, da wie bei den Cyperaceen nur schwer abzuschätzen ist, welcher Anteil der Pollenproduktion auf die lokale Vegetation im Verlandungsbereich und auf die Moorbildung zurückzuführen ist.

Juniperus wird von den geschlossenen Pinusbeständen vollständig verdrängt. Die Abgrenzung der Älteren Dryas ist im Profil Moosalm nur schwer möglich. Im Vergleich dazu läßt sich diese Zone in den Profilen vom Wildmoos bei Mondsee und Egelsee beim Attersee, die Ältere Dryas kaum von der vorangehenden Strauchphase unterscheiden (BOBEK & SCHMIDT, 1976). Im Profil Halleswiessee hingegen konnte von den beiden Autoren jedoch der Klimarückschlag der Älteren Dryas deutlich nachgewiesen werden (BOBEK & SCHMIDT, 1976). Der Halleswiessee liegt zwar nur 4 km E von der Moosalm entfernt, doch etwa 100 m höher und außerdem in einer Doline (Kaltluftsee). Im Profil Sperer (innerhalb der Kalkalpen) bei Bad Goisern enthielt der datierte Abschnitt (VRI-432, 11.970 200 J. v. h.) in etwas toniger Gyttja (über geringmächtigen Schluffen) noch die Zeiger lichtliebender Pflanzengesellschaften bzw. einer Pioniervegetation. Der Gehalt an Juniperus und Ephedra gemeinsam mit Betula und Salix zeigt eine tundrenähnliche Vegetation an, die nach der Datierung der Älteren Dryas entsprechen dürfte. Im Profil Schmiedgut ist zu dieser Zeit (VRI-392, 11.930 250 J. v. h.) eine deutliche Ausbreitung von Artemisia bei gleichzeitigem Pinusrückgang zu erkennen.

Da es sich bei der Älteren Dryas nach den bisherigen Ergebnissen um einen relativ kurzen Abschnitt neuerlicher Klimaverschlechterung (WELTEN, 1972) gehandelt hat, ist sicher auch ein ganz enger Probenabstand erforderlich, um sie zu erfassen. Besonders wenn die Zonengrenze I b/I c/II im Bereich der limnischen Phase am Übergang zur Moorbildung liegt, wo mit zunehmender organischer langsamerer Sedimentation zu rechnen ist, wie z. B. auch im Moosalmmoor zu erkennen ist. (In Seesedimenten setzt nach BOBEK & SCHMIDT die organische Sedimentation erst im Präboreal ein.) BEUG (1976) berichtet von diesen

Schwierigkeiten der Abgrenzung der Älteren Dryas vom Kolbermoor, ebenso SCHMEIDEL (1971) aus dem Gebiet des Salzachgletschers, sowie WELTEN (1952) aus den Westalpen. Im Kitzbühler Raum liegen die Zonen I b/I c/II in einer ausgeprägten Pinusphase, die kaum gliederbar ist (I. BORTENSCHLAGER, 1976).

Die Gletscher erreichten jedenfalls im Trauntal zum letzten Mal in der Älteren Dryas noch einmal als Hängegletscher die Talsohle (Echernstand nach VAN HUSEN, 1977).

Juniperus wird nachher von den sich schließenden Pinusbeständen vollständig verdrängt, ebenso die Kräutergesellschaften. Zu Beginn der Pinusausbreitung erreicht Selaginella (Waldgrenzzeiger, WELTEN, 1952) besonders hohe Werte (211% in Ödenseemor III). Der endgültige Pinusanstieg erfolgte jedoch im Trauntal sicher nicht vor der Allerödzeit (II). Die Wiederbestockung mit geschlossenen Pinusbeständen geht erst in dieser Zeit sprunghaft vor sich.

Diese Bestände werden aber neuerlich durch eine regressive Phase aufgelokkert in der wieder lichtliebende Kräutergesellschaften mit Thalictrum, Chenopodiaceae und Artemisia auftreten. Dies kann auf die Klimaverschlechterung der Jüngeren Dryas (III) zurückgeführt werden, die im Profil Moosalmmoor mit C^{14} um VRI-487, 10.230 ± 140 J. v. h. datiert wurde. Es tritt auch am Übergang von der Allerödzeit zur Jüngeren Dryas ein Sedimentwechsel ein, indem der Torf tonige Einschwemmungen zeigt, die am Übergang zum Präboreal sofort aufhören. Am deutlichsten zeigt sich dieser Abschnitt im Profil Moosalm, am schwächsten im Moor beim Sperrer (Bad Goisern). Den mehrphasigen Ablauf dieser Klimaregression findet man in dem Profil Moosalm angedeutet, wo ein Abschnitt mit mehr Artemisia und Poaceen von einem Abschnitt mit Juniperus unterschieden werden kann.

Ebenso liegt meist ein kleiner Birkengipfel vor oder in dieser Zone.

Postglazial

In die Kiefernwälder mit etwas Birken wanderten während des Präboreals die wärmeliebenderen Holzarten ein. Als erste die Fichte und Hasel, zugleich oder unmittelbar danach die Ulme gefolgt von der Linde. Die Eiche kommt nur zögernd. Die Fichte und Hasel breiten sich rasch aus. Die Hasel erreicht zuerst einen Maximalwert und übergipfelt alle anderen Waldelemente. Die Hasel ist in Gebirgsnähe mehr verbreitet als gegen den Kalkalpenrand und dürfte mit der Fichte auf Hängen Bestände gebildet haben (Moor beim Sperrer bei Bad Goisern).

Die Fichte tritt in höheren Lagen deutlich hervor (Gjaidalm, Ödensee), bzw. herrscht mit zunehmender Gebirgsnähe immer mehr vor (Ödenseemoore, Sperrer). Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge und in tieferen Lagen behält der Eichenmischwald etwas mehr Bedeutung (Moosalmmoor).

Buche und Tanne wandern etwa gleichzeitig im Jüngeren Atlantikum in Spuren schon früher ein. Zu einer allmählichen Ausbreitung kommt es erst in der Späten Wärmezeit, wobei die Tanne die Buche zunächst etwas überflügelt.

Die Wälder sind eine Art Übergangsstadium zu dem in der Nachwärmezeit zur Ausbildung kommenden Tannenmischwald, wobei in den Kalkrandalpen

(Moosalmmoor) die Buche überwiegt, während gegen den Dachsteinstock zu schon die Fichte einen Mischungsanteil an den Tannen-Buchenwäldern beibehält. Die Tanne und Buche können sich gegen die Konkurrenz der Fichte nicht mehr weiter ausbreiten.

Die Hainbuche tritt kurz nach der Ausbreitung von Tanne und Buche in der Älteren Nachwärmezeit auf (IX), etwa zugleich mit den Kulturzeigern auf, ohne daß mit Beständen zu rechnen ist. Es wurden im wesentlichen nur die Kurven der Hauptwaldbildner zur Unterteilung der Pollendiagramme in Zonen nach FIRBAS (1949) herangezogen. Erle und Birke können sich auch an der Moorvegetation beteiligt haben, so daß die schwach schwankenden Kurven nicht besonders charakteristisch erscheinen. Um die statistischen Schwankungen von den klimatisch bedingten zu unterscheiden müßte man eine Methode zur Eingliederung in das absolute Zeitsystem anwenden (HOLZNER, 1976).

Literatur

AARIO, L., 1944: Ein nachwärmezeitlicher Gletschervorstoß in Oberfernau in den Stubaier Alpen. Acta Geogr. Helsinki, *9*, 2.

BERTSCH, A., 1961: Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. Flora, *151*, 243—280, Jena.

BEUG, H.-J., 1976: Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees Oberbayern). Bot. Jahrb. Syst., *95*, 3, 373—400, Stuttgart.

BOBEK, M., & SCHMIDT, R., 1976: Zur spät- bis mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes (Österreich). Mit Berücksichtigung der Pinus-Arten. Linzer biol. Beitr., *8*, 1, 95—133, Linz.

BORTENSCHLAGER, I., 1976: Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols. II. Raum Kitzbühel (Österreich). Ber. nat.-med. Ver., *63*, 105—137, Innsbruck.

BURGER, D., 1964: Results of a pollenanalytical investigation in the Untersee near Lunz in Austria. Geologie en Mijnbouw, *43*, 94—102, Gravenhage.

ERDTMAN, G., 1963: Palynology and Pleistocene ecology. — NATO: 367.

FIRBAS, F., 1923: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. Lotos, 71, 187—242, Prag.

FIRBAS, F., 1935: Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. Bibl. Botan., *112*, 68 S., Kassel.

FIRBAS, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. Allgemeine Waldgeschichte. Fischer Verlag Jena, 1—480, Jena.

FRENZEL, B., 1968: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. Erdwiss. Forsch., *1*, Wiesbaden.

FRITZ, A., 1972: Das Spätglazial in Kärnten. Ber. Deutsch. Bot. Ges. *85*, 93—99, Stuttgart.

GAMS, H., 1949: Das Ibmer Moos. Jahrb. oö. Mus. Ver., *92*, 1—48, Linz.

HEEB, K., & WELTEN, M., 1972: Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem oberen Emmental. Mitt. Natrforsch. Ges. Bern, *29*, 3—54, Bern.

HEITZ, Ch., 1975: Vegetationsentwicklung und Waldgrenze des Spät- und Postglazials in in Oberhofstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. Beitr. geobot. Landesaufnahme d. Schweiz, *55*, 63 S., Basel.

HOLZNER, F., 1976: Methode zur Eingliederung von postglazialen Moorprofilen ins absolute Zeitsystem. Linzer biol. Beitr., *8*/1, 79—94, Linz.

van der HAMMEN, T., 1951: Late glacial Flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Leidse Geol. Mededel., *17*, Leiden.

van HUSEN, D., 1973: Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96, Bad Ischl. Verh. Geol. B.-A., *4*, A 55—59.

van HUSEN, D., 1974: Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96. Verh. Geol. B.-A., A 63—68, Wien.
van HUSEN, D., 1976: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 96, Bad Ischl.
van HUSEN, D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie jungpleistozäner Ablagerungen im Trauntal. Jahrb. Geol. B.-A. (im Druck).
IVERSEN, J., 1949: The Influence of Prehistoric Man on Vegetation. — Danm. Geol. Unders., IV, *3*, 6, 25 S., Kopenhagen.
IVERSEN, J., 1954: The Late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danm. Geol. Unders., II R., 80, 87—119, Kopenhagen.
JOWSEY, P. C., 1966: An improved peat sampler. New. Phytol., *65*, 2, 245—248, New York.
KLAUS, W., 1967: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoor am Walserberg. Verh. Geol. B.-A., 1/2, 200—211, Wien.
KLAUS, W., 1972: Saccusdifferenzierungen an Pollenkörnern ostalpiner Pinus-Arten. Österr. Bot. Z., *120*, 93—116, Wien.
KLAUS, W., 1975: Über bemerkenswerte morphologische Bestimmungsmerkmale an Pollenkörnern der Gattung Pinus L. Linzer biol. Beitr., 7/3, 329—369, Linz.
KRAL, F., 1971: Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. Veröff. Inst. Waldbau, Hochschule f. Bodenkultur, Wien.
KRAL, F., 1972: Grundlagen zur Entstehung von Waldgesellschaften im Ostalpenraum. Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 1—4, 173—186, Stuttgart.
KRISAI, R., 1961: Das Filzmoos bei Tarsdorf in Oberösterreich. Phyton, *9*, 3—4—, 217—225, Horn.
KRISAI, R., 1970: Pollenanalytische Notizen aus dem Lungau. Mitt. ostalpin-dinar. pflanzensoz. Arbeitsgem., 10/2, Wien.
LANG, G., 1952 a: Zur spätglazialen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. Flora, *139*, 243—294.
LANG, G., 1952 b: Späteiszeitliche Pflanzenreste in Südwestdeutschland. Beitr. z. naturk. Forsch. in Südwestdeutschland, *11*, 2, 89—110, Karlsruhe.
LANG, G., 1961: Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen. Bemerkungen zur Vegetationsgeschichte der „insubrischen Schweiz", 1960. Eiszeitalter Gegenwart, *12*, 9—17, Öhringen/Württ.
LANG, G., 1963: Chronologische Probleme der späteiszeitlichen Vegetationsentwicklung in Südwestdeutschland und im französischen Zentralmassiv. Pollen et Spores, *5*, 1, 129—142, Paris.
LÜRZER, E., 1954: Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzachvorlandgletscher). Z. Gletscherkde. Glazialgeol., *3*, 83—90, Innsbruck.
LÜRZER, E., 1956: Die postglaziale Waldgeschichte des Salzburger Vorlandes. Mitt. Ges. Landeskde., *96*, 223—234, Salzburg.
MARKGRAF, V., 1969: Moorkundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsee im Wallis. Bot. Jahrb., *89*, 1, 1—63.
MAYER, F., 1974: Wälder des Ostalpenraumes. — Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 344 S.
MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BJÖRN, E., & DONNER, J. J., 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, *3*, 109—128, Oslo.
MÖRNER, F. A., 1972: Time scale and ice accumulation during the last 125.000 years as indicated by the Greenland ^{18} O-curve. Geol. Mag., 109, 1, 17—24, London.
MÜLLER, H.-J., 1972: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. Flora, *161*, 333—382.
PATZELT, G., 1972: Spätglaziale Stadien und postglaziale Schwankungen von Ostalpengletschern. Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 1—4, 47—57, Stuttgart.
PATZELT, G, & BORTENSCHLAGER, S., 1973: Die Postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Z. Geomorph. N. F., Suppl., *16*, 25—72, Berlin.
PLÖCHINGER, B., 1973: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1 : 25.000. — Geol. B.-A. Wien.
RAUSCH, K. A., 1975: Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn-Chiemseeegletschers. Flora, *164*, 235—282, Jena.

RUDOLPH, K., 1931: Paläofloristische Untersuchungen des Dorflagers auf der „Dammwiese" bei Hallstatt. Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. I, 140, 337—345, Wien.
SCHMEIDL, H., 1971: Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet. — Eiszeitalter Gegenwart, *22*, 110—126, Öhringen/Württ.
SCHMEIDL, H., 1972: Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Nordrand der bayer. Voralpen. Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 1—4, 79—82, Stuttgart.
SCHMIDT, R., 1976: Pollenanalytische Untersuchungen von Seesedimenten zum Eisrückzug und zur Wiederbewaldung im NE-Dachsteingebiet und im Becken von Aussee (Steirisches Salzkammergut). Linz. biol. Beitr., *8*, 2, 361—373, Linz.
SCHULTZE, E., 1976: Ein Beitrag zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung Kärntens. Profil Kleinsee (447 m NN). Carinthia II, 166/86, 197—204, Klagenfurt.
WELTEN, M., 1952: Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals sowie die forstgeschichtliche und historische Wald- und Weiderodung auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung RÜBEL, 26, Zürich.
WELTEN, M., 1972: Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz, Verlauf, Floristisches, Chronologisches. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 1—4, 69—74, Stuttgart.
WEGMÜLLER, H. P., 1976: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kantone Appenzell, St. Gallen, Graubünden (Schweiz). Bot. Jahrb. Syst., *97*, Stuttgart.
ZAILER, V., 1910: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. Z. Moorkultur Torfverwertung, *8*, 1—83, Wien.
ZOLLER, H., & KLEIBER, H., 1971: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. Verh. Naturf. Ges. Basel, *81*, 1, 90—154, Basel.
ZOLLER, H., MÜLLER, P. J., & KLEIBER, H., 1972: Zur Grenze Pleistozän Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 1—4, 59—68, Stuttgart.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Februar 1977

730 m NN

MOOSALM

BP ∑ 100% NBP STP

Tiefe in cm | Sediment | Pollenzonen | DIAGRAMMABSCHN. | Alnus | EMW | Fraxinus | Acer | Carpinus | Ephedra | Hippophae | Juniperus | Helianthemum | Chenopodiaceae | Thalictrum | Plantago | Asteraceae | Cichoriaceae | Apiacea | Caryophyllacea | Ericaceae | Calluna | Ranunculaceae | Saxifragaceae | Rubiaceae | div. NBP | Farnsporen | Botrychium lunaria | Selaginella selaginoides | Lycopodium alpinum | Sphagnum | Amphiterma flavum | Umgelagerte Sporomorphen | Indeterminata | Absolute Pollendichte /cm³

Hedera
Hedera
Hedera
Viscum
Hedera
Hedera
Larix

10230 ± 140 J.v.h.

12520 ± 180 J.v.h.

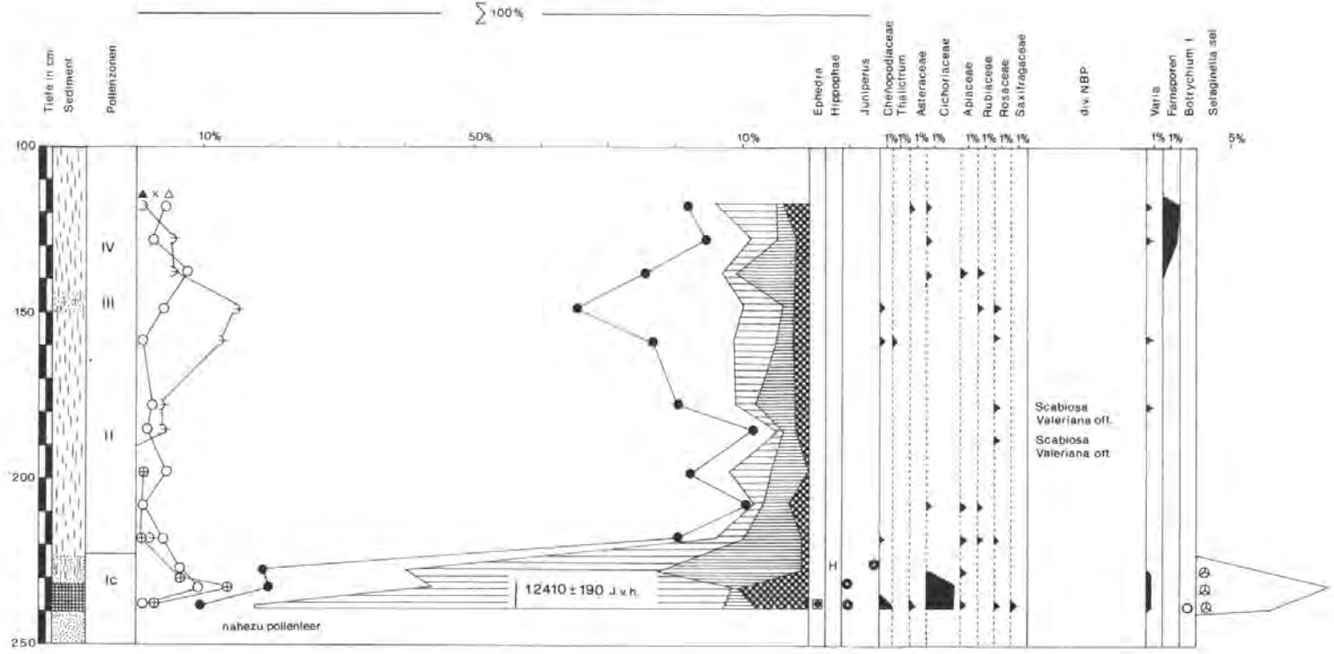
Cerealia
Cerealia
Rumex
Labiatae
Cirsium
Campanulaceae
Brassicaceae
Rosaceae
Filipendula
Potentilla
Campanulaceae
Brassicaceae
Filipendula
Heracleum
Geranium
Scabiosa
Gentianaceae
Valeriana
Geranium
Armeria
Armeria
Armeria
Valeriana
Geranium
Gypsophila
Centaurea scabiosa
Carduus
Campanulacea
Carduus
Gypsophila
Rumex
Armeria
Armeria
Brassicaceae
Campanulaceae
Liliaceae

Drosera
Drosera
Drosera
Drosera
Drosera
Pediastrum

Quartär
Tertiär
O-Kreide
Jura
Trias
O-Perm

550 m NN

PLAKNER



Legende zu Beilage 6-12

- Schluff
- Sand
- Schluff mit pflanzl. Detritus
- graue Tongyttja
- Schluff mit kleinen Conchylien
- Schotter
- Gyttja
- Torfmudde
- Braunmoostorf
- mineralhältiger Torf
- Sphagnumtorf (kaum zersetzt)
- Sphagnumtorf (stark zersetzt)
- Eriophorum
- Riedgrastorf
- Holzreste
- Schilftorf

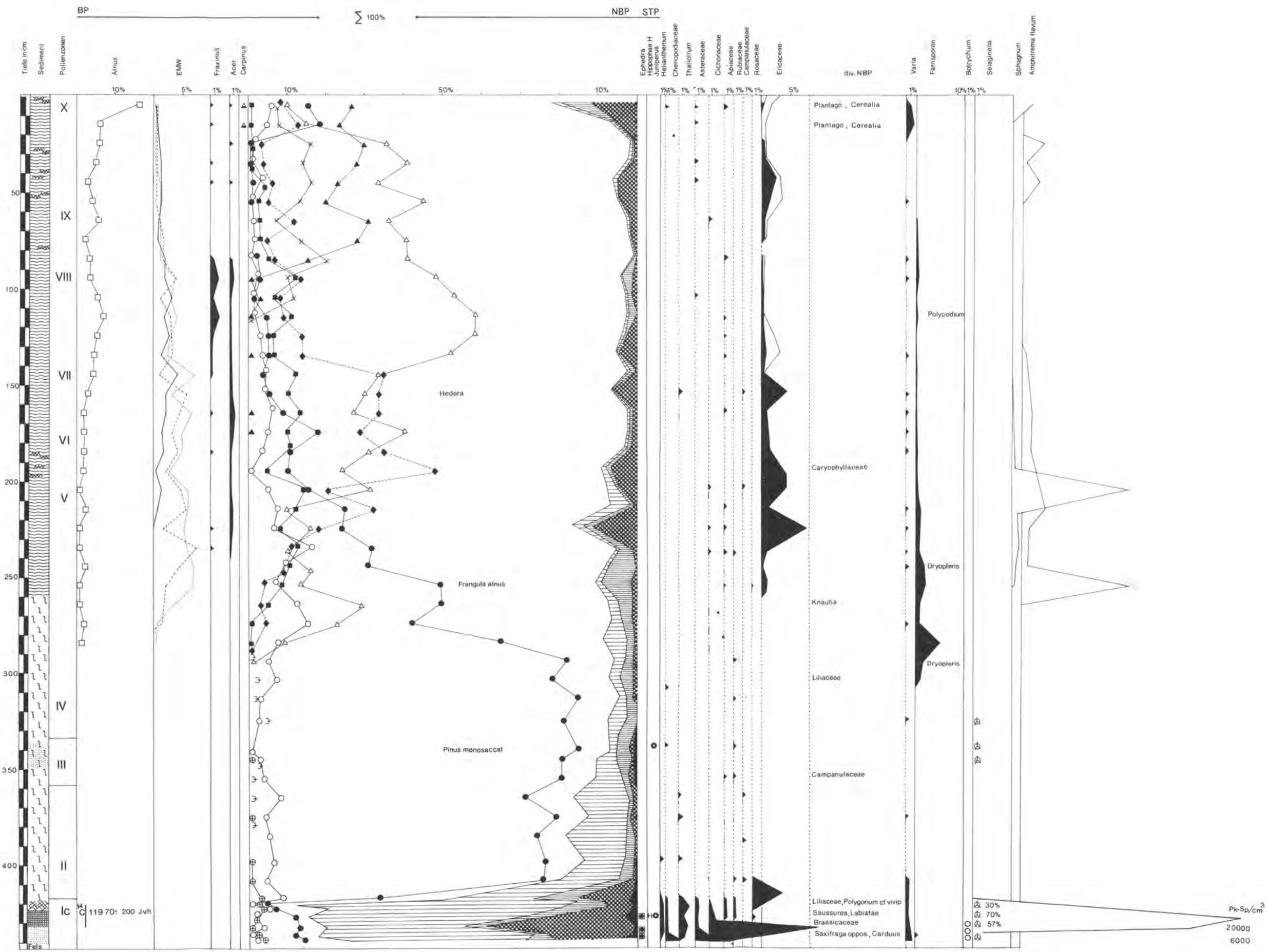
- BP Baumpollen
- NBP Nichtbaumpollen
- STP Strauchpollen
- Pinus (mugo + silvestris) Föhre
- Pinus cembra (Zirbe)
- Pinus z.T. monosaccate F.
- Picea Fichte
- Abies Tanne
- Salix Weide
- Betula Birke
- Corylus Hasel
- Fagus Buche
- Carpinus Hainbuche
- Eichenmischwald (EMW)
- Quercus Eiche
- Ulmus Ulme
- Tilia Linde
- Alnus Erle
- Ephedra fragilis-Typ
- Ephedra distachya-Typ

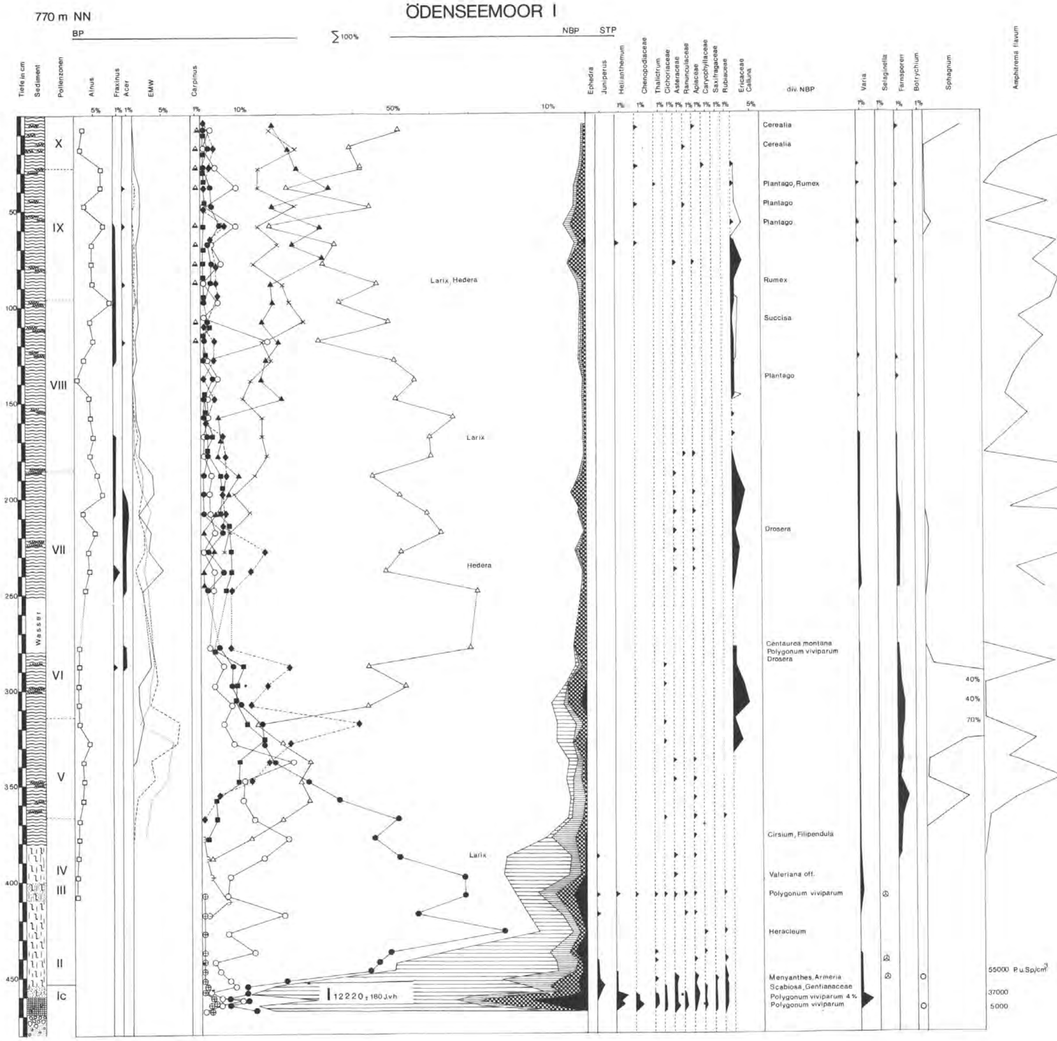
- Cyperaceae
- Poaceae
- Kräuter Artemisia
- Ericaceae Calluna

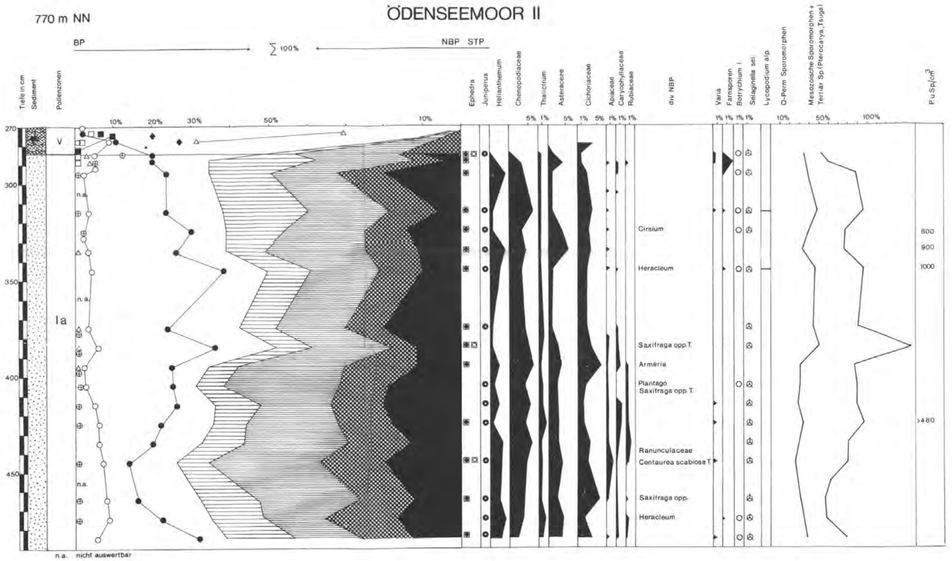
515 m NN

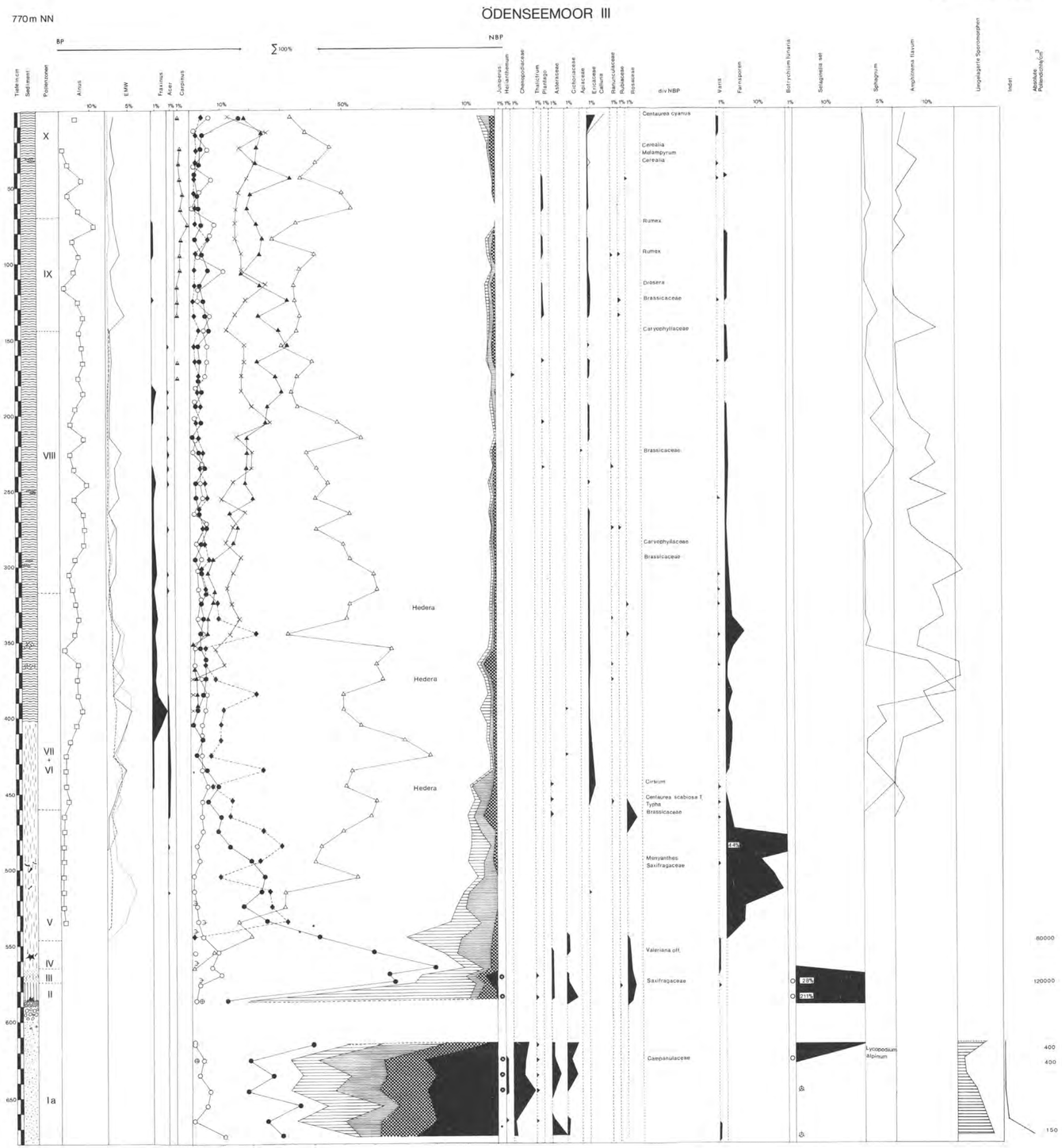
RAMSAU bei BAD GOISERN
(Sperrer)

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120. Band, 1977 – Beilage 8
I. DRAXLER, – Tafel 3




770 m NN
ÖDENSEEMOOR I
BP
∑100%
NBP
STP
Tiefe in cm
Sediment
Pollenzonen
Alnus
Fraxinus
Acer
EMW
Carpinus
Ephedra
Juniperus
Helianthemum
Chenopodiaceae
Thalictrum
Cichoriaceae
Asteraceae
Ranunculaceae
Apiaceae
Caryophyllaceae
Saxifragaceae
Rubiaceae
Ericaceae
Calluna
div NBP
Varia
Selaginella
Farnsporen
Botrychium
Sphagnum
Amphitrema flavum
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
Ic
Wasser
Larix, Hedera
Larix
Hedera
Larix
12220 ± 180 J.v.h.
Cerealia
Cerealia
Plantago, Rumex
Plantago
Plantago
Rumex
Succisa
Plantago
Drosera
Centaurea montana
Polygonum viviparum
Drosera
Cirsium, Filipendula
Valeriana off.
Polygonum viviparum
Heracleum
Menyanthes, Armeria
Scabiosa, Gentianaceae
Polygonum viviparum 4%
Polygonum viviparum
40%
40%
70%
55000 P.u.Sp./cm³
37000
5000


770 m NN
ÖDENSEEMOOR II
BP
∑100%
NBP STP
Tiefe in cm
Sediment
Pollenzonen
Ephedra
Juniperus
Helianthemum
Chenopodiaceae
Thalictrum
Asteraceae
Cichoriaceae
Apiaceae
Caryophyllaceae
Rubiaceae
div NBP
Varia
Farnsporen
Botrychium
Selaginella sel.
Lycopodium sp.
O-Rem Sporomorphen
Mesozoische Sporomorphen +
Tertiär Sp (Pterocarya, Tsuga)
P.u.Sp./cm³
V
Ia
n.a.
Girsium
Heracleum
Saxifraga opp.T.
Armeria
Plantago
Saxifraga opp.T.
Ranunculaceae
Centaurea scabiosa T
Saxifraga opp.
Heracleum
800
900
1000
>480
n.a. nicht auswertbar


770 m NN
ÖDENSEEMOOR III
BP
∑100%
NBP
Tiefe in cm
Sediment
Pollenzonen
Alnus
EMW
Fraxinus
Acer
Carpinus
Juniperus
Helianthemum
Chenopodiaceae
Thalictrum
Plantago
Asteraceae
Cichoriaceae
Apiaceae
Ericaceae
Calluna
Ranunculaceae
Rubiaceae
Rosaceae
div NBP
Varia
Farnsporen
Botrychium lunaria
Selaginella sel.
Sphagnum
Amphitrema flavum
Umgelagerte Sporomorphen
Indet
Absolute Pollendichte/cm³
X
IX
VIII
VII + VI
V
IV
III
II
Ia
Hedera
Hedera
Hedera
Centaurea cyanus
Cerealia
Melampyrum
Cerealia
Rumex
Rumex
Drosera
Brassicaceae
Caryophyllaceae
Brassicaceae
Caryophyllaceae
Brassicaceae
Cirsium
Centaurea scabiosa T
Typha
Brassicaceae
Menyanthes
Saxifragaceae
Valeriana off.
Saxifragaceae
Campanulaceae
4.4%
2.8%
7.1%
Lycopodium alpinum
60000
120000
400
400
150

RÖDSCHITZ

790 m NN

BP ∑ 100% NBP STP

Tiefe in cm | Sediment | Pollenzonen

Ephedra | Hippophae | Juniperus | Helianthemum | Chenopodiaceae | Thalictrum | Asteraceae | Cichoriaceae | Apiaceae | Caryophyllaceae | Ericaceae | Saxifragaceae | div NBP | Varia | Farnsporen | Botrychium lunaria | Selaginella sel. | Umgelagerte Sporomorphen | Absolute Pollendichte/cm³

III
II
Ic
Ib
Ia

12440±440 J.v.h.

15400±470 J.v.h.

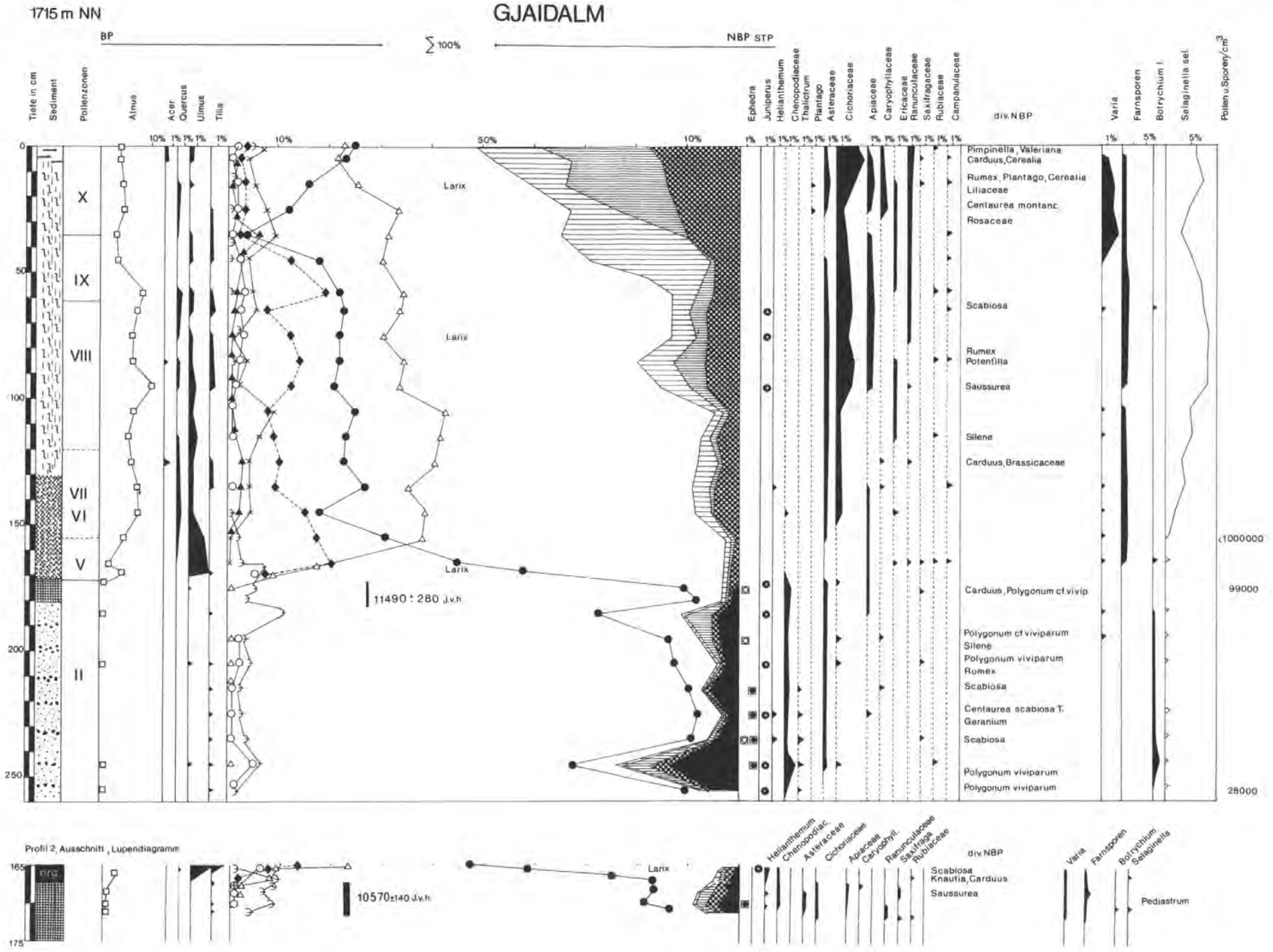
Rubiaceae
Th.p. 30%
Th.p. 75%
Th.p. 50%
Ranunculaceae, Cirsium
Thelypteris palustris 30%
Menyanthes, Campanulaceae
Menyanthes
Valeriana off. Typha
Valeriana off. Heracleum
Valeriana off. Sparganium
Cirsium
Filipendula
Cirsium
Parnassia
Campanulaceae
Parnassia
Parnassia
Brassicaceae
Xanthium
Rubiaceae, Carduus
Scabiosa
Centaurea jacea T
Rubiaceae

O-Perm
Karn, Nor, Rhät
Jura, O-Kreide

40000 23000 17000 6000 24000 30000 4000 4000 7000 6300 3600 3600 1100 570 2400 1200 2300 200 700 1000 700 500 300

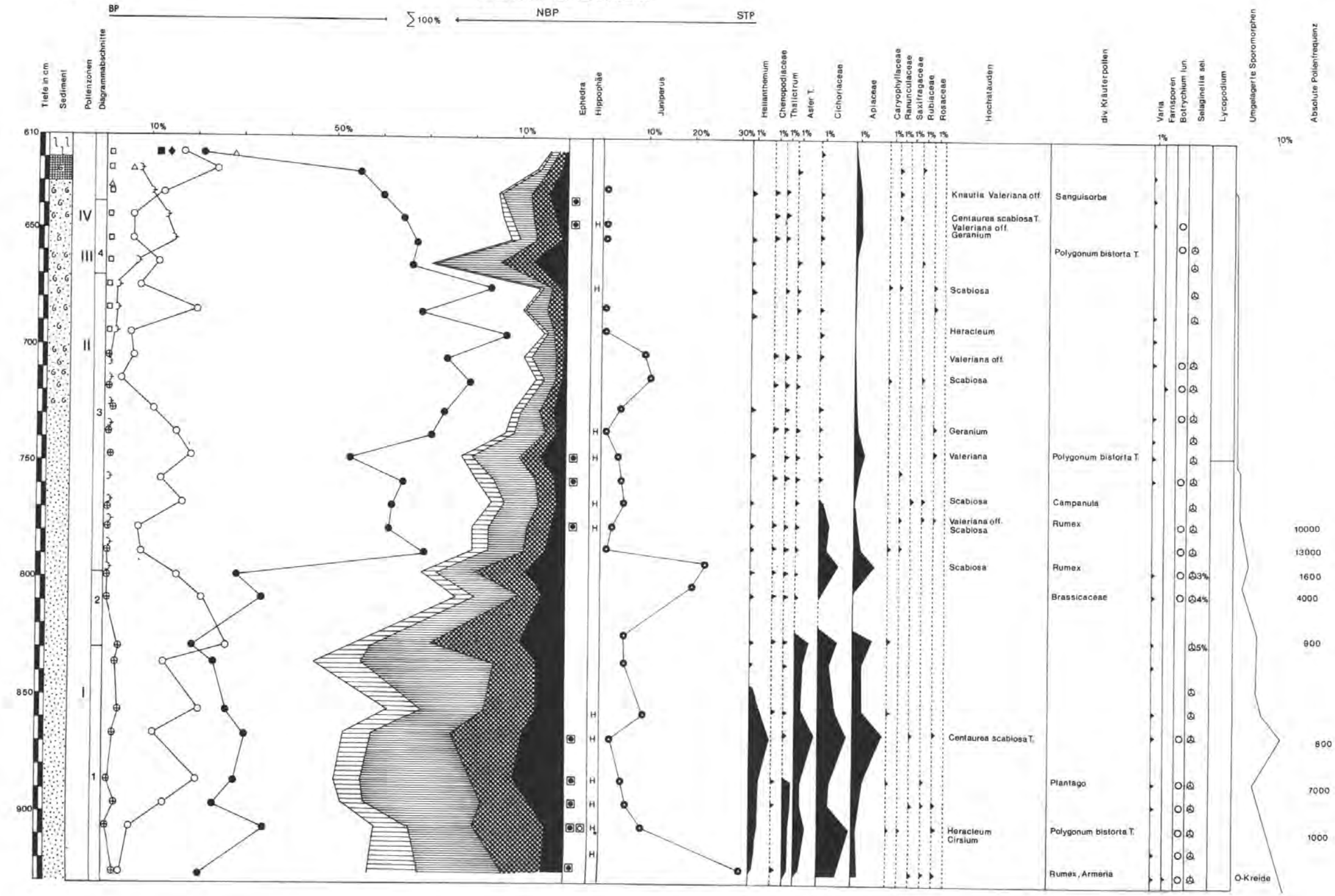
100% 200‰ 500‰

(540 cm) Braunmoostorf


1715 m NN
GJAIDALM
BP
∑ 100%
NBP STP
Tiefe in cm
Sediment
Pollenzonen
Almus
Acer
Quercus
Ulmus
Tilia
Ephedra
Juniperus
Helianthemum
Chenopodiaceae
Thalictrum
Plantago
Asteraceae
Cichoriaceae
Apiaceae
Caryophyllaceae
Ericaceae
Ranunculaceae
Saxifragaceae
Rubiaceae
Campanulaceae
div. NBP
Varia
Farnsporen
Botrychium l.
Selaginella sel.
Pollen u. Sporen/cm³
X
IX
VIII
VII
VI
V
II
Larix
11490 ± 280 J.v.h.
Pimpinella, Valeriana
Carduus, Cerealia
Rumex, Plantago, Cerealia
Liliaceae
Centaurea montana
Rosaceae
Scabiosa
Rumex
Potentilla
Saussurea
Silene
Carduus, Brassicaceae
Carduus, Polygonum cf. vivip.
Polygonum cf. viviparum
Silene
Polygonum viviparum
Rumex
Scabiosa
Centaurea scabiosa T.
Geranium
Scabiosa
Polygonum viviparum
Polygonum viviparum
<1000000
99000
28000
Profil 2, Ausschnitt, Lupendiagramm
org
10570±140 J.v.h.
Scabiosa
Knautia, Carduus
Saussurea
Pediastrum

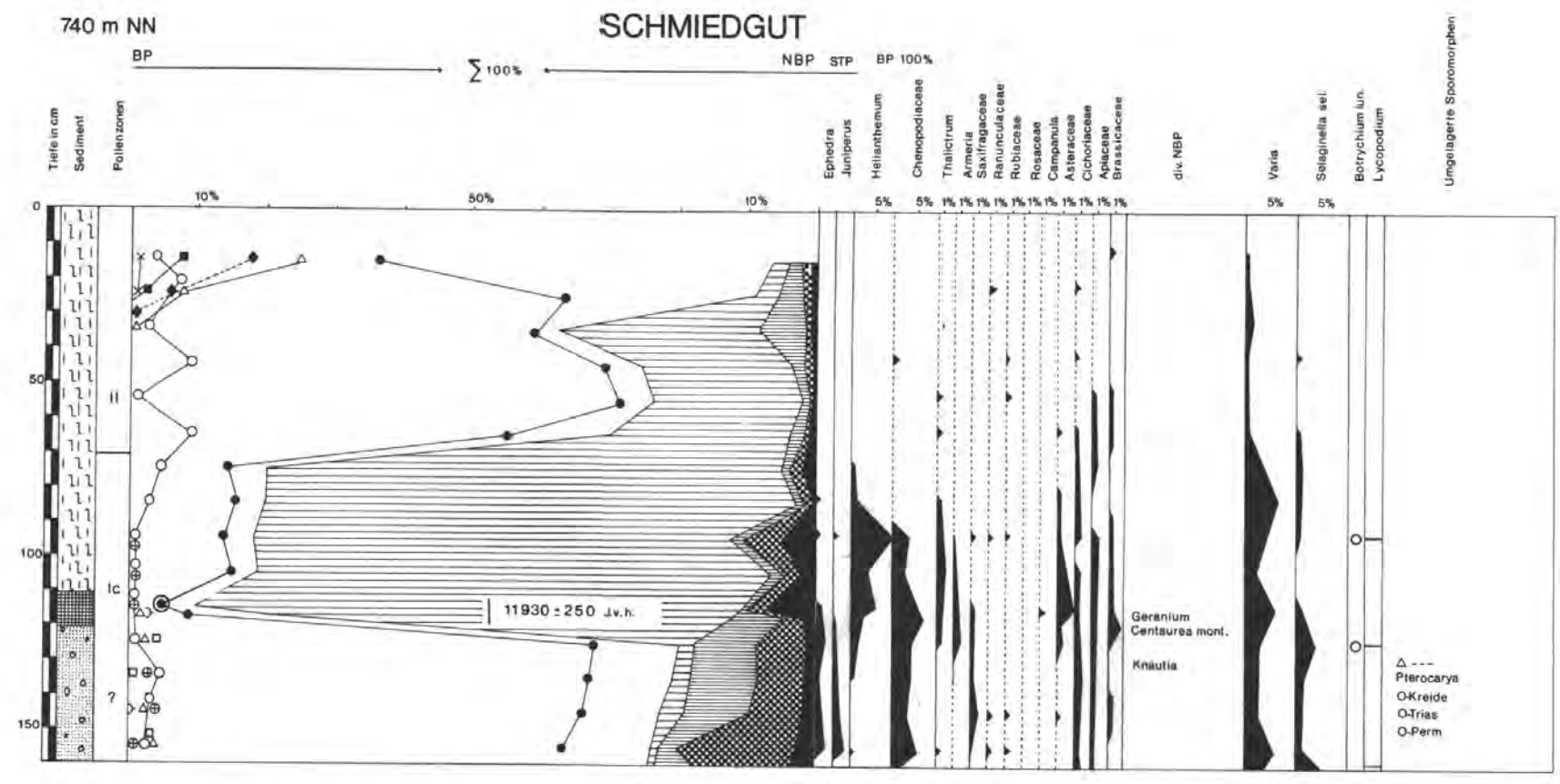
1130 m NN

MOOSKLAUSALM



740 m NN

SCHMIEDGUT



Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 165—217	Wien, Dezember 1977

The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal

By Gerhard Fuchs *)

With 13 plates and 36 figures

Schlüsselwörter
Tectonics
Stratigraphy
W-Dolpo
Karnali area
W-Nepal

Contents

Abstract 166
Zusammenfassung 166
1. Introduction 167
2. The Lower Himalaya 167
2.1. The Surkhet-Dailekh-Jumla Traverse 167
2.2. The Galwa Window 176
2.2.1. Chail Nappe 3 (C 3) 182
2.2.2. Chail Nappe 2 (C 2) 183
2.2.3. Chail Nappe 1 (C 1) 184
2.2.4. Chail Nappe 1 a (C 1 a) 186
2.2.5. Review 186
3. The High Himalaya 186
3.1. Traverse along the Mugu Karnali 186
3.2. The Western Parts of the Dolpo Synclinorium 190
3.2.1. Stratigraphy 190
3.2.1.1. The Dhaulagiri Limestone and its relations to the underlying Crystalline 190
3.2.1.2. The Silurian 194
3.2.1.3. The Muth Formation 196
3.2.1.4. The Thini Chu Formation 198
3.2.1.5. The Lower Triassic 203
3.2.1.6. The Mukut Limestone 204
3.2.1.7. The Tarap Shales 207
3.2.1.8. The Quartzite Beds and Kioto Limestone 208
3.2.1.9. The Lumachelle Formation 209
3.2.1.10. The Spiti Shales 209
3.2.1.11. Review of the Stratigraphy of Dolpo 210

*) Address of the author: Dr. Gerhard Fuchs, Geologische Bundesanstalt Wien A-1031, P. O. B. 154.

3.2.2. Tectonics 211
3.2.2.1. The South-Western Margin of the Dolpo Synclinorium 211
3.2.2.2. The Tarap-Charka Syncline 212
3.2.2.3. The Anticline of the Nagung Khola 212
3.2.2.4. The Koma Syncline 213
3.2.2.5. The Northern Margin of the Dolpo Synclinorium 214
3.2.2.6. Review of the Tectonics of Dolpo 215
References 216

Abstract

The traverse Surkhet—Dailekh—Mabu Pass—Tila Valley—Sinja Valley is described: The Tansing Unit overriding the Siwaliks along the Main Boundary Thrust, is rather reduced and the Chail Nappes, particularly the Crystalline Nappes are very much extended. The latter form a wide synclinorium. N of it the Chail Nappes are exposed in the Galwa Window. Within that window there are three or four subsidiary units, which correlate to those of the Hiunchuli area (FUCHS & FRANK, 1970).

The Central Crystalline is crossed along the Mugu Karnali on the approach to Dolpo.

In continuation to my previous work in the Tibetan Zone of eastern Dolpo (FUCHS, 1967), the western portions of the Dolpo Synclinorium have been investigated. A geological map and sections are presented as result of this first survey of this region. The Palaeo-Mesozoic succession of western Dolpo is very interesting, inasmuch as the area forms a link between Central Nepal and Kumaon. Several changes of facies within the Tibetan sequence may be traced along the strike, which is of great palaeogeographical interest. Generally the facies was shallower in western Dolpo and Kumaon than in the Thakkhola-Annapurna region. As to tectonics the Dolpo Synclinorium, which strikes NW-SE, shows folds along WNW-ESE-axes. The vergency of the folding may be NNE or SSW. Due to the rigid character of certain formations we find folds combined with reverse faults, wedge structures, and small-scale thrusts.

Zusammenfassung

Das Profil Surkhet—Dailekh—Mabu-Paß—Tila-Tal—Sinja-Tal wird beschrieben: Die Siwalik-Zone wird an der „Main Boundary Thrust" von der Tansing-Einheit überschoben, die stark reduziert ist. Die Chail-Decken, besonders aber die Kristallin-Decken besitzen hingegen große Ausdehnung. Letztere bilden ein weites Synklinorium. Nördlich desselben tauchen die Chail-Decken wieder empor und bilden das Galwa-Fenster. Innerhalb des Fensters sind drei bis vier Teil-Einheiten zu unterscheiden, die denen des Hiunchuli-Gebietes entsprechen (FUCHS & FRANK, 1970).

Die Kristalline Zentralzone wird beim Anmarsch nach Dolpo entlang des Mugu Karnali gequert.

Im Anschluß an meine frühere Arbeit in der Tibetischen Zone des östlichen Dolpo wurde nun der westliche Teil des Dolpo-Synklinoriums aufgenommen. Eine geologische Karte und Profilserien sind das Ergebnis dieser ersten geologischen Bearbeitung West-Dolpos. Die Schichtfolge dieses Gebietes ist insoferne sehr interessant, als West-Dolpo ein wichtiges Bindeglied zwischen Zentral-Nepal und Kumaon darstellt. Eine Reihe von paläogeographisch interessanten Faziesveränderungen lassen sich entlang des Streichens feststellen. Im allgemeinen ist die Fazies von West-Dolpo und Kumaon seichter als die des Thakkhola-Annapurna-Gebietes. Bezüglich der Tektonik zeigt das Dolpo-Synklinorium, das selbst NW-SE streicht, einen WNW-ESE-orientierten Faltenbau. Die Faltenvergenz ist entweder gegen NNE oder SSW gerichtet. Durch den starren Charakter bestimmter Formationen bedingt, begegnen wir einer merkwürdigen Kombination von Faltung, Aufschiebung, Schuppung und kleinräumigen Überschiebungen.

1. Introduction

In 1963 I started to work on the geology of the Himalayas in the region Kali Gandaki — eastern Dolpo of western Nepal (FUCHS, 1967). The Lower Himalayan area between the Kali Gandaki and the Thulo Bheri was studied in the course of my expedition in 1967 (FUCHS & FRANK, 1970). The Austrian Geological Himalayan Expedition 1973 had the aim to extend my geological work towards the W. In the Lower Himalaya the Galwa Window and the areas E of the Karnali were studied. In the Tibetan Zone the western part of the Dolpo Synclinorium was investigated, in continuation to my earlier mappings (FUCHS, 1967, Pl. 7, 8).

The Austrian Geological Himalayan Expedition 1973 was sponsored by following institutions: „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung", „Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung", „Kulturamt der Stadt Wien", „Österreichische Akademie der Wissenschaften", „Österreichischer Alpenverein", and „Rohöl-Aufsuchungs GmbH". Their aid has made possible our research programme, for which I am very much grateful. To Hofrat Dr. A. RUTTNER, former head of the Austrian Geological Survey, I am highly indebted for giving me leave for my Himalayan studies.

Further I owe thanks to Mr. Herwig LECHNER (Vienna), who did the organization during field work, thus enabling Prof. Dr. J. B. WATERHOUSE (Toronto at that time) and me to concentrate on our scientific work. Miss E. KOHLMANN did the typing and the ladies and gentlemen of the „Zeichenabteilung" of the „Geologische Bundesanstalt" did the graphical work of this paper. To all of them I am very much obliged for their useful work. I am very much grateful to the anglist Dr. F. STEFAN (Vienna) for reading this paper.

2. The Lower Himalaya

The complicated structure and the barrenness of fossils make the Lower Himalaya one of the most problematic, but also most challenging regions.

I found that the sequence of litho-units worked out by AUDEN, PILGRIM and WEST and adopted in hand books of the Geology of India (PASCOE, 1959) may be applied for Nepal as well. The stratigraphy of the area recently investigated is principally the same as that described from the adjoining region (FUCHS & FRANK, 1970). Therefore I refer to this paper starting immediately with the description of the geology along the route Surkhet—Dailekh—Jumla and of the Galwa Window (Pl. 1, 2). The succession of rock units as well as the structure found in that region allow to correlate Western Nepal with the Kumaon Himalaya.

2.1. The Surkhet—Dailekh—Jumla Traverse

Along the footpath from Surkhet to Ranimatta first the rocks of the Siwaliks crop out. Green-grey, less frequently reddish, fine- to medium-grained, micaceous sandstones alternating with green, grey, or red shales and silty shales. These beds dip NNE to NE at medium angles.

After crossing the Main Boundary Thrust, which is not well-exposed there, Krol rocks follow the Siwaliks at an altitude of ca. 1250 m. The thickness of the Krol, 10 to 15 m, is very much reduced. They consist of blue to light grey, cherty limestones and dolomites, frequently laminated. Wavy laminations seem to reflect algal mats.

The Krols are succeeded by the Tal Formation comprising white, grey, green, unstratified or rather thick-bedded quartzites and quartzitic sandstones with shaley intercalations. The arenaceous rocks are fine-to coarse-grained and show brecciated layers. Some haematitic impregnations have been observed. The series, ca. 200 m thick, reveals lithology common in the upper portions of the Tal Formation.

The Tals dip towards NNE at an angle of 30—40° and are overlain by grey-green, fissile shales, which are 150 to 170 m thick. At the top of that series there is a 0.1 m thin earthy limonitic layer full of casts of gastropods and bivalves. Doz Dr. F. STEININGER (Palaeontological Institute, University of Vienna) kindly has examined these fossils together with those collected from an equivalent horizon N of Masjem. In FUCHS & FRANK (1970, p. 21, Fig. 6) this latter horizon was regarded as belonging to the Upper Tal Formation. The re-examination of the fossils, however, makes it more probable that these beds represent the Subathu.

Doz. Dr. F. STEININGER gave the following determinations:

Gastropoda:

Turritellidae: Small to medium size forms showing 3 main revolving ribs and 1—2 secondary ones. There are two forms, one with smooth ribs probably belonging to *Turritella* and another with granulated ribs, which seems to belong to *Mathilda*. Both genera appear in the Cretaceous, the above forms are comparable to Palaeogeneous species.

Cerithidae: Moulds of whorl fragments of two forms: One probably belonging to the genus *Potamides*, which is known since the Eocene, and the other probably belonging to the genus *Tympanotonos* or *Ptychopotamides*, which commence in the Upper Cretaceous respectively in the Paleocene.

Muricidae: A steinkern of a small form showing 4 whorls, the last is large with traces of varices and a clear siphonal canal. Siphonostome forms generally appear in the Upper Cretaceous, small Muricidae are freqent in the Paleocene-Eocene.

Bivalves: Difficult to determine as neither the outer ornamentation nor the hinge are observable. Steinkerns of *Chama* sp. are frequent and allowed definite determination. The genus *Chama* begins in the Upper Cretaceous and is common in the Paleocene — Eocene.

Also freqent are moulds of sculpture fragments of a Mytilid either belonging to *Brachiodontes* (Jurassic — Recent) or *Arcomytilus* (Jurassic — Eocene).

Further were determinable: a medium size, distinctly costate *Cardium*, and internal moulds of Arcidae and various Veneridae.

As to stratigraphic position the composition of the fauna excludes a pre-Upper Cretaceous age and makes probable an Upper Paleocene — Eocene age.

This age of the fossil horizon makes it probable that the underlying shales also represent the Subathus. Lithologically they might be Lower Tals, but as they overlie the typical quartzites of Upper Tal, a Subathu age is more suggestive.

Above the fossil horizon follows the Dagshai Formation (Lower Miocene), about 500 m thick. It consists of thick-bedded, medium-grained, compact, grey-green sandstone regularly alternating with purple, silty and micaceous shales or shaley sandstones. The sandstones may contain also felspar. Argillaceous-calcareous patches, leaving holes in the sandstone after weathering, represent concretions or intraformational breccias.

The Krol—Dagshai succession is a normal stratigraphic sequence representing the Parautochthonous Unit (Tansing Unit).

After a few meters of mylonitized rocks a complex consisting of *basic metavolcanics* and predominating white, but also pink *quartzites* overlies. The basic rocks are medium- to coarse-grained and still show ophitic structure. They consist of euhedral and twinned augite, slender pseudomorphs of sericite-albite aggregates after former more basic plagioclase and secondary sphene, chlorite, and ore; albite and rare quartz fill interstices. In certain zones the schistosity is well-developed and the basic rocks are altered to chlorite schists. The quartzites connected with the metavolcanites are medium- to coarse-grained with local pebbly layers (components up to 8 cm), and current bedding. Sericite on the s-planes indicates that the metavolcanite-quartzite complex has undergone phyllitic alteration, whereas the underlying formations did not show metamorphism. The lithology resembles the Nagthats, particularly those of the Bhowali—Bhim Tal area (Kumaon), where the quartzites are similarly associated with basic volcanites (FUCHS & SINHA, 1974). There the Nagthats. however, belong to the Naini Tal Syncline of the Parautochthonous Unit, whereas the Ranimatta Nagthats, judging from their position and the phyllitic metamorphism, from part of the Chail Nappes.

The thickness of the quartzite—metavolcanic series is approximately 5000 m. They dip NNE at medium to steep angles and are followed by typical Chails.

The Chails comprise white to green, massive, or schistose quartzites, psammite schists, sericite-chlorite schists, silvery, grey, or green phyllites, and a few small boddies of basic metavolcanics.

Descending to the Kotila Khola one crosses intercalations of coarse-grained augen granite-gneiss. Thick granite-gneisses are exposed in the Kotila Valley in a synclinal position. These coarse-grained, porphyric rocks are foliated at varying degrees, thus the microcline phenocrysts commonly are deformed to augen.

Under the microscope the gneisses consist of perthitic microcline, plagioclase (6—10% An) *) the central parts of which are full of microlites of sericite and clinozoisite, quartz, muscovite, green-brown biotite, tourmaline, apatite, zircon, and ore. Chlorite, sericite, epidote-clinozisite, and sphene have grown during the alteration in greenschist facies, which both the Chails and the intrusive granites have undergone.

Veins of aplite or augen granite-gneiss penetrating the greenish phyllites and metasiltstones of the Chails show the intrusive character of the granites (Fig. 1, 2).

Fig.1: Dikes of pegmatites and granitoids penetrate the silty phyllites of the Chail Formation. Kotila Khola, S of Dailekh, Nepal.

From the Kotila Khola to Dailekh phyllites containing layers of metasiltstone predominate. There are rare and small lenses of greenstone or veins of aplitoid or pegmatoid rocks bearing tourmaline. S of Dailekh there is a body of pure quartzite in the Chail phyllites. All the rocks are horizontal or dip gently towards the S to SW.

N of Dailekh phyllites and intercalations of pure orthoquartzites alternate. The rocks are strongly deformed along N—S axes. Intercalations of graphite schist and blue crystalline limestone, a few meters thick only, may indicate a tectonic line separating individual units of the Chail Nappes. The dip is NE at medium angles.

*) All the plagioclase determinations were kindly done by Dr. A. DAURER (Geol. B.-A., Vienna), which enabled me to publish the paper without further delay.

Fig. 2: Aplite veins and a dike of augen granite-gneiss penetrate the silty phyllites of the Chail Formation. Kotila Khola, S of Dailekh, Nepal.

To the N the Chails are succeeded by the typical assemblage of the Lower Crystalline Nappe: Black graphite schists, dark grey garnet phyllites, medium- to coarse-grained mica schists (± garnet, 1—3 mm), and light quartzites. These Jutoghs are approximately 700 m thick and are followed by 250—300 m of calc-mica schist and micaceous marble. The rocks contain phlogopite, muscovite, and biotite. The mineralogy and the content of garnet indicates a hiatus in grade of metamorphism between the Chails and the rocks of the Lower Crystalline Nappe.

Above the carbonate rocks again quartzites, mica quartzites, and coarse-grained, garnetiferous mica schists follow. Then augen granite-gneiss and garnetiferous two-mica paragneiss (ca. 150 m) signal the Upper Crystalline Nappe. An intercalation of Jutogh, 150—200 m thick, shows repetition in form of a scale.

Platey, banded, fine-grained gneisses, medium- to coarse-grained two-mica gneisses (± garnet) pass upwards into a series of carbonate gneisses and calc-mica schists. Besides prevailing carbonate this rocks contain plagioclase (23—29% An), quartz, phlogopite, muscovite, sphene, clinozoisite, tourmaline, apatite, zircon, and opaques.

These carbonate series dip steeply beneath a 500—600 m succession of thin- to thick-bedded, light grey quartzite to micaceous quartzite. Then mica schists, kyanite bearing paragneisses with pegmatoid lenses and aplites, and rare graphitic rocks follow. On the ascent to the Mabu Pass one crosses these paragneisses and migmatites, the quartzites, the platey laminated paragneisses to carbonate

gneisses, and the metamorphic carbonates several times. The way of repetition of these rock units suggests SW-directed folding of a stratigraphic sequence (Pl. 2). The metamorphic grade of these rocks, however, increases in direction to the Mabu Pass. Kyanite, garnet, and pegmatoid lenses are frequent in the gneisses; the marbles and carbonate gneisses contain diopside, colourless hornblende, scapolite, phlogopite, zoisite, and epidote-clinozoisite. Veins of pegmatite are frequent.

The steep slope immediately S of the pass consists of augen granite-gneiss, garnet-kyanite gneiss, two-mica gneiss, and rare intercalations of graphite quartzite. Thick-bedded augen granite-gneiss overlies these rocks at the top of the Mabu Pass.

Descending to the N of the pass one finds augen granite-gneiss, migmatite, kyanite gneiss, and graphite quartzite. It is interesting that the graphite quartzites contain andalusite, porphyroblasts up to 4 cm long, which along their margins are altered to fuchsite.

In the area around Dillikot rather homogeneous, medium- to coarse-grained two-mica granite-gneiss crops out. Muscovite prevails in the light rock. Generally the granite-gneiss is non-porphyric, but sporadic phenocrysts of microcline (up to 8 cm) have been observed. Locally one finds some garnet or tourmaline.

The north-eastern dip S of Dillikot turns to E, so the underlying paragneiss — migmatite series crops out several times beneath the granite-gneiss or augen gneiss along the trail from Dillikot to the N.

Fig. 3: Augen granite-gneiss. Ruru Khola, Nepal.

Up the Ruru Khola towards the village Chilkha one crosses a 1500 m complex of augen granite-gneiss (Fig. 3).

The thick-bedded granite-gneiss is rather homogeneous. The phenocrysts of microcline (up to 10 cm) are generally lenticular, locally their idiomorphic form has been preserved. Essential minerals are microcline, attacked by myrmekite and muscovite, plagioclase (16—23%, mainly 21% An), quartz, red-brown biotite, and muscovite. Accessories are apatite, rutil, zircon, and zoisite.

Aplite-gneiss and medium-grained tourmaline and garnet bearing two-mica granite-gneiss penetrate the augen-gneiss. These younger granitoids become important around Chilkha. From here up the Tila Valley to the confluence of the Tila and Sinja Valleys and further N and E we find a complex of granite-gneiss, and migmatites. There are augen gneisses of the type described, nebulitic gneisses, and rather homogeneous, medium-grained two-mica granite-gneisses. The latter seem to be related with the granite-gneiss of Dillikot. They are richer in muscovite, garnet, and tourmaline than the augen gneisses. Observations at the contacts show that the augen gneisses are the oldest. In a process of disintegration they were altered to nebulitic migmatites and finally were homogenized to the medium-grained granite-gneiss. Relics of augen-gneiss drifting in the homogeneous granite-gneiss often show discordant contacts (Figs. 4—6). Locally the medium-grained granite-gneiss reveals light-coloured selvages a few cm thick against the augen gneiss. Pegmatites bearing tourmaline penetrate the gneisses as unfolded dikes.

Fig. 4: Coarse-grained augen granite-gneiss forms relictic bands (left) and lenses (right) in evidently younger, medium-grained homogenized granite-gneiss. Tila Khola, NE of Chilkha, Nepal.

Fig. 5: Coarse-grained augen granite-gneiss penetrated by younger, homogenized, medium-grained granite-gneiss. Tila Khola, ca. 5 km NE of Chilkha, Nepal.

The thick complex of granitoid gneisses forms the core of a wide syncline in which the Upper Crystalline Nappe is preserved from erosion. It is the western continuation of the Jaljala-Jajarkot Syncline (FUCHS & FRANK, 1970). The SSE-dip in the lower Sinja Khola and in the Tila Nadi, WSW of Jumla, brings up the lower units of the Crystalline. At the confluence of the Sinja Khola and the small river coming from Banjgaon intercalations of the kyanite-two-mica gneisses appear. Farther on fine-grained, banded gneiss, carbonate-gneiss, and calc-silicate marble underlie, followed by paragneisses with beds of banded and cross-bedded, light grey to green quartzite (20 m). These are underlain by metamorphic carbonates. Beneath them garnet-kyanite-two-mica gneiss, mica schists, and quartzites are observed, all penetrated by tourmaline pegmatite. The gneisses apparently form the core of an anticline. To the N metamorphic carbonates and after them migmatitic gneisses and augen gneisses follow again. The latter series form a syncline, N of which micaceous quartzites and the underlying carbonates come up again. The latter consist of banded calc-silicate marbles and calc-mica schists. They are underlain by laminated, grey, fine-grained two-mica gneisses, which soon give way to an alternation of quartzite, quartzitic gneiss, paragneiss, garnet-mica schist and rare beds of augen gneiss. This series is much folded.

Dipping NNE two-mica schists and light quartzites, and then steep, medium-grained calc-mica schists follow. These rocks belong to the Lower Crystalline Nappe. The calc-mica schists are underlain by garnetiferous mica

schists, dark grey, phyllitic mica schists, alternating with quartzite of white, beige, green, or grey colour, and paragneiss. There is also a 20 m intercalation of graphite schist. This rock association corresponds to the Jutoghs. It is underlain by thick quartzites of the Chail Formation. They belong to the Chail Nappes of the Galwa Window to be described in the following chapter.

Review:

The traverse from Surkhet to the boundary of the Galwa Window crosses the following zones:

The Siwalik Molasse

The Tansing Unit, which in Western Nepal represents the Parau-

Fig. 6: Coarse-grained augen granite-gneiss unconformably cut by younger, medium-grained, nebulitic granite-gneiss. Sinja Khola, S of Banjgaon, Nepal.

tochthonous Unit. It is much reduced, the lower formations being missing, but the Krol—Tal—Subathu—Dagshai succession shows the normal stratigraphic sequence. The Nagthats and metavolcanics of Ranimatta might represent a detached northern portion of the Tansing Unit, which is suggested by their similarity to the Nagthats of the Naini Tal Syncline in Kumaon (FUCHS & SINHA, 1974). From the hiatus in metamorphism between the Dagshai and Nagthats and the same metamorphic grade of Nagthats and Chails it seems more likely that the latter belong to one unit, the Chail Nappe.

The Chail Nappes contain granite-gneisses, intrusiva in the Chail Formation like in Kumaon (Ramgarh Granite, RAINA & DUNGRAKOTI, 1975) or in the NW- Himalayas (Dalhousie granite, granites N of Kishtwar, FUCHS, 1975). The carbonates in the Chails (N of Dailekh) probably separate individual Chail Nappes like in the adjoining region in the E (FUCHS & FRANK, 1970). From the recent survey it is quite clear that the series of the Dailekh area do not form parautochthonous "schuppen" as suggested by HAGEN (1969). They continue beneath the syncline of the Crystalline Nappes and come up again in the frame of the Galwa Window. HAGEN, who discovered the Galwa Window, did not realize that his various schuppen zones of SW Nepal (e. g. Dailekh Zone, Dullu Zone) are indentical with the units of the Galwa Window or the Hiunchuli Zone. They do form nappes (Chail N.) and have their roots in the northern portions of the Galwa Window. An autochthonous massif (Dandeldhura Zone), as envisaged by HAGEN, does not exist. This zone either forms part of the Chail Nappes or the Crystalline Nappes (HAGEN's Kathmandu Nappes). In the same way my observations do not support the stratigraphic-structural scheme given by ANDO & OHTA (in HASHIMOTO, 1973; compare their Fig. 5 with Pl. 1, 2 of this paper).

The Crystalline Nappes, as in other parts of the Himalayas, consist of two units. The Lower Crystalline Nappe, a thin thrust sheet, is characterized by the Jutoghs. The Upper Crystalline Nappe shows the sequence from bottom to top:

1. mica schists, paragneisses, and quartzites
2. laminated fine-grained paragneisses passing into
3. carbonate gneiss, calc-mica schist, and marble
4. garnet-kyanite-two-mica gneisses and augen gneiss
5. coarse-grained augen granite-gneisses and younger, nebulitic and medium-grained granite-gneisses.

Thus the grade of metamorphism and of migmatization clearly increases upwards, which is a general phenomenon in the Himalayas.

Pl. 1, 2 show the symmetry of the Tila Syncline. In the way the various units of the Crystalline dip towards the axis of the syncline, they reappear in the same order towards the Galwa Window.

2.2. The Galwa Window

The Chail Nappes, so well-developed in the Hiunchuli area, are generally covered by the Crystalline Nappes towards the W. But, due to vertical displace-

ment along a fault, the rocks of the Chail Nappes are connected with those of the Jumla region by a narrow corridor (FUCHS & FRANK, 1970). From there to the NW, the area formed by the rocks of the Chail Nappes widens to an extensive window zone, exposed in the region of the lower Mugu and Humla Karnali and quite a bit down stream the main Karnali River. This Galwa Window is surrounded by the overlying Crystalline Nappes. Its internal structure is rather complicated, but distinct structural units are discernible. This is evident from the fact that the typical Lower Himalayan succession, though being reduced, is repeated several times. Regional mapping revealed the existence of at least three structural units, the lowest of which is exposed in the central parts of the window.

As the following treatment of the Galwa Window is based on a regional survey and not on a single traverse, it seems appropriate to describe individual structural units. Before this some remarks shall be given concerning the lithounits found in the Galwa Window:

Simla Slates (?): A flyschoid series reminiscent of Simla Slates is found around Galwa. It is composed of blue-grey to green-grey, also dark grey slates, phyllites, silty slates, and siltstones. The silty rocks form cm-to dm-layers alternating with the slates. They are finely laminated (mm) and exhibit graded bedding. Current bedding, current ripple cross-lamination, and load casts underline the flysch character. There is no sharp boundary between this series and the surrounding Chails. It is difficult to decide whether these rocks are Simla Slates exposed in an anticline or whether they just represent a flyschoid development within the Chail Formation as observed in the Hiunchuli area (FUCHS & FRANK, 1970, p. 34).

Chail Formation: Thick-bedded, pure, white, green, grey quartzites with cross-bedding and ripple marks; schistose conglomerates, the rounded to angular components (up to dm-sizes) consisting of quartzite, quartz, aplite, and phyllite are elongated in B (Fig. 7); psammite schists; quartzitic schists; sericite-chlorite schists; silvery, green, grey also blackish phyllites with flasery, wavy s-planes; basic metavolcanics, medium-to coarse-grained, with relictic ophite structure and amygdales, they are partly altered to chlorite schists or amphibolite (Fig. 8); two-mica granite-gneisses, generally coarse-grained, the augen of microcline may reach sizes of 7 cm; these granite-gneisses as well as the associated aplite-gneisses, are often containing tourmaline.

Under the microscope the augen consist of microcline (Karlsbad twins, perthitic, myrmekites), other essential minerals are plagioclase (oligoclase — andesine), quartz, green-brown biotite, sericite, and muscovite. Chlorite, epidote — clinozoisite, and sericite are of secondary origin; mortar zones are generally healed.

The facies of the Chails may change from arenaceous over mixed to argillaceous facies, which is a characteristic of the formation.

Like the entire rock series of the Chail Nappes the Chails, sedimentary as magmatic rocks, have undergone alteration of greenschist facies. Locally, however, the metamorphic grade increases to amphibolite facies, such as near Una-

Fig. 7: Schistose conglomerate of the Chail Formation. Many of the components show angular shapes and are elongated parallel B. Note the poor sorting. Humla Karnali, NE of Galwa, Nepal.

pani in the Humla Karnali Valley. There garnet-mica schists are formed, which contain fine biotite and hornblende porphyroblasts, the garnets reaching 1 cm sizes. Generally the alteration is stronger in the higher Chail Nappes and in the northern limb of the anticlinorium that is near the root zone. Further the haematite-magnetite-quartz mineralizations in the Chail quartzites, SE of Unapani, must be mentioned. W of the Rara Lake, at Murma, a Chail outlier resting on the Blaini carbonates of Chail Nappe 2 contains chlorite schists with iron and copper mineralization. Prof. W. Siegl (Montanistic University, Leoben, Styria) kindly identified magnetite, haematite and some secondary limonite. Besides the rock shows traces of chalcopyrite and secondary copper minerals.

Fig. 8: Basic metavolcanite of the Chail Formation. The rock is full of amygdales (light dots) and shows chilled margins against an enclosed band of Chail siltstone. Humla Karnali, NE of Galwa, Nepal.

Nagthat (found only in the Karnali Valley near Riga): Thick-bedded, fine-to coarse-grained quartzites of red, white, and green colour. Sporadic conglomeratic layers show quartz pebbles, up to several cm sizes. Cross bedding and ripple marks are frequent. Green and grey phyllites occur as very subordinate intercalations in this quartzite series of ca. 1200 m thickness.

Blaini: Thin-bedded alternation of white, pink, and grey, partly cherty, fine-crystalline dolomite, grey calc marble, red carbonate quartzite to sandy carbonates, red, grey, and green quartzites, calc-mica schists *), calc-phyllites of green, grey colour and grey, green, purple, and also rather dark phyllites. It is typical that the carbonates contain lenticles or layers of phyllite, and the phyllites show strewn- in carbonate, sandy, or arkosic matter. A conglomeratic rock, interfingering with pink dolomite, is found in the Karnali Valley SE of the Kuwari Khola confluence (Fig. 9, 10):

In phyllitic or fine-conglomeratic matrix there are augen of calcite, angular or rounded boulders (up to 25 cm) of quartzite, quartz, dolomite, and argillite. The completely unsorted character of this bed is highly reminiscent of the Blaini Boulder Beds or particular layers of the Agglomeratic Slate of Kashmir-

*) It is noteworthy that plagioclase in calc-silicate bearing rocks shows An-contents of 28—50%, with average around 32%.

Chamba. A volcanogeneous component in the conglomerat is indicated by euhedral quartzes, exhibiting zonar inclusions and corrosional channels. This is the first instance of boulder beds in the Blainis of Nepal, supporting my former tentative correlation based on the pink dolomites and multicoloured argillites.

The Blainis NW of Sinja contain cm- to dm- beds of haematite schists or haematite quartzites. They seem to be the source rocks for the haematite found in quartz veinlets in that area. The sedimentary haematite rocks along with the primary dolomites of red colour, the desiccation cracks etc. indicate deposition in shallow water in an oxidizing environment.

Fig. 9: Schistose tilloid conglomerate of the Blaini Formation. Angular and rounded boulders embedded in unsorted way in a fine-brecciaceous matrix. Karnali, S of Kuwari Khola confluence, Nepal.

Fig. 10: Schistose tilloid conglomerate of the Blaini Formation. Karnali, S of Kuwari Khola confluence, Nepal.

Shali Slates: Associated with the Blainis or the Shali Dolomites are a series of black to dark grey, or green argillites. They are in the state of slates or phyllites. Silty, quartizitic, or carbonate layers locally give the series a thin-bedded to laminated character. The argillites are frequently interbedded with Shali Dolomites, making the boundary between Shali Slates and Shali Dolomite doubtful. These beds represent an euxinic facies in the stratigraphic range of Blaini-Shali.

Shali Formation: White, grey, blue dolomites and limestones. Cherty nodules are common; intraformational breccias and stromatolites stress the shallow-water origin of the carbonates. The algal structures are frequently of LLH-C, SH-V, and SH-C type (Fig. 11, 12). Due to the metamorphism of the Chail Nappes the rocks are finely crystalline. Tectonic flow in laminated rocks has caused a boudin-like breaking up of dolomite layers, the pieces being pulled apart in the neighbouring limestone. The stromatolites are frequently sheared parallel to their flanks and have been rotated to lie subparallel to s. The former argillaceous matter has become altered to phyllite, being found as fine lenses or coatings on s. The thickness of the formation may attain 2000 m.

No younger beds than Shalis were found in the Galwa Window.

In chapter 2.1. we approached the Galwa Window describing the Crystalline series S of it, and it seems best, therefore, to continue with the adjacent uppermost and pass down to the lowest structural unit of the window.

2.2.1 Chail Nappe 3 (C 3)

The uppermost Chail Nappe is identical with Chail Nappe 3 of the Hiunchuli area. Likewise it is composed merely by the Chail Formation consisting of quartzites, conglomeratic or psammitic schists, phyllites, and basic metavolcanic rocks. There are also granite-gneisses intrusive in the Chails.

The Chails around Jumla are mainly quartzitic, only the lowest portions are argillaceous. SE of Uthugaon, an outlier of the Crystallines rests on these Chails. To the NW, the Chail Nappe 3 may be traced to the Sinja Khola and the Karnali. Also in the north-eastern limb of the updoming the unit is well represented. From Talphi it strikes via Mandhara to the Nyor Gad, and further to the Rara Lake and Mugu Karnali. The upper portions of Chail Nappe 3 are particularly quartzitic, and we find large bodies of granite-gneiss. The latter consist of coarse-grained, porphyric two-mica granite-gneiss with phenocrysts frequently deformed to augen, and of aplitic gneiss. These intrusive rocks are foliated and obviously have undergone the same metamorphism as the surrounding Chails. Smaller bodies of granite-gneiss may be observed in Chail Nappe 3 also N of the Mugu Karnali in the region E of the Chankheli Pass. Along the Rawli Khola the lower boundary of Chail Nappe 3 is marked by lenses of crystalline dolomites and phyllitic rocks (Blaini, Shali). At Darma, the structure is complicated by faults parallel to the strike. So the phyllitic Chail rocks of Chail Nappe 3, SE of Darma, abut along the faults against quartzitic Chails of Chail Nappe 2

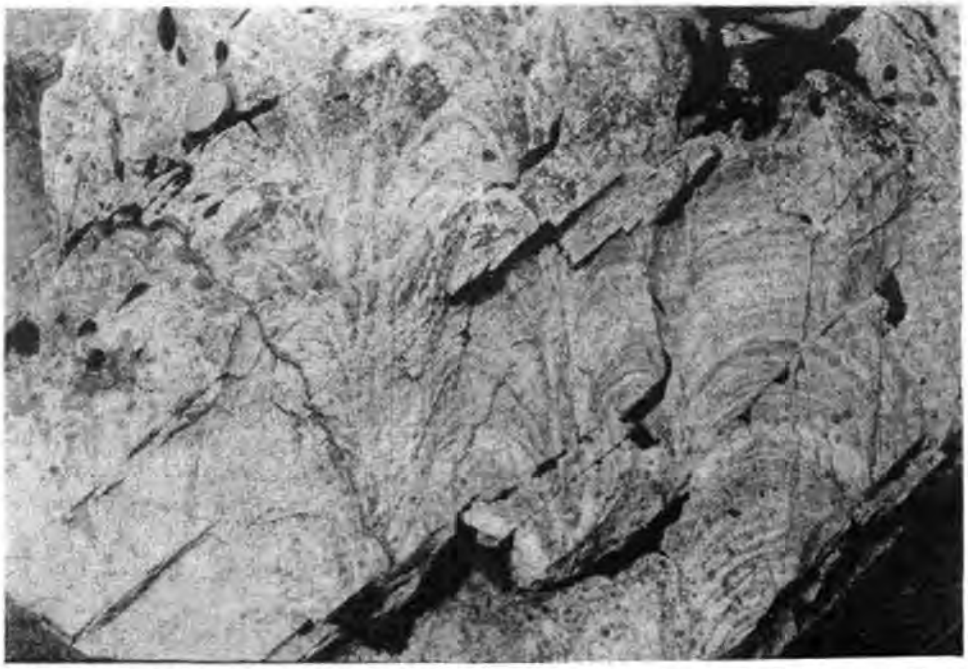


Fig. 11: Stromatolites in the Shali Dolomite. Approximately 7 km NW of Uthugaon, N of Jumla, Nepal.

Fig. 12: Stromatolites in Shali Dolomite. There are various forms of growth: SH-V, SH-V → LLH-C, SH-C; approximately 7 km NW of Uthugaon, N of Jumla, Nepal.

and rocks of the Upper Crystalline Nappe respectively. The boundary against the underlying Blainis of Darma ist the thrust contact at the base of Chail Nappe 3. W of Darma along the Humla Karnali, it is difficult to distinguish between Chail Nappes 2 and 3. The Chails of the Mehta Lagna and part of the Chail quartzites of the Humla Karnali definitely belong to the lower unit. But I assume that the upper portions of the Chails, directly underlying the rocks of the Lower Crystalline Nappe, represent Chail Nappe 3. Shali or Blaini rocks separating them, however, are missing.

The western margin of the Galwa Window is not mapped, but the general structure suggests that Chail Nappe 3 of the northern parts of the window joins up with that of the southern limb of the anticlinorium.

2.2.2. Chail Nappe 2 (C 2)

Chail Nappe 2 consists of Chails, Blainis, and a few intercalations of Shali Slates. The Chails are predominately argillaceous, except in the N (e. g. Rawli Khola, Unapani). This and the argillaceous-calcareous character of the younger formations seems to be the cause for the squeezed nature of the unit.

In the south-western limb of the Galwa anticlinorium the Chail Nappe 2 is cut off by a fault in the area of Uthugaon. Lenses of Blaini may belong to Chail Nappe 2, which is otherwise squeezed. As a continuous band Chail Nappe 2 com-

mences NW of Jumla, and may be traced as a narrow zone between the Chails of Chail Nappe 3 and the dolomites of Chail Nappe 1 to the village Sinja.

The reduction of the unit and its missing in the region N of Jumla is due to vertical displacement along a fault belonging to the system described in FUCHS & FRANK (1970, p. 96) N of the Sinja Valley the Blaini Formation attains large thickness, whereas the Chails remain rather reduced. Towards the W Chail Nappe 2 seems to pinch out, as J. B. WATERHOUSE on his traverse along the Karnali SW of Riga did not report having observed this unit.

In the north-eastern limb of the Galwa anticlinorium Chail Nappe 2 has been recognized already in course of our 1967 expedition (FUCHS & FRANK, 1970). W of Talphi a Chail—Shali Slate—Blaini belt underlies the Chail quartzites of Chail Nappe 3 and succeeds the thick Shali Dolomite of the range which separates the Chaudabise Khola from the Nyor Gad. The rocks of Chail Nappe 2 dipping NE, cross the Nyor Gad and follow the upper course of the Mandu Khola. They buid up the crest and the northern slope of the range S of Rara Lake. This lake is situated in a syncline. Thus the Chails and overlying Blainis are rathere horizontal WSW of the lake and dip towards the S or SSE in the mountains N of the Rara Lake. The overthrust Chails of Chail Nappe 3 outcrop along the south-eastern and eastern shores of the lake. A few outliers of that mass rest upon the Blainis W of the lake (Fig. 13). Towards the Mugu Karnali the Blainis are reduced to a few thin bands, and so Chail Nappe 2 is composed mainly of Chails, which become quartzitic N of that river. These quartzites dip to the ENE or NNE at medium to steep angles, and are a significant feature in the landscape of the Rawli Khola and along the Humla Karnali up to Unapani. The quartzites are underlain by a phyllitic development of the Chails (e. g. Mehta Lagna) and are followed by lenses of Shali and Blaini rocks mentioned in connection with Chail Nappe 3. This series of carbonate lenses ends with the Blainis of Darma. Thus it is doubtful what proportion of the quartzites, which outcrop along the Humla Karnali W of that village, belongs to Chail Nappe 2 or 3. N of Mehta Lagna and near Unapani there are small intercalations of granite-gneiss in the Chails.

2.2.3. Chail Nappe 1 (C 1)

Whereas Chail Nappes 2 and 3 of the Galwa Window are still in a surface connection with the corresponding units of the Hiunchuli area, Chail Nappe 1 plunges SE beneath the higher units in the Chaudabise Khola. From there towards NW Chail Nappe 1 forms the core of the anticlinorium. It consists of rather thick Shali Dolomite dipping beneath the surrounding higher units. In the lowest parts of the dolomites in the Nyor Gad, there are thick intercalations of Shali Slates and also some Blainis. The black slates striking SE in direction to Uthugaon are partly faulted against the dolomites. Whether the Shali Dolomites underlying these beds in the Nyor Gad belong to the same rock complex or represent a still lower structural unit (C 1 a, see chapter 2.2.4.) is ambiguous.

The synclinal structure of the Rara Lake area crosses the NW-SE-striking anticlinorium in a WSW-ENE direction. In this structural depression Chail

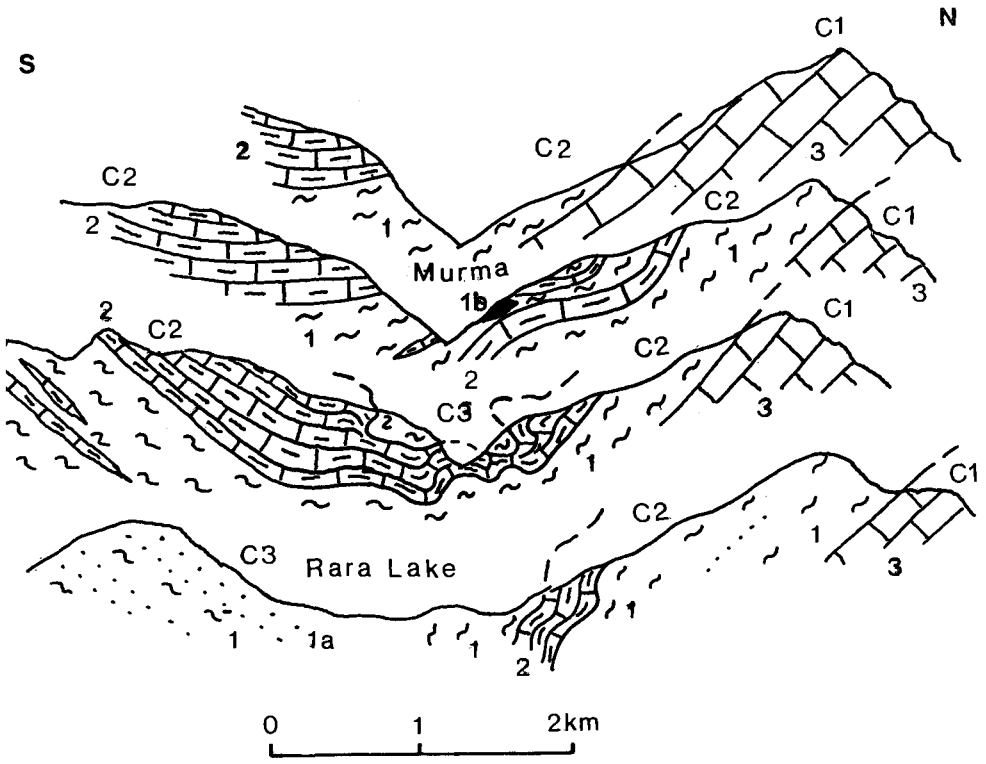


Fig. 13: Sections across the Rara Lake and the area W thereof.

1 Phyllites	Chail Formation	2 Blaini Formation
1 b Iron ore body		3 Shali Dolomite
1 a Quartzites		C 1, 2, 3 Chail Nappe 1, 2, 3

Nappe 1 is largely covered by Chail Nappe 2, but gains extention again in the Khatyar Khola. From there the Shali Dolomites with intercalations of Shali Slates and Blainis may be followed into the northern and southern limbs of the anticlinorium respectively. It is important that in the southern slope of the Khatyar Dara (Range) and at Riga in the Karnali Valley, a thick series of Nagthat underlies the Shalis. The Nagthat in turn is underlain by Chails, thus the section along the Karnali gives the most complete stratigraphic sequence within the Galwa Window. This is evidence that there are upright stratigraphic successions thrust on each other as already found in the Hiunchuli area (FUCHS & FRANK, 1970). Overlying an even lower complex of Blaini, Shali Slates, and Shali Dolomite (C 1a) the formations of Chail Nappe 1 swing around from southern dip into western and finally northern dip. The Nagthats of the southern limb of the anticline are missing in the northern limb. There the Chails are directly followed by Blainis rather rich in phyllites. In the lower portion of the Chails at Galwa a flyschoid series was found. These beds may indicate an anticline of Simla Slates or merely a flyschoid development within the Chails. Such

a facies was observed in the same unit in the Thulo Bheri Valley (FUCHS & FRANK, 1970, p. 34).

Where the Chail Nappe 1 crosses the Mugu Karnali and in the eastern parts of the Khatyar Dara, all the lower formations of the unit become squeezed off. The complex of Blaini, Shali Slate, and Shali Dolomite is in contact with the same formations of the underlying unit (C 1a). From the general situation (see Pl. 1) it is evident that also there a separating thrust plane must be existing.

2.2.4. Chail Unit 1a (C 1a)

As described above, there is a unit consisting of Blaini, Shali Slates, and Shali Dolomite exposed in the deepest part of the Galwa Window. In all directions the unit dips beneath the surrounding Chail Nappe 1. Along the thrust line its rocks come in contact with various formations of Chail Nappe 1. The existence of unit C 1a indicates that all the overlying structural units are allochthonous, at least in the western parts of the Galwa Window. The roots of the Chail Nappes overlying unit C 1a, however, are not far away. They are supposed to be in the north-eastern portions of the Galwa Window.

2.2.5. Review

The Galwa Window is the north-western continuation of the Chail Nappes of the Hiunchuli area. The litho-units are the same in both regions, the sequence of the Galwa Window, however, is less complete. Yet it is evident that each of the structural units is composed of upright stratigraphic successions.

To the W the Tejam- and Pithoragarh Zones represent the continuation of the Chail Nappes exposed in the Galwa Window. There is resemblance in the rock material as well as in tectonics. But from the observations made in Nepal that new tectonic elements (C 1a) may come in, when the Chail zone is followed along the strike, and other units (C 2 or 3) become less distinct, I am aware that it is difficult to correlate the individual structural units of Kumaon with those of the Galwa Window.

3. The High Himalaya

From the Galwa Window up the Mugu Karnali to Dolpo one crosses the root zone of the Crystalline Nappes, the Central Crystalline, where these nappes dip beneath the Tibetan Zone. Geographically this is a traverse of the Great Himalayan Range up to the Inner Himalayas. First I shall give the section along the Mugu Karnali from the margin of the Galwa Window to the region of Mugu (chapter 3.1.) Then in chapter 3.2. follows the description of the western portion of the Dolpo Synclinorium (Tibetan Zone).

3.1. Traverse along the Mugu Karnali

The Galwa Window is left just E of the confluence of the Ghatta Khola with the Mugu Karnali. There, the white quartzites and amphibolites of Chail Nappe 3 are overthrust by typical Jutoghs: Garnet-mica schists, garnet phyllites

frequently dark grey, graphitic rocks, banded micaceous quartzites (± garnet), quartzite-gneisses, fine- to medium-grained platey paragneisses, and amphibolites. This series dips NE to ENE at medium angles.

In the upper portions of this succession, which represents the Lower Crystalline Nappe, W of the village Kumpha the grade of metamorphism increases. In addition to garnet, kyanite, and staurolite (up to cm-sizes) appear in certain beds.

Under the microscope such a rock shows quartz, brown biotite, muscovite, and plagioclase (20% An) as main constituents; idiomorphic garnets rich in inclusions indicate rotation of si; kyanite and staurolite; accessory constituents are sphene, graphite, tourmaline, and ore.

N of Kumpha the Jutoghs are succeeded by well-bedded, fine- to medium-grained, banded two-mica gneisses, which indicate the Upper Crystalline Nappe. Over the banded gneisses follows a zone of thin- to thick-bedded, light to grey quartzites and quartzite-gneisses (50 m), and then light-coloured garnet-mica schists to paragneisses (plagioclase contains 18—23% An). These rocks contain greenish layers, which under the microscope show blue-green hornblende, brown biotite, quartz, plagioclase (41—46% An) and some diopside; garnet grows in xenomorphic amoeboidic individuals; carbonate and epidote-clinozoisite make it probable that these layers were former marls; accessories are apatite, rutil, sphene; chlorite is of secondary origin.

The described rocks pass into a grey-brown-green-white banded alternation of quartzite, quartzite-gneiss, garnet-kyanite-two-mica gneiss, fine-grained, laminated calc-silicate (epidote, sphene) bearing paragneiss (plagioclase 27—50%, mainly 38% An), and amphibolite. In a fine-grained gneiss sporadic and much elongated pebbles of quartzitic rock were observed (plagioclase 26—29% An).

Migmatites and augen gneisses (phenocrysts of potassium felspar up to 2 cm) appear at the Sote Khola junction (ca. 3 km SW of the bend of the Mugu Karnali near Mangri). From there upstream fine-grained, banded gneisses, garnet-kyanite-two-mica gneisses (plagioclase 25—28% An), and quartzites alternate with the migmatites. This series is succeeded by a 1500 to 2000 m complex of compact, light augen granite-gneiss and fine- to medium-grained nebulitic migmatite. Like in the Tila Khola, portions of the augen gneiss were found „floating" in the more homogenized migmatite and proved to be older (Fig. 14). In one instance the older gneiss, rather rich in plagioclase (27—29% An) besides biotite contains kyanite and sillimanite, both marginally converted to sericite. The normal type, however, consists of microcline, plagioclase (16—22% mainly 20% An) quartz, brown to green-brown biotite, muscovite as main constituents and apatite, zircon as accessories; sericite is secondary.

Towards the top the granite-gneiss complex becomes inhomogeneous by intercalations of paragneiss to migmatite, some garnet-biotite-hornblende rocks, and amphibolites. About 5 km E of Mangri the paragneisses become predominant. Then comes a 30—40 m band of calc-silicate marble and carbonate gneiss followed by augen gneisses and coarse-grained migmatites containing garnet and silimanite (plagioclase 19—23% An). Within the migmatite series a second marble

containing diopside crosses the valley. Some of the migmatite gneisses also are full of calc-silicates. These are pale hornblende (up to 2 cm long), diopside, epidote, zoisite, sphene, and there is also some carbonate. The plagioclase shows 32—60%, with maximum at 55% An.

Upstream to the Langu - Mugu Valley junction one crosses a thick complex of coarse-grained garnet-sillimanite-two-mica gneisses rich in pegmatoid lenses (plagioclase 23—29% An), passing into augen gneiss, fine-to medium-grained, banded migmatite-gneisses, nebulitic migmatites, sillimanite quartzite-gneisses (plagioclase 26% An), and sillimanite quartzites. Sillimanite obviously takes the place of kyanite in these rocks, it is stable in presence of muscovite in some cases, or in others is partly converted into muscovite.

Following the valley to Mugu again kyanite occurs in the garnet-sillimanite paragneisses (plagioclase 20—23% An). It follows a 60 m zone of marble and carbonate gneiss and then a migmatitic gneiss complex. More and more the migmatites become homogenized and finally granite-gneiss to granite prevails. These latter rocks already belong to the Mugu Granite, an Alpine intrusion like the Mustang Granite. The light-coloured, generally fine-to medium-grained two-mica granites still contain some garnet and sillimanite (plagioclase 13—24%, mainly 18% An). Phenocrysts of potassium felspar are rather rare. Pegmatites and aplites containing tourmaline, garnet, biotite, or muscovite were observed. Sillimanite and tourmaline locally are coating the joint planes.

Fig. 14: Older augen gneiss floating in younger, fine- to medium-grained, more homogenized granite-gneiss. Note the sharp boundary between these gneisses, and the mall augen gneiss lens (arrow). Mugu Karnali, near Mangri, Nepal.

Fig. 15: Augen granite-gneiss penetrated by folded granite veins. Mugu Valley, S of Mugu, Nepal.

Thus it is impossible to draw a sharp boundary between the Mugu Granite and the migmatite complex. The migmatization was only in part brought about by the Mugu Granite, for the augen gneisses of the migmatite complex are older and in their occurrence are independent of the Mugu Granite. Within that granite on the further way to Mugu, zones of banded or nebulitic migmatites, augen gneiss, and paragneiss are crossed. Fig. 15 shows augen gneiss penetrated by folded granite veins.

An unfoliated variety of the Mugu Granite, from ca. 4 km S of the village Mugu, shall be described in more detail:

The medium-grained rock shows hypidiomorphic structure. Microcline phenocrysts up to 1 cm are twinned and exhibit zonar arrangement of enclosed plagioclase, sillimanite, and biotite. The longer axes of these minerals are parallel with the zones of growth of the potassium felspar. The euhedral plagioclases are zonar with frequent basic recurrences (20—27% An).

Quartz is anhedral. Red-brown biotite as well as muscovite are further main constituents. Zircon causes radioactive haloes in biotite. Very rare chlorite is secondary after biotite.

The microscopic observations prove the field evidence that the Mugu Granite is a true magmatic granite, the magma, however, may be the product of anatexis (sillimanite content). COCHERIE (1976) suggests a palingenetic origin also for the Manaslu Granite.

The mountains around Mugu consist of the Mugu Granite and on my march to Dolpo over the pass E of Mugu and then south to the Chhapa Khola all the outcrops are of that granite. Rather homogeneous, medium-grained two-mica

granite is predominant. A variety is porphyric with phenocrysts of potassium felspar generally 1 to 2 cm, occasionally 5 cm long. Further pegmatitic lenses (1—3 cm) containing fine needles of tourmaline were observed in some of the granites.

From the Chhapa Khola eastwards the granite borders with unconformable contacts against metamorphic rocks belonging to the basal beds of the Tibetan Zone of Dolpo (see Pl. 3). The Dolpo Synclinorium has its north-western edge in the Syanath Mountain S of the Chhapa Khola. In the N the beds of that syncline are intruded by the Mugu Granite, in the W and S they probably pass down into the underlying metamorphics of the Upper Crystalline Nappe (The contact was not crossed there, but this is assumed according to my observations from many other places). Structurally the Syanath Syncline affects also the underlying Crystalline: The ESE-dip in the Mugu Karnali Valley W of Syanath is caused by the syncline mentioned.

Review: The traverse of the Crystalline along the Mugu Karnali showed: The Lower Crystalline Nappe is characterized by the typical rock association of the Jutoghs, as in other parts of the Himalaya. The grade of metamorphism, however, is higher there. Kyanite and staurolite appear already in the upper portions of the Lower Crystalline Nappe. The Upper Crystalline Nappe consists of rocks common throughout the length of the crystalline axial zone, but also shows individual features, such as the quartzite—gneiss—amphibolite alternation in its lower part, the relatively low position of the thick augen granite-gneiss — migmatite complex, the importance of sillimanite in the upper half of the Upper Crystalline Nappe, and the scarcity of carbonates. This strengthens my scepticism against the view held by LeFort (in Bordet et al 1971; 1975, etc.) that the Crystalline may be divided into a regular succession of formations, which may be traced over larger distances. The Alpine granites, intruding the upper parts of the Crystalline and lowest portions of the Tibetan Zone, seem to be comparable with those of Mustang, Manaslu, Badrinath etc.

3.2. The Western Parts of the Dolpo Synclinorium

In the course of the 1963 Dhaulagiri Expedition I investigated the eastern portions of the Tibetan Zone of Dolpo (Fuchs, 1967, p. 153—197, Pl. 7—9). As Dolpo was closed to foreigners for several years, work was continued with the survey of western Dolpo not before ten years later. Admittedly this was a rough survey as two months only were at my disposal. Further several tributary valleys of the Langu could not be entered because of high water and other obstacles. Nevertheless, the general stratigraphic development and structural features of western Dolpo were recognized.

3.2.1. Stratigraphy

3.2.1.1. The Dhaulagiri Limestone and its relations to the underlying Crystalline

Between the Crystalline and the succeeding Palaeo-Mesozoic sequence of Dolpo no major tectonic disturbance is observed. The boundary is not sharp,

and the Dhaulagiri Limestone passes gradually down into the marble series of the uppermost Crystalline. The same was observed in the region S of the village Ringmi, where the river flowing from the Phoksumdo Lake descends in a big waterfall. There, the Dhaulagiri Limestone becomes more and more crystalline and merges into the Central Crystalline. The carbonates are metamorphosed to calc-mica schists and marbles. The argillaceous layers are altered to phyllites, the silty and arenaceous beds have become gneissic or quartzitic. But even in these rocks the characteristic sedimentary structures of the Dhaulagiri Limestone are occasionally preserved.

Not only in the S, but also in the N, in the high range separating Dolpo from Tibet, the Dhaulagiri Limestone is underlain by the crystalline complex. The Mugu Granite, however, forms extensive intrusions there and reaches up almost into the passage zone between the Crystalline and the Dhaulagiri Limestone. Therefore the lower gneissic portions of the Crystalline are generally missing. Boulders observed in the Takle- and Khung Kholas show relictic augen gneisses, the characteristic two-mica gneisses with the pegmatoid lenticles, and medium-grained migmatites enclosed in the young granites (Fig. 17). This indicates, that before the intrusion of the Mugu Granite, there was a Crystalline in the N of the Dolpo Synclinorium similar to the Central Crystalline in the S.

The metamorphic carbonate series consists of banded calc-silicate marbles bearing diopside, hornblende etc., grey medium-to coarse-grained, well-bedded marbles, fine-grained, platey carbonate-biotite gneisses, medium-grained biotite schists containing lime-silicate layers, etc. Plagioclase in these rocks may reach An-contents as high as 40%.

In the passage zone indicated in Pl. 3 the grade of alteration decreases and sedimentary structures, fossil layers etc. are frequently preserved.

It is noteworthy, however, that the whole of the Dhaulagiri Limestone and even younger formations have undergone phyllitic metamorphism.

The Dhaulagiri Limestone of western Dolpo shows the silty and arenaceous facies described by FUCHS & FRANK (1970, p. 49—52) from the southern Kanjiroba Range. The formation consists of a rhythmic alternation of grey, fine-grained, calcareous sandstone to calcareous siltstone weathering in red-brown colour, brown, grey, and green carbonate schists, light grey, silty limestone and rare dolomite, light grey to blue, fine-grained limestone, and silvery to greenish phyllitic schists. In the landscape the thick-bedded character of the formation and the brown to greenish-grey weathering colours are typical. Graded bedding, ripple cross-lamination, current bedding, ripple-load convolutions, ripple marks, and intraformational breccias indicate an agitated depositional enviroment (Fig. 18). The several thousand meters thickness of the impure carbonate formation are evidence for rapid subsidence, which apparently was balanced by rich sediment supply. The red sediment colour, and clastic influence in the Dhaulagiri Limestone, increasing westwards, points to a passage into the Ordovician red clastic series of Spiti (HAYDEN, 1904, p. 21—23). The Ralam Conglomerate of Kumaon seems to correlate with the Ordovician basal conglomerate of Spiti.

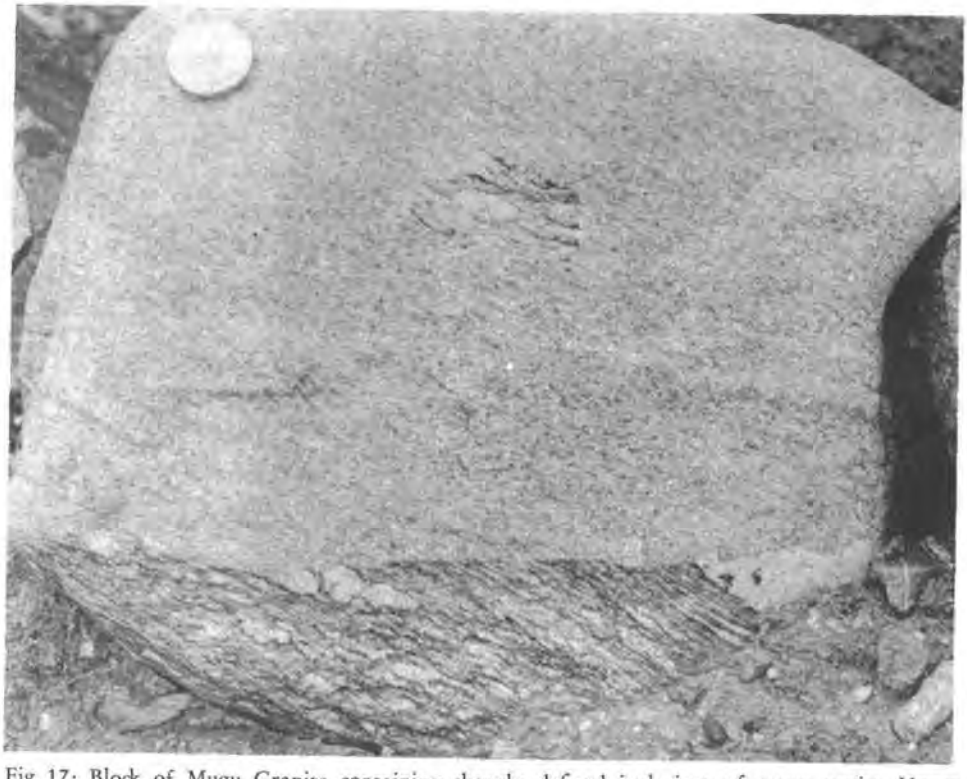


Fig. 17: Block of Mugu Granite containing sharply defined inclusions of augen gneiss. Upper Khung Khola, Dolpo.

Due to the phyllitic metamorphism the minerals sericite-muscovite, commonly green-brown biotite, or less frequent chlorite occur in layers of appropriate composition. The plagioclase seems to be detrital (mainly albite); carbonate (ankerite?) and biotite frequently form porphyroblasts (ca. 1 mm diameter) in the silty and phyllitic layers. Sieve-like biotite porphyroblasts, growing obliquely to the s-planes, exactly resemble those reported from the Budhi Schists of Kumaon (HEIM & GANSSER, 1939, Fig. 66). Veinlets of quartz containing pyrite, chalcopyrite, or tetrahedrite are not rare in the Dhaulagiri Limestone.

Fossils are frequent, but poorly preserved. Characteristic are lumachelles of orthid brachiopoda, low-spired gastropoda, and crinoid stems. They are of the types determined by SIEBER (in FUCHS, 1967, p. 155; and FUCHS & FRANK, 1970, p. 51—52) and V. J. GUPTA (1971, p. 643—644) from other localities in Dolpo. These determinations indicate an Ordovician age of the Dhaulagiri Limestone, which agrees with the finds of BORDET et al (1971) from the Nilgiri Limestone. The calc schists overlying the North Face Quartzite have yielded a still Ordovician fauna (BORDET et al., 1971, p. 91). These beds correlate with the uppermost parts of my Dhaulagiri Limestone. Contrary to the French geologists I regard the underlying Larjung Formation not as a stratigraphic unit,

but as strongly altered lower portion of the Dhaulagiri or Nilgiri Limestone. I am aware of the possibility that the lowest parts of the Dhaulagiri Limestone may be of Cambrian age. In the W, in Kumaon, the Garbyang- and Shiala Formations (HEIM & GANSSER, 1939) represent the Dhaulagiri Limestone. VALDIYA & GUPTA (1972) subdivided the Garbyang Formation in a Garbyang- and Changru Series, which is contested by SHAH & SINHA (1974). From the lithology described by these various authors, I think that the thick, monotonous succession at the base of the Tibetan Zone should be considered as one formation with the possibility of subdivision into members.

Fig. 18: Dhaulagiri Limestone, western branch of Daldung Khola, Dolpo. Lamination, graded bedding, ripple cross-lamination and current bedding; the sedimentation was frequently disturbed as shown by load casts, lenticular structures etc.

3.2.1.2. The Silurian

Due to facies variation and scarcity of determinable fossils the rock series between the Dhaulagiri Limestone and the Muth Dolomite are somewhat ill-defined. Unfortunately there is also much tectonic disturbance in the zones where the Silurian crops out. This experience was also made by HEIM & GANSSER (1939, p. 204) in Kumaon. The graptolite bearing dark, series reported from the Nilgiri area by EGELER et al. (1964) and BORDET et al. (1971) are missing in western Dolpo. There the Silurian is represented by blue limestones and dolomites, or multicoloured calc schists and flasery limestones.

In several sections (e. g. western Daldung Khola, Sije Khola) the Dhaulagiri Limestone passes upwards into well-bedded, dark blue, marly limestones and silty limestones with a few beds of dark or light dolomite and carbonate quartzite. The impurities in the limestones consist of quartz, quartzite, felspar, muscovite and carbonate, mainly in silt size. Ochre or grey-green weathering is common. The limestones are frequently pelletal, fine-brecciaceous, or nodular, and exhibit traces of bryozoa, burrows, and hieroglyphs. Like all the Silurian rocks they are rich in crinoids and yield nautiloids of "orthoceras" type. One sample (F 133) from this basal horizon in the western branch of the Daldung Khola has yielded small, smooth, and round tubercles of *Nostolepis*. According to Dr. V. J. GUPTA (Geology Dept. Panjab University, Chandigarh), who kindly examined the sample, this fossil indicates Silurian age. In this basal series there are still some beds resembling the Dhaulagiri Limestone, and therefore I have mistaken these orthoceras bearing beds as uppermost Dhaulagiri Limestone in my 1967 paper (e. g. NE of Phoksumdo Lake). From my present experience I place them into the Silurian.

There is also a very conspicuous series of calc schists, schistose marls, and fine-grained, flasery limestones of purple, pink, cream, green, medium grey, occasionally almost white, or blue colour. The thick-bedded sequence shows generally transversal s. Stems and cups of crinoids and "orthoceras" are common fossils (Fig. 19). Desiccation cracks indicate deposition in shallow water. This series may lose its multicoloured nature within rather short distances. So the thick development of multicoloured limestones observed in the Sije Khola is missing in the Khup Khola. In the Phoksumdo region the red and purple sediment colours disappear from NW towards SE. There, a band of green-grey and dark silty slates comes in towards SE. These finely laminated rocks show graded bedding and indicate deepening towards the E.

In the upper part of the Silurian blue-grey limestones and dolomites, very similar to those at the base, form passage beds to the Devonian. A poor brachiopod and gastropod fauna is found beside bryozoan and crinoid remains *).

There is much variation from section to section, but commonly the blue limestones and dolomites are found at the base and at the top, the multicoloured schistose limestones in the central parts of the Silurian. But any of these members may be missing. In the upper Sije Khola, for instance, the whole

*) Prof. J. B. WATERHOUSE still keeps this fauna for determination.

Silurian is represented by 150—200 m of dark limestones and dolomites, whereas, in other sections the Silurian is ca. 1000 m thick (Pl. 3—5).

Regarding metamorphism phyllitic alteration is common in the described sequence.

The multicoloured series, which is missing in the E, no doubt, corresponds with the Variegated Silurian (HEIM & GANSSER, 1939) and the Silurian of Spiti (HAYDEN, 1904). The interesting discovery of the reefal Yong Limestone in Kumaon was made by SHAH & SINHA (1974). This lenticular limestone formation underlying their "Variegated" Formation (Variegated Silurian, HEIM & GANSSER, 1939) is either not represented in Nepal or was missed. Based on the occurrence of polygnathids VALDIYA & GUPTA (1972, p. 13) regard the uppermost part of their Variegated Series as Lower Devonian. In absence of determinable fossils and as there is a passage from the dark limestones into the Muth Dolomite in Nepal, I can not exclude that uppermost parts of these dark limestones are already Devonian. In the Annapurna region, in the E, the French geologists found that the upper part of the Dark Band Formation (EGELER et al.,

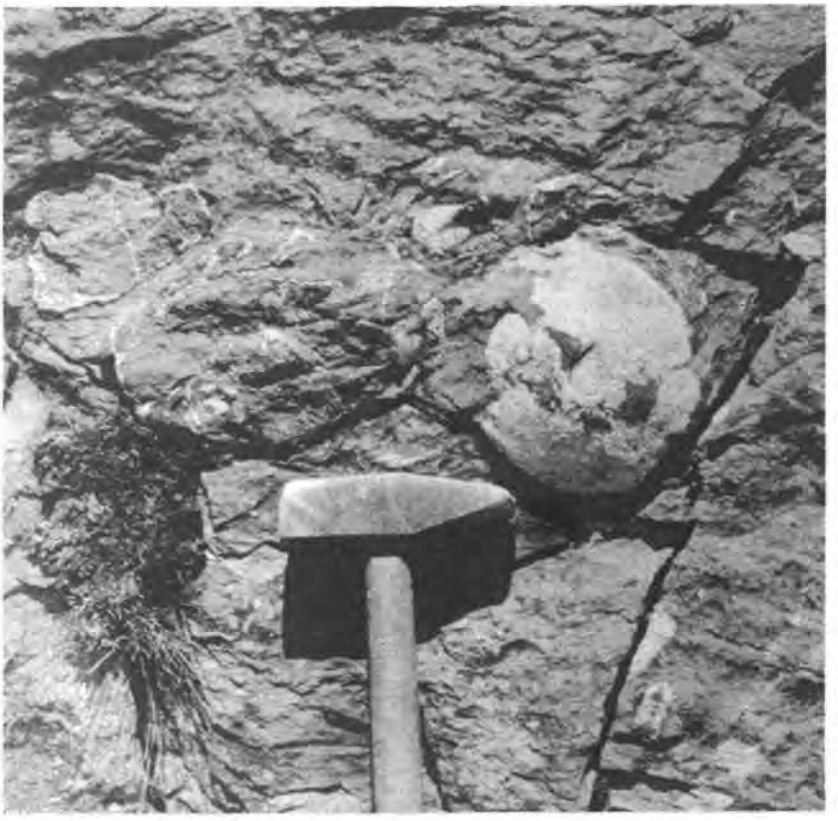


Fig. 19: Crinoid cup in multicoloured, marly limestones of Silurian age. N of Yatir Gompa, Dolpo.

1964) is of Lower Devonian age and thus the Siluro-Devonian boundary is lithologically ill-defined (BORDET et al., 1971, p. 95).

Finally, I should like to stress the palaeogeographic significance of the facies variation within the Silurian. If we consider the country between the Annapurna (Central Nepal) and Spiti there is a distinct shallowing towards the W. Less pronounced the same tendency is already indicated in the Ordovician and is very strong in the succeeding Devonian.

3.2.1.3. The Muth Formation

In Dolpo the facies of the Devonian changes considerably (FUCHS, 1967). The flyschoid Tilicho Pass Formation of the E grades laterally into a calcareous and dolomitic formation towards the W. The recently mapped area of western Dolpo is entirely in the dolomitic facies and there is already strong arenaceous influence like in the W, in Kumaon. I use the term Muth Formation to comprise the predominating dolomites as well as the interbedded quartzites.

Generally the dolomites are thick-bedded, occasionally also rather massive. The colour varies from very light grey to almost black. The latter dolomites give fetid smell on hammering. The light to medium grey types, however, are prevailing. Banding and fine lamination are common, occasionally graded bedding is observed. Wavy algal mats and stromatolitic structures are not rare. Light-coloured micritic tubes, ca. 3 mm thick and over 1 cm long, are probably also derived from algae. Oolites — the diameters of the ooids are generally around 1 mm — and intraformational breccias are frequent (Fig. 20). Ripple cross-lamination, current bedding etc. are particularly observed where dolomite, carbonate quartzite, and quartzites alternate. Desiccation cracks fit well with the shallow-water character of the formation. There are all gradations from sandy dolomite and carbonate quartzite weathering in brown colours, to white, pure orthoquartzite. Current bedding, ripple marks, desiccation cracks, and intraformational breccias are common.

In the N the Muth Formation is barren of determinable fossils, one coral stock excepted (F 137). Prof. Dr. H. FLÜGEL (University of Graz, Austria) kindly determined the fossil as *Cyathopoedium* sp.

In the southern limb of the Dolpo Synclinorium, however, approximately 300 m below the top of the 800—1200 m thick Muth Formation there is a zone, 150—200 m thick, rich in fossils. From this particular horizon farther SE I have collected corals, which are described by FLÜGEL (1966). The fossil zone is composed of dark limestones, marls, and dolomites. They are interbedded with brown and grey quartzite, black, silty, micaceous shales, and siltstones. The latter show hieroglyphs and apparently represent an intertonguing with the flyschoid Tilicho Pass Formation from the E. This fossil zone has yielded algae, corals, bryozoa, brachiopods, high-spired gastropods, and crinoids. I am much obliged to Prof. Dr. H. FLÜGEL for the determination of the corals indicating Middle Devonian age:

Stringophyllum (Sociophyllum) longiseptatum (BULV.) (F 150, 154)
Alveolites cf. *parvus* (LEC.) (F 150)

Fig. 20: Block from the Muth Formation showing alternation of dolomite (light) and carbonate quartzite (dark); current bedding, ripple cross-laminations, intraformational breccias, and graded bedding (at the top an arenaceous layer passes upwards into dolomite). Ascent from Daldung Khola to Daldung Dara, Dolpo.

Thamnopora sp. (F 151)
Favosites robustum LEC.(?) (F 153)
Stachyodes (?) (F 155)
Hexagonaria sp. (F 154)
Stromatopore (F 152)

Dr. G. PLODOWSKI (Geology & Pal. Dept., Univ. Marburg, B. R. D.) kindly examined the brachiopods, which gave a G i v e t i a n (Upper Middle Devonian) age:

Indospirifer padaukpinensis (REED) (F 154)
Indospirifer sp. (F 154)
(possibly a juvenile individual of *I. padaukpinensis*)
Crurithyris inflata (SCHNUR) (F 154)
Emanuella cf. *takwanensis* (KAYSER) (F 154)
Stringocephalus burtini (DEFRANCE) (F 154)
Stringocephalus sp. (F 156)

Schiziphoria sp. (F 154)
[possibly a juvenile individual of striatula (SCHLOTHEIM)]
Camerophorina n. sp. (F 154)
Schnurella cf. *schnuri* (VERNEUIL) (F 154)
Athyris sp. 1 (F 154)
Athyris sp. 2 (F 154)
Spinatrypa sp. (F 154)
Productella sp. (F 154)
Bornhardtina n. sp. (F 156, 157)

This upper Middle Devon fossil zone is approximately in the central portion of the formation, unfortunately fossils are missing near the lower and upper boundary. No doubt, the Muth Formation corresponds with the Muth Series (HEIM & GANSSER, 1939) of Kumaon. There, SHAH & SINHA (1974) found an angular unconformity at the base of the Muth Quartzite. This important discovery is not surprising, if we consider the marked and wide-spread change in depositional conditions at the base of the Muth Formation.

Concerning the upper boundary of the formation some ambiguity has arisen from VALDIYA & GUPTA (1972), who separated the upper portion of the Muth Series (HEIM & GANSSER, 1939) as "Kali Series" from the "Muth Quartzite". Lithologically the "Kali Series" seems not to be very much distinguished from the underlying beds, but the cited authors report Lower Carboniferous fossils from it. I disagree that the rocks of the "Kali Series" lithologically resemble the Tilicho Lake (Ice Lake) Formation of western Nepal. The latter, however, shows great similarity with the succeeding Fenestella Shale of VALDIYA & GUPTA (1972). To decide, whether the upper Muth Series of Kumaon is Lower Carboniferous or not, more details concerning the find of the fossils and the exact position in the stratigraphic column are needed. SHAH & SINHA (1974), working W of the area described by VALDIYA & GUPTA (1972), did not find any Carboniferous beds. The Carboniferous beds are also missing in Dolpo W of the Tarap Khola. Probably this is related with the shallowing of the basin in western direction. This facies tendency, noticed already in the Ordovician, becomes more and more pronounced, particularly in the Devonian, when the flysch facies of the Kali Gandaki region grades westwards into calcareous, dolomitic (western Dolpo), mixed dolomitic-quartzitic (western Dolpo, Kumaon), and quartzitic (Spiti) facies. The Carboniferous is missing in parts of Kumaon and in western Dolpo, which probably is caused by erosion. In case of non-deposition some change in facies should be expected, which, however, was not observed in the Lower Carboniferous of Dolpo. Anyway, the missing of the Carboniferous coincides with a region of shallow-water facies in Siluro-Devonian times.

3.2.1.4. The Thini Chu Formation

The Thini Chu Formation consists of white, grey, green, and rather dark quartzites, conglomerates with components (2—5 cm, max. 10 cm diameter) of quartz, quartzite, and chert, glauconitic sandstones, carbonate sandstones, and -quartzites, blue-grey to black, sandy limestones, and grey-green to black, silty,

or sandy shales and siltstones. The grain size of these rocks varies from fine to coarse. The quartzites, sandstones, and carbonate rocks frequently weather in ochre to deep brown colours. The obvious colouring and the banding — by the contrast of the hard, light-coloured and thick-bedded quartzites with the soft, dark argillaceous rocks — characterize the formation in the field. The ferruginous weathering, probably, has led WATERHOUSE (1976) to point out that the sandstones were "red, not yellow". This is misleading as red sediment colours are absolutely insignificant in the formation.

Current bedding is common in the clastic rocks, which often exhibit rather poor sorting. On the s-planes, which are frequently uneven, hieroglyphs and burrows are found. Doz. Dr. F. STEININGER (Palaeontological Inst., University Vienna) kindly informed me, that the hieroglyphs on one of my photos resemble *Spirophycos* and *Zoophycos*, which are indicative of a deeper shelf. A foot print of a tetrapod and plant remains, on the other hand point to near shore conditions (FUCHS, 1967). BORDET et al. (1971) even found the occurrence of coal. The marine nature of the formation, however, is demonstrated by the abundance of fossils, such as corals, bryozoa, brachiopods, pelecypods, gastropods, trilobites, and crinoids.

Regarding the ecology of the formation COLCHEN's find of tillites in the Thini Chu Formation of the upper Marsyandi (N of Annapurna group) is very important (BORDET et al., 1975). It is proof that Gondwana influences have reached the Tibetan Zone not only in the North-Western and Eastern Himalayas, but also in Nepal. In Dolpo the beds referred by WATERHOUSE (1976) from his "Kuwa Siltstone Member" might correspond with this tillite level.

Le FORT (1975) records the occurrence of spilitic volcanics from the Tibetan Zone of Central Nepal. These rocks have the same stratigraphic position as the above mentioned conglomerates and reinforce the existence of a gap already indicated by the biostratigraphical studies of the French geologists.

In western Dolpo the Thini Chu Formation generally is 30 to 70 m thick, E of Phopha towards Lurigaon its thickness increases to 100—120 m. This is rather thin compared to 80—300 m in eastern Dolpo (FUCHS, 1967), 470 m in the Kali Gandaki section (EGELER et al., 1964) and the thickness still increases further eastwards (BORDET et al., 1971, 1975).

Also in northern direction, the thickness of the Thini Chu Formation of eastern Dolpo increases, and sandy shales become predominant (FUCHS, 1967). This indicates deepening of the basin towards the N. In the area recently mapped this facies change is noticed around Nisalgaon. There, the thickness of the Thini Chu Formation increases to several hundred meters. The lowest 200 m of the formation are free of arenaceous rocks. The underlying Devonian dolomites show relief and are reworked. There are lenticular bodies of dolomite breccia (several tens of meters thick) composed of round and angular dolomite fragments up to dm-sizes (Fig. 21) and detrital dolomite. Sometimes it is difficult to discern the latter from the underlying Muth Dolomite. The occurrence of Permian brachiopoda in these reworked dolomites, however, helps in the distinc-

tion. The above rocks are associated with an alternation of medium grey to dark shales with sulphidic concretions and blue-grey marly, ochre weathering limestones. Also these argillites and limestones contain unsorted boulders of dolomite, which may range up to 0.5 m sizes. Remains of bryozoa, brachiopoda, and crinoids are not rare.

The described transgressive series is confined to the basal 20—50 m, upwards the argillites are dominant. In these shaley and silty series W of Nisalgaon it may be observed, how the sandstones and quartzites become intertonguing towards the W and SW where we find the normal lithology of the Thini Chu Formation.

Everywhere in western Dolpo the Permian Thini Chu Formation transgresses over the Devonian Muth Formation after a phase of erosion. In the region of Phopha and Bijor the topmost beds of the Muth Dolomite show yellow — khaki tints, and are somewhat silicified, which might be caused by Pre-Permian weathering. NE of Phopha a limonitic layer ca. 30 cm thick is found at the base of the Thini Chu Formation. The basal beds of the Thini Chu Formation — frequently quartzites and sandstones — fill pockets in the dolomite and contain angular pieces of the latter. Burrows, several cm long and a few mm thick, go from the contact into the dolomite and are filled with quartzitic material (Fig. 22, 23). Quartzite-filled crevices are observed in the Phopha area. At the small lamasery (eremitage) NW of Phopha, such "quartzite dikes" are up to 0.5 m thick and penetrate the dolomite down to 8 m.

Fig. 21: Dolomite breccia forming the base of the Permian. The bed consists of reworked Devonian dolomite. N of Yatir Gompa, Dolpo.

Fig. 22: Horizontal dolomite of Muth Formation (Devonian) unconformably overlain by quartzite of Thini Chu Formation (Permian). The quartzite fills pockets in the dolomite and contains pieces of the latter. Burrowings are visible above the hammer. Trail from Phophagaon to the bridge E of the village, Dolpo.

Fig. 23: Transgressive contact as in Fig. 22 from the same locality. Detail, showing burrowings filled with quartzite (dark; pencil and hammer point to these fillings).

As to the a g e of the Thini Chu Formation the examination of the fossils collected in eastern Dolpo clearly showed a Permian (FLÜGEL, 1966), particularly Upper Permian age (WATERHOUSE, 1966, see also FUCHS, 1967). This was substantiated by the palaeontological work of WATERHOUSE (1976) in course of our 1973 expedition. He found two separate faunas, an older one of Punjabian (i. e. late Middle Permian age) correlative to the faunas of the Kuling Shales, Lachi Group, and bulk of Zewan Series, and a younger fauna of the Djulfian and Dorashamian Stages (Upper Permian).

From the fact that BORDET et al. (1971) report Carboniferous fossils from the lower portion of the Thini Chu Formation WATERHOUSE (1976) concludes that the formation name has been misapplied by FUCHS (1967) for the Permian formation of Dolpo, and he suggests the introduction of a series of new stratigraphical terms. I do not follow that proposal for following reasons:

1) Thini Chu Formation has become a widely used term for a very distinctive rock assemblage. From personal contact with Prof. Dr. C. G. EGELER (Amsterdam), who has introduced the name, and Prof. Dr. M. COLCHEN (Paris) I know that we all are talking about the same rock suite, when using the name Thini Chu Formation. The fact that the Carboniferous and Lower Permian are missing in Dolpo, the Thini Chu Formation being Middle to Upper Permian, and that this gap eastwards becomes gradually reduced, so that the Thini Chu Formation in the E also comprises Middle and Upper Carboniferous is no reason to give up the term of this litho-unit. On the contrary this fact gives information about the basin configuration: Like in previous geological times there was an epeirogenetic high in western Dolpo, whereas, towards the E (Thakkhola) basin conditions prevailed.

2) The terms of WATERHOUSE (1976) do not conform with code of nomenclature. The type sections are often very far from the localities giving the names. These are in part rather obscure (e. g. Senja Khola, which is not even indicated in WATERHOUSE's own map (Fig. 1), probably the Segia (Daldung) Khola is meant, along which valley, however, there is not a single outcrop of Permian), or show strange spelling (e. g. Pangjang and Panjang, Pija instead of Bijor, She Gompa instead of Sya Gompa of the official Map 1″ = 1 mile). Furthermore, some of the localities were not even visited by WATERHOUSE and are in areas of non-Permian rocks (e. g. Kuwa lies in Lower Palaeozoic, Nambdo in the Middle Triassic Mukut Limestone).

3) The Permian as a whole may be traced over great distances even by means of binoculars. The subdivision into two formations and six members, however, requests detailed mapping between the sections studied. But this was not possible due to shortage in time and the vast and rugged character of the country. Correlation between the studied sections is not always based on fossils, but on lithology. Taking into account the facies variability in these near-shore deposits, the stratigraphic scheme of WATERHOUSE (1976) seems rather doubtful. The variability in thickness and lithology is also evident from WATERHOUSE's descriptions. So he mentions that several of his members may be equivalent with each other.

Whereas in eastern Dolpo the Permian is succeeded by the Scythian apparently without a break (FUCHS, 1976) a slight gap is indicated by a lateritic layer (ca. 10 cm) on top of the Permian in western Dolpo (FUCHS, 1974). From faunal studies WATERHOUSE (1976) concludes that the gap is very slight.

3.2.1.5. The Lower Triassic

The Scythian of Dolpo is a very good marker horizon. The ochre weathering, very resistant band, 15 to 30 m thick only, may be identified from afar and is easily traced in the field (Fig. 24 on Pl. 6). The formation consists of thin-bedded, dense, partly flasery limestones, interbedded with rather subordinate shales mainly in the central part. The limestones are frequently nodular with wavy s-planes. The colour of the limestone is generally light grey or brownish, but also dark grey to blue, the shales are grey. In certain areas (e. g. SW of Phopha, E of Lurigaon, and in the Kanjiroba Khola) multicoloured beds were found in the middle portions of the Scythian. These consist of pink, red, white, and green, dense limestones and purple and green shales. Some beds are rich in fossils, mainly cephalopoda, and make the apearance of a condensed sediment. The preservation of the fossils, however, generally is poor.

The basal bed of the Lower Triassic shows generally ferruginous weathering and succeeds the Thini Chu Formation, frequently with a limonitic layer a few cm thin in between. The lowest limestone commonly is arenaceous, but the sand content ceases upwards within 20 cm. Besides angular sand grains there are rolled concretions of phosphorite up to 3 cm in diameter in this basal bed *). Under the microscope these show fine filaments and an abundance of micro organisms, e. g. calcareous foraminiferas etc. There are bivalves and ammonites in this basal bed. Prof. Dr. B. KUMMEL (Harvard University Cambridge, Mass., USA) kindly examined my Scythian ammonite collection and identified:

Otoceras woodwardi GRIESBACH (F 106)
Ophiceras sp. indet. (F 106)
from the lower 10 cm of the basal bed, and 50 cm above the Scythian base:
Otoceras sp. (F 90),
? *Ophiceras* sp. indet. (F 90).

From the lower central portion of the Scythian (4—5 m above the base) are derived:

Pseudosageceras multilobatum NOETLING (F 107)
Prionolobus sp. indet. (F 107, F 108)
Orthoceras sp. indet. (F 97)
Gyronites sp. indet. (F 109)
Proptychites sp. indet. (F 128)

and a new genus and sp. with nothing to be compared. In addition to these fossils WATERHOUSE (1976) reports from the lower part of the Scythian *Otoceras concavum* and a number of productid species. This author stresses the significance of

*) For the chemical proof of the phosphatic nature of these concretions I am very much obliged to Dr. P. KLEIN, chemical laboratory, Geol. B.-A., Vienna).

the occurrence of *Claraia bioni* (NAKAZAWA) and of *Glyptophiceras* (= *Xenaspis* of DIENER, 1915) indicating a basal Gangetian age.

In comparison to the prevailing calcareous Scythian of Dolpo the corresponding beds E of the Kali Gandaki are dominantly argillaceous (BORDET et al, 1971). In the W, in Kumaon, the Lower Triassic increases to a 30—50 m thickness and is argillaceous-calcareous (Chocolate Series, HEIM & GANSSER, 1939). Further W, towards Spiti, the thickness decreases again to 13 m.

It has already been mentioned (chapter 3.2.1.4.) that in western Dolpo the Scythian transgresses over the Permian beds after a very slight break in deposition. The lithology of the Scythian indicates deepening, and particularly widening of the basin. The dense limestones and interbedded argillites were deposited far from the shore line, where no arenaceous material reached them; only the lowest bed shows some reworking of the underlying Permian.

3.2.1.6. The Mukut Limestone

In eastern Dolpo the Scythian passes upwards into the calcareous-argillaceous alternation of the Mukut Limestone of Anisian to Carnic age. In the N, near the Tibetan border, exceptionally, the lower 30—80 m of the Middle Triassic are composed of soft, dark grey shales and then the Mukut Limestone commences in normal lithology (FUCHS 1967, p. 181).

In western Dolpo there is a conspicuous horizon of blue-grey, ferruginous weathering, nodular limestone interbedded with dark grey or green argillite at the top of the Scythian. Morphologically this 2—5 m thick horizon forms the top portion of the resistant light brown weathering Lower Triassic band, but the fauna (bryozoa, brachiopoda, and ammonites) clearly shows that this bed belongs to the Anisian. Dr. M. SIBLIK (Geological Survey, Prague, Č. S. S. R.) kindly examined the brachiopods and published his results in 1975. From this nodular limestone are derived:

Spiriferina cf. *stracheyi* (SALTER) (F 76)
Dielasma himalayanum (BITTNER) (F 79)
Spiriferina stracheyi (SALTER) (F 79)
Koeveskallina koeveskalyensis spitiensis (STOLICZKA) (F 79)
Spirigerellina stoliczkai (BITTNER) (F 79).

The numerous ammonoidea and bivalvia were determined by Drs. L. KRYSTYN and B. GRUBER respectively (both Palaeontological Institute of the University Vienna). The material was kept unattended for years by other palaeontologists and finally was returned unexamined, and I am particularly obliged to the named gentlemen for the determination within very short time enabling me to bring their results in this paper. Due to the delayed determination, however, the corrected Mukut Limestone—Tarap Shale boundary is not accounted for in the plates.

The samples from the basal nodular limestone gave:

F 76: a)	*Ptychites rugifer* (OPPEL)	
	Buddhaites rama DIENER	Middle Anisian (Pelsonian)
b)	*Nicomedites osmani* TOULA	highest part of Lower Anisian

F 79: *Ptychites* cf. *oppeli* (Mojs.)	Middle (—Upper) Anisian
Trematoceras sp. ind.	
F 110: *Ptychites* sp. ind.	Middle—Upper Anisian

Except of the region of Phopha, where the lower 30—100 m of the Mukut Limestone are replaced by dark grey to almost black, bleaching, laminated shales with silty layers, the Mukut Limestone follows above the nodular Anisian Limestone. The Mukut Limestone is composed of well-bedded, dark blue limestones weathering ochre, dark marls and almost black shales. Some of the limestones show fine lamination and nodular s-planes. Burrowings and hieroglyphs occasionally observed, indicate an euxinic environment, which is also shown by the frequent occurrence of pyrite. This pyrite content causes bleaching and the light weathering colour of the formation in the field, which contrasts with the dark colour of its rocks. S of Bijor layers of carbonate quartzite were observed in the Mukut Limestone, which is an exception. The 50—300 m thick calcareous-argillaceous alternation, generally, is intensely folded, making it difficult to trace fossil horizons. Ammonites, brachiopods, bivalves (daonellids), and crinoids are found throughout the formation. The fossils listed in Fuchs (1967) indicate Anisian-Carnic age of the Mukut Limestone.

The examination of my recent collection by Drs. L. Krystyn (ammonoidea) and B. Gruber (bivalvia) gave:

F 81: *Daonella lommeli* (Wissmann)	Upper Ladinian
Daonella indica Bittner	
F 96: a) *Joannites* cf. *cymbiformis* (Wulfen)	Lower Carnic
b) *Projuvavites* sp.	
Arcestes sp.	upper Upper Carnic
nautiloid ind.	
F 98: *Halobia* cf. *austriaca* Mojs.	lower Lower Noric (Lac 1)
F 99: *Daonella lommeli* (Wissmann)	Upper Ladinian
F 100: This sample contains two ammonite associations of different age.	
a) dense micritic limestone contains	
Joannites cymbiformis (Wulfen)	Lower Carnic
Joannites sp.	
b) spatitic limestone rich in fossil debris yielded	
Tropites cf. acutangulus Mojs., 1893	
Tropites torquillus Mojs., 1893	Upper Carnic (Tuval 2)
F 101: *Anatropites nihalensis* Diener, 1906	
Euiscultes bittneri (Gemmellaro, 1904)	
Gonionotites vincentii Gemm., 1904	
Projuvavites sp.	just below the
Griesbachites ? sp.	Carnic-Noric boundary
Anasirenites ? sp.	
Arcestes geyeri Diener, 1918	
Arcestes schafferi Diener, 1918	

F 102:	*Sturia sansovinii* (Mojs., 1869)	
	Monophyllites sp.	Upper Anisian-Ladinian
	Daonella sp. ind.	
F 125	(2 m above the nodular limestone):	
	Gymnites sp. ind.	Middle (—Upper) Anisian
F 126	(2 m above the nodular limestone):	
	Ptychites cf. *rugifer* (Oppel)	Middle Anisian (Pelsonian)
F 141:	*Paratrachyceras* cf. *regoledanum*	upper Upper Ladinian
	(Mojs., 1882)	(= Langobardian)
F 143:	*Daonella esinensis* Salomon	Anisian-Ladinian boundary

The brachiopods, which were kindly identified by Dr. M. Siblik, gave the following determinations (Siblik, 1975):

Koeveskallina koeveskalyensis spitiensis (Stoliczka)
Spirigerellina stoliczkai (Bittner)
both from the lowest 2 m of the fomation (F 126).
Pexidella aff. *hunica* (Bittner) (F 101)
Austriellula fuchsi sp. n. (F 101)
Spiriferina cf. *stracheyi* (Salter) (F 77 in Fuchs, 1967, Pl. 7)
? *Austriellula fuchsi* sp. n. (F 102 in Fuchs, 1967, Pl. 7)
„*Rhynchonella*" cf. *mutabilis* Stoliczka (F 166 in Fuchs, 1967, Pl. 7)

The sample F 142 was obtained from near the lower boundary of the Mukut Limestone, but its stratigraphic position is somewhat doubtful due to structural complications (see Pl. 3,4 (9) S of Bijor). F 142 yielded:

Dielasma (?) cf. *julicum* (Bittner)
„*Spiriferina*" aff. *orophila* (Diener)
and bivalves.

The listed fossils show that the lithologically different basal bed, the nodular limestone, contains forms indicating upper Lower to Middle Anisian age, whereas the overlying lowest portion of the typical Mukut Limestone yields Middle to Upper Anisian forms. Thus the lithological break appears to be in the Middle Anisian.

The fact that samples F 96 and 100 contain fossil associations of different age may be caused by sampling from two horizons, which have come in close contact by disturbances within the formation. More probable is that the Lower Carnic is of rather reduced development, and thus the two different faunas come close together.

Further the recent fossil determinations show that the Mukut Limestone comprises the whole of the Carnic and that its upper boundary lies in the Lower Noric (F 98) or even higher *).

Towards the E the corresponding Middle to Upper Triassic beds are predominantly argillaceous (Bordet et al, 1971, p. 126) whereas towards the W the facies becomes less argillaceous: The Kalapani Limestone of Kumaon, however,

*) A re-examination of my 1963 material of eastern Dolpo yielded *Malayites* sp. ind. from sample 77 (Fuchs, 1967, Pl. 7) which indicates a middle Lower Noric age (Lac 2).

is much thinner, usually 30—50 m (HEIM & GANSSER, 1939). Thus, as in several Palaeozoic formations a deepening of the basin is indicated towards the E and also towards the N (dark shales replacing lower part of Mukut Limestone).

3.2.1.7. The Tarap Shales

In eastern Dolpo the boundary between the Mukut Limestone and the overlying Tarap Shales is not very sharp. There, the carbonates become sandy and silty and pass into the flyschoid Tarap Shales. In western Dolpo the lower boundary of the Tarap Shales is marked by a 3—5 m, occasionally 10 m thick bed of green, grey, impure, micaceous, quartzitic sandstone exhibiting ferruginous weathering.

This quartzite horizon is succeeded by dark grey or green silty shales and shaley siltstones (150—200 m). Some of these rocks bear light mica and chlorite, probably being detrital. The upper portion of the Tarap Shales consists of shaley siltstones, siltstones, and impure sandstones (150—200 m). This upper sequence is of thick-bedded appearance contrasting with the underlying shaley portion.

Hieroglyphs, cabbage leaf structures, flow structures, tool marks, flute casts, and graded bedding are common in the Tarap Shales and underline their flysch character (Fig. 25). Black concretions are not rare in the shales.

The thickness varies between 300 and 400 m, but may be tectonically reduced to 30 m.

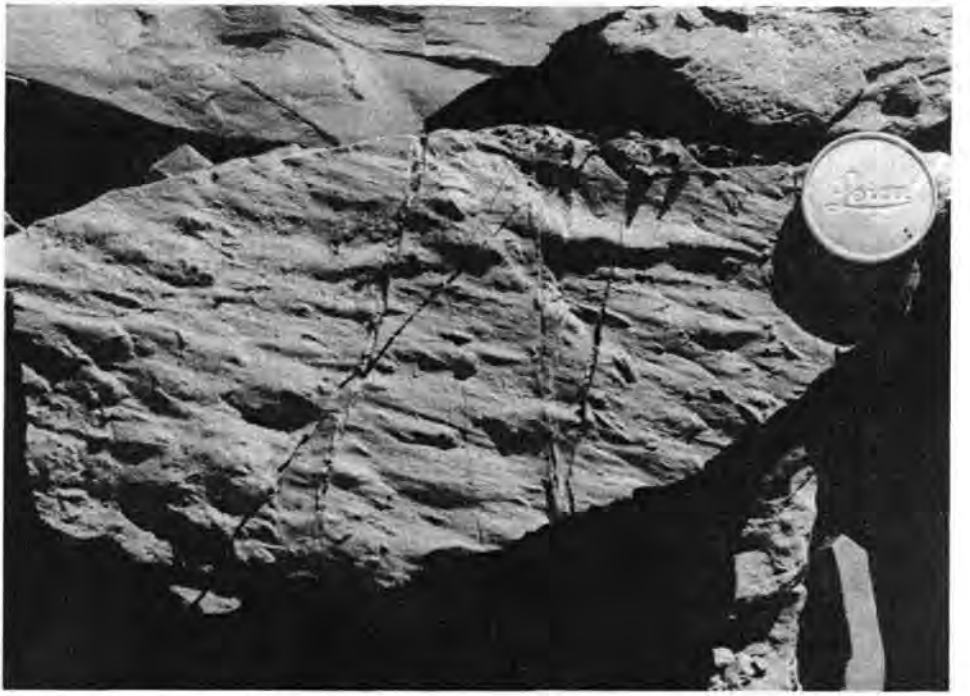


Fig. 25: Flute casts and hieroglyphs on s-plane of siltstone of Tarap Shales. Uppermost Nadadu Khola, Dolpo.

Fossils are rare and rather sporadic (see FUCHS, 1967, p. 182). In course of the 1973 expedition I have found a few occurrences of blue-grey, calcareous, silty shales yielding brachiopods, bivalves, and gastropods. Some of these fossils seem to belong to pectinids, aviculids, mytilids, and oysters. The samples derived from SW of Phopha and SW of Sungjar Gompa are still with Prof. J. B. WATERHOUSE for determination. An ammonite (F 140) was determined as *Tibetites* cf. *ryalli* MOJS., 1896 by Dr. L. KRYSTYN (Palaeont. Inst. University, Vienna), who kindly has undertaken the examination. The fossil indicates upper Lower (?) to Middle Noric age. Small, globular, ribbed ammonites (F 130) did not allow determination.

As to the position in the stratigraphic column and lithology the Noric Kuti Shales of Kumaon match very well with the Tarap Shales. From this fact and the poor fauna collected in Dolpo FUCHS (1967) designated Carnic-Noric age to the formation. Most recent fossil determinations show that the formation is only Noric (see chapter 3.2.1.6.). The French geologists report rich ammonite faunas from the corresponding shales E of the Kali Gandaki, which, however, contain more calcareous horizons (BORDET et al, 1971).

3.2.1.8. The Quartzite Beds and Kioto Limestone

The upper parts of the Tarap Shales show an increase in sand content and they are capped by a conspicuous quartzite series, which contrasts with the underlying sombre-coloured siltstones. The Quartzite Beds consist of a thick-bedded alternation, approximately 50 m thick, of green, white, grey, and brown, thick-bedded quartzites, carbonate quartzites, sandy dolomites, and blue, grey limestones, marls, and grey, green shales. Oolites and current bedding stress the shallow-water character of these deposits. The Quartzite Beds indicate a marked regression, which is noticed throughout the Himalayan Tethys.

Upwards the Quartzite Beds pass into the Kioto Limestone, both together being 200—400 m thick. The Kioto Limestone, also generally thick-bedded comprises light to dark grey, blue limestones and dolomites, and a few arenaceous beds are occasionally interstratified. Many of the dolomites are secondary dolomites. Oolitic and pelletal structures as well as intraformational breccias show that the environment was still rather shallow. Layers full of biodebris are frequent, comprising remains of algae, corals, bryozoans, brachiopods, pelecypods, gastropods, and crinoids. Megalodon-Lithiotis shell beds are conspicuous. Prof. Dr. O. F. GEYER (Geology Dept., University of Stuttgart, B. R. D.) kindly identified *Lithiotis* from my photos (Fig. 26). This is evidence for Liassic age. Also from a photo, Doz. Dr. F. STEININGER (University, Vienna) kindly determined a section of a gastropod as *Endia trachelis* sp. indicating Dogger-Malm age. Further an imprint of a pteridophytic branch was found in a quartzite of the Quartzite Beds. This determination was kindly done by Prof. Dr. W. KLAUS (Palaeont. Institute, University of Vienna) from the photo. Judging from these fossils, and those reported by FUCHS (1967) and BORDET et al (1971) I assume a Rhaetic to Dogger age for the Quartzite Bed — Kioto Limestone sequence. It can not be excluded that there is also uppermost Noric in that succession, a view particularly favoured by V. J. GUPTA (1976).

Fig. 26: Megalodon-Lithiotis shell bed. Kioto Limestone block from the mountain 18376' N of Bijorgaon.

The series described in that chapter forms a very continuous formation in the Tethys Zone from Kashmir to Nepal.

3.2.1.9. The Lumachelle Formation

At the top the Kioto Limestone passes into a thin-bedded sequence of grey to dark blue lumachelle limestones, partly weathering ochre, marls, dark shales, and a few layers of light grey calcareous sandstone.

By fossils this formation is established to be Upper Dogger in age (Fuchs, 1967). In its character the Lumachelle Formation appears to be rather constant; it corresponds with the Dogger described by Bordet et al. (1971), the rich bivalve beds between the Kioto Limestone and the Sulcacutus Beds (Diener, 1912, p. 102) and the Laptal Series (Heim & Gansser, 1939). The latter authors, however, assumed a Liassic age of the Laptal Series, which from comparison with the adjoining regions seems unlikely.

In western Dolpo the Lumachelle Formation was found only in the region S of Sya Gompa. There, it fills the core of a rather disturbed syncline [Pl. 4 (11—13)].

3.2.1.10. The Spiti Shales

In the syncline just mentioned the Lumachelle Formation was found associated with a ca. 50 m thick sequence of highly squeezed, thin-bedded, black shales

with concretions. One fragment of a belemnite was observed. There is not much doubt, that these argillites represent the Spiti Shales. But the ferruginous impure limestone bed separating them from the underlying Lumachelle Formation in other sections, is missing there, probably, due to tectonics.

The Spiti Shales are the youngest formation in the succession of Dolpo. They are generally regarded as Upper Jurassic — Neocomian. BORDET et al. (1971), however, showed that in Thakkhola the Spiti Shales are only Malmian, because they are overlain by terrigeneous beds of Wealdian — Barremian age.

3.2.1.11. Review of the Stratigraphy of Dolpo

The succession of the Tibetan Zone commences with thick trough deposits indicating geosynclinal conditions in Cambro — Ordovician times. That does not mean that these sediments were deposited in very deep water, but there was rapid subsidence of the trough, which was balanced by sedimentation. This is proved by the great thickness of approximately 4000—5000 m, the monotony, and rhythmic character of these series. In the Silurian basin conditions persisted in the E with the deposition of graptolite bearing beds in an euxinic environment. Towards the W (western Dolpo, Kumaon) the facies becomes shallow. Even more marked are the facies differences in the Devonian. North of Annapurna and in eastern Dolpo geosynclinal conditions persisted, as shown by the flyschoid Tilicho Pass Formation. Towards the W these beds pass into shallow-water carbonates and further W the arenaceous influence increases (Muth Quartzite). There, sedimentation was of a platform type. The Lower Carboniferous dark, argillaceous carbonate series are preserved only in the E and in part of Kumaon (VALDIYA & GUPTA, 1972), in western Dolpo the whole of the Carboniferous and the Lower Permian are missing. There, the transgressing Thini Chu Formation is of Middle to Upper Permian age, whereas in the E (N of Nilgiri) it comprises also Middle and Upper Carboniferous (BORDET et al, 1971). But also there, a slight gap within the Thini Chu Formation is observable (BORDET et al., 1971; 1975, p. 126; COLCHEN, 1975). Anyhow, in the Upper Palaeozoic the succession is more complete in the E than in the W, which like in older formations indicates basin conditions in the E and an epeirogenetic high in western Dolpo. Such an epeirogenetic high influencing the facies of various formations was recognized also in the E, and called Nar Dome by BORDET et al. (1975). The facies of the Thini Chu Formation shows varying conditions in a near shore environment.

At the base of the Lower Triassic a slight gap is indicated in western Dolpo and the Thakkhola, but is not known from eastern Dolpo, the Nyi-Shang and Jolmo Lungma regions (BORDET et al., 1971, 1975; FUCHS, 1967, 1974; COLCHEN, 1975; WATERHOUSE, 1976). The facies of the Scythian is evidence that the basin has widened and probably also deepened. The Anisian — Carnic deposits are dark carbonates and argillites, which pass into argillaceous — silty series in the Noric. Thus the Triassic formations exhibit basin facies with increasing clastic influx towards the top. The Rhaetic is marked by a regression all along the Himalayan Tethys, and is followed by Lower to Mid-Jurassic shallow-water carbonates. There is a discontinuity com-

prising the Upper Callovian and Lower Oxfordian. (BORDET et al., 1971, p. 148; COLCHEN, 1975). The Upper Jurassic Spiti Shales, the youngest beds of Dolpo, indicate deepening of the basin. Concerning the younger history I refer to BORDET et al. (1971) and COLCHEN (1975).

This review shows that instable periods with rapid subsidence, real basin facies, alternated with periods of stable shelf environment during Palaeozoic-Mesozoic times. In my view, the Tibetan Zone was not a platform, as envisaged by COLCHEN (1975, p. 92) and LE FORT (1975, p. 14), but represented a miogeosyncline.

3.2.2. Tectonics (Pl. 3, 4)

The succession of Dolpo described in the preceding chapters is connected with the underlying Crystalline. They form one structural unit and are not separated by any tectonic line. Even so, the pile of Tethys sediments exhibits tectonic style, which is different from that of the Crystallines. The crystalline series were deeply burried and subjected to tectonics under metamorphic conditions of amphibolite facies grade, the direction of movements is throughout towards SW. Contrary the non- or slightly metamorphosed Tibetan sedimentaries show open and free folding, the direction of movement varies, generally, it is towards the central axis of the Dolpo Synclinorium. The tectonics would be simple if, minor folding and faulting were not complicating the structure. Due to differences in mechanical properties, for instance, between the rigid Devonian dolomite plate and the succeeding soft formations, reverse faults, wedge structures, and small scale thrusts are numerous. These minor complications make geological mapping, stratigraphical studies, and deciphering of the structure in some places very difficult.

In the area adjoining in the E I have described the structural elements from S to N (FUCHS, 1967). The same way will be followed in this paper.

3.2.2.1. The South-Western Margin of the Dolpo Synclinorium

This zone was investigated along the Phoksumdo Khola. The Dhaulagiri Limestone, which builds up the Kanjiroba Range, forms large folds in the northern face of that range, and dips beneath the Silurian series in the N [Pl. 3, 4 (7—13)]. On the crest of the Kanjiroba Range, there are probably remnants of the Silurian preserved from erosion (binocular observation). In the upper Phoksumdo Valley the Silurian series show synclines and anticlines, whereas, in their south-eastern continuation, N of the Phoksumdo Tal (= Lake), they dip towards the NNE beneath the Muth Formation at medium angles [Pl. 4 (13)]. Following towards NW the Siluro-Devonian boundary becomes steeper, overturned, and finally the Silurian anticline overrides the Devonian along a thrust [Pl. 3, 4 (7—13), Fig. 27 on Pl. 7, 28 on Pl. 8]. It is interesting that this thrust plane cuts the Devonian beds at right angles. A Devonian scale along the thrust contact and parallel to it represents a remnant of the inverted north-eastern limb of the anticline. The horizontal Devonian building up the lofty peak 19630' overlies the Silurian rocks in normal manner.

Like in the Annapurna, Nilgiri, and Dhaulagiri Ranges the movements are towards NE.

3.2.2.2. The Tarap-Charka Syncline

The syncline commences N of Sangdah, near the Thakkhola and may be traced towards the WNW via Charka, Tarap to the area recently mapped (FUCHS, 1967, Pl. 7; Pl. 3 of present paper). The syncline is exposed S of Sya Gompa and ends in the upper Nadadu Khola.

The south-western limb of the Tarap-Charka Syncline shows the normal stratigraphic order and dips gently NE in the area NE of Phoksumdo Tal [FUCHS, 1967, Pl. 7, 8 (1)]. Near the Gand La (= Pass) the Devonian dolomites dip NE, but overthrust the Upper Triassic Tarap Shales along a SW-dipping thrust plane (Fig. 29 on Pl. 8). This thrust is parallel to that one, which separates the Silurian and Devonian described in chapter 3.2.2.1. Tracing the thrust further NW one by one the Mukut Limestone, the Lower Triassic, and the Permian of the inverted south-western limb of the Tarap-Charka Syncline come in at the base of the thrust (Fig. 30 on Pl. 9). The thrust between the Mesozoic and Palaeozoic series ends in that region where the thrust between the Silurian and Devonian begins. It appears that the displacement performed along the Gand La thrust in the E, further westwards jumped over to the Siluro-Devonian thrust.

A minor syncline of the Tarap-Charka Synclinal zone strikes towards the knee of the upper Kanjiroba Khola, where it ends. The main syncline is still well-developed in the upper Nadadu Khola (Fig. 30 on Pl. 9), but farther W there are just two faulted narrow bands of Permian — Triassic rocks in between the Devonian dolomites. The southern one follows a steeply SSW-dipping reverse fault, the northern one dips NE at medium angles and is overthrust by Devonian dolomites from the NE [Pl. 4 (6, 7)]. Thus, the harmonic folding within the Mesozoic beds is replaced by disharmonic block movements in levels near the Palaeozoic — Mesozoic boundary. The downward movement in the syncline is still recognizable in the movement of the block between the two reverse faults mentioned.

The northern reverse fault may be traced SE to the Mandakdin Khola. There, it terminates an anticlinal wedge, which in the N is delimitated by a SSW-dipping reversed fault [Pl. 4 (10, 11)]. In the N follows a second wedge overriding a syncline of Permian — Triassic rocks towards NNE. These structures may be followed to the region N of Sya Gompa.

In the area S of Sya Compa Jurassic rocks mark the central axis of the Tarap-Charka Syncline. There, the steep SSW-limb reveals the vergency directed NNE. Section 13 (Pl. 4) shows that the Kioto Limestone of the SSW-limb locally has overridden the squeezed Jurassic formations. Steep strike faults complicate the boundaries between the Lumachelle Formation, the Kioto Limestone, and the Tarap Shales.

3.2.2.3. The Anticline of the Nagung Khola

In the Nagung Khola there is an anticline of Permian rocks surrounded by Triassic formations. The southern limb of this anticline shows an interesting

complication [FUCHS, 1967, Pl. 7, 8 (1); Pl. 3 of this paper]. A wedge of Permian rocks pushes into the Triassic rocks towards the SW.

In the region between the Nagung- and Tar Kholas the anticline is indicated by Mukut Limestone exposed in the smaller valleys, whereas, the ridges of the Sela Mungchung Lekh (= Range) all consist of Tarap Shales. The anticline is a very significant structure in the Tar Khola. The core of the anticline is formed by Muth Formation laid in NE-vergent folds, which are beautifully exposed W of Tatagaon [Pl. 4 (8, 9)]. SSE of that village a wedge of the Devonian dolomites overthrusts Mukut Limestone (Fig. 31 on Pl. 10). The wedge structures in the south-western limb of the anticline have been described with the syncline adjoining in the S (chapter 3.2.2.2.). In the region of the Langu, scale structures complicate the north-eastern limb of the anticline [Pl. 4 (4—9)]. W of the Langu a few narrow bands of Permiam — Triassic rocks have come in midst of the Devonian Muth Formation by the block movements of the latter.

3.2.2.4. The Koma Syncline

The Kioto Limestone forming the core of the Koma Syncline in the name giving region abuts against Permian rocks along a steep fault (FUCHS, 1967). The westward continuation of the Koma Syncline is marked by the Kioto Limestone capping the Kalkya Lekh, W of the Nagung Khola. These rocks show much folding and also some faulting (Fig. 32 on Pl. 11, 33 on Pl. 10). The Kioto Limestone, W of Phophagaon, represents the western most Kioto Limestone occurrence of the Koma Syncline (Fig. 24 on Pl. 6, 34 on Pl. 12).

The south-western limb of the syncline is very complicated in the region Bijorgaon — Langu. S of Bijor, there is a minor syncline, which may be traced to the area SW of Phopha. A Palaeozoic wedge pushes south-westwards into the Mesozoic cover W of Bijor. The Devonian dolomite occurrences E of that village mark the beginning of an anticline, which separates the secondary syncline S of Bijor from the main syncline building up the Kalkya Lekh, N of the village. The mentioned anticline is best exposed S of Phopha (Fig. 34 on Pl. 12). Further westwards it is represented by a wedge overthrusting a narrow zone of Permian and Triassic beds in the SW. At the closure of the Koma Syncline the Palaeozoic — Mesozoic boundary is complicated by secondary folds and scale structures. The vergency varies, either being SW or NE [Pl. 4 (5—7), Fig. 35 on Pl. 12)].

If the Palaeozoic — Mesozoic boundary is followed eastwards, in the northern limb of the Koma Syncline we find scale structures directed NNE (e. g. near the bridge across the Panjang River, Pl. 4 (7), Fig. 24 on Pl. 6) or SSW (e. g. N of Kalkya Lekh W of Chhu Khola). N-S- respectively NW-SE-striking vertical faults make the structure even more complicated (Fig. 33 on Pl. 10). In the Chhu Khola and in the region of Lurigaon there is much folding in the Permian and Triassic formations. SE of Nisalgaon a vertical fault seems to form the boundary between the Permian and different Triassic formations.

Finally, it is necessary to note, that of all the structures of the Dolpo Synclinorium it is the Koma Syncline, which reaches farthest to the WNW. The Dhaulagiri Limestone, forming a large syncline in the Syanath Range, represents

the Koma Syncline and the western most extension of the Dolpo Synclinorium. There are several secondary folds in the syncline of the Syanath Range.

3.2.2.5. The Northern Margin of the Dolpo Synclinorium

This is the most complicated and least explored region of western Dolpo. Several valleys leading to the N towards the Tibetan — Nepalese border could not be mapped because of scarcity of time and inaccessability due to high water of the rivers.

Whereas, in the northern face of the Syanath Range the Dhaulagiri Limestone succeeds the Crystalline without larger complications, the section along the Daldung (Segia) Khola offers many difficulties [Pl. 4 (5, 6)]: The Crystallines form a large dome in the Palchung Hamga Himal — the border range to Tibet (Fig. 32 on Pl. 11). They are succeeded by S-dipping Dhaulagiri Limestone, which becomes intensely folded in its southern parts. The direction of these movements is SSW. Whereas, all the higher slopes consist of folded Dhaulagiri Limestone, the lower portions of the slopes consist of Devonian dolomites. Contrary to the obviously overlying Dhaulagiri Limestone the Devonian rocks show gentle dips. These klippen-like Devonian rocks border all the adjoining series with tectonic contacts. W of the Daldung Khola the sequence Dhaulagiri Limestone — Silurian — Devonian appears to be in normal, not too much disturbed order. In the Daldung Khola and E thereof the boundary Dhaulagiri Limestone — Silurian represents a zone of disturbance. I suppose that along this tectonic line, the Devonian rocks have come in their present block-like position below the overthrusting Dhaulagiri Limestone. I regard them as remnants of a syncline, which has been completely squeezed in the Daldung Khola, but which is preserved in the upper course of the Sije Khola in the E.

The Silurian, S of the Devonian blocks in the Daldung Khola, represents a highly squeezed anticline, which has moved over the Dhaulagiri Limestone and the Devonian klippes in the N. This anticline was pressed upwards with regard to the adjacent Muth Formation in the SW. On the crest of the ridge E of the valley, capping the Silurian, there are Devonian dolomites preserved from erosion (Fig. 32 on Pl. 11). The gently dipping Devonian dolomites S of the described Silurian anticline form a depressed wedge. They border the Silurian along a steep tectonic contact and are overridden along a steep reverse fault by another wedge in the SW. It is significant that the mentioned structural lines cut the rock formations discordantly. In the Daldung Dara N of the peak 18210' Permian and Triassic formations have been involved in scale structures showing vergency towards the NE [Pl. 4 (6)].

In the E the Sije- and Khung Kholas were investigated. There, the mountains along the Tibetan border are built up by the Mugu Granite. This instrudes the Crystallines, which upwards pass into the Dhaulagiri Limestone. Then follows a synclinal zone marked by Devonian Muth dolomites. As the Silurian rocks may be missing (Khung Khola) I suppose that the original stratigraphic boundaries are disturbed. In the Sije Khola the Devonian is succeeded by the Permian Thini Chu Formation, which from the S is overthrust by the Silurian. These

Silurian series represent an anticline, which most probably corresponds with that of the Daldung Khola. As mentioned above the Devonian klippes "enveloped" in the Dhaulagiri Limestone of the named valley appear as remnants of the Devonian syncline of the Sije- and Khung Kholas. The Silurian anticline shows a core of Dhaulagiri Limestone in the Khung Khola. The Silurian series of the anticline mentioned are stratigraphically succeeded by the Devonian Muth Formation. These dolomites are disturbed by a series of steep faults and reverse faults [Pl. 4 (13—15)]. Along these tectonic planes wedges of Silurian rocks are pressed upwards into the Devonian dolomites. Locally also the boundary between the Muth Formation and the Permian series is sheared.

In this chapter I was able to give a series of informations on the northern marginal zone of the Dolpo Synclinorium, which, however, is far from being explored.

3.2.2.6. Review of the Tectonics of Dolpo

The Dolpo Synclinorium is separated from the northern parts of the Tibetan Zone in the Tibetan Plateau by an anticlinorium, which makes the border range to Tibet. This anticlinorium is intruded by huge masses of Alpine granites (Mugu, Mustang). The Dolpo Synclinorium extends in a NW-SE direction, its folds, however, strike distinctly WNW — ESE. In consequence the folds strike obliquely to the margins of the synclinorium. Thus, the fold elements of eastern Dolpo successively end, when followed westwards (FUCHS, 1967), the southern elements ending first. Significantly, the north-western most part of the Dolpo Synclinorium is formed by the Koma Syncline, which commences near Dingju in western Dolpo.

It appears that the Dolpo Synclinorium was formed by epeirogenetic movements later than the folding. The vertical movements determined which portions of the Tibetan Zone would be preserved from erosion. The axis of depression shows a clear NW — SE extension and the margins of the synclinorium follow that direction, cutting the internal fold structures obliquely. The huge culmination in the Karnali region, which has led to the formation of the Galwa Window, has probably terminated the western end of the Dolpo Synclinorium. Before that large updoming, the Tibetan Zone of Dolpo was continuous with that of northern Kumaon.

Regarding the style of deformation, it is important that harmonic folding as well as disharmonic faulting and scale structures, are products of one and the same tectonic act or are at least very closely linked. It depends on the material, on the mechanical properties of the formations, how they respond to tectonic stress. Pl. 3 and 4 clearly show, that harmonic folding is replaced by disruptive movements in certain levels of the sedimentary succession. Such levels are at the base and particularly at the top of the Muth Formation, which acted as a rigid plate. This plate also was susceptible to folding, but in the neighbourhood of soft, easily deformable rocks, such as the Triassic formations, deformation became disruptive. A similar relation exists between the Kioto Limestone and the underlying Tarap Shales, respectively the succeeding Middle to Upper Jurassic

beds. Strike faults are very characteristic for the Kioto Limestone synclines and are often combined with folding (FUCHS, 1967).

Faults younger than folding definitely are those E of Phopha, which cut the folds. The N-S-striking fault displaced the rocks E of it downwards. Along the NW-SE trending fault the northern block was lifted. The amount of displacement of these faults, however, is a few tens of meters only. Much larger is the displacement along the fault dissecting the north-eastern limb of the Koma Syncline beetween Dingju and Nisalgaon (Pl. 3; FUCHS, 1967, Pl. 7). This type of faults, however, seems rare compared to those closely related with folding and wedge structures.

The structures of the Tibetan Zone of Dolpo are very similar to those reported by EGELER et al. (1964), BORDET et al. (1971, 1975) from the region E of the Kali Gandaki. This is not surprising as the Tibetan Zone N of the Annapurna group is the direct continuation of Dolpo. To the W Spiti shows resembling structures (HAYDEN, 1904). In Kumaon the tectonics, as recorded by HEIM & GANSSER (1939), VALDIYA & GUPTA (1972), and SHAH & SINHA (1974), do not show varying vergency like in Nepal. The structures are strictly directed SW, which is exceptional to all the rest of the Tibetan Zone. In my view this indicates that the Amlang La Nappe (HEIM & GANSSER, 1939; GANSSER, 1964) prior to erosion has reached further S and naturally has influenced the tectonics of the underlying Tibetan Zone. In Nepal, certainly, there is no indication of any nappes in the Tibetan Zone.

References

BORDET, P., COLCHEN, M., KRUMMENACHER, D., LE FORT, P., MOUTERDE, R. & REMY, M.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola. — Edit. Centr. Nat. Rech. Sci., 1—279, Paris 1971.

BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Some features of the geology of the Annapurna Range, Nepal Himalaya. — Himalayan Geology, 2, 537—563, Delhi 1972.

BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, region du Nyi-Shang. — 1—138, Edit. Centr. Nat. Rech. Sci., Paris 1975.

CHANG CHENG-FA & CHENG HSI-LAN: Some tectonic features of the Mt. Jolmo Lungma area, southern Tibet, China. — Scientia Sinica, Vol. 16, 2, 257—265, Peking 1973.

COCHERIE, A.: Données preliminaires sur la géochimie des terres rares dans le massif Leucogranitique du Manaslu (Népal central). — Colloqu. intern. du C. N. R. S. No 268. — Écologie et Géologie de l'Himalaya, Paris 1976.

COLCHEN, M.: Palaeogeographic and Structural Evolution of the Tibetan Area of the Nepal Himalaya (Annapurna Region). — Himalayan Geology, 5, 83—103, Delhi 1975.

DIENER, C.: The Trias of the Himalayas. — Mem. G. S. I. 36 (3), 1—159, Calcutta 1912.

EGELER, C. G., BODENHAUSEN, J. W. A., DE BOOY, T. & NIJHUIS, H. J.: On the geology of Central West Nepal — a preliminary note. — 22th Int. Geol. Congr. India 1964, Pt. 11, 101—122, New Delhi 1964.

FLÜGEL, H.: Paläozoische Korallen aus der Tibetischen Zone von Dolpo (Nepal). — Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 12, 101—120, Wien 1966.

FUCHS, G.: Zum Bau des Himalaya. — Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Denkschr. 113, 1—211, Wien 1967.

FUCHS, G.: On the Geology of the Karnali and Dolpo Regions, West Nepal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Vol. 66—67, 21—32, Wien 1974.

FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. — Abh. Geol. B.-A., 32, 1—59, Wien 1975.

FUCHS, G. & FRANK, W.: The Geology of West Nepal between the Rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. — Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 18, 1—103, Wien 1970.
FUCHS, G. & SINHA, A. K.: On the Geology of Naini-Tal (Kumaun Himalaya). — Himalayan Geology, 4, 563—580, Delhi 1974.
GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — 1—289 Interscience Publishers John Wiley and Sons Ltd. London, New York, Sydney 1964.
GUPTA, V. J.: Contribution to the Lower Palaeozoic Stratigraphy of Western Nepal. — Verh. Geol. B.-A. 1971 (3), 643—646, Wien 1971.
GUPTA, V. J.: The Stratigraphic Position of the Kioto Limestone of Himalaya. — Colloqu. intern. du C. N. R. S. No 268 — Écologie et Géologie de l'Himalaya, Paris 1976.
HAGEN, T.: Über den geologischen Bau des Nepal-Himalaya. Jb. St. Gall. Nat.wiss. Ges., Bd. 76, 1—48, St. Gallen 1959.
HAGEN, T.: Report on the Geological Survey of Nepal. Vol. 2: Geology of the Thakkhola. — Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., *86* (2), 1—160, Zürich 1968.
HAGEN, T.: Report on the Geological Survey of Nepal. Vol. 1: Preliminary Reconnaissance. — Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., *86* (1) 1—185, Zürich 1969.
HASHIMOTO, S.: Geology of the Nepal Himalayas. — 1—286, Himalayan Committee of Hokkaido University, Sapporo 1973.
HAYDEN, H. H.: The Geology of Spiti, with Parts of Bashahr and Rupshu. — Mem. G. S. I. 36 (1), 1—129, Calcutta 1904.
HEIM, A. & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. — Mem. Soc. Helv. Sci. nat. 73 (1) 1—245, Zürich 1939.
LE FORT, P.: Himalayas: The Collided Range. Present Knowledge of the Continental Arc. — Amer. Jour. of Science, 275-A, 1—44, New Haven 1975.
LE FORT, P.: A spilitic episode in the Tibetan upper Paleozoic Series of Central Nepal. — Bull. Ind. Geol. Assoc., Vol 8 (2), 100—105, Chandigarh 1975.
PASCOE, E. H.: A Manual of the Geology of India and Burma. — Vol 2, 1—1343, 3. Edition, Govt. Press, Calcutta 1959.
RAINA, B. N. & DUNGRAKOTI, B. D.: Geology of the Area between Naini Tal and Champawat, Kumaun Himalaya, Uttar Pradesh. — Himayan Geology 5, 1—27, Delhi 1975.
SHAH, S. K. & SINHA, A. K.: Stratigraphy and Tectonics of the "Tethyan" Zone in a Part of Western Kumaun Himalaya. — Himalayan Geology 4, 1—27, Delhi 1974.
SIBLIK, M.: Triassic Brachiopods from Nepal. — Riv. Ital. Paleont. 81 (2), 133—160, Milano 1975.
VALDIYA, K. S. & GUPTA, V. J.: A contribution to the geology of northeastern Kumaun, with special reference to the Hercynian gap in Tethys Himalaya. — Himalayan Geology 2, 1—33, Delhi 1972.
WATERHOUSE, J. B.: Lower Carboniferous and Upper Permian Brachiopods from Nepal. — Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 12, 5—99, Wien 1966.
WATERHOUSE, J. B.: The Permian Rocks and Faunas of Dolpo, North-West Nepal. — Colloqu. intern. du C. N. R. S. No 268 — Écologie et Géologie de l'Himalaya, Paris 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. März 1977

Geological Map of the Dailekh-Jumla-Galwa Region

mapped by G. FUCHS, 1973

1 : 253.440

0 5 Miles 10 15

0 5 km 10 15 20

Humla Karnali
L.Cr.
C2-3
U.Cr.
Unapani
C1
Barma
Mehta Lagna
Rawji Kh.
Humla Karnali
Chankheli Lagna
Kuwari Kh.
Galwa
C1
Mugu Karnali
Mangri
Langu
C1a
Khatyar Dara
C1
C2
Mugu Karnali
Kumpha
Riga
Rara L.
C3
Mandu Kh.
Ghatta Kh.
Khatyar Kh.
C2
C1
Ghurchi Lagna
C3
C2
Jiun Kh.
Ghatta Kh.
Riyan Lekh
C3
L.Cr.
Larku
Sinja
C1
U.Cr.
L.Cr.
Nyor Gad
C1
Mandhara
Ranukana
Narakot
C3
Talphi
Chaudabise Kh.
U.Cr.
Mophla
Uthugaon
U.Cr.
U.Cr.
Jumla
Banjgaon
L.Cr.
Sinja Kh.
Karnali
Tila N.
Tila Kh.
Chilkha
Ruru Kh.
Dillikot
Mabu Pass
U.Cr.
L.Cr.
C
U.Cr.
Dullu
Dailekh
C
L.Cr.
Karnali
Kotila Kh.
Si
P
C
Ranimatta
P
Bheri
Surkhet

N

POSITION OF THE MAPPED AREA

mapped by: G. FUCHS, 1963
W. FRANK und G. FUCHS, 1967
mapped by: G. FUCHS, 1963
mapped by: G. FUCHS, 1973
mapped by: G. FUCHS, 1973

INDEX

- Siwaliks (M. Miocene – Pleistocene)
- Dagshai (L.-M. Miocene)
- Tal (Jurassic – Cretaceous)
- Krol, Shali
- Blaini (pink dolomites, quartzites, shales, etc.)
- dolomites and black argillites
- Shali Slates (black slates); + Shali carbonates
- Nagthat (red, green quartzites and slates)
- Chail i. gen.; mainly quartzite
- basic metavolcanic rocks
- granite-gneiss; minor bodies in Chails
- Simla Slate type rocks
- marbles, calc-mica schists
- carbonate rich gneiss series
- Lower Crystalline Nappe (qzt., mica schist, paragneiss)
- graphitic rocks
- quartzites
- para- to migmatite gneiss; with hornblende rocks
- augen orthogneiss
- homogeneous granite-gneiss (Alpine)
- crystalline of Upper Crystalline Nappe i. gen.
- faults
- thrusts

Si Siwalik Zone
P Parautochthonous Zone
C Chail Nappe i. gen. (C 1, 1a, 2, 3 = subsidiary units)
L.Cr. Lower Crystalline Nappe
U.Cr. Upper Crystalline Nappe

dip

+ 0–5° ⊢ 6–20° ⊢ 21–35°
⊢ 36–50° ⊢ 51–65° ⊢ 66–85°
⊢ 86–90°
plunging axes
horizontal axes

Graphische Gestaltung und Reprotechnik:
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120. Band, 1977 – Beilage 14
G. FUCHS, Plate 2

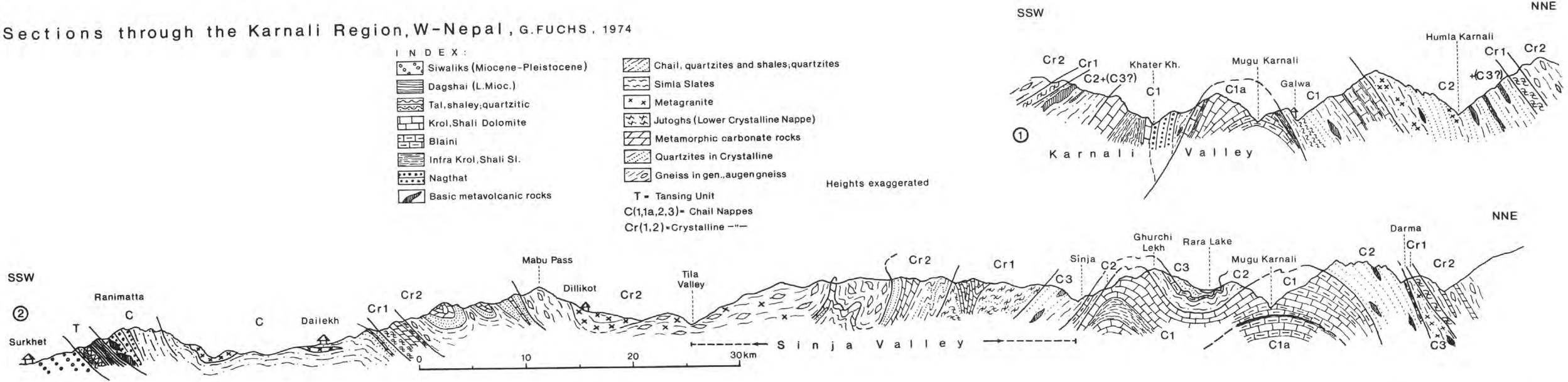
Sections through the Karnali Region, W-Nepal, G. FUCHS, 1974

INDEX:

- Siwaliks (Miocene-Pleistocene)
- Dagshai (L.Mioc.)
- Tal, shaley; quartzitic
- Krol, Shali Dolomite
- Blaini
- Infra Krol, Shali Sl.
- Nagthat
- Basic metavolcanic rocks
- Chail, quartzites and shales; quartzites
- Simla Slates
- Metagranite
- Jutoghs (Lower Crystalline Nappe)
- Metamorphic carbonate rocks
- Quartzites in Crystalline
- Gneiss in gen., augengneiss

T = Tansing Unit
C(1,1a,2,3) = Chail Nappes
Cr(1,2) = Crystalline –"–

Heights exaggerated



Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

Geological Map of Western Dolpo, Nepal

mapped by G. Fuchs, 1973

1: 80 000

0 1 2 3 4 5 km

heights in feet

Edited by Geologische Bundesanstalt, Wien 1977

INDEX:

- talus
- glacier
- landslide
- Lumachelle Fn. (Dogger); Spiti Shales (Malm – Neocomian)
- Kioto Limestone (Rhaetic – Dogger); Quartzite Beds (Rhaetic)
- Tarap Shales (Carnic – Noric); in upper part mainly siltstone
- Mukut Limestone (Anisian – Carnic)
- Lower Triassic
- Thini Chu Fn. (Permian); argillaceous facies
- Muth Fn. (Devonian; dolomite, quartzite, limestone)
- blue limestone and dolomite
- red marly limestone and argillite
- grey and green marly limestone and argillite

  (mainly Silurian)
- Silurian undifferentiated
- silty shale (Silurian)
- Dhaulagiri Limestone (mainly Ordovician)
- greenish phyllites in Dhaulagiri Limestone
- transition Dhaulagiri Limestone to metamorphic carbonates
- metamorphic carbonates
- para- to migmatite gneiss;
- augen gneiss, granite-gneiss
- Mugu-, Mustang Granite (Alpine)

F 109 sample No

dip

0 – 5° | 6 – 20° | 21 – 35° | 36 – 50° | 51 – 65° | 66 – 85° | 86 – 90°

thrust, reverse fault

fault

anticline; syncline

POSITION OF THE MAPPED AREA

mapped by G. FUCHS, 1973

mapped by G. FUCHS, 1962, W. FRANK and G. FUCHS, 1967

mapped by G. FUCHS, 1963

mapped by G. FUCHS, 1973

Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, (Landesaufnahme) in Wien

Graphische Gestaltung und Reprotechnik
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN

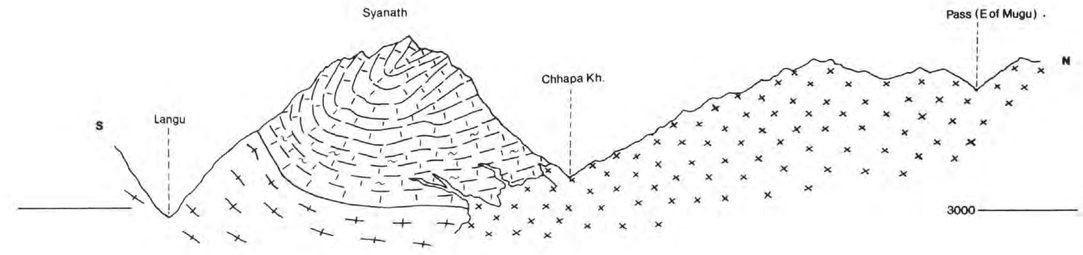
Geological Sections through Western Dolpo, Nepal

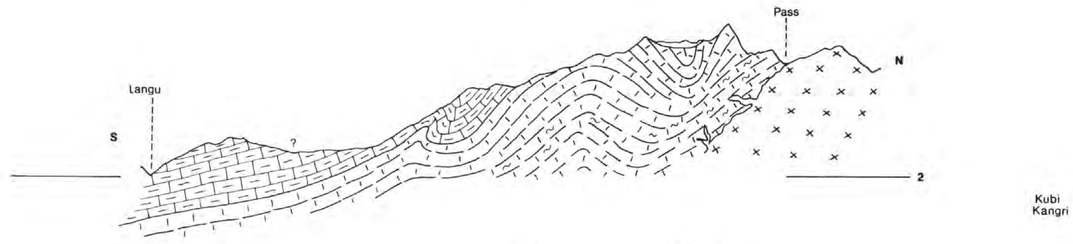
G. FUCHS, 1976

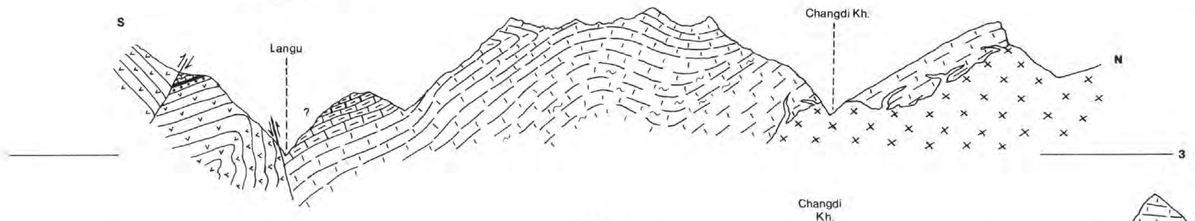
0 1 2 3 4 5 km
(heights same scale)

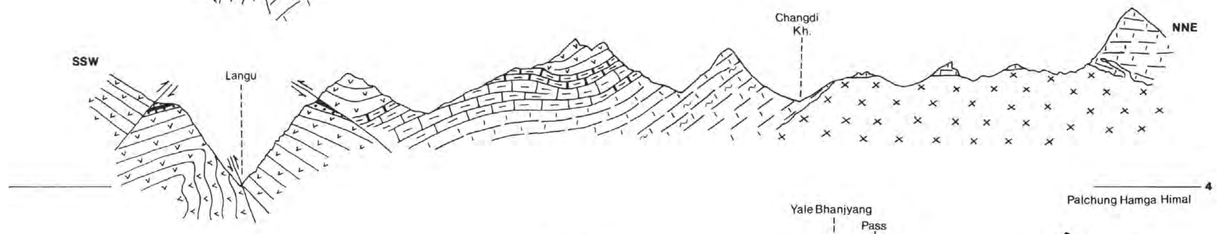
INDEX:

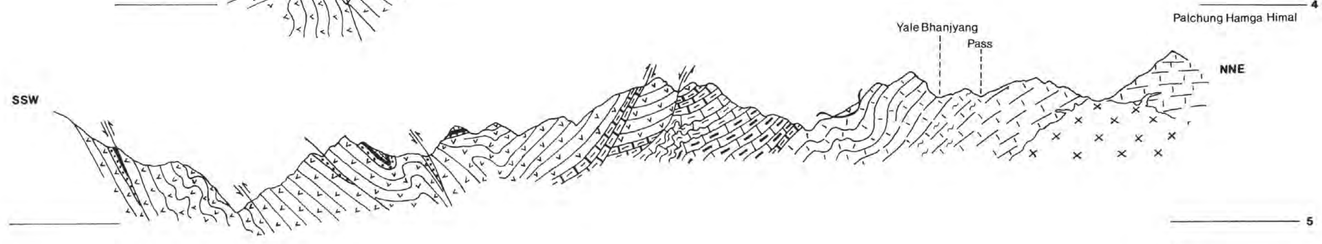
- landslide (Ringmo)
- Lumachelle Fn. (Dogger), Spiti Shales (Malm – Neocomian)
- Kioto Limestone (+ Quartzite Beds) (Rhaetic – Dogger)
- Tarap Shales (Carnic – Noric); in upper part mainly siltstone
- Mukut Limestone (Anisian – Carnic)
- Lower Triassic
- Thini Chu Fn. (Permian); argillaceous facies
- Muth Fn. (Devonian), dolomite, quartzite, limestone
- blue limestone and dolomite
- red marly limestone and argillite — mainly Silurian
- marly limestone and argillite i. gen.
- silty shale (Silurian)
- Dhaulagiri Limestone (mainly Ordovician)
- chlorite schist in Dhaulagiri Limestone
- transition Dhaulagiri Limestone to metamorphic carbonates
- metamorphic carbonates
- gneiss
- Mugu-, Mustang Granite (Alpine)

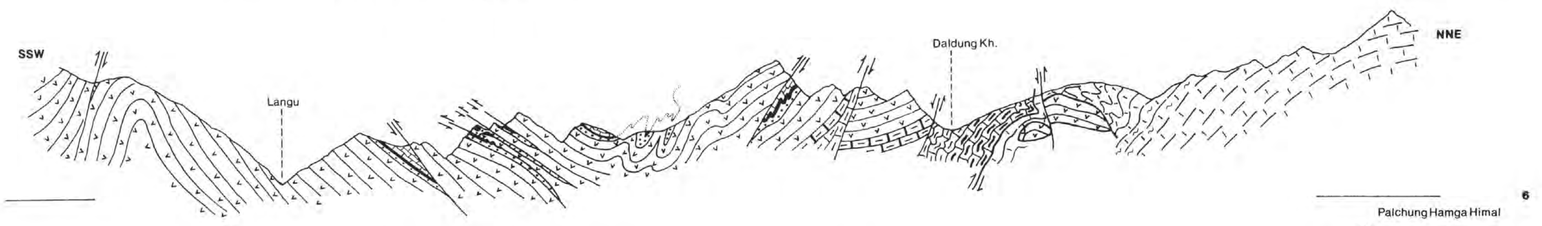


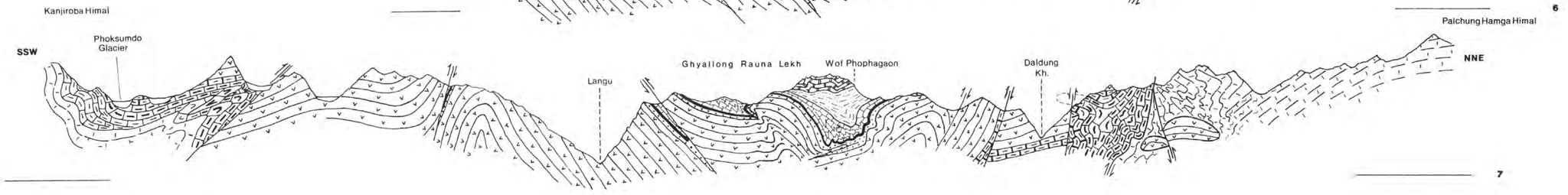


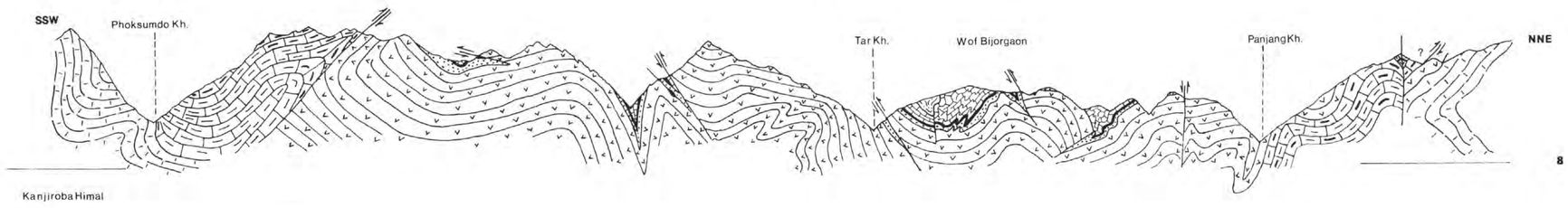


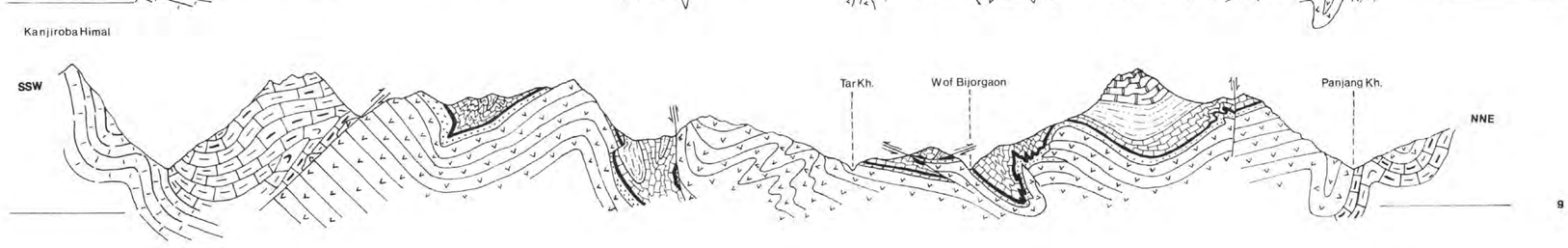


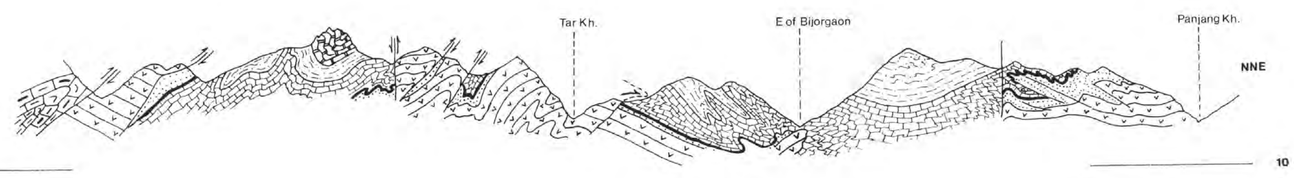


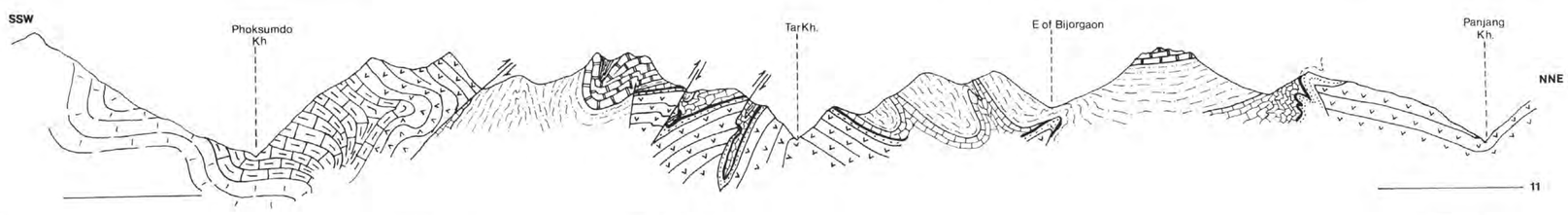


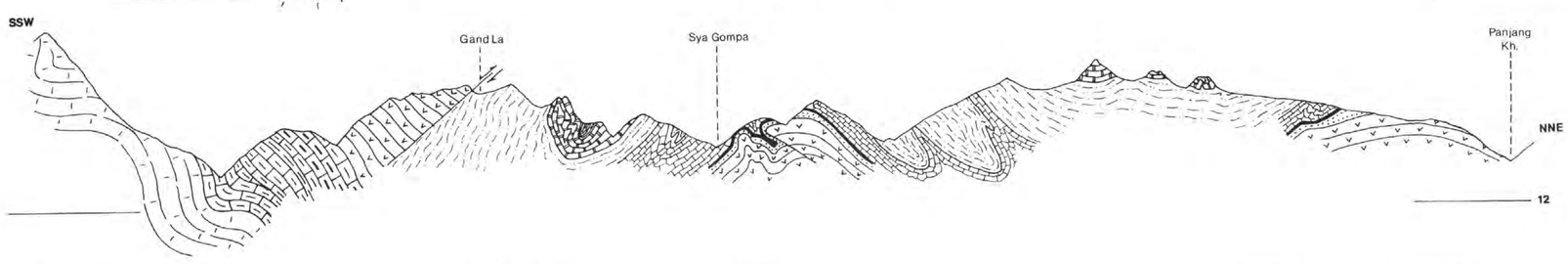


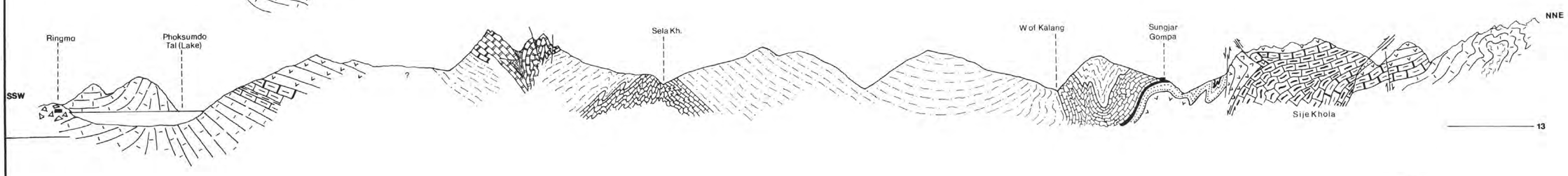


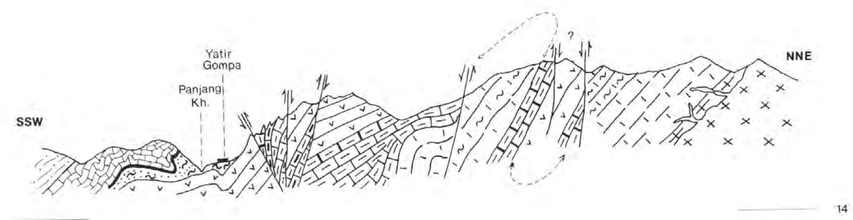


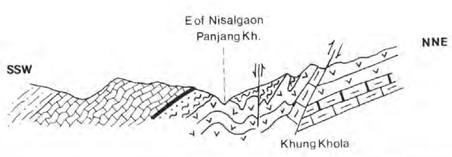




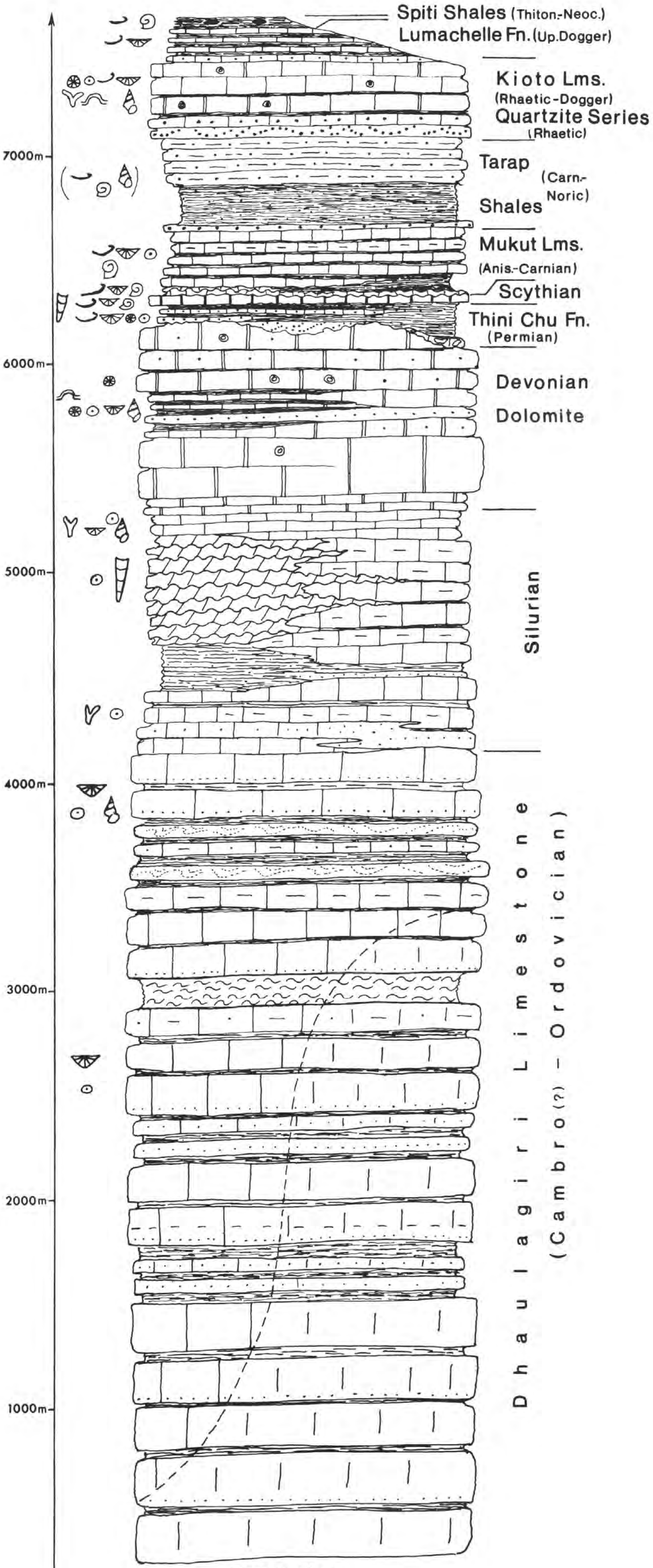








Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien



Stratigraphic Column of Western Dolpo

G. FUCHS, 1974

INDEX:

- quartzites, sandstones
- siltstones
- argillites, silty shales
- tuffites
- limestones
- dolomites
- marly, sandy carbonates
- oolitic
- metamorphic limestones
- flasery limestone and marls
- conglomeratic limestones
- algae
- bryozoa
- crinoids
- corals
- bivalves
- gastropoda
- orthoconic nautiloids
- ammonites
- brachiopoda

Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

Fig. 16

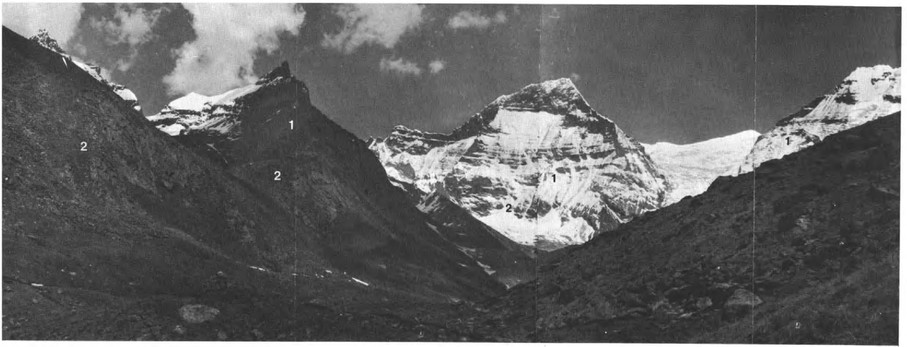


Fig. 16. The Paldhung Hamga Himal, the border range to Tibet, seen from point F 62 in the Changdi Khola (see Pl. 3). Metamorphosed carbonate series (1) build up the high summits and higher portions of the slope to the left. The Mugu Granite (2) is exposed in the valley.

Fig. 24

Fig. 24. The syncline of Phophagaon seen from the E.

1 Muth Formation (Devonian)
2 Thini Chu Formation (Permian)
3 Scythian
4 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
5 Tarap Shales (Noric)
5 a Siltstones of upper part of Tarap Shales
6 Kioto Limestone and Quartzite Beds (Upper Triassic-Dogger)

Note the wedge structure in the lower part of the picture.

Fig. 27

Fig. 27. Region between Phoksumdo Khola and Pass 17320′, view towards NW. Silurian anticline overthrusts the Devonian Muth Formation.

1 Silurian multicoloured limestones
2 a Lower portion of Muth Formation (near passage beds)
2 Muth Formation

Fig. 28

Fig. 28. Silurian anticlines overthrust the Devonian Muth Formation unconformably. View towards ESE from the end of the glacier in the upper Kanjiroba Khola.
1 Silurian
2 Muth Formation (Devonian)

Fig. 29

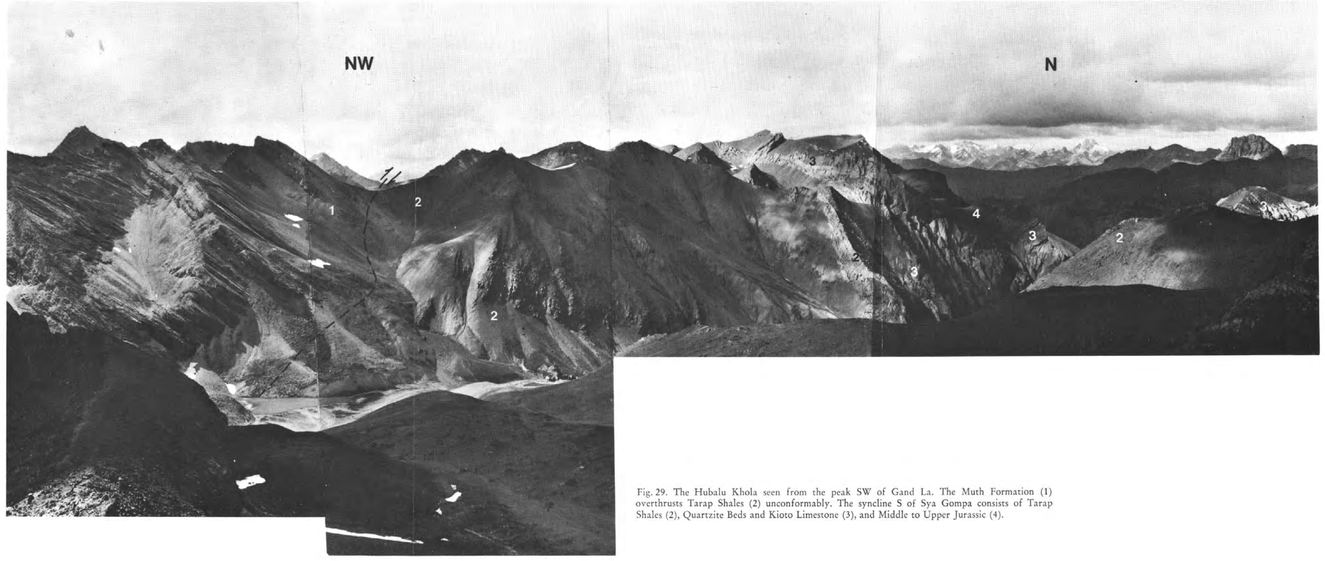


Fig. 29. The Hubalu Khola seen from the peak SW of Gand La. The Muth Formation (1) overthrusts Tarap Shales (2) unconformably. The syncline S of Sya Gompa consists of Tarap Shales (2), Quartzite Beds and Kioto Limestone (3), and Middle to Upper Jurassic (4).

Fig. 30

Fig. 30. From the watershed at the head of the Mandakdin Khola Panorama towards the SE, S, W, and NW.

1 Dhaulagiri Limestone (mainly Ordovician)
2 Silurian
3 Muth Formation (Devonian)
4 Thini Chu Formation (Permian)
5 Scythian
6 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
7 Tarap Shales (Noric)

Fig. 31

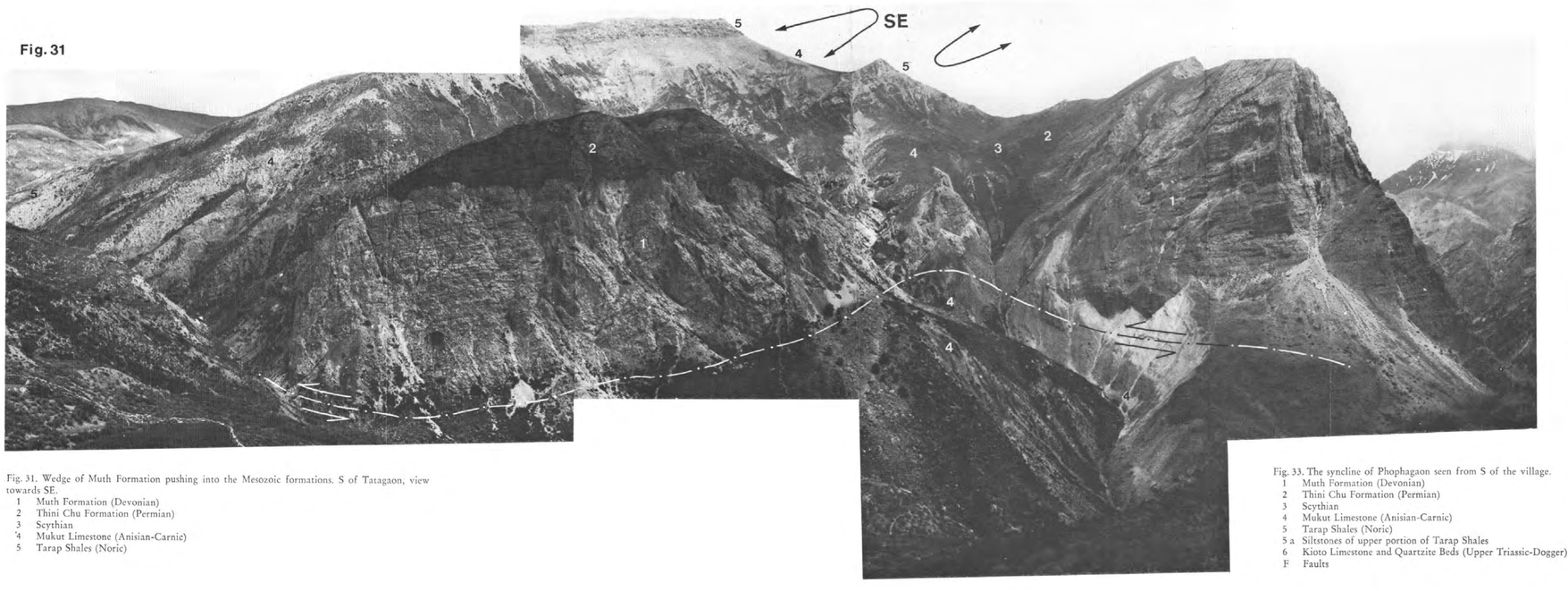


Fig. 31. Wedge of Muth Formation pushing into the Mesozoic formations. S of Tatagaon, view towards SE.
1 Muth Formation (Devonian)
2 Thini Chu Formation (Permian)
3 Scythian
4 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
5 Tarap Shales (Noric)

Fig. 33

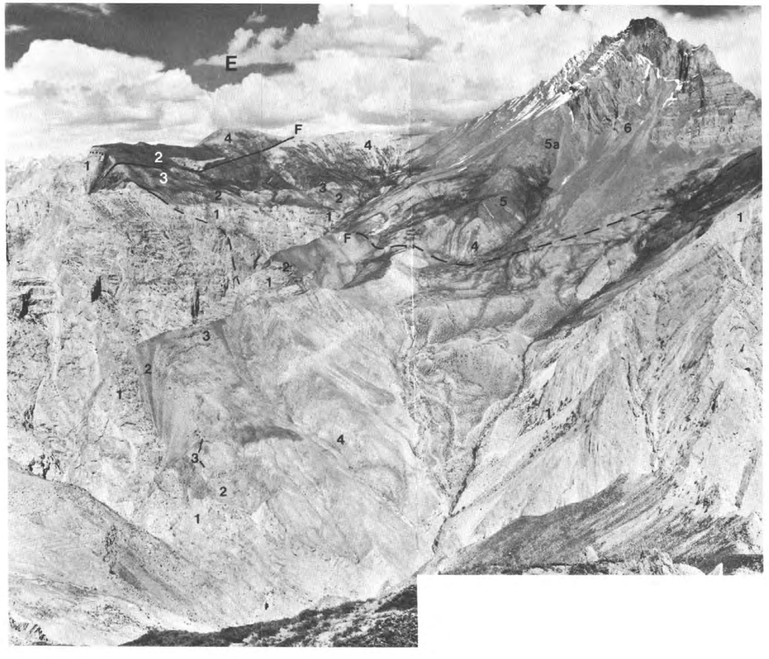


Fig. 33. The syncline of Phophagaon seen from S of the village.
1 Muth Formation (Devonian)
2 Thini Chu Formation (Permian)
3 Scythian
4 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
5 Tarap Shales (Noric)
5 a Siltstones of upper portion of Tarap Shales
6 Kioto Limestone and Quartzite Beds (Upper Triassic-Dogger)
F Faults

Fig. 32

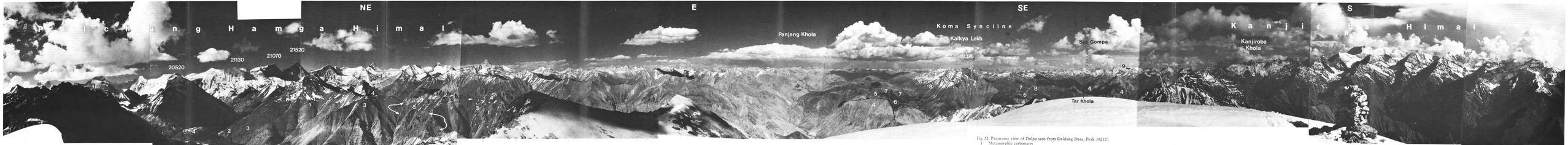


Fig. 32. Panorama view of Dolpo seen from Daldung Dara, Peak 18210'.

1 Metamorphic carbonates
2 Dhaulagiri Limestone (mainly Ordovician)
3 Silurian
4 Muth Formation (Devonian)
5 Thini Chu Formation (Permian)
6 Scythian
7 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
8 Tarap Shales (Norie)
9 Kioto Limestone and Quartzite Beds (Upper Triassic-Dogger)

Fig. 34

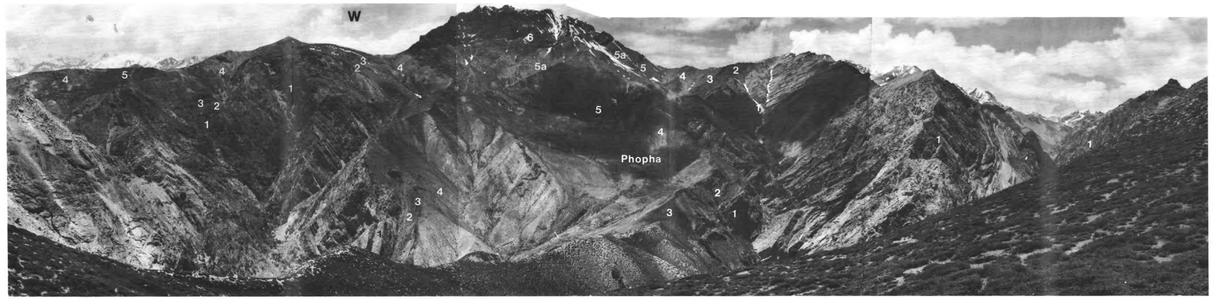


Fig. 34. The syncline of Phopha seen from the E.
1 Muth Formation (Devonian)
2 Thini Chu Formation (Permian)
3 Scythian
4 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
5 Tarap Shales (Noric)
5 a Siltstones of upper portion of Tarap Shales
6 Kioto Limestone and Quartzite Beds (Upper Triassic-Dogger)

Fig. 35

Fig. 35. Folds in the valley W of Phophagaon.
1 Muth Formation (Devonian)
2 Thini Chu Formation (Permian)
3 Scythian
4 Mukut Limestone (Anisian-Carnic)
5 Tarap Shales (Noric)
5 a Siltstones of upper portion of Tarap Shales
6 Kioto Limestone and Quartzite Beds (Upper Trassic-Dogger)
View from S of F. 125 towards SE.

Fig.36

Fig. 36. The Daldung Khola seen from the ascent to the Daldung Dara, view towards NE.
1 Metamorphic carbonates
2 Dhaulagiri Limestone (mainly Ordovician)
3 Silurian
4 Muth Formation (Devonian)
F Faults

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 219—229	Wien, Dezember 1977

Traverse of Zanskar from the Indus to the Valley of Kashmir — a preliminary note

by GERHARD FUCHS *)

With 1 plate and 1 figure

Schlüsselwörter
Structure
Central Crystalline
Tibetan Zone (Zanskar)
Indus Flysch
Ladakh

CONTENTS

Abstract 219
Zusammenfassung 219
1. Introduction 220
2. The Indus Suture Zone 220
3. The Tibetan (Tethys) Zone 222
4. The relation of the Tibetan Zone to the Central Crystalline 226
5. Conclusions 227
References 229

Abstract

Geological work along the route Khalsi — Lamayuru — Honupattan — Shillakong — Kangi — Rangdum — Suru — Liddar Valley gave the following results: The Indus Suture Zone consists of several structural units separated from each other by ophiolitic melange zones. The Lamayuru Formation shows that as early as in the Triassic eugeosynclinal series were deposited in that region. Units of the Indus Suture Zone are overthrust onto the Tibetan Zone adjoining in the SW. As proved by a huge outlier, the thrust displacement is at least 30 km. Later compression along the Indus Suture Zone caused steepening, inversion of the series, and led to the origin of counter-thrusts directed towards NE.

Metamorphosed Triassics within the Crystalline of the Nun-Kun area show that the Alpine metamorphism reaches exceptionally high into the Palaeo-Mesozoic Tethys succession. There all the Palaeozoic formations older than the Panjal Trap are converted to gneisses.

Zusammenfassung

Geologische Arbeiten entlang der Route Khalsi — Lamayuru — Honupattan — Shillakong — Kangi — Rangdum — Suru — Liddar-Tal erbrachten Folgendes: Die Indus-Sutur-Zone besteht aus mehreren tektonischen Einheiten, die durch „ophiolitische Melangezonen" voneinander getrennt sind. Die Lamayuru-Formation zeigt, daß in diesem Raum bereits während der Trias eugeosynklinale Serien sedimentiert wurden. Einheiten der Indus-Sutur-Zone wurden auf die

*) Address of the author: Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, P. O. B. 154.

im SW angrenzende Tibet-Zone überschoben. Wie eine ausgedehnte Deckscholle beweist, betrug die Weite dieser Überschiebung mindestens 30 km. Spätere Einengung im Bereiche der Indus-Sutur-Zone bewirkte Steilstellung und Überkippung der Gesteinsserien und führte zur Entstehung von NE-gerichteten Gegen-Überschiebungen.

Metamorphe Trias im Nun-Kun-Kristallin beweist, daß die Alpine Metamorphose hier ausnehmend hoch in die paläozoisch-mesozoische Tethys-Schichtfolge emporreicht. Alle paläozoischen Formationen älter als der Panjal Trap sind in Gneise umgewandelt.

1. Introduction

Great interest is attained to the Indus Suture Zone (GANSSER, 1964, 1974, 1976, POWELL & CONAGHAN, 1973, Le FORT, 1975 and many others) particularly after the advance of the new global tectonics. The interior parts of Zanskar, however, remained almost unknown. Therefore I visited Ladakh with the intention to study the relationship between the Indus Suture Zone and the Himalayan zones adjoining in the S. Geological mapping in the region of Lamayuru and a traverse from that place via Kangi — Rangdum Gompa — Suru (Panikar) — Chilung Pass to Pahlgam in the Liddar Valley in summer 1976, gave a series of interesting observations. This paper is a preliminary note on the geology of the region as the palaeontological material is not yet worked out.

In the description of my traverse I start in the NE, in the Indus region, and go towards the SW to Kashmir.

2. The Indus Suture Zone

The Ladakh Range NE of the Indus Valley consists of the L a d a k h G r a n i t e a batholitic intrusion of pre-Upper Cretaceous age (GANSSER, 1964, p. 37). The rivers from the N bring down boulders of the coarse-grained biotite-hornblende granite with frequent dioritic inclusions.

The granite is succeeded by a conspicuous multicoloured, banded series, several hundred meters thick, consisting of c o n g l o m e r a t e s, s a n d s t o n e s, and s h a l e s dipping SE at medium angles. This disturbed succession, being probably Early Tertiary, overlies the granite with transgressive contacts according to GANSSER (1976) and COLCHEN (Paris, personal communication).

The bright coloured upper part of the series is described by GANSSER (1976) as Hemis Conglomerates, the lower part transgressing on the Ladakh Granite is termed Indus Molasse; a tectonic boundary between the two formations is assumed.

E of Khalsi the Khalsi Limestone follows the above beds with tectonic contact. The steeply SW dipping, blue-grey limestone is rich in fossils: foraminiferas, bivalves and crinoids. Based on literature and own observations, GUPTA & KUMAR (1975) refer an Aptian age. The Khalsi Limestone shows sedimentary contacts with the overlying flyschoid shales, which contain layers of calcareous belemnite breccia 300 to 400 m above the top of the Khalsi Limestone. The boundary to the Khalsi Limestone may be sharp or the limestone alternates with dark shales, volcanic breccias, or tuffs. This proves that the volcanism was contemporaneous with the deposition of the limestone. The duplication of the Khalsi Limestone SE of Khalsi seems to be caused by tectonics (Pl. 1 [4]).

The flyschoid shales and basic volcanics, overlying the Khalsi Limestone, appear to represent the same level as the volcanic breccias and green sandstones, which are called Indus Flysch. They crop out along the road between Khalsi and the confluence of the Yapola and Indus Rivers.

Shortly up the Yapola River the road to Lamayuru crosses a highly disturbed zone of serpentinite, gabbro, porphyritic volcanics, tuffs, ophicalcite, and flysch shales. Further there are lenticular bodies of blue limestone containing crinoids and megalodon, which indicate Upper Triassic to Liassic age. This zone several hundred meters thick is best termed an ophiolitic melange (GANSSER, 1974, 1976).

Towards the S the road avoids the gorge of the Yapola River, and winds up highly to the orographically left slope. There one crosses a thick (ca. 2000 m) flysch complex — the Dras Flysch (Pl. 1 [3]). Its northern portions consist essentially of green, grey slates, whereas the main part of the series is composed of a thick-bedded alternation of green sandstone, felspatic sandstone, siltstone, and green, laminated shales and slates. There are also a few purple coloured zones in that predominantly green-grey series. Some of the sandstones are brecciacous, containing slate fragments, felspar, quartz, radiolarite, and tuffaceous material. Graded bedding is common. De TERRA's map (1935) shows in all the Yapola gorge Dras Volcanics, whereas GANSSER (1976) designates only the southern parts of the gorge to that formation. I found just subordinate intercalations of basic volcanics (lava beds, agglomerates, tuffs) in the southern (upper) portions of the flysch series, which in my view does not suggest the demarcation of a separate formation. Like the other rock belts of the Indus Zone the Dras Flysch is dipping SW at angles, varying due to large scale folding.

NE and N of Lamayuru the flysch is terminated by another melange zone: Lenticular bodies of serpentinite, diabase, and red radiolarite are intercalated in a groundmass of red and green shales as well as slates, siltstones, and sandstones. A klippe of white to pink, very fine-grained limestone, containing crinoids and corals, is exposed near the road. The highly squeezed zone again indicates a structural break. It is interesting that this ophiolite zone strikes WNW-ESE, whereas the rock series adjoining in the N and in the S meet this structural line obliquely with NW-SE strike.

S of the melange zone follows the Lamayuru Unit, composed of dark argillites — the Lamayuru Formation. The dark grey to black shales, slates, and phyllites are interbedded with thin layers of sandstone, siltstone, or impure limestone. Hieroglyphs and load casts on the s-planes of the sandstones, lamination and graded bedding frequently give the series a flyschoid appearance. Therefore GANSSER (1976) uses the term Lamayuru flysch. But there are also zones where blue limestone, marl, and shale alternate. This lithology reminds very much of the Mukut Limestone of Dolpo (Nepal), which passes into black argillites towards the N, indicating deepening of the basin (FUCHS, 1967, p. 181). The finds of *Daonella* first mentioned by GANSSER (1976) strengthen that correlation. Besides daonellas I found a fragment of an ammonite with ceratitic suture, small brachiopods, gastropods, and crinoids, fossils which seem

to be consistent with a Triassic age. But I also found a belemnite, which shows that the rather monotonous and disturbed formation also comprises Jurassic or even younger beds. Possibly the succession, which indicates deposition in a geosynclinal trough, commenced as early as in the Permian. The Permian limestone referred by TEWARI & PANDE (1970, cit. in GUPTA & KUMAR, 1975), however, might represent a klippe. In this case it does not give the lower age boundary of the Lamayuru Formation. A stratigraphic subdivision of the formation was not possible because of the monotonous lithology and intensive tectonic disturbance. But it is noteworthy that daonellas are found in the northern portion of the Lamayuru Formation close up to the boundary against the terminating ophiolite zone.

Some of the blue limestone bodies found in the argillaceous series (e. g. in the middle Yapola Valley) pass into the surrounding slates by alternation. Others, and particularly the multicoloured limestone — calc schist bodies are klippes. Such klippes are frequent near the south-western boundary of the Lamayuru Formation, where a chain of serpentinites again signals a structural line. Along this vertical or steeply SW dipping thrust the limestones, forming the range S of the Mulbekh-Lamayuru depression, have overridden the argillites N of them. Due to the tectonization bands of the dark slates are found intercalated or intertonguing with the limestones.

3. The Tibetan (Tethys) Zone

In the calcareous range S of the Lamayuru — Mulbekh depression we enter the T i b e t a n (T e t h y s) Z o n e, which forms a wide synclinorium between the Indus Suture Zone and the Central Crystalline Zone of the Great Himalayan Range. This Zanskar Synclinorium shows the Mesozoic-Palaeogene sequence like in Spiti in its southern limb. The northern limb is quite different in its lithology. The only continuous stratigraphic element is the Kioto Limestone. As the rock series are highly compressed it is not easy to find out the stratigraphic relationship between the Kioto Limestone and the formations of doubtful age. I shall describe the series of the Tibetan Zone of Zanskar and will try to establish the stratigraphic order.

The K i o t o L i m e s t o n e (up to 400 m) consists of a well-bedded series of light grey, blue, partly mottled limestones and dolomites. The s-planes frequently are nodular. Oolites, current bedding, and intraformational breccias stress the shallow-water character of the formation. Corals, bryzoans, brachiopods, gastropods, megalodon, lithiotis and other pelecypods as well as crinoids are common fossils. The age of the formation is uppermost Triassic to Mid-Jurassic. Cream to pink layers observed in the Shillakong Valley may indicate a partial intertonguing with the m u l t i c o l o u r e d f o r m a t i o n described below.

This conspicuous formation (up to 1000 m) consists of white, grey, blue, cream, red, and green fine-crystalline, partly flasery limestones alternating with red, purple, and green slates, phyllites, and calc schists. The banded series indicates rhythmic sedimentation (a few meters to 40 m). The formation is barren of

fossils, which seems to be not only the result of the phyllitic metamorphism, because the adjoining Kioto Limestone still shows its characteristic fossils. From the close relation to the Kioto Limestone I conclude that they are also close in age. The Kioto Limestone synclines in the multicoloured series observed near Honupattan suggest that the latter is older — probably Triassic (P. 1 [4]). Certainly the formation represents a peculiar facies restricted to the northern margins of the Tibetan Zone. All the occurrences of these multicoloured limestones in the central parts of the synclinorium are tectonic klippes.

Somewhat towards the S the Kioto Limestone is underlain by the Quartzite Series in its characteristic lithology. White, grey, green quartzites, impure micaceous quartzites, carbonate quartzites, sandstones, breccias, and greenish to dark grey, silty shales alternate with a few blue limestone or dolomite beds. Fossils are corals, brachiopods, and crinoids. The Quartzite Series (up to 50 m) is underlain by dark silty slates and shales, an observation made in the Kangi-Kangi La section (Pl. 1 [2]).

In the south-western portions of the Zanskar Synclinorium — the Rangdum area — the Kioto Limestone and Quartzite Series follow above a rhythmic alternation (ca. 500 m) of blue limestone, light dolomite, cellular dolomite, and dark phyllitic slates. This well-bedded, banded sequence resembles the Triassic S of Zoji La and obviously represents a shelf deposit.

Thus, if my correlation of the formations above is right, a rather complicated facies pattern of the Triassic must be assumed (Fig. 1). Apparantly there existed several platforms separated by troughs.

Another problem are the dark grey to black, silty slates overlying the Kioto Limestone or the multicoloured limestone series (e. g. S of and N of Honupattan). Some of them represent the Spiti Shales (Upper Jurassic, e. g. S of Honupattan), others are overthrust portions of the Lamayuru Formation (e. g. Spongtang, Kangi), whereas others might be Mid-Triassic beds upthrown in steep anticlines (?).

The section NE of Rangdum reveals the complete stratigraphic sequence of the south-western Zanskar Synclinorium. There the Kioto Limestone is succeeded by rusty weathering, grey carbonate quartzites to carbonate sandstones, and blue sandy limestones showing current bedding and ripple marks. Though only crinoids and ill-preserved bivalves were found in the 7 to 10 m thick beds, there is not much doubt that they represent the Mid-Jurassic. The Spiti Shales (ca. 15 m), consisting of black, fissile shales and silty slates overlie the Mid Jurassic formation. The Giumal Sandstone (ca. 250 m, Lower Cretaceous) consists of green glauconitic, grey, dark grey, thick-bedded quartzitic sandstones to quartzites, and dark grey to black, sandy to silty slates. The uppermost layers yielded belemnites. Thick-bedded, blue-grey, nodular limestones (30—40 m) seem to represent the Chikkim Series (Upper Cretaceous).

Above this limestone a thick (up to 1000 m) flysch series follows which I term the Kangi La Flysch. It is composed of grey, green, also rather dark slates, sandy, silty slates and shales, and shaley sandstones. Dark concretions are common. The series weathers in ochre colour. At the top the Kangi La Flysch

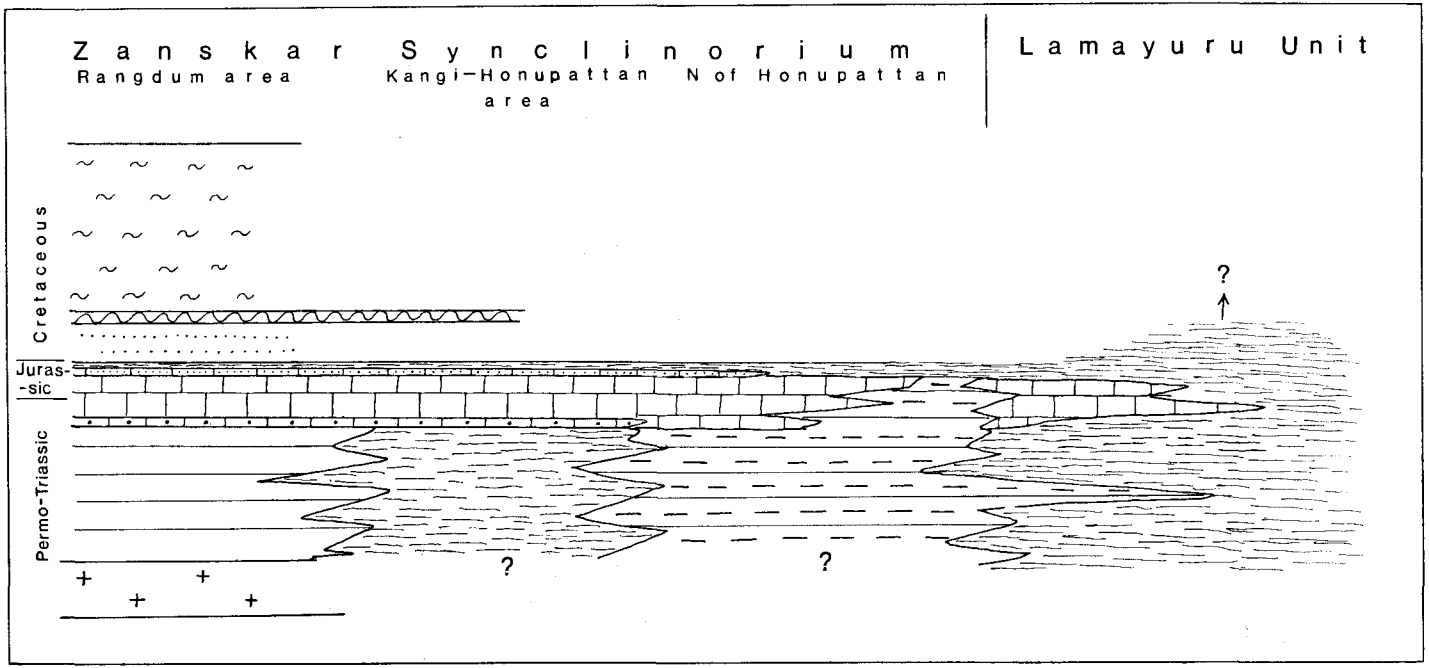


Fig. 1: Tentative Facies Scheme of the Zanskar Syclinorium and the Relations to the Lamayuru Unit (N is on the right hand).

passes into a 200 to 300 m thick series of nummulitic limestones.*) The well-bedded, nodular, dark blue limestones are interbedded with shales and a few beds of quartzite to carbonate quartzite. Besides nummulites*) they contain corals, gastropods, bivalves, and crinoids. The Kangi La Flysch underlying the Paleocene-Eocene limestones probably comprises the upper portion of the Upper Cretaceous and the lower part of the Paleocene. The youngest beds are exposed in a syncline S of the Kangi La region. They consist of at least 200 m of predominantly purple, also green shales, and current-bedded sandstones. The latter are subordinate. The purple colour reminds of the Eocene series E of Kargil, but, in absence of fossils, it is ambiguous whether they represent higher portions of the Eocene or are still younger.

The described complete sequence of the southern Zanskar Synclinorium is missing in its northern parts. No younger beds than the already mentioned Spiti Shales are found except one occurrence of nummulitic rocks, structurally intercalated between Kioto Limestone as a 60 to 100 m band (Kong, Pl. 1 [2]). These cream to greenish, light coloured schists with layers of blue limestone are full of foraminiferas **).

Considering the structures of the Zanskar Synclinorium there is a marked difference between the southern and northern parts. Section 2 (Pl. 1) in the area NE of Rangdum shows the open folds so characteristic for the Tibetan Zone. The fold movements are directed towards the SW. Local strike faults are found related with the Kioto Limestone.

In the Kong Valley, N of Kangi La, Quartzite Series and Kioto Limestone overthrust the Kangi La Flysch along a steep plane of disturbance (Pl. 1 [2]). N of that line all the beds are steeply folded. In the area of Kangi one meets an outlier of the Lamayuru Unit, consisting of black argillites and multicoloured limestones. Where the latter overlie the Kioto Limestone (N of Kangi), distorted lenticular bodies of Flysch sandstone within the multicoloured limestones indicate the thrust zone.

Towards the SE (Chomo, Shillakong) the outlier widens considerably (Pl. 1 [3, 4]). Dark argillites enclose klippes of Kioto Limestone, multicoloured limestones, or occasional serpentinite. Separated from the underlying Kioto Limestone of the Zanskar Synclinorium by a few meters of black slate, multicoloured limestones are particularly important in the lower portion of the Lamayuru Unit. Due to the tight folding of the outlier the latter rocks appear in steep anticlines from beneath the argillites.

In the high region of Spongtang and the drainage divide between the Yapola River in the N and the Oma River flowing SE, a huge outlier of Dras

*) The palaeontological examination of my rock samples most recently has given the result that the foraminiferal limestones on top of the Kangi La Flysch are Maastrichtien (upper Upper Cretaceous) in age. This means that the Kangi La Flysch is entirely Upper Cretaceous and the "Nummulitics" of this preliminary report are really upper Upper Cretaceous. The age of the succeeding multicoloured beds is open. The determination of the foraminiferas was kindly done by Dr. M. SCHMID, Geol. B.-A., Vienna.

**) Dr. M. SCHMID, Geol. B.-A. Vienna kindly determined them to be Early Tertiary.

Volcanics and Flysch overrides the Lamayuru Unit. The occurrence of basic volcanic rocks in the central part of the Zanskar Synclinorium was already noted by LYDEKKER (1883) and was assumed by him to form an intrusion. Though, the latter assumption does not hold good today, LYDEKKER's note led me to the discovery of the Flysch klippe, which again stresses the high value of these early observations.

In Spongtang (Pl. 1 [4]), where I have studied that klippe, the Kioto Limestone of the Tibetan Zone is separated by a few meters of black argillite from the multicoloured limestones (ca. 100 m), which form a basal thrust sheet of the Lamayuru Unit. Then follows the main mass of the Lamayuru Unit consisting of ca. 1000 m of black argillites with numerous klippes of limestone and quartzites. Serpentinites are bound to the base and the top. Particularly the boundary zone to the overlying Dras Flysch and Dras Volcanics is a typical ophiolitic melange. The serpentinites are associated with radiolarian cherts of green, grey, and bright red colour, flysch rocks, and limestone klippes. The volcanics are mainly coarse-grained peridotite, porphyritic and dioritic rocks. The associated flysch consists of grey, silty or sandy slates, cherty slates, green and grey partly tuffaceous sandstones with flute casts, and fine breccias. The rocks of the flysch outlier are gently dipping or rather horizontal, contrasting to the steeply compressed Lamayuru Unit and Tibetan Zone in the N.

The discovery of that outlier of structural units, derived from the Indus Suture Zone, proves a displacement of 30 to 40 km towards the SW. This is of special importance as at present all the structural planes of the Indus Suture Zone dip steeply SW, thus giving the impression of a NE-ward movement. The recent find is evidence that the movements along the ophiolitic melange zones were directed SW and thus the structural units of the Indus Suture Zone overthrust the Tibetan Zone. This is in accordance with GANSSER's observations from northern Kumaon and adjacent Tibet (see GANSSER, 1964). Compression was very active in the Indus Suture Zone and its neighbouring region after the nappe movements. This has brought the series of the northern Zanskar Synclinorium into a vertical position, the zones in the N thereof became inverted. Probably some slip along the old tectonic lines accompanied these young movements.

Further it is important that the flysch outlier does not continue along the strike towards the NE as shown by the Kangi section (Pl. 1 [2]). This strengthens GANSSER's interpretation (1964, p. 74, 78) of the observations of BERTHELSEN (1951) from the Rupshu region. The latter worker has discovered another ophiolite zone S of the Indus ophiolite belt and took it as a second suture zone. From GANSSER's and my observations, however, it is highly probable that this southern ophiolite zone of Rupshu is likewise an allochthonous mass derived from the Indus Zone.

4. The relation of the Tibetan Zone to the Central Crystalline

After dealing with the Zanskar Synclinorium, its stratigraphy, and tectonics we shall consider the south-western margins of that synclinorium and its rela-

tionship to the adjoining Crystalline of the Great Himalayan Range. One of my intentions, to study the Palaeozoic sequence in the southern limb of the Zanskar Synclinorium was frustrated. Metamorphism already rather strong in the Triassic and Permian series of the Rangdum area has converted all rock series underlying the Panjal Trap into mica schists and gneisses. It is impossible to recognize any of the Palaeozoic formations older than the Panjal Trap.

The Permian is not well-defined and without traces of fossils. Probably it is represented by a 100—150 m thin-bedded alternation of dark blue schistose limestones, calc schists, and black phyllites. Veins of calcite are frequent in the strongly recrystallized and tectonized series.

The Panjal Trap (Upper Carboniferous — Permian) consists of light to dark green, schistose rocks, in which the amygdales are still recognizable. W of Rangdum down the Sankpoo River the Panjal Trap becomes more and more altered and is represented there by biotite-hornblende gneiss and amphibolite. Towards the S of Rangdum the same is to be observed. There a boss of coarse-grained porphyric two-mica metagranite to granite-gneiss is in contact with the Panjal Trap. The Triassics and Upper Palaeozoics of the syncline S of that granite intrusion are altered to amphibolite facies grade rocks.

Principally the same is observed in the region of Suru (Panikar) and the Chilung Pass. In midst of garnet, kyanite, and staurolite bearing mica schists and gneisses we find remnants of folded Triassic series. These are converted to marble or calc-mica schists and are accompanied by amphibolites (± garnet), which appear to represent the Panjal Trap. Thus LYDEKKER (1883) was right in observing the Triassic series in direct contact with the Central Crystallines. The Alpine metamorphism reaches higher up into the Tethys succession in this western part of the Himalayas. All the lower formations have become gneisses of the Central Crystalline. The Triassic and partly also the Panjal Trap, due to their significant lithology, are still recognizable within the crystallines. That the marble series and the amphibolites really represent the Triassic, respectively the Panjal Trap, is evident from the fact that towards the NW they are continuous with the only slightly metamorphosed Palaeo-Mesozoic sequence of northern Kashmir. The gradual decrease in alteration may be clearly observed in the Kainthal Nar Valley, W of the Chilung Pass.

5. Conclusions

The Indus Suture Zone is formed by basic volcanics associated with a series of flyschoid formations of Triassic to Paleogene age. Within that zone and along its margins we find very deep reaching structural planes. These are marked by ophiolitic melange, a tectonic mixture of ultrabasic material from the mantle with different sedimentary formations. The Lamayuru Formation shows that there existed an eugeosyncline as early as in the Triassic adjoining to the Tethys Zone in the N. The limestone klippes within the Lamayuru Formation are not only dragged from the Mesozoic limestones by the overthrust of the Lamayuru Unit, but seem to indicate former facial intertonguings. The eugeosynclinal sequence is intermingled towards the SW with the miogeosynclinal succession of

the Tibetan Zone. Triassic limestone klippes in the Lamayuru Formation, as dark argillites in the Tethys series (e. g. Mid to Upper Triassic, Spiti Shales) hint to such intertonguings. In the Upper Cretaceous the flyschoid environment extended southward to the Tibetan Zone (Kangi La Flysch), whereas the succeeding nummulitic limestones indicate shallowing again. *) Much work, however, is still necessary to get a clear picture of the original facies pattern particularly for the Triassic.

In the course of the nappe movements the units of the Indus Suture Zone have overridden the Tibetan Zone. The discovery of the flysch klippe of Spongtang, proving a thrust displacement of at least 30 km, is in accordance with GANSSER's findings in southern Tibet.

The structure of the Spongtang klippe certainly does not support the gliding mechanism, envisaged by SHAH (1976). This klippe consists of two thrust sheets, directly capping the Triassic-Jurassic series without any autochthonous flysch. The Kangi La Flysch, however, which must be regarded as part of the Tibetan Zone is free of exotic klippes.

After the nappe movements a very strong compression has affected the Indus Suture Zone and the adjoining parts of the Tibetan Zone. The northern boundary of the outlier mentioned above, and the northern portions of the Zanskar Synclinorium (Tethys series) became vertical. The whole structural pile of the Indus Suture Zone became inverted. Thus, during this later phase the Mesozoic limestones of the Tibetan Zone moved towards NE over the adjoining units of the Indus Suture Zone (e. g. Lamayuru Unit). The displacements in opposite directions along rejuvenated older thrust planes, however, were small compared to the earlier nappe movements towards the S.

The fact that the lower portions of the Tibetan (Tethys) succession up to the Triassic have become part of the Central Crystalline, again shows that it is a misconcept to regard the Crystalline as Precambrian. It is a common observation that the metamorphism of the Crystalline dies away in the lower formations of the Tibetan Zone and, thus, can not be considered as a basement. In the Nun-Kun-region, however, the metamorphism reaches up exceptionally high into the Palaeo-Mesozoic succession. Whereas I hold the view of a polymetamorphic nature of the Himalayan Crystalline (FUCHS, 1975, p. 55, 56), there is no doubt that this metamorphism of the Nun-Kun area is entirely Alpine.

Thus, the studies in western Ladakh and Kashmir have yielded results of more than local importance, but at the same time questions have arisen which are still unsolved. In spite of that, I hope that this preliminary report will contribute to the geological knowledge of the western Himalayas.

Acknowledgement

This research was made possible by the financial support of the „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" and the „Kulturamt der Gemeinde Wien". The „Ministerium für Wissenschaft und Forschung" has given me leave

*) These foraminiferal limestones are proved to be still Upper Cretaceous by recent palaeontological examination of my specimens.

for my Himalayan studies. To all of them I am very much grateful for their help. To Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, director of the Geologische Bundesanstalt, I owe thanks for his aid and his understanding for my investigations in the Himalayas.

References

BERTHELSEN, A.: Geological Section through the Himalayas. A Preliminary Report. — Bull. Geol. Soc. of Denmark, 12 (1), p. 102—104, Copenhagen 1951.

FUCHS, G.: Zum Bau des Himalaya. — Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Denkschr. 113, p. 1—211, Wien 1967.

FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. — Abh. Geol. B.-A., 32, p. 1—59, Wien 1975.

GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — p. 1—289, Interscience Publishers John Wiley and Sons Ltd., London, New York, Sydney 1964.

GANSSER, A.: The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. — Eclogae geol. Helv. 67 (3), p. 479—507, Basle 1974.

GANSSER, A.: The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. — Colloques intern. C. N. R. S. No 268 — Écologie et Géologie de l'Himalaya, Paris 1976.

GUPTA, V. J., & KUMAR, S.: Geology of Ladakh, Lahaul and Spiti regions of Himalaya with special reference to the stratigraphic position of flysch deposits. — Geol. Rdsch. 64, H 2, p. 540—563, Stuttgart 1975.

LE FORT, P.: Himalayas: The Collided Range. Present Knowledge of the Continental Arc. — Amer. Jour. of Science, 275 — A, p. 1—44, New Haven 1975.

LYDEKKER, R.: The Geology of the Kashmir and Chamba Territories and the British District of Khagan. — Mem. G. S. I., 22, p. 1—344, Calcutta 1883.

POWELL, C. Mc A. & CONAGHAN, P. J.: Plate tectonics and the Himalayas. — Earth & Planetary Sci. Letters 20, p. 1—12, North Holland Publishing Comp. 1973.

SHAH, S. K.: Indus Ophiolite Belt and the Tectonic Setting of the Malla Johar-Kiogad Exotics in Himalaya. — Colloques intern. C. N. R. S. No 268 — Écologie et Géologie de l'Himalaya. Paris 1976.

De TERRA, H.: Yale North India Expedition. Article 2 Geological Studies in the Northwest Himalaya between the Kashmir and Indus Valleys. — Mem. of the Connecticut Academy of Arts and Sciences, Vol. 8, p. 18—76, New Haven Connecticut 1935.

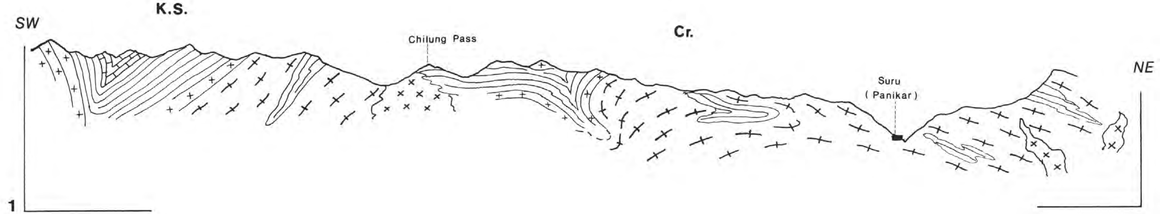
TEWARI, B. S. & PANDE I. C.: Permian fossiliferous limestone from Lamayuru, Ladakh. — Pub. Cent. Adv. Stud. Geol., Chandigarh, 7, p. 188—190, Chandigarh 1970.

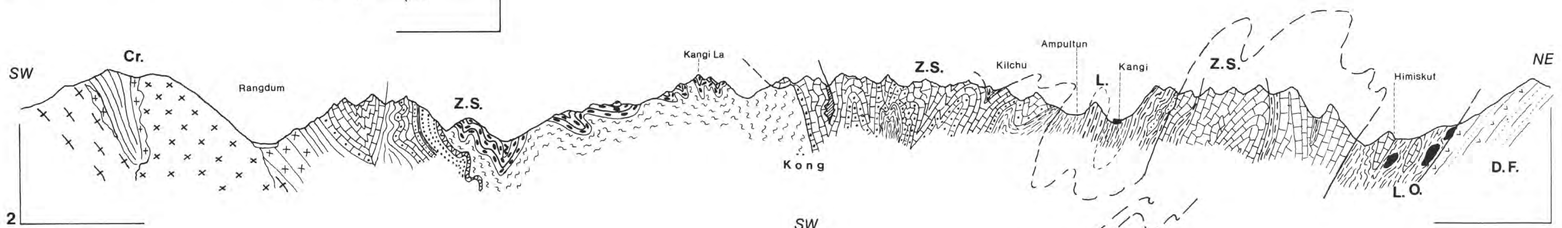
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. März 1977.

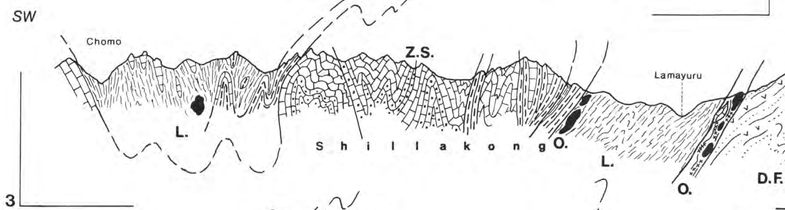
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120. Band, 1977 – Beilage 26
G. FUCHS Plate I

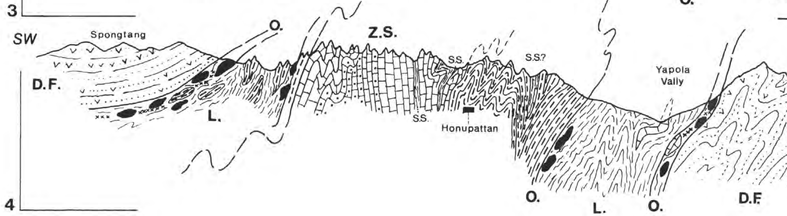
Sections through the Zanskar Mountains

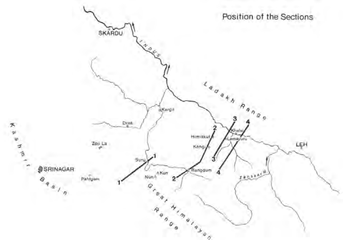
G. Fuchs, 1976











Z.S. – Zanskar Synclinorium (Tibetan Zone)

- Red and green shales and sandstones (Eocene?)
- Nummulitic limestones (Paleocene – Eocene)
- Kangi La Flysch (Up. Cretaceous – Paleocene (?))
- Chikkim Limestone (Up. Cretaceous)
- Marls and limestones (Paleocene – Eocene)
- Giumal Sandstone (Lower Cretaceous)
- Spiti Shales (S.S.)
- Dogger
- Kioto Limestone (Rhaetic – Dogger)
- Quartzite Series (Noric? – Rhaetic)
- Permian to Up. Triassic
- Multicoloured limestones and slates (Triassic?)
- Dark silty slates (Mi.-Up. Triassic)
- Panjal Trap (Permo-Carboniferous)

- Gneisses i.gen. — Cr. = Crystalline, K.S. = Kashmir Synclinorium
- Metagranites – granite – gneisses
- Ultrabasics (serpentinites) — O. = Ophiolitic melange zones
- Radiolarites
- Lamayuru Fn. (Triassic – Jurassic) limestone klippe — L. = Lamayuru Unit
- Flysch; volcanics — D. F. = Dras Flysch
- Khalsi Limestone (Mid-Up. Cretaceous) — I.F. = Indus ---
- Multicoloured conglomerates, sandstones, shales, etc — H.C. = Hemis Conglomerate; I.M. = Indus Molasse
- Ladakh Granite

0 1 2 3 4 5 km

Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 231—294	Wien, Dezember 1977

Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich)

Von Alexander Deutsch [1])

Mit 19 Abbildungen, 2 Tafeln und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 182, 199

Schlüsselwörter
Goldeck
Ostalpines Altkristallin
Altpaläozoikum
Metabasite
Metamorphose

Inhalt

Seite

Zusammenfassung 232
Abstract 233
1.1. Vorwort 233
1.2. Einleitung 234
1.3. Literaturübersicht 235
2. Der Gesteinsbestand 235
2.1. Permomesozoische Gesteine des Drauzuges 235
2.2. Zur Nomenklatur der metamorphen Gesteine 235
2.3. Gesteine der Muskowitzone 235
2.3.1. Phyllite 235
2.3.2. Erzreiche, karbonatführende Quarzphyllite 236
2.3.3. Metaquarzite 237
2.3.4. Metaquarzwacke 237
2.3.5. Kohlenstoffführender Metaquarzit 238
2.3.6. Karbonatgesteine 238
2.3.6.1. Kalkphyllite 239
2.3.6.2. Kalkmarmore 239
2.3.6.3. Dolomitmarmore 239
2.3.7. Basische Metavulkanite 240
2.3.7.1. Metadiabase 243
2.3.7.2. Metaaschentuffe bis -tuffite 244
2.3.7.3. Metakristalltuffe bis -tuffite 247
2.3.7.4. Metatuffite mit Sedimentvormacht 247
2.4. Gesteine der Biotitzone 249
2.4.1. Ilmenitführender Amphibolit 249
2.4.2. Phyllitische Glimmerschiefer der „Übergangszone“ 250
2.5 Gesteine der Granatzone 251
2.5.1. Glimmerschiefer der „Übergangszone“, z. T. granatführend . . 251
2.5.2. Glimmerschiefer 251

[1]) Anschrift des Verfassers: Dr. Alexander Deutsch, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien, Österreich.

Seite
2.5.3 Kohlenstoffführender Granatzweiglimmerschiefer 252
2.5.4. Metaquarzite 253
2.5.5. Mylonite aus Pelit-Psammitabkömmlingen 254
2.5.6. Karbonatgesteine 255
2.5.7. Hornblendegesteine 256
2.5.7.1. „Gemeine" Amphibolite 260
2.5.7.2. Gebänderte Amphibolite (Epidotamphibolite) 261
2.5.7.3. Biotitamphibolit 261
2.5.7.4. (Granat-)Hornblendefels 262
2.5.7.5. Apatit- und ilmenitführender Amphibolit (Hornblendegarbenschiefer) 263
2.5.8. Saure Orthogneise 263
2.5.9. Kalksilikatgestein 265
2.6. Gesteine der Staurolithzone 265
2.6.1. Staurolithführender Granatzweiglimmerschiefer 265
2.6.2. Amphibolit 267
3. Mineralparagenesen und Metamorphose 267
4. Geologischer Aufbau 272
4.1. Die Serie unterhalb der sauren Orthogneise 272
4.2. Die Serie oberhalb der sauren Orthogneise 274
4.3. Die Serie der „weißen Wand" 276
4.4. Der Goldecksüdabfall 278
4.5. Das Gebiet S des Tiebelbaches 282
5. Tektonik und Lagerungsverhältnisse 282
5.1. Klüfte 283
5.2. Diskussion 283
5.3. Bruchtektonik 284
6. Stratigraphische Interpretation 284
7. Zum Alter von Metamorphose und Tektonik 287
8. Quartär 288
9. Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse 289
Literatur 291

Zusammenfassung

Die mittlere Goldeckgruppe wurde in einem Maßstab von 1 : 10.000 geologisch kartiert, bei der petrographischen Bearbeitung lag der Schwerpunkt auf den basischen Gesteinen. Im Gelände wurde eine dreimalige Wiederholung von pelitisch-psammitischen Sedimenten und karbonatischen Ablagerungen mit Grüngesteinen an der Basis festgestellt. Für diese Abfolgen wird ein Alter von Ordoviz bis Devon für möglich gehalten. Nach der Anlage eines Schuppen- bis Deckenbaues wurden die Serien spätparatektonisch von einer progressiven Metamorphose erfaßt. Bei der Dünnschliffauswertung wurde eine Abfolge von Indexmineralen in den Metapeliten festgestellt: Muskovit — Biotit — Granat — Staurolith. In der Muskowit- und Biotitzone treten spilitische Metadiabase, Metaaschen- und Metakristalltuffe auf; die basischen Gesteine der Granat- und Staurolithzone lassen sich in Hornblendefelse und Amphibolite sowie Hornblendegarbenschiefer tuffogener Entstehung klassifizieren. Das Metamorphoseprofil wird als nahezu ungestört angesehen, das Alter der progressiven Metamorphose ist variszisch. Über das gesamte Gebiet ist das Gefügebild unabhängig vom tektonischen Stockwerk gleich, die Linearen streichen bei flachem Einfallen E-W.

Eine zweite, durchgehende Überprägung des Mineralbestandes mit Neueinstellung eines Gleichgewichtes konnte nicht festgestellt werden, allerdings treten an Zonen stärkerer Durchbewegung Chloritisierungen an Granat und Biotit, vereinzelt auch an Hornblenden sowie Trübungen in den Feldspäten auf. Diese selektiv wirkende retrograde Umprägung wird gemeinsam mit der Reaktivierung des tektonischen Inventars als alpidisch angesehen.

Abstract

The central part of the Goldeck mountain group (Carinthia/Austria) has been mapped geologically on a scale of 1 : 10000. With the petrographic studies emphasis was laid on the basic rocks. In the field a triple repetition on pelitic-psammitic sediments, greenstones and carbonaceous was found. The likely age of these seqences mainly based on lithostratigraphical comparison is considered to be between the Ordovician and the Devonian.

Progressive metamorphism was immediately precided by a phase of deformation and thrusting. The index-minerals in the metapelites are muscovite — biotite — garnet — staurolite. The muscovite and biotite zones comprise spilitic metadiabases, meta-ashes, and metacrystal tuffs; the basic rocks of the garnet and staurolite zones can be classified as hornblendefelses, as amphibolites and as „Hornblendegarbenschiefer" with tuffogenic chemical composition.

The section of the progressive metamorphism is regarded to be almost continuous. Metamorphism is due to the Hercynian period.

Disregarding the tectonic stage the structural pattern is the same over the whole area. There is no indication of Alpidic regional metamorphism. However, zones of strong shear in the Alpidic time are characterized by the growth of chlorite at the expense of biotite, garnet, and sometimes hornblende too as by unmixing of plagioclase. The old lineations and cleavage have been reactivated.

1.1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt die umgearbeitete und gekürzte Fassung einer im Jahre 1976 am Geologischen Institut der Universität Wien fertiggestellten Dissertation dar, wobei auch eine Erweiterung der Erfahrungen nach Abschluß der Dissertation im Kartierungssommer 1976 in der W Goldeckgruppe mitverwertet werden konnte. Zwischen 1973 und 1975 wurden die Untersuchungen mit Reise- und Sachbeihilfen vom Geodynamischen Forschungsprojekt (Österreichische Akademie der Wissenschaften) gefördert, wofür an dieser Stelle gebührend gedankt sei. Seit 1. Oktober 1975 wurde die Arbeit im Rahmen des Hochschulschwerpunktprogrammes N 25 (Teilprojekt Goldeck, Leitung Univ.-Prof. Dr. CH. EXNER) durchgeführt.

An erster Stelle gilt mein Dank Prof. CH. EXNER für die Stellung des Dissertationsthemas, die Betreuung, Hilfe und die wohlwollende Förderung meiner Arbeit. Weiters danke ich Prof. W. RICHTER, Prof. H. WIESENEDER, Doz. W. FRANK, Doz. W. FRISCH und Dr. KOLLER für die Unterstützung, für Anregungen und Hinweise. Dr. H. P. SCHÖNLAUB unternahm in dankenswerter Weise die Untersuchung von Karbonatgesteinsproben auf Conodontenreste.

1.2. Einleitung

Aus dem Studium der neueren Literatur wird eine ganze Anzahl offener Fragen über die Geologie der Goldeckgruppe deutlich: Unklar ist die tektonische Position der Serien im Bild vom Bau der Ostalpen, unklar ist aber auch die Stellung des variszisch metamorphen „Paläozoikums" über dem „polymetamorphen Altkristallin" — damit verbunden tritt die Frage nach Art und Alter der rückschreitend wirkenden Metamorphose des „Altkristallins" auf. Weiters sollten meine Untersuchungen in stratigraphischer Hinsicht neue Aussagen bringen.

Von dem bearbeiteten Gebiet, das etwa 70 km² auf den Blättern 182 und 199 der ÖK 1 : 50.000 umfaßt, wurde eine geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000

aufgenommen. Bei der Ausarbeitung lag der Schwerpunkt auf den basischen Gesteinen, die am ehesten geeignet schienen, das metamorphe Geschehen näher zu gliedern.

1.3. Literaturübersicht

Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts liegen aus der Goldeckgruppe nur Einzelbeobachtungen und lagerstättenkundliche Arbeiten vor. Die eigentliche Erforschungsgeschichte beginnt mit GEYER (1901), der eine Unterteilung in kristallinisches Grundgebirge und paläozoische Tonschiefer und Quarzite vornimmt. Die zweite Gruppe hat Ähnlichkeiten mit den untersilurischen Schiefern von Mauthen, allerdings deutet ihre Lage darauf hin, daß sie der Nordflügel des Nötscher Karbons seien.

Nach ANGEL & KRAJICEK (1939) herrscht im Goldeckzug eine Dreiteilung in:

a) die Trias mit Grödener Sandstein, dessen Basis phyllonitisiert ist,
b) die Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen — sie wird als karbonisch angesehen — und steht mit der unterlagernden Teileinheit, der Quarzphyllitgruppe, in tektonisiertem Verbande. Die darin auftretenden Marmorschollen werden ins Devon gestellt, und
c) in das zweitstufig durchgeprägte, häufig diaphthoritisierte Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden.

Die Einheiten b) und c) wurden zuerst tektonisch verschuppt und erfuhren danach eine mit der Tauernkristallisation zeitgleiche erststufige Metamorphose. Diese wirkte im Altkristallin rückschreitend, in den Quarzphylliten aber progressiv.

SCHWINNER (1943) stellt die Bänderkalke im Vergleich zu den Schöckelkalken, in den Tonschiefern sieht er ein Äquivalent der Wildschönauer Schiefer und der Plengeschiefer. Das Marmorlager im Hangenden der Glimmerschiefer betrachtet er als paläozoische Einschuppung. SCHWINNER fordert ein variszisches Alter für die Metamorphose und die Verschuppung von Quarzphyllit und Altkristallin.

Durch das Auffinden einer Transgression von Grödener Sandstein über Phyllit am Westhang des Tiebelbachgrabens gelang es FRITSCH (1961) die epizonale Metamorphose des Paläozoikums als präpermisch einzuordnen, zum anderen die Zugehörigkeit der Einheit b) zum Drauzug zu beweisen. Er stellt auch die Möglichkeit zu Diskussion, daß die Diaphthorese des Altkristallins voralpidisch sei.

TOLLMANN (1959, 1960 und 1963) legt die Überschiebungsbahn von Ober- auf Mittelostalpin in das Goldeckgebiet. Die Grenzfläche wird 1959 unterhalb eines Bänderkalkmarmors beschrieben. 1960 hingegen vermutet sie der Autor innerhalb der Quarzphyllite. 1963 werden beide Grenzflächen erwähnt (S. 62 f.), die Stellung der Quarzphyllitgruppe sowie der hangenden Glimmerschiefer bleibt also unklar. Die „kräftige Diaphthorese des Altkristallins" geht auf die Überschiebung des Oberostalpins zurück, sie hat alpidisches Alter.

LAHUSEN (1969) sieht auf Grund der Gesteinsausbildung sowie der (Sb)-W-Au-Vererzung wegen das „Altkristallin" als altersgleich mit den Phyllitserien an, d. h., ähnlich wie im Saualpengebiet liegen Serien gleichen Alters variszisch ver-

schieden metamorph übereinander. Während des alpidischen Geschehens erfahren die Gesteine nur mehr eine schwache Überprägung bei gleichbleibenden Achsenrichtungen.

2. Der Gesteinsbestand

2.1. Permomesozoische Gesteine des Drauzuges

Da der Untere Muschelkalk, der allein in einem Graben SW Sattelecker an die Phyllite angrenzt, erst in jüngster Zeit genau bearbeitet wurde, verweise ich auf SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN (1957 und 1961) sowie VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965).

Als eigentliches Grenzniveau tritt Permoskythsandstein auf, der mit einem Einfallen von etwa 50° nach SW diskordant über den epizonal metamorphen Gesteinen liegt und z. T. an Trennfugen lokal bewegt ist. Beschreibungen der Permoskythbasisbreccie lieferten FRITSCH (1961) und OXBURGH (1968). Unmittelbar oberhalb der von OXBURGH (1968) kurz skizzierten Transgressionsfläche fand EXNER (1974) eine halbmeterbreite Lage mit kataklastischen und variszisch rückschreitend metamorphen Granitgeröllen.

2.2. Zur Nomenklatur der metamorphen Gesteine

Zur Benennung wurden hauptsächlich quantitative Kriterien herangezogen, wie sie von FRITSCH, MEIXNER & WIESENEDER (1967) zusammengestellt worden sind. Bei den Metabasiten in Grünschieferfazies allerdings werden nach FISHER (1966) jene Namen angeführt, die das vulkanische Ausgangsgestein näher kennzeichnen, soweit sich dieses auf Grund der Dünnschliffbearbeitung und aus dem makroskopischen Habitus rekonstruieren ließ. Die im weiteren verwendeten Abkürzungen sind:

Ab — Albit	Fsp — Feldspat	Mu — Muskowit
Akt — Aktinolith	Gr — Granat	Ol — Oligoklas
Ap — Apatit	Hä — Hämatit	Plag — Plagioklas
Bi — Biotit	Hbl — Hornblende	Pyknochl — Pyknochlorit
Cc — Kalzit	Il — Illmenit	Q — Quarz
Chl — Chlorit	Karb — Karbonat	Se — Serizit
Dol — Dolomit	Klin — Klinozoisit	Stau — Staurolith
Ep — Epidot	Leukox — Leukoxen	Ti — Titanit
		Tu — Turmalin
		Zr — Zirkon

sowie Akz für Akzessorien und xx für Kristalle.

Die kristallographischen und mineraloptischen Abkürzungen werden wie in TRÖGER (1971), Teil I, verwendet. Die Zahlenwerte des Modalbestandes verstehen sich als Vol.-%.

2.3. Gesteine der Muskowitzone

2.3.1. Phyllite

Gemeinsam ist den Phylliten, die in mannigfachen Variationen auftreten ihr Edukt — ein monotones, meist feinkörniges sandig-toniges Sediment — und die Metamorphosegeschichte.

An der E-Flanke des Tiebelbachgrabens (z. B. 150 m E der Kote 955) stehen feinkörnige, ebenflächige Chloritquarzphyllite an, die Lagen aus mobilisiertem Quarz sowie dünne vulkanische Einschaltungen enthalten. Bei einer Röntgendiffraktiometeraufnahme der seidig schimmernden Gesteine konnten bei hohen Eisenuntergrundwerten Quarz, ein 14 Å-Chlorit, Muskowit und Albit identifiziert werden. Der Feldspat wird zum größten Teil als Tuffeinstreu angesehen.

Von den Schiefern des Goldecks ist die Mehrzahl Quarzphyllit zu benennen, wobei nur die Verteilung des Quarzes im Gestein variiert. Vorherrschend liegen Typen mit Quarz-Glimmerlagenbau vor, es folgen die von Quarzknauern und Quarzlinsen durchsetzten Phyllite und schließlich Gesteine, deren hoher Quarzgehalt infolge der Feinkönigkeit und des fein verteilten Auftretens erst im Mikroskop feststellbar ist.

Der Modalbestand der Quarzphyllite liegt bei etwa 48—57% Quarz, 28—40% Muskowit, 6—8% Chlorit, Albit ist meist vorhanden, Erz (Pyrit und Hämatit) macht etwa 4% aus. An Akzessorien findet man Apatit, Turmalin, Zirkon und Epidot sowie fein verteiltes (graphitisches?) Pigment.

U. d. M.: Parallel der Stoffbänderung liegt s_1. Abhängig vom Grad der Durchbewegung wird das Gefüge von s_2 aufgelöst. Diese Schieferung steht etwa normal zu s_1 und drückt sich in nicht penetrativen, diskreten limonitisierten Klüften aus

Die Quarzphyllite mit intensiver Durchbewegung, verbunden mit Quarz-Mobilisierung, treten vorzüglich in m- bis zehner-m-mächtigen Lagen eingeschaltet in weniger verformten Gesteinen auf.

Eine andere Gruppe, die Chloritphyllite, können makroskopisch nur schwer von Quarzphylliten getrennt werden. Auch diese Gesteine haben schimmernde s-Flächen, sind relativ hart und man beobachtet im Querbruch dieselbe Deformation, die den mm-Wechselbau aus quarzbeherrschten und schichtsilikatreichen Lagen fältelt oder völlig verwischt. Im Gelände finden sich Chloritphyllite als Einschaltungen in quarzreichen Schiefern, meist mit fließenden Übergängen, oder als Zwischenlagen in den Karbonatzügen.

Als Ausgangsgestein kann man einen Pelit mit etwas weniger Quarz heranziehen. Der höhere Chloritgehalt in einigen anderen Schiefern, die Angel & Krajicek (1939) als chloritführende und Chloritglimmerschiefer bezeichneten, geht sicher auf die Einstreuung von vulkanischem Material zurück.

2.3.2. Erzreiche, karbonatführende Quarzphyllite

Dieses Gestein findet man am NE-Hang des Tiebelbachgrabens (Profil E Gehöft Oberrauter, 80 m NE Kote 1080), vornehmlich aber kommen die hellbräunlich verwitternden, harten und schlecht spaltbaren Quarzphyllite am N-Abfall der Bucheben vor.

Die Zusammensetzung dieser Gesteine lautet etwa 60% Quarz, 25% Muskowit-Serizit, 15—20% Erz, Karbonat, klastischer Plagioklas, Turmalin, Apatit und Zirkon. Mit dem Röntgendiffraktometer wurden Lepidokrodit, Goethit, Hämatit und Pyrit sowie zusätzlich ein Chlorit (sehr geringe Intensität) festgestellt.

Der erzreiche Quarzphyllit läßt sich am besten als rhythmische Ablagerung in einem reduzierenden Milieu deuten. Nicht ganz klar erscheint aber, warum sich innerhalb der quarzreichen, sandigen Lagen kaum Pyrit bildete, und die Frage, weshalb jegliche kohlige Substanz fehlt.

2.3.3. Metaquarzite

Diese treten meist als geringmächtige Einschaltungen in Quarzphyllitabfolgen auf und fallen im Gelände durch einen Übergang von schiefriger zu eher massig-plattiger Textur auf. Unter dem Begriff Metaquarzite sind makroskopisch recht unterschiedliche Gesteine zusammengefaßt, deren Quarzgehalt aber in jedem Falle über 85% des Mineralbestandes ausmacht. Detritärer Plagioklas, Pennin, Serizit und Akzessorien (Turmalin; Apatit; Rutil; Monazit (?) und limonitisierter Pyrit) ergänzen den Modalbestand auf 100%. An Hand der Feinschichtung in einem ebenflächigen, grünlichgrauen Metaquarzit (Fahrstraße von Kote 1226 auf die Bucheben, Höhe 1280 m) kann man erkennen, daß die weitständige Schieferung in ss liegt.

Am Kamm der Goldeckgruppe zieht sich eine 10—25 m mächtige Lage aus erzführendem Metaquarzit nach W, in ähnlicher Ausbildung ist das rostig verwitternde Gestein auch am E Nachbargipfel des Goldecks zu finden. Im Querbruch sieht man eine große Anzahl von limonitumrandeten Hohlräumen (herausgewitterte Erzkörner).

U. d. M.: Obwohl Q fast überall gut rekristallisiert ist, kann man durch die Regelung der Mu-Blättchen und auf Grund der Faltung und Verbiegung einer sedimentär angelegten Q-Ol-Linse deutlich zwei Verformungsakte trennen: 1) Eine der Stoffbänderung parallel verlaufende Schieferung (Einregelung des Mu) und 2) die normal dazu verlaufende Gleitbrettschieferung (Verstellung der Hellglimmerlagen, Scherklüfte).

Q; Mu; eisenreicher Pennin; Limonit: Bis zu 1,5 mm große Flecken mit stark gegliederten Kornrändern, z. T. pseudomorph nach Hä (?), bis zu 10% des Modalbestandes; Ol; Tu; Ap; Monazit (?).

Ebenso wie die anderen Metaquarzite enthält dieses Gestein ein wenig aussagekräftiges Schwermineralspektrum. Des Eisenreichtums wegen kann man ein reduzierendes Milieu im Ablagerungsraum annehmen. Während der Sedimentation wurde ein Eisengel ausgeschieden, das metamorph zu Hämatit umkristallisierte; dieser liegt jetzt bedingt durch die Verwitterung als Limonit vor.

2.3.4. Metaquarzwacke

Ein ca. 30 m mächtiges Band von Metaquarzwacke, das sedimentär in Quarzphyllit eingeschaltet ist, wurde an der Straße SW-Seite Tiebelbach (100 m SE Kote 909) neu aufgefunden. Das graugrüne, von limonitisierten und Quarzadern durchzogene Gestein zeigt megaskopisch keine s- oder ss-Flächen, frische Brüche schimmern durch den Serizit-Belag leicht.

U. d. M.: In einem äußerst feinkörnigen Gewebe (ϕ 0,01 mm) aus Q, Se, etwas Karb und Flittern von Chl liegen völlig ungeordnet schlecht zugerundete, oft auch zerbrochene Q-Körner, Gesteinsbruchstücke, limonitisierte Erzkörner mit Übergängen von Pyrit und Pyrrhotin (?) sowie Karb-Butzen (Größe 0,5—1 mm). Letztere allerdings dürften durch Sammelkristallisation aus dem Cc der Matrix gebildet worden sein. Parallel der Lineation sind die großen Körner im Verhältnis 3 : 1 gelängt. Schräg zur Mineralängung verläuft eine weit-

ständige Kluftschar, die sich durch Q-Mobilisate, Limonitschnüre sowie durch mit Mörtelstruktur verheilte Risse in den großen Q-Körnern ausdrückt.
Grundgewebe (30%): Q, Se, Pennin-Klinochlor; Q; Limonit; Gesteinsbruchstück: Feinstkörnig, Q, eisenreicher Chl, Se, Erz, wahrscheinlich Tuff; Tu; Ti; Leukox; Ep; kohlige Substanz.

Das heteroklastische Gefüge läßt als Ausgangsgestein eine Quarzwacke vermuten, deren Komponenten in einer Matrix mit Tonkorngröße eingelagert wurden Der hohe Gehalt an FeOOH wurde bereits im Abschnitt 2.3.2. diskutiert.

2.3.5. Kohlenstoffführender Metaquarz

An zwei Stellen (Profil am Güterweg W Steiner, Güterweg zum Gehöft Rauter vulgo Obernageler) fand ich Bänder von stark verfaltetem „Graphitquarzit" neu auf, der in kohlenstoffhältigen (?) Phylliten eingebettet liegt. Das im mm- bis cm-Bereich gebänderte Gestein (Wechsellagerung Quarz-Serizit/Muskowit und kohlige Substanz) ist hart, verwittert etwas rostig und hat silbrig schimmernde oder kohlig abfärbende s-Flächen.

U. d. M.: Die Wechsellagerung zwischen kompetenten und inkompetenten Material sowie der damit verbundene Faltungsstil prägen das Bild. Die Q-Körner werden in den äußeren Bogen der Falten gelängt, es kommt bis zur Zerreißung (Mechanismus der Biegegleitfaltung), während die inkompetenten Kohlenstoff-Mu-Lagen in den Faltenscheiteln angeschoppt werden, an den Schenkeln ausdünnen und in sich eine starke Mikrofaltung mit liegenden Falten und abgelösten Faltenkernen zeigen. In einem Schenkel wird die Tendenz zur Durchscherung sichtbar, wobei es zur Bildung von kammartig kristallisierendem Kluft-Q kommt.
Q; Mu/Se; amorphe kohlige Substanz: Schwarze, glanzlose Bänder, feindisperses Pigment in einigen Q-Lagen; Limonit: „glaskopfartige" Aggregate, in würfeliger Form nach Pyrit (ca. 15%); Ap.

Das mikroskopische Bild erlaubt es, als Ausgangsgestein einen Lydit in der Art wie „Lydit B" (F. & H. Heritsch, 1942) anzunehmen. Die ursprüngliche, feine Wechsellagerung zwischen Radiolarienresten und Quarz einerseits und graphitischer Substanz andererseits blieb während der Metamorphose erhalten.

Die aus der N Grauwackenzone beschriebenen rundovalen Körperchen aus feinkristallinem Quarz oder Chalzedonaggregate (Mostler, 1966), die beide umkristallisierte Radiolarien darstellen, konnte ich nicht nachweisen; ebenso fehlen Anwachssäume in den Quarzkörnern.

An einer Probe führte Herr Dr. Zack vom Inst. f. Pysikalische Chemie d. Univ. Wien eine quantitative Kohlenstoffanalyse durch, die beim Gesamtgestein 3,48 Gew.-% C ergab. Man muß diesen Kohlenstoff wohl zur Gänze als organisch sehen, da auf Grund des Fehlens von Karbonat die Möglichkeit der Bindung mit CO_2 (unter 1 Gew.-%; Analyse durchgeführt von P. Klein, Geol. B.-A. Wien) fehlt. Der im Verhältnis zu den von F. & H. Heritsch (1942) angeführten Werten höhere C-Gehalt kann entweder primär sein oder man zieht die von den beiden Autoren erwähnte Kohlenstoffwanderugn für den Lydit B in Betracht.

2.3.6. Karbonatgesteine

An der N-Flanke des Tiebelbachgrabens findet man mehrere Karbonatgesteinszüge mit einem vielfältigen und makroskopisch abwechslungsreichen Habitus.

2.3.6.1. Kalkphyllite

Im Aufschluß treten sie durch helle Farben verbunden mit einem deutlich schimmernden Hellglimmerbelag und rostiger Verwitterung hervor. Die Kalkphyllite begleiten meist Marmore und sind als Bindeglied zwischen sandig-toniger Sedimentation und der einsetzenden karbonatreichen Fazies zu werten. An vereinzelten Stellen (z. B. 200 m S Kote 1226) findet man solche Schiefer auch in Verbindung mit karbonatreichen Quarzphylliten.

2.3.6.2. Kalkmarmore

Als Übergang zur vorigen Gruppe sind jene mittelkörnigen hellen oder blaugrauen Kalkmarmore anzusehen, deren hoher Tonanteil (etwa 20% Hellglimmer, Quarz und Albit) sich in Phyllitschmitzen und durch einen Serizitbelag auf den s-Flächen ausdrückt.

Die Hauptmasse der Karbonatgesteinszüge machen Bänderkalkmarmore aus, die oft in Verbindung mit dem zweiten wichtigen Typus, nämlich hellen massigen Kalken bis Kalkmarmoren gefunden werden. Die gebankten Gesteine sind im mm-Bereich gebändert, wobei der Farbwechsel einerseits zwischen weiß, hellgrau und blaugrau, zum anderen zwischen weiß und braun stattfindet; seltener findet man grau bis dunkelgrau gebänderte, feinkörnige Marmore. Der Glimmergehalt ist je nach dem Grad der sedimentären Verunreinigung stark wechselnd.

Nur innerhalb der Muskowitzone sind die stark pigmentierten Kalzitmarmore zu finden, wobei der Habitus dieser dunkelgrauen bis schwarzgrauen, teils gebänderten Gesteine dem von nicht metamorphen Kalken ähnelt. Vereinzelt erkennt man auf den dunklen, leicht schmierenden s-Flächen, die dem ss parallel laufen, Hellglimmerschuppen.

Zuletzt seien noch die hellen massigen Kalkmarmore erwähnt, die am S-Abfall des Goldecks eher zurücktreten, aber den mächtigen Zug der „weißen Wand" (in der Biotitzone der Metapelite) fast zur Gänze aufbauen. Die meist zuckerkörnigen Gesteine haben entweder weiße, gelbliche oder rosa Färbung, führen sehr wenig Hellglimmer und zeigen nur selten die Andeutung einer Schieferung. Als Anhang muß noch ein farbloser massiger Kalzitmarmor hierher gestellt werden, der von ca. 2—4 mm dünnen Schnüren von Eisenkarbonat und Magnesit regelmäßig durchsetzt wird (neuer Fahrweg zum Gehöft Rauter vulgo Obernageler, ca. 100 m E Kote 1080).

U. d. M.: Die in etwa 1—2 mm großen druckverzwillingten Cc-Körner liegen ohne Zement mit guter Eigengestalt aneinander an, stärkere Verunreinigung mit Q. Der aschgrau-bräunlich gefärbte Magnesit (Größe bis zu 5 mm) tritt ausschließlich unverzwillingt auf. Das makroskopisch bräunliche Fe-Karb erweist sich als etwas Fe-führendes Karb mit feinstverteilten Eisenhydroxiden (Farbwirkung!) in den Spaltrissen.

Ebenfalls vom Tiebelbach E-Ufer beschreibt LAHUSEN (1969) in der Schichtung eingelagerte 1 cm dicke Magnesitlagen im Dolomit. Nach ihm ist der Magnesit syngenetisch, das grobe Korn des $MgCO_3$ beruht auf der großen Kristallisationsfreudigkeit bei diagenetischen und metamorphen Prozessen.

2.3.6.3. Dolomitmarmore

ANGEL & KRAJICEK (1939) erwähnen diesen Gesteinstyp überhaupt nicht, SCHWINNER (1943) berichtet von feinkörnigen blaugrauen Dolomiten und hält

die Dolomitisierung für einen metasomatischen Vorgang. LAHUSEN (1969) beschreibt laterale Veränderungen von Kalk zu Dolomit.

Die räumlich größte Verbreitung haben Dolomitmarmore und dolomitische Marmore um die Kote 1720, in einem etwa E-W-streichenden Zug beim Vermessungspunkt 1830 sowie beim Kopf 1554. Bei den weiteren Vorkommen handelt es sich um geringmächtige Bänke mit Übergängen in Kalzitmarmore.

Abhängig vom Eisengehalt verwittern die Gesteine entweder grau oder bräunlich, oft kommt es zur Ausbildung einer ca 1 mm dicken, limonitischen Kruste. Im frischen Anschlag können weißlich-hellgrau gebänderte, dichte mittelgraue, von farblosen Kalzitadern durchzogen und als Übergang dazwischen weißlich-gelbliche Typen unterschiden werden. Als Besonderheit kann ein dunkelgraues, dichtes quarzführendes Dolomitgestein mit Schlieren von kräftig grünem Fe-Mg-Chlorit gelten (Fahrweg von Kote 1226 auf die Bucheben, Höhe 1300 m). Aus den dichten, massigen Typen wurden etliche Proben von Dr. SCHÖNLAUB, Geol. B.-A. Wien, ergebnislos auf Conodonten untersucht.

An Hand der im Gelände aufgefundenen, meist lagigen Dolomitverteilung wird angenommen, daß die Dolomitisierugn ein syngenetischer oder diagenetischer Prozeß war. Allerdings können weitere Verdrängungen im Zusammenhang mit der Metarmorphose gesehen werden.

2.3.7. Basische Metavulkanite

Obwohl in meinem Aufnahmsgebiet die Stammformen der einzelnen Vulkanite nicht mehr so eindeutig wie im E anschließenden Bereich (HEINZ, 1976) erhalten sind, lassen sich doch mehrere Typen klar unterscheiden. Zur chemischen Klassifizierung und um ein genaueres Bild über das vulkanische Geschehen zu bekommen wurden von einem Metadiabas (F 2/74) und von zwei Metaaschentuffen (F 7/74, O 8/74) Analysen angefertigt. Die beiden erstgenannten Gesteine analysierte ich auf naßchemischem Wege, O 8/74 untersuchte ich gemeinsam mit den Amphiboliten der Granatzone in der RF-Anlage und am Flammenphotometer (Alkalien). Siehe auch Abschnitt 2.5.7.

Fundpunkte der Proben

F 2/74: N-Hang Tiebelbach, 200 m SE Kote 1517, Höhe 1545 m; F 7/74: N-Hang Tiebelbach, 300 m E Kote 1723, Höhe 1573 m; O 8/74: Schreigraben, 500 m NNE Martennock, Höhe 1675 m.

Da aus Tab. 1 leicht ersichtlich ist, daß O 8/74 die gleiche Zusammensetzung wie F 7/74 hat und zusätzlich auch bei höherer Metamorphose die selbe Paragenese ausbildet, werden die spilitischen Metabasite aus der Biotit-Zone der pelitischen Gesteine in diesem Kapitel behandelt.

Die Auswertung der Ergebnisse wurde durch die detaillierten Untersuchungen des basischen Vulkanismus W Eisenkappl (LOESCHKE, 1970, 1973, 1974; LOESCHKE & ROLSER, 1971; LOESCHKE & WEBER, 1973) sehr erleichtert. Vergleiche mit Grüngesteinen aus anderen, in der Grünschieferfazies metamorphen Altpaläozoikumsgebieten des mittelkärtner Raumes sind wegen der fehlenden Analysendaten nicht möglich, sieht man von den Werten für einen Metadiabas im nordöstlichen Klagenfurter Becken (GROSCHOPF, 1970, Analytiker Doz. Dr. LODEMANN) ab.

Tab. 1. Chemische Analysen von basischen Metavulkaniten der mittleren Goldeckgruppe und Vergleichswerte. FeO gilt als Gesamteisen.

Gew.-%	Deutsch (1975) Diabas F 2/74	Tuffe F 7/74	Tuffe O 8/74	Summe	Groschopf 1970	Loeschke 1973 36 Analysen	Amstutz 1974
SiO_2	47,58	44,82	46,391	46,26	48,18	46,56	48
TiO_2	2,81	2,56	2,663	2,68	3,67	3,31	2
Al_2O_3	14,92	14,48	14,736	14,71	13,99	14,76	15
Fe_2O_3					3,47	5,13	
FeO	11,99	10,54	12,469	11,67	8,71	7,11	10
MnO	0,16	0,22	0,218	0,20	0,19	0,21	
MgO	5,72	5,38	2,823	4,64	6,34	4,78	6
CaO	8,79	9,49	8,712	9,00	5,15	7,85	8
Na_2O	2,26	2,94	3,69	2,96	5,90	3,88	5
K_2O	0,16	0,07	0,19	0,14	0,27	0,83	1
Glv.	3,37	7,72	6,79	5,96	4,40	3,28 (H_2O^+)	5
CO_2						1,19	
P_2O_5	0,35	0,20			0,50	0,54	
	98,11	98,42	98,682	98,22	100,77	99,43	100

Niggli-Werte	F 2/74	F 7/74	O 8/74
alk	6	7	10,1
fm	48	44	40,6
c	24	27	25,6
al	22	22	23,7
si	119,3	115,6	127
mg	0,46	0,48	0,29
k	0,03	0,03	0,03

Die gute Übereinstimmung der Werte mit denen von Gesteinen aus den Vergleichsgebieten sowie mit der von Amstutz (1974) gegebenen Durchschnittszusammensetzung sprechen eindeutig für einen spilitischen Chemismus der Metavulkanite des Goldecks. Auch die von Turner & Verhoogen (1960) aufgestellten Kriterien, nämlich hohe Natronwerte, deutlich niedrigere K_2O-Gehalte, relativ viel TiO_2 und ziemlich geringe Gew.-% an Al_2O_3, CaO und MgO, werden gut erfüllt. Zu den Ergebnissen muß noch bemerkt werden, daß der hohe Glühverlust der Tuffe auf das viele freie Karbonat in diesen Gesteinen zurückzuführen ist.

Im AFM-Dreieck (Abb. 1 umgezeichnet nach Loeschke, 1973) werden die im Vergleich zu anderen Spilitprovinzen etwas niedrigeren Alkaligehalte und die Betonung von FeO gegen MgO deutlich. Im Verhältnisdiagramm der Alkaligew.-% gegen SiO_2 liegen die Punkte meiner Analysen in der Nähe der spilitischen Pillowlaven und haben ebenso wie diese geringe Kieselsäuregehalte (Abb. 2 umgezeichnet nach Loeschke, 1973). Als Möglichkeit, die ozeanischer Herkunft von

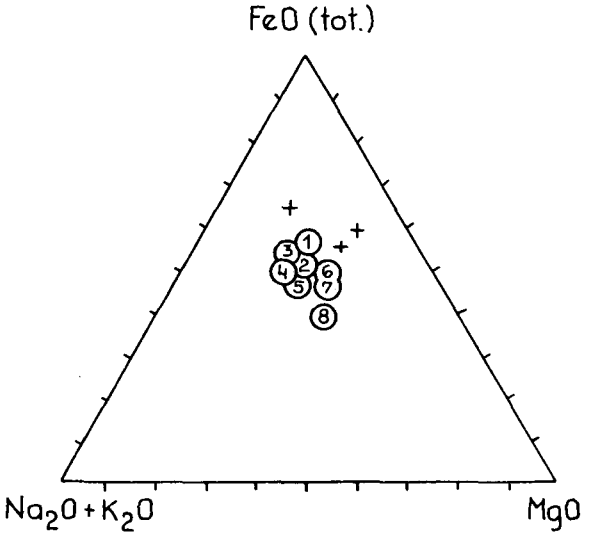


Abb. 1. AFM-Diagramm, umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten.
1 = Spilitische Pillowlaven nach LOESCHKE (1973) (n = 64), 2 = Spilitische Lagergänge nach LOESCHKE (1973) (n = 13), 3 = Spilite nach SUNDIUS (1930) (n = 19), 4 = Spilite nach WELLS (1923) (n = 7), 5 = Spilite nach VALLANCE (1960) (n = 92), 6 = Spilite nach SHARFMAN (1968) (n = 43), 7 = Spilite nach HENTSCHEL (1970) und HERRMANN & WEDEPOHL (1970) (n = 44), 8 = Spilite nach HEKINIAN (1971) (n = 63).

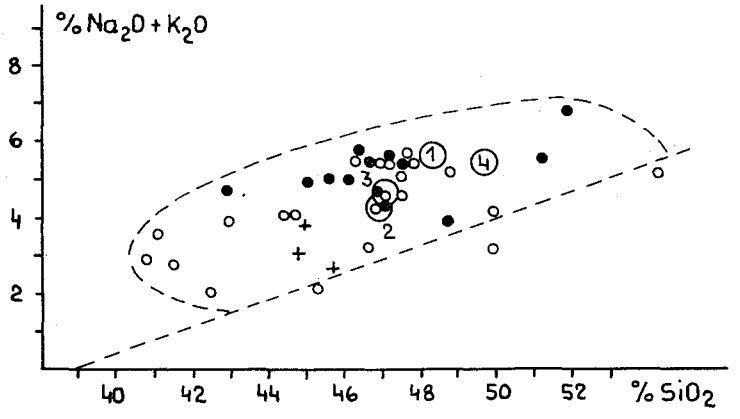


Abb. 2. Verhältnisdiagramm Gew.-% $Na_2O + K_2O$ gegen SiO_2, umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten.
Kreise = Spilitische Pillowlaven nach LOESCHKE (1973) (n = 23), Punkte = Spilitische Lagergänge nach LOESCHKE (1973) (n = 13), 1 = Alkali-Basalte nach ENGEL et al. (1965) (n = 10), 2 = Ozeanische Alkali-Basalte nach MANSON (1967) (n = 178), 3 = Kontinentale Alkali-Basalte nach MANSON (1967) (n = 567), 4 = Spilite nach VALLANCE (1960) (n = 92). Gestrichelte Trennungslinie zwischen Alkali-Basalten (oben) und tholeiitischen Basalten nach MACDONALD & KATSURA (1964) (referiert in CARMICHAEL et al., 1974).

Basalten und Verwandten zu erkennen, wurden von MANSON (1967) und CHAYES (1964) (beides in LOESCHEKE, 1973) erhöhte TiO_2-Werte genannt (Abb. 3 umgezeichnet nach LOESCHKE, 1973), doch gilt hier ebenso wie für die Eisenkappler Metavulkanite, daß die heutigen Beobachtungen nur schwer auf das Paläozoikum zu übertragen sind.

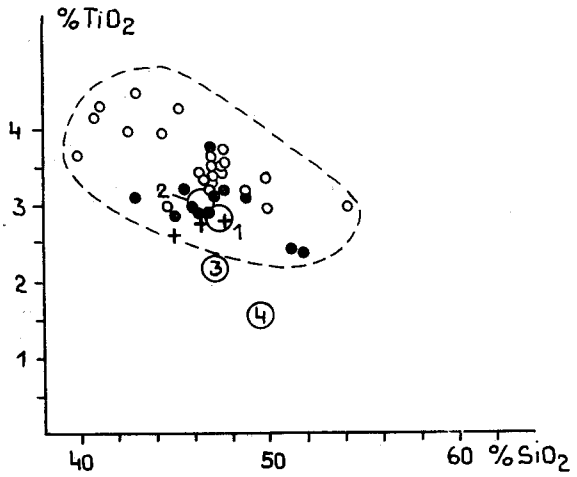


Abb. 3. Verhältnisdiagramm Gew.-% TiO_2 gegen Gew.-% SiO_2, umgezeichnet nach LOESCHKE (1973). Analysen von drei Metabasiten aus dem Goldeckgebiet (Kreuzsignatur) im Vergleich mit Basalten und Spiliten anderer Lokalitäten. Signaturen wie in Abb. 2.

2.3.7.1. Metadiabase

Im Gelände treten diese von ANGEL & KRAJICEK (1939) als Prasinite der Metadiabasgruppe bezeichneten, dichten Gesteine bereits durch ihre hellgrünlichen Verwitterungsfarben und ihren splittrigen Bruch hervor. Im Anschnitt zeigen sie ein deutliches Lagengefüge bei hellgrünlichen Farben (Epidotreichtum). Trotz der Feinkörnigkeit kann man Karbonat (HCl), Erzkörnchen, Hornblenden und Chloritflecken ausmachen.

U. d. M.: Die Metadiabase sind aus einem feinkörnigen homöoblastischen Chl-, Hbl- und Ep-Gewebe aufgebaut, das mit kleinen Ab-Körnern durchspickt ist. Obwohl makroskopisch am Hauptbruch keine Linearen zu sehen sind, muß man wegen der Einregelung von Hbl-Nadeln und Chl-Blättchen doch eine der lagigen Textur parallele, schwache Schieferung durch Plättung annehmen. Reliktisch erkennt man in einzelnen Partien fluidale und blasige Gefüge. Gleichförmig über das Gestein sind Großkörner oder Kornballen und Haufen von Ep + Klin + Leukox, oft mit einem Q-Saum, verteilt, die als ehemalige mafische Einsprenglinge gedeutet werden (Augit, Pigeonit). Als Mobilisat der Metamorphose (Differentiation) treten manchmal bis zu 1,5 mm mächtige Lagen aus Q + Ab + Ep auf.

Aktinolithische Hbl (27—40%): Faserig-stengelige, z. T. schilfige Ausbildung mit aktinolithischem Längen—Breitenverhältnis (WETZEL, 1974), Absorptionsfarbe //nγ blaßbläulichgrün, //nβ blaßgrünlich—blaßgelblichgrün, //nα blaßgelblichgrün, $2V_x$ 74—80°, z∧c 12—15°, vereinzelt Zwillinge //001, Wachstumseinschlüsse von Ep und Chl; Ep + Klin (23—27%); Plag (19—27%): Ab, in einem Dünnschliff wurde ein prismatisch-tafeliges Einzelkorn mit zahlreichen Ep + Klin-Nadeln (umkristallisierter Einsprengling?) gefunden; Pennin—Pyknochl, selten Rhipidolith (8—25%); Ti—Leukox (2—7); Pyrit und Hä (+—3%); Karb; Ap; Q.

Die für Splite charakteristische Mineralassoziation Albit + Chlorit wird als metamorph aufgefaßt, denn sieht man von dem einen, bereits erwähnten Feldspattäfelchen ab, sind keinerlei sicheren Relikte des ursprünglichen Mineralbestandes zu sehen. In diesem Sinne sprechen auch die Arbeiten von HERRMANN und WEDEPOHL (1970), ECKHARDT (1971) und LOESCHKE (1973). SCHERP (1957) berichtet über die sekundäre Entstehung von Albit/Oligoklas, Chlorit, Karbonat, sowie Titanit und hydrothermalem Quarz in anchimetamorphen Diabasen, wobei die Entstehung von An-armen Feldspäten ohne Na-Zufuhr von außen möglich ist. Ebenfalls aus einer schwächer metamorphen spilitischen Gesteinsgesellschaft beschreibt LOESCHKE (1970) die beginnende Neubildung von Aktinolith am Rand von Pyroxenen und eine Durchtränkung mit Quarz + Pistazitklüften, weiters wird auch eine hydrothermale Zersetzung der Pyroxene in Chlorit und Karbonat mit Freisetzung von SiO_2 erwähnt, offenbar stellt sich also die Mineralneubildung bereits bei niedrigeren Temperaturen ein. ECKHARDT (1971) gibt dafür 400 bis 250° C, HERRMANN und WEDEPOHL (1970), 200 bis 400° C an, wobei allerdings die Systeme zur Zufuhr von Wasser und CO_2 offen sein müssen. Man kann also für die Metadiabase des Goldeckgebietes ein feinkörniges Ausgangsgestein annehmen, dessen primärer Mineralbestand einen etwas An-reicheren Feldspat und Pyroxen enthielt. Das Gestein wurde unter teilweiser Einhaltung des fluidalen Gefüges (vielleicht einer basaltischen Lava) wahrscheinlich bereits in der Anchizone in die nun vorliegende Paragenese Albit + Chlorit + Aktinolith + Epidot + Titanit + Quarz ± Karbonat isochemisch umgewandelt. Die von ANGEL & KRAJICEK (1939) vorgenommene Trennung in Metadiabase der Grünschieferfazies (nach ESKOLA) und solche der Prasinitfazies (nach ANGEL) wird abgelehnt, da im Metamorphoseprofil durch größere Mächtigkeiten getrennte Proben den gleichen Mineralbestand haben.

2.3.7.2. Metaaschentuffe bis -tuffite

Die metamorph umgeprägten Tuffe haben unter den Grüngesteinen die weiteste Verbreitung. Da sie im Profil mehrmals auftreten, erscheinen diese Gesteine gut geeignet, die Auswirkungen der progressiven Metamorphose auf die Einstellung von Mineralparagenesen anzuzeigen.

Am häufigsten finden wir feine und grobe Aschentuffe (bis 0,0625 bzw. 2 mm) die sich makroskopisch durch graugrüne Farben, eher massiges Auftreten und schwach limonitische Verwitterung auszeichnen; sie brausen unter HCl. Im Anschnitt wechseln sich plagioklas- und karbonatbetonte mit Lagen beherrscht von Chlorit + Erz + Epidot ab. Darin eingebettet liegen plattgedrückte, bis zu 4 cm lange Lapilli und dünne Quarzlinsen. Dieses Erscheinungsbild wird oft von einer Deformation, deren Achse quer zur Stoffbänderung liegt überprägt, vereinzelt kommt es auch zur Bildung von ptygmatischen Fältelungen der hellen Lagen.

U. d. M.: Zwei Typen: a) Lagig-schichtige Textur aus Chl-betonten, Ab-, untergeordnet Ep-durchspickten Lagen mit extremer Erzführung sowie Chl-arme Plag + Karb + Q-Lagen. b) Einheitliches, feinkörniges Chl-betontes Grundgewebe, das von wolkenartigen Partien mit Karb-Vormacht durchzogen ist. Man sieht eine schichtparallele Schieferung durch Plättung, die oft durch s_2, eine Gleitbrettschieferung, und/oder durch eine zweischarige Zerscherung aufgelöst wird.

Ab/Ol: Reliktisch bis zu 1 mm große Auswürflinge; Rhipidolith—eisenreicher Rhipidolith, untergeordnet Pennin; Karb; Ti—Leukox; Il; Hä; Pyrit; Mu; Q; Ep + Klin als Kornballen mit Q-Saum nach mafischen Auswürflingen; Ap; Tu.

Für eine Deutung als Aschentuffe sprechen die im Gegensatz zu den in gleicher Metamorphose vorliegenden Metadiabasen gut entwickelten lagigen Strukturen im $^1/_{10}$-mm-Bereich, die fehlende homogene Mineralverteilung und die Tatsache, daß diese Gesteine mit den folgenden Kristalltuffen abgesehen vom Fehlen der Auswürflinge gut übereinstimmen.

Bei den Aschentuffen wird die Paragenese zur Gänze als metamorph gebildet angesehen; in einer Probe (200 m WNW Martenock, Höhe 1995 m) wurde durch das Auffinden von Biotit der Biotit-Isograd in Metabasiten gefunden. ANGEL & KRAJICEK (1939) bezeichneten diese Gesteine als Prasinite der Schalsteingruppe. Dieser Name scheint im Sinne von HENTSCHEL (1961) berechtigt, der Schalsteine als „verschieferte, submarine, basische Tuffe, die soweit es sich um juveniles Auswurfsmaterial handelt, aus bimssteinähnlichen Glasfragmenten bestehen", definiert. Weiters erwähnt er als präeruptive Frühausscheidungen Olivin, Pyroxen und Feldspat. Soweit in den Metaaschentuffen überhaupt Feldspatauswürflinge auftreten, lag deren An-Gehalt sicher nicht viel über der heute vorliegenden Zusammensetzung, da die Einschlüsse von Epidot und Klinozoisit bei weitem nicht ausreichen, um auf basische vulkanische Plagioklase schließen zu können. Diese Beobachtung erlaubt gemeinsam mit der Feststellung, daß die chemische Zusammensetzung von F 7/74 der eines Spilites entspricht, die Annahme eines spilitischen, vormetamorphen Ausgangsmaterials. Damit wäre nach meinem Dafürhalten bewiesen, daß diese Gesteine aus demselben Magmenherd wie die Metadiabase stammen, die Unterschiede im Gefüge und der Paragenese sind ausschließlich auf den anderen Charakter des Ausgangsgesteins zurückzuführen. Als Anhang zu den Aschentuffen sei noch eine Probe (Weg vom Goldeck zur Goldeckhtt., Höhe 1955 m) erwähnt.

U. d. M.: Dieses Gestein ist aus einem Netz von Pyknochl aufgebaut, in das ⌀ 0,08 mm große unverzwillingte Ab/Ol-Blasten eingelagert sind; weiters enthält das Chl-Gewebe Ti- und Ep-Körner. Schieferung, wenn überhaupt vorhanden, fällt mit dem Primärgefüge zusammen.

Falls dieses Gestein den Aschentuffen zugezählt werden kann, muß es sich um eine extrem feinkörnige Variante gehandelt haben, da hier weder Reliktminerale noch Gefügereste zu erkennen sind. Vielleicht entspricht die Paragenese Plagioklas + Chlorit + Titanit + Qarz + Epidot der der vorhin beschriebenen Gesteine ohne Aufnahme von CO_2, wobei allerdings trotzdem an eine Ca-Abfuhr gedacht werden muß.

Mit Zunahme der epiklastischen Beimengungen gehen die spilitischen Metaaschentuffe in Tuffite über, eine scharfe Grenzziehung ist hier nicht möglich. Hand in Hand mit der stärkeren Sedimenteinstreu ändert sich auch die Zusammensetzung von dem spilitischen Chemismus weg.

Makroskopisch lassen sich die Tuffite durch deutlich erkennbare Hellglimmerblättchen trennen; sie sind alle schiefrig ausgebildet.

U. d. M. wird die Schieferung durch eingeregelte Se-Chl-Blättchen angezeigt. Darin liegen Q-Körner, Ab/Ol-Rundlinge (vereinzelt auch reliktische Auswürflinge) und Karb-Butzen eingelagert; in einer Probe (50 m NNW Kote 1729) treten Ep-Körner und Tu-Sonnen dazu. Chl: Selten Rhipidolith, meist Pennin—Klinochlor nach den tonigen Sedimentanteilen.

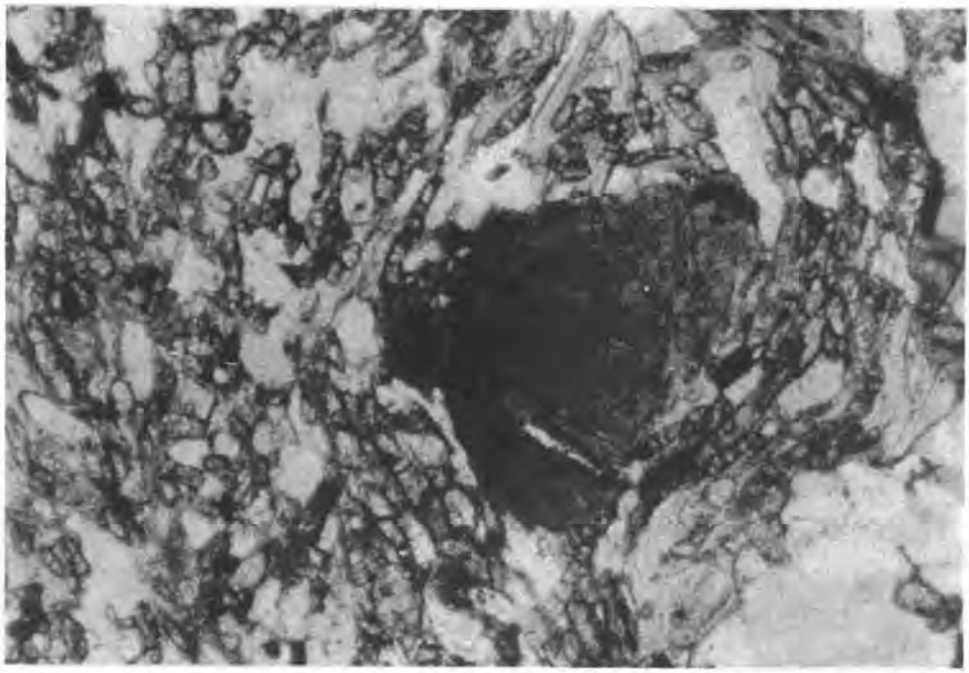


Abb. 4. Turmalinsonne in einem feinkörnigen Metaaschentuffit. // Nicols, Obj. NPl 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

Der epiklastische Anteil überwiegt die als pyroklastisch deutbaren Minerale. Die Vorstellung, daß die Pelit-Ssammit-Sedimentation während der vulkanischen Ereignisse in gleicher Weise weiter ablief, liegt nahe.

Den spilitischen Metaaschentuffen wird auch jene 2 m mächtige Lage zugerechnet, die im W-Teil des Schreigrabens (Höhe 1670 m) in der Biotit-Zone der Metapelite aufgefunden wurde. Weiters wird auch eine Probe hierhergestellt, die aus der seitlichen Fortsetzung des Ilmenit-führenden Amphibolites (Abschnitt 2.4.1.) stammt. Alle diese Gesteine haben keine Unterschiede zu den vorher erwähnten Metabasiten, ein für die Metamorphose der Grüngesteine wichtiges Faktum.

U. d. M.: Wechselweise beherrscht Fe-Rhipidolith (18—25%), von Erz (8—10%) und Ti-Staub durchzogen, oder druckverzwillingtes Karb (16—23%) das Grundgewebe. Darin eingelagert treten Ep-Stengel (6—8%) und -körner sowie bis zu 1 mm große Aggregate auf, die als Pseudomorphosen nach mafischen Einsprenglingen (Pyroxen) aufgefaßt werden. Ab ist in Form von Rundlingen über den gesamten Schliff homogen verstreut, weiters aber auch Auswürflinge (Ab/Ol) die nach Ab- oder Karlsbader Gesetz verzwillingt sind und gut kristallisierte Ep + Klin-Mikrolithen als Zeugen eines ehemals höheren An-Gehaltes führen (Plag 34—41%); Q (+—5%); Ap.

Die Tuffnatur scheint durch die z. T. noch erkennbaren klastischen Strukturen, vor allem an Plagioklasauswürflingen sowie Plagioklas + Quarz-Brocken gesichert. Wieweit allerdings Glasfetzen oder mafische xx an diesen pyroklastischen

Sedimenten beteiligt sind, läßt sich nicht mehr feststellen, da sowohl Sideromelan als auch Pyroxene, oder basaltische Hornblende bei der Metamorphose zu Chlorit + Erz + Epidot + Titanminerale + Karbonat umgewandelt werden (HENTSCHEL, 1953 und 1960; MÜLLER & LOESCHKE, 1973).

Das gilt natürlich auch für die anderen Gesteine aus der Gruppe der Metabasite. Die Entstehung der nun vorliegenden Mineralparagenese wird wieder in der Anchizone oder in dem Bereich der am schwächsten temperierten Metamorphose angenommen. Ein petrographisches Problem besteht durch die hohen Vol-% an Karbonat, die sich auch im erhöhten CaO-Wert der chemischen Analyse von O 8/74 ausdrücken. Entweder handelt es sich um eine geringe Sedimentbeimengung — der Zusammenhang mit Karbonatzügen würde diese Erklärung unterstützen — oder es liegt hier hysterogen eingewandertes Karbonat vor; an eine magmatische Herkunft der 8,7% CaO kann nicht gedacht werden.

2.3.7.3. Metakristalltuffe bis -tuffite

Gegen die vorherige Gruppe treten die Pyroklastika mit Auswürflingen stark zurück. Der Nomenklatur von FISHER (1966) nach ist die Abtrennung von Aschentuffen gegen Kristalltuffe unzulässig, da als Kriterien der Benennung nur die Korngröße sowie die Herkunft der Teilchen (vulkanisch oder sedimentär) verwendet werden. Mit der von mir gewählten Bezeichnung möchte ich nur zum Ausdruck bringen, daß in den folgenden Gesteinen bei unwesentlich gröberem Korn eine ganze Anzahl von eindeutig als vulkanisch zu bestimmenden Feldspattäfelchen aufgefunden wurde.

Makroskopisch entsprechen die Metakristalltuffe bis -tuffite völlig den vorher beschriebenen Proben, allerdings kann man in manchen Gesteinen bis zu 2 mm große Plagioklaskörner erkennen. Ebenso wie bei den Metaaschentuffen gibt es auch hier fließende Übergänge zu dem begleitenden standig-tonigen Hintergrundsediment.

U. d. M.: Keine Unterschiede zur vorigen Gruppe, sieht man von den Plag-Auswürflingen ab. Diese Ol (bis zu 2,5 mm Kantenlänge) haben prismatische oder tafelige Formen und sind nach Albit oder komplizierten Gesetzen verzwillingt. Gut kristallisierte Einschlüsse von Klin + Ep, agressives Karb an den Kornrändern und Spaltrissen. Vereinzelt lassen sich durch regelmäßig angeordnete, nicht näher auflösbare Mikrolithen die Anwachszonen rekonstruieren.

2.3.7.4. Metatuffite mit Sedimentvormacht

Solche Gesteinstypen, graugrünlich, schwach geschiefert und mit vereinzelten Hellglimmerschüppchen wurden von ANGEL & KRAJICEK (1939) als Chloritphyllite mit beträchtlicher diabasischer Tuffeinstreu bezeichnet; sie bilden das Bindeglied zur Hintergrundsedimentation. In der Nomenklatur von FISHER (1966) werden diese Gesteine als „tuffogenic rocks" bezeichnet, wobei die epiklastische Beimengung von mehr als 50% ausschlaggebend ist.

U. d. M.: Stoffbänderung von Tuff-Tuffitlagen (Plag + Karb + Chl) und siltig-tonigen (Hellglimmer + Q) mit Tuffeinstreu. Parallel dazu s_1 mit anschließender postkristalliner Faltung. Im steilen Winkel bis normal zu s_1 verläuft s_2. Zuletzt wird das Gefüge von einer nicht überall sichtbaren zweischarigen Zerscherung versetzt.
Plag; Mu—Se; Q; Pyknochl—Rhipidolith; Karb; Ti—Leukox; Erz (Pyrit und verwitterte Titanminerale); Ep + Klin; Siderit; Ap; Tu; Zr.

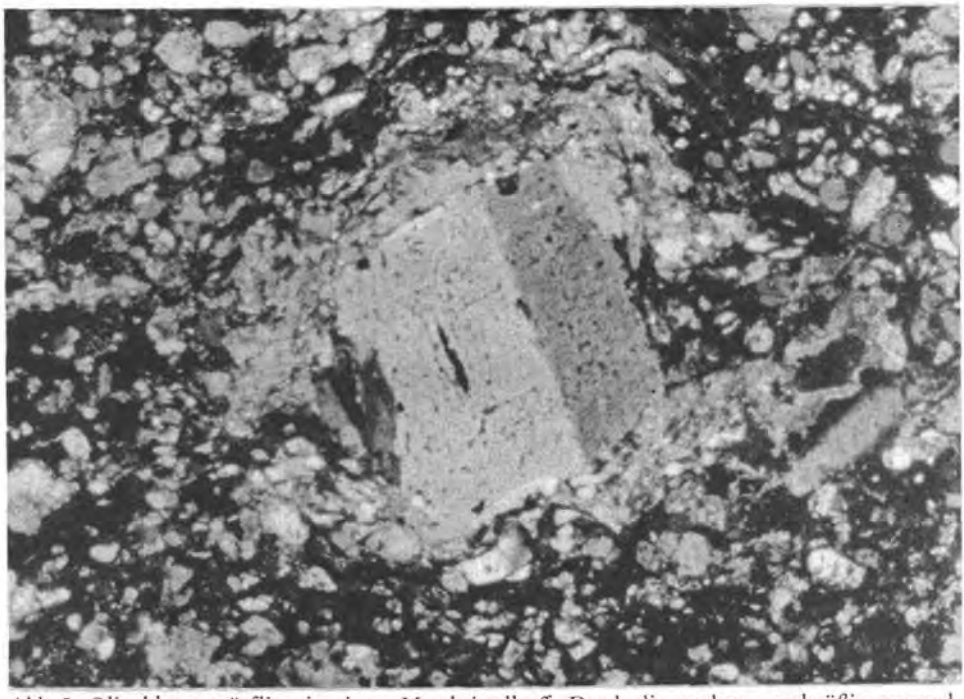


Abb. 5. Oligoklasauswürfling in einem Metakristalltuff. Durch die opaken, regelmäßig angeordneten Einschlüsse sind die Anwachszonen rekonstruierbar. X Nicols, Obj. Pl 2.5, Vergrößerung ca. 90fach.

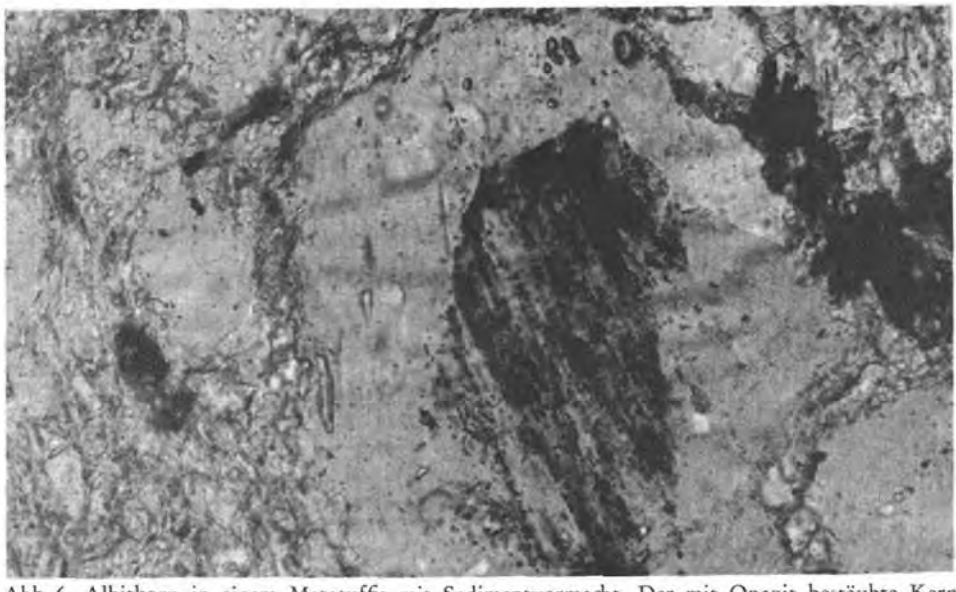


Abb. 6. Albitkorn in einem Metatuffit mit Sedimentvormacht. Der mit Opazit bestäubte Kern gibt die Umrisse des vulkanischen Plagioklases wieder, der einschlußfreie Rand wird als Anwachssaum gedeutet. // Nicols, Obj. NPl 16, Vergrößerung ca. 580fach.

In einem Exemplar (200 m SSW Krendlmarhtt., Höhe 1725 m) treten häufig rundliche Albitkörner auf, die nicht näher identifizierbare, meist im Kern angesiedelte Einschlüsse eines feinstkörigen, opaken Minerals und einen einschlußfreien Anwachssaum haben. Dadurch wird der Habitus und die Verzwilligung der vulkanischen Plagioklase abgebildet, wobei sich etwaige Zwillinge der metamorphen Feldspatgeneration an diese vorgegebenen Lamellen halten.

2.4. Gesteine der Biotitzone

Das Ausscheiden einer eigenen Biotitzone ist etwas problematisch, da nur in einem Schliff eines Metapelites Biotit oberhalb des Erstauftretens von Granat gefunden wurde. Ein wichtiger Hinweis ist auch bei KRAJICEK (1933) enthalten, der in einem Quarzphyllit aus dem Sattel N Kapelleralm ebenfalls Biotit fand, diesen jedoch als „später eingewandert" bezeichnete.

Das seltene Auftreten von Biotit in den Quarzphylliten — makroskopisch ist er in dem in Frage kommenden aufschlußarmen Gebiet nicht zu erkennen — kann von einer unpassenden chemischen Zusammensetzung der Gesteine abhängen. MIYASHIRO (1973) weist darauf hin, daß aus diesem Grund meist kein scharfer Biotit-Isograd in Metapelitgebieten gefunden werden kann.

Die Gesteine dieser Mineralzone unterscheiden sich mit Ausnahme der in den zwei folgenden Abschnitten angeführten nicht von den vorher beschriebenen Typen.

2.4.1. Ilmenitführender Amphibolit

Das kompakte Gestein bildet das Zentrum einer 1—5 m mächtigen Lage aus spilitischen Metaaschentuffen mit seitlichen Übergängen zu diesen (Schreigraben W-Ast, 550 m NE Martennock, Höhe 1645 m). In frischem Anschlag erkennt man ein lagiges Gefüge (fluidale Texturen?), winzige Hornblendenadeln, Chloritflecken und bis zu 0,5 cm große Feldspattafeln. Das Gestein braust stellenweise unter HCl.

U. d. M.: In einem Hbl + Chl + Bi-Gewebe sind große Il-Skelette, einzelne Ep-Kornballen, Q + Plag-Linsen sowie Plag-Einsprenglinge, die von fluidalen Strukturen umgeben sind, eingelagert. Die Mineraleinregelung (Hbl, Chl) ist als Folge der Plättung zu verstehen, Schieferung im Sinne von schichtparalleler Durchbewegung ist nicht zu erkennen.

Plag (Ab/Ol): Einsprenglinge mit 3 mm Kantenlänge und z. T. komplizierten vulkanischen Zwillingen, Einschlüsse von Erz, Hbl und Chl, gut kristallisierte Fülle aus Ep + Klin, Trübung, im Grundgewebe auch kleine, einfach verzwillingte, klare Ab-Körner; Aktinolith: Nadelig-schilfige Form mit Querabsonderungen (1 mm Länge), Absorptionsfarbe //nγ blaßbläulich, //nβ grünlich, //nα hellgelbgrün, $2V_x$ 78—80°, z∧c 11—14°; Fe-Rhipidolith—Aphrosiderit; Ep; Klin; Bi: Hellbraun-oliver Pleochroismus; Il; Hä; Karb; Q; Ti-Leukox.

Für dieses Gestein nehme ich einen etwas kalireicheren, spilitischen Diabas als Edukt an. Dafür sprechen der im Gelände erkennbare Zusammenhang mit spilitischen Gesteinen, die Plagioklaseinsprenglinge, die ihrer Fülle nach bei ihrer Bildung sicher keinen allzu höheren An-Gehalt hatten, und der mit dem analysierten Metadiabas gut vergleichbare Mineralbestand.

2.4.2. Phyllitische Glimmerschiefer der „Übergangszone"

Vom Sattel W Krendelmaralm über die Mittelstation der Goldeckseilbahn und dem Schreigraben bis in die Gegend der Bergerhütte erstreckt sich eine etwa 50—150 m mächtige Zone von phyllitischen Gesteinen, die gegen das Hangende zu ohne scharfe Grenze in Quarzphyllite übergehen, während im Liegenden unter Einschaltung von Myloniten Glimmerschiefer mit Chlorit- und Serizitpseudomorphosen nach Granat auftreten; hier wurde von den früheren Autoren die Obergrenze des „Altkristallins" angesetzt. Bei der Feldarbeit ergaben sich in diesem Bereich die größten Schwierigkeiten, da die Quarzphyllite als Hangschutt bis weit in die Granatzone hineinrutschen, zum anderen aber innerhalb dieser „Übergangszone" auch Glimmerschiefer vorkommen, die nach ihrem Habitus bereits der unterlagernden Serie angehören müßten, jedoch keinen Granat führen.

Die phyllitischen Gesteine der Übergangszone sind allesamt stark deformiert, hart und zeigen auf den silbrig glänzenden s-Flächen kleine Hellglimmerblättchen. Im Siflitzgraben fand ich im Sommer 1976 in ähnlicher Position Granatphyllite.

U. d. M.: Die Gesteine, ihrer mineralogischen Zusammensetzung völlig den Quarzphylliten entsprechend, sind stark beansprucht. Reliktisch erkennt man die der Stoffbänderung parallel laufende Schieferung s_1, s_2, schräg dazu, prägt aber das Gefüge. Einzelne in den inkompetenten Hellglimmerschlieren eingelagerte Körner zeigen kaum Verformung, echte kataklastische Erscheinungen sind selten. Offenbar fand die Deformation bei etwas höheren Temperaturen statt.

Q; Mu; Pennin—Pyknochl synkinematisch bis postdeformativ in Klüften und Zerrungshohlräumen gesproßt; Ol (Einzelkorn); Ab; Pyrit; Hä; Tu; Ap; Ep(?).

Eine bis auf einen erkennbaren Schichsilikatreichtum gleich aussehenden Probe (250 m N bei E Goldeckhtt., Höhe 1770 m) unterscheidet sich bei gleichem Deformationsstil im Mineralbestand von den oben beschriebenen Typen erheblich.

U. d. M.: Eine schräg bis normal zu s_1 verlaufende zweite Schieferung überlagert das primär wahrscheinlich lagig-linsige Gefüge.

Q; Mu; Pyknochl, Rhipidolith; Bi: Blaßgraubrauner-olivbrauner Pleochroismus, nur in Zonen schwacher Durchbewegung gut erhalten, sonst angelöst oder chloritisiert; Ab: 2Vz um 90°; Ol als Einsprenglinge; Hä; Il; Tu.

Auf Grund der Plagioklaseinsprenglinge sowie wegen des Auftretens eines eisenreichen Chlorites muß man das Gestein als phyllitischen Glimmerschiefer mit Tuffeinstreu bezeichnen, in enger Verwandtschaft zu den Metatuffiten mit Sedimentvormacht.

Der phyllitsche Glimmerschiefer mit Tuffeinstreu — der An-Gehalte der Feldspäte wegen von spilitischen Vulkaniten, die in streichender Fortsetzung von Heinz (1976) im Durachgraben gefunden wurden, abzuleiten — hat durch das Auftreten von Biotit und Chloritpseudomorphosen nach Biotit zweierlei Bedeutung: Zum ersten kann im Liegenden der „Quarzphyllitgruppe" Angel & Krajicek's (1939) eine etwas stärkere Metamorphose überleitend zu den granatführenden Gesteinen nachgewiesen werden, zum anderen wird durch die starke Chloritisierung bei diesen Biotiten in Zonen starker Durchbewegung klar, daß retromorphe Erscheinungen nicht nur an das „Altkristallin" im Sinne Angel & Krajicek's (1939) gebunden sind.

2.5. Gesteine der Granatzone

2.5.1. Glimmerschiefer der „Übergangszone", z. T. granatführend

Wie schon aufgezeigt, ergeben sich in der „Übergangszone" Probleme mit der genauen mineralfaziellen Zuordnung der Gesteine; in diesem Kapitel werden Proben aus der ca. 20—50 m mächtigen Zone zusammengefaßt, die bei extrem starker Deformierung Granatrelikte oder Pseudomorphosen nach Granat führen, andererseits auch Schiefereinlagen ohne dieses Indexmineral. Letztere Gesteine gehören trotz des Fehlens von Granat zu dieser Gruppe, wie aus den Lagerungsverhältnissen und der geringen Mächtigkeit der Einschaltungen klar hervorgeht; offenbar erlaubt die chemische Zusammensetzung keine Kristallisation von Granat, denn man muß wohl die pTX-Bedingungen bei unmittelbar aneinanderliegenden Schichten als gleich annehmen. Gemeinsam ist diesen Gesteinen außer der schon erwähnten Durchbewegung eine kräftige retromorphe Umwandlung — in dieser Art in keinem Dünnschiff aus der Granatzone mehr zu finden—, die natürlich nur im Zusammenhang mit der Beanspruchung zu sehen ist („Störungsdiaphthorie" FRITSCH, 1967). Als vorherrschender Typ tritt in der „Übergangszone" ein retromorpher Glimmerschiefer auf, der mit silbrig glänzenden s-Flächen und nach mehreren Richtungen brechend im Habitus den oben beschriebenen phyllitischen Glimmerschiefern gleicht, im Anschliff allerdings eine große Zahl von ca. 2 mm langen dunkelgrünen Flecken nach Granat zeigt.

U. d. M.: Ebenso zwei Schieferungen, anschließend eine zweischarige Zerscherung mit Externrotation, zuletzt weitständige, normal zu s_1 stehende Klüfte.

Q; Mu/Se: Scheite und Blättchen, Se erfüllt innen die Formrelikte nach Gr, außen Pennin, davon ein Teil retromorph nach Bi; Ol; Pyrit; Ti; Zr; Tu.

Auch in diesem Granatglimmerschiefer muß man mit gewissen Tuffbeigaben rechnen. Eingeschaltet in diese Gesteine treten Lagen aus Granatglimmerschiefermyloniten auf, die aber ihrem Schliffbefund nach als „Protomyolonite" anzusprechen wären.

2.5.2. Glimmerschiefer

Genauso wie die Muskowitzone wird auch das höhermetamorphe Kristallin zum größten Teil aus Sand-Tonabkömmlingen aufgebaut. Diese Gesteine mit den Hauptgemengteilen Quarz + Muskowit + Biotit + Granat + Plagioklas sowie Chlorit als retromorphes Umwandlungsprodukt bilden ca. einen 1000 m mächtigen Komplex, an dem innerhalb der gut aufgeschlossenen, steilen Gräben am Nordabfall des Goldecks die verschiedensten Variationen sowie die oft fließenden Übergänge zu Metaquarziten gut studiert werden können. Eine differenzierte kartenmäßige Erfassung der verschiedenen Untertypen der Glimmerschiefer ist nicht möglich, da selbst dort, wo eindeutig definierte Leitschichten gefunden wurden (Hornblendefelse, Marmorbänder, Saure Orthogneise) im Streichen die angrenzenden Metapelite unterschiedlich sind. Die im folgenden aufgeführten Typen sollen also nur eine Übersicht über die auftretenden Schiefer geben, im Gelände und auf der Karte wurden nur quarzreiche von mehr schiefrigen Gesteinen getrennt.

Die schiefrigen, graubraun verwitternden Granatzweiglimmerschiefer — der Haupttyp der Granatzone — sind im Hauptbruch ebenflächig, zeigen eine deutliche Lineation auf den silbrig schimmernden s-Flächen und rostigen oder vergrünten Granat, der über 1 cm groß werden kann. Im Anschnitt erkennt man einen Wechsel von dünnen, quarzreichen Lagen mit mm-breiten Glimmerpaketen.

U. d. M.: Schiefrige Textur mit deutlichem Q-Glimmerlagenbau. Die schräg zu s_1 verlaufende, weitständige zweite Schieferung tritt verschieden stark in Erscheinung. Sie wird von Chl und Kataklase an den Schnittpunkten zu s_1 begleitet. Die Glimmerblättchen werden mitgeschleppt und es kommt zur Ausbildung von „kink bands" und zur linsenförmigen Auflösung des Gefüges in Teilbereiche.
Q; Mu; Bi mit rotbraunem Pleochroismus; Pennin—Klinochlor und Mg-Pyknchl—Mg-Rhipidolith als retromorphe Umwandlungsprodukte und als späte Kluftfüllungen; Gr; Plag; Ti; Ap; Pyrit; Tu; Zr.

Die quarzreichen Granatglimmerschiefer, harte, lagige Gesteine, leiten zu den Granatglimmerquarziten über.

Zweiglimmerschiefer treten im Gelände als cm-mächtige Einschaltungen oder in Form von etwas dickeren Lagen auf. Die ebenflächigen bis leicht wellig gefalteten Gesteine lassen dunkelbraune Biotit-Schuppen erkennen und haben denselben Lagenbau wie die granatführenden Schiefer. Auch hier gibt es durch Zunahme des Quarzgehaltes Übergänge zu Zweiglimmerquarziten. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt 53% Quarz, 20% Biotit, 18% Muskowit, 6% Plagioklas, Pyrit, Apatit, Titanit, Turmalin und Zirkon sowie Chlorit als Umwandlungsprodukt.

„Belteroblastische Albitoligoklase" mit si als „neusprossende Begleiter der Diaphthorese" (Angel & Krajicek, 1939) konnte ich nicht finden. Die rückschreitende Umprägung beschränkt sich auf verschieden starke Chloritisierung des Granats und des Biotitis, ebenso unterschiedlich ist die Trübung der Plagioklase entwickelt.

Als Ausgangsgesteine kann man tonige, etwa quarzbetonte Sedimente heranziehen, bei den Edukten der Zweiglimmerschiefer war offenbar die chemische Zusammensetzung im A'FK-Diagramm von der Al_2O_3 — MgO + FeO-Linie in Richtung K_2O verschoben.

2.5.3. Kohlenstoffführender Granatzweiglimmerschiefer

Die im Handstück leicht graphitisch abfärbenden Schiefer treten in cm- bis dm-mächtigen Lagen auf und zeigen im Querbruch eine etwas dunklere Tönung.

U. d. M.: Die 2—3 mm breiten Mu-Pakete mit postkristalliner Feinfältelung werden durch gelängte Chl-Pseudomorphosen nach Gr und zeilenförmig angeordneten Q getrennt. Die Hellglimmer sind // der (001)-Flächen von kohliger Substanz durchzogen. Man erkennt Ansätze zu einer „cranulation cleavage", die schräg zu s_1 verläuft. Mu; Q; Pennin nach Gr, ein Teil mit scheiterartiger Form und bräunlicher Färbung nach Bi; kohlige Substanz (Graphit?) mit bruchloser Verformung; Tu; Limonit nach Pyrit.

Als Edukt dieses Gesteins kommt ein schlecht durchlüftetes Sediment, vielleicht in Art eines Sapropels, in Frage.

2.5.4. Metaquarzite

Am häufigsten liegen in der Granatzone der Goldeckgruppe die dunkelgrau bis braun, manchmal auch rostig verwitternden Granatzweiglimmerquarzite vor, die s-Flächen mit gut eingeregelten Glimmerschüppchen zeigen und von Granat-Blasten durchsetzt sind. Stärker plagioklasführende Varianten sind häufig, sie können jedoch nicht als Gneise gelten, da weder die von WENK (1963) geforderte Textur noch ein ausgesprochen kristalloblastisches Gefüge zu sehen sind.

U. d. M.: Q-Fsp-Pflastergefüge mit relativ gut geregelten Glimmerschüppchen. Die sonst häufig auftretende postkristalline Deformation äußert sich nur in kleinen Zerbrechungen. Als spätestes Gefügeelement treten Scherklüfte auf.
Q; Bi; Mu; Plag: Umkristallisierte klastische Fsp mit trübungsfreiem Rand; Gr; Pennin—Pyknochl: Nach Gr und Bi; Pyrit; Ap; Zr; Tu; Ti.

Diese Gesteine sind ein Glied der Sedimentationsreihe, die von ziemlich reinen Tonen bis zu gut sortierten Quarzsanden reicht. Als Edukt kann man gleichkörnige Quarzsande mit einem wechselnden Anteil an detritären Feldspäten annehmen.

Im Schreigraben E-Ast (Höhe 1075 m) wurde ein Band aus quaderförmig spaltendem, dunklen und massig auftretenden granatführenden Biotitplagioklasquarzit gefunden.

U. d. M.: Die leukokraten, granular angeordneten Gemengteile (im Durchschnitt 0,3 mm Größe) bilden Mosaikstrukturen in einem scheinbar ungeordneten Netz aus Bi; Erz und Gr-Blasten sind homogen verteilt.
Q (34%); Plag (31%): Getrübt und selektiv serizitisiert; Bi (27%); Mg-Pyknochl (3%) nach Bi und Gr; Gr; Pyrit; Klin; Rutil; Zr; Tu; Ap.

Diesem Mineralbestand nach wäre das Gestein den Gneisen zuzuordnen, doch rechtfertigt weder der makroskopische Habitus noch die im Dünnschliff feststellbare Textur diesen Namen. Abweichend davon gibt es auch helle, plattige Typen, die jedoch ihrer Glimmerarmut wegen ebenso nicht als Gneise gelten können.

Eher selten treten die harten, hell verwitternden Zweiglimmerquarzite auf, die abhängig vom Gehalt an Hellglimmer einen schiefrigen Habitus annehmen.

U. d. M.: Das lagige, mittelkörnige Q-, untergeordnet Fsp-Gefüge mit s-parallel eingelagerten Glimmerschlieren wird von s_2 aufgelöst. Dieses drückt sich durch Faltung aus und führt in einigen Zonen zur Kleinkornbildung, Mylonitisierung und Entstehung von Linsen. Als letzten Deformationsakt erkennt man eine zweischarige Zerscherung.

In naher Verwandtschaft zu den Zweiglimmerquarziten sind die hellweißgelblichen, splittrig brechenden Muskowitquarzite zu sehen. Interessant scheint eine Probe, die an der Fahrstraße zur Bergerhtt., Höhe 740 m aufgesammelt wurde.

U. d. M.: Plattiger Q bildet gemeinsam mit Plag und Alkalifsp ein Pflaster, in das Mu-Blättchen eingelagert sind; diese unterstreichen die s-Flächen. In manchen Bereichen überwachsen Plag und Q Faltenzüge (Biege- und Knickfalten) aus blättchen- und stäbchenförmigen Mu. Plag und Q werden als progressiv metamorphe Paragenese gedeutet, da Schieferung und Trübung der Fsp im Dünnschliff als deutlich spätere Erscheinungen zu klassifizieren sind. (Auch in einem Granatzweiglimmerquarzit wird ein Bi + Mu-Gefüge von Plag überwachsen).

Abb. 7. Plagioklas und Quarz überwachsen Faltenzüge aus Hellglimmer in einem Zweiglimmerquarzit. X Nicols, Obj. NPl 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

Als Ausgangsmaterial aller hellen Quarzite kann man schwach tonige, quarzreiche Sande annehmen, die Bildung von Biotit variiert abhängig von den wechselnden Gehalten an FeO und MgO.

Allgemein bilden die Metaquarzite als relativ kompetente Lagen die Durchbewegung nur in geringem Maße ab, dadurch sind auch die retromorphen Umprägungen geringer als in den Glimmerschiefern.

2.5.5. Mylonite aus Pelit—Psammitabkömmlingen

In der granatführenden Serie sind immer wieder „Mylonitbänder" verschiedener Entstehung eingeschaltet. Nach dem Benennungsschema von Spry (1969) liegen „Ultrakataklasite", „Kataklasite" und „Protokataklasite", je nachdem, wieviel Vol.-% die feinst zermahlenen und massig auftretenden Anteile annehmen.

U. d. M. zeigt sich die schwach graubraun pleochroitische, doppelbrechende „Mylonitsubstanz" (40 bis über 90%) als nicht auflösbar. Von den Klüften aus werden die Gesteine mit stark färbend wirkenden Eisenverwitterungslösungen durchtränkt, weiters sieht man sehr viel fein verteiltes Pigment (Pyrit?, kein Kohlenstoff nach einer Bestimmung von Herrn Dr. Zack). In den weniger zertrümmerten Proben erkennt man Q- und Ab/Ol-Klasten, Mu, Erz, Pennin—Mg-Pyknochl auf den Klüften und pseudomorph nach Gr, etwas Bi sowie Akz.

Dieser Mineralbestand bestätigte sich auch bei einer RDF-Aufnahme eines Kataklasites. Die Zerbrechung in der Zone, aus welcher diese Proben stammen, ist offensichtlich an eine Störung gebunden.

Weit häufiger jedoch sind jene s-parallelen, schiefrigen Mylonite bis Protomylonite (SPRY, 1969), bei denen man eine lokale Bewegung zwischen oder an Gesteinen größerer Festigkeit als Ursache für die Zermahlung heranziehen kann (Granatglimmerquarzite und Verwandte, Marmore). Die Mächtigkeiten betragen oft nur einige cm, die Zerreibung ist entweder gegen Ende der allgemeinen Durchbewegung, wahrscheinlich aber bei der Widerbenützung bereits vorhandener s-Flächen entstanden.

U. d. M.: Eine kräftige zweite Durchbewegung, die lagenweise das Gestein feinstkörnig zerreibt und Mylonitzonen ausbildet, verstellt Schollen, in denen s_1 durch Mu und gelängte Q + Plag-Korngefüge abgebildet ist. Anschließend Zerklüftung. Die starke retromorphe Umwandlung ist im Zusammenhang mit der Durchbewegung zu sehen („Störungsdiaphthorite").

2.5.6. Karbonatgesteine

In den obersten Partien der granatführenden Pelitabkömmlinge sind einige, z. T. äußerst mächtige Karbonatgesteinsbänke eingelagert, die ANGEL & KRAJICEK (1939) dem „Altkristallin" zurechneten. Der Umschwung zur karbonatischen Sedimentation kündigt sich im Raunach- und Schreigraben durch bis zu 1 m mächtige Lagen von Kalkglimmerschiefern an. Diese Gesteine, die auch des öfteren als Zwischenlagen in den Marmoren zu finden sind, verwittern rostig braun und zeigen auf den s-Flächen bis zu 3 mm große Muskowitblättchen, Granat fehlt.

Die Marmore weisen abgesehen davon, daß man Dolomitmarmore nur sehr selten, nämlich im W-Teil der Goldeckgruppe im Siflitzgraben, und die wenig umkristallisierten Typen überhaupt nicht findet, keine Unterschiede zu denen der Muskowitzone auf. Die Vielfalt reicht von farblosen, gelblichen und hellgrauen massigen zu farblosen gebankten und blaugrauen Bänderkalkmarmoren. Meist sind sie fein- bis zuckerkörnig, Grobkörnigkeit scheint auf farblose massige Typen beschränkt. Soweit es sich um unreine Marmore handelt, kann man auf den s-Flächen große Hellglimmerschuppen erkennen, die aber keinen zusammenhängenden Belag ausmachen. Im tektonischen Verhalten sind die Karbonatgesteine starr und reagieren auf Beanspruchung kaum mit Faltung, sondern meist durch Zerbrechen, so daß sich Bilder von zu Rhomboedern zerfallenden Gesteinen ergeben. Abweichend von diesem steifen Verhalten verformt sich der Hauptmarmorzug im Schreigraben E-Ast plastisch und bildet gemeinsam mit den unterlagernden, äußerst stark deformierten Granatglimmerschiefern isoklinale Falten aus, deren Achsen sehr streuen.

An der Grenze zum Marmor nehmen die harten Granatglimmerschiefer einen phyllitischen Habitus an, oft von polierten Harnischen und s-parallelen Mylonitzonen begleitet. Durch das Auftreten von Chloritpseudomorphosen nach Granat können die Marmore jedoch als im normalen Verbande auftretend angesehen werden. Der postkristallinen Durchbewegung wegen kommt es aber oft zur Verschleifung mit den Marmoren, ebenso sind geringe Relativbewegungen an den Schichtgrenzen als sicher anzunehmen.

Abb. 8. Weißbrauner Bänderkalkmarmor aus dem Schreigraben E-Ast, Höhe 1115 m. Parallel der Schieferung, in „Schläuchen" und in den Klüften sind Einlagerungen von bräunlicher und roter feinsandiger Substanz, die als alte Verwitterungsbildung aufgefaßt werden. Maßstab in cm.

Als Anhang möchte ich noch eine ca. 10 m mächtige Bank aus hellgrau verwitterndem, weißbraunen Bänderkalkmarmor erwähnen (Schreigraben E-Ast, Höhe 1115 m). Darin sind in etwa s-parallele Einlagerungen von braun oder rot verwitternder, harter, feinsandiger Substanz, die auch in die ac-Klüfte eindringt. Im Anschliff erweist es sich, daß auch unregelmäßige Schläuche und wellige Lagen vorliegen.

U. d. M.: Die mikroskopisch roten „Schläuche" bestehen zu ca. 50% aus feinstkörnigem Karb, der Rest teilt sich auf Eisenhydroxide, Q-Körner und idiomorphe Mu-Blättchen auf. Reliktisch sekundärer Pyrit.

Wahrscheinlich handelt es sich um Verwitterungsbildungen, die knapp nach oder während der Sedimentation stattfanden. Nach mündlicher Mitteilung von Dr. SCHÖNLAUB sind solche Erscheinungen in den paläozoischen Kalken der Karnischen Alpen häufig, haben jedoch keinen stratigraphischen Aussagewert.

2.5.7. Hornblendegesteine

In die eintönige Glimmerschieferabfolge sind an vielen Stellen 2 bis 20 m mächtige Grüngesteinszüge eingelagert. Durch eine Anzahl von chemischen Analysen an ausgewählten Gesteinen sollten Rückschlüsse über die Ursprungsgesteine gewonnen werden. Weiters sollte durch die Untersuchung geklärt werden, ob etwaige Unterschiede in der Mineralparagenese auf der Zusammensetzung der Hornblendegesteine oder auf geänderte Metamorphosebedingungen beruhen.

Zu diesem Zweck wurden 8 Proben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz unter Verwendung des internationalen Standardgesteins Basalt BR (ROUBAULT et al., 1968) analysiert. Die Alkalien bestimmte ich auf flammenphotometrischem Wege

nach SCHUHKNECHT & SCHINKEL (1963). Die Matrixkorrektur wurde unter Benützung des Programmsystems PETRDATA (CADAJ, 1974) durchgeführt. Eine nähere Beschreibung findet sich bei KOLLER (1976).

Fundpunkte der Proben

A 12/74: Fahrweg Schwaig—Schreigraben, Höhe 815 m; H 15/74: Rollstück, Fahrweg Schwaig—Krendlmaralm, Höhe 965 m; H 48/74: Unterhauser Bach W-Flanke, Höhe 1130 m; R 10/74: Raunachgraben, Höhe 950 m; A 8/74: Schreigraben W-Ast, Höhe 1160 m; B 22/73: Schreigraben E-Ast, Höhe 1060 m; R 15/74: Raunachgraben, Höhe 1225 m; A 6/74: Schreigraben W-Ast, Höhe 1165 m.

Den NIGGLI-Werten nach gelten alle analysierten Gesteine als Abkömmlinge von „Gabbroiden Magmen", die als femisch, basisch, alkaliarm und c-normal bis c-reich charakterisiert sind. Eine eindeutige Zuordnung zu einer vulkanischen Provinz läßt sich nicht durchführen, allerdings erkennt man in Abb. 9 (nach MACDONALD & KATSURA, 1964, umgezeichnet aus CARMICHAEL et al., 1974), daß vier Proben im tholeiitischen Feld liegen und daß der Hornblendegarbenschiefer überhaupt aus dem definierten Feld herausfällt, was für eine tuffogene Entstehung spricht. Dieses Gestein ist gut mit der Durchschnittsanalyse der Hornblendegarbenschiefer Typ I (KOLLER, 1976) vergleichbar; die Proben dieser Gruppe werden als Tuffitabkömmlinge mit sandig-toniger Hintergrundsedimentation beschrieben. Sollten alle Hornblendegesteine aus der Granatzone in den Pelitabkömmlingen einem Magmenherd zugeordnet werden, was auf Grund der Nachbarschaft einzelner Proben mit verschiedener chemischer Zusammensetzung wahrscheinlich ist, so muß man wohl an eine Differentiation aus tholeiitischen

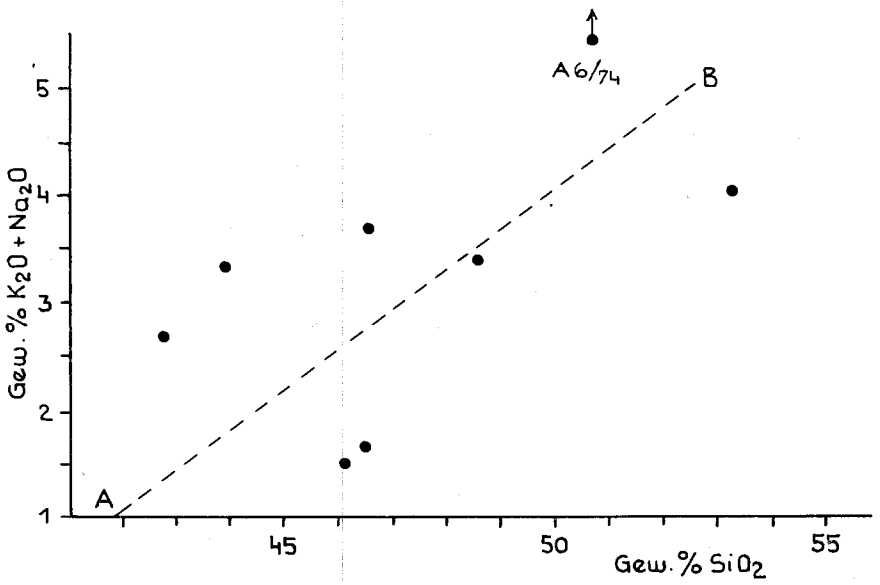


Abb. 9. Gew.-% Alkalioxide gegen Gew.-% SiO_2, umgezeichnet nach CARMICHAEL et al. (1974). Trennungslinie zwischen Alkali-Basalten (oben) und tholeiitischen Basalten (unterhalb A—B) nach MACDONALD & KATSURA (1964) (referiert in CARMICHAEL et al., 1974). Punkte = Analysen von Hornblendegesteinen aus dem Goldeckgebiet.

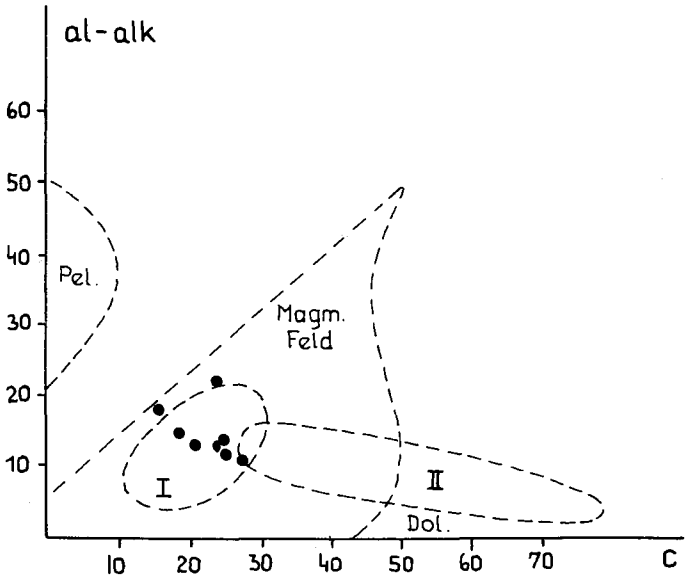


Abb. 10. NIGGLI-Werte (al—alk) gegen c, umgezeichnet nach WEBER-DIEFENBACH (1976). Die analysierten Hornblendegesteine des Goldeckgebietes (Punkte) liegen alle im magmatischen Feld. Bereich I = Orthoamphibolite, Bereich II = Paraamphibolite.

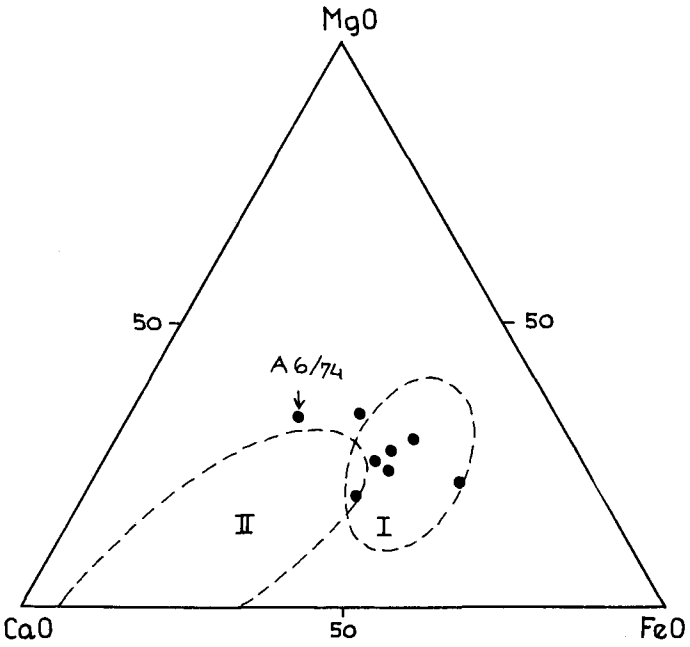


Abb. 11: Konzentrationsdreieck MgO—FeO (Gesamteisen)—CaO, umgezeichnet nach WEBER-DIEFENBACH (1976). Signaturen wie bei Abb. 10. Mit Ausnahme des Hornblendegarbenschiefers liegen alle Punkte im orthogenen Bereich.

Basalten denken. Dem normativen Mineralbestand nach streuen die Analysen zwischen Quarzübersättigten Tholeiiten und Quarzuntersättigten Olivintholeiiten.

Im Zusammenhang mit den Analysen wurde auch versucht, eine eindeutige Trennung von Ortho- und Paraamphiboliten zu finden. In den Figuren aus WEBER-DIEFENBACH (1976), der einerseits die NIGGLI-Werte (al—alk) zu c in Beziehung setzt (Abb. 10), zum anderen im Konzentrationsdreieck MgO — FeO (Gesamteisen) — CaO (Abb. 11) Ortho- und Parabereich voneinander

Tab. 2. Chemische Analysen der Hornblendegesteine. FeO gilt als Gesamteisen.

Gew.-%	Amphibolite				Hornblendefelse			Hornblendegarbenschiefer
	A 12/74	H 15/74	H 48/74	R 10/74	A 8/74	B 22/73	R 15/74	A 6/74
SiO_2	43,93	48,539	53,193	46,573	42,937	46,591	46,113	50,979
TiO_2	1,427	1,499	2,993	1,493	3,146	3,146	4,728	1,108
Al_2O_3	17,161	15,044	17,48	16,274	12,179	12,92	12,775	18,074
FeO	12,374	10,694	9,79	11,773	11,803	13,24	12,702	6,32
MnO	0,235	0,211	0,167	0,245	0,203	0,23	0,272	0,2
MgO	9,134	6,489	4,608	7,859	10,96	8,475	8,749	6,705
CaO	8,59	9,926	5,009	8,427	11,698	10,5	10,304	8,308
Na_2O	3,06	3,11	3,77	3,21	2,15	1,29	1,25	5,76
K_2O	0,32	0,33	0,31	0,48	0,51	0,44	0,26	0,47
Glv.	2,93	2,36	2,22	4,25	3,96	1,77	1,33	1,41
Σ	99,161	98,202	99,54	100,584	99,546	99,201	98,483	99,334
	NIGGLI-Werte							
alk	6,8	7,8	11	7,8	5,1	3,4	3,2	7,9
fm	51,7	45,3	44	49,6	52,8	54,2	54,7	39,2
c	19,8	25,6	15	20,5	26,8	25,2	25,1	24,1
al	21,7	21,3	29,5	21,9	15,3	17	17	28,8
si	94,6	116,9	153	106,3	91,9	104,4	104,8	137,9
mg	0,42	0,37	0,32	0,4	0,48	0,39	0,4	0,51
k	0,094	0,095	0,076	0,13	0,19	0,25	0,17	0,075
	Berechneter Normativer Mineralbestand (NIGGLI-Äquivalentnorm)							
Q	—	—	—	—	—	—	1,8	—
Or	2	2,3	2	3	3,2	2,5	1,7	2,8
Ab	28,7	28,3	35,9	30	20,1	15,3	11,8	45,3
An	33,7	26,9	26,3	30	22,8	29	30	21,8
Ne	—	—	—	—	—	—	—	3,6
Di	4,8	14,6	—	6,8	—	9	4,6	—
Hy	—	2,4	8,6	3,8	1,6	9,0	10,4	—
En	1,6	14,8	11,4	—	—	21,3	24,5	—
Ol	17,7	—	—	21	30,6	1,1	—	17,8
Mt	8,7	7,7	3,5	2,2	4,3	4,7	4,7	2,2
Ru	—	—	2,1	—	—	—	—	0,8
Ti	3	3	—	3,3	6,9	8,1	10,5	—
Cord	—	—	5,8	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	10,5	—	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	5,8

trennt, fallen alle analysierten Gesteine mit Ausnahme des Hornblendegarbenschiefers in das magmatische Feld. Zusammen mit den aus den Dünnschliffen gewonnenen Beobachtungen und aus der Geländearbeit heraus halte ich eine magmatische Entstehung der Amphibolite des Goldecks für gesichert.

2.5.7.1. „Gemeine" Amphibolite

Hier sind Proben verschiedenster Vorkommen mit einem gut vergleichbaren Modalbestand zusammengefaßt. Abhängig von der Tektonisierung zeigen die mit bräunlichgrauen oder grünen Tönen verwitternden Gesteine makroskopisch eine Paralleltextur oder ein granoblastisches Gefüge, die Durchbewegung kann aber bis zur völligen Zerlegung in kleine Rhomboeder führen.

U. d. M.: Das Gefüge wird von einem schlecht eingeregelten Hbl-Gewebe geprägt, in das Q + Plag-Linsen oder zusammen mit Karb verfaltete Lagen eingebaut sind. In den protomylonitischen Amphiboliten sind nur mehr ca. 3 mm große Schollen von epitaktisch verwachsenem Plag und Hbl sowie Hbl-Großbrüchlinge in titanit- und limonitreichen, mylonitisierten Partien oder in einem Gewebe aus Chl-Blättchen (siehe Abb. 12) erhalten. Aus der Schliffbeobachtung erscheint es nicht mehr möglich, die komplizierten Schieferungsvorgänge aufzulösen.

Tschermakitische Hbl (34—42%): Absorptionsfarbe //nγ bläulichgrün-grün, //nβ grüngelblich, //nα gelblich-gelblichgrün (allgemein blasse Farben), $2V_x$ 80—88°, z∧c 17—23°, Zwillinge // der c-Achse, Einschlüsse von Ti, Ep, vereinzelt Plag und Q, Umwandlung zu Chl entlang der Spaltrisse, Verdrängung durch Karb; Ab/Ol (25—35%): Unversehrte Körner bis zur starken Umsetzung; Ep + Klin (5—17%); Pyknochl—Mg-Rhipidolith (5—16%) als retromorphes Umwandlungsprodukt; Q (+—2%); sekundäres Karb (+—2%); Il (+—2%); Hä; Pyrit; Ap.

Bei diesen und bei den anderen Amphiboliten werden im Gegensatz zu ANGEL & KRAJICEK (1939) die Epidotminerale der primären Paragenese zugerechnet. Deshalb wird der von den Autoren oftmalig verwendete Begriff „diaphthori-

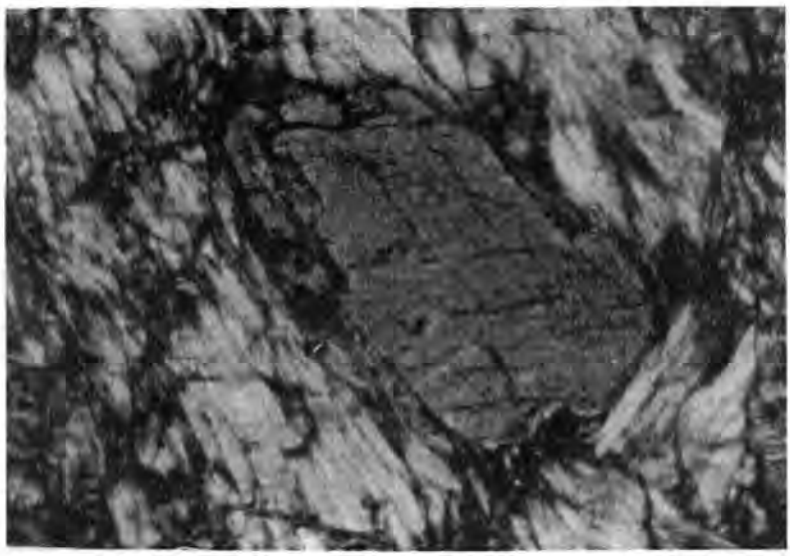


Abb. 12. In einem Gewebe aus retromorph gebildetem Chlorit liegt ein völlig unzerstört erhaltener Hornblende-xx. Amphibolit. X Nicols, Obj. NPl 6.3, Vergrößerung ca. 225fach.

tisch" abgelehnt, da die „Ausheilung durch Quarz, Kalkspat und durch Chlorit, diaphthoritisch nach Hornblende" (KRAJICEK, 1933) nicht als Einstellung einer neuen, niedriger temperierten Paragenese gelten kann.

Abweichend von den vorher beschriebenen Gesteinen ist der im Baldramsdorfer Bach (Höhe 1040 m) anstehende Amphibolit massig. Im Anschliff sieht man ein körniges, wenig gerichtetes Gefüge, in dem bis zu 4 mm große Hornblendestengel sowie Quarz + Plagioklas-Flecken ineinander übergreifen. Weiters tritt an einigen Stellen Karbonat in größerer Konzentration auf.

U. d. M.: In einem weitmaschigen Netz aus Hbl-Megablasten liegenden granoblastisch verwachsen Q, Plag und der Schlieren bildende Ep. Obwohl keinerlei postkristalline Durchbewegung zu sehen ist, zeigt das Gestein starke retromorphe Umwandlungen.
Tschermakitische Hbl (34%): Absorptionsfarbe //nγ blaßgrün-blaßbläulichgrün, //nβ blaßgrün, //nα blaßgelb-gelblichgrün, $2V_x$ 84—86°, z∧c 22—24°, die Einschlüsse von Ti, Q, Ep + Klin und Il machen bis zu 50% der Einzelindividuen aus, Verwachsungen mit Bi; Ol (30%); Ep + Klin (22%); Mg-Pyknochl (7%) nach Bi und Hbl; Ti (3%); Q (2%); Bi; Il; Pyrit.

Als Ausgangsgestein kann man vielleicht einen grobkörnigen Diabas annehmen, dessen primäre Titanhornblenden während der Metamorphose zu Tschermakitischen Hornblenden umkristallisierten; dabei kam es zur Bildung von Titanit und Ilmenit, wobei letzterer bevorzugt entlang der kristallographischen Flächen eingelagert wurde.

2.5.7.2. Gebänderte Amphibolite (Epidotamphibolite)

Zwischen Unterhauser Graben und dem Fahrweg zur Krendlmarhtt. kann eine 10 m mächtige Lage aus graubraun-graugrün verwitterndem Bänderamphibolit verfolgt werden. Der feinschichtige Lagenbau ist oft durch Linsen oder Schlieren ersetzt, die teilweise eine ptygmatische Fältelung zeigen.

U. d. M.: Nematoblastische Hbl-Lagen (0,1—1,5 mm breit) wechseln mit Linsen, Schlieren und Lagen aus Q + Plag, Klin + Q, Plag und Ep sowie reinen Ep + Klin-Bändern.
Tschermakitische Hbl (ca. 60%): Absorptionsfarbe //nγ blaßgrünlich-blaßbläulichgrün, //nβ blaßgrünlich-grünlich, //nα farblos-blaßgelblichgrün, $2V_x$ 72—86°, z∧c 18—23°, in einem Individuum mit $2V_x$ 63° und einer deutlich höheren Auslöschungsschiefe ist wahrscheinlich die Edenitische Komponente stärker vertreten; Plag (ca. 13%) $2V_x$ schwankt um 90°, verschieden starke Trübung; schalig aufgebauter Ep + Klin (ca. 20%); Q (3—8%); Klinochlor—Mg-Pyknochl, selten Pennin als kammartige Kluftfüllung; sekundäres Karb; Ti (1—4%); Il; Hä; Ap.

Als Möglichkeit zur Entstehung dieser Bänderung könnte man eine primäre Stoffbänderung in (Tuff—Tuffit) in Betracht ziehen, bestimmender Mechanismus war aber sicher eine metamorphe Differentiation.

2.5.7.3 Biotitamphibolit

Dieses dunkelgrüne, massige und harte Gestein liegt als ca. 10 m mächtige Lage eingebettet in Granaglimmerquarzit (Schreigraben W-Ast, Höhe 1060 m).

U. d. M.: Das mittelkörnige, granoblatische Gefüge, in dem die Schieferung nur angedeutet ist, wird von karbonatführenden Rissen durchzogen.
Tschermakitische Hbl (38%): Absorptionsfarbe // nγ bläulichgrün, // nβ grün, // nα gelbgrün, $2V_x$ 76—82°, z∧c 18—22°, Einschlüsse von Q, Plag, Ti und Ep, regelmäßige Verwachsungen mit Bi entlang der Spaltrisse (offensichtlich handelt es sich um eine im Gleichgewicht stehende

Paragenese der progressiven Metamorphose); Ab/Ol (39%): Verschieden starke Trübung, vereinzelt Zonarbau, granophyrische Verwachsungen mit Q; Bi (12%); Ep + Klin (5%) Klinochlor — Mg-Pyknochl (3%) nach Bi; Karb (4%); Q; Ti; Il; Hä.

Für den Biotitamphibolit kann man einen grobkörnigen Diabas als Edukt heranziehen.

Abb. 13. Im Gleichgewicht mit Hornblende stehende Biotitblättchen entlang der Amphibolspaltbarkeiten. Biotitamphibolit. // Nicols, Obj. NPl 16, Vergrößerung ca. 580fach.

2.5.7.4. (Granat-) Hornblendefels

Vom Schreigraben (E-Ast, Höhe 1060 m; W-Ast, Höhe 1160 m) erstreckt sich zum Raunachgraben (Höhe 1225 m) eine 2—10 m mächtige Bank dieses zähen, dunkelgrünen Gesteins. In zwei Vorkommen mit ca. 3 mm großen Granatblasten durchsetzt, hebt sich der Hornblendefels von den Amphiboliten durch sein massiges Auftreten ab, eine gewisse Regelung der Hornblende läßt sich erst im Anschliff erkennen.

U. d. M.: Das holoblastische Gefüge zeigt teils eine Regelung der Hbl, teils eine an ein Sperrgefüge erinnernde Anordnung. Q liegt in etwas gelängter Schollenform oder als Zwickelfüllung vor; in den Gr-führenden Typen ist das freie SiO_2 meist um die Gr-Blasten kristallisiert.

Mg-reiche Tschermakitische Hbl — Tschermakit (54—70%): Absorptionsfarben // nγ farblos-blaßbläulichgrün, // nβ farblos-blaßgelblichgrün, // nα farblos-blaßgrünlich, $2V_x$ 79—88°, $z \wedge c$ 19—24°, vereinzelt Zwillinge // c, Wachstumseinschlüsse von Ti, Ep + Klin;

Q (13—16%); Ep + Klin (3—8%) mit scharfen Korngrenzen zur Hbl; Gr (0—5%): Einschlüsse von Ti, Q-Saum (vielleicht durch Kationendefizit bei der Gr-Sprossung entstanden); Mg-Chl in den Hbl, als Spätbildung in Klüften + Fe-Chl (3—4%) meist im Gr; Ti — Leukox (2—8%); Karb (0—6%): In einer Probe in Schlierenform als Spätbildung durch CO_2-Zufuhr, in Klüften; Il (+—10%); Bi; Ap.

Durch das Fehlen von Feldspat scheint der Name Hornblendefels gerechtfertigt. Die Abszenz von Plagioklas läßt sich aus dem Pauschalchemismus leicht

erklären; im Vergleich zu den mit der ESMS untersuchten Hornblenden findet man etwas mehr SiO_2, aber geringere Al_2O_3-Gehalte, dadurch ist eine Bildung von Plagioklas nicht möglich. Bei den anderen analysierten Amphiboliten hingegen ist der Tonerdegehalt des Gesamtgeseins weit höher als Al_2O_3 in der Hbl gebunden werden kann (LEAKE, 1965 a, b). (Siehe Abschnitt 3.)

2.5.7.5. Apatit- und ilmenitführender Amphibolit (Hornblendegarbenschiefer)

Vor allem durch die augenfälligen leukokraten Lagen und Schlieren sowie durch die ca. 0,5 mm langen Hornblendenadeln ergeben sich makroskopische Unterschiede des ebenflächigen, schiefrigen Amphibolits zu anderen Hornblendegesteinen.

U. d. M.: Q und Plag bilden ein ausgezeichnetes kristallisiertes, granoblastisches Gefüge, in dem teils in s eingeregelte idioblastische Hbl liegen, teils sprossen diese auch garbenartig und bilden ein weitmaschiges Sperrgefüge.
Tschermakitische Hbl (42%): Absorptionsfarbe // nγ grün-bläulichgrün, // nβ grün, // nα gelbgrün, $2V_x$ 76—80°, z∧c 18—21°, poikiloblastische Einschlüsse von Q, Ti, Ep + Klin, Il sowie Plag, an letzteren keine retromorphen Umwandlungen (wahrscheinlich wurde die fluide Phase von der Hbl gepuffert); Plag mit beginnender Trübung + Q (38%); Il (6%); Pennin als Kluftmineral + Pyknochl in Spaltrissen der Hbl; Ep + Klin (4%); Ap (2%); Ti; Hä.

Diese Zusammensetzung entspricht gut jener, die von KOLLER (1976) für die Hornblendegarbenschiefer vom Typ I angegeben wird. Wie schon bei der Diskussion der chemischen Analysen erwähnt, spricht auch die Elementverteilung für eine tuffitische Herkunft des Gesteins. Das würde auch zum Geländebefund passen, da der Hornblendegarbenschiefer eine schmale Übergangszone zwischen Amphibolit und Granatglimmerschiefer bildet.

2.5.8. Saure Orthogneise

Als äußerst interessante und für den liegenden Teil der Granatzone typische Gesteine treten langgestreckte, bis zu 70 m mächtige saure Orthogneise auf. Diese konkordanten, einheitlichen Züge werden fast immer von Metaquarziten begleitet und bilden bei der Kartierung einen Leithorizont, da sie im Gelände stufenbildend wirken. Meist stark von Eisenverwitterungslösungen durchtränkt, erscheinen die weißlich-hellgrau verwitternden, harten Gesteine makroskopisch eher kompakt, glimmerarm und lassen im Aufschlußbereich eine starke Zertrümmerung erkennen.

U. d. M.: Beherschend wirkt die starke postkristalline Kataklase, die bis zur Ausbildung von etwa 1 mm breiten Mylonitzonen führt. Es kommt zur Bildung von Großklasten (Q, Gesteinsbruchstücke, Fsp; bis zu 3 mm groß), die in einem feinkörnigen, zerbrochenen bis zerrissenen Gewebe liegen, das nur in den Q-reichen Partien eine gewisse Ausheilung zeigt. Mu, der in 1—2 mm langen Scheiten vorliegt, ist z. T. völlig zu wirren Haufen und Flinseln zerstoßen. Starke Imprägnation durch FeOOH.
Q (44%); Plag (12%) mit An_{00-17}; Alkalifsp (29%); Hellglimmer (11%); Erz (Hä); Ap; Zr (?).

Diese Gesteine wurden von KRAJICEK (1933) als „Pegmatitgneise" bezeichnet und einem „alten Intrusivkörper in der Art der Antholzer Gneise" zugeordnet; ANGEL & KRAJICEK (1939) verwendeten den Namen „geschieferte Pegmatite".

Die für Pegmatite unerläßliche Grobkörnigkeit ist weder im Gelände noch in den Dünnschliffen festzustellen, daher werden die oben angeführten Bezeichungen abgelehnt. Statt dessen schlage ich den Terminus „Saure Orthogneise" vor.

Da das Gefüge stark zertrümmert ist, kann über die Art des magmatischen Ausgangsgesteines keine nähere Aussage gemacht werden. Gesichert erscheint, daß die Größe der ursprünglichen Gemengteile 3 mm nicht überschritt und daß der Plagioklas des Magmatites nur unwesentlich höhere An-Gehalte hatte. Aus stratigraphischen Überlegungen heraus, deren detaillierte Begründung im Abschnitt 6. ausgeführt wird, ziehe ich als Edukt einen Porphyroid oder ein ähnliches Gestein (z. B. Keratophyr) in Erwägung. Diese Annahme deckt sich mit den Beobachtungen, die HERITSCH & TEICH (1976) in der E-Gleinalpe und in der W-Stubalpe machten. Die Autoren deuten die schmale Augengneiszone, die sich über viele km ohne Unterbrechungen s-konkordant erstreckt, auf Grund von chemischen Analysen als metamorphen Quarzporphyr.

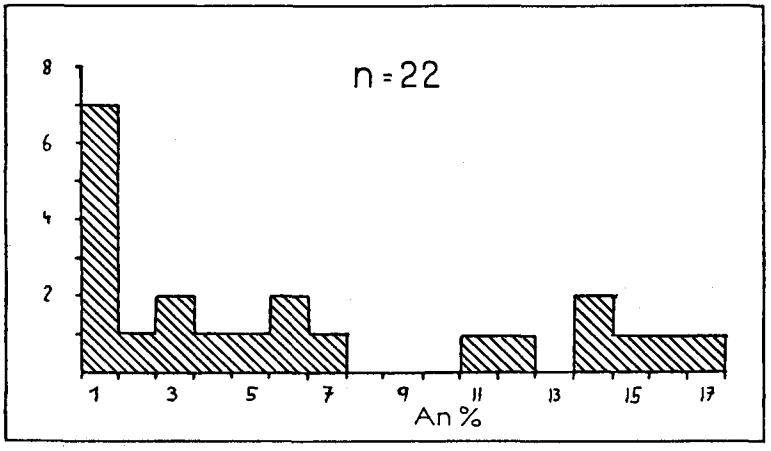


Abb. 14: An-Gehalte von 22 Plagioklasen aus den sauren Orthogneisen.

Zu dieser Gruppe muß ein Vorkommen von hellem Zweiglimmerorthogneis gerechnet werden, das am Wirtschaftsweg Unterhaus — Marhube (Höhe 865 m) subanstehend in hellen Metaquarziten neu gefunden wurde. Im frischen Querbruch sieht man mittelkörniges granoblastisches Gefüge aus Quarz und Feldspat, das von Glimmern durchzogen ist, weiters Quarzknauern und helle „aplitische Wolken" ohne Biotit.

U. d. M.: Das Gefüge des Gesteins besteht aus homöoblastischen Q + Fsp + Glimmerkörnern, die von einer postkristallinen, zweischarigen Zerscherung zerbrochen werden. Im Ab sind Trübungen zu sehen, Bi ist völlig unverletzt.
Hellglimmer (36%); Q (34%); Plag (14%); Akalifsp (10%); Bi (5%); Hä; Limonit; Ap.

Auch dieses Gestein entspricht etwa einer granitischen Zusammensetzung, wobei hier der Orthogesteinscharakter durch einen Quarz-Oligoklas-Quergang unterstrichen wird.

2.5.9. Kalksilikatgestein

Dieser Gesteinstyp wird erstmalig aus dem „Altkristallin" der Goldeckgrupppe beschrieben. Es wurde nur ein Vorkommen im E-Ast des Raunachgrabens (Höhe 1048 m, W-Flanke) gefunden, das aus einer ca. 3 cm mächtigen, symmetrisch zonar gebauten Lage besteht, die s-parallel in quarzitische Glimmerschiefer eingeschaltet ist. Im Anschliff sieht man, daß ein 0,8—1 cm dicker, mittelgrauer Streifen, dessen Granatführung gegen den Rand hin zunimmt, das Zentrum dieser Lage bildet. Randlich erscheint beidseitig eine etwa 1 mm breite Anhäufung von eingeregelten Hornblenden. Es folgt eine weiße Quarz + Plagioklaslage (ca. 1 mm), die etwas Granat führt, und anschließend ein rötlichbrauner Streifen (3—8 mm) mit Granat. An einer Seite erkennt man als Rand noch eine Schicht mit Glimmern und vereinzelt Granat.

U. d. M.: Im Dünnschliff hat der Zonarbau verwischte Grenzen. Die zentrale Lage wird aus einem granoblastischen Q (59%) + Plag (32%)-Gefüge + Gr (4%; beträchtliche Grossularkomponente) + Ap (3%) + Ti + Erz aufgebaut. Es folgen die im Handstück dunkelgrünen Streifen mit der Paragenese farblose Hbl (19%) + Q (40%) + Plag (21%) + Klinochlor (8%) + Gr (7%) + Ti + Erz + Ap + Bi (nur am Außenrand) + Vesuvian; alle nichtleukokraten Gemengteile sind idioblastisch. Anschließend Q + Plag mit Implikationsgefüge, dann Q + Plag + Klinochlor + Bi, eine Lage mit gröberen Korn und derselben Paragenese + Gr; die äußerste Schicht wird von Q (43%) + Plag (32%) + Gr (12%) + Bi (12%) + Akz aufgebaut.
Plag (An_{19-30}), leicht getrübt, vereinzelt Anwachssäume mit etwas höherem An-Gehalt; filziger Pennin pseudomorph nach Gr, Hbl, Bi.

Als Ausgangsgestein kommt ein kalkig-mergeliger Sandstein in Frage, der als Schmitze oder vielleicht auch weiter ausgedehnte Lage in quarzreichen Sanden und Tonen abgelagert wurde.

Nach ARNOLD (1970) bewirken Reaktionen mit dem Nebengestein den Zonarbau. Die bei der Metamorphose entstehende CO_2-reiche Gasphase führt CaO vom Einschluß weg, dadurch kommt es in den Randbereichen zur Anreicherung von Alkalien und fm.

2.6. Gesteine der Staurolithzone

Eine kartenmäßige Erfassung der Obergrenze der Staurolithstabilität erwies sich als undurchführbar, da in der Gesteinsausbildung nur ein Amphibolit sowie ein staurolithführender Schiefer charakteristisch sind. Die Seltenheit von Staurolith dürfte wohl auf die ungeeignete chemische Zusammensetzung der meisten Metapelite zurückzuführen sein.

2.6.1. Staurolithführender Granatzweiglimmerschiefer

Es gelang mir nur an einer Stelle, nämlich im Graben von Schwaig zur Kote 957 (Höhe 710 m), ein ca. 10 m mächtiges Paket von rostig verwitternden, ebenflächigen staurolithführenden Schiefern aufzufinden. An manchen Bruchflächen erkennt man etwa 0,5 cm lange, dunkelgrüne stengelige Minerale; solche Gebilde erwiesen sich in vielen anderen Gesteinen als gelängte, chloritisierte Granatblasten.

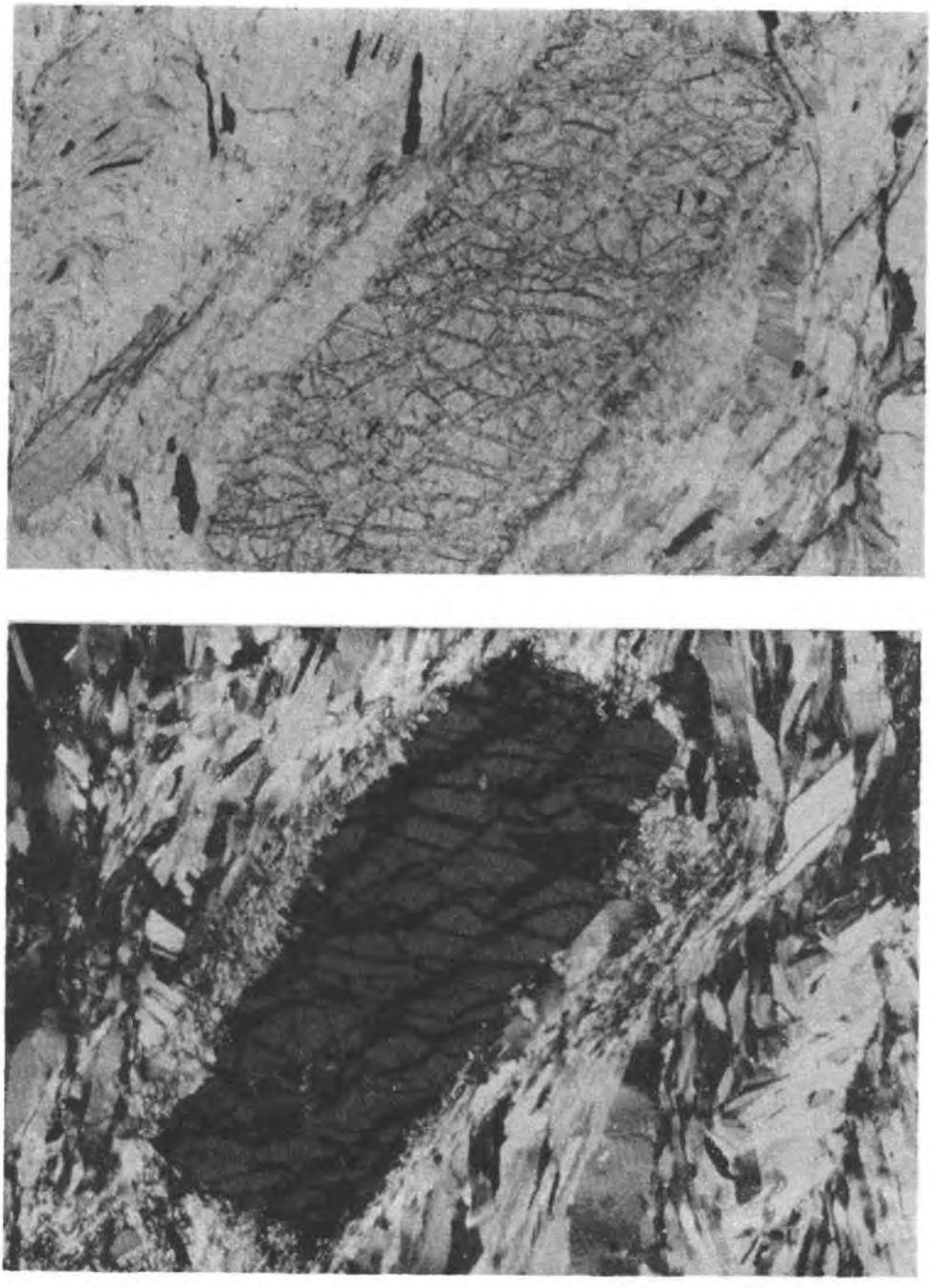


Abb. 15. Staurolithprisma in einem Saum aus Serizitflittern. Das Korn ist von einem Chlorit-„Maschengewebe" durchzogen. Staurolithführender Granatzweiglimmerschiefer. Oben // Nicols, unten X Nicols, Obj. Pl 2.5, Vergrößerung ca. 90fach.

U. d. M.: Das postkristallin gefaltete Gestein ist aus Lagen von zeilenartig angeordnetem Q und verbogenen Glimmerschuppen aufgebaut, die manchmal in den Faltenscheiteln angeschoppt sind. Fsp fehlt völlig. Eine zweischarige Zerscherung, die sich am besten in der „rhombischen" Form mancher Se + Chl + Erz-Pseudomorphosen ausdrückt, durchzieht mit feinen Klüften den Schiefer.

Q; Mu; Bi; Pennin — Klinochlor: Pseudomorph nach Gr und Bi, hysterogen auf den Scherklüften; Gr: Bis zu 2 cm große Blasten aus Se + Chl mit reliktischen Almandinkörnern; Stau: Kleine Körner, ein 2,5 mm langes Prisma, $2V_x$ 66°, an einer Stelle beginnende orientierte Verwachsung (Zwillingsbildung), zwei von Klinochlor erfüllte Spaltbarkeiten im Winkel von 55° gleichen dem „Maschengewebe" in Olivinen, diese Relikte liegen in einem Saum aus Se-Flittern; Ti; Pyrit; Ep; Ap.

Nach CADAJ (1973) muß man annehmen, daß Stau unter der Voraussetzung einer isochemischen Metamorphose in Sedimenten gebildet wird, die in lateritisch beeinflußten Gebieten entstanden sind.

2.6.2. Amphibolit

Der Staurolithzone zugerechnet wird der massige, grobkörnige Amphibolit mit linsig-flatschiger Textur, der am Forstweg von Schwaig zum Schreigraben in der Höhe 645 m auftritt.

U. d. M.: Das Dünnschliffbild wird von den meist idiomorphen, bis zu 6 mm großen Hbl-xx beherrscht, die ein nematoblastisches bis granoblastisches Gefüge bilden. Die Räume dazwischen füllen granoblastisch verwachsene Ep- und Ol-Körner aus, wobei Ep oft Sperrgefüge bildet. Keine zweite Schieferung.

Hbl (42%): Absorptionsfarbe // nγ blaugrün, // nβ grün, // nα blaßgelb, $2V_x$ 64—88°, z∧c 19—22° (30°), Tschermakitische Hbl, die Individuen mit kleinem Achsenwinkel und hoher Auslöschungsschiefe sind Fe-reich, poikiloblastische Einschlüsse von Ep, Ti, Ol und Il; Ol (31%): Verschieden stark getrübt; Ep + Klin (17%); Mg-Rhipidolith — Mg-Pyknochl (7%): als retromorphes Umsetzungsprodukt; Ti (1%); Bi: in z olivgrün; Il; Ap.

Eine Teilanalyse des Gesteins ergab 2,4% Na_2O, 0,66% K_2O, 14,26% FeO (Gesamteisen) und 5,6% MgO. Der um etwa 3% erhöhte Eisengehalt erklärt die eisenreiche Tschermakitische Hornblende, wobei allerdings die veränderten pT-Bedingungen der erhöhten Metamorphose den Einbau von Fe in das Gitter des Amphibolits begünstigt haben (WETZEL, 1974).

3. Mineralparagenesen und Metamorphose

Bei der Ausarbeitung des aufgesammelten Materials wurde versucht, in den Abkömmlingen von Vulkaniten und Peliten charakteristische Indexminerale und Abfolgen von Mineralparagenesen zu finden, um die Metamorphose näher zu charakterisieren. Da Metabasite im Profil nicht durchlaufend auftreten und von ihrem Chemismus her auch nur bedingt vergleichbar sind, wurde die Mineralabfolge der tonigen Sedimente — in etwa der Abfolge der Metamorphose im schottischen Hochland vergleichbar (Barrow-Typ, WINKLER, 1967; medium-pressure, MIYASHIRO, 1973) — als Gerüst verwendet.

Die Metapelite der Muskowitzone sind durch das Auftreten von Mu/Se + Chl + Q + Plag gekennzeichnet, Charakteristikum ist die Abwesenheit von Biotit. Der Chlorit dieser Gesteine entspricht völlig dem retromorph gebil-

deten in den Schiefern der Granatzone. Die Metabasite, abhängig von ihrem Edukt, bilden die Paragenesen Chl + Plag + Karb + Ep + Ti ± Hbl (aktinolithisch) + Q aus; wie schon erwähnt, muß die Ausbildung dieser Mineralassoziation nicht unbedingt als Produkt einer „very low grade" Metamorphose aufgefaßt werden, ist aber auf jeden Fall unter diesen pT-Bedingungen stabil. MIYASHIRO (1973) referiert, daß das Biotitwachstum in den basischen Gesteinen zu einem Zeitpunkt beginnt, bei dem dieselbe Phase in den Metapeliten noch nicht stabil ist. Dieser Biotit hat in z olivgrüne Farben (hohes $\frac{Fe^{2+}}{Mg}$-Verhältnis), die Amphibole können den optischen Konstanten nach zu den Aktinolithen gestellt werden und sind als Durchläuferminerale auch in der nächsten Zone zu finden. Die An-Gehalte der Plagioklase liegen generell zwischen 0 und 15%, die vereinzelt in den Metavulkaniten zu findenden Oligoklase werden als reliktische Feldspäte angesehen. Chlorit, mit etwas höherer Lichtbrechung und stärkeren Eigenfarben als der Chlorit in den Metapeliten, hat erhöhte Fe- und Mg-Gehalte.

Die Problematik der Abtrennung einer eigenen Biotitzone in den Metapeliten wurde bereits eingehend behandelt. In den pelitischen Gesteinen tritt zu der oben erwähnten Paragenese vereinzelt Biotit hinzu, mit hellbräunlich-oliv Farben weist er sich als etwas FeO-reicher aus. In den basischen Vulkanitabkömmlingen ergeben sich in den extrem K_2O-armen spilitischen Metaaschentuffen keine Änderungen; Biotit kann auf Grund der chemischen Zusammensetzung nicht gebildet werden. Anders sind die Verhältnisse im Amphibolit, O 9/74: Bei gleichbleibender Ausbildung der anderen Gemengteile wie in den Metadiabasen kann hier die Entstehung von Biotit beobachtet werden, der dem der Metapelite völlig gleicht. Die An-Gehalte der Plagioklase liegen weiterhin im Albitfeld, vereinzelt auftretende Oligoklase können auf Grund ihrer gut kristallisierten Einschlüsse als vulkanisch gedeutet werden.

Nach der schmalen Biotitzone setzt in den Metapeliten gut abgrenzbar die Bildung von Granat (Granatzone) ein. Der meist blaßrosa Färbung nach dürfte die Almandinkomponente überwiegen, Biotit — mit rotbraunen Farben in z (nach TRÖGER, 1969, für die Meso- und Katazone charakteristisch) — ist bereits überall stabil. Im hangenden Teil der Granatzone überwiegt noch Albit, es kommen aber auch Oligoklase vor. Chlorit ist nicht mehr stabil. Die typische Paragenese von sandig-tonigen Sedimenten ist hier Q ± Mu ± Bi ± Ab und/oder Ol ± Gr.

Für die Metabasite ergibt sich in dieser Zone abhängig von der chemischen Zusammensetzung folgende Mineralausbildung: Die Amphibolite bilden die Paragenese Hbl + Plag + Ep + Q + Ti aus, reliktische Strukturen sind in dieser Zone nicht mehr zu sehen. Die An-Gehalte in den Plagioklasen wechseln, doch sind überall noch Albite zu finden. Leider konnte wegen des fehlenden, durchgehenden Metabasitprofils die Koexistenz von Aktinolith und Hornblende nicht gefunden werden. Letztere allein zeigt nach MIYASHIRO (1973) nur das Vorhandensein von Epidot-Amphibolithfazies an. Nach WINKLER (1974) kennzeichnet das gemeinsame Auftreten von Plagioklas (An_{20}) und Hornblende den Beginn der „medium-grade"-Metamorphose. Eindeutig tritt diese Paragenese jedoch erst in der Staurolithzone auf.

Wie schon erwähnt, wurden an einem Dünnschliff der Probe R 15/74 von Dr. H. MALISSA die optisch relativ gut trennbaren Hornblenden der Hornblendefelse mit Hilfe der ESMS untersucht. Diese Gesteine heben sich von den „gemeinen" Amphiboliten durch die völlige Absenz von Plagioklas ab; sie haben die Paragenese Hbl + Q + Klin ± Ep + Ti ± Gr ± Bi + Il. Dieser Modalbestand läßt sich aus dem Pauschalchemismus des Gesamtgesteins leicht erklären.

Als erstes Ergebnis der Mikrosondenanalysen zeigt sich, daß die Hornblendekristalle im Querprofil (in etwa normal kristallographisch c) eine homogene Verteilung der Elementkonzentrationen zeigen, wodurch also eine „Diaphthorese" in der Grünschieferfazies unwahrscheinlich wird.

An 45 Meßpunkten wurde die Konzentration von Si, Al, Ca, Na, Fe und Mg bestimmt und gegen die Standards Olivin (Fe, Mg), Augit (Si, Al, Ca) sowie Albit (Na) verglichen. Bei der Korrektur wurden zur Ergänzung der Analysen die Werte für Ti, K, Mn eingefügt, die durch Aufrechnen der Pauschalzusammensetzung auf den Modalbestand erhalten wurden.

Die Formelkoeffizienten wurden auf die Basis von 15 (Kationen) berechnet, da die Berechnung auf 22 oder 24 (O,O H) auf Grund des nicht bestimmten Was-

Tab. 3. Chemische Analysen und Formelkoeffizienten von Hornblenden der Probe R 15/74; Werte für TiO_2, MnO und K_2O errechnet.

	Gesamtgestein	Hbl					
	R 15/74	1	2	3	4	5	Σ 5 Hbl
SiO_2	46,113	44,60	42,83	42,61	42,70	42,68	42,93
TiO_2	4,728	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50
Al_2O_3	12,775	13,72	15,49	15,66	15,32	15,40	15,22
FeO (ges.)	12,702	13,68	13,99	13,85	13,95	14,13	14,00
MnO	0,272	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19
MgO	8,749	10,50	9,45	9,45	9,53	9,27	9,50
CaO	10,304	11,64	11,25	11,26	11,14	11,30	11,31
Na_2O	1,25	1,27	1,50	1,54	1,54	1,40	1,43
K_2O	0,26	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
Glv.	1,33						
Σ	98,483	97,49	96,59	96,45	96,26	96,36	96,47

	Hbl				
	1	2	3	4	5
Si	6,39	6,20	6,17	6,20	6,21
Al^4	1,61	1,80	1,83	1,80	1,79
Al^6	0,72	0,84	0,84	0,82	0,85
Fe	1,64	1,70	1,68	1,69	1,72
Mg	2,24	2,04	2,04	2,06	2,01
Ti	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	1,79	1,74	1,75	1,73	1,76
Na	0,35	0,42	0,43	0,43	0,39
K	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Y	4,78	4,76	4,74	4,75	4,76
X	2,21	2,23	2,25	2,23	2,22
mg (Niggliwert)	0,43	0,40	0,41	0,41	0,40

sergehaltes größere Fehlermöglichkeiten birgt. Der Berechnung wurde die allgemeine Amphibolformel $X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$ zugrunde gelegt, wobei X für Ca, Na und K, Y für Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Ti, Mn, Al und Z für Si und Al steht. Alles Eisen ist in diesen Analysen als FeO ausgewiesen, doch weiß man, daß normalerweise in Amphibolen, die mit diesen Hornblenden vergleichbar sind, etwa 20—30% des Fe in dreiwertiger Form vorliegen. Dadurch würden sich die Gesamtsummen der Analysen um ca. 0,3% erhöhen, der Wassergehalt liegt damit bei etwa 3—3,5%. Auf Grund des hohen Koeffizienten für Ca handelt es sich hier um ein „calcic amphibol", der niedrige Wert für Si ermöglicht leicht eine Zuteilung zu den „Hornblenden" (beides in MIYASHIRO, 1973). In dem Nomenklaturdiagramm von LEAKE (1968) liegen alle untersuchten Hornblenden an der Grenze von Tschermakit zu Tschermakitischer Hornblende, vielleicht mit etwas zu niedrigen Fe-Werten. Bei einer Aufnahme im Röntgendiffraktometer ergaben sich folgende Peaks: d 8,36 3,10 2,70 Intensität 10 10 6 (diese Werte wurden an einer im Magnetscheider angereicherten Fraktion von B 22/73 gewonnen).

Nach WETZEL (1974) nehmen mit zunehmendem Metamorphosegrad Na, Al^4, Fe und Ti zu, während die Werte von Si und Mg sinken; abhängig sind diese Parameter jedoch in jedem Fall von dem Gesteinschemismus und der Zusammensetzung des Minerals, auf dessen Kosten sich die Hornblende gebildet hat. In dem speziellen Fall wird die stärkere Metamorphose durch die Substitution von Si durch Al sowie den relativ hohen Gehalten an Na und Ti bewiesen: der Unterschied zu den Hornblenden der „gemeinen" Amphibolite dürfte in einem geringeren Fe-Gehalt bei erhöhten Ca- und Al-Werten liegen. Der Mg-Reichtum, auf den auch die blasse Färbung zurückzuführen ist, wird bei diesen „Mg-reichen Tschermakiten bis Tschermakitischen Hornblenden" unabhängig vom Metamorphosegrad vom Pauschalchemismus der Hornblendefelse gesteuert.

Über die Schwierigkeiten der Auffindung eines Staurolithisogrades (Staurolithzone) in den Metapeliten habe ich bereits im Abschnitt 2.6. referiert. Offenbar auf Grund der ungeeigneten chemischen Zusammensetzung der meisten Metapelite dürfte Staurolith im Goldeckgebiet selten sein, die Stabilitätsgrenze liegt den anderen Gesteinen nach im Metamorphoseprofil wahrscheinlich weiter oben. Die Pelit-Psammitabkömmlinge haben weiterhin die gleiche Paragenese Q + Mu ± Bi ± Ab/Ol ± Staur ± Gr, wobei Feldspat an sich selten auftritt und in dem staurolithführenden Granatzweiglimmerschiefer überhaupt fehlt. Das einzige basische Orthogestein dieser Zone, ebenfalls ein Amphibolit, setzt sich aus Hbl + Ol + Bi + Ep + Ti + Il zusammen; die Amphibole sind teilweise gleich mit den Hornblenden der Granatzone, weiters tritt hier aber auch ein Fe-reicher Tschermakit hinzu. Dieser läßt sich ohne weiteres durch die um etwa 3% erhöhten Eisengehalte (Teilanalyse vom Amphibolit A 11/74) erklären, wobei allerdings auch die veränderten pT-Bedingungen der erhöhten Metamorphose den Einbau von Fe in das Gitter des Amphibols begünstigt haben (WETZEL, 1974).

Metamorphose

Durch die petrographischen Untersuchungen und aus den Geländebefunden heraus erscheint es mir gesichert, daß im Gebiet des Goldecks ein relativ ungestörtes, durchlaufendes Metamorphoseprofil vorliegt. Dies bedeutet, daß das soge-

nannte Altkristallin älterer Autoren meiner Meinung nach demselben Metamorphoseakt unterliegt wie das schwächer metamorphe, auflagernde „Altpaläozoikum" früherer Bearbeiter, dessen tatsächliche stratigraphische Einstufung ins Altpaläozoikum heute durch Conodontenfunde im Nachbargebiet (HEINZ, 1976) gesichert ist.

Als ersten Hauptakt kann man die progressive Metamorphose abtrennen, die unter mittlerem Druck an der Basis des Gesteinsbestandes bis zur Bildung von Staurolith führte.

Diese Metamorphose setzte wahrscheinlich spätparatektonisch ein, wobei die Kristallisation die Durchbewegung, die zum Schuppen- bis Deckenbau führte, überdauerte. Dafür, daß das ca. 5 km mächtige Gesteinspaket in etwa in der heute vorliegenden Form erfaßt wurde, spricht meiner Meinung nach die normale Abfolge der einzelnen Mineralzonen.

Da im Gebiet der Bergerhtt. oberhalb des Karbonatzuges der Granatzone kein Granat gefunden wurde, wird an die Möglichkeit gedacht, daß die Mineralzonen schräg zum Streichen der Gesteine laufen. Dies wäre ein weiteres Argument für die einzeitige und gleichzeitige progressive Metamorphose.

Die physikalischen Bedingungen an den einzelnen Isograden lassen sich nur im Fall der Staurolithsprossung näher festlegen. Sowohl beim Erstauftreten von Biotit (BROWN, 1971) als auch bei der Entstehung von Granat (HSU, 1968) spielt die Zusammensetzung der fluiden Phase eine große Rolle, wodurch Druck und auch Temperatur stark variieren können. Im Falle der Staurolithbildung stehen jedoch genügend Daten zur Verfügung, da die Reaktion weitgehend druckunabhängig stattfindet. HOSCHEK (1967 und 1969), RICHARDSON (1968) und GANGULY (1971) geben hierfür ziemlich gleiche Werte an, die bei etwa 550—600° C liegen. Ein geeigneter Indikator zur Festlegung des Druckes wurde nicht gefunden.

Als zweite, gut abtrennbare Phase der metamorphen Ereignisse, ist jenes Geschehen zu nennen, das von ANGEL & KRAJICEK (1939) als „Diaphthorese der zweitstufigen metamorphen Gesteine" bezeichnet wurde. Die rückschreitenden Umbildungen beschränken sich auf Chloritsprossung auf Kosten des Granates, des Biotites und z. T. auch der Hornblende, weiters kommt es in den tiefer gelegenen Anteilen des Kristallins auch zur Trübung der Plagioklase, die aber nicht mit der gut kristallisierten „Fülle" der vulkanischen Relikte verwechselt werden darf. Diese Erscheinungen sind auch im Hangenden der Granatzone zu beobachten und kommen vorzugsweise an Zonen stärkerer Durchbewegung vor. Das bemerkte auch KRAJICEK (1933), der die echten „Diaphthorite" alle an Störungszonen gebunden sieht. Eine Erklärung dafür wird dadurch gegeben, daß es sich nicht im Sinne von BECKE (1909) um „Diaphthorite" handelt, deren altes Gefüge und deren ehemaliger Mineralbestand jetzt in phyllitischer Form vorliegen, sondern vielmehr um Störungsdiaphthorite (FRITSCH, 1967). Bei sicherlich etwas erhöhten Temperaturen wird an den lokalen Bewegungsbahnen der Zutritt der fluiden Phase erleichtert, wodurch es zu den oben erwähnten Umbildungen kommt. Diese Durchbewegung entspricht sicherlich der Feinfältelung verbunden mit einer verschieden starken Schieferung (s_2 in den Dünnschliffbeschrei-

bungen), während die anschließende Zerscherung nur mehr zur Kluftmineralisation führte.

4. Geologischer Aufbau

Ein Leitgedanke dieser Arbeit war es, die Möglichkeit zu prüfen, ob in dem Kristallin stratigraphische Verbände erkannt werden können. Beispielgebend dafür kann die Arbeit von NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT (1971) in der Phyllitgruppe der Saualpe gewertet werden: „Es dürfen Merkmale zur Gliederung verwendet werden, die direkt oder indirekt auf Eigenschaften der Ausgangsgesteine zurückgehen. Der Metamorphosegrad darf also dabei nicht benutzt werden, sondern ist zu abstrahieren". Wie bereits im Kapitel Metamorphose erwähnt, liegt im Goldeckgebiet ein in etwa durchgehendes Metamorphoseprofil vor. Dadurch würde also das bisher meist verwendete Konzept hinfällig, in dem ein stratigraphisch nicht näher definiertes „diaphthoritisches Altkristallin" tektonisch von einem schwächer metamorphen „Altpaläozoikum" getrennt wird. Ich möchte es durch den Versuch einer stratigraphischen Gliederung ersetzen.

Da es in Österreich keine Paläozoikumsvorkommen gibt, aus denen eine orthostratigraphische Abfolge bekannt ist, in der ähnlich wie im Goldeckgebiet mächtige Karbonatgesteinsbänke in Gesellschaft mit Grüngesteinen wiederholt übereinander auftreten (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972, Taf. 1), liegt hier wahrscheinlich ein Schuppen- bis Deckenbau vor. Die Tektonik, die dazu führte, ist ähnlich wie in der Saualpe prä- bis frühsynmetamorph (NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971; zusammenfassende Darstellung in „Geologie der Saualpe", 1975). Es wird versucht, diese Anlage mit Hilfe von charakteristischen Leitgesteinen rückzuführen; die orthostratigraphische Einordnungnung muß allerdings ohne schlüssige Fossilfundpunkte als Interpretation gelten (siehe Abschnitt 6.) Die Obergrenzen der einzelnen Serien wurden aus verschiedenen Gesichtspunkten heraus gewählt, wobei auch die öfters in der Literatur geäußerte und zuletzt von SCHÖNLAUB & ZEZULA (1975) publizierte Ansicht verwertet wird, daß das „Altkristallin" teilweise zeitgleich mit den phyllitischen Serien ist.

Genau wie in der Saualpe ergeben sich bei der Abgrenzung der Schichteinheiten Schwiergkeiten (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 a), da die stratigraphischen Zusammenhänge von der Metamorphose und der postkristallinen Durchbewegung stark verwischt sind. Aus felsmechanischen Gründen wird bei Vertikalbewegung ein Durchreißen am ehesten am Top oder an der Basis einer kompetenten Lage (z. B. Karbonatgestein) in inkompetenten Schichten (hier Tone, Feinsande usw.) stattfinden. Da die sich mehrfach wiederholenden, relativ mächtigen „Marmorzüge" wohl kaum als Abfolge im sedimentären Verband zu sehen sind, bietet sich als Seriengrenze und damit wahrscheinlich auch als stratigraphisch Hangendstes das höchste Auftreten von Kalkmarmoren an.

4.1. Die Serie unterhalb der sauren Orthogneise

Am nördlichen Hangfuß des Goldecks erstreckt sich im spitzen Winkel zum Drautal über die gesamte Länge meines Kartierungsgebietes eine pelitisch-psammitische, quarzbetonte Serie als Liegendstes des Kristallinkomplexes.

Wie überall am Nordabhang des Goldeckzuges sind die besten Aufschlüsse entlang der Bäche, vereinzelt gibt es auch an den Fahrwegen Anschnitte von anstehenden Gesteinen.

Die Metamorphose des unteren Teiles dieser Serie umfaßt die Amphibolitfazies, die hier durch Staurolith in den Metapeliten und Fe-reiche Tschermakitische Hornblende + Oligoklas in den Amphiboliten gekennzeichnet ist. Der obere Teil der Serie gehört der Granatzone an.

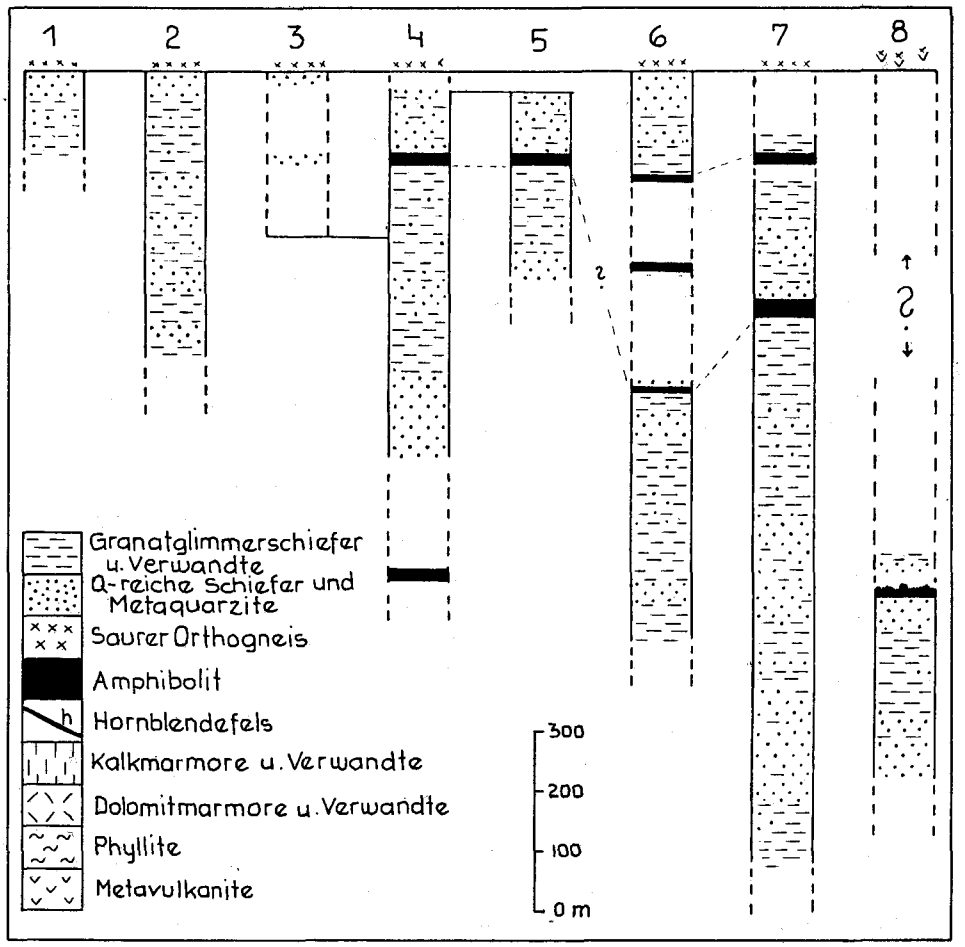


Abb. 16. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie unterhalb der sauren Orthogneise. Maßstab ca. 1 : 10.000. 1 = Einödgraben, 1a = Nase oberhalb Einödgraben zur Kote 1830, 2 = Schreigraben, 2 a = Schreigraben E-Ast, 2 b = Schreigraben W-Ast, 2 c = Schreigraben, 3. Ast von E, 2 d = Schreigraben, 2. Ast von W, 3 = Raunachgraben E-Ast, 4 = Raunachgraben Hauptast, 4 a = Raunachgraben Ast parallel Liftseil, 4 b = Raunachgraben W-Ast, 5 = Weg von Schwaig zum Raunachgraben Höhe 1000 m, 6 = Graben vom Leitner über die Kote 957 zur Schwaiger Alm, 7 = Unterhauser Bach, 8 = Baldramsdorfer Bach, 9 = Fahrweg zur Bergerhtt., 10 = Nase vom Matzenkofel in Richtung Goldeckhtt.

Im Liegenden herrschen quarzreiche Gesteine vor, darüber bauen vorwiegend Granatglimmerschiefer und Granatglimmerquarzite sowie deren Verwandte diese eintönige Serie auf, in die an einigen Stellen Amphibolite eingeschaltet sind. Als Charakteristikum kann das Fehlen von Karbonatgesteinen gelten; dieser Gesichtspunkt ist bei der stratigraphischen Interpretation wichtig. Generell fallen die meist ebenflächigen oder flachwellig gefalteten Gesteine nach S, das Nordfallen entspricht den bei der Interfaltung gebildeten s-Flächen. Vor allem im Einödgraben herrscht partienweise immer weder E-Fallen vor.

Obwohl wegen der starken Bedeckung der Hänge mit Schutt und Moränenresten die einzelnen Schichten nicht durchgehend kartiert werden können, sind die Profile innerhalb der Gräben im W-Teil meines Arbeitsgebietes gut vergleichbar, da hier zwei langgestreckte, ca. 5—30 m mächtige Amphibolitlinsen als Leithorizonte gelten können. Die liegende, ein Zug von „gemeinen" Amphibolit, erstreckt sich vom Fahrweg Schwaig—Schreigraben über den Raunachgraben, die Kote 957 in den Unterhauser Graben; der zweite Horizont, ein Bänderamphibolit, wurde E des Vermessungspunktes 957, im Graben von 957 zur Schwaigeralm und im Unterhauser Graben gefunden. Wieweit es sich bei dieser Serie um eine stratigraphische Abfolge oder ein durch Schuppung vervielfachtes Paket handelt, kann wegen der Einförmigkeit der Gesteine nicht geklärt werden. Bemerkenswert erscheint jedoch das häufige Auftreten von s-parallelen Mylonitzonen, die allerdings lokal begrenzt sind. Sedimentologisch betrachtet liegen hier gut sortierte, klastische Sedimente mit Vulkaniteinschaltungen vor; Anzeichen von Bodenunruhen wie Gerölle oder Diskondanzen sind nicht zu sehen.

4.2. Die Serie oberhalb der sauren Orthogneise

Diese Abfolge kann am besten im Raunach-, Schrei- und Einödgraben studiert werden, in denen auch die laterale Veränderung der Schichten auf Grund der vielen kleinen Seiteneinschnitte deutlich wird. Ihre Mächtigkeit nimmt gegen W hin vor allem im Bereich der Schwaigeralm und der Unterhauserhtt. ab, zusätzlich herrschen dort ungünstige Aufschlußverhältnisse, da die Hänge weithin von Marmorschutt und Blockwerk überrollt sind; ähnlich ist die Situation auch N des Matzenkofels.

Die Metamorphose des Materials dieser Serie entspricht der Granatzone, das Einsetzen des „medium"-Grades (WINKLER, 1974) ist in den oberen Teilen der Abfolge anzunehmen.

In direktem Anschluß zu der vorher beschriebenen Gesteinsserie findet man als gut durchverfolgbare Leithorizonte saure Orthogneise in typischer Ausbildung (siehe Abschnitt 2.5.8.). Diese Züge werden von Quarziten oder quarzreichen Schiefern begleitet. Im Ostteil meines Arbeitsgebietes bilden diese Orthogesteine in den Gräben Wände aus, an vereinzelten Stellen treten sie auch im Gelände stufenbildend auf (z. B. beim Fahrweg zur Bergerhtt.). Wieweit es sich bei den zwei übereinander liegenden Zügen von saurem Orthogneis im Einödgraben und am W daran anschließenden Rücken um eine tektonische Verdopplung oder um eine stratigraphische Abfolge handelt, konnte nicht entschieden werden.

Gegen das Hangende treten dann wiederum Granatglimmerschiefer, teilweise sehr quarzreich, Metaquarzite und deren Begleiter auf, wobei die härteren Typen zur Ausbildung von schroffen Steilstufen neigen.

Nach vereinzelten Einschaltungen von Amphibolitlinsen kündigt sich der Umschwung zur Karbonatsedimentation an; im durchgehend aufgeschlossenen Schreigraben W-Ast kann man das am besten beobachten. Auf ungefähr 200 Mächtigkeitsmetern sind nun wiederholt weiße und weißgelbliche Kalkmarmorbänder und dünne Lagen von Kalkglimmerschiefern, deren Hellglimmerblättchen bis zu 3 mm groß werden, in die Granatglimmerschiefer eingeschaltet.

Diese Gesteine bilden oft nur dm-dünne Bänder und sind randlich auf Grund des geänderten Festigkeitsverhaltens häufig von „Myloniten" umgeben. Da weiters auch kleine Versetzungen mehrmals zu sehen sind, kann man annehmen, daß der stratigraphische Verband durch geringe Relativbewegungen gestört ist. In den anderen vergleichbaren Profilabschnitten herrscht hingegen noch die peli-

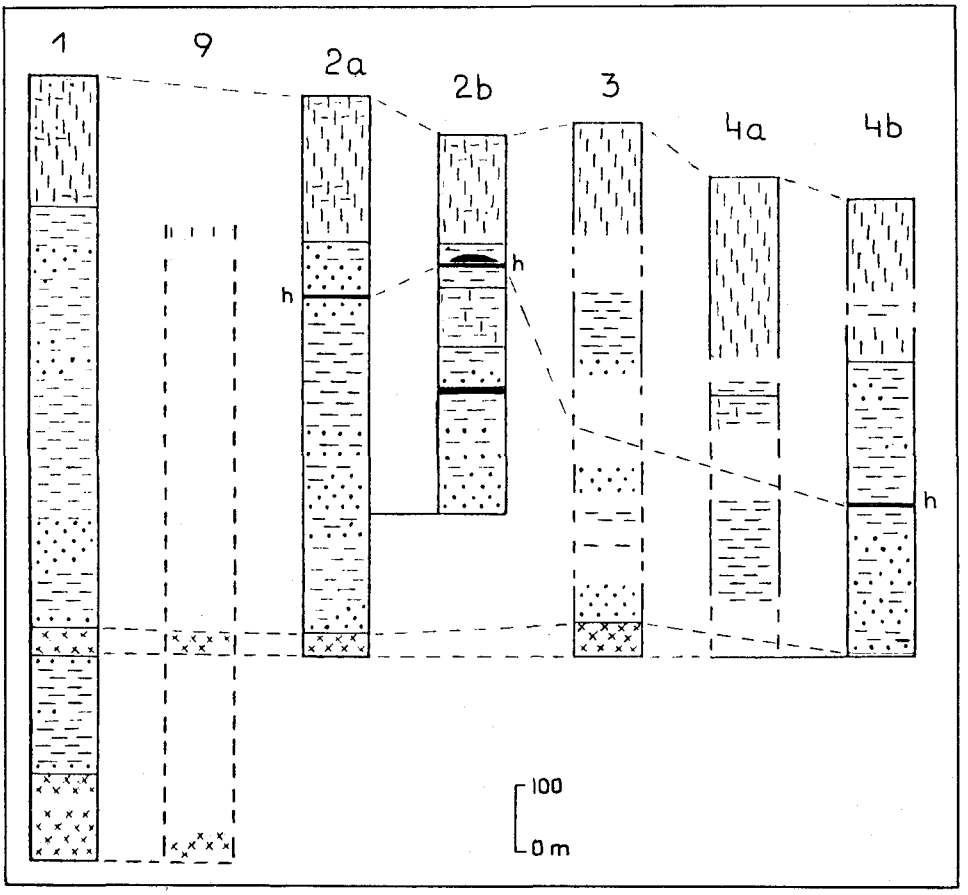


Abb. 17. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie oberhalb der sauren Orthogneise. Maßstab ca. 1 : 10.000. Legende wie bei Abb. 16.

tisch-psammitische Sedimentation vor. Als Leithorizont, der vom Schreigraben E-Ast bis in den Raunachgraben reicht, folgt nun die Hornblendefelsbank, 2—10 m mächtig und im Schreigraben W-Ast ins Hangende zu von Tuffen (Hornblendegarbenschiefer) begleitet. Die nächsthöhere Kartierungseinheit nach Zwischenschaltungen von Granatglimmerschiefern ist der sich über die gesamte Breite meines Kartierungsgebietes erstreckende Marmorzug. Dieser wird aus weißem, massigen Kalkmarmor und blaugrauen sowie gelbbraunen Bänderkalkmarmoren aufgebaut. Im Einödgraben sowie in den östlichen Teilen des Raunachgrabens unterlagern Kalkglimmerschiefer diesen Komplex. Er bildet steile Wände aus und ist oft durch tonige Linsen verunreinigt, Dolomitgesteine fehlen völlig. Am Fuße dieses Zuges, im östlichen Teil des Schreigrabens wurden auch die alten Verwitterungsbildungen gefunden, die als kurzes Trockenliegen knapp nach der Sedimentation gedeutet werden können (Abschnitt 2.5.6.).

Zusammenfassend ist also diese Serie im Liegenden durch ein saures „Erguß-gestein" (Orthogneis) und die gut sortierten Aufarbeitungsprodukte davon geprägt, anschließend herrscht wieder sandig-tonige Sedimentation vor. Knapp unterhalb des Einsetzens der Karbonate, die für den hangenden Teil der Profile charakteristisch sind, zeichnet sich ein basischer Vulkanismus in den Amphiboliten und Hornblendefelsen ab.

4.3. Die Serie der „weißen Wand"

Dieser Gesteinskomplex nimmt etwa ein Dreieck — gebildet von der Bergerhtt., der Mittelstation und dem Sattel W der Kote 1720 (östlicher Blattrand) ein — und greift in den untersten Partien noch in die Granatzone hinein, der obere Teil wird der Biotitzone zugeordnet.

Sieht man von der langgestreckten Nase ab, die sich von der Kote 1830 zur Bergerhtt zieht, ist die Serie sehr gut aufgeschlossen, vor allem in den Felswänden des westlichen Schreigrabens kann man durchgehende Profile aufnehmen.

Als Unterstes finden wie wieder Pelite und Psammite, die im E (Einödgraben) als Quarzphyllite, Phyllite und Metaquarzite vorliegen, während gegen W zu oberhalb des vorher beschriebenen Kalkmarmorzuges noch granatführende Gesteine auftreten. In diese quarzbetonten Metasedimente sind häufig mylonitisierte Zonen eingeschaltet. An der Ostgrenze meines Arbeitsgebietes und in den östlichen Teilen des Schreigrabens reicht diese eintönige Abfolge bis zu jenem Karbonatzug, der hier den Kamm bildet. Im W-Ast Schreigraben folgen oberhalb des Kalkmarmorbandes, das sich von der Bergerhtt. zum Matzenkofel erstreckt, ca. 40 m mächtige Granatglimmerschiefer und -quarzite, die auch die Verflachung des Matzenkofels im Gipfelbereich bilden. Darüber folgen glimmerschieferartige Quarzphyllite, die eine gewisse tuffitische Beeinflussung zeigen und deren Abgrenzung zur granatführenden Gruppe nur mikroskopisch möglich ist. Diese wiederum gehen in echte Quarzphyllite über. Beide Gesteinstypen sind hier meist dunkel und ebenflächig sowie etwas quarzbetont. Es folgen die Kalkmarmore der „weißen Wand", die gegen E zu auffingern und Quarzphyllite sowie spilitische Metaaschentuffe eingelagert haben. Meist gibt es noch eine schmale Übergangszone aus Kalkphylliten. Die Vulkanitabkömmlinge bilden

2—10 m mächtige Lagen und haben als Begleitgesteine immer Quarzphyllite mit Tuffeinstreu. Interessant ist jener Grüngesteinszug, der die „weiße Wand" im E direkt unterlagert und teilweise aus spilitischen Metaaschentuffen, z. T. aber aus einem ilmenitführenden Amphibolit aufgebaut ist, der noch gut reliktische Diabasstrukturen erkennen läßt. ANGEL & KRAJICEK (1939) haben dieses Gestein auf ihrer Karte mit der gleichen Signatur ausgeschieden, wie die Amphibolite des „Altkristallins". Die Ausbildung der Karbonatgesteine ist hier sehr mannigfach: Vorherrschend bauen blaugraue und weißbräunliche Bänderkalkmarmore in Verbindung mit hellen, massigen Typen die riesigen Wände auf, die verschiedene Karsterscheinungen und eine starke Zerklüftung zeigen. Weiters findet man auch dunkelgraue Marmore, kaum kristalline gelbliche Typen sowie öfters einen geringen Dolomitgehalt. Im E in der Gegend der Kote 1830 wird das Liegende des mächtigen Karbonatgesteinszuges von bräunlichen und gelblichen, grusig

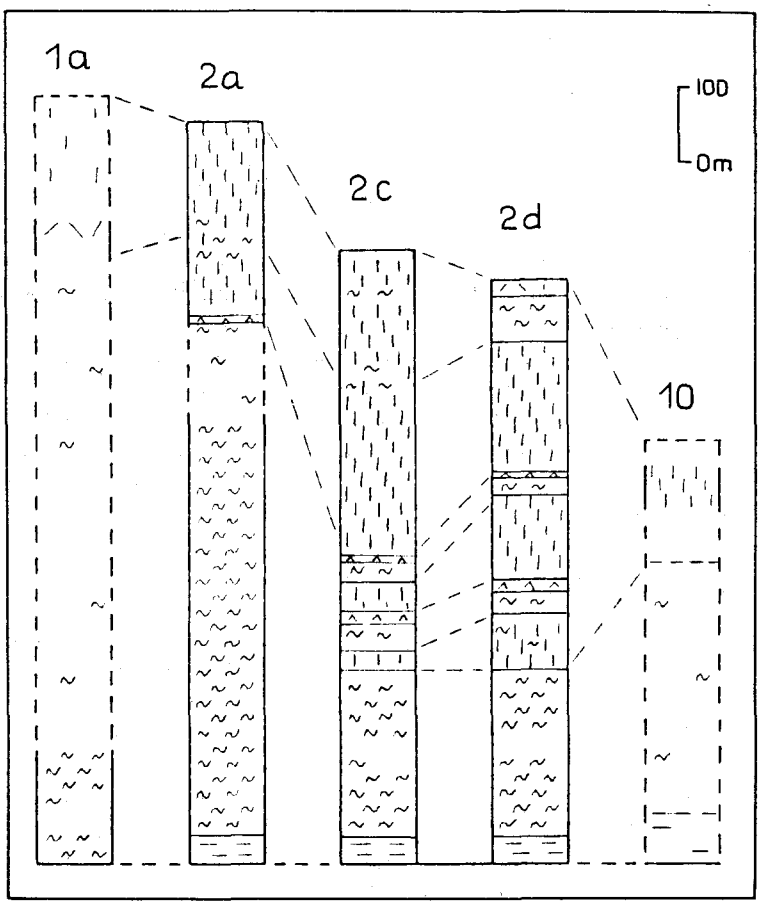


Abb. 18. Stark schematisierte Säulenprofile der Serie der „weißen Wand". Maßstab 1 : 10.000. Legende wie bei Abb. 16.

verwitternden Dolomitmarmoren gebildet, die Grenzen zu den Kalkmarmoren sind nicht scharf. In jenem Teil des Schreigrabens, wo die Aufschlußverhältnisse gut sind, erkennt man, daß auch in den Quarzphylliten häufig dünne Marmorbänke eingeschaltet sind.

Generell fallen hier die Gesteine ziemlich flach nach S bis W bei S und zeigen vereinzelt in den Karbonaten sichtbar Internverfaltung. Am Kamm E des Martennocks sieht man sehr gut, daß die Grenze der durchgehenden Eisbedeckung etwa bei 1860—1900 m gelegen sein muß, da hier die schroffen Formen und die Marmorwände von einem welligen Gelände ziemlich plötzlich abgelöst werden.

In ihrem Habitus zeigen die Kalkmarmore dieser Serie keine Unterschiede zu denen der vorher beschriebenen Abfolge und ähnlich wie dort zeichnet sich die beginnende Karbonatsedimentation durch einzelne Marmorbänke und -bänder ab. Weiters sind die klastische Sedimentation im Liegenden und die Vulkaneinschaltungen knapp unterhalb der kalkigen Ablagerungen Anzeichen dafür, daß hier eine Wiederholung des oberen Teiles der Serie 4.2. vorliegt.

4.4. Der Goldecksüdabfall

In dieser Gruppe wird der Gesteinskomplex zusammengefaßt, der sich im E oberhalb der Serie der „weißen Wand" und von dort nach W entlang der Obergrenze des Karbonatzuges Matzenkofel—Kote 1720 (E Blattrand) erstreckt. Als südliche Begrenzung wird die Tiebelbachstörung angenommen, da an der N-schauenden Flanke dieses Baches Metavulkanite völlig und Karbonatgesteine fast völlig fehlen. Der ca. 500 Höhenmeter umfassende Bereich zwischen der Mittelstation—Krendlmaralm und dem Kamm des Goldecks wird aus schroffen, das Profil abschneidenden Hängen aufgebaut, während an der S-Seite bis zum Einsetzen der Marmorbänke das Gelände von sanften Isoklinalhängen geprägt wird. Die Karbonatgesteinszüge treten als meist von dichtem Wald bestandene Nasen mit kleinen Rückfallkuppen auf. Auch dieser Seite des Goldecks sind die Abhänge von Hangschutt bedeckt, doch wird hier die Kartierung noch durch die starke glaziale Überprägung erschwert.

Dieser Bereich umfaßt alle aufgestellten Metamorphosezonen mit Ausnahme des „medium-grade metamorphism" (WINKLER, 1974). Um die Krendlmaralm findet man noch granatführende Gesteine — von ANGEL & KRAJICEK (1939) als die „schönsten Diaphthorite des Goldecks" bezeichnet — anschließend folgt wiederum der der Biotitzone zugerechnete Übergang. An der N-Flanke des Tiebelbaches ist Biotit nicht mehr stabil.

Das Liegende dieser Einheit bilden Granatglimmerschiefer und Quarzphyllite, vereinzelt mit Metaquarzitlagen gemischt. Bei der Goldeckhtt., dem Martennock, im Bereich des Goldeckgipfels und bei der Kote 1736 setzen dann Metavulkanite ein, die z. T. als Diabase, z. T. als Tuffe und Tuffiite gedeutet werden können. In jenem Zug, der sich vom Martennock über die Goldeckhtt. bis zum Liftseil erstreckt, wurden alle drei Typen mit seitlichen Übergängen und aufeinanderfolgend gefunden, das Vorkommen 150 m N des Goldeckgipfels wird zur Gänze aus Metadiabasen aufgebaut, während der Zug in der Gipfelregion und von dort zur Hochalm wiederum gemischt ist. Begleitet werden diese Gesteine von Quarz-

phylliten mit Tuffeinstreu, im Bereich des Martennocks treten auch Metaquarzite dazu. Die Hintergrundsedimentation bilden Metapelite, die im Bereich Goldeck—Gusenalm sehr quarzbetont sind. Weiter gegen das Hangende zu werden dann die Ablagerungen karbonatisch, wobei die Marmorzüge und -Bänke je nach Verunreinigung aus hellen, massigen oder gebankten Kalkmarmoren, glimmerführenden Typen, stark pigmentierten Bänderkalkmarmoren, Dolomiten und „Eisendolomiten" aufgebaut werden. Grundsätzlich sind die Karbonatgesteine dieser Region nicht von den höher metamorphen zu unterscheiden, doch treten hier noch einige Arten hinzu, die einen kaum umkristallisierten Charakter haben. Möglicherweise ist die Ausbildung der Marmorzüge auch kartierungsmäßig und damit stratigraphisch auswertbar, doch wie in dem Profil W Gehöft Steiner (Abb. 19) gezeigt wird, variiert der Habitus der Gesteine oft im m-Bereich, sodaß in dem von Hangschutt und Vegetation stark bedeckten Gelände dieses Unterfangen kaum durchführbar erscheint. Interessant ist auch die Tatsache des mehrmaligen Auftretens von Grüngesteinen in dem karbonatreichen Gebiet des S-schauenden Tiebelbachhanges; diese Vorkommen wurden neu gefunden und bauen sich aus ähnlichen Gesteinen auf wie die Metavulkanitzüge der Goldeckregion. Deshalb, sowie wegen der mehrmaligen Wiederholung der Marmorblätter muß auch daran gedacht werden, daß es sich hier eventuell um weitere Teileinheiten handeln könnte und nicht nur ein durch geringfügige Relativbewegungen gestörtes stratigraphisches Profil vorliegt. Diese Frage kann jedoch nur gelöst werden, wenn es gelingt, an mehreren Stellen in den Profilen durch Fossilfunde stratigraphische Fixpunkte zu gewinnen. Die zu diesem Zweck aufgelösten Karbonatproben brachten keine Ergebnisse, sieht man von einigen unbestimmbaren Conodontenresten ab.

Bei der Kote 955 findet man als Hangendstes der durch die Tiebelbachstörung schräg abgeschnittenen Einheit ebenflächige, tonschieferartige Quarzphyllite, in die ebenfalls Metakristall- und Metaaschentuffe eingestreut sind. Talauswärts vom Gehöft Steiner sind die Schichtpakete durch Störungen verstellt und weite Teile der Hänge von Eisrandbildungen bedeckt. Besonders E der Kote 1244, wo einige NE—SW-streichende Brüche gefunden wurden, ändern sich plötzlich die Fall- und Streichwerte der Schichten.

An Hand des Straßenprofiles, das entlang des Wirtschaftsweges W Gehöft Steiner aufgenommen wurde, soll nun die Vielfalt der Gesteine in einem eng begrenzten Bereich aufgezeigt werden; hier wurde auch der kohlenstoffführende Metaquarzit neu aufgefunden (Abb. 19).

1	16 m	Kalkiger Dolomit bis Dolomit, hellbraune-mittelgraue Verwitterungsfarbe, im Anschlag mittelgrau milchig, äußerst stark von Cc-Adern durchzogen, zerklüftet, dicht-zuckerkörnig.
2	wird von	rostig verwitternden Kalkschiefern überrollt.
3	30 cm	Kalkschiefer
4	2 m	Dolomit s. o.
5	1,6 m	hellbraun verwitternder, etwas flasriger Dolomit, mittelgrau-bräunlich, etwas schiefrig.
6	wird von	Kalkschiefern überrollt.
7	1,1 m	massiger Block aus hellbraun-rostig verwitterndem Dolomit, im Anschlag mittelgrau milchig mit Cc-Knauern.

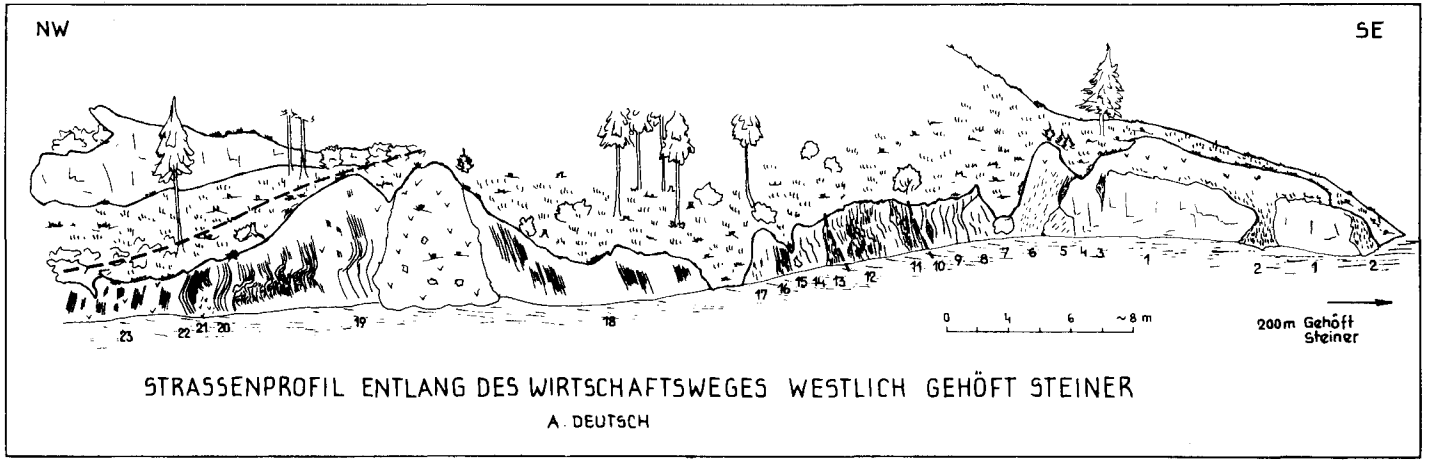


Abb. 19. Straßenprofil entlang des Wirtschaftsweges W Gehöft Steiner. Maßstab ca. 1 : 500. Legende und Erläuterungen im Text.

8	1,7 m	stärker geschieferter hellbraun-rostig verwitternder Dolomit, von Cc-Adern durchzogen, flaserig.
9	2,4 m	hellbräunlich verwitternder Bänderkalkmarmor, im Anschlag weiß mit hellgrauen und braunen Schlieren. Tonhäutchen zwischen den Lagen, etwas wellige Schichtung.
10	20 cm	Einlagerung von Kalkschiefern.
11	Störung	
12	4,5 m	dunkelgrau verwitternder, an Harnischflächen von Cc überzogener Bänderkalkmarmor, im Anschlag dunkelgrau-schwarz mit hellgrauer Bänderung, vereinzelt von Cc durchzogen 1 mm starke Tonhäutchen (1 m), geht über in hellgrauen Bänderkalkmarmor, der massig erscheint und stärker von Cc durchzogen ist, unregelmäßig zerbrochen, geringerer Tongehalt (1 m) anschließend wieder der dunkelgraue Bänderkalkmarmor (75 cm) dünnschichtiger (2—50 mm), ebenflächiger, dunkelgrauschwarz verwitternder, kaum kristalliner Kalk, Cc-Klüfte normal zum s, im Anschlag schwarz, feinkörnig, dünnste Tonhäutchen, deutliches l auf den s-Flächen (1,25 m) wird wieder massiger, heller, mächtigere Tonlagen, Dolomitlagen.
13	Störung	
14	50 cm	Gestein s. o., nur stärker verschiefert und entlang der Störung kleine Schleppfalten.
15	1,7 m	bei gleicher Verwitterungsfarbe und Ausbildung wie die dünnschichtigen Kalke starke Zunahme des Dolomitgehaltes, geht in hellgrau-hellbräunlich gebänderten, eher massigen Dolomit über.
16	1,5 m	hellbraun-ocker verwitternder dolomitischer Karbonatschiefer, im Anschlag mittelgrau, von Cc-Adern durchzogen, dünnschichtig, ebenflächig, deutliche Lineation.
17	2 m	massiger, gelblich vewitternder Dolomit, im Anschlag gelblich-weiß mit Limonitschlieren, undeutliche Schichtung, Cc-Adern normal zum s.
	2 m Bewuchs	
18	14 m	fast ebenflächiger, silbrigglänzender Se-Chl-Phyllit, sehr weich, teilweise rostige Verwitterung, kaum verfaltet.
	7 m Erdrutsch	mit Blockschutt
19	10 m	Se-Chl-Phyllit, s. o., nur stärker verfaltet.
20	80 cm	dunkelgrau verwitternder Kalkmarmor mit starkem Se-Überzug auf den s-Flächen, dünnschichtig (2—5 cm), verfaltet, z. T. heller gefärbt, dann hellrosa-silbrigglänzende s-Flächen, in Anschlag dunkelgrau-schwarz, kaum kristallin.
21	1 m	dunkler, kohlenstoffführender Schiefer mit Übergang zu kohlenstoffführendem Metaquarzit.
22	50 cm	bräunlich verwitternder Kalkmarmor mit dünnen Tonhäutchen, im cm-Bereich geschichtet, im Anschlag dunkelgrau-schwarz, schwach gefaltet.
23	8 m	weicher Se-Chl-Phyllit.
24	ca. 60 m	wahrscheinlich durch eine Störung getrennt folgen die bereits oberhalb der Straße erkennbaren Marmore; blaugraue und weiße Bänderkalkmarmore, die teilweise Hellglimmer auf den s-Flächen führen.

In groben Zügen ergibt sich hier wiederum das gleiche Bild wie in den zwei vorangegangenen Einheiten, auf die klastische Sedimentation mit Vulkaniteinschaltungen im Hangenden folgt eine kalkig betonte Abfolge. Sicherlich liegt eine weitere tektonische Wiederholung dieses Zyklus vor, der in den tieferen Serien gut sichtbar ist. Die Unterschiede können aus der Fazies heraus erklärt werden, wahrscheinlich werden sie aber durch Wiederholungen einzelner Profilteile in mehreren kleinen Schuppen bewirkt.

4.5. Das Gebiet S des Tiebelbaches

Abgetrennt durch die schon vorhin erwähnte Störung hören S des Tiebelbaches die Marmore und Metavulkanite abrupt auf. Man findet nun ausschließlich eintönige Quarzphyllite in allen Abarten und teilweise in Gesellschaft von Metaquarziten. Einzige Ausnahme bilden die gelbbräunlich verwitternden erzreichen, karbonatführenden Q-Phyllite, die einen geringmächtigen Zug S der Kote 1226 in Verbindung mit kleinen Vorkommen von Dolomitmarmoren aufbauen. Tonschieferartige Gesteine treten nicht in Erscheinung, doch verleitete wahrscheinlich das Fehlen jeglicher Einschaltung von dickeren Marmorbänken ANGEL & KRAJICEK (1939) zur Aufstellung des „Tiebelbachfensters". Viel eher handelt es sich hier um ein durch die Störung verstelltes Stück aus dem Gesamtprofil, in dem nach der postvariszischen Abtragung nur Metapelite erhalten blieben. Ebensowenig sind unterhalb der Triasbasis „Phyllonite" zu sehen, doch besteht trotz der zwei bekannten Transgressionsverbände (FRITSCH, 1961; OXBURGH, 1968) durchaus die Möglichkeit, daß an der Grenze Permoskythsandstein zu Quarzphyllit geringe Relativbewegungen stattgefunden haben, da man auch in diesem Gebiet immer wieder stark mylonitisierte Gesteine als geringmächtige Einschaltungen finden kann. Am N-Hang der Bucheben sind weite Teile des Geländes von Blockwerk und Schutt aus Permoskythsandstein überrollt. Auch hier herrscht generell S-Fallen vor.

5. Tektonik und Lagerungsverhältnisse

Die ca. 2000 Messungen von s-Flächen, B-Achsen, Mineralelongationen (an Glimmern und Hornblenden) wurden weitgehend homogenen Bereichen zugeordnet und statistisch ausgewertet. Diese Gebiete entsprechen den zusammengehörigen, vorher aufgezählten geologischen Serien. Wegen der großen Längenerstreckung wurden die Bereiche am N-Abfall des Goldecks zweigeteilt, als Grenzlinie wurde willkürlich die E-Flanke des Raunachgrabens angenommen.

Die Besetzungsdichtemaxima der Linearen und der s-Flächen wurden mit Hilfe des Computerprogrammes UGD errechnet, für die β-Schnittpunkte wurde das Programm GELI benützt. In dankenswerter Weise half mir Dr. BAUMGARTNER bei der Bearbeitung, der auch die Umarbeitung des Programmes zur Benützbarkeit am Interfakultären Rechenzentrum der Universität Wien (BAUMGARTNER, 1974) erstellte. Die Darstellung der Flächenpole und der Linearen erfolgt in einem Azimutalentwurf der unteren Halbkugel nach LAMBERT (SCHMIDT'sches Netz). Zur Veranschaulichung der Messergebnisse wurde ein eigener Achsenplan (Strukturkarte) erstellt.

Aus den Geländebeobachtungen und aus den Gefügediagrammen geht hervor, daß im Goldeckgebiet eine Verformung mit der Haupteinspannungsrichtung N—S vorliegt. Die E—W streichenden Linearen fallen meist sehr flach ein und bilden zumindest im N-Teil meines Arbeitsgebietes großräumige, flache Querstrukturen ab. In den tieferen Serien ist die Gefügeregelung relativ streng und es werden hohe Maxima erzielt. Die vereinzelt in den Diagrammen abweichend von der E—W-Prägung auftretenden Besetzungen können im Sinne von PLESSMANN

(1961) als „Doppelachsen in einem Bauakt" gedeutet werden. Ein etwas verändertes Bild ergibt sich am Goldecksüdabfall. Obwohl man den Grundzügen den einfachen Verformungsplan noch erkennen kann, streuen doch die Werte sehr. Die abweichenden Elongationsrichtungen stimmen aber weder mit den im Muschelkalk vorherrschenden Achsenrichtungen noch mit den jungen Knitterungen überein. Der Grund dafür dürfte in der starken Bruchdeformation, die zur Verstellung einzelner Kleinbereiche an der N-Flanke des Tiebelbaches führt, zu suchen sein. Im Abschnitt S des Tiebelbaches sind die Linearen etwas gegen S verstellt; man findet dort auch mehrere Überprägungen sowie B-Achsen in Richtung W bei S („junge Knitterungen"). Der Muschelkalk, der im Bereich des Staffs nur flachwellige Verbiegungen zeigt, ist im Fellbachgraben (ca. 3,5 km SE meines Arbeitsgebietes) stark verfaltet. Zum Vergleich führte ich dort einige Messungen durch, die allerdings keinerlei Anspruch auf eine exakte Bearbeitung des Verformungsplanes erheben können. In dem Diagramm der B-Achsen zeichnen sich Maxima von NW-SE-streichenden Linearen ab. Diese Richtung wurde in den metamorphen Gesteinen der mittleren Goldeckgruppe nicht gefunden, in dem Sporn SE-Sachsenburg (W-Goldeckgruppe) ist sie jedoch vorherrschend.

Die Diagramme der s-Flächenpole zeigen im groben eine einfache Gürtelbildung bei vorherrschendem flachen S-Fallen, eine Zuordnung zu den Linearen ist gut möglich. Da das inkompetente Material der Pelitabkömmlinge dazu neigt, weitgestreute s-Flächen abzubilden, können die Streuungen gut erklärt werden. Andererseits können aber diese Abweichungen gemeinsam mit den manchmal etwas verschobenen β-Schnittpunkten als Beweis für eine Wiederbenützung der Schieferung gewertet werden.

5.1. Klüfte

Im gesamten Arbeitsgebiet treten zwei Klufttypen immer wieder auf, sie sind am besten in den Grabenaufschlüssen am Nordabfall der Goldeckgruppe zu sehen. Zum einen handelt es sich um ac-Klüfte, die klar den vorherrschenden Linearen zugeordnet werden können, als zweite, häufig zu beobachtende Flächenschar findet man die einer zweischarigen Zerscherung entsprechenden Klüfte; diese sind auch im Schliffbereich deutlich ausgeprägt. Das Diagramm der Kluftflächenpole kann in dieser Richtung gut interpretiert werden, die steilstehenden N-S-streichenden Klüfte sind als ac aufzufassen, die diagonal dazu eingetragenen Pole markieren die Flächen der „Plättung". Obwohl die Daten dieses Diagramms in wenigen Aufschlüssen gesammelt wurden, dürften die Ergebnisse für das gesamte Gebiet repräsentativ sein.

5.2. Diskussion

Die Auswertung der Gefügedaten liefert zwei wichtige Arbeitsergebnisse. Unabhängig vom „Stockwerk" werden gleiche oder ähnliche Meßwerte gefunden und diese sind nicht mit dem Verformungsplan der triadischen Gesteine ident. Diese Erkenntnis untermauert die Annahme einer einzigen durchlaufenden Metamorphose, die den Schichtstapel so erfaßt hat, wie er jetzt vorliegt. Durch die bereits mehrfach erwähnte Transgression von Grödener Sandstein kann es als

sicher gelten, daß diese Prägung älter als Permoskyth ist. Die alpidische Beanspruchung des Muschelkalkes konnte in meinem direkten Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Doch wäre es ohne weiteres denkbar, daß sich alpidische Tektonik in den metamorphen Serien durch die häufig zu sehende Kataklase, die wiederbewegten s-Flächen (z. B. s-parallele Mylonite) und die Ansätze zu s_2 ausdrückt. Auch die weite Streuung der s-Flächen in manchen Bereichen, sowie die gegen die Besetzungsdichtemaxima der Linearen leicht verschobenen β-Schnittpunkte sprechen für eine Wiederbenützung der Schieferungsbahnen.

5.3. Bruchtektonik

Durch die Geländearbeit ergibt sich in groben Zügen ein Bild des jungen, kratonischen Bruchsystems.

Als ältere Richtung findet man NE-SW-streichende Störungen, die vor allem beim Talausgang des Tiebelbachgrabens zwischen Gehöft Sattelecker und Kote 1720 (E Blattrand) bei der Geländebegehung sehr eindrucksvoll bemerkt werden können.

Nach dieser Richtung sind auch weite Teile des Entwässerungssystems ausgerichtet, doch sind am Goldecknordhang die Störungen auf Grund der Geländeverhältnisse nur im Kleinbereich zu sehen.

Wahrscheinlich relativ zeitgleich kann man jene Gruppe von Brüchen ansehen, die W bei N gegen E bei S streichen und im westlichen Teil des Tiebelbachgrabens entwickelt sind.

Diese Verwerfungen werden von der Tiebelbachstörung abgeschnitten, die einen seitlichen Verschiebungsbetrag von etwa 400 m (Linksseitenverschiebung) und meiner Meinung nach gleichzeitig eine relative Hebung des Blockes S davon bewirkt.

Betrachtet man die Gefügedaten, so ist kaum anzunehmen, daß in dem kartierten Gebiet Kippungen stattgefunden haben, da die Fall- und Streichwerte halbwegs konstant sind.

Anzeichen für die von VAN BEMMELEN (1961) postulierte Gleittektonik mit halbbogenförmigen Störungen konnten in meinem Arbeitsbereich nicht gefunden werden.

6. Stratigraphische Interpretation

Für lithostratigraphische Vergleiche mit den Gesteinen des Goldecks scheinen am ehesten das Grazer Paläozoikum, die Ablagerungen im Bereich Murau—Neumarkt und das Gebiet der Saualpe geeignet.

In dem nördlich der Drau fortsetzenden Teil des ostalpinen Kristallins gibt es noch keine zusammenhängenden paläozoischen stratigraphischen Profile, ebenso wurde auch das Kreuzeckgebiet nicht unter solchen Gesichtspunkten untersucht.

Wie schon erwähnt, ist für die Goldeckgruppe die wiederholt auftretende Gesteinsassoziation Kalkmarmor und Grüngestein charakteristisch, weitere Ansatzmöglichkeiten zum stratigraphischen Vergleich bieten der saure Orthogneis, die Dolomitmarmore und die kohlenstoffführenden Schiefer und Quarzite. Nach

NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT (1971) sowie KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG (1975 a) wird der oberste, karbonatische Abschnitt der Phyllitgruppe in der Saualpe auf Grund von Fossilfunden ins Silur/Devon bis Devon gestellt; die Basis bilden dort, wo die Profile vollständig zu sein scheinen, verschiedene Phyllittypen, ein Metakeratophyrhorizont und „basische" Metavulkanite. An Marmoren werden dunkle Bänderkalkmarmore (bläulichgrau mit wechselnder Verunreinigung), helle, weiße bis gelbliche Marmore, die dickbankig, massig oder plattig ausgebildet sind und im Liegenden Keratophyreinstreuungen haben, und Krinoidenmarmore erwähnt.

Überträgt man nun diese Einstufung auf das mittlere Goldeckgebiet, so sieht man, daß die zusammenhängende, mächtige Kalkentwicklung vorwiegend aus blaugrauem Bänderkalkmarmor und weißen, massigen Typen aufgebaut ist, wobei die hellen Kalke nicht immer zu unterst auftreten.

Ähnlich wie in der Saualpe sind verschiedene laterale Übergänge zu sehen, doch handelt es sich trotzdem um einen durchgehend karbonatischen Sedimentationsraum.

Aus der Tabelle des Paläozoikums in Österreich (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) ist ersichtlich, daß durchgehender Karbonatabsatz in den Ostalpen erst ab der Silur/Devon-Grenze bekannt ist.

In einem durchgehend aufgeschlossenen Profil im Siflitzgraben (W-Teil Goldeckgruppe) besteht der in der granatführenden Serie eingelagerte mächtige Marmorzug vom Liegenden zum Hangenden aus dolomitischen, stark pigmentierten Kalkmarmoren, dunklen Bänderkalkmarmoren mit nach oben zu abnehmender Färbung und hellen Bänderkalkmarmoren mit massigen Partien. Darin wurden im Sommer 1976 Kalziteinkristalle gefunden (bis 2 mm Durchmesser), die ich als Crinoidenstilglieder deute. Ein devonisches Alter ist wahrscheinlich.

Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang die Ansicht SCHWINNER's (1943), der die mächtige Marmorbank im Hangenden des „Altkristallins", ebenso auch den Zug der Weißwände als paläozoische Einschuppung betrachtete.

Zur zeitlichen Festlegung der Untergrenze der karbonatischen Ablagerungen bieten sich Vergleiche mit dem Paläozoikum des Seeberggebietes (Neuaufnahme durch LOESCHKE & ROLSER, 1971) sowie mit den Profilen aus dem Bereich Radmer-Gößgraben (HIESSLEITNER, 1931; Revision durch SCHÖNLAUB, 1976) an. Auch die Arbeit von METZ (1940) über die Grauwackenzone zwischen Mautern und Trieben liefert wertvolle Hinweise. In allen genannten Gebieten wird die kalkige Serie im Liegenden von basischen Metavulkaniten abgelöst.

Während die petrographischen Beschreibungen von HIESSLEITNER (1931) und METZ (1940) zur Klassifizierung der Grüngesteine nicht ausreichend detailliert sind, können die spilitischen Gesteine der Ostkarawanken nach den Arbeiten von LOESCHKE (1970, 1973, 1974), LOESCHKE & ROLSER (1971) sowie LOESCHE & WEBER (1973) in direktem Vergleich zu den Metavulkaniten spilitischer Zusammensetzung im Bereich des Goldecksüdabfalls und in der „Serie der weißen Wand" gesetzt werden.

Sowohl ROLSER (1968) für das Gebiet von Trögern (Karawanken) als auch FLAJS & SCHÖNLAUB (1973) und SCHÖNLAUB (1976) in dem Bereich Radmer—

Gößgraben geben als Untergrenze der Karbonatentwicklung die amorphognathoides-Zone an, das heißt, den Grenzbereich Llandovery/Wenlock. In beiden Profilen folgen darunter basische Vulkanite mit klastischer Hintergrundsedimentation.

Einen weiteren Hinweis auf Silur geben die Vorkommen von Dolomit und „Eisendolomit" innerhalb der Karbonatzüge der mittleren Goldeckgruppe. In solchen Gesteinen wurden erst in jüngster Zeit Silur-Conodonten gefunden (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975, im Muralpen-Kristallin; SCHÖNLAUB & EXNER & NOWOTNY, 1976, im Katschberggebiet).

Während die Profile des Goldecksüdabfalls und die im Schreigraben aufgenommenen, im Liegenden mit sandig-tonigen Sedimenten enden, kann man in der „Serie oberhalb der sauren Orthogneise" weitere lithostratigraphische Vergleiche ziehen. In den meisten Paläozoikumsgebieten der Ostalpen wird die Wende Ordovizium/Silur durch einen sauren bis intermediären Vulkanismus markiert. Im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone hat zuletzt MOSTLER (1968 und 1970) den „Porphyroid" als Ignimbrit gedeutet, im östlichen Teil gilt der „Blasseneckporphyroid" seit ANGEL (1919) petrographisch als Quarzkeratophyr oder „Keratofelsitfels". Ein Metakeratophyr repräsentiert in der Saualpe diesen Horizont (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 a). Da bereits in diesen anchi-, oder schwach epizonal metamorphen Gebieten die Variationsbreite des sauren Gesteinskörpers sehr groß ist und teils recht unterschiedliche Gesteine umfaßt, erscheint es mir durchaus möglich, den Zug von sauren Orthogneisen mit diesem vulkanischen Geschehen in Beziehung zu setzen.

Die Abfolge im Liegenden der sauren Orthogneise („Serie unterhalb der sauren Orthogneise"), eintönig klastisch mit seltenen Einschaltungen von basischen Orthogesteinen, würde dann also dem Ordovizium entsprechen und kann als faziell etwas differenziertes Äquivalent der Magdalensbergserie (RIEHL-HERWIRSCH, 1970) angesehen werden, Vergleiche sind auch mit dem W-Rand der Saualpe (STREHL, 1962) und dem nordöstlichen Klagenfurter Becken (GROSCHOPF, 1970) möglich. Weiträumig würden der Liegendkomplex der Wildschönauer Schiefer (MOSTLER, 1968), die Metadiabasserie aus dem Murauer Gebiet (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) und die „Schichten unter dem Porphyroid" im Raume E des Finstergrabenprophyroides (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973) dieser Abfolge entsprechen.

Versucht man Mächtigkeiten für die einzelnen Komplexe anzugeben, scheitert man daran, daß auch in nahe beisammenliegenden Profilen diese beträchtlich schwanken. Ob dafür primäre Unterschiede und laterale Faziesänderungen verantwortlich gemacht werden können oder ob die Veränderungen tektonischer Natur sind, kann nicht entschieden werden.

Ich möchte hier noch einmal feststellen, daß dieses Kapitel den Versuch einer Stratigraphie im epi- bis mesozonalen Kristallin darstellt. Es zeigt sich dabei aber, daß durch Detailkartierung lithostratigraphische Vergleiche gut möglich sind. Meist wurde höher metamorphes Altpaläzoikum im ostalpinen „Altkristallin" nur vermutet. Als wegweisende Ausnahme soll noch einmal die Gliederung nach

Schichteinheiten in der Saualpe (Geologie der Saualpe, 1975) angeführt werden. In meinem Arbeitsgebiet dachte auch LAHUSEN (1969) daran, daß das „Altkristallin" mit der Phyllit- und Tonschiefergruppe altersgleich sein könnte.

7. Zum Alter von Metamorphose und Tektonik

Wie aus dem vorigen Abschnitt hervorgeht, wird für die Gesteine des Goldecks ein Alter von Ordoviz bis ins Devon hinein angenommen; der Gesteinsbestand der Serien fügt sich gut in den Rahmen der altpaläozoischen Geosynklinale ein.

Durch diese Festlegung und auf Grund der Permoskythtransgression müssen die metamorphen und tektonischen Hauptereignisse in der dazwischenliegenden Zeitspanne stattgefunden haben. Belegt durch petrographische Untersuchungen und eine Gefügeanalyse kann weiters ausgesagt werden, daß die progressive Metamorphose jünger als die Schuppentektonik ist, oder zumindest als spät paratektonisch angesehen werden muß.

Alle diese Faktoren sprechen dafür, daß der Schuppen- und/oder Deckenbau und die fortschreitende Metamorphose variszisches Alter haben.

Diese Ansicht steht im Gegensatz zur Interpretation von TOLLMANN (1959 und 1963), der in diesem Kristallingebiet die alpidische Überschiebungsfläche von „Oberostalpin" auf „mittelostalpines Altkristallin" annimmt, decken sich aber mit den Beobachtungen, die von den Bearbeitern der Saualpe für die Phyllitgruppe gemacht wurden (KLEINSCHMIDT, NEUGEBAUER & SCHÖNENBERG, 1975 b). Hier werden drei, das Ordoviz bis Devon umfassende Einheiten von einer kontinuierlich steigenden Metamorphose des Barrow-Typs erfaßt, die in der tiefsten Einheit die Quarz + Albit + Epidot + Almandin-Subfazies nach WINKLER (1967) erreicht.

Neuerdings vertreten KLEINSCHMIDT et al. (1976) auf Grund der b-Werte von K-Hellglimmern die Ansicht, daß die variszische Metamorphose der Phyllitgruppe eine Niederdruckmetamorphose war, die Barrow-Typ-Metamorphose des Hochkristallins aber als prävariszisch anzusprechen sei. Ebenso wie am Nordhang des Goldecks, wo die Metamorphose kontinuierlich bis zur Bildung von Staurolith fortschreitet, schließt sich auch in Teilen der Saualm die Glimmerschiefergruppe (schwächste Amphibolitfazies) ohne Sprung an die Phyllite an (KLEINSCHMIDT et al., 1975 b, S. 55).

Als alpidisch ist in der Goldeckgruppe die zweite Durchbewegung anzusehen, wobei aber alpidische Faltenachsen — wenn überhaupt vorhanden — und s-Flächen mit den variszischen Richtungen zusammenfallen. Dieser Deformation gehören die kataklastischen Erscheinungen entlang der vorgegebenen s-Flächen, s-parallele Mylonite und die wahrscheinlich gleichzeitig anzunehmende Chloritbildung auf Kosten von Granat, Biotit und Hornblende an; auch die Umsetzung in den Feldspäten werden dieser metamorphosen Phase zugerechnet.

Daß es auch in diesem Teil des ostalpinen „Altkristallins" alpidische Ereignisse nachweisbar gibt, wird durch die Publikation von HAWKESWORTH (1976) klar, der durch Rb/Sr-Altersdaten das Konzept der „flake tektonics" (OXBURGH,

1972) stützt. HAWKESWORTH, WATERS & BICKLE (1975) nehmen bei ihrem plattentektonischen Konzept eine Unterschiebung des Pennins unter das „Altkristallin" an, wobei es einerseits in den Bündner Schiefern zur Ausbildung von Blauschiefern kommt, zum anderen aber die basalen Teile des „Altkristallins" erwärmt werden. Der Höhepunkt dieses Ereignisses liegt bei ca. 105 m. a.

Dieser Aufheizung kann auch das geochronologische Datum von HAWKESWORTH (1976) zugerechnet werden, der in einem Granatglimmerschiefer S Spittal an Biotiten und Muskowiten mit der K/Ar-Methode eine Isochrone von 117 ± 12 m. a. bestimmte. Bei diesem Alter (Abkühlungsalter) handelt es sich mit Sicherheit um ein Mischalter; man kann also annehmen, daß die „blocking temperature" nur gering überschritten wurde, so daß kein vollständiges Neueinstellen der Isotopenverhältnisse möglich war. Obwohl ein einziges Datum nicht genug Aussagekraft hat, liegen also in den Gesteinen der tieferen Serien des Goldecks möglicherweise alpidisch umkristallisierte Glimmer vor. Dem Schliffbefund nach kann es sich jedoch nur um eine Öffnung des Gitters handeln, da ich nirgends mikroskopisch trennbare, neugebildete Glimmerphasen feststellen konnte.

Wieweit die kretazische (eoalpidische) Metamorphose, die N der Möll-Draulinie bereits mehrfach gut datiert ist (BREWER, 1969), sich südlich dieser großen Störung weiterverfolgen läßt, kann meiner Meinung nach nur durch weitere radiometrische Altersbestimmungen festgelegt werden.

8. Quartär

In dem kartierten Gebiet nehmen die jungen und jüngsten geologischen Körper einen wesentlich größeren Raum als das anstehende Gebirge ein.

Eine übersichtsmäßige Bearbeitung des eiszeitlichen Geschehens wurde von SRBIK (1950) vorgelegt. Er gibt eine Eishöhe von 1750 m an (im Gegensatz dazu PENCK, 1909: 1600 m) und erklärt damit die alte Fläche, die vom Martennock bis in die Gegend des Sallacher Kofels reicht.

An der S-Seite des Hauptkammes existiert oberhalb der Kapeller Alm eine undeutlich ausgebildete Karform, deren Endmoräne aber durch Hangschutt und Abrutschen in das übertiefte Abflußtal stark verwischt ist.

Das zweite, südseitig gelegene Kar (S Goldeckgipfel) zeigt noch gut die ursprüngliche Ausbildung mit einem z. T. ebenfalls abgerutschten Endmoränenwall in der Höhe von etwa 1890 m. Dahinter liegen noch mindestens zwei kleinere Wälle, die aber durch starken Bewuchs sowie von Hangschutt teilweise überrollt, nicht mehr in ihrer Höhe bestimmt werden können. Am Grund dieses Kares findet man Geschiebelehm und zwei kleine Reste von Karseen.

Im N des Goldecks reicht die Höhe der Eigenvereisung bis auf 1600 m herab; diese Beobachtung deckt sich mit den von SRBIK (1950) angegebenen Werten. Das hier ausgebildete Kar hat eine höhere Verebnungsstufe zwischen 1860 m und 1920 m, deren Grenzen durch Schuttfächer und Hangschutt überrutscht sind, die tiefere Fläche liegt in der Höhe 1600 m und füllt den Raum zwischen der Krendlmaralm und der Mittelstation der Seilbahn aus. Der Moränenwall ist durch rückschreitende Erosion des Raunachgrabens bereits völlig verschwunden. Diese

Bildungen werden sowohl von PENCK (1909) als auch von SRBIK (1950) in die Würmzeit gestellt.

Beidseits vom Hauptkamm (in Richtung NW von ca. 1700 m an, in Richtung SE etwa von der Höhe 1830 m weg) gehen die schroffen Wandbildungen in vom Gletscherfluß geprägte sanfte Formen über, vereinzelt findet man hier auch Lehme, aber keine exotischen Gerölle.

Eine weitere Moräne — als Randmoräne gedeutet — wurde in dem vom Eis ausgeräumten Sattel bei der Gusenalm gefunden.

Von der Wasserscheide gegen S beginnen in der Seehöhe von 1700 m ziemlich plötzlich die exotischen Gerölle, vor allem durch Permoskythsandsteine ausgedrückt. Häufungen sind bei der Kote 1488 sowie am Rücken zwischen den Koten 1394 und 1244 anzutreffen; E der Linie Kote 955—Kote 1517 treten diese Gerölle nur mehr reliktisch und stark mit Hangschutt vermischt auf.

Steigt man weiter ins Tiebelbachtal hinab, so kommt man etwa ab der Höhe von 1380 m in den Bereich der Eisrandbildungen, die vom Gehöft Steiner zum Talausgang hin die Abhänge entlang der N-Flanke überziehen. Ein weiteres Vorkommen liegt um das Gehöft Sattelecker und geht hier bereits in den alten Talboden des Weißenbaches über, der bis Zlan gut verfolgbar ist.

Diese Eisrandbildungen bestehen aus äußerst schlecht sortierten, wenig zugerundetem Lokalschutt, der hangparallel angeordnet ist. Die relativ gut sichtbare Schichtung entstand wahrscheinlich durch phasenweisen Rückzug des Eises, das bereits von GEYER (1901), ebenso von den folgenden Autoren als Ast des Weißenseegletschers bezeichnet wurde. Nach Abzug des Eises kam es zu dem häufig beobachtbaren Nachbrechen von übersteilten Hängen, das zu teilweise wirrem Einfallen der Schichtglieder führt.

Nördlich des Goldeckhauptkammes fehlen die glazialen Erscheinungen weitgehend, sieht man von etwas Moränenschutt ab, der immer wieder bei der Kartierung gefunden wurde. Rund um die Marhube liegt in der Höhe von 740 m eine Verebnungsfläche, in der aber keine Aufschlüsse gefunden wurden.

Der schroffe Abfall in Richtung Spittal hin wird von Blockschutt, Hangschutt und Abgleiten einzelner Gesteinspartien geprägt. Die Gräben haben bis zur Höhe von etwa 1000 m hinab eine vom Eis ausgeschliffene Trogform mit steilen Wänden (am besten im Unterhauser Graben ausgebildet), die zum Drautal hin in schluchtartige Kerbtalform übergeht. Im Schreigraben reicht die rückschreitende Erosion weiter zurück. Hand in Hand mit dieser geht oft ein Nachbrechen einzelner Schichten vor sich.

Entlang der Drau weisen die Flußschotter drei Höhenniveaus auf, die aber nicht durchzuverfolgen sind, da sie immer wieder von verschiedenen Generationen von Schwemmfächern unterbrochen werden, die nach größeren Unwettern auch rezent das Landschaftsbild verändern.

9. Zusammenfassung der Arbeitsergebnisse

Auf Grund von Detailkartierung war es möglich, eine dreimalige Wiederholung einer offenbar sedimentären Abfolge festzustellen: Auf eintönige pelitisch-psammitische Sedimente folgen karbonatbetonte Ablagerungen, an deren Basis

„Grüngesteine" liegen, wobei lateral starke Schwankungen in Mächtigkeit und Gesteinsausbildung auftreten. Durch lithostratigraphische Serienvergleiche mit Profilen aus dem Gebiet Radmer-Gößgraben, aus der Saualpe sowie aus dem Seeberggebiet wird ein Alter von Ordoviz bis Devon für die Gesteine des Goldecks für möglich gehalten, als gut parallelisierbare Schichtglieder erweisen sich die Marmore, vor allem die Dolomitgesteine, und die spilitischen Metabasite. Diese Alterseinstufung erlaubt es auch, die sauren Orthogneise als Äquivalent des vulkanischen Geschehens an der Grenze Ordoviz/Silur anzusehen. Diese Geosynklinalablagerungen wurden in einem Schuppen- bis Deckenbau übereinander gestapelt und von einer durchgehenden Metamorphose erfaßt, deren Wirkung möglicherweise bereits spätparatektonisch einsetzte. Bei der Dünnschliffbearbeitung konnte in der Metapeliten eine Abfolge von Indexmineralen festgestellt werden: Muskowit — Biotit — Granat — Staurolith; innerhalb der Granatzone wird das Einsetzen der „medium-grade"-Metamorphose auf Grund des erhöhten An-Gehaltes im Liegenden und wegen des Auftretens von Tschermakitischer Hornblende bis Tschermakit angenommen, deren Formelkoeffizient für Al^4 zwischen 1,61 und 1,83 liegt (Werte mit der Mikrosonde gewonnen). In der Muskowit- und in der Biotitzone treten an Grüngesteinen Metadiabase, Metaaschen- und Metakristalltuffe auf, die allesamt einen spilitischen Chemismus (naßchemische und Röntgenfluoreszensanalysen) und einen „spilitischen" Mineralbestand (Ab + Chl + Karb + Ti ± Ep ± Q ± Akt) haben; diese Gesteinsgesellschaft zeigt viele Analogien zu den Metabasiten der Eisenkappeler Gegend. Die „Grüngesteine" der Granat- und Staurolithzone liegen als Amphibolite vor, es sind keinerlei Gefügerelikte zu erkennen. Bei der Vollanalyse (Röntgenfluoreszens) und im Dünnschliff ergaben sich zwei klar trennbare Typen, die Hornblendefelse, ein massiges aus Hbl + Q + Klin + Ep + Ti + Il ± Gr bestehendes Gestein und die „gemeinen" Amphibolite, die gemäß der Definition etwa gleich viel Hornblende und Plagioklas (Albit, in den tieferen Teilen Oligoklas) führen. Beide Arten werden für Differentiate eines tholeiitischen Magmas gehalten, die Hornblendegarbenschiefer werden als Tuffite klassifiziert. Das Metamorphoseprofil wird als relativ ungestört angesehen, das Alter der progressiven Metamorphose kann auf Grund von Phyllitgeröllen in den Basiskonglomeraten der überlagernden Permoskythsandsteine als variszisch angegeben werden. Für die Einzeitigkeit und Gleichzeitigkeit des prägenden Hauptaktes der Metamorphose sprechen auch die Mineralelongationen und seltenen B-Achsen, die über das gesamte Profil in etwa E-W streichen.

Eine zweite, durchgehende Überprägung des Mineralbestandes konnte nicht festgestellt werden („Diaphthoritisches Altkristallin", Angel & Krajicek, 1939), sondern es sind Chloritisierungen an Granat, Biotit und Hornblende und weiters Trübungen in den Feldspäten zu sehen. Diese Erscheinungen scheinen meist an s-parallele Zonen stärkerer Durchbewegung gebunden zu sein und sind, soweit möglich, auch in der Biotitzone zu erkennen. Über das Alter dieser retrograden, selektiv wirkenden Umprägung kann keine sichere Aussage gemacht werden, doch ist es auf Grund der radiometrischen Altersbestimmungen in den umliegenden Teilen des „Ostalpinen Altkristallins" wahrscheinlich, daß die Mineral-

umprägungen auf eine Aufheizung in alpidischer Zeit zurückzuführen sind. Die alpidische Deformation kann im Großbereich nicht genau getrennt werden, da sie entlang der vorgegebenen variszischen Richtungen abläuft. Im Schliffbereich drückt sie sich durch Fältelungen, Relativbewegungen entlang der Schieferungsebenen sowie in einer zweiten Schieferung aus.

Differenzierungen sowie eine nähere Erfassung der Metamorphose des Goldeckgebietes können jedoch nur durch die Gewinnung von radiometrischen Alterswerten und durch eine erhöhte Anzahl von geochemischen Untersuchungen herbeigeführt werden.

Literatur

AMSTUTZ, G. C. (Hsg.): Spilites and Spilitics Rocks. — Int. Union of Geol. Sci., Ser. A, *4*, 482 S., Springer 1974.

ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone). — Jb. Geol. R.-A., *68*, S. 29—62, Wien 1919.

ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Car. II, *129*, S. 26—57, Klagenfurt 1939.

ARNOLD, A.: Die Gesteine der Region Nalps — Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. — Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz, NF, *138*, S. 1—128, Bern 1970.

BAUMGARTNER, W.: Mitteilung über die Benützbarkeit des Gefügeprogrammes GELI am Interfakultären Rechenzentrum der Universität Wien. — Verh. Geol. B.-A., *1974*, A 156—162, Wien 1974.

BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. — Sb. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., *68*, Abt. I, S. 1—28, Wien 1909.

BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten,, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., *100*, S. 179—212, Wien 1957.

BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Die zentralen Gailtaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., *104*, S. 213—237, Wien 1961.

BEMMELEN, R. W. VAN & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). Die Lienzer Dolomiten. — Jb. Geol. B.-A., *108*, S. 213—268, Wien 1965.

BREWER, M. S.: Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. — Earth Planet. Sci. Lett., *6*, S. 321—331, Amsterdam 1969.

BROWN, E. H.: Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. — Contr. Mineral. Petr., *31*, S. 275—299, Springer 1971.

CADAJ, W.: Genese und Paragenese der Minerale Chloritoid und Staurolith in den Ostalpen. — TMPM, *19*, S. 110—123, Springer 1973.

CADAJ, W.: PETRDATA, ein Programmsystem zur Korrektur von Mikrosonden-Silikatanalysen und Berechnung von mineralischen und petrographischen Daten. — Microchim. Acta, *5*, S. 267—272, Wien 1974.

CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous Petrology. — 739 S., McGraw-Hill, New York 1974.

ECKHARDT, F.: Die Spilitisierung basischer Vulkanite. — NJb. Miner., Mh., *1971*, S. 45—57, Stuttgart 1971.

EXNER, CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., *1974*, S. 131—137, Wien 1974.

FISHER, R. V.: Rocks composed of volcanic fragments and their classification. — Earth Sci. Rev., *1*, S. 287—298, Elsevier 1966.

FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., *1973*, S. 245—254, Wien 1973.

FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., *1972*, S. 187—198, Wien 1972.

FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Car. II, *151*, S. 52—57, Klagenfurt 1961.

FRITSCH, W.: Über retrograde Metamorphose. — Mineral. Mitt.-Blatt Joanneum, *1967*, S.23—30, Graz 1967.

FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENEDER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. — NJb. Miner., Mh., *1967*, S. 364—376, Stuttgart 1967.

GANGULY, J.: Staurolite stability and related paragenesis: Theory, experiments and applications. — J. Petr., *62*, S. 335—365, Oxford 1972.

GEYER, G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. k. k. geol. R. A., *1901*, S. 113—139, Wien 1901.

GROSCHOPF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwachmetamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, S. 215—278, Wien 1970.

HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. — Contr. Mineral. Petr., *54*, S. 225—244, Springer 1976.

HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate Tectonics in the Eastern Alps. — Earth Planet. Sci. Lett., *24*, S. 405—413, Amsterdam 1975.

HEINZ, H.: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Mittelkärnten). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 189 S., Wien 1976.

HENTSCHEL, H.: Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. — Z. Deutsch. Geol. Ges., *104*, S. 238—246, Hannover 1953.

HENTSCHEL, H.: Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., *50*, S. 33—45, Stuttgart 1960.

HENTSCHEL, H.: Der Schalstein, ein durch Plättung entstandener Tektonit. — NJb. Miner., Abh., *96*, S. 305—317, Stuttgart 1961.

HERITSCH, F. & HERITSCH, H.: Lydite und ähnliche Gesteine aus den Karnischen Alpen. — Mitt. d. Alpenländischen geol. Ver. (Mitt. geol. Ges. in Wien), *34*, S. 127—164, Wien 1942.

HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westlich Stubalpe. — Anz. öst. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., *1975*, S. 115—119, Wien 1976.

HERRMANN, A. & WEDEPOHL, K.: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variszischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. — Contr. Mineral. Petr., *29*, S. 255—274, Springer 1970.

HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — Jb. Geol. B.-A., *81*, S. 49—80, Wien 1931.

HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. — Contr. Mineral. Petr., *14*, S. 123—162, Springer 1967.

HOSCHEK, G.: The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — Contr. Mineral. Petr., *22*, S. 208—232, Springer 1969.

HSU, L. C.: Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O, a model for garnet equilibria. — J. Petr., *9*, S. 40—83, Oxford 1968.

KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., *Sonderbd. 1/1975*, S. 11—44, Clausthal-Zellerfeld 1975 a.

KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., *Sonderbd. 1/1975*, S. 45—60, Clausthal-Zellerfeld 1975 b.

KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). — NJb. Geol. Paläont., Mh., *1976*, S. 653—670, Stuttgart 1976.

KOLLER, F.: Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. — TMPM, *23*, S. 275—315, Springer 1976.

KRAJICEK, E.: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Goldeckgruppe. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Graz, 103 S., Graz 1933.

LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. — Inaugural-Diss. d. Nat.-wiss. Fak. d. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 139 S., München 1969.

LEAKE, B. E.: The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. — Am. Miner., *50*, S. 843—851, Menasha 1965 a.

LEAKE, B. E.: The relationship between composition of calciferous amphiboles and the grade of metamorphism. — S. 299—318 in „Controls of Metamorphism (PITCHER, W. S., FLINN, G. W., eds.), John Wiley & Sons, New York 1965 b.

LEAKE, B. E.: A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, *98*, 210 S., Boulder 1968.

LOESCHKE, J.: Zur Petrographie des Diabaszuges westlich von Eisenkappl (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). — Oberrhein. geol. Abh., *19*, S. 73—100, Karlsruhe 1970.

LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. — NJb. Miner., Abh., *119*, S. 20—56, Stuttgart 1973.

LOESCHKE, J.: Nature and origin of Paläozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). — Geol. Rdsch., *63*, S. 581—596, Stuttgart 1974.

LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). — Z. Deutsch. Geol. Ges., *122*, S. 145—156, Hannover 1971.

LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). — NJb. Geol. Paläont., Abh., *142*, S. 115—138, Stuttgart 1973.

METZ, K.: Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforsch., *1*, S. 161—220, Wien 1940.

MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. — 492 S., George Allen & Unwin, London 1973.

MOSTLER, H.: Zur Einstufung der „Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). — Verh. Geol. B.-A., *1966*, S. 157—170, Wien 1966.

MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *18*, S. 89—150, Wien 1968.

MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — Festbd. d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S. 507—522, Innsbruck 1970.

MÜLLER, G.: Metamorphe Basalte des Stavanger-Gebietes. — Contr. Mineral. Petr., *29*, S. 123—134, Springer 1970.

NEUGEBAUER, J & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., *122*, S. 122—133, Hannover 1971.

OXBURGH, E. R.: The Eastern Alps — A Geological Exkursion Guide. — Proceedings of the Geol. Ass., *79*, S. 47—127, Colchester 1968.

OXBURGH, E. R.: Flake tectonics and continental collision. — Nature, *239*, S. 202—204, London 1972.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. III. Bd. — XII+ 717—1176 S., Leipzig 1909.

PLESSMANN, W.: Zur Entstehung von Doppelachsen (B⊥B') in einem Bauakt. — NJb. Geol. Paläont., Mh., *1961*, S. 318—328, Stuttgart 1961.

RICHARDSON, S. W.: Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. — J. Petr., *9*, S. 467—488, Oxford 1968.

RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, S. 195—214, Wien 1970.

ROLSER, J.: Über stratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern, Karawanken. — Karinthin, *59*, S. 53—56, Knappenberg 1968.

ROUBAULT, M., DE LA ROCHE, H. & GOUINDARAJU, K.: Rapport (1966—1968) sur les standards geochemiques: Granites GR, GA, GH; Basalte BR; Biotite férrfere Mica-Fe; Phlogopite Mica-Mg. — Sci. de la Terre, *13*, S. 379—404, Nancy 1968.

SCHERP, A.: Über die Anchimetamorphose der Diabase von Ramsbeck im Sauerland. — NJb. Miner., Abh., *91*, S. 379—420, Stuttgart.

SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *13*, S. 41—120, Wien 1963.

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht über die Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Blätter 132, Trofaiach und 131, Kalwang). — Verh. Geol. B.-A., *1976*, A 136—138, Wien 1976.

SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., *1976*, S. 115—145, Wien 1976.
SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., *1975*, S. 253—269, Wien 1975.
SCHUHKNECHT, W. & SCHINKEL, H.: Beitrag zur Beseitigung der Anregungsbeeinflussung bei flammenspektralanalytischen Bestimmungen. — Z. Analyt. Chemie, *194*, S. 161—183, Springer 1963.
SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg; Kärnten). — Ber. RA. f. Bodenforschung, *1943*, S. 147—156, Wien 1943.
SRBIK, R. v.: Die Vergletscherung der Gailtaler Alpen. — Car. II, *58* und *60*, S. 70—87, Klagenfurt 1950.
SPRY, A.: Metamorphic Textures. — 350 S., Pergamon Press 1969.
STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), IV. — Car. II, *152*, S. 46—74, Klagenfurt 1962.
TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *10*, S. 3—62, Wien 1959.
TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen. — Geol. Rdsch., *50*, S. 506—514, Stuttgart 1960.
TOLLMANN, A.: Die Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. — 4. Aufl., 188 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1971.
TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmungen der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband. — 2. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1969.
TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. — 2. Aufl., 694 S., McGraw-Hill, New York 1960.
WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen/Tirol). — TMPM, *23*, S. 1—23, Springer 1976.
WENK, E.: Zur Definition von Schiefer und Gneis. — NJb. Miner., Mh., *1963*, S. 97—107, Stuttgart 1963.
WETZEL, R.: Hornblende aus der Albit- bis Oligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. — SMPM, *54*, S. 151—207, Zürich 1974.
WINKLER, H. F. G.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 3. Aufl., 320 S., Springer 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1977

A. Deusch - Tafel 1

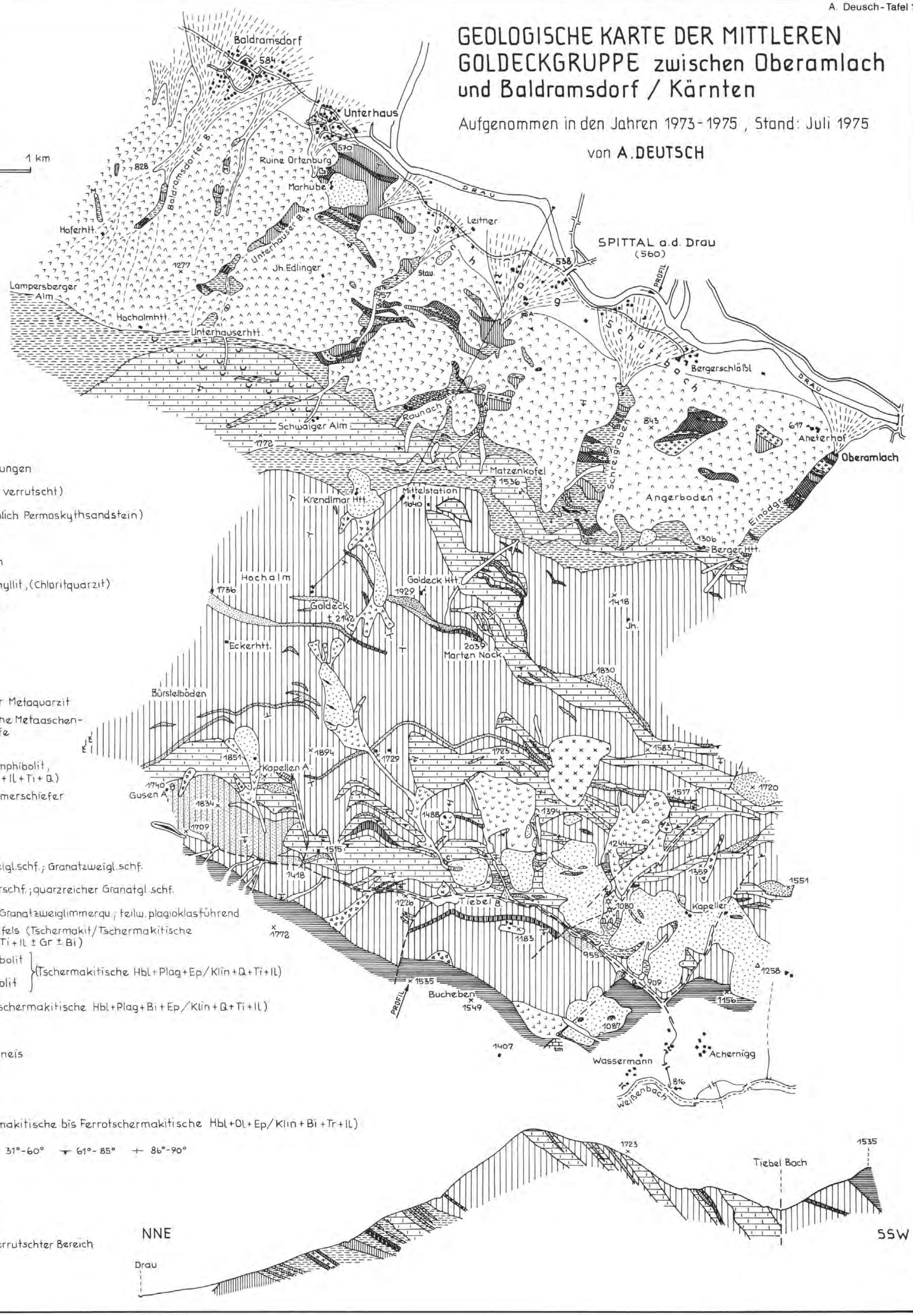
GEOLOGISCHE KARTE DER MITTLEREN GOLDECKGRUPPE zwischen Oberamlach und Baldramsdorf / Kärnten

Aufgenommen in den Jahren 1973 - 1975 , Stand: Juli 1975

von A. DEUTSCH

0 0·5 1 km

1 : 25 000



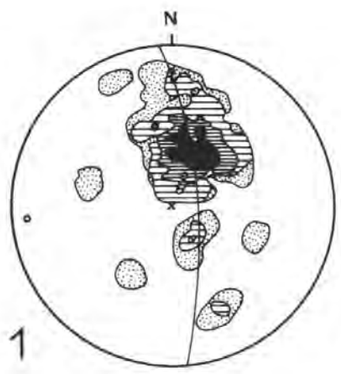
- Talalluvionen
- Schuttkegel
- Schwemmfächer
- Hangschutt
- Blockschutt
- Moränen, Eisrandbildungen
- Moränenwall, (teilw. verrutscht)
- Erratika, (hauptsächlich Permoskythsandstein)
- tm Muschelkalk
- Permoskythsandstein
- Tonschieferartiger Phyllit, (Chloritquarzit)
- Phyllit, Quarzphyllit
- Quarzreicher Phyllit
- Metaquarzit
- Q Metaquarzwacke
- C Kohlenstoffführender Metaquarzit
- Metadiabas, basische Metaaschen- und Metakristalltuffe
- Metatuffit
- Ilmenitführender Amphibolit, (Akt + Ab + Ep + Chl + Bi + Il + Ti + Q)
- Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer
- Kalkmarmor
- Dolomitmarmor
- Glimmerschiefer; Zweigl.schf.; Granatzweigl.schf.
- Quarzreicher Glimmerschf.; quarzreicher Granatgl.schf.
- Zweiglimmerquarzit; Granatzweiglimmerqu.; teilw. plagioklasführend
- (Granat-) Hornblendefels (Tschermakit/Tschermakitische Hbl + Qu + Klin / Ep + Ti + Il ± Gr ± Bi)
- Gebänderter Amphibolit
- "Gemeiner" Amphibolit
  } (Tschermakitische Hbl + Plag + Ep/Klin + Q + Ti + Il)
- Biotitamphibolit, (Tschermakitische Hbl + Plag + Bi + Ep / Klin + Q + Ti + Il)
- Saurer Orthogneis
- Zweiglimmerorthogneis
- Stau. Staurolith
- K Kalksilikatgestein
- A Amphibolit, (Tschermakitische bis Ferrotschermakitische Hbl + Ol + Ep/Klin + Bi + Tr + Il)

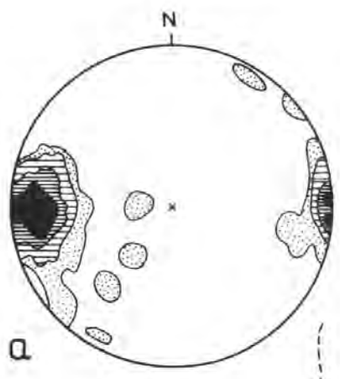
0°-5° 6°-30° 31°-60° 61°-85° 86°-90°

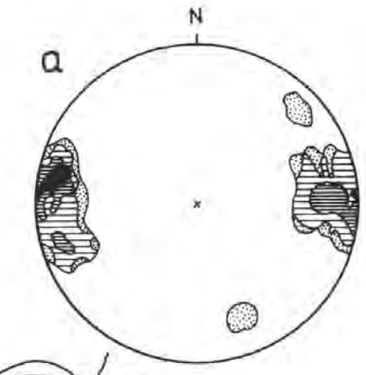
- Rutschung
- M mylonitisierte Zonen
- Störung
- im Schichtverband verrutschter Bereich

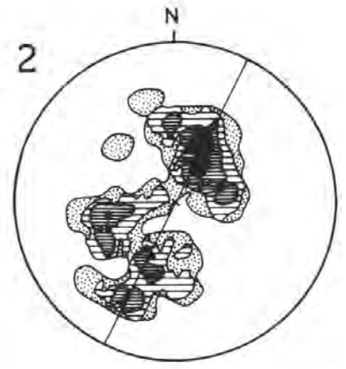
STRUKTURKARTE DER MITTLEREN GOLDECKGRUPPE (Ktn.)

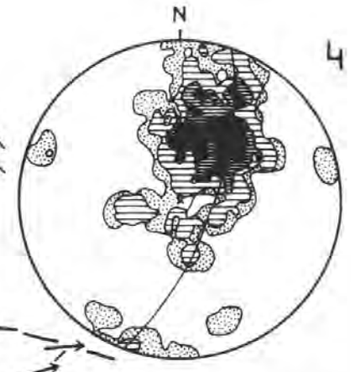
A. DEUTSCH 1976

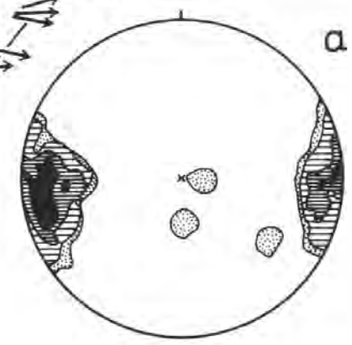


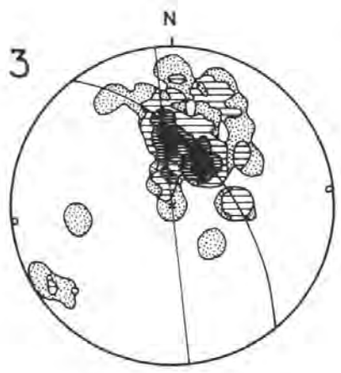


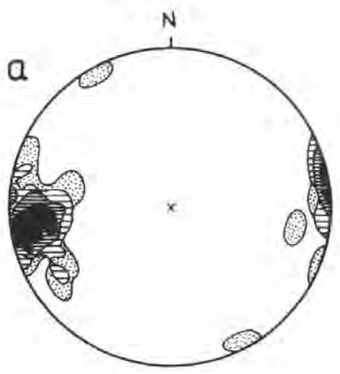


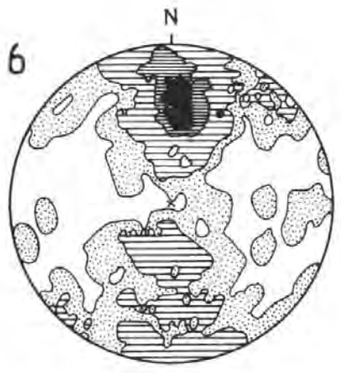


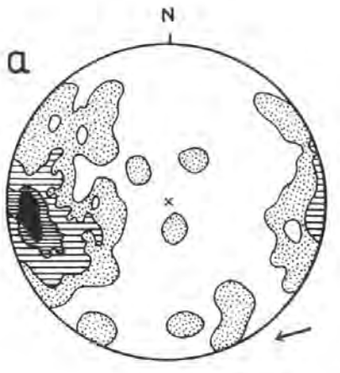


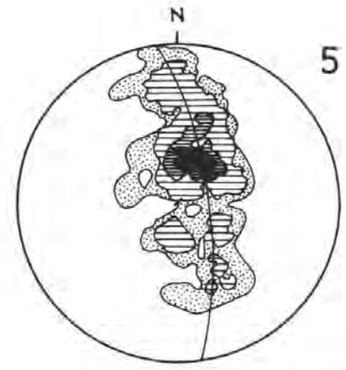


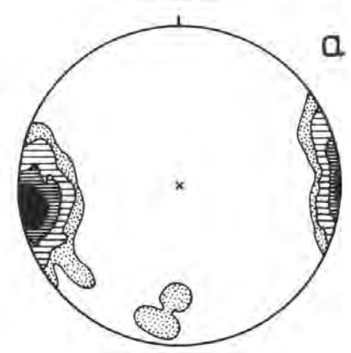


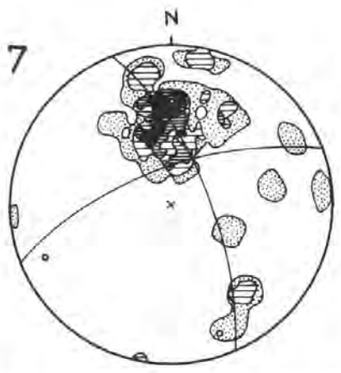


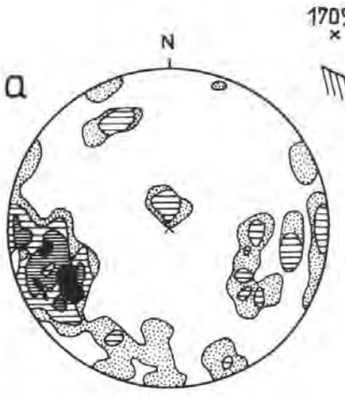


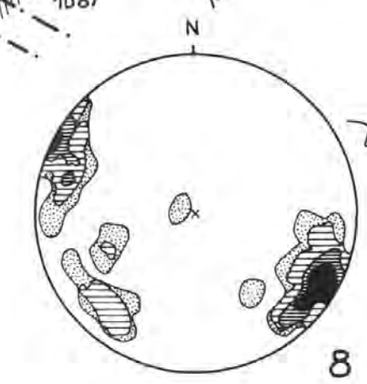












s-Flächendiagramme u. Flächendiagramme der Linearen (hauptsächlich Mineralelongationen) und B-Achsen:

Serie unterhalb der sauren Orthogneise W Raunachgr.	1	1·2-2·5	2·5-7·7	7·7-12·9	12·9-20·8	a	0·9-2·8	2·8-5·9	5·9-16·1	16·1-26·7
E Raunachgraben	2	0·3-2·7	2·7-5·4	5·4-8·2	8·2-13·8	a	1·4-2·9	2·9-7·4	7·4-11·9	11·9-22·4
Serie oberhalb der sauren Orthogneise W Raunachgr.	3	2·0-4·0	4·0-8·1	8·1-12·2	12·2-18·4	a	2·8-5·7	5·7-11·4	11·4-17·1	17·1-28·6
E Raunachgraben	4	1·0-2·1	2·1-4·3	4·3-6·5	6·5-12·1	a	1·4-2·9	2·9-7·4	7·4-11·9	11·9-22·4
Serie der "Weißen Wand"	5	0·7-2·2	2·2-8·1	8·1-14·0	14·0-24·5	a	0·7-2·9	2·9-10·4	10·4-17·9	17·9-32·1
Goldecksüdabfall	6	0·3-1·3	1·3-3·9	3·9-6·5	6·5-11·1	a	0·4-2·4	2·4-9·3	9·3-16·2	16·2-27·6
Das Gebiet S des Tiebelbaches	7	2·8-5·7	5·7-8·5	8·5-11·4	11·4-17·2	a	1·6-3·3	3·3-6·7	6·7-11·1	11·1-13·6
Muschelkalk des Fellbachgrabens	8					a	1·4-2·8	2·8-8·5	8·5-14·2	14·2-27·2

s-Flächen Lineare u. B-Achsen

Besetzungsdichte pro 1% der Gesamtfläche

Azimutalentwurf der unteren Halbkugel nach LAMBERT.

Untergrenze der Permoskyth = überlagerung

Störungen

Seriengrenzen, zugleich Grenzen der Meßbereiche

Mineralelongationen (entsprechen meist den B-Achsen) untergeordnet B-Achsen:

—o— 0°-5° —→ 6°-30° —»— 31°-60° —→ 61°-85°

0 1 km

GEIMER 77

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 295—341	Wien, Dezember 1977

Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung

Von Maria Heinrich *)

Mit 15 Abbildungen, 2 Phototafeln und 1 Tafel

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 151, 158

Schlüsselwörter
Tamsweg/Lungau
Ostalpines Altkristallin
Inneralpines Jungtertiär
Gerölle
Junge Tektonik
Braunkohle

Inhalt

Zusammenfassung 296
Summary 296
1. Vorwort 297
2. Einleitung 297
3. Literaturüberblick 298
4. Begriffsfassungen in der sedimentologischen Beschreibung 301
5. Das ostalpine Altkristallin 302
5.1. Das Kristallin des Mitterberges 302
5.1.1. Glimmerschiefer, phyllonitische Schiefer und Quarzitschiefer . 302
5.1.2. Kalkmarmore 304
5.1.3. Amphibolitische Gesteine 305
5.2. Das Kristallin N der Flüsse Taurach und Leißnitz 306
5.2.1. Glimmerschiefer und phyllonitische Schiefer 307
5.2.2. Epidot- und titanitführende Paragesteine 307
5.2.3. Kalkmarmore 308
5.3. Das Kristallin S des Flusses Leißnitz 308
6. Das Jungtertiär 310
6.1. Fazies und Stratigraphie 310
6.1.1. Die Basis 311
6.1.2. Randbildungen innerhalb des Grundkonglomerates 313
6.1.2.1. Schuttfächer 313
6.1.2.2. Marmorbreccie 313
6.1.2.3. Verlandungshorizonte 313
6.1.3. Grundkonglomerat 314
6.1.4. Wechsellagerungen 316
6.1.5. Schieferton und Sandstein 318
6.2. Paläobotanik 321
6.3. Geröllinhalt und Liefergebiet 323
6.4. Lagerungsverhältnisse und Tektonik 327

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Maria Heinrich, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

6.5. Mächtigkeit 328
6.6. Alter 329
6.7. Kohlevorkommen und alter Kohlebergbau 329
6.8. Tertiärvorkommen im Murtal W Tamsweg 332
7. Quartär 333
Literaturverzeichnis 333

Zusammenfassung

Das kohleführende Jungtertiär von Tamsweg (Lungau/Salzburg) wurde mit einem schmalen Streifen altkristalliner Beckenumrahmung im Maßstab 1 : 10.000 kartiert und sedimentpetrographisch, kristallingeologisch (altkristalliner Rahmen und metamorphe Gerölle im Tertiär), sowie teilweise paläobotanisch (vorläufige Untersuchung der reichen Fossillagerstätte alte Ziegelei Lintsching) neu bearbeitet. Die jungtertiäre Beckenfüllung wurde in folgende fazielle Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden ein stratigraphisches Idealprofil bilden, gegliedert: Basisbreccie, Randbildungen (Breccien- und Verlandungshorizonte) im Grundkonglomerat, Grundkonglomerat, Wechsellagerungen (Konglomerat mit Schiefertonen und Sandsteinen), Schieferton und Sandstein. Geringmächtige, unbauwürdige Braunkohlenflöze befinden sich im Niveau der Wechsellagerungen und in der Serie der Schiefertone und Sandsteine. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist, abhängig von der paläogeographischen Position im Becken, sehr unterschiedlich. Für die tektonischen Sekundärmulden wird eine heutige Mindestmächtigkeit der gesamten tertiären Sedimentfüllung von 350—400 m angenommen. Der Geröllbestand der tertiären Konglomerate setzt sich aus Granatglimmerschiefern, Paragneisen, Quarzitschiefern, Quarziten, Kalkmarmoren und Orthogneisen zusammen, die alle aus dem ostalpinen Altkristallin der näheren Umgebung des Tamsweger Beckens bezogen werden; außerdem finden sich Vertreter anchimetamorpher Klastite (wahrscheinliches O-Karbon-Perm der Gurktaler Decke) und Quarzgerölle. Spezielle Gesteine der Hohen Tauern und Radstädter Tauern konnten darunter nicht beobachtet werden. Die ursprünglich flach auf das ostalpine Altkristallin abgelagerten Sedimente wurden in den Spätphasen der alpidischen Gebirgsbildung mitsamt der kristallinen Unterlage und Umrahmung in beträchtlichem Umfang tektonisch verstellt, gestört und abgesenkt.

Summary

The coal-bearing Neogene of Tamsweg (Lungau/Salzburg) was mapped in the scale of 1 : 10.000 together with a narrow strip of the crystalline frame of the basin. Sedimentological, petrographical ("Altkristallin"-rocks and metamorphic detritus in the Neogene) and paleobotanical (preliminary investigations of the rich fossil-locality of the former brickworks in Lintsching) studies were carried out.

The neogene sediments of the basin were classified into the following facial units: basal breccia; basal conglomerate and its marginal sediments (breccias and horizons of soil-formation); alternate bedding of conglomerates, shaly clays and sandstones; in the uppermost parts of the stratigraphical profile only fine grained sediments (shaly clays and sandstones) are developed. Thin and unexploitable lignite seams occur in the level of alternate bedding and in the shaly clay-sandstone-series. The thickness of the stratigraphical units differs widely dependent on their paleogeographical position in the basin. The tertiary sediments in the tectonical synclines (the basin is parted by a syn- to postsedimentary uplift) seem to have a minimal thickness of 350—400 m.

The detritus of the coarse grained sediments is composed by garnet-micaschists, paragneisses, quartzite schists, quartzides, calcite-marbles and orthogneisses derived from the "Ostalpines Altkristallin" of the close surroundings of the Tamsweg-basin; anchimetamorphic clastic rocks (probably Upper Carboniferous and Permian of the Gurktal-nappe) are sometimes found, quartz pebbles are very common. Rocks of the "Hohe Tauern" und "Radstäter Tauern" are lacking.

The sediments were deposited horizontically on the "Altkristallin"; in late phases of the alpidic orogeny tectonical disturbances (faults, tiltings) and subsidences of crystalline underground, frame and basin sediments took place.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit bringt in umgearbeiteter und gekürzter Form die wichtigsten Ergebnisse einer am Geologischen Institut der Universität Wien in den Jahren 1972 bis 1976 entstandenen Dissertation und berücksichtigt auch die nach Abschluß der Dissertation im Sommer 1976 besonders in Hinblick auf die Kohleführung gewonnenen Erkenntnisse. Zwischen 1972 und 1975 wurden die Untersuchungen mit Reise- und Sachbeihilfen vom Geodynamischen Forschungsprojekt (Österreichische Akademie der Wissenschaften) gefördert, wofür an dieser Stelle gebührend gedankt sei. Seit 15. II. 1976 wurden die Arbeiten im Rahmen des Forschungsvorhabens Nr. 2975 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich fortgesetzt (Projektleitung: Dr. O. THIELE). Mein Dank gilt an erster Stelle Herrn Prof. CH. EXNER für die Betreuung und Förderung meiner Arbeit. Weiters danke ich den Herren Prof. H. WIESENEDER, Prof. W. RICHTER, Prof. W. KLAUS, Doz. H. KURZWEIL, Dr. S. JÄGER, Doz. P. FAUPL, Doz. W. FRISCH, Doz. W. FRANK und Dr. E. ERKAN, sowie meinen Studienkollegen für wertvolle Hinweise, Hilfe und Anregungen.

Den Herren Dr. S. PREY und Dipl.-Ing. K. SCHNETZINGER bin ich für wertvolle Hinweise anläßlich gemeinsamer Exkursionen und persönlicher Gespräche dankbar.

Die Kohlenstoffanalysen wurden in dankenswerter Weise von Doz. H. ZAK am Institut für Physikalische Chemie und von Dr. P. KLEIN an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Herrn Dr. H. P. SCHÖNLAUB danke ich für die Bearbeitung der auf einer gemeinsamen Exkursion aufgesammelten Conodontenproben. Herrn Dr. A. DAURER danke ich für die Bestimmung der Anorthitgehalte an den Plagioklasen.

Das ausgewählte Belegmaterial zu dieser Arbeit befindet sich am Geologischen Institut der Universität Wien.

2. Einleitung

Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 10.000 auf entsprechenden Vergrößerungen der ÖK 1 : 50.000, Blätter 157 (Tamsweg) und 158 (Stadl an der Mur) durchgeführt und für die vorliegende Arbeit im Maßstab 1 : 25.000 vorgelegt. Frühere Kartendarstellungen, die das Arbeitsgebiet ganz oder teilweise umfassen, sind die handkolorierte Manuskriptkarte 1 : 75.000 Blatt St. Michael, von G. GEYER (1893) vorgelegt, eine Kartenskizze „Das Braunkohlentertiär des Lungau" von G. GEYER, veröffentlicht in W. PETRASCHECK (1926) und das Blatt Stadl-Murau der Geologischen Karte der Republik Österreich (1 : 50.000), aufgenommen von A. THURNER, ausgegeben 1958.

Die Größe des Arbeitsgebietes war durch die zusammenhängende Ausdehnung der tertiären Sedimente im Becken von Tamsweg gegeben, dazu wurde eine kleine, heute vom Hauptvorkommen isolierte Tertiärmulde NE Atzmannsdorf bearbeitet. Das Murtal oberhalb Tamsweg wurde nicht in die Kartierung einbezogen, es wird jedoch in einem kurzen Kapitel auf die aus der Literatur bekannten Ter-

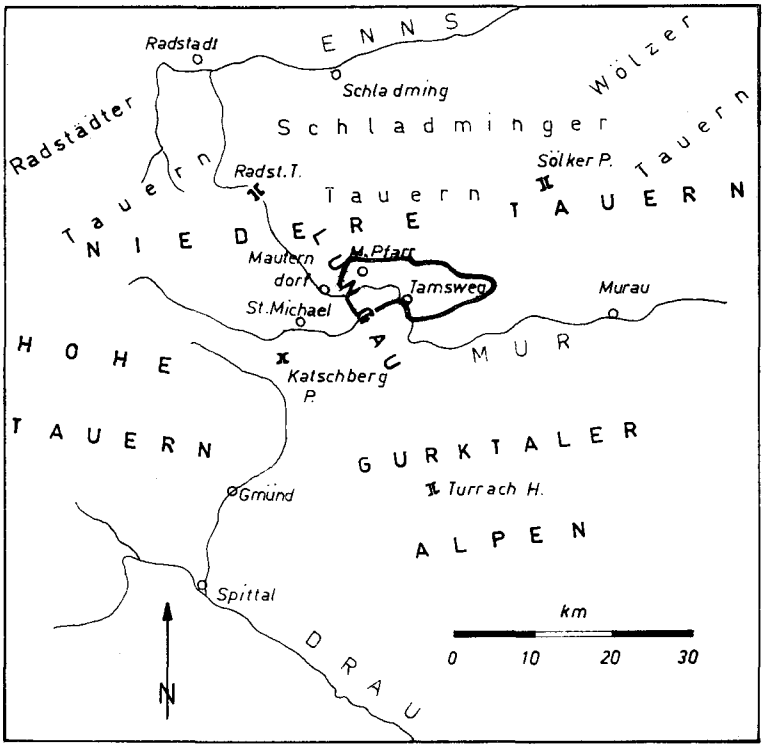


Abb. 1. Die Lage des Arbeitsgebietes und die Gebirgsumrahmung des Lungaus.

tiärreste dieses Gebietes eingegangen. Die NW-Grenze des Aufnahmsgebietes deckt sich mit der S-Grenze des von G. ZEZULA (1976) aufgenommenen Gebietes.

Die Jungtertiärvorkommen des Lungau, eingesenkt in das ostalpine Altkristallin, bilden die westlichsten der kohleführenden Inneralpinen Tertiärablagerunge der Norischen Senke, andererseits gehören sie zu einer Reihe von Tertiärvorkommen, welche die Hohen Tauern kranzförmig umschließen. Die Beziehung der tertiären Beckenfüllung zu den Hohen Tauern war auch die Kernfrage der vorliegenden Untersuchungen. Es sollte untersucht werden, ob in das Becken Gesteinsmaterial der Hohen und Radstädter Tauern geschüttet wurde oder nicht, was die Meinung bestätigen würde, daß das Penninikum mitsamt seiner unterostalpinen Rahmenzone zur Zeit der Sedimentation des Jungtertiärs noch nicht an der Erdoberfläche lag (A. WINKLER-HERMADEN, 1928 und 1940, CH. EXNER, 1949).

3. Literaturüberblick

Das frühe Interesse der Geologen verdankt das Tertiärbecken von Tamsweg wohl seiner Zugehörigkeit zu den kohleführenden Tertiärvorkommen der Norischen Senke, die seit der Mitte des 19. Jahrhunderts in einigen zusammenfassenden

Darstellungen bearbeitet wurden (MORLOT, 1848, STUR, 1855 und 1864, ROLLE, 1856 und ÖSTREICH, 1899).

Die ersten eingehenden Beobachtungen stammen von STUR (1855). Er beschreibt folgende tertiäre Schichtfolge: Im Liegenden sandigen Mergel mit geringmächtiger schwarzer Braunkohle, Schiefertone mit Blattabdrücken (bei Wölting und St. Andrä), unter den sandigen Mergelschichten auf der Haide Tegel, und im Hangenden Konglomeratmassen, die in ihren unteren Partien mit grobkörnigen Sandsteinen wechseln und hangend von losen Schottern überlagert werden. Er weist bereits auf eine bedeutende Schichtenstörung hin, die er auf eine nachtertiäre Hebung der Alpen zurückführt. Die liegenden Tegel und Mergel hält er für marine Sedimente, die hangenden Teile für Süßwasserabsätze.

STUR (1864) ordnet die Tertiärablagerungen der norischen Senke zwei neogenen Alterstufen zu, wobei die Vorkommen bei Tamsweg in die tiefere neogene Altersstufe gehören. Weiters erwähnt er ein geringmächtiges Kohleflöz bei Wölting im unteren Lesachtal.

Den kristallinen Untergrund des Beckens betreffend beschreibt GEYER (1892) „echte plattige Gneise", die aus dem Bundschuhtal zum Schwarzenberg und Lasaberg streichen und mächtige „Granaten-Glimmerschiefer" mit Einlagerungen von Marmor, welche die Südgehänge der Niederen Tauern aufbauen. Auf der ein Jahr später erschienenen Manuskriptkarte Blatt St. Michael von G. GEYER (1893) ist auch das Tertiär ausgeschieden und in Mergel, Konglomerat und Schotter (Taurachtal, gegenüber St. Andrä) untergliedert. In den Erläuterungen wird das Tertiär jedoch nur erwähnt, erst in der Mitte der zwanziger Jahre erscheint darüber eine eingehendere Besprechung, auf die noch eingegangen wird.

ÖSTREICH (1899) scheidet auf seiner Übersichtskarte Konglomerat (aus Geröllen des Gneiss- und Schiefergebirges) und Mergelschiefer aus. Im Text beschreibt er eine beständige Wechsellagerung von Konglomerat und Mergelschiefer aus dem Göriachtal, die Fallrichtungen seien sehr uneinheitlich und die Lagebeziehung der Schichtglieder überhaupt, besonders im N und NW von Tamsweg, unklar. Zu den Konglomeraten weist er darauf hin, daß sie keine Kalkgerölle enthalten, also nicht von der Taurach und aus den Radstädter Tauern, sondern aus den Lungauer Quertälern kommen.

Nach dem Ersten Weltkrieg begann mit den zwanziger Jahren eine Zeit reger geologischer Forschungstätigkeit im Lungau.

Die petrographischen Arbeiten von HERITSCH (1924) und HERITSCH und SCHWINNER (1924) berühren das bearbeitete Gebiet nur randlich, jedoch enthält die erste Arbeit kurze, mikroskopische Charakteristiken altkristalliner Gesteine der Umgebung, unter anderen auch eines Äquivalents des „nicht diaphthoritischen Paragneises des Lasaberggebietes". In der zweiten Arbeit findet man eine Notiz über die Marmorzüge N Haiden und über die in der Talenge des Lessachtales zwischen Lessach und Wölting aufgeschlossenen Glimmerschiefer, die nach der Meinung der beiden Autoren Gesteine mit vorschreitender Metamorphose sind.

AIGNER (1925) erkannte auf Grund eingehender Geländestudien, daß die Konglomerate (Absätze aus fließenden Gewässern) stratigraphisch unter den Schiefertonen (Absätze aus stehenden Gewässern - Seen) liegen, mit Wechsellage-

rungen beider Schichtglieder dazwischen. Auch er weist auf intensive Störung der Schichten hin. Zu den Geröllen meint er, daß nicht nur die Gesteine der Radstädter Tauern fehlen, sondern auch die der unmittelbar W und N aufragenden Hohen und Niederen Tauern, daß sie keinesfalls einem Hochgebirge entstammen können und er vertritt die Meinung, daß die Fazies der Tertiärablagerungen überhaupt im Widerspruch zur Nähe des Hochgebirges stehe.

Auf Grund regionaler Vergleiche vertritt er zusammenfassend die Meinung, daß die Tertiärablagerungen des oberen Murgebietes am S-Rand der Niederen Tauern derselben Zeitepoche, und zwar der miozänen, angehören. In dieser Arbeit hat A. AIGNER, neben den Beschreibungen, alle wesentlichen und wichtigen Punkte zur Problematik des Tertiärs von Tamsweg erkannt, seine Beobachtungen und Erkenntnisse seien an dieser Stelle gebührend gewürdigt.

Erst 1926 veröffentlicht G. GEYER eine kleine Skizze des Braunkohlentertiärs des Lungau (der W-Teil gleicht dem 1893 erschienenen Kartenblatt St. Michael), und dazu schreibt er, daß die Tertiärablagerungen „einer von West nach Ost streichenden Mulde mit medianem Sekundärsattel" entsprechen. Weiters findet man Angaben über Schurftätigkeit bei Wölting und Sauerfeld und über den 106 m tiefen Schurfschacht bei St. Andrä, der das Tertiär bis zum Grundgebirge hinab durchteufte und damit einen eindeutigen Hinweis auf die Lagebeziehung von Konglomerat und Schieferton gibt.

R. SCHWINNER (1926) berichtet ebenfalls, zum Teil ergänzend, über bergbauliche Tätigkeiten; er betont die Unstetigkeit der Ablagerungen und meint, die Hoffnung auf bauwürdige Kohlenlager sei gering.

Schließlich gelang es A. WINKLER (1928), eine wichtige Beziehung zwischen dem Fehlen von Geröllen des Radstädter Mesozoikums und des Tauernfensters im Tertiärkonglomerat von Wagrain und der morphologischen Entwicklung der Tauern herzustellen; er meint, daß die östlichen Hohen Tauern zu jener Zeit noch unter einer Grauwacken- oder Altkristallindecke verborgen lagen, die heute gänzlich abgetragen ist. Altersmäßig stellt er die Süßwasserschichten der Mur-Mürzfurche in das Mittelmiozän (Helvetien).

1933 erschien erstmalig eine Florenliste aus dem Lungauer Tertiärbecken. E. HOFMANN bestimmte Arten folgender Gattungen: *Sequoia, Corylus, Salix, Laurus, Eucalyptus* und *Myrsine;* es handelt sich dabei um Arten, deren rezente Vertreter in subtropischen und mediterranen Klimaten wachsen. Zeitlich werden sie mit Miozän eingestuft.

PREY (1939) kannte bereits die abweichenden N-S Strukturen der altkristallinen Gesteine des Mitterberges; er schreibt: „... am Mitterberg deutlich erkennbar auch eine Zusammenschoppung in ostwestlicher Richtung."

In neuerer Zeit wird das Bild der geologischen Erforschung der östlichen Hohen Tauern besonders durch die zahlreichen Arbeiten CH. EXNERS geprägt. Auf Grund eigener Beobachtungen und zum Teil auch an die Arbeiten von WINKLER-HERMADEN anknüpfend, beschäftigt sich CH. EXNER in mehreren Abhandlungen mit der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern, als deren Ursache er (CH. EXNER, 1949 und 1951) eine gravimetrische Störungsmasse (Sial-Tiefenwulst) vertikal unter den Hohen Tauern annimmt, die gegenüber der Umgebung aus leich-

terem Material besteht und auf Grund isostatischer Ausgleichsbewegungen die Hohen Tauern bis in die heutige Zeit heben läßt. Die Verbindung zu dieser jungen Hebung der Tauern bilden wieder die Konglomerakomponenten des Tertiärs. CH. EXNER (1949) bestätigt auf Grund eigener Beobachtungen das Fehlen typischer Leitgesteine der Hohen Tauern im Konglomerat des Lungauer Tertiärs und schließt sich der Meinung A. WINKLERS (1928) an, daß die östlichen Hohen Tauern zu jener Zeit noch intrakrustal verborgen lagen, demzufolge sich die Hebung des Tauernkörpers an die Oberfläche erst in jüngerer Zeit vollzog. 1957 berichtet CH. EXNER über eine Kollektion von Sandsteinen und Schiefertonen mit Pflanzenresten von Tamsweg, die auf seinen Wunsch von E. HOFMANN bestimmt wurden. Die Fossilien bringen wieder die schon bekannten Hinweise auf das Klima, lassen jedoch keine nähere zeitliche Einstufung innerhalb des Miozäns zu.

1961 berichtet O. THIELE über geologische Aufnahmen im Bereich des Lasaberges, Schwarzenberges und Mitterberges, wobei besonderes Augenmerk auf Flächen- und Lineargefüge gelegt wurden. Die Hauptachsen beschreibt er als recht konstant NNE-SSW verlaufend, selten eine schwache Knitterung (110°) auf den s-Flächen, jüngere E-W-Achsen bemerkt er im Grenzbereich zwischen Granatglimmerschieferserie und Paragneisserie.

CH. EXNER (1968) erwähnt tektonisch steilgestellten, tertiären Letten mit Wellenfurchen in der Ziegelei Lintsching als Anzeichen für sehr junge tektonische Verstellungen im Lungaubecken. Durch den Vergleich der Präzisionsnivellements aus den Jahren 1906/09/10, 1949 und 1969/71 konnten E. SENFTL und CH. EXNER (1973) die Annahme, daß die Hebung der Tauern bis in die Gegenwart andauert, geodätisch bestätigen.

4. Begriffsfassungen in der sedimentologischen Beschreibung

Die Korngrößenangaben beruhen auf der Skala DIN 4022, entnommen einer Darstellung in H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970). Die Korngrößen wurden im Feld nach einer Tabelle zur groben visuellen Bestimmung der Korngrößen von E. KÖSTER (1964) und mit der Mikrolupe, bei der Ausarbeitung im Dünnschliff mit dem Meßokular bestimmt.

Die Begriffe „Konglomerat" und „Breccie" werden nach den allgemein gebräuchlichen Definitionen verwendet.

Der Begriff „Schieferton" wird für die Bezeichnung feinklastischer Sedimente mit Korngrößen kleiner als 0,063 mm, wobei Silt- und Tonanteil in unbekanntem Mischungsverhältnis stehen, und dünnplattigen Ablösungsflächen verwendet (nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1970). Die petrographische Bezeichnung der unter dem Mikroskop bearbeiteten Sedimente (vorwiegend Sandsteine und sandige Partien aus den Konglomeraten) wurde dem Benennungsschema für Sandsteine oben genannter Autoren entnommen, die Glimmerkomponente wurde zusätzlich in das Diagramm aufgenommen.

Zur Klassifizierung der Rundungsgrade der Gerölle wurde die von H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER empfohlene Einteilung in 5 Klassen (1. eckig, 2. kantengerundet, 3. mäßig gerundet, 4. gerundet, 5. gut gerundet) nach KRUM-

BEIN verwendet. Unter dem Mikroskop wurden die Rundungsgrade nach der 5teiligen Darstellung von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (angular-subangular-subrounded-rounded-well rounded) mit Schaubildern bestimmt, die einer Abbildung in G. MÜLLER (1964) entnommen wurden.

5. Das Ostalpine Altkristallin

Die Gesteine der kristallinen Beckenumrahmung wurden auf der Karte 1 : 25.000 in zwei Serien gegliedert. Die Granatglimmerschieferserie mit Einlagerungen von Marmoren und amphibolitischen Gesteinen baut den Mitterberg und den Südabfall der Schladminger Tauern zum Taurach- und Leißnitztal auf, während die südliche Beckenumrahmung (E Tamsweg) vorwiegend aus Paragneisen besteht. Diese Unterscheidung wurde aus der Literatur (G. GEYER, 1892, und O. THIELE, 1960 und 1961) übernommen und bestätigt sich in der vorliegenden Arbeit auf Grund der Analyse des Mineralbestandes und des unterschiedlichen Gefüges in den beiden Serien. Die Metamorphose der Gesteine liegt im Bereich der oberen Epizone und unteren Mesozone. Granat und Biotit zeigen fast durchwegs Anzeichen von Instabilität in Form von Umwandlung zu Chlorit. Die Plagioklase (Oligoklas) der Paragneisserie sind meist getrübt und entmischt.

5.1. Das Kristallin des Mitterberges

O. THIELE (1960 und 1961) beschreibt eine flach nach NNE einfallende Schichtfolge, welche er dem Stoffbestand nach der Granatglimmerschieferserie zuordnet, dazu aber einen geringeren Metamorphosegrad bemerkt. Er beschreibt Glimmerschiefer, übergehend in phyllitische Gesteine, mitunter ohne Granat und eingeschaltet feinkörnige, amphibolitische Gesteine, welche er als Prasinite anspricht und Marmore.

Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurde der Mitterberg von E bis zur Einsattelung bei der Kapelle 1358 kartiert. Der steilere, sonnseitige Abhang zum Murtal hin schließt die Granatglimmerschieferserie gut auf, Marmorlinsen und Züge von amphibolitischen Gesteinen kann man im Bereich des Frimlhofes und der neuen Zufahrtsstraße verfolgen; ein mehrere m mächtiges Marmorvorkommen ist im Steinbruch Neggerndorf erschlossen und im E, bei Mörtelsdorf steht wieder ein schmales Band von amphibolitischen Gesteinen an. Die N-Flanke des Mitterberges dagegen ist von mächtiger Moräne bedeckt und nur längs der neuen Fortswege finden sich, häufig verrutscht, die Granatglimmerschiefer.

Die Schichten fallen flach bis mittelsteil nach NW bis N bis NE, die Lineationen und Faltenachsen mit flachen bis mittelsteilen Werten nach N (vgl. S. PREY, 1939).

5.1.1. Glimmerschiefer, phyllonitische Schiefer und Quarzitschiefer

Durch Übergänge verbunden und daher kartenmäßig nicht abtrennbar, lassen sich bereits im Gelände Variationen im Quarzgehalt und an Korngröße und Gefüge der Glimmer erkennen. Nach mikroskopischer Bearbeitung des Probenmate-

rials zeigt sich, daß in allen Proben Granat (farblos bis hellrosa), zumeist mit retrograder Umbildung zu Chlorit, in wechselnden Prozentsätzen beide Glimmer, syn- bis postkinematisch gewachsener Chlorit und häufig junger Albit (Rundlinge mit Grundgewebseinschlüssen) vorhanden sind.

Die Hauptmasse des Anstehenden bildet der Granat-Albit-Chlorit-Zweiglimmerschiefer. Das mittelgraue, mittelkörnige Gestein zeigt unruhig welligflächige bis gefältete s-Flächen, welche von Hellglimmer und mm-großen Biotitschuppen bedeckt sind. Im Querbruch erkennt man zahlreiche, durchschnittlich 1 mm große Granate. Häufig sind lagen- und linsenförmige Quarzmobilisate.

U. d. M.: In dem gefältelten Glimmergewebe, gebildet aus feinschuppigem Muskowit, Biotit und Chlorit schwimmen xenomorphe Albitblasten mit verlegten und unverlegten Einschlußzügen von Grundgewebsbestandteilen und selten Einfachverzwillingung (Albitgesetz). Der Quarz zeigt schwache undulöse Auslöschung und mehr und weniger gelängte Gestalt, vorzugsweise ist er in Faltenscheiteln und im Druckschatten von Granat linsenförmig angereichert. Der Chlorit ist teilweise in die Durchbewegung einbezogen, teilweise greift er über das Gefüge hinweg. Die gelb-rotbraun pleochroistischen Biotitfasern und -leisten sind längs Rändern und Spaltrissen, tw. unter Ausscheidung von Quarz und opaker Substanz, chloritisiert. Der Granat ist häufig idiomorph begrenzt, zeigt Umbildung zu Chlorit und mitunter verlegte Einschlußzüge von opaker Substanz (postkristalline Rotation). Opake Substanz kommt im Grundgewebe und als Einschluß in Form von Staub und häufig in s gelängten Körnern vor. Akessorien sind Turmalin, Apatit, Zirkon, Epidot.

Abb. 2. Albitblasten mit unverlegtem Interngefüge von Grundgewebseinschlüssen in einem Granat-Albit-Chlorit-Zweiglimmerschiefer (Granatglimmerschieferserie). Vergrößerung ca. 300-fach.

An der N-Flanke des Mitterberges schaltet sich längs des Forstweges, der in einer Seehöhe von 1280 bis 1300 m verläuft, mittelsteil nach NE fallend, rotbraun verfärbter, phyllonitischer Granat-Chlorit-Zwei-

glimmerschiefer ein. Charakteristisch ist die ausgeprägte, straffe Fältelung der von Hellglimmerhäuten überzogenen s-Flächen; im Anschnitt erkennt man subdiomorph bis idiomorph begrenzten Granat mit Korngrößen bis 0,8 cm und schmale Quarzlagen in dem feinkörnigen Gestein.

U. d. M.: Auffallend sind die Granatporphyroblasten mit schwach wellig-flächigen Einschlußzügen von Quarz, im Gegensatz zur straffen Fältelung des dichten Parallelgefüges von feinschuppigem Hellglimmer, länglichen Biotitfasern und Chlorit, die sich durch Verbiegung und an spitzen Faltenscheiteln durch Zerbrechung der Glimmer ausdrückt. Es scheint, daß die Granate ein älteres Deformationsstadium konservieren, welches im Grundgewebe nachträglich durch junge Knitterung überprägt wurde. Der gelb bis grün, seltener rotbraun pleochroitische Biotit ist häufig chlorisiert. Albit fehlt.

Häufig gehen die Granatglimmerschiefer in quarzreiche Typen bis Quarzitschiefer von unterschiedlicher Mächtigkeit und lateraler Ausdehnung über. Der Granat-Chlorit-Zweiglimmer-Quarzitschiefer ist heller als die Granatglimmerschiefer, ist im cm-Bereich gut gebankt und im Querbruch erkennt man den Quarzreichtum des Gesteins, einerseits im Grundgewebe, andererseits in linsigen Mobilisaten.

U. d. M.: Das Gefüge wird durch einen rhythmischen Wechsel von feinkörnigen (bis 0,2 mm) und grobkörnigen (bis 0,8 mm) Quarzlagen geprägt, welches von schmalen Glimmer-Chlorit-Zügen und locker in s geregelten Glimmerleisten durchbrochen wird. Biotit und Granat zeigen Anzeichen von Instabilität. Albit tritt stark zurück oder fehlt überhaupt. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Turmalin.

Karbonat-, epidot- und klinozoisitführender Quarzitschiefer steht in Begleitung der Marmorlinse knapp oberhalb der 3. Serpentine an der Straße Unternberg-Frimlhof an.

U. d. M.: Das Grundgewebe wird von verschieden großen, in s gelängten polygonalen bis verzahnten und partienweise stark undulös auslöschenden Quarzkörnern und in s geregelten Biotit- und Muskowitleisten gebildet. Die glimmerreichen Lagen begleiten Körner von serizitisiertem Feldspat, selten mit polysynthetischer Verzwilligung, und subidiomorphe bis idiomorphe Körner von Titanit, Epidot und Klinozoist. Stark korrodierter Querbiotit und stengelige Formrelikte aus Serizitfilz, Klinozoisit, Epidot, Chlorit und Quarz (nach Hornblende?) kommen vor. In Lagen und Nestern ist tw. druckverzwillingtes Karbonat mit stark verzahnten Korngrenzen angesammelt. Der Granat zeigt Einschlüsse des Grundgewebes (Quarz, Turmalin, opake Substanz) und Umbildung zu Chlorit. Ferner kommen Apatit, Zirkon (auch als Einschluß im Biotit), Turmalin und opake Substanz vor.

5.1.2. Kalkmarmore

An der Forststraße von Unternberg über den Frimlhof zum Sattel bei der Kapelle 1358 trifft man kurz vor der 3. Serpentine auf einen etwa 3 m mächtigen, mit ca. 30° nach SW fallenden Marmor, den der Weg oberhalb der Serpentine nochmals schneidet. Es handelt sich um einen weißen, im Bereich von 5 cm bis 3 dm gut gebankten, ebenflächigen, mittelkörnigen Kalkmarmor. Eingelagert ist eine 30 cm mächtige Lage von karbonathältigem Quarzitschiefer und oberhalb der Serpentine erkennt man den unsteten, linsigen Charakter des Marmors durch mehrere Quarzit- und Glimmerschieferzwischenlagen deutlich. Geht man auf der Straße weiter, trifft man wieder auf schmale Lagen von weißem, fein- bis mittelkörnigem Kalkmarmor verzahnt mit Glimmerschiefern und

Amphiboliten, die auf der Karte zu zwei Linsen zusammengefaßt wurden. Der Aufbau der hangendsten Marmorlinse, circa 150 m WNW Frimlhof, erinnert an die Karbonatkomplexe am Zankwarner Berg (H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA, 1976) und der Lisabichl Schollenzone am Katschberg (H. P. SCHÖNLAUB, CH. EXNER & A. NOWOTNY, 1976), es fehlt jedoch der Eisendolomit.

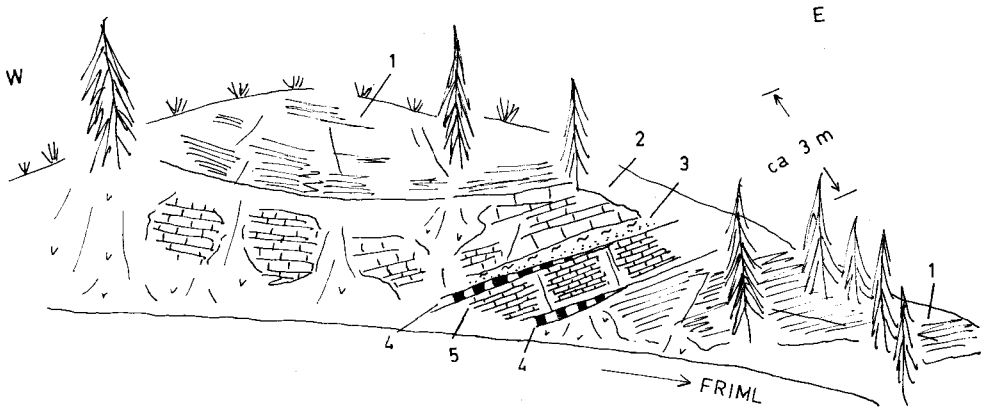


Abb. 3. Aufschlußskizze des Karbonatkomplexes an der Forststraße Unterberg-Pichl, ca. 150 m NW Frimlhof.
1 — Granatglimmerschiefer; 2 — Weißer, feinkörniger Kalkmarmor mit angedeuteter Bänderung; 3 — Quarzreicher Granatglimmerschiefer, hangend in phyllonitischen Glimmerschiefer übergehend; 4 — Graphitkalklinsen; 5 — Grauer, feinkörniger Bänderkalkmarmor.

Die bei einer gemeinsamen Exkursion aufgesammelten Proben enthalten nach frdl. mdl. Mitt. von Dr. H. P. SCHÖNLAUB keine bestimmbaren organischen Reste.

Die Analyse des Kohlenstoffgehaltes im Graphitkalk brachte folgendes Ergebnis:

CO_2-Gehalt	:	14,50 Gew.%
C_{gesamt}	:	6,22 Gew.%
C	:	2,27 Gew.% (nicht an Karbonat gebunden)

Das mächtigste Marmorvorkommen bildet der weiße, fein- bis mittelkörnige, gut gebankte Kalkmarmor, der NW Neggerndorf am Fuße des Mitterberges durch einen Steinbruch aufgeschlossen ist.

An der N-Flanke des Mitterberges konnte nur an dem Weg ca. 200 m SSE Passegger, nahe der Waldgrenze, ein Rollstück von Kalkmarmor gefunden werden.

5.1.3. Amphibolitische Gesteine

Meist in Begleitung des Marmors finden sich im Gebiet der Forststraße über den Mitterberg Lagen und Linsen von gut gebankten, fein- bis mittelkörnigen, plagioklasarmen (Granat-)Epidot-Amphiboliten.

U. d. M.: Im Dünnschliff erkennt man ein fast ebenflächig in s geregeltes Amphibol-Epidot-Quarzgewebe, welches von schmalen, quarzreichen Lagen durchzogen wird. Das Gestein enthält wenig Plagioklas (unter 10%), so daß man dem Mineralbestand nach auch dazu geneigt wäre, es Hornblendeschiefer zu nennen. Die nach den optischen Daten aktinolithische Hornblende zeigt

häufig poikilitische Verdrängungsbilder und randliche Verdrängung durch Chlorit. Epidot und Klinozoisit bilden gerundete und längliche Körner und Säulen. Der Biotit zeigt randliche Umbildung zu Chlorit und Korrosion. Ferner kommen Granat, in wechselnder Häufigkeit, Apatit und opake Substanz vor.

Auf der Karte wurden die Amphibolite gegenüber dem umgebenden Granatglimmerschiefer überzeichnet dargestellt: es finden sich immer Einschaltungen und Übergänge zu den Glimmerschiefern.

Die Epidot-Zweiglimmer-Hornblende(garben)schiefer bei Mörtelsdorf am E-Abhang des Mitterberges zeigen, bedingt durch das Hinzutreten von Hellglimmer und Chlorit, ein schiefriges Gefüge und in einzelnen, besonders glimmerreichen Lagen bilden die Hornblenden an den s-Flächen cm-große Leisten und strahlenförmige Garben.

U. d. M.: Ein ausgeprägtes Parallelgefüge und ein Lagenbau von quarzreichen Lagen (mit Epidot, Muskowit und Plagioklas), epidot-hellglimmerreichen Lagen (mit Chlorit und Quarz) und dicken, amphibolreichen Lagen (aktinolithische Hornblende). Wieder ist der Gehalt an Plagioklas gering.

5.2. Das Kristallin N der Flüsse Taurach und Leißnitz

Wie am Mitterberg bilden die Granatglimmerschiefer in ihren verschiedenen Variationen und Übergängen am Südabhang der Schladminger Tauern den dominierenden Gesteinsbestand. Eingelagert sind Linsen und Züge von Kalkmarmor (Haiden und NE Zechner). Amphibolreiche Gesteine fehlen, doch treten stark titanit-, epidot- und klinozoisitführende Schiefer in Haiden als Begleitgestein des Kalkmarmors und ein ebenfalls an oben genannten Mineralen reicher Quarzit innerhalb der Granatglimmerschiefer im Zechnergraben auf, die einen Hinweis auf vulkanische Einstreuung darstellen könnten.

Abb. 4. Granat mit s-förmig gekrümmtem, verlegtem Interngefüge von Quarz und opaken Mineralen aus der Granatglimmerschieferserie. Vergrößerung ca. 120fach.

Die Lineationen und Faltenachsen fallen meist mit flachem Abtauchen in den NE-Quadranten.

5.2.1. Glimmerschiefer und phyllonitische Schiefer

Im W, im Göriach- und Lessachtal, herrschen feinkörnige, straff feingefältelte, mehr oder weniger quarzreiche phyllonitische Granat-Albit-Zweiglimmerschiefer vor. Gegen E bemerkt man eine deutliche Zunahme der Korngröße der Glimmer und des Granates, der E Sauerfeld nicht selten über 1 cm groß wird, das hier vorherrschende Gestein entspricht dem Granat-Albit-Chlorit-Zweiglimmerschiefer des Mitterberges.

Unter den feinkörnigen Schiefern des W treten mehrmals chloritoidführende Partien auf (vgl. G. Zezula, 1976). Der chloritoidführende phyllonitische Granat-Zweiglimmerschiefer an der linken Talflanke des Lessachtales zeigt im Querbruch mit freiem Auge erkennbaren Chlorioid.

U. d. M.: In dem gefälteten Parallelgefüge aus Hellglimmer, Biotit und Chlorit schwimmen sehr auffällig, grobe, oft quergesproßte, randlich korrodierte Biotitporphyroblasten, subidiomorphe Granate und in s geregelte, idiomorphe Chloritoide, die stellenweise poikilitische Verwachsung mit Quarz und Hellglimmer zeigen. Der Biotit ist tw. chloritisiert. Der Quarz bildet klare Einzelkörner mit schwacher undulöser Auslöschung im Glimmergewebe, Anreicherungen im tektonischen Schatten von Granat. Ferner: opake Substanz und Turmalin.

5.2.2. Epidot- und titanitführende Paragesteine

Epidot- und titanitführender Granat-Biotitporphyroblastenschiefer

U. d. M.: Grobe, richtungslose Biotitporphyroblasten durchbrechen ein teils welligflächiges, teils filziges Grundgewebe aus Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Plagioklas, der meist serizitisiert ist. Der Biotit ist häufig quergesproßt und zeigt deutliche Anzeichen von Deformation, Korrosion und Entmischung, stellenweise sind die rotbraunen, pleochroitischen Scheiter gebleicht. Wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Biotit sind die Ansammlungen von Erzflocken mit zwischenlagerndem Serizit (Bauerit). Der Quarz bildet klare polygonale Körner mit undulöser Auslöschung und ist in Linsen und Lagen grobkörnig rekristallisiert. Im Grundgewebe liegen zahlreiche, teils orientierte Nadeln und Körner von Epidot, Klinozoisit, Titanit und kataklastischer Granat. Klüfte, Spaltrisse und Intergranularräume sind von sekundärem Karbonat erfüllt. Ferner: Turmalin, Apatit.

Epidot- und titanitführender Zweiglimmer-Quarzit

Das helle Gestein zeigt unstetes, welligflächiges s, das von Biotitschuppen und Muskowit bedeckt ist, im Querbruch erkennt man zahlreiche Hohlräume und Pyritkristalle. Das Gestein ist im cm-Bereich gut gebankt.

U. d. M.: Ein Granulat von mehr oder weniger gleichkörnigen, polygonalen Quarzkörnern und untergeordnet Plagioklas (Albit) bildet das Grundgewebe, welches von einzelnen Muskowitleisten und groben Biotitscheitern, die manchmal zu schmalen, welligflächigen Zügen oder zu dickeren Paketen zusammengefaßt sind, durchzogen ist. Daneben kommen Epidot, Klinozoist, Titanit (bisweilen idiomorph) und Zirkon in auffallender Menge im Grundgewebe vor. Granat und Chlorit fehlen. Ferner: Apatit und Pyrit.

Abb. 5. Idiomorpher Titanit aus dem Zweiglimmerquarzit (Granatglimmerschieferserie). Vergrößerung ca. 750fach.

5.2.3. Kalkmarmore

Zwei mächtige, weithin sichtbare Karbonatzüge beißen in Haiden quer zum Preberbachtal in WSW-ENE verlaufenden Linsen aus. Die mittelsteil nach E bzw. nach NW fallenden Schichten sind durch etwa N-S verlaufende B-Achsen gefaltet. Der Aufbau ist inhomogen und besteht aus einem Wechsel von geschichteten, gebankten und massigen, weißen und hellbeige gefleckten, mittel bis grobkristallinen Kalkmarmoren mit schwacher Verunreinigung durch Hellglimmer und Quarz und feinkörnigem graubraunem, wie nicht metamorph aussehendem Marmor. Als Begleitgesteine treten mehr oder weniger quarzreiche, titanit- und epidotführende Glimmerschiefer (siehe oben) auf.

Ein weiteres Kalkmarmorvorkommen ist an der Überlingstraße, etwa 700 m NE Zechner durch einen kleinen Steinbruch gut aufgeschlossen. Das feinkörnige, dichte, graubraune Gestein ist im cm- bis dm-Bereich gut gebankt und fällt steil gegen W ein. Die Verunreinigung durch Quarz und Hellglimmer ist gering.

5.3. Das Kristallin S des Flusses Leißnitz

Im Gegensatz zu dem W und N des Tertiärbeckens anstehenden Kristallin tritt hier der schiefrige Charakter des Gesteins stark zurück. In dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet am N-Abhang des Lasaberges stehen vor allem gut gebankte, quarzreiche Biotit-(Zweiglimmer-)Paragneise an. Der wechselnde Gehalt an Glimmer, Feldspat und Quarz erzeugt fließende Übergänge zu Glimmerschiefern, Augengneisen und Quarziten. Auf der Karte wurden die Gesteine als Folge ausgeschieden. Die Lineationen, ident mit den Hauptfaltenachsen zeigen

ein einheitliches Bild W-E streichender und meist flach gegen E abtauchender Werte.

Charakteristisch für die Paragneise ist der hohe Gehalt an Quarz im Grundgewebe sowie die Ausbildung beider Glimmer, wobei der Biotit makroskopisch auf Grund der gröberen Korngröße dominiert, und Chlorit; Granat, bis 2 mm groß, ist meist vorhanden, er zeigt häufig kataklastische Beanspruchung und beginnende Umwandlung zu Chlorit, vollkommen fehlen Granate mit Korngrößen von 1 cm und mehr, wie sie in der Granatglimmerschieferserie N der Leißnitz häufig beobachtet werden. Daneben prägt meist polysynthetisch verzwillingter, xenomorpher Oligoklas (An-Gehalt: 17 bis 25%) mit Grundgewebseinschlüssen, Entmischungsfülle und fallweise randlichen Verdrängungserscheinungen, der offensichtlich anderen Bildungsbedingungen als der junge Albit der Gesteine der Granatglimmerschieferserie entspricht, das mikroskopische Bild. Biotit und Granat zeigen Anzeichen von Instabilität.

Den Typ der Normalzusammensetzung bildet der (quarzreiche) Granat-(Chlorit-)Zweiglimmer-Plagioklas-Paragneis. Die Gesteine sind grau oder sekundär graubraun verfärbt, dicht und im cm- bis dm-Bereich gut gebankt. Die s-Flächen sind eben bis flachwellig und von zahlreichen Biotitschuppen bedeckt, in glimmerreichen Partien zeigt sich eine feine Runzelung.

U. d. M.: Das partienweise granulierte Quarz-Oligoklasgrundgewebe wird von locker in s geregelten Glimmerfasern, zuweilen schmalen Zügen, durchbrochen. Die Oligoklase sind xenomorph, meist polysynthetisch verzwillingt (Albit- und Periklingesetz), wobei die Lamellen meist grob und unregelmäßig im Korn verteilt sind. Häufig sind Grundgewebseinschlüsse (Quarz, Granat, Biotit, Rutil, opake Substanz) und randliche, oft orientierte staubförmige Trübe und daneben

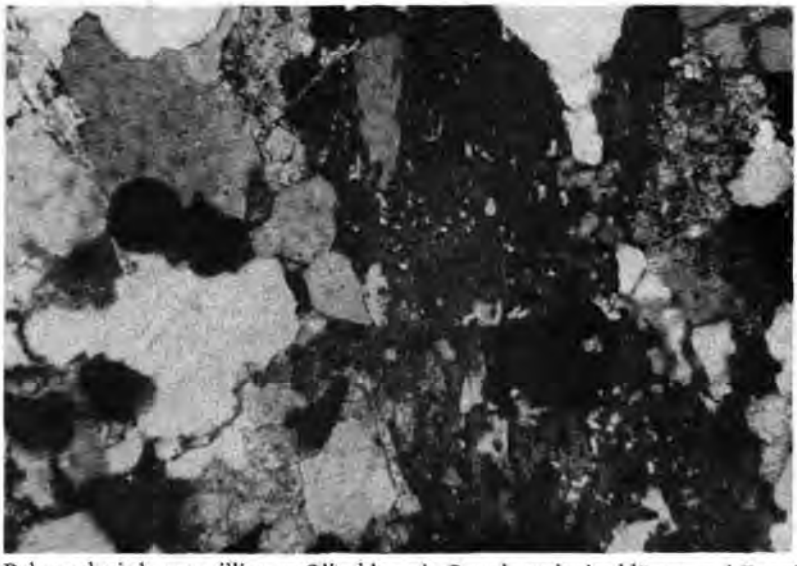


Abb. 6. Polysynthetisch verzwillingter Oligoklas mit Grundgewebseinschlüssen und Entmischungsfülle aus einem Granat-Zweiglimmer-Plagioklas-Paragneis (Paragneisserie). Vergrößerung ca. 300fach. X Nicols.

auch rekristallierste Mikrolithe (vorwiegend Hellglimmer); Verbiegung der Zwillingslamellen zeigt postkristalline Deformation an und stellenweise sind randliche Verdrängungserscheinungen zu beobachten. Der Biotit bildet häufig korrodierte und randlich chloritisierte Fasern und Leisten mit rotbraunem Pleochroismus, Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischem Hof kommen nicht selten vor. Chlorit ist meist vorhanden, er ist tw. in die Deformation einbezogen; häufig trägt er Grundgewebseinschlüsse und greift in groben Rosetten über das Gefüge hinweg. Der Granat ist meist kataklastisch zerlegt und nur selten idiomorph erhalten (als Einschluß im Plagioklas), er zeigt Umbildung zu Chlorit und poikilitische Verwachsung mit Quarz, Biotit und opaker Substanz. Akzessorien sind Zirkon, Rutil, Apatit, Epidot.

In wegen der schlechten Aufgeschlossenheit nicht weiter verfolgbaren Gesteinspartien bildet der Oligoklas bis 0,7 mm große, im Querbruch deutlich makroskopisch erkennbare Augen, die das Glimmergewebe auseinander drängen. Im übrigen ist der Mineralbestand der gleiche (Granat-Zweiglimmer-Plagioklasaugen-Paragneis).

In glimmerreichen Paragneisen kommen auch Übergänge zu schiefrigen Typen, Granat-Chlorit-Plagioklas-Zweiglimmerschiefern, vor.

In dem verbundenen, welligflächigen Glimmergewebe schwimmt postkristallin bewegter und manchmal fast vollkommen chloritisierter Granat und entmischter, polysynthetisch verzwillingter Oligoklas (An-Gehalt: 20 bis 25%) mit Grundgewebseinschlüssen, wie er für die Gesteine der Paragneisserie charakteristisch ist. Der Quarz bildet neben im Grundgewebe verstreuten Einzelkörnern schmale Linsen und Lagen. Ferner kommen vor: Chlorit, Rutil, Zirkon, Turmalin (bis 1 mm groß), Apatit und opake Substanz.

6. Das Jungtertiär

6.1. Fazies und Stratigraphie

Die Sedimentfüllung des Jungtertiärbeckens von Tamsweg besteht im wesentlichen aus klastischen Sedimenten fluviatiler und lakustrer Genese. Die Sedimente konnten in folgende fazielle Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden ein stratigraphisches Idealprofil bilden, gegliedert werden:

L Basisbreccie
Randbildungen
Grundkonglomerat
Wechsellagerungen von Konglomeraten mit Schiefertonen und Sandsteinen

H Schieferton und Sandstein

Die Sedimentation begann mit lokalen, durch die Einmuldung des Beckens bedingten Bildungen von Hang- und Verwitterungsschutt (Basis- und Randbreccien). Daraus entwickelten sich bei fortschreitender Absenkung des Beckens mächtige, jedenfalls durch fließende Gewässer mit gewisser Transportkraft beförderte Schotter (Grundkonglomerat). Darauf folgte eine Periode unruhiger Sedimentation, die einen mehrmaligen Wechsel der Strömungs- und Transportkraft anzeigt (wechselnde Sedimentation von Schottern, Sanden und feinklastischem Material), bedingt durch wechselnd starke Absenkungstendenz des Bekkens (Wechsellagerungen). Im größten Teil der Verbreitung werden die Sedimente der Wechsellagerungen als Absätze fluviatiler Genese gedeutet. Daß es bereits zu kleinen, lokalen See- und Moorbildungen kam, deuten Kohlevorkom-

men an. Schließlich folgte eine Zeit abgeschwächter Absenkung und ruhiger Sedimentation feinen Materials (Sande und sandiges Silt-Ton-Material) in einem Seenbecken (Schieferton und Sandstein), wobei es lokal wiederum zu Kohlebildung kam. Rein tonige Sedimentation als Abschluß der klastischen Folge fehlt, wofür nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970) ein relativ kurzer Transportweg zum Sedimentationsbecken und/oder ständige schwache Strömungen im Becken verantwortlich sein können. Inwieweit sich die einzelnen Schichtglieder verzahnen, das heißt zeitgleich abgelagert worden sind, läßt sich auf Grund des Fehlens von Leithorizonten und des Fehlens von repräsentativen Bohrungen aus der feldgeologischen Kartierung allein nicht erkennen. Die Reliefunterschiede des Beckens zum Liefergebiet und die absolute Höhe waren im Jungtertiär sicher wesentlich geringer als man sie heute im Lungau erkennen kann (siehe dazu Kapitel 6.2.).

6.1.1. Die Basis

Betreffend eines Basishorizontes gibt es in der Literatur nur einen Hinweis von G. GEYER (1926); er berichtet über basale Rotfärbung des Grundkonglomerates, welches bei der Abteufung des Schurfschachtes E St. Andrä bis an das Grundgebirge durchfahren wurde.

Die Grenze Altkristallin—Tertiär mit Ausbildung eines basalen Brecciehorizontes ist an der E-Flanke des unteren Preberbachtales N Sauerfeld gut aufgeschlossen.

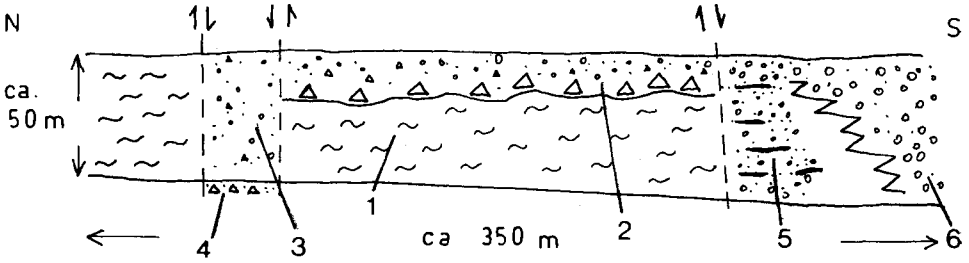


Abb. 7. Schematische Darstellung des Grenzbereiches Altkristallin-Jungtertiär mit Ausbildung einer Basisbreccie im unteren Preberbachtal.
1 — Granatglimmerschiefer; 2 — Basisbreccie; 3 — Feinkörniges Konglomerat mit brecciösen Komponenten; 4 — Marmorbreccie; 5 — Konglomerat mit Verlandungshorizonten; 6 — Grundkonglomerat.

Die Basisbreccie ist durch lokale Aufarbeitung, Verwitterung und Hangschuttbildung des Altkristallins bei beginnender Einsenkung des Beckens entstanden. Die Grenze ist reliefiert und nur bei genauer Untersuchung festzustellen, denn es besteht ein Übergang von frischem Kristallin zu immer mehr verwittertem Kristallin bis zu aufgearbeitetem Material. Die rotbraune Färbung weist auf den Einfluß eines gegenüber dem heutigen wärmeren Klimas hin.

Das Dünnschliffbild einer feinbrecciösen Partie (Komponenten bis 8 mm) zeigt ein dichtes Gemenge von eckigen Gesteins- und Mineralbruchstücken, eingepackt in wenig Matrix von feinschuppigen Phyllosilikaten. Verstärkter Einfluß der chemischen Verwitterung ist durch eine starke Zersetzung der Komponenten und die Ausscheidung von Fe-Hydroxiden, gemengten Gelen und Karbonaten an Spaltrissen, Korngrenzen und Zwickeln charakterisiert.

Komponenten: Quarz (meist undulös), Gesteinsbruchstücke (entsprechend dem Gesteinsbestand des unterlagernden Kristallin; Glimmerpakete sind häufig), Hellglimmer, Biotit (grünbraun pleochrotisch und tw. stark gebleicht und zersetzt), Plagioklas, Granat, Apatit, Turmalin, Zirkon, Epidot.

Weitere kleine Aufschlüsse der Basisbreccie ähnlicher Ausbildung wurden W Atzmannsdorf beim Reservoir und S Sauerfeld in dem kleinen Graben zwischen Planer- und Ötschgraben gefunden. Stark brecciös Konglomerat ist am rechten Lessachufer im Ortsgebiet von Wölting, also im Beckeninneren, in einer Seehöhe von 1030 m angerissen. Die eckigen bis kantengerundeten Komponenten erreichen hier Größen bis 0,5 m, nach unten zu mit allen Übergängen zur Sandfraktion.

Diese Breccienbildung wird als Hinweis auf die einige 10er Meter über den Beckenuntergrund herausragende Kristallinschwelle zwischen St. Andrä und Wölting gedeutet (vgl. Kapitel 6.4.). Vom Verfasser selbst konnte an dem mit sandigen, quartären Sedimenten bedeckten Rücken kein anstehendes Kristallin gefunden werden, jedoch hat S. Prey nach frdl. mdl. Mitt. auf seiner im Jahre 1938 erstellten Manuskriptkarte altkristalline Granatglimmerschiefer an dem Terrassenabfall E St. Andrä verzeichnet.

Da bei der Einsenkung des Beckens mit einem Relief gerechnet werden muß, ist es erklärbar, daß die Verwitterungs- und Schuttbildungen an manchen Stellen

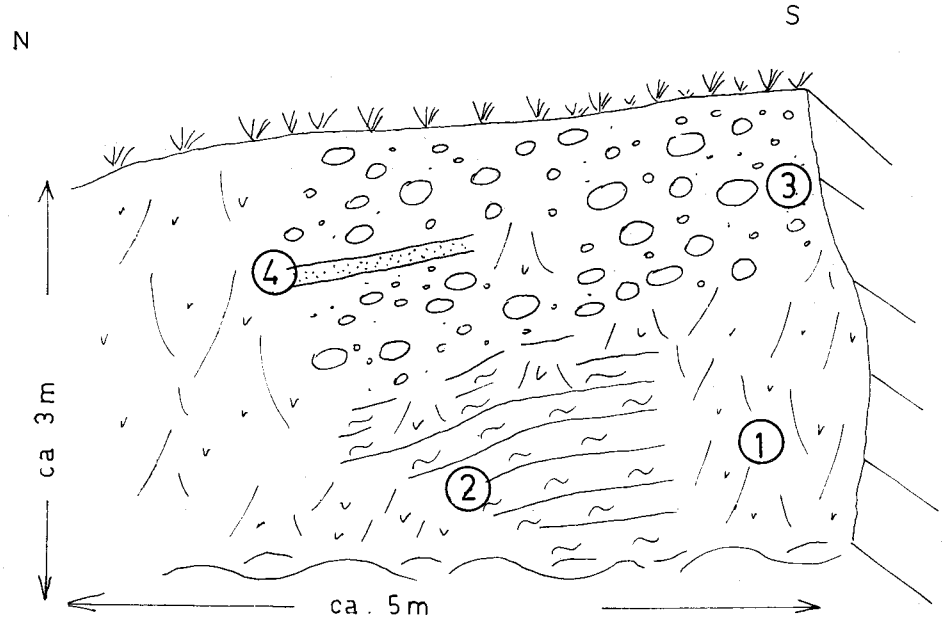


Abb. 8. Transgression des Jungtertiärs auf Altkristallin bei der Wildbachverbauung N Franzlbauer.

1 — Schutt; 2 — Unverwitterter Paragneis; 3 — Grundkonglomerat; 4 — Sandsteinlinse.

abgetragen und weggewaschen wurden und das Konglomerat erst bei verstärkter Sedimentation angelagert werden konnte. So ist durch die Wildbachverbauung N Franzlbauer (Gebiet Sauerfeld) tertiäres Grundkonglomerat einer wahrscheinlich etwas höheren Position in direktem Kontakt zu frischem, unverwittertem Altkristallin aufgeschlossen.

6.1.2. Randbildungen innerhalb des Grundkonglomerates

6.1.2.1. Schuttfächer

Obwohl die Grenze Altkristallin—Tertiär im Lignitztal (nahe Brücke 1245) nicht direkt aufgeschlossen ist, weisen mehrere Breccienhorizonte, die hier in das am orographisch linken Ufer gut aufgeschlossene Grundkonglomerat eingeschaltet sind, auf eine randnahe Bildung hin. Sie werden als Schuttfächer der sich aufwölbenden Kristallinflanken gedeutet.

Eine gut verfestigte, tertiäre Breccie mit Komponenten bis zu 3 dm Größe ist im Graben beim Plaschützer in einer Seehöhe von 1350 m aufgeschlossen; wahrscheinlich ebenfalls ein Anzeichen für randnahe Bildung.

6.1.2.2. Marmorbreccie

Eine Breccie mit besonderer qualitativer Zusammensetzung ist in der „Grabenstruktur" an der Grenze zum Kristallin im Preberbachtal aufgeschlossen: im Liegenden der normalen, konglomeratischen Ausbildung ist im Bachbett eine etwa 3 bis 4 m mächtige Marmorbreccie mit nur untergeordneten Komponenten von Glimmerschiefer und Quarz angerissen. Die Karbonatkomponenten bildet weißer bis schwach pigmentierter und hellbrauner, fein- bis mittelkörniger Kalkmarmor, sie sind eckig bis kantengerundet und variieren stark in der Korngröße (maximal bis $^3/_4$ m).

Da das Material es zuläßt, erscheint es naheliegend, dieses von den etwa 1,8 km NW gelegenen Marmorzügen in Haiden zu beziehen. Auf Grund der ungewöhnlichen, oligomikten Zusammensetzung sowie der schlechten Rundung und Sortierung wird für die Entstehung dieses Horizontes ein zeitlich eingeengtes, lokales Ereignis und ein vehementeres Agens verantwortlich gemacht, etwa eine durch verstärkten Niederschlag und eine Bodenunruhe in Zusammenhang mit der Einsenkung des Beckens bedingte Murenschüttung.

6.1.2.3. Verlandungshorizonte

Im unteren Preberbachtal sind an der linken Talflanke, etwa 250 m N des letzten Hauses von Sauerfeld mehrere Horizonte aus dunkelgraubraunem sandigschluffigem Material mit pflanzlichen Strukturen, Abdrücken und inkohlten Pflanzenresten in das Grundkonglomerat eingeschaltet. Der Bereich dieser Einschaltungen ist etwa 5 m mächtig und brecciös entwickelt. Die einzelnen Horizonte zeigen in sich wechselnde Mächtigkeit, keilen aus oder gehen in einander über. Auffallend sind inkohlte Späne, die in den Untergrund hineinragen.

Die röntgenographische Analyse einer Probe zeigt an den Diagrammen des Texturpräparates der Fraktion $< 2\,\mu$ deutliche Reflexe von Kaolinit, Illit, tonerdereichen Glimmern und undeutliche Reflexe zwischen 12 und 14 Å, die sich nicht weiter auswerten lassen; Reflexe von Quarz und Feldspat sind nicht ausgebildet; nach grober Schätzung überwiegt der Kaolinit gegenüber dem Illit deutlich. Die Gesamtanalyse zeigt Reflexe von Glimmer, Kaolinit, Quarz und Feldspat;

das Verhältnis Glimmer : Kaolinit ist nach grober Schätzung etwa 9 : 1. Das Vorherrschen des Kaolinit in der Feinfraktion ist charakteristisch für Verwitterung und Bodenbildung vor allem in saurem, kohligen Milieu.

Gegen das Hangende nimmt die Mächtigkeit der Horizonte ab, bis sie überhaupt fehlen, auch lateral nach S lassen sie sich kaum 50 m verfolgen.

Auf Grund der petrographischen und strukturellen Merkmale werden diese Horizonte als Verlandungsbereiche mit beginnender Bodenbildung und in situ Vegetation (Wurzeln!) gedeutet.

Ähnliche, jedoch mehr sandig verunreinigte kohlig-humose Einschaltungen in das Grundkonglomerat sind bei Mehlhartlau, etwa 250 m S Campingplatz am rechten Taurachufer aufgeschlossen.

6.1.3. Grundkonglomerat

Das Grundkonglomerat ist im allgemeinen gut verfestigt, neigt zu Wandbildungen und zeigt eine durch Fe-Hydroxide hervorgerufene rotbraune Farbe der Matrix und an Rinden um die Geröllkomponenten; Verwitterung und sekundäre Lösung des Bindemittels vorwiegend in Bachbettaufschlüssen können dem Konglomerat auch ein schotteriges Aussehen und/oder graue Farbe verleihen; solche tertiäre Schotter sind unter anderem am rechten Taurachufer, etwa 250 m SE Brücke 1044 aufgeschlossen (vgl. dazu A. AIGNER, 1925).

Die Komponenten sind im Durchschnitt bis 1,5 dm, maximal bis 3 dm groß und von hier sind alle Übergänge bis zur Feinkies- und Sandfraktion vorhanden. Die Gestalt ist je nach Material kugelig bis eiförmig (Quarz, Gneise) oder plattig (Glimmerschiefer). Nach der 5teiligen Skala von KRUMBEIN ist die Rundung im allgemeinen als mäßig gerundet bis gerundet zu bezeichnen.

Die Matrix (Fraktionen < 2 mm) besteht aus einem dichten Gemenge von Gesteins- und Mineralbruchstücken verschiedenen Rundungsgrades der Sandfraktion, die längs Korngrenzen und in Intergranularräumen häufig durch eisenschüssiges Bindemittel verkittet sind, und wenig Material $< 2\ \mu$.

U. d. M. erkennt man folgende Komponenten: Quarz (meist undulös), Gesteinsbruchstücke (Quarzpflaster, Quarz-Glimmergewebe, Granat-Glimmergewebe, Albit-Quarz-Glimmergewebe), Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Plagioklas, Granat, Epidot, Zirkon, Turmalin, Apatit, Rutil und opake Minerale. Der Rundungsgrad ist subangular bis subrounded.

Im Schwermineralspektrum der Fraktion 0,4 bis 0,063 dominiert der Granat mit 94%, daneben kommen Rutil, Apatit, Turmalin, Zirkon, Epidot und Staurolith in Mengen bis 2% vor. Das Verhältnis der opaken zu den durchsichtigen Mineralen ist 1 : 3.

Das in der Literatur vielfach erwähnte, zur Unterscheidung des Tertiärkonglomerates gegenüber quartären Bildungen charakteristische Merkmal stellt die qualitative Zusammensetzung des Geröllspektrums dar, „das Fehlen charakteristischer Leitgesteine der Hohen Tauern", wie es CH. EXNER (1949) formulierte. Zur näheren Beschreibung des Geröllinventars siehe Kapitel 6.3.

In größeren Aufschlüssen des Grundkonglomerates findet man fast überall Einschaltungen von Feinkonglomerat- und, mitunter schräggeschichteten, Sandsteinlagen und -linsen, die den fluviatilen Charakter des Grundkonglomerates manifestieren. Grobblockhorizonte mit Komponenten bis 1,5 und 2 m Größe sind im Lignitztal, an der linken Talflanke des

Göriachtales NNW Peterbauer, im Bernbachgraben und im Beckeninneren am rechten Taurachufer SE St. Andrä und in einem kleinen Seitental zum unteren Göriachtal aufgeschlossen. Es gelang jedoch nicht, Leithorizonte innerhalb des Grundkonglomerates zur Verbindung der einzelnen Profile zu finden; die Gründe dafür mögen in der Kleinräumigkeit des Beckens, im vorhandenen Untergrundrelief, in der jungen Tektonik und in den Aufschlußverhältnissen liegen.

Häufig sind kleine, unregelmäßige Schwitzen und Nester von Kohle im Grundkonglomerat: in die fluviatile Schüttung eingeschwemmtes pflanzliches Material (entwurzelte Baumstämme, Äste oder ähnliches), das unter Luftabschluß im Laufe der Zeit und unter Wachsen der Überlagerung inkohlte. Selten und meist schlecht erhalten sind Pflanzenabdrücke, tw. mit Kohlefilm, in sandreichen Partien.

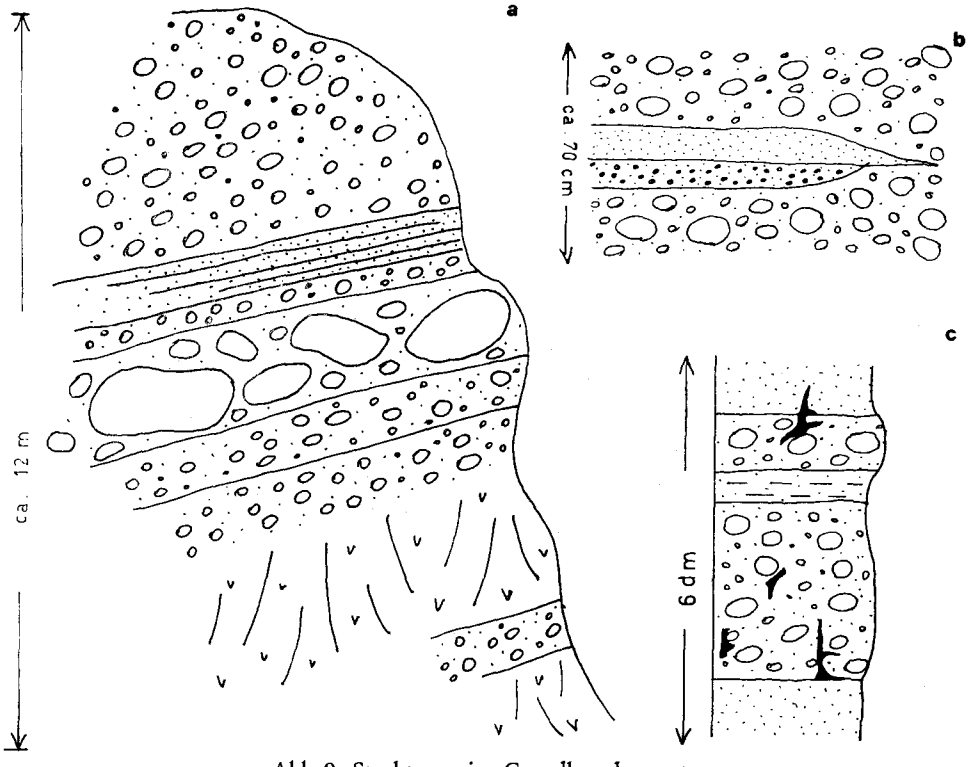


Abb. 9. Strukturen im Grundkonglomerat.
a) Grobblockhorizont mit Komponenten bis zu 2 m Größe, b) Sandstein- und Kieslinsen, c) Kohleschmitzen und -nester.

Das Grundkonglomerat mit den Randbildungen bildet in der heutigen Ausdehnung des Tertiärbeckens einen mehr oder weniger breiten Randsaum gegen das umgebende Kristallin, nur in Haiden und im oberen Preberbachtal bilden die Wechsellagerungen, durch eine Störung versetzt, die Grenze gegen das Kristallin. Im Beckeninneren ist das Konglomerat in der Senke Tamsweg—Wölting—

Lessachtal und am rechten Taurachufer W und S der Haltestelle St. Andrä-Wölting der Murtalbahn und in dem kleinen Seitental an der rechten Talflanke des unteren Göriachtales (NW St. Andrä) aufgeschlossen.

6.1.4. Wechsellagerungen

Dieses bis mehrere 10er Meter mächtige, im Gelände vom Grundkonglomerat und von den hangenden Schiefertonen und Sandsteinen abtrennbare Serie ist durch einen wiederholten Wechsel von Konglomeratbänken und Sandstein und/oder Schiefertonbänken im dm- bis m-Bereich gekennzeichnet. Der Charakter der Serie ist im wesentlichen fluviatil, nur die Kohlebildungen (siehe Kapitel 6.7.) zeugen von lokalen Verlandungsbereichen.

Die Mächtigkeit und Ausbildung der Wechsellagerungen ist abhängig von der jeweiligen paläogeographischen Position im Becken; die laterale und vertikale Verzahnung mit den lakustren Sedimenten ist besonders im unteren Göriachtal deutlich, wo die Schiefertone mittelsteil nach NW unter die Wechsellagerungen einfallen.

Gute Aufschlüsse finden sich S der Leißnitz bei Sauerfeld, in mehreren kleinen Gräben an der N-Flanke des Leißnitztales, an beiden Talseiten des unteren Göriachtales und am S-Abfall von In der Halt nahe Lintsching.

Im Profil des Schurfschachtes St. Andrä sind die Wechsellagerungen nach den Angaben der Literatur nicht ausgebildet. Den Übergang vom Konglomerat zur feinklastischen Sedimentation bilden hier blaugraue Sandsteine mit dem Kohleflöz in bituminösen Schifern. Diese Einheit könnte als geringmächtiges Äquivalent in lokal abweichender Fazies der Wechsellagerungen angesehen werden. An der N-Seite des Beckens lassen sich die Wechsellagerungen am ehesten in stark reduzierter Form im abgesenkten Teil des Grabenbruches im Göriachtal (siehe Kapitel 6.4) wiedererkennen, einen Hinweis auf die Ausbildung der Wechsellagerungen in Haiden gibt das gegenüber dem Grundkonglomerat feinkörnigere Konglomerat mit gerundeten bis gut gerundeten Komponenten bis 5 cm Größe zwischen Ofner und Viehberger. An der NW-SE verlaufenden Flußstrecke des Preberbaches verdeckt das Quartär die Zusammenhänge, aus den Lesesteinen und subanstehenden Sandsteinen und Schiefertonen an der SW-Flanke ist keine exakte Aussage zu treffen, ob hier die Wechsellagerungen oder die Schiefertone und Sandsteine der Ruhigwasserfazies anstehen. Auf Grund der Morphologie erscheint es jedoch wahrscheinlich, daß die Wechsellagerungen vom Leißnitztal hierher streichen.

Die heute vom Hauptvorkommen isolierte Tertiärmulde beim Plaschützer (NE Atzmannsdorf) wird zum Großteil von der Serie der Wechsellagerungen aufgebaut.

Die Konglomerate der Wechsellagerungen sind dem Grundkonglomerat sehr ähnlich, doch sind die Komponenten häufig etwas feinkörniger, besser gerundet und der Gehalt an sandiger Matrix ist gegenüber dem Grundkonglomerat größer. Häufig sind Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzen.

Die Sandsteinbänke sind grau, graubraun und rotbraun, meist gut gebankt und häufig reich an Pflanzenhäcksel, gut erhaltene Abdrücke sind seltener.

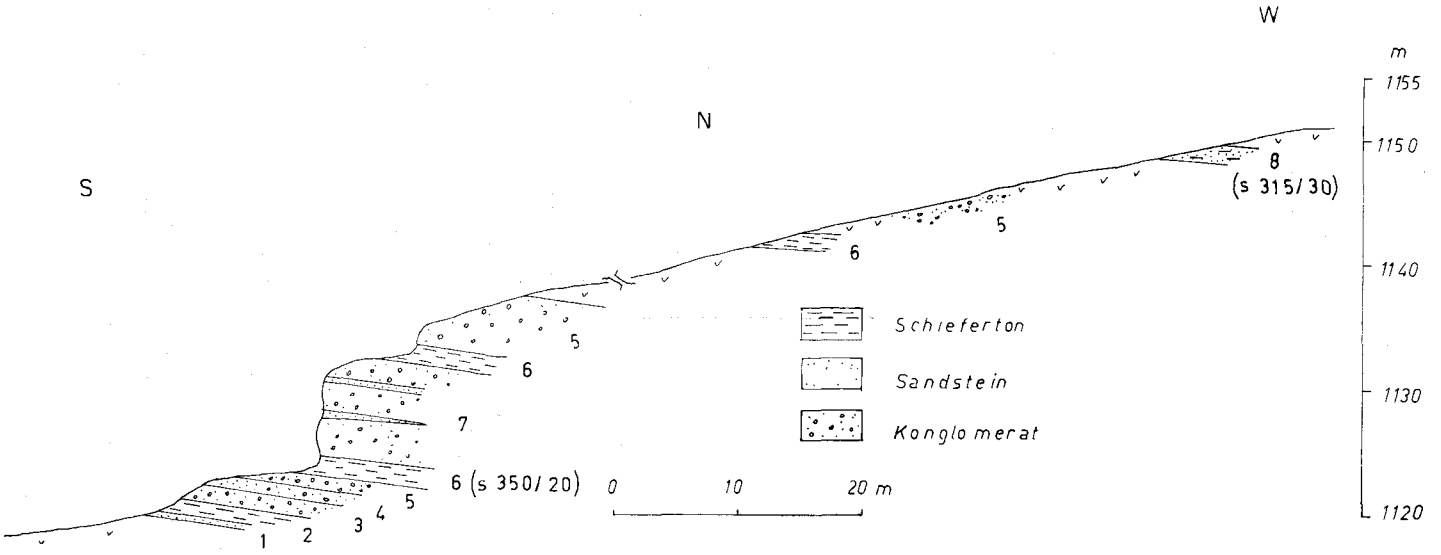


Abb. 10. Schematisierter geologischer Schnitt durch die Serie der Wechsellagerungen im Graben SW Dicktbauer.

1 — Graubrauner, schluffiger Sandstein; 2 — Hellbrauner Schieferton mit Pflanzenresten; 3 — Konglomerat mit Komponenten bis zu 1,5 dm Größe und viel sandiger Matrix; 4 — Konglomerat mit Sandstein- und Kieslagen; 5 — Rotbraun gefärbtes Konglomerat mit Komponenten bis zu 2 dm Größe und wenig sandiger Matrix; 6 — Hellbrauner Schieferton mit Pflanzenhäcksel; 7 — Kompaktes Konglomerat mit Kohleschmitzen und Linsen von Sandstein und Feinkonglomerat; 8 — Grauer Sandstein.

Petrographisch handelt es sich um fein-, mittel- oder grobkörnigen feldspatführenden, glimmerreichen Sandstein mit Gesteinsbruchstücken, der partienweise auch Karbonat führt.

Komponenten sind: Quarz (häufig undulös), Hellglimmer, Gesteinsbruchstücke (Quarzpflaster, Quarz-Glimmer-Gewebe, Glimmerpakete), Biotit (häufig gebleicht), Chlorit, Plagioklas, allenfalls Karbonat, Granat, Turmalin, Zirkon, Epidot, Rutil, Apatit und opake Minerale.

Im Schwermineralspektrum überwiegt der Granat mit über 85% unter den durchsichtigen Mineralen.

Die Schiefertone sind dünnplattige bis dünnschichtige, graue, ockerbraune oder rotbraune Silt-Tongesteine mit wechselndem Feinsandgehalt und stellenweiser Karbonatführung. Kohleschmitzen und Pflanzenhäcksel kommen häufiger vor, teilweise gut erhaltene Blattabdrücke bergen die grauen und ockerbraunen Schiefertone der Wechsellagerungen an der Straßenböschung SE Wildtaubenwand (Göriachtal). Gradierte Schichtungen können beobachtet werden.

6.1.5. Schieferton und Sandstein

Auf diese Periode unruhiger Sedimentation folgte eine Zeit relativ ruhiger Sedimentation von feinklastischem Material in einem Seenbecken (A. AIGNER, 1925).

Die Sedimente sind dünnplattige bis dünnschichtige, graubraune, graue oder ockerbraune, manchmal karbonatführende, mehr oder weniger sandige Silt-Tongesteine und fein bis mittelkörnige Sandsteine. Selten sind dünne Lagen von gradiertem, feinkörnigem Konglomerat (Ziegelei Lintsching, Bachpromenade St. Andrä) und mächtigere Konglomerathorizonte (Lehmgraben). Lokal sind geringmächtige Kohleflöze ausgebildet (siehe Kapitel 6.7.).

Die Erhaltung von pflanzlichen Makrofossilien, Abdrücke von Coniferen- und Laubbaumresten, ist in dieser Serie am häufigsten (siehe dazu Kapitel 6.2.).

Die heutige und ursprüngliche Mächtigkeit wie auch das ehemalige Verbreitungsgebiet sind nicht zu erfassen, denn naturgemäß sind die feinklastischen Sedimente schlechter aufgeschlossen und es ist anzunehmen, daß sie zu einem beträchtlichen Teil der glazialen Erosion zum Opfer gefallen sind. Heute findet man die Schiefertone und Sandsteine am Rücken zwischen Lignitz- und Göriachtal, im unteren Lignitztal bei Lintsching, im mittleren Göriachtal und bei St. Andrä, im Lehmgraben E Wölting und von dort gegen E und NE bis nach Haiden.

In der alten Ziegelei Lintsching, die von CH. EXNER (1968) wegen der steilen Lagerung der Sedimente (der Einfallswert beträgt 70°) hervorgehoben wurde, sind die Schiefertone in einem über 6 m langen Profil gut aufgeschlossen. Dünnplattige, mehr oder weniger sandige Schiefertone (der Sandgehalt schwankt in 4 Proben von 5% bis 20%) von grauer und ockerbrauner Farbe wechseln im mm- bis cm-Bereich.

Dieser Wechsel könnte jahreszeitliche Schwankungen der Sedimentation (Warvenbildung) ausdrücken.

Die Schiefertone sind karbonatfrei und bergen an den Schichtflächen eine reiche Flora von Coniferen- und Laubbaumresten. Eingeschaltet sind geringmächtige

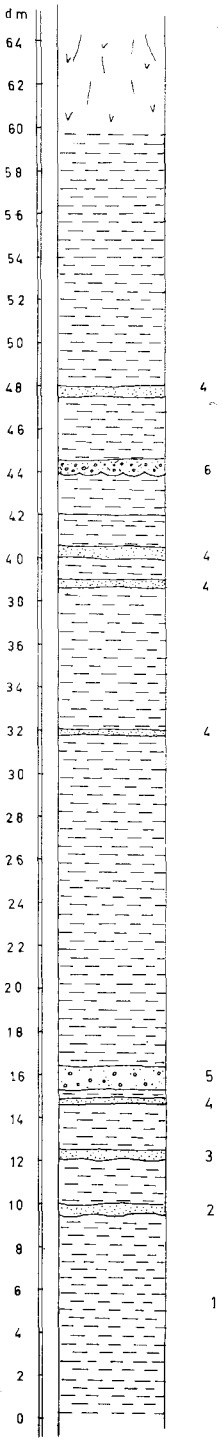


Abb. 11. Schematisiertes Profil durch die Schiefertone der alten Ziegelei Lintsching.

1 — Enger Wechsel von grauen und braunen Schiefertonen mit pflanzlichen Makrofossilien; 2 — rotbrauner, fein- bis mittelkörniger Sandstein mit welligflächiger Schichtunterseite; 4 — ockerbrauner, feinkörniger Sandstein; 5 — Konglomeratbank, die Komponenten sind bis 3 cm groß und zeigen gute Rundung; 6 — Grobkörniger Sandstein mit Kieskomponenten, gradierte Schichtung und Belastungsmarken an der Schichtunterseite.

Bänke von fein- bis mittelhörnigem, rotbraunem oder ockerbraunem Sandstein, die häufig welligflächige Schichtunterseiten zeigen.

In der petrographischen Zusammensetzung ist kein Unterschied zu den Sandsteinen im Grundkonglomerat und der Wechsellagerungen zu erkennen. Es handelt sich um schwach feldspatführende, glimmerreiche Sandsteine mit Gesteinsbruchstükken.

Komponenten sind: Quarz (häufig undulös), Gesteinsbruchstücke (Quarzpflaster, Quarz-Glimmergewebe, Albit-Glimmergewebe, Glimmerpakete), Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Plagioklas, opake Minerale und durchsichtige Schwerminerale.

Im Schwermineralspektrum zeigt sich Granat mit 80%, Apatit mit 12%, Turmalin mit 4% und ferner Rutil, Epidot, Zirkon mit weniger als 2%.

Matrix und Bindemittel bilden feinschuppige Phyllosilikate und Fe-Hydroxide. Die Korngröße der Komponenten liegt im Bereich 0,063 bis 0,30 mm.

Belastungsmarken im Schieferton werden durch eine gradierte Sandsteinbank mit Feinkieskomponenten gebildet.

Die Wildtaubenwand (Göriachtal) zeigt ein schön ausgebildetes sedimentärdiagenetisch gebildetes Faltengefüge eines etwa 2 m mächtigen Sandsteinhorizontes in weichem, dünnschichtigem, dunkelgrauem Schieferton.

Nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970) entstehen derartige Fließgefüge in sterilen Sand-Ton-Wechselfolgen, da auf Grund der unterschiedlichen Durchlässigkeit keine gleichmäßige Entwässerung gewährleistet ist und überhydrostatische Drucke einen labilen Zustand der Wechselfolge hervorrufen; geringe Bodenneigungen (wenig mehr als 1°), verbunden mit Erdstößen, unterschiedliche Belastungen oder die Bodenreibung sedimentbeladener Strömungen genügen dann als unmittelbarer Anlaß zur Bildung von Rutschungen und Verfaltungen, wobei die unterschiedliche Kompetenz der Sand- und Tonlagen mitwirkt.

Von etwa 200 bis 400 m N der Wildtaubenwand steht an der rechten Talflanke des Göriachtales eine schwach verfestigte Breccie an. Der direkte Kontakt zu den Schiefertonen ist nicht aufgeschlossen. Die Komponenten sind durchschnittlich 1 bis 2 dm groß, einzelne erreichen Größen bis zu 1 m, sie sind eckig bis schwach gerundet. Die graue Matrix besteht aus Gesteins- und Mineralbruchstücken der Mittel- bis Grobsandfraktion. Bei flüchtiger Betrachtung von der Straße aus könnte man meinen, es handle sich um Moräne, doch unterscheidet sich der Geröllbestand deutlich vom Moränenmaterial; es finden sich die altkristallinen Granat-Glimmerschiefer in den verschiedenen Variationen, Phyllite, Quarz, Paragneise und Amphibolite.

Entgegen meiner ursprünglichen Annahme, diese Breccie als hangende Schotterbildung am Ende der miozänen Sedimentation, etwa in dem von H. POLESNY (1970) an ähnlichen Bildungen des Fohnsdorf—Knittelfelder Beckens gedeuteten Sinne zu interpretieren, erscheint es auf Grund der Position und der Situation gegen W, wo Schieferton und Sandstein in noch höheren Positionen anstehen, richtiger, in der Breccie eine kurzfristige, grobklastische Schüttung, etwa eine Mure, wahrscheinlich von E bis NE in die lakustre Sedimentation anzunehmen.

Im Lehmgraben und in Haiden ist die Serie sandiger ausgebildet. Grauer bis graubauner, meist gut gebankter, fein- bis mittel- und grobkörniger Sandstein mit Pflanzenhäcksel und Blattabdrücken (Haiden) überwiegt gegenüber den Schiefertonen. Das im Hangenden der Sandsteine an der Straße zum Ofner und Viehberger (Haiden) liegende Kohleflöz (siehe auch Kapitel 6.7.) bildete offenbar den Gleithorizont für die Marmor- und Konglomeratrutschkörper.

Abb. 12. Die Wildtaubenwand (Göriachtal) mit dem eingelagerten Rutschfaltengefüge.

6.2. Paläobotanik

Vorkommen von pflanzlichen Makrofossilien im Lungauer Tertiär sind schon lange bekannt, doch erst im Jahre 1933 wurde von E. HOFMANN eine Florenliste veröffentlicht. Als Fundort des Pflanzenmaterials wird Wölting, ohne nähere Kennzeichnung, angegeben.

Folgende Arten wurden von E. HOFMANN bestimmt: *Sequoia cf. sempervirens*, Corylus sp., *Salix macrophylla* HEER, *Laurus octoaefolia* ETT., *Laurus primigenia* UNG., *Eucalyptus oceanica* UNG., *Myrsine doryphora* UNG., *Laurus tristaniaefolia* HEER.

Weiters wurde von E. HOFMANN im Jahre 1946, auf Anregung von CH. EXNER, eine Kollektion von Pflanzenresten aus dem Lungauer Tertiär, die sich am Geo-

logischen Institut der Universität Wien befindet, bestimmt. Der Fundort ist unbekannt.

Das Ergebnis dieser Bestimmungen hat CH. EXNER (1957) veröffentlicht: *Castanea atavia* UNG., *Fagus ferruginea* AIT., Fagus sp., *Alnus kefersteini* GOEPP., Ulmus sp., Ficus sp., *Laurus primigenia* UNG., *Cinnamomum scheuchzeri* HEER, Cinnamomum sp., *Acer trilobatum* STERNBERG, Viburnum sp.

Vom Verfasser selbst wurden pflanzliche Makrofossilien in gehäuftem Vorkommen an fünf Fundstellen beobachtet:

1. im Göriachtal, SE Wildtaubenwand ca. 700 m NW Kirche St. Andrä; Coniferen und Laubbaumreste in grauem und ockerbraunem Schieferton der Wechsellagerungen.

2. an einem neu angelegten Forstweg am S-Abhang von In der Halt, ebenfalls in Schiefertonen der Wechsellagerungen.

3. in Haiden an dem Fahrweg zum Ofner und Viehberger; Laubblattabdrücke mit schwachem Kohlefilm und Coniferenreste (nadeltragende Zweige und Zapfen) in feinkörnigem, gebanktem, graubraunem Sandstein im Liegenden des Kohleflözes.

4. W unterhalb Lasa, am Abhang zum Göriachtal, in subanstehenden, dünnplattigen Schiefertonen finden sich Coniferen- und Laubbaumreste (nadeltragende Zweige, Nadeln, Zapfen und Blätter).

5. in der alten Ziegelei Lintsching am Eingang in das Lignitztal bei den letzten Häusern der Ortschaft Lintsching: die ehemalige Ziegelei birgt eine eindrucksvolle Lagerstätte von Coniferen- und Laubbaumresten in steilgestelltem, ockerbraunem und graubraunem Schieferton.

Die im folgenden beschriebenen Fossilien wurden in der Ziegelei Lintsching aufgesammelt und die Bestimmungen bringen das Ergebnis einer vorläufigen Untersuchung eines Nichtfachmannes. Gegenwärtig wird in einer Dissertation am Paläontologischen Institut der Universität Wien (ZETTER, R.: *Fagus*- und *Castanea*-Blattreste des österreichischen Tertiär) bereits auch Material aus der Ziegelei bearbeitet. Nach frdl. mdl. Mitt. von Dr. E. KNOBLOCH (Prag) könnte eine eingehende Bearbeitung durch einen Spezialisten auch Hinweise auf eine genauere Alterseinstufung erbringen (siehe E. KNOBLOCH, 1977).

Die Bearbeitung der Laubblätter brachte vorläufig keine eindeutigen Bestimmungsergebnisse. Vertreter der Familien der *Salicaceae, Lauraceae, Betulaceae, Fagaceae, Ulmaceae* und *Aceraceae* sind vorhanden.

Die Bestimmung einiger Nadelbaumreste war dagegen möglich und ihre Analyse brachte im Vergleich mit rezenten Formen aufschlußreiche Hinweise auf die Umweltsbedingungen zur Zeit der Sedimentation. Die Gattung *Pinus* ist durch die zweinadelige *Pinus laricioides* (MENZEL) und durch eine dreinadelige Form, die wahrscheinlich zur Gruppe *Pinus ponderosa* gehört, vertreten (nach frdl. mdl. Mitt. von Dr. S. JÄGER).

Pinus laricioides wird von vielen Autoren mit der rezenten Pinus halepensis verglichen, die heute trockene Standorte im westlichen Mittelmeergebiet, in einer Höhenlage von Meeresniveau bis etwa 1700 m Seehöhe besiedelt. Ebenfalls trockene Hanglagen bevorzugen die Kiefern der *Pinus ponderosa-Gruppe.*

Die Gattung *Taxodium* wurde durch nadeltragende Zweige und einen männlichen Blütenstand bestimmt.

Das rezente *Taxodium distichum* wächst in den Everglades und im Mississippidelta.

Die Gattungen *Sequoia* (Mammutbaum) und *Glyptostrobus* (Wasserzypresse) wurden mit weiblichen Zapfen belegt.

Der heutige Standort von *Sequoia* sind die coast ranges Californiens, zum Wachstum benötigt sie verhältnismäßig hohe Luftfeuchtigkeit, jedoch trockenen Boden. Die heutigen Vertreter von *Glyptostrobus* siedeln an fluviatilen Auenstandorten an den Ufern des Jangtsekiang (China).

P a l ä o ö k o l o g i s c h zeichnen sich durch die Coniferenreste drei Vegetationsgemeinschaften ab:

1. eine Flußlaufgesellschaft feuchter Standorte, angezeigt durch *Taxodium* und *Glyptostrobus*.
2. eine collin-montane Gesellschsaft trockener Standorte mit *Pinus*.
3. eine Nebelhanggesellschaft (verhältnismäßig hohe Luftfeuchtigkeit) mittlerer Höhen, vertreten durch *Sequoia*.

In bezug auf das P a l ä o k l i m a läßt sich auf Grund der heutigen Verbreitungsgebiete der rezenten Vertreter sowohl der von E. HOFMANN als auch der vom Verfasser bestimmten Pflanzen die allgemein bekannte Lehrmeinung bestätigen, daß das Klima zur Zeit der Sedimentation der inneralpinen Jungtertiärbecken subtropisch bis mediterran war.

Zu einer a l t e r s m ä ß i g e n E i n s t u f u n g der Sedimente innerhalb des Miozäns konnten die bisherigen Untersuchungen nicht beitragen.

6.3. Geröllinhalt und Liefergebiet

Der Geröllinhalt des Grundkonglomerates und der Serie der Wechsellagerungen wurde in Hinblick auf die Frage nach dem Liefergebiet, der Schüttungsrichtung und vor allem, ob sich darunter Material des Penninikums der Hohen Tauern und des Unterostalpins der Radstädter Tauern befindet, untersucht. Es war also in erster Linie eine qualitative, petrogenetische Analyse des Geröllbestandes geboten; zu diesem Zweck wurden insgesamt über 800 Gerölle näher untersucht und davon 40 Dünnschliffe angefertigt. Eine statistische Analyse der Korngröße und Morphometrie wurde nicht durchgeführt, da sie auf Grund des Fehlens von Leithorizonten in Hinblick auf die Fragestellung nicht zielführend schien; zudem ist der Grad der Verfestigung der Konglomerate meist derart hoch, daß es nur schwer gelingt, ganze Gerölle in der statistisch erforderlichen Anzahl zu bergen.

Neben den Quarzen stellen die verschiedenen altkristallinen Metapelite und Metapsammite (Granatglimmerschiefer, Paragneise, Quarzitschiefer, Quarzite) die Hauptmenge der Komponenten, dazu kommen Kalkmarmore, Orthogneise und anchimetamorphe Klastite.

Die G r a n a t g l i m m e r s c h i e f e r wurden makroskopisch in solche der Normalzusammensetzung, in phyllonitische, quarzreiche und feldspatreiche unterteilt, sie entsprechen durchaus den Typen der Granatglimmerschieferserie und Paragneisserie. Sie enthalten beide Glimmer, mit freiem Auge erkennbar, wobei

der Biotit manchmal zurücktritt, Granat und in wechselnder Menge Quarz im Grundgewebe und in Mobilisaten.

U. d. M.: Der Typ der Normalzusammensetzung entspricht dem Granat-Albit-Chlorit-Zweiglimmerschiefer des Mitterberges und des Kristallins N Leißnitz. Unter Hinweis auf die in Kapitel 5.1.1. angeführten Merkmale wird an dieser Stelle auf eine Beschreibung verzichtet.

An einigen Geröllen konnte quantitatives Hervortreten von Albit (15—20%) bei sonst gleichem Mineralbestand beobachtet werden (Granat-Chlorit-Zweiglimmer-Albitblastenschiefer).

Oligoklasführender Granatglimmerschiefer ([quarzreicher] Granat-Chlorit-Plagioklas-Zweiglimmerschiefer), wie er vorwiegend in der Paragneisserie auftritt, kommt auch als Geröll vor; er ist häufig quarzreicher, doch exakt kann er nur unter dem Mikroskop von den oben genannten Typen unterschieden werden (xenomorpher, manchmal gelängter Oligoklas, mitunter nach Periklin- und Albitgesetz polysynthetisch verzwillingt, mit staubförmiger Trübe, rekristallisierten Mikrolithen und Grundgewebseinschlüssen).

Chlorit-Zweiglimmer-Quarzitschiefer, granat- und albitführend, sind sehr häufig unter den Komponenten vertreten. Die hell- bis mittelgrauen Gesteine zeigen ein fast ebenflächiges, schiefriges Parallelgefüge von Quarz- und dünnen Glimmerlagen.

U. d. M.: Das granoblastische Quarzgewebe wird von klaren, teils polygonalen, teils verzahnten Körnern mit undulöser Auslöschung gebildet. Muskowit und korrodierter, chloritisierter Biotit bilden miteinander verwachsen mehr oder minder straff orientierte dünne Lagen, in ihrer Begleitung tritt der allenfalls vorhandene Albit auf. In einem Schliff wurde ganz untergeordnet perthitisch entmischter Kalinatronfeldspat beobachtet. Akzessorien sind: poikilitischer und chloritisierter Granat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil und opake Substanz. Einzelne Leisten von Muskowit, Biotit und Chlorit sind im Quarzgewebe verstreut.

Auf Grund von Aussehen und Mineralbestand werden die Quarzitschiefer ebenfalls aus dem umgebenden Altkristallin (Granatglimmerschieferserie) bezogen; die typischen Quarzit- und Quarzschiefer des Penninikums der östlichen Hohen Tauern führen als Hellglimmermineral Phengit, der den Gesteinen eine charakteristische grüne Farbe verleiht; auf Grund des Metamorphosegrades (Granat, Biotit, Albit) werden auch die Radstädter Tauern als Liefergebiet ausgeschlossen.

Diese Argumente treffen auch für die Quarzite (mehr als 80% Quarz) unter den Konglomeratkomponenten zu. Sie sind charakterisiert durch den Gehalt an grobkörnigen, meist individuellen Leisten von Muskowit, Biotit und Chlorit (in unterschiedlichen Mengenverhältnissen), Granat (chloritisiert) und allenfalls Plagioklas (serizitisierter Oligoklas). Derartige Quarzite kommen häufig als ehemals sandreichere Partien im pelitischen Sediment mit lateralen und vertikalen Übergängen zu den Paragneisen im Kristallin S der Leißnitz (Paragneisserie) vor.

Paragneiskomponenten treten vorwiegend in den Konglomeraten E Tamsweg auf.

Die meisten Gerölle bildet der (quarzreiche) Granat-(Biotit-)Zweiglimmer-Plagioklas-Paragneis.

Im Dünnschliff zeigt sich ein granoblastisches, tw. granuliertes Quarz-Plagioklasgewebe, das von groben Biotitscheitern und -leisten (—1 mm), seltener Chlorit und individuellen Hellglimmerschüppchen, alle mitunter parallelverwachsen und zu schmalen Zügen zusammengefaßt, durch-

brochen wird. Linsige Quarzmobilisate durchziehen das Gestein. Der Plagioklas (Oligoklas) ist xenomorph, zeigt staubförmige Trübe (Serizit) und zuweilen kristallisierte Mikrolithen (vorwiegend Serizit) und Grundgewebseinschlüsse und -verwachsungen; polysynthetische Verzwillingung nach Albitgesetz. Der Biotit ist gelb-rotbraun pleochroitisch, zeigt Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischem Hof und ist häufig korrodiert, deformiert (Verbiegungen) und längs der Spaltbarkeit und randlich unter Ausscheidung von Quarz und opaker Substanz in linsenförmigen Aufweitungen chloritisiert. Der Granat bildet subdiomorphe Körner, tw. stark kataklastisch und chloritisiert und zeigt poikilitische Verwachsung mit Quarz, Biotit, Hellglimmer, Apatit, Turmalin, Zirkon und opaker Substanz. Chlorit bildet schwach hellgrün pleochroitische Fasern, Leisten und Rosetten.

Mit seiner Variationsbreite entspricht dieser Typ dem Paragneis der Normalzusammensetzung der Paragneisserie des Nock-Kristallins.

Im wesentlichen ähnlichen Mineralbestand zeigen verschiedene Plagioklas-Augengneise, die im makroskopischen Gefügebreich durch augen- und linsenförmiges Auftreten von Feldspat charakterisiert sind.

U. d. M. wurden folgende Typen unterschieden: quarzreicher Zweiglimmer-Plagioklasaugengneis, quarzreicher Granat-Zweiglimmer-Plagioklasaugengneis (der Biotit ist hier fast vollkommen durch Chlorit verdrängt) und granatführender Biotit-Plagioklasaugengneis. Die Plagioklasaugen werden von xenomorphen, manchmal gelängten und in Folge mechanischer Beanspruchung granulierten Oligoklasen mit polysynthetischer Verzwillingung, Serizitentmischung und häufig zahlreichen Grundgewebseinschlüssen gebildet. Auf Grund des Mineralbestandes und des Erscheinungsbildes werden alle Typen als Gesteine sedimentärer Herkunft gedeutet.

Nach eigenen Beobachtungen (Kapitel 5.3.) und nach Hinweisen aus der Literatur (vgl. Ch. Exner, 1971) haben derartige Plagiokalsaugengneise innerhalb der Paragneisserie größere Verbreitung.

Selten sind Gerölle von epidot- und klinozoisitführendem Paragneis, einem feinkörnigen grün-grauen Gestein mit welligflächigem Parallelgefüge von quarz-, plagioklas- und biotit-epidot-chloritreichen Lagen.

Als Orthogneis gedeutet wird das Geröll eines Phengit-Mikroklin-Plagioklas-Gneises. Es handelt sich um einen hellen Flasergneis mit deutlicher Kristallisationsschieferung. Der Glimmer erscheint im Anschliff grünlich.

U. d. M. fallen grobe Mikrokline mit harter Gitterung und perthitischer Entmischung (Ader- und Fleckenperthit) und leistenförmige Plagioklase auf. Die perthitische Substanz besteht aus polysynthetisch verzwillingtem Plagioklas; die Mikrokline zeigen Grundgewebseinschlüsse von Quarz und Hellglimmer und längs Spaltrissen ist Serizitwachstum zu beobachten. Der Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingter Albit mit echter Fülle (vorwiegend Hellglimmer), deutlich verbogene Lamellen zeigen späte Deformation an. Die farblos bis hellgrün pleochroitischen Hellglimmerfasern sind vermutlich Phengit, röntgenographisch wurde er jedoch nicht nachgewiesen. Der Quarz bildet klare, zumeist in s gelängte Körner mit undulöser Auslöschung. Akzessorien sind Apatit und Epidot.

Als Ausgangsmaterial kommen helle Magmatite (Aplit, Granit) in Frage.

Sowohl makroskopisch, wie auch nach der mikroskopischen Beschreibung besteht eine deutliche Ähnlichkeit mit den von Ch. Exner (1967) beschriebenen Granitgneisen des Nockgebietes, es gibt aber auch ähnliche Phengit-Mikroklin-Plagioklas-Gneise in den Hohen Trauern, wie von Ch. Exner (1967) betont wird.

Der quarzreiche Mikroklin-Plagioklas-Schachbrettalbit-Augengneis, der als Geröll im Grundkonglomerat bei Sauerfeld gefunden wurde, scheint ebenfalls aus Orthomaterial entstanden zu sein.

U. d. M.: Zu Idiomorphie neigende Alkalifeldspat- und Plagioklaskörner liegen in einem Quarz-Plagioklaspflaster, das von wellig-flächigen Biotit-Muskowitzügen durchschnitten wird. Der Plagioklas des Grundgewebes ist xenomorph, polysynthetisch verzwillingt (Albitgesetz) und entmischt. Die Augen bildet verzwillingter Plagioklas mit Grundgewebseinschlüssen, Mikroklin mit perthitischer Entmischung und Schachbrettalbit, der in Umriß und Korngröße den Mikroklinen entspricht. Der Quarz bildet in s gelängte, schwach verzahnte Körner mit undulöser Auslöschung, granophyrische Verwachsung mit den Feldspaten kann beobachtet werden. Der Biotit ist gebleicht und entmischt, und zeigt Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischem Hof. Akzessorien sind Granat, Zirkon, Apatit und opake Substanz.

Für die Entstehung aus Orthomaterial spricht der Gehalt an Alkalifeldspat, die Verwachsungen von Quarz und Feldspat und die Schachbrettalbitisierung, eventuell könnte es sich jedoch auch um einen aus einer Arkose hervorgegangenen Paragneis handeln.

Neben allen diesen deutlich metamorphen Gesteinen finden sich auch nur schwach veränderte Sedimentgesteine (anchimetamorphe Klastite) verschiedener Korngröße (Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate) unter den Geröllen.

Charakteristisch für diese Gesteine ist eine feinkörnige Serizit-Quarz-Matrix, in welche die Komponenten (bis zu 3 cm Größe in den Konglomeraten) eingebettet sind. Als Komponenten kommen Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Gesteinsbruchstücke, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Turmalin, Epidot und Rutil vor. In einem der Konglomerate wurde ein idiomorphes Quarzkorn mit Korrosionsbuchten gefunden, das offenbar vulkanischen Ursprungs ist. Der Rundungsgrad der klastischen Komponenten ist sehr unterschiedlich.

Gesteine dieser Art kommen in der nächsten Umgebung des Beckens nicht vor, nach dem Studium der Literatur scheint es am wahrscheinlichsten, sie von den oberkarbonen und permischen Serien der Gurktaler Masse (vgl. J. PISTOTNIK, 1974) zu beziehen.

Kristalliner Kalk ist abgesehen von der bereits beschriebenen Marmorbreccie im unteren Preberbachtal nur ganz untergeordnet am Aufbau der Konglomerate beteiligt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sich alle von mir untersuchten, im Tertiärkonglomerat als Gerölle enthaltenen Gesteine in der mehr oder weniger nahen Umgebung des Beckens, und zwar vorwiegend im ostalpinen Altkristallin, welches das Becken rundum umgibt, wiederfinden lassen. Es konnten darunter keine charakteristischen Gesteine der Hohen Tauern und Radstädter Tauern beobachtet werden.

Diese bei der orographischen Nähe der Hohen und Radstädter Tauern und im Gegensatz zu den quartären Sedimenten auffallende Eigenart in der Zusammensetzung der jungtertiären Konglomerate hatte im wesentlichen bereits K. ÖSTERREICH (1899) erkannt. Später hat sie A. WINKLER-HERMADEN (1928) und CH. EXNER (1949) zu der Annahme veranlaßt, der auch ich mich anschließen möchte, daß die Gesteine des Penninikums der Hohen Tauern mitsamt ihrer unterostalpinen Rahmenzone zur Zeit der Sedimentation des Lungauer Jungtertiärs noch nicht an der Erdoberfläche gelegen waren und deshalb auch nicht erodiert werden konnten.

Als einziger Gesteinstyp unter den von mir untersuchten Geröllen scheint der Phengit-Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Gneis auf, welcher anstehende Äquivalente sowohl im ostalpinen Altkristallin, Gebiet um Innerkrems, als auch im Penninikum der Hohen Tauern hat.

Der Transportweg wird als relativ kurz angenommen, wofür einerseits der Ursprung der Konglomeratkomponenten und andererseits der hohe Gehalt an Glimmermineralien und undulösen Quarzen in den Sandsteinen spricht.

6.4. Lagerungsverhältnisse und Tektonik

Das Tamsweger Tertiärbecken bildet eine langgestreckte, W-E streichende Mulde. Innerhalb des Beckens erkennt man im wesentlichen eine östliche und eine westliche Sekundärmulde, die durch eine relative Hochlage des Beckenuntergrundes zwischen St. Andrä und Wölting voneinander getrennt sind (G. GEYER, 1925). Die östliche Teilmulde ist im Westen durch eine W-E verlaufende Störung (Lehmgraben) in zwei Teilschollen (relative Hebung des N-Teiles) gegliedert, wobei die Schichten des N-Bereiches flach bis mittelsteil nach S einfallen und die des S-Bereiches nach N. Während diese tektonische Linie nach E, gegen das Zentrum der östlichen Mulde nicht weiter verfolgbar ist, erscheint es naheliegend, daß sie nach W, in das Taurachtal fortgesetzt, die (tektonische) S-Begrenzung des Kristallinsockels zwischen St. Andrä und Wölting, der mitsamt der tertiären Auflagerung gehoben und nach NW verkippt ist, bildet.

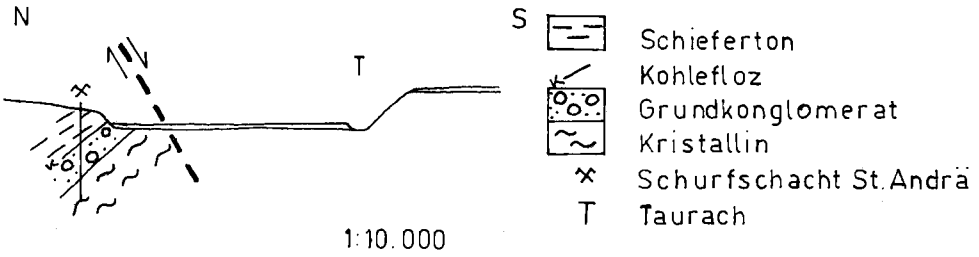


Abb. 13. Schematischer geologischer Schnitt durch das Taurachtal zwischen St. Andrä und Wölting.

Die N-S Grenze zwischen den beiden Sekundärmulden bildet die Talrinne Lessachtal-Taurachtal (-Murtal).

SW dieses Störungssystems, das S. PREY (1938) bereits vermutet, ist am rechten Taurachufer mächtiges, flach nach W fallendes Grundkonglomerat und im Hangenden (ca. 150 m SW Brücke 1044) subanstehender Schieferton und Sandstein aufgeschlossen.

Inwieweit die sicher älter angelegte Trennungslinie zwischen Paragneisserie und Granatglimmerschieferserie im Leißnitztal in den Spätphasen der alpidischen Gebirgsbildung wiederauflebte und wie groß das Ausmaß der vertikalen Versetzungen innerhalb des Tertiärs (relative Hebung der S-Staffel) ist, konnte nicht geklärt werden.

Die Grenze des Tertiärs zum Kristallin ist sowohl als sedimentärdiskordante als auch als tektonische zu beobachten. In weiten Teilen des Gebietes kann die Grenze jedoch nur annähernd eingeengt werden, so daß keine Angaben über das Ausmaß der tektonischen Begrenzung für das gesamte Becken gemacht werden können. Eine tektonische Begrenzung markiert die NW-SE verlaufende Fluß-

strecke des Preberbaches: an der linken Talflanke stehen Granatglimmerschiefer an, an der rechten finden sich subanstehende Schiefertone und Sandsteine und im Bachbett, gegenüber der Mündung des vom Martl kommenden Grabens, liegt ein kleiner Konglomerataufschluß. Die linke Talflanke des im unteren Teil wieder N-S verlaufenden Preberbaches schließt steilstehende Bruchtektonik im Grenzbereich Kristallin-Tertiär direkt auf. Auch im Lignitztal, wo auf Grund der Breccienhorizonte im Grundkonglomerat, eine ursprünglich randnahe Position angenommen wird, deuten Fallwerte bis 50° nachträgliche Verstellungen an. Derartig abnormal steiles Einfallen (über 40°), wie auch kleine Harnische und Störungen mit Vertikal- und Seitenverschiebungsbeträgen im cm- bis dm-Bereich können häufig auch im Beckeninneren beobachtet werden.

Ein eindrucksvoller Zeuge der jungen tektonischen Bewegungen ist der im Göriachtal aufgeschlossene Grabenbruch, wo an einer steilen NNW-SSE streichenden Störung ein Paket von Schieferton und Sandstein mit einzelnen Konglomeratbänken, unter Ausbildung einer deutlichen Schleppungsstruktur, zwischen zwei Konglomerathorste eingesenkt ist.

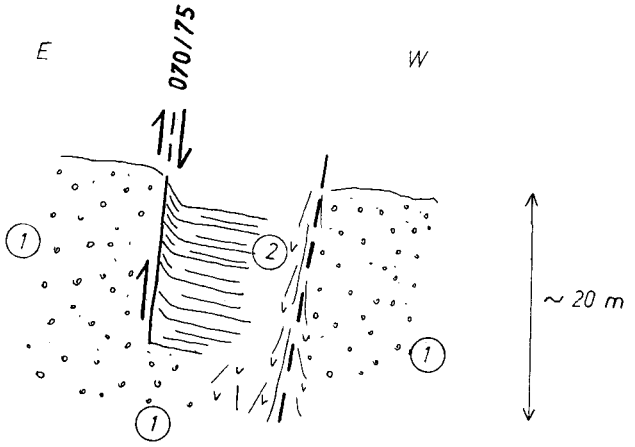


Abb. 14. Schematische Darstellung der Grabenstruktur im Göriachtal.
1 — Konglomerat; 2 — Schieferton, mit Sandstein und Konglomeratbänken.

6.5. Mächtigkeit

Das Fehlen von identifizierbaren Leithorizonten und repräsentativen Vertikalaufschlüssen macht eine Rekonstruktion der Mächtigkeit der Beckenfüllung schwierig, zumal die Form des primären Reliefs des Untergrundes, mit dem gerechnet werden muß, und das Ausmaß der tektonischen Verstellungen nicht erfaßt werden konnte.

Die in der Literatur überlieferten Angaben über den Schurfschacht St. Andrä, der die tertiäre Schichtfolge bis zum kristallinen Untergrund durchteufte, sind leider ungenau und divergierend. Nach den Angaben von W. PETRASCHEK (1926) wurde das Kritallin in einer Teufe von 106 m, nach R. SCHWINNER (1926) erst

nach 120 m erreicht. Da der Schurfschacht nahe einer relativen Hochlage des Untergrundes gelegen ist, muß man annehmen, daß der Beckenuntergrund in weiten Teilen tiefer liegt. In den beiden tektonischen Mulden — dem Gebiet zwischen Lessach-, Leißnitz- und Preberbachtal und zwischen Göriach-, Taurach- und Lignitztal — möchte ich die heutige Mächtigkeit mit mindestens 350 bis 400 m für die ganze Abfolge angeben. Die Mächtigkeit und Ausbildung überhaupt der einzelnen Schichtglieder variiert abhängig von der paläogeographischen Position im Becken. Die konglomeratische Entwicklung am rechten Taurachufer z. B. erreicht eine Mächtigkeit von über 300 m, im Schurfschacht dagegen ist sie nur 20 bis 30 m mächtig.

6.6. Alter

Bezüglich einer Einstufung innerhalb des Miozäns können die vorliegenden Untersuchungen keinen neuen Beitrag liefern. Die bisher durchgeführten, vorläufigen Bestimmungen der pflanzlichen Makrofossilien erlauben eine derartige Einstufung nicht. Weiterführende Bestimmungen, wie sie zum Teil bereits im Gange sind (siehe Kapitel 6.2.) und Untersuchungen bezüglich der Erhaltung von Pollengesellschaften in den feinklastischen Sedimenten wären jedoch wünschenswert. Tierische Fossilreste sind aus dem Lungauer Tertiär nicht bekannt.

Nach über hundertjähriger Erforschungsgeschichte bleibt für die Altersbestimmung weiterhin nur der Vergleich mit anderen kohleführenden Tertiärbecken der Norischen Senke, die seit A. WINKLER-HERMADEN (1928) dem Helvet zugeordnet werden.

Nach der Zusammenstellung von H. POLESNY (1970) ist karpatisches Alter (O-Helvet) im Fohnsdorf—Knittelfelder Becken bis über das Flözniveau fossilbelegt, angenommen wird es auch für den Großteil der darüberliegenden, feinkörnigen Schichtfolge, für die hangenden Blockschotter wird untertortones Alter angenommen.

Nimmt man das karpatische Alter auch für das Lungauer Tertiär an, so ist die altsteirische Phase (Wende Ottnangien-Karpatien, nach A. TOLLMANN, 1964) für die tektonischen Voraussetzungen zur Bildung des Beckens verantwortlich zu machen.

6.7. Kohlevorkommen und alter Kohlebergbau

Die Kohleführung des Tertiärbeckens von Tamsweg ist in der geologischen Literatur bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts erwähnt, laut Angaben der Bevölkerung wurde die Kohle aber auch schon früher von den einheimischen Bauern geschürft.

In der Zeit um die Jahrhundertwende und später in den dreißiger Jahren wurde die Such- und Schurftätigkeit verstärkt, wie sich aus der Literatur erkennen läßt. Die Suche nach beständigen Kohlelagen blieb jedoch erfolglos und die Abbautätigkeit erstreckte sich nie über längere Zeiträume. Die Flöze werden meist als geringmächtig, seitlich bald auskeilend oder nicht weiter verfolgbar beschrie-

ben. Im Zuge der eigenen Kartierung wurden Flözausbisse im Lehmgraben, in Haiden und SW Sauerfeld beobachtet, die alle weniger als 1 m mächtig waren.

Es scheint, daß es zu keiner ausgedehnteren Flözbildung gekommen ist, die mit den Kohlevorkommen in anderen Jungtertiärbecken der Norischen Senke vergleichbar wäre. Offenbar war die Reliefenergie zum Hinterland und dadurch die Sedimentzufuhr bei der Kleinräumigkeit des Beckens zu groß, sodaß es zu keiner weiträumigen Moorbildung kommen konnte. Daß die Sedimentation auch in der feinklastischen Serie relativ groß war, zeigen die Sandsteine, der immer vorhandene Sandgehalt in den Schiefertonen und das Fehlen von rein tonigen Sedimenten.

Alte Schurfe sind aus St. Andrä, dem Lessachtal, dem Lehmgraben und bei Sauerfeld bekannt.

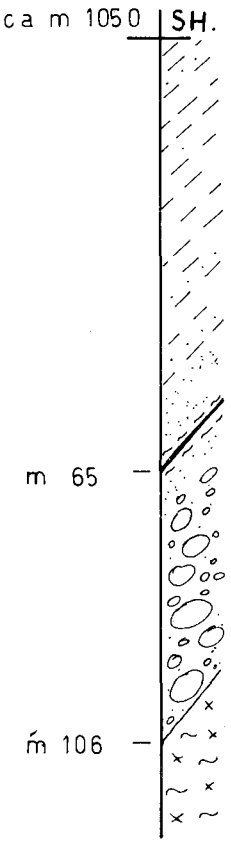
Schurfschacht E St. Andrä: Nach G. GEYER (1926) wurde der über 100 Meter tiefe Schacht im Jahr 1890 abgeteuft. Nach seinen Angaben fand man im Hangenden der Konglomerate ein 50 cm mächtiges Kohleflöz und darüber sandige, blaugraue Schiefertone. W. PETRASCHEK berichtet über den gleichen Schacht von einem 12 cm mächtigen, steil nach N einfallenden Kohleflöz. Nach R. SCHWINNER (1926) wurde ein 1 m mächtiges Flöz, das im weiteren Verlauf stark abschwächte, in 45 m Tiefe angefahren.
Das Mundloch des Schachtes ist heute noch im Gelände an einer Eindellung und der rundum liegenden, verwachsenen Halde, in der sich einzelne Glanzkohlebrocken finden lassen, zu erkennen.

Schurfstollen im Lessachtal W Rainer: R. SCHWINNER (1926), der diesen Stollen selbst begangen hat, beschreibt ein arg verdrücktes, 40 bis 50 cm mächtiges, mit 70 bis 80° nach S einfallendes Glanzkohlenflöz. Leider sind die Orts- und Richtungsangaben R. SCHWINNERS nicht ausreichend, um Lage und Verlauf des Stollens eindeutig festzulegen.
Bei den Begehungen konnte in dem stark verwachsenen Gelände keine Spur von Kohle entdeckt werden.

Zwei Schurfstollen im Lehmgraben W Wölting, einer davon in 1160 m SH:
S. PREY (1938) beobachtete im Lehmgraben den Ausbiß eines 20 bis 30 cm mächtigen Kohleflözes, das anhand von Kohlebrocken im Bachbett etwa 500 m bachaufwärts verfolgt werden konnte. Die alten Einbaue, über deren Existenz auch A. AIGNER (1925), G. GEYER (1926) und W. PETRASCHECK (1926) berichten, waren zu dieser Zeit bereits verfallen und verwachsen.
S. PREY erkannte die verschiedene stratigraphische Position der Flöze im Lehmgraben und St. Andrä, wobei er die Existenz größerer Störungen, die nicht unmittelbar beobachtet werden konnten, in dem dazwischenliegenden Bereich vermutet.
Heute sind in ungefähr 1140 m Seehöhe zwei geringmächtige (5 bis 10 cm) Glanzkohleausbisse anstehend zu beobachten.

Schurfschacht am Gehängefuß S Sauerfeld: Nach W. PETRASCHECK (1926) wurde der Schurfschacht in Sauerfeld in 62 m Tiefe fündig, bei der Auslängung in der Kohle vergrößerte sich die Mächtigkeit auf 1 m, um aber sehr bald wieder auf wenige cm zu verdünnen. W. PETRASCHECK veröffentlichte auch eine chemischse Analyse der Kohle von Sauerfeld.

REKONSTRUKTION DES SCHURF-SCHACHTES E ST. ANDRA



steil nach N einfallende,
blaugraue, sandige
Schiefertone mit Pflanzen-
resten und Kohleschmitzen

blaugrauer Sandstein

Kohleflöz (0,5m), in bituminosen
Schiefern

Konglomerat

an der Basis rot gefärbt

Grundgebirge

M 1:1.000

gezeichnet nach Berichten von G. GEYER, 1926, W. PETRA-SCHECK, 1926, R. SCHWINNER, 1926 und Angaben aus dem Lagerstattenarchiv der GBA

Abb. 15.

Bei der Kartierung konnte im Sommer 1974 eine 5 bis 10 cm mächtige Kohlelage SW Sauerfeld im linken Ufer der Leißnitz, und zwar ca. 50 m W der Mündung des Planerbaches in mit 25° nach NW fallenden Sandsteinen und Schiefertonen, darnunter eine Konglomeratlage, beobachtet werden; der Aufschluß ist inzwischen verrutscht. Unweit von diesem Vorkommen fand man nach Angaben der Bevölkerung bei einem Brunnenaushub im Jahr 1976 in 5 bis 6 m Tiefe Kohle von ca. 15 cm Mächtigkeit.

Ein 6,5 dm mächtiges Flöz mit stark vertaubten Zwischenlagen steht in Haiden über gebanktem pflanzenführendem Sandstein an, das an der Straßenböschung des neuen Fahrweges ca. 300 m S Viehberger angerissen ist.

Zu den bei G. GEYER (1926) erwähnten Kohleausbissen im Graben beim Planitzer möchte ich bemerken, daß ich außer in das Konglomerat und den Sandstein eingeschwemmten inkohlten Pflanzenresten, die dünne Kohlelagen und Nester bilden, nichts finden konnte.

6.8. Tertiärvorkommen im Murtal W Tamsweg

Zu den aus der Literatur bekannten Tertiärresten im Murtal oberhalb Tamsweg sei anhand der Literatur und einigen eigenen Beobachtungen kurz Stellung genommen. Kartiert wurde in diesem Gebiet nicht.

a) Tertiärvorkommen im Leißnitzbach SW St. Margarethen

R. SCHWINNER (1926) berichtet: „Aber im Leißnitzbach, der von der Hochfläche östlich vom Aineck ins Dorf St. Margarethen hinabfließt, findet man häufig ... Geschiebe einer Glanzkohle, welche jener von Tamsweg zu gleichen scheint." Nach etwas unsicheren und einander teilweise widersprechenden Angaben aus der Bevölkerung kommt SCHWINNER zu folgendem Schlusse: „ ..., so gewinnt die Vermutung doch ziemliche Sicherheit, daß das Braunkohlentertiär ursprünglich auf den weiten Verebnungen O. und S. O. vom Aineck in etwa 1800 bis 1900 (heutiger!) Meereshöhe gelegen habe, von da in der Eiszeit abgeräumt und in der glazialen Bachverbauung aufgestapelt worden sei. Von da wird die Kohle gelegentlich weiterverschwemmt. Begleitgesteine findet man nicht mehr ..."

Diese Vermutung würde eine interessante Beziehung zwischen dem Alter der Ausbildung der Nockfläche (CH. EXNER, 1949) und der Sedimentation der jungtertiären Sedimente bilden.

b) Tertiärvorkommen beim Eingang in den Spitzinggraben

A. AIGNER (1925) beschreibt: „... beim Eingang in den Spitzinggraben ist ein schwach verfestigter (eisenschüssiges Bindemittel) Kleinschotter aufgeschlossen. Er führt nur kristalline Schiefer und auch kristalline Kalke, aber keine aus den Radstädter Tauern". Auf einer kurzen Exkursion konnte tatsächlich, etwa in SH. 1090 m, genau am Geländeknick zwischen Bühlterrasse (s. u.) und Kristallin des Schwarzenberges in einem Anriß des Spitzingbaches Konglomerat gefunden werden, das nach seinem Habitus durchaus mit den tertiären Sedimenten im

Osten zu vergleichen ist. Es erscheint dem Verfasser durchaus möglich, daß sich hier in der Position zwischen Bühl und Kristallin Reste von Tertiär vor späterer Ausräumung erhalten konnten.

Die oben erwähnte Terrassenstufe wird heute nach frdl. mdl. Mitt. von Doz. Dr. H. NAGL (Geograph. Inst. Univ. Wien) dem Bühl-Stadium zugeordnet. K. ÖSTEREICH (1899) und A. AIGNER (1925) hielten die Sedimente für Tertiär.

c) Tertiärstreifen von Judendorf gegen SW

Eine nur aus groben Konglomeraten mit Sandsteinlagen bestehender Tertiärstreifen, der von Judendorf gegen SW an die tieferen N-Hänge des Schwarzenberges ansteigt, wird von S. PREY (1938) erwähnt. Eigene Beobachtungen dazu wurden nicht gemacht, doch scheint es durchaus möglich, daß sich auch hier, in ähnlicher Position wie im Spitzinggraben, Tertiärreste erhalten haben.

d) Weiters erwähnt S. PREY (1938) ein schotterartiges Tertiär in einem Hohlweg SW Unternberg. Auf Grund der ungenauen Ortsangabe kann dazu nicht Stellung genommen werden, möglich ist, daß S. PREY damit das oder ein ähnliches Vorkommen wie im Spitzinggraben meinte.

7. Quartär

Das bearbeitete Gebiet liegt zur Gänze in dem vom Würmgletscher geformten und durch seine Ablagerungen beeinflußten Gebiet. Über eine Erhaltung älterer, eiszeitlicher Sedimente im Kartierungsgebiet ist erwartungsgemäß nichts bekannt: sie sind der Ausräumung des mächtigen Gletschers der jüngsten Eiszeit zum Opfer gefallen. Der Murgletscher erreichte nach H. SPREITZER (1961) im Maximum der Würmvereisung im Lungau eine Seehöhe von 2200 m im Westen, bzw. von 2000 m im Osten.

Die Gletscher des Schlern-Rückzugsstadiums reichten nach A. AIGNER (1906) und E. LICHTENBERGER (1956) bis zum Austritt der Quertäler aus den Niederen Tauern in das Lungauer Becken.

Die pleistozänen Ablagerungen nehmen den Großteil der kartierten Fläche ein. Die Sedimentbedeckung reicht von dünnen Geröllstreuschleiern an Bergrücken und Gehängen bis zu m-hohen Sedimentdecken von lehmig-schotterigem und sandig-schotterigem Moränenmaterial an den Terrassenstufen und tieferen, besonders den schattseitigen Gehängen. Fluvioglaziale geschichtete Sande und Schotter sind entlang der tiefsten Terrassen erhalten.

Unter den allerjüngsten Bildungen (Holozän) wurden das ebene Schwemmland und die Schutt- und Schwemmfächer der rezenten Gewässer, Moore und Sumpfland, Rutschmassen, Bergsturzmaterial und Hangschutt auf der Karte ausgeschieden.

Literaturverzeichnis

AIGNER, A., 1906: Eiszeit-Studien im Murgebiete. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 1905, *42*, Graz 1906.

AIGNER, A., 1922: Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *131*, H 7 u. 8, Wien 1922.

AIGNER, A., 1925: Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern. — Jb. Geolog. Bundes-Anst., *74*, Wien 1925.
AIGNER, A., 1926: Die morphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. — Z. Geomorphologie, I. Bd., 1925/26, Leipzig 1926.
AIGNER, A., 1925 b: Über Talbildung am Südfuße der Niederen Tauern. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *134*, Wien 1925.
ALBEE, A. L., 1965: A petrogenetic Grid for the FE-MG-Silicates of pelitic Schists. — Am. Journ. Science, *263*, Connecticut 1965.
ANDREANSKY, G., 1959: Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn. — 360 S., Budapest 1959.
ANDREATTA, C., 1954: Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., IV, Wien 1954.
ANGEL, F., 1930: Über Plagioklafüllungen und ihre genetische Deutung. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., *67*, Graz 1930.
BECKE, F., 1909: Über Diaphthorite. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., *28*, Wien 1909.
BERGER, W., 1953: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland) II. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *162*, H 1 u. 2, Wien 1953.
BERGER, W., 1957: Untersuchungen an der obermiozänen (Sarmatischen) Flora von Gabbro (Monte Livornesi) in der Toskana. — Paläontographica Italica, Vol. LI, Pisa 1957.
BERGER, W., 1968: Pflanzenreste aus dem Mittelmiozän (Laaer Schichten) von Laa an der Thaya in Niederösterreich. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, *61*, Wien 1968.
BÖHM, A. v., 1900: Die alten Gletscher der Mur und Mürz. — Abh. K. K. Geograph. Ges. Wien, II, Nr. 3, Wien 1900.
CAILLEUX, A., 1965: Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. — Geolog. Rdsch. *54*, H 1, Stuttgart 1965.
DEL NEGRO, W., 1970: Salzburg-Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. — Geolog. Bundes-Anst., 101 S., 2. Aufl., Wien 1970.
CHRISTA, E., 1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. Geolog. Bundes-Anst., *81*, Wien 1931.
EXNER, CH., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., *89*, H 3 u. 4, Wien 1939.
EXNER, CH., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. — Mitt. Reichsst. Bodenforschg., *1 (90)*, H 4, Wien 1940.
EXNER, CH., 1944: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. — Mitt. Alpenländ. Geolog. Ver., *35*, 1942, Wien 1944.
EXNER, CH., 1949: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Österr. Geograph. Ges., *91*, H 10—12, Wien 1949.
EXNER, CH., 1949: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. I. Teil. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., *3*, Bd. 1, H 3, Wien 1949.
EXNER, CH., 1951: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, *39—41*, Wien 1951.
EXNER, CH., 1952: Geologische Probleme der Hohen Tauern. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1952, Sonderh. C, Wien 1952.
EXNER, CH., 1957: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geolog. Bundes-Anst., Wien 1957.
EXNER, CH., 1961: Schachbrettalbit und Myrmekit. Eine Verteilungsregel im Hochalm-Ankogel-Massiv. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1961, H 1, Wien 1961.
EXNER, CH., 1965: Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. — Carinthia II, *75*, Klagenfurt 1965.
EXNER, CH., 1967: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1967, H 1/2, Wien 1967.
EXNER, CH., 1968: Aufnahmen 1967 auf den Blättern Muhr (156) und Tamsweg (157). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1968, H 3, Wien 1968.
EXNER, CH., 1969: Aufnahmen 1968 auf den Blättern Muhr (156) und Tamsweg (157). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1969, H 3, Wien 1969.

EXNER, CH., 1971: Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. — Carinthia II, Sonderh. 28, Klagenfurt 1971.
EXNER, CH., 1974: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). — Zentralblatt Geol. Paläont., Teil I, 1973, H 5/6, Stuttgart 1974.
FRITSCH, W., 1967: Über retrograde Metamorphosen. — Joanneum, Miner. Mitt., 1967, Graz 1967.
FRITSCH, W., MEIXNER, H., WIESENEDER, H., 1967: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Miner. Mh., 1967, 12, Stuttgart 1967.
FROSS-BÜSSING, H., 1935: Die Morphologie des nördlichen Lungau. — Geogr. Jahresber. Österr. XVIII/1935, Wien 1935.
FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
GEYER, G., 1890: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet der krystallinischen Schiefer von Judenburg, Neumarkt und Obdach in Steiermark. — Verh. Geolog. Reichs-Anst., 1890, Wien 1890.
GEYER, G., 1891: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murtale (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt). — Verh. Geolog. Reichs-Anst., 1891, Wien 1891.
GEYER, G., 1891 a: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet des Specialkartenblattes Murau (Zone 17, Col. X, Steiermark). — Verh. Geolog. Reichs-Anst., 1891, Wien 1891.
GEYER, G., 1892: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). — Verh. Geolog. Reichs-Anst., 1892, Wien 1892.
GEYER, G., 1893: Vorlage des Blattes „St. Michael", Zone 17, Col. IX. — Verh. Geolog. Reichs-Anst., 1893, Wien 1893.
GEYER, G., 1926: Tamsweg-Sauerfeld im salzburgischen Lungau. — In: W. PETRASCHECK: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, Teil I, 159 f., Kattowice 1926.
GOTHAN, W., WEYLAND, H., 1964: Lehrbuch der Paläobotanik. — 594 S., Berlin 1964.
HEINRICH, M., 1976: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. — Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, 191 S., Wien 1976.
HELL, M., 1938: Geologisches Gutachten über das Kohle-Vorkommen bei Sauerfeld im Lungau, Salzburg. — Unveröff. Gutachten.
HERITSCH, F., 1924: Beiträge zur geologischen Kenntnis der oberen Steiermark XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiet. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., *60*, Graz 1924.
HERITSCH, F., SCHWINNER, R., 1924: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark XV. Das geologische Profil des Prebers. — Mitt. Natwiss. Ver. Stmk., *60*, Graz 1924.
HERITSCH, F., 1925: Die jugendliche Hebung der östlichen Zentralalpen. — Z. Geom., 1, Leipzig 1925.
HOFMANN, E., 1929: Fossile Pflanzenreste aus dem Tertiär des Lavanttales. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1929, Wien 1929.
HOFMANN, E., 1932: Blattreste aus dem Miozän von Burghausen an der Salzach, Südbayern. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1932, Wien 1932.
HOFMANN, E., 1933: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 25, Wien 1933.
HOSCHEK, G., 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. — Contr. Mineral. Petr., *14*, New York 1967.
KLAUS, W., 1954: Laboratorium für Palynologie (Pollenanalyse). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1954, H 1, Wien 1954.
KLAUS, W., 1958: Bericht 1957 aus dem Laboratorium für Palynologie. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1958, Wien 1958.
KLEBELSBERG, R. v., 1922: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1922, Wien 1922.
KLEBELSBERG, R. v., 1926: Die Erhebung der Alpen. — Z. dt. Geolog. Ges., 77, Berlin 1926.
KNOBLOCH, F., 1969: Tertiäre Floren von Mähren. — 201 S., Brno 1969.
KÖSTER, E., 1964: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. — 336 S., Stuttgart 1964.
LICHTENBERGER, E., 1956: Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Z. Gletscherkunde Glazialgeol. III/2, Innsbruck 1956.

MERKT, J., LÜTTIG, G., SCHNEEKLOTH, H., 1971: Vorschlag zur Gliederung und Definition limnischer Sedimente. — Geol. Jb., *89*, Hannover 1971.
METZ, K., 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch., *40*, Stuttgart 1952.
METZ, K., 1954: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer in den Niederen Tauern. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., *4*, Graz 1954.
METZ, K., 1958: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, *50*, (1957), Wien 1958.
METZ, K., 1965: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, *174*, Wien, 1965.
MORLOT, A. v., 1848: Erläuterungen zur geologisch bearbeiteten VIII. Section der Generalquartiermeisterstabs-Spezialkarte von Steyermark und Illyrien und Geol. Karte. — Wien 1848.
MORLOT, A. v., 1850: Über die Niveauverhältnisse der Miocänformation in den östlichen Alpen. — Ber. Mitt. Fr. Natw. Wien v. W. HAIDINGER, VII, 72—73, Wien 1850.
MOSEBACH, R., 1954: Auswertung und Darstellung von Kornanalysen und Anwendung ihrer Ergebnisse auf petrographische Fragen. — Geologie, Jg. 3, 413 f., Berlin 1954.
MÜLLER, G., 1964: Methoden der Sedimentuntersuchung. Sedimentpetrologie, Teil I. — 303 S., Stuttgart 1964.
NAGL, H., 1966: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. — Geogr. Jahresber. Österr., *31*, Wien 1966.
ÖSTREICH, K., 1899: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. — Jb. K. K. Geolog. Reichs-Anst., *49*, Wien 1899.
PETRASCHECK, W., 1915: Die miocäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. — Verh. K. K. Geolog. Reichs-Anst., 1915, Wien 1915.
PETRASCHECK, W., 1926—1929: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. 1. Teil. — 159 f., 186, Katowice 1926—1929.
PETRASCHECK, W. E., 1929: Einiges über die Geröllführung im inneralpinen Miozän. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1929, Wien 1929.
PETTIJOHN, F. J., 1957: Sedimentary Rocks. — 526 S., New York 1957.
PETTIJOHN, F. J., & POTTER, P. E., 1964: Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. — 370 S., Berlin/New York 1964.
PISTOTNIK, J., 1974: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). — Mitt. Geolog. Ges. Wien, *66—67*, Wien 1974.
PLESSMANN, W., 1953: Trennung orogen-tektonischer Falten von Rutschungsfalten. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., Stuttgart 1953.
PLESSMANN, W., 1961: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geolog. Jb., *78*, Hannover 1961.
POLESNY, H., 1970: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 234 S., Wien 1970.
PREY, S., 1938: Aufnahmsbericht von Dr. Siegmund Prey über das Blatt St. Michael (5151). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1939, Wien 1938.
PREY, S., 1938: Einige Beobachtungen über das Tertiär nordöstlich Tamsweg und St. Andrä (Lungau) und seine Kohlen. — Unveröff. Gutachten des Lagerstättenarchivs der Geolog. Bundes-Anst., Wien 1938.
PREY, S., 1939: Aufnahmsbericht für 1938 von Dr. Siegmund Prey über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. — Verh. Reichsstelle Bodenforschg., Wien 1939.
ROLLE, F., 1854: Tertiärschichten mit Kohle bei Murau. — Jb. Geolog. Reichs-Anst., *5*, Wien 1854.
ROLLE, F., 1856: Die Braunkohlengebilde bei Rottenmann, Judendorf und St. Oswald und die Schotterablagerungen im Gebiet der oberen Mur. — Jb. K. K. Geolog. Reichs-Anst., 7, Wien 1854.
SCHNETZINGER, K., 1962—1967: Bodenkarten und Erläuterungshefte des Gerichtsbezirkes Tamsweg in 5 Arbeitsbereichen. — Landwirtschaftlich-Chemische Bundesversuchsanstalt Bodenkartierung und Bodenwirtschaft, Wien 1962—1967.

SCHÖNLAUB, H. P., ZEZULA, G., 1975: Silur-Conodonten aus einer Phyllitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1975, H 4, Wien 1975.
SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A., 1976: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1976, H 2, Wien 1976.
SCHWINNER, R., 1923: Die Niederen Tauern. Bisherige Ergebnisse; Aufgaben und Ausblicke der geologischen Forschung. — Geol. Rdsch., *14*, Berlin 1923.
SCHWINNER, R., 1924: Geologisches über die Niederen Tauern. — Z. D. Ö. A. V., *55*, Innsbruck 1924.
SCHWINNER, R., 1926: Über das Tertiär des Lungau. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1925, Wien 1926.
SEEFELDNER, E., 1961: Salzburg und seine Landschaften. — „Das Berglandbuch", 432 S., Salzburg/Stuttgart 1961.
SENFTL, E., EXNER, CH., 1973: Rezente Hebung der Hohen Tauern und Geologische Interpretation. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1973, H 2, Wien 1973.
SPREITZER, H., 1951: Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. — Geogr. Studien, Festschr. Sölch, Wien 1951.
SPREITZER, H., 1953: Eiszeitstände und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. — Geologica Bavarica, *19*, München 1953.
SPREITZER, H., 1961: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. — Geogr. Jahresber. Österr., *28*, Wien 1968.
SPREITZER, H., 1963: Größenwerte des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion (vornehmlich am Beispiel des obersteirischen Murgebietes). — Mitt. Natwiss. Ver. Stmk., *93*, Graz 1963.
STABER, R., 1933: Tertiärschichten in Oberkärnten. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1933, H 7/8, Wien 1933.
STUR, D., 1855: Über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihre Umgebung. — Sber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., *16*, Wien 1855.
STUR, D., 1856: Geologische Übersichtskarte der neogen-tertiären, Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. — Artaria et Comp., Wien 1856. Jb. K. K. Geolog. Reichs-Anst., *7*, H 2, Wien 1856.
STUR, D., 1864: Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. — Jb. K. K. Geolog. Reichs-Anst., *14*, Wien 1864.
THEYER, P., 1969: Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzengraben (Oberes Murtal, Steiermark). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 147 S., Wien 1969.
THIELE, O., 1960: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1960, Wien 1960.
THIELE, O., 1961: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1961, Wien 1961.
THURNER, A., 1927: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — Mitt. Nat.-wiss. Ver. Stmk., *63*, Graz 1927.
THURNER, A., 1930: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — Zentralbl. Min. Petr., 1929, Abt. A, Nr. 4, Stuttgart 1930.
THURNER, A., 1937: Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten. — Mitt. Geolog. Ges. Wien, *28*, 1935, Wien 1937.
THURNER, A., 1951: Tektonik und Talbildung im Gebiet des oberen Murtales. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, *160*, Wien 1951.
THURNER, A., 1958: Geologische Karte der Republik Österreich Stadl-Murau, 1 : 50.000. — Geolog. Bundes-Anst., Wien 1958.
THURNER, A., 1958: Erläuterungen zur Geologischen Karte Stadl-Murau 1 : 50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. — Geolog. Bundes-Anst., Wien 1958.
TOLLMANN, A., KRISTAN-TOLLMANN, E., 1962: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs". — Mitt. Österr. Geograph. Ges., *104*, H 3, Wien 1962.
TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. — 356 S., Wien (Deuticke) 1963.
TOLLMANN, A., 1964: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14*, Wien 1964.

VOGELTANZ, R., 1964: Die Typen der hornblendeführenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. Beitrag 5 zu: (Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern.) — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1964, Wien 1964.

WINKLER, A., 1913: Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. — Verh. K. K. geolog. Reichs-Anst., 1913, Wien 1913.

WINKLER, A., 1914: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, Wien 1914.

WINKLER, A., 1923: Gedanken über die tektonische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalppen im Jungtertiär. — Geol. Rdsch., *14*, H 3, Berlin 1923.

WINKLER, A , 1928: Über Studien in den Inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, *137*, Wien 1928.

WINKLER-HERMADEN, A., 1936: Auf welchem Weg wurden die Ostalpen zum Hochgebirge der Gegenwart. — Z. dt. Geolog. Ges., *88*, Berlin 1936.

WINKLER-HERMADEN, A., 1940: Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. — Zentralbl. Min. Geol. Pal., 1940, Abt. B., Stuttgart 1940.

WINKLER-HERMADEN, A., 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., Wien 1957.

ZETTER, R.: Fagus- und Castanea-Blattreste des österreichischen Tertiär. — Dissertation in Bearbeitung, Paläontolog. Inst. Univ. Wien.

ZEZULA, G., 1976: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). — Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., Wien 1976.

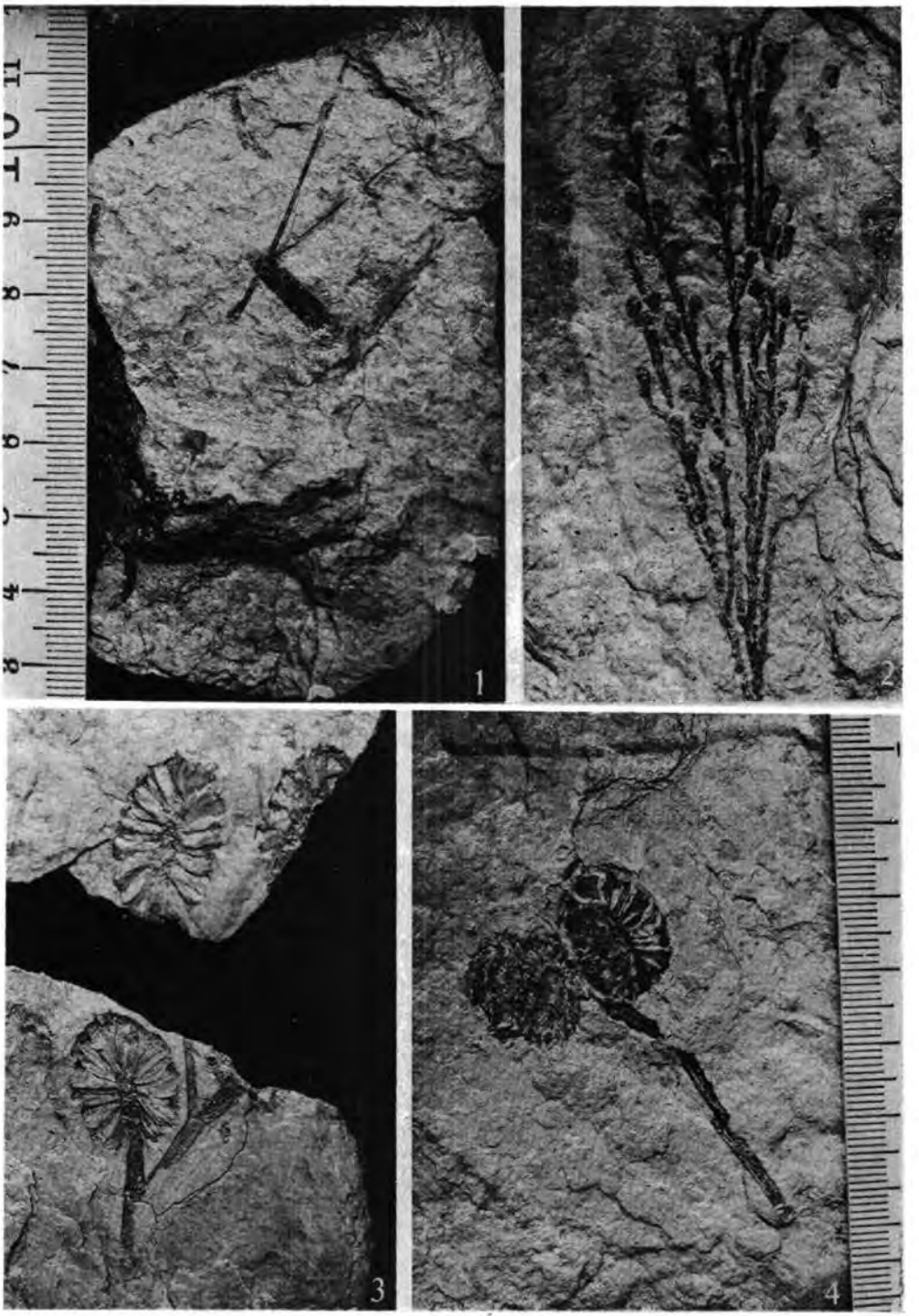
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 8. Juli 1977.

Nachtrag zur Literatur:

KNOBLOCH, E., 1977: Fossile Pflanzenreste aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich. — Verh. Geolog. Bundes-Anst., 1977, H 3, Wien 1977.

Tafel 1
Fig. 1. Nadeln von *Pinus laricioides* (MENZEL).
Fig. 2. Männliche Blüte von *Taxodium*.
Fig. 3 und 4. Zapfen von *Sequoia*.

TAFEL I

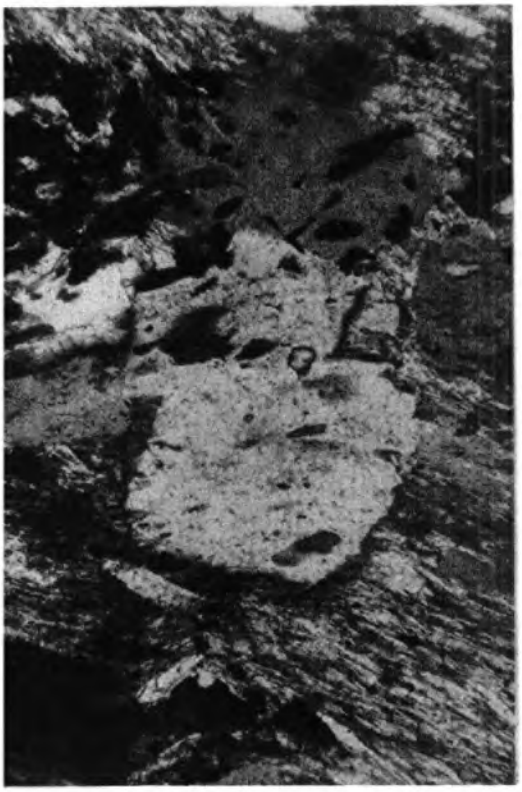


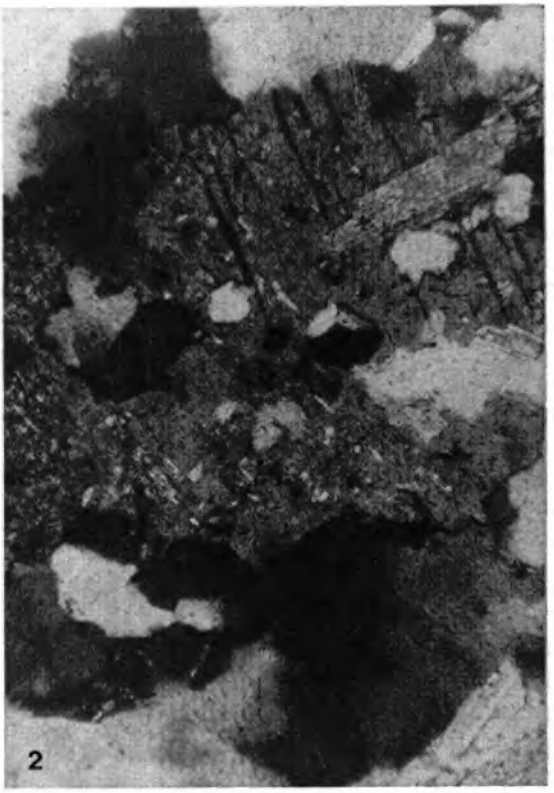
Tafel 2

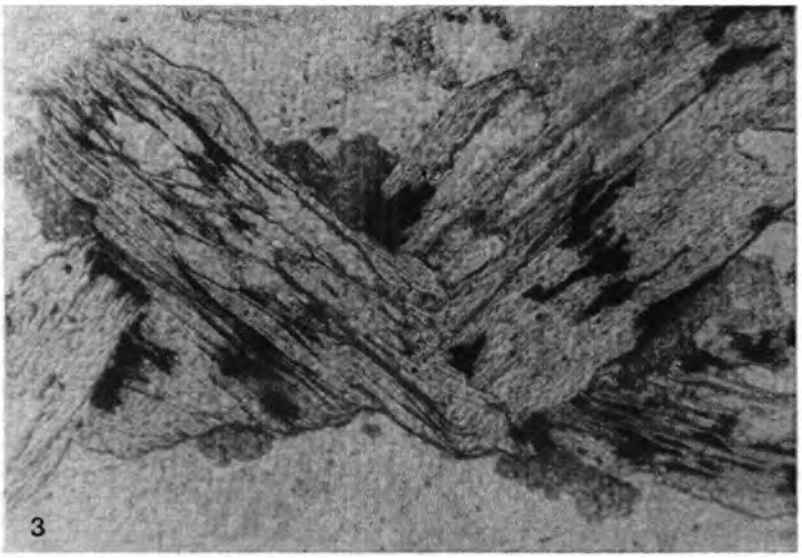
Fig. 1. Albitblasen mit Interngefüge aus einem Granatglimmerschiefer-Geröll. Vergrößerung ca. 300fach. X Nicols.

Fig. 2. Oligoklas-Auge mit Grundgewebseinschlüssen und Entmischungsfülle aus einem Plagioklas-Augengneis-Geröll. Vergrößerung ca. 100fach. X Nicols.

Fig. 3. Umbildung von postkristallin deformiertem Biotit zu Chlorit unter Ausscheidung von Quarz und opaker Substanz längs der Spaltrisse in einem Paragneis-Geröll. Vergrößerung ca. 400fach.




2


3

M. HEINRICH, – Tafel 1

Geologische Karte des Tertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung

Aufgenommen von M. Heinrich (1972 – 1975)

N

1:25.000

0 1000 2000 m

Quartär

- Talalluvionen
- Moor – und Sumpfgebiete
- Schutt – und Schwemmfächer
- Bergsturzmaterial und Hangschutt
- Rutschkörper
- Moräne

Tertiär

- K K Kohleausbisse
- Schieferton und Sandstein
- Breccie im Schieferton (Göriachtal)
- Wechsellagerungen
- Grundkonglomerat
- G Grobblockhorizonte
- Breccienhorizonte
- Verlandungshorizonte
- Basisbreccie

Kristallin

- Granatglimmerschieferserie
- Marmor
- Amphibolitische Gesteine
- Paragneisserie

Schichtung und Schieferung:

0-5° 6-25° 26-45° 46-65° 66-85° 86-90°

Lineation (Faltenachsen):

Horizontale Lage 6-30° 31-60° 61-90° Neigung

Verwerfungen:

beobachtet — abgedeckt

Abgedeckte Grenze Kristallin-Tertiär (nur im N – und E-Teil des Beckens)

Alte Kohleschurfe (St. Andrä, Lessachtal, Lehmgraben, Sauerfeld)

Graphische Gestaltung und Reprotechnik:
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 343—400	Wien, Dezember 1977

Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen

Von ERDOGAN ERKAN *)

Mit 15 Abbildungen und 13 Säulenprofilen auf Tafel 1

Schlüsselwörter
Uranvorkommen
Paläogeographie
Stratigraphie
Sedimentologie
Profiltypen
Permoskyth

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 100—105, 126, 127, 130, 131, 135, 157—159

INHALT

Zusammenfassung 344
Summary 345
I. Einleitung 345
II. Permoskyth-Typusprofile der östlichen Ostalpen 347
II.1. Veitschalm-Typus 347
II.1.1. Veitschalm-Profil 347
II.1.2. Ergebnisse aus dem Veitschalm-Profil 349
II.1.3. Zirbenkogel-Profil 350
II.1.4. Ergebnisse aus dem Zirbenkogel-Profil 350
II.2. Radmer-Typus 352
II.2.1. Radmer-Profil 352
II.2.2. Ergebnisse aus dem Radmer-Profil 355
II.2.3. Aschbach-Profil 356
II.3. Ramsau-Typus 357
II.3.1. Ramsau-Profil 357
A. Niederer Türlspitz-Profil 359
B. Lehnachriedel-Profil 360
C. Karlbach-Profil 361
D. Schlitzenalm-Profil 362
E. Schildlehen-Profil 362
II.4. Rettenegg-Typus 364
II.4.1. Rettenegg-Profil 364
II.4.2. Hagenbach-Profil 367
II.5. Thörl-Typus 372
II.5.1. Thörl-Profil 372
II.5.2. Tweng-Profil 373
III. Stratigraphie und Parallelisierung der permotriadischen Serien 374
III.1. Mitteltrias 374
III.2. Kalk-Serie 375

*) Anschrift des Verfassers: Dr. ERDOGAN ERKAN, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

III.3. Gips-, Ton- und Sandstein-Serie 376
III.4. Ton- und Sandstein-Serie 377
III.5. Phyllit-Serie 377
III.6. Obere Quarzit-Serie 377
III.7. Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen 378
IV. Ablagerungsmilieu der permoskythischen Folgen in den östlichen Ostalpen 379
V. Paläogeographie und Uranvorkommen des Unterperm in den östlichen Ostalpen 379
VI. Paläogeographie des Mittelperm in den östlichen Ostalpen 388
VII. Paläogeographie und Gipslagerstätten des Oberperm in den östlichen Ostalpen 390
VIII. Paläogeographie des Skyth in den östlichen Ostalpen 394
Literaturverzeichnis 396

Zusammenfassung

In der vorliegenden Permoskyth-Studie werden zunächst die Geländebeobachtungen bewußt ohne Deutung aufgezählt und anschließend die Permoskyth-Profile der östlichen Ostalpen in fünf Typen unterteilt, in Veitschalm-Typus, Radmer-Typus, Ramsau-Typus, Rettenegg-Typus und Thörl-Typus. Alle diese Typus-Profile erfüllen folgende Forderungen:

1. Sie haben einen ausgedehnten Gültigkeitsbereich
2. Sie sind relativ gut aufgeschlossen.

Jedes dieser Typus-Profile wird zugleich in einzelne vertikale Abschnitte, in einzelne Serien, unterteilt und stratigraphisch auf Grund paläontologischer, pollenanalytischer und isotopengeologischer Hinweise eingestuft. Neben diesen Hinweisen wurden auch Vulkanite und lithologische Ausbildung der einzelnen Serien als Parallelisierungsmerkmale herangezogen, da die permoskythischen Serien nicht überall Fossilien führen. Ein überraschendes Ergebnis dieser bis heute als nicht korrelierbar geltenden Schichten war, daß die einzelnen, unterschiedenen Serien im gesamten Untersuchungsbereich miteinander parallelisierbar sind. Ganz im Einklang mit diesem Ergebnis stehen Hinweise, welche die marine Entstehung der permischen Schichten der Ostalpen wahrscheinlich machen.

Die stratigraphisch-faziologischen Vergleiche der fünf ostalpinen Permoskyth-Typus-Profile (s. Abb. 15) legt das folgende paläogeographische Bild nahe (s. Abb. 12).

Im Unter-Perm wird in einem Bereich, der von Admont bis Schoberpaß und Forstau reicht, Tone mit Uran-führenden Sandsteinlagen (Forstau, Schoberpaß, Fieberbrunn etc.) abgelagert. Diese Serie wurde Phyllit-Serie benannt. Im Unterostalpin der Umgebung von Rettenegg enthält die Phyllit-Serie ebenfalls Uranerz-führende Quarzitlagen und Porphyroide. Zwischen diesen Ablagerungsbereichen im Unter-Perm nimmt ein Abtragungsgebiet — ein kontinentaler Bereich — Platz.

Uranerze des ostalpinen Perm sind u. a.: a) an die Sandsteinlagen der Phyllit-Serie und b) an den Grenzbereich der Festland- und Flachwasser-Fazies gebunden.

Das Klima des ostalpinen Unter-Perm war, wie die durchwegs tonig-kalkigen Ablagerungen der Phyllit-Serie andeuten, feucht-warm, nicht wie meistens angenommen, arid.

Die Saalische Phase in den Ostalpen ist dadurch belegt, daß mit deren Wirkung der unterpermische Kontinent im Mittelperm begraben wurde, so daß die gesamte Ostalpen gleichzeitig marin überdeckt wurden. Die grobklastischen Lagen der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sind nichts anderes als der Grobschutt dieser weit verbreiteten Phase, der von dem transgredierenden mittelpermischen Meer eingebettet wurde. In dem von dem ehemaligen Kontinent entfernteren Bereich, z. B. im Dachstein-Gebiet, war die Sedimentation ruhiger, so daß nur Sandsteine abgelagert wurden.

Im Oberperm sind in dem untersuchten Bereich vom Süden nach Norden 3 Faziesbereiche deutlich voneinander unterscheidbar:

1. Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies
2. Ton- und Sandstein-Fazies
3. Sandstein-Fazies

Die Grenzen dieser Faziesbereiche verlaufen i. allg. in E-W-Richtung. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies bildet eine große, nach E offene Lagune, die lokal N-S-gerichtete kleinere Lagunen enthält. Die Ablagerungen dieses innersten Faziesbereiches, die dunkle Dolomite mit Anhydriten — heute liegen sie zum größten Teil als Gipse vor —, die Kieslagen mit organischer Substanz, sind in relativ tiefem Wasser abgelagert bzw. ausgeschieden worden.

Gegen die äußere Fazieszonen, gegen den 2. und 3. Faziesbereich zu, werden die Sedimente immer heller und zugleich enthalten sie rechlich Schräg- und Flaser-Schichten. Solche Sandsteine wurden in relativ flachem und bewegtem Wasser abgelagert.

Im unteren Abschnitt des Skyth entsteht aus der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies die Ton- und Sandstein-Fazies und im oberen Abschnitt des Skyth tritt schließlich die Kalk-Fazies auf.

Summary

In the following exposition the Permoscythian sediments of the eastern parts of the Eastern Alps are examined in closer detail, stratigraphically classified and are finally arranged into five facies zones (Abb. 15).

The Permoscythian environment of deposition is discussed.

Abb. 12 and Abb. 13 show the paleogeographic conditions in the lower and upper Permian of the eastern parts of the Eastern Alps. In addition, the stratigraphic position and paleogeographic extent of the lower Permian uranium occurrences and the upper Permian gypsum and salt deposits are discussed.

I. Einleitung

Das Permoskyth der Ostalpen enthält mehrere bedeutende sedimentäre Lagerstätten. Alle nordalpinen Salz- und die meisten Gipslagerstätten sind in diesem Zeitabschnitt entstanden. Wissenschaftlich und eventuell auch wirtschaftlich interessant sind die im letzten Jahrzehnt entdeckten permischen Uran-Vorkommen, welche von den Nordalpen bis zum Penninikum und von Tirol bis zum Ostrand der Ostalpen weit verbreitet sind.

Wirtschaftlich weniger interessant sind die permischen Kupfer-Vorkommen der Ostalpen. Die oberpermischen Dolomite der Nordalpen führen an der Basis der Gipslager stellenweise Pyritlagen mit Kupferkies (Prof. 4 auf Taf. 1); auch die Uranerz-führenden Lagen enthalten Kupfererze. So führt z. B. das Uran-Vorkommen an der Ripplmauer S Wald am Schoberpaß, welches während der Überprüfung der paläographischen Karte des Unterperm im Gelände gefunden wurde, ebenfalls 1,3% Cu.

Der Entwurf einer paläogeographischen Karte permoskythischer Lagerstätten, wie es das Ziel dieser Arbeit war, setzt die Lösung der Probleme der Permoskyth-Stratigraphie voraus. Deshalb wurden zuerst alle Abschnitte des Permoskyth der östlichen Ostalpen stratigraphisch eingestuft, um die Voraussetzung für eine paläogeographische Darstellung der alpinen Geosynklinale zu schaffen. Naturgemäß wurden im Rahmen dieser Studie die Bereiche mit zusammenhängenden Permoskyth-Profilen besonders ausgewählt gegenüber solchen mit intensiver Schuppung. Um Überschneidungen mit anderen laufenden Arbeiten zu vermeiden, mußte die Geländearbeit im Wesentlichen auf die Steiermark beschränkt werden; Nachbargebiete wurden aber zumindest nach der Literatur einbezogen.

Die relativ genauen Geländeaufnahmen brachten hinsichtlich der Tektonik der Ostalpen neue Ergebnisse. So konnte z. B. nachgewiesen werden, daß die von

A. TOLLMANN (1967, Taf. 1) am Südrand der Kalkalpen, südlich der Veitschalpe, innerhalb des Permoskyth gezeichnete Überschiebungslinie in der Tat nicht existiert.

Die westliche Grenze des Arbeitsgebietes bilden die Permoskyth-Vorkommen der unterostalpinen Einheit um Tweng (Salzburg). Es wurden jedoch zahlreiche Permoskyth-Vergleichsprofile in den westlicher gelegenen Gebieten aufgenommen, so z. B. in dem Unterostalpin von Penkengschoß oder im Pennin (Umgebung des Wustkogel/Tuxer-Gebiet in den Zillertaler Alpen), um die in den östlichen Ostalpen erzielten Ergebnisse auch weiter gegen Westen verfolgen zu können.

Die in Kärnten gelegenen Permoskyth-Vorkommen werden derzeit von mehreren Arbeitsgruppen E. und G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum, Wien), G. RIEHL-HERWIRSCH (Technische Universität Wien) und G. THIEDIG u. a. (Universität Hamburg) aufgenommen. Deshalb wurden in diesem Bereich nur Vergleichsbegehungen durchgeführt. Es mußten jedoch im südalpinen Bereich mehrere Profile aufgenommen werden, um eine Vergleichsbasis mit den nordalpinen Profilen zu ermöglichen.

Für die Geländeaufnahmen haben mir mehrere ausgezeichnete geologische Karten große Hilfe geleistet. Stellvertretend für alle seien hier einige klassische Arbeiten genannt, wie z. B. das Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz von E. SPENGLER und J. STINY (1926, 1 : 75.000), die Geologische Karte der Gesäuseberge von O. AMPFERER (1935, 1 : 25.000), das Bl. Mürzzuschlag von H. P. CORNELIUS (1936, 1 : 75.000), die Geologische Karte der Dachsteingruppe von E. SPENGLER, O. GANSS, F. KÜMEL und G. NEUMANN (1954, 1 : 25.000) und Bl. Oberzeiring-Kalwang von K. METZ (1967, 1 : 50.000).

In der vorliegenden Arbeit wurden die Termini zur tektonischen Orientierung und das Schema der Rückführung der alpinen Decken in die ursprüngliche Ablagerungsräume der Publikation von A. TOLLMANN (1965) entnommen.

Alle in dieser Arbeit verwendeten geographischen Namen und Fixpunkte entstammen den österreichischen topographischen Kartenblättern 1 : 50.000.

Herzlichst danke ich dem Initiator dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK, für zahlreiche wertvolle Hinweise und für die große Hilfsbereitschaft in jeder Hinsicht.

Herrn Prof. Dr. K. METZ und Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN danke ich für anregende Diskussionen und Kritik.

Herrn Prof. Dr. W. SIEGL danke ich für die Unterstützung bei der Bestimmung der Erzminerale und für die photographischen Aufnahmen der Erze. Herr Dr. K. O. FELSER stellte dankenswerterweise seine unpublizierten geologischen Aufnahmen vom südlichen Rosental (Kärnten) zur Verfügung. Herrn Doz. Dr. W. FRISCH verdanke ich eine sehr interessante Exkursion zu mehreren Permoskyth-Vorkommen im Penninikum.

Für die freundliche Bestimmung der Mikrofossilien bin ich Fr. Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN zu großem Dank verpflichtet. Herr Prof. Dr. W. KLAUS hat meine Tonschiefer-Proben palynologisch untersucht, wofür an dieser Stelle bestens gedankt sei. Die Schwermineral-Untersuchungen meiner Proben wird derzeit von Herrn Dr. G. NIEDERMAYR durchgeführt.

Das gesamte Belegmaterial wird im Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben aufbewahrt.

Die vorliegende Arbeit wurde zunächst von dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und anschließend von dem Forschungsvorhaben „Forschungen zur Erschließung und Nutzung der Lagerstätten in Österreich" finanziell unterstützt, wofür ich mich bedanke.

II. Permoskyth-Typusprofile der östlichen Ostalpen

Die permoskythischen Schichten der Ostalpen sind lithologisch vielfältiger Natur. Sie enthalten Konglomerate, Breccien, Sandsteine, Tone, Mergel, Kalke, Dolomite, Gipse und Salze in zahlreichen Farbvariationen. Vorherrschend sind jedoch sandigtonige Bildungen; dementsprechend besitzt das Permoskyth der Ostalpen heute überall dort, wo es nicht den Fuß steiler Kalkwände bildet, einen Mittelgebirgs-Charakter mit hügeliger, bewaldeter Landschaft. Wegen der relativ leichten Verwitterbarkeit dieser Gesteinstypen bieten sie sehr wenige Aufschlüsse. Deshalb wurde methodisch so vorgegangen, daß zuerst die relativ gut aufgeschlossenen und zusammenhängenden Permoskyth-Bereiche profilmäßig genau aufgenommen wurden, anschließend wurde der Gültigkeitsbereich des betreffenden Profils in der weiteren Fortsetzung mit Hilfe der spärlichen Aufschlüsse, von Lesesteinen und z. T. auch an Hand der Morphologie verfolgt. Auf diese Weise sind stellvertretend für das gesamte Permoskyth der östlichen Ostalpen fünf Typus-Profile entstanden. Jedes dieser 5 Typus-Profile ist 1. für einen relativ großen Bereich der östlichen Ostalpen typisch und gleichzeitig 2. relativ gut aufgeschlossen.

Daher sind wir imstande, das gesamte Permoskyth der östlichen Ostalpen mit diesen 5 Typus-Profilen zu definieren.

Im folgenden werden diese 5 Permoskyth-Typusprofile und deren Geltungsbereiche beschrieben.

II.1. Veitschalm-Typus

II.1.1. Veitschalm Profil

Das Veitschalm-Profil (Prof. 2) des Veitschalm-Typus ist an der Veitschalpe, um und südlich der Veitschalm-Hütte relativ gut aufgeschlossen. Die heutigen Aufschlußverhältnisse sind jedoch nicht überall identisch mit denen des Aufnahmesommers im Jahre 1972. Die obere, kalkige permoskythische Serie wurde z. B. an dem damals gut aufgeschlossenen Weg westlich der Veitschalm-Hütte aufgenommen, der ein Jahr später gänzlich vom Hangschutt überrollt wurde. Der neue Weg oberhalb des alten Weges jedoch bietet heute beinahe ebenso gute Aufschlüsse.

Die permoskythische Folge südlich der Veitschalm ist ca. 325 m mächtig. Sie transgrediert auf die Norische Decke der Grauwackenzone, die in dieser Um-

gebung aus Porphyroiden, Grauwackenschiefern und erzführenden Kalken besteht.

Die permoskythische Folge der Veitschalm-Umgebung kann vom Liegenden zum Hangenden unschwer in drei Abschnitte unterteilt werden:

a) Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen
b) Ton- und Sandstein-Serie
c) Kalk-Serie

a) Bei der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Veitschalm-Profils handelt es sich um eine bunte Folge mit Sandstein- und Breccienlagen.

Sie ist in dem Profilbereich etwa 195 m mächtig und transgrediert auf Silurschiefer, die lithologisch aus dünnplattigen Serizitschiefern und Serizitquarziten bestehen. Einzelne bräunlich anwitternde, dünne Serizitquarzitlagen enthalten mm-große Chloritoide. Am Transgressionskontakt enthält die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen violette Brekzien, deren Komponenten Serizitschiefer, Serizitquarzite und Chloritoid-führende Serizitquarzite sind.

Darauf ruht eine wechsellagernde Folge mit violetten, grauen und weißen Sandsteinen, weißen und rötlichen Brekzien und sehr selten auftretenden, geringmächtigen, violetten Tonschieferlagen. Die Brekzien bestehen aus rosa und weißen Kieselschiefern, Quarz und relativ seltenem Porphyroid; die Brekzien östlich der Veitschalm (Aufschlüsse an der Forststraße) weisen außerdem auch noch einen, einige cm-mächtige Quarz- und Hämatitgänge auf. Weiter östlich, am Steinkogel, W Tebrin, enthalten diese Brekzien dm-mächtige Sederit-, Quarz- und Hämatitgänge. An den Aufschlüssen der Forststraße südlich vom Steinkogel ist die Gangvererzung gut beobachtbar. Lagergänge oder schichtparallele Vererzungsspuren scheinen hier zu fehlen.

Die hangendsten Brekzienlagen sind südöstlich der Veitschalm-Hütte aufgeschlossen (ss 06/34). Sie wechsellagern hier mit grauen Sandsteinen und enthalten farblose, weiße und rosa Quarzkomponenten.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie besteht aus einer wechsellagernden Folge von bunten Sandsteinen und Tonschiefern. Sie ist bei der Veitschalm-Hütte und westlich davon zu beobachten. Die Sandsteine führen meistens klastische Hellglimmer, graue Sandsteine sind z. T. etwas mergelig. Zwischen den bunten Tonschiefern und den Sandsteinen gibt es alle Übergänge; im Rahmen dieser Arbeit wurden die sandigen Tonschiefer und die tonigen Sandsteine nicht extra ausgeschieden.

c) Die Kalk-Serie des Veitschalm-Typus besteht aus einer Folge von bunten mega- und mikrofossilreichen Kalken mit relativ seltenen, mergeligen oder sandigen Lagen. Unmittelbar im Hangenden der Ton- und Sandstein-Serie nehmen dünngeschichtete, graue bis rosa Kalke Platz (ss 328/44), die im Liegenden der grobbankigen, hellgrauen und rötlichen Kalke liegen (ss 06/30). Die darauf liegenden kalkigen, grauen und bräunlich anwitternden Sandsteine wechsellagern mit hellgrau-rosa Kalken. Darauf folgen dünnplattige, rosa bis graue Kalke mit dünnen Mergellagen, welche den ersten markanten Crinoiden- und Bivalvenreichen Horizont unterlagern (ss 350/38, ss 08/40, ss 342/54). Über diesem ist im Hangenden eine wechsellagernde Folge mit weißen, grauen oder violetten Kalken, grauen mergeligen Kalken und Mergeln, die cm-mächtige tonige Lagen ent-

halten (ss 330/40) ausgebildet. Darauf nehmen zuerst violette oder rosa Kalke mit Mergeleinschaltungen und dann graue, sandige Mergel Platz. Auf diesen Mergeln wiederum liegen violette, grobgebankte Kalke, reich an Crinoiden und rosa Kalke mit cm-mächtigen, grüngrauen Toneinschaltungen, dann hellgraue bis rötliche Kalke (ss 320/48), welche die hangendsten Schichten der Kalk-Serie bilden.

Im folgenden möchte ich die anisische Schichtfolge, die im Hangenden der Kalk-Serie anschließt, kurz beschreiben und damit die obere Grenze der permoskythischen Folge kennzeichnen.

Unmittelbar auf den rötlichen Kalken liegen dünnplattige, z. T. grobbankige, dunkelgraue bis graue, gebänderte Dolomite und graue, brekziöse Dolomite (ss 02/56). Diese in den Nordalpen weit verbreiteten, meistens sterilen Dolomittypen wurden auf Grund ihrer Lithologie als Gutensteiner Dolomite angesprochen.

Auf diesen Gutensteiner Dolomiten lagern hellgraue, massige, z. T. kalkige Wetterstein-Dolomite.

II.1.2. Ergebnisse des Veitschalm-Profils

Die genaue Aufnahme des Veitscher-Profils brachte u. a. folgende Ergebnisse:

a) Das Permoskyth um und südlich der Veitschalm bildet eine mittelsteil-nordfallende, im Großen zusammenhängende Folge. Die von A. TOLLMANN (1976, Taf. 1) hier, südlich der Veitschalpe, innerhalb des Permoskyth gezeichnete Dekkengrenze, die das Tirolikum vom Juvavikum trennen soll, kann nicht verifiziert werden. Zu dem gleichen Ergebnis kam K.-H. BÜCHNER, der die weiter westliche Fortsetzung der Veitschalpe, die nördliche und südwestliche Gesäuseberge geologisch aufnahm. Er bemerkt dazu (K.-H. BÜCHNER, 1973, S. 91—92): „Von einer Mürzalpendecke im Sinne von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) kann also im Bereich der Gesäuseberge nicht die Rede sein."

Wie ich später zeigen werde, gibt es innerhalb des Permoskyth am Südrand der östlichen Kalkalpen in manchen Bereichen Störungen, insbesondere im Verbreitungsbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie (s. Abb. 15) wie z. B. in Radmer und Aschbach (Stmk.) und zwar im Hangendgrenzbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie. Daß die erwähnten Störungen tatsächlich lokale Bewegungsflächen und keine Überschiebungsflächen darstellen, ergibt sich u. a. aus dem Auskeilen dieser Störungen in den Nachbargebieten mit ungestörter Folge, wie z. B. in unmittelbarer Umgebung der Veitschalm.

b) Die Hämatit-Vererzung der Veitschalm (Prof. 2) und die Siderit- und Hämatit-Vererzung des Steinkogels sind eindeutig Gang-Vererzungen. Wie im Kapitel III.7 gezeigt werden wird, ist die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen mittelpermischen Alters; daher sind diese Hämatit- und Siderit-Gänge auf jeden Fall nachmittelpermisch entstanden.

c) Die Porphyroid-Komponenten der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen zeigen, daß das Ablagerungsgebiet nicht weit von den heute im Süden anschließenden Porphyroid der Norischen Decke war.

II.1.3. Zirbenkogel-Profil

Ein anderes Profil des Veitschalm-Typus ist am Zirbenkogel östlich Prebichl aufgeschlossen. Die Prebichl-Umgebung bis Eisenerz gehört ebenfalls zum Verbreitungsbereich des Veitschalm-Typus. Der relativ gut aufgeschlossene Bereich des Permoskyth befindet sich um und südöstlich des Zirbenkogels östlich der Leobner Mauer. Das Zirbenkogel-Profil (Taf. 1, Prof. 3) erstreckt sich von Glaslwald bis zur Umgebung der Kohleben-Jagdhütte südöstlich der Leobner Mauer. Dieses Profil kann in zwei Abschnitte unterteilt werden, die den zwei liegenden Serien des Veitschalm-Profils entsprechen. Der dritte Abschnitt dieses Profils, die hangende Kalk-Serie, liegt vermutlich unter dem Schutt der Mitteltrias der Leobner Mauer begraben; möglicherweise könnte die Kalk-Serie des Zirbenkogel-Profils aber z. T. auch an einer Störung reduziert sein.

Die zwei Serien des Zirbenkogel-Profils vom Liegenden zum Hangenden sind:

a) Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen.
b) Ton- und Sandstein-Serie.

a) Die groben Basiskonglomerate dieser Serie liegen im Profilbereich südlich des Zirbenkogels, in einer Seehöhe von etwa 1530 m transgressiv auf den Erzführenden Kalken der Norischen Decke der Grauwackenzone. Diese Konglomerate bestehen aus weißen, roten oder grauen, kantengerundeten, kantigen, bis Kopf-großen Geröllen von Erzführendem Kalk, Radiolariten, Quarziten, eckigen, weißen oder rosa Kieselschiefern, dunkelgrauen Phylliten, roten, gut gerundeten feinkörnigen Sandsteinen und seltener aus Hämatit- und Porphyroid-Geröllen. Das Bindemittel des Konglomerates ist ein roter, grobkörniger Sandstein. Gegen das Hangende zu gehen die Konglomerate in Brekzien über; die Anzahl der Kalkkomponenten nimmt ab, die der eckigen, roten oder weißen Kieselschiefer- und Quarz-Komponenten zu. Auf den Brekzien liegen rote Sandsteine (ss 300/40) mit seltenen, dm-großen Quarzgeröllen und kleineren Kieselschiefer- und roten Sandsteingeröllen. In der weiteren Folge gegen das Hangende wechsellagern Konglomerate, Brekzien, Sandstein und seltene, geringmächtige, rote Tonschiefer. Die Feinkonglomerate und Sandsteine sind teilweise gradiert.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie entsteht durch allmähliche Kornverkleinerung aus der liegenden Serie. Sie besteht im Liegenden aus roten, z. T. sandigen Tonschiefern und roten Sandsteinen (ss 320/22, ss 320/35). Darauf lagern kieselige, grüngraue Tonschiefer, rote Tonschiefer und Sandsteine und hellgrüne Sandsteine mit Hellglimmern. Die hangenden Schichtglieder liegen unter dem Schutt der Leobner Mauer, die aus hellgrauem, massigen Wettersteinkalk besteht, begraben.

II.1.4. Ergebnisse des Zirbenkogel-Profils

a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen enthält relativ häufig weiße bis rötliche Kieselschiefer-Komponenten. Dieser Gesteinstypus ist in der Grauwackenzone der näheren oder weiteren Umgebung völlig unbekannt. Die in der Norischen Decke der Umgebung vorhandenen schwarzen Lydite hingegen fehlen wiederum in der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen. Des Rätsels Lösung ist wohl die folgende: Die Untere Sandstein-Serie mit grobklasti-

schen Lagen bezog ihr Material nicht nur aus dem unmittelbaren Untergrund, sondern ein Teil der Komponenten der hangenden Abschnitte dieser Serie wurde von den weiter entfernt liegenden Bereichen beliefert (z. B. die weißen und rötlichen Kieselschieferkomponenten). Tatsächlich enthalten die liegendsten Lagen der genannten Serie fast nur Komponenten von Erzführendem Kalk des Untergrundes. Erst gegen das Hangende zu werden die weißen und rötlichen Kieselschiefer-Komponenten häufiger.

Die obigen Beobachtungen und Überlegungen zeigen, daß die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen keine Fanglomerate oder ortsgebundene Schwemmfächer darstellen wie vielfach angenommen wurde (z. B. G. RIEHL-H., 1972), vielmehr ist diese Serie in einem relativ großen Becken mit einem großen Einzugsbereich abgelagert worden.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen besteht aus einer wechsellagernden Folge mit Konglomerat-, Sandstein- und (seltener) Tonlagen. Es gibt keine Fanglomerate oder ortsgebundene Schwemmfächer, die eine solche wechsellagernde Folge bilden könnten. Fanglomerate und ortsgebundene Schwemmfächer sind ausgesprochen unsortierte, pelitisch-psephitische Bildungen, die in der streichenden Fortsetzung auskeilen.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen ist vielfach gradiert (s. Abb. 7); auch dies beweist, daß diese, als Prebichl-Schichten bekannte Serie, eine aquatisch gebildete Serie ist, die mit Fanglomeraten oder ähnlich gebildeten Sedimenten nichts Gemeinsames hat.

b) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profils enthält öfters kleine (mm-Bereich) und größere (bis zu 10 cm) Hämatitgerölle (Prof. 3); im Veitschalm-Profil enthält diese Serie bis zu 5 cm große Hämatit-Gerölle. Sie stellen, genauso wie die rötlichen Kieselschiefer-Komponenten, den exotischen Anteil der genannten Serie dar, weil das zugehörige Liefergebiet nicht mit Sicherheit bekannt ist.

Das wahrscheinlichste Liefergebiet der Hämatit-Komponenten sind die Hämatit-Gänge der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen, da die Hämatitgerölle in der Nähe dieser Gänge häufiger sind (Prof. 2). Aus diesem Grund dürfte die Vererzung der Hämatit- und Siderit-Gänge der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen bereits mittelpermisch erfolgt sein.

Die Ton- und Sandsteinserie enthält ebenfalls Hämatit-Komponenten (im mm-Bereich und darunter). Die rote Farbe dieser Serie ist mindestens teilweise durch die Oxydation der klastischen Eisenerz-Komponenten in situ entstanden.

c) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen enthält öfters (durchschnittlich 3 bis 7 cm große) kantengerundete bis gut gerundete rote Sandstein-Komponenten, die von den roten Sandsteinlagen bzw. vom Bindemittel dieser Serie nicht unterscheidbar sind. Die Gesteine der Grauwackenzone kommen als Lieferant für diese roten, mittelkörnigen Sandstein-Komponenten nicht in Frage. Dies ist in Übereinstimmung mit den oben Erwähnten folgenderweise zu erklären:

Die roten Sandstein-Komponenten sind durch Resedimentation, d. h. durch Umlagerung der bereits verfestigten roten Sandsteine oder des roten Sandstein-

Bindemittels der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen entstanden. Dazu sind zeitweise Hebungen und Senkungen der permischen Tröge notwendig, die sich wohl ohne Schwierigkeiten dadurch begründen lassen, daß ja das Perm im behandelten Gebiete eine vulkanisch aktive Zeit darstellt. Die mehrfachen Sandstein- und Grobklastika-Wechsellagerungen der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profils belegt ebenfalls, daß in dem zugehörigen Zeitabschnitt mehrfache Senkungen und Hebungen in den Liefergebieten stattgefunden haben müssen.

Die Sedimentation der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen beruhigt sich gegen das Hangende (die Ton- und Sandstein-Serie) allmählich, so daß man das Zirbenkogel-Profil, genauso wie die meisten Permoskyth-Profile der Ostalpen, als eine große gradierte Folge betrachten kann.

II.2. Radmer-Typus

Zwischen den Verbreitungsbereichen des Veitschalm-Typus in der Umgebung von Veitschalm und Prebichl und unmittelbar westlich des letzteren tritt der des Radmer-Typus auf (Taf. 1, Prof. 4).

Die liegende Serie des Radmer-Typus, die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen, ist praktisch identisch mit der liegenden Serie des Veitschalm-Typus. Die mittlere Serie des Radmer-Typus ist von der vergleichbaren Serie des Veitschalm-Typus, der Ton- und Sandstein-Serie dadurch unterschieden, daß sie Gipse enthält.

Fast im gesamten Verbreitungsbereich des Radmer-Typus, (vgl. das Radmer-Profil, Prof. 4) ist die hangende Kalk-Serie, die Rauhwacken an der Basis der Mitteltrias und der hangendste Abschnitt der Ton- und Sandstein-Serie tektonisch reduziert; die blaugrünen, weichen Tonschiefer im hangenden Abschnitt der Gips-, Ton- und Sandstein-Sere, die mit cm-mächtigen Gipslagen wechsellagern, repräsentieren das schwächste Glied der permoskythischen Folge. Die unterhalb der kalkigen, wasserdurchlässigen Schichtpakete durchnäßten, weichen Tonschieferlagen vermögen keine Scherspannungen des Gebirges zu übertragen und sind deshalb in den Nordalpen für die Bildung tektonischer Flächen prädestiniert. Daher treten im Verbreitungsbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in den Nordalpen kleinere oder größere Störungen auf, und zwar immer an der Hangendgrenze der oben genannten Serie (vgl. Abb. 15). Diese Störungen enden aber immer im Streichen, sobald sie den Faziesbereich des Veitschalm-Typus erreichen. Aus diesem Grund sind die oben erwähnten Dislokationen nur als Störungen, keinesfalls jedoch als Überschiebungen zu betrachten.

III.2.1 Radmer-Profil (Prof. 4)

Der Radmer-Typus ist am besten bei Radmer, im Schüsser Graben, zu beobachten. Dieses Profil ist lithologisch vom Liegenden zum Hangenden in 2 Abschnitte gliederbar:

a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen.
b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

a) Diese liegende Serie des Permoskyth transgrediert im Schüsser Graben auf den Blasseneck-Porphyroid. Der Transgressionskontakt ist in ca. 900 m Seehöhe E des Bachbettes beobachtbar. Hier ist der Blasseneck-Porphyroid grünlich und ziemlich feinkörnig. Unmittelbar auf dem Transgressionskontakt zeigt sich eine 1 bis 2 m mächtige, grüngraue, dichtgepackte, monomikte Brekzie, die aus mm bis cm großen Porphyroidbruchstücken besteht. Darauf folgen der Reihe nach grobkörnige Sandsteine und graugrüne, mittelkörnige Sandsteine, weiße, feinkörnige Sandsteine und graugrüne, mittelkörnige Sandsteine. Gegen das Hangende treten mächtige Konglomerate mit rotbraunem Tonschiefer-Bindemittel auf. Diese Konglomerate enthalten öfters cm mächtige, rote Sandsteineinlagen und besonders in den liegendsten Partien hellgraugrüne Tonschiefer und Sandsteine.

b) Diese Serie besteht im liegendsten Abschnitt aus rotbraunen, tonigen Sandsteinen. Die unmittelbar daraufliegenden Schichtglieder sind mit einer aus dem hangendsten Teil der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie bestehenden Rutschmasse völlig bedeckt. Im hangenden sichtbaren Teil liegen dunkelgraue, sandige Dolomitlagen, die schwarze Schlieren aus organischer Substanz und durchschnittlich 10 cm mächtige, verfältelte Lagen, hauptsächlich aus Pyrit und Kupferkies bestehend, enthalten. Die Erzanschliffe zeigen, daß die Pyrite z. T. die Zell-Lumina der erwähnten, organischen Reste füllen, während die Zellwände aus Dolomit bestehen (Abb. 1). Stellenweise wird das Zellgewebe durch Pyrit und Kupferkies abgebildet, wie es schon von G. Sterk (1954) aus der vergleichbaren Serie in Mitterberg bekannt gemacht wurde. In den vererzten Lagen in Radmer gibt es Bereiche, die ziemlich reich an Kupferkies sind und noch Pyrit, Bornit, Anthrazit und Fahlerz enthalten.

Die beschriebenen schwarzen Dolomite mit Kieslagen sind in einem leicht salinaren, ruhigen und vor allem reduzierenden Milieu abgelagert worden, wo die organische Substanz erhalten bleiben konnte.

Im Hangenden der dunkelgrauen Dolomite liegen hellgrüngraue Sandsteine sowie wechsellagernde grüngraue Tone und dünne Gipslagen. Darauf folgen hellgrüne Sandsteine und kieselige Tone, die 20 bis 80 cm mächtige Ankerit-Gänge enthalten. Darauf folgen 7 m mächtige, helle Gipslagen, 5 m mächtige, rote Ton- und Gips-Wechsellagerungen, grüngraue, cm bis dm gebankte Sandsteine mit kieseligen, grüngrauen Tonschieferlagen. Die Sandsteine enthalten z. T. 15 cm mächtige Gänge mit Quarz- und Ankerit-Füllung. Weiter im Hangenden folgen grüngraue, kieselige Tonschiefer mit 0,5 cm mächtigen Sandsteinlagen, geringmächtige Gipse mit grünen und grauen Tonschieferlagen (ss 28/36), grüngraue Tonschiefer mit 0,5 cm dünnen, roten Sandsteinlagen wechsellagernd mit kieseligen Tonschieferlagen, graue Tonschiefer mit mm bis einige cm mächtigen, weißen Gipslagen, graue Tonschiefer mit cm mächtigen Sandsteinlagen, hellgraue Sandsteine, wechsellagernde Gipse und grüne Tonschiefer, rosa und weiße Gipse, grüne Tonschiefer mit cm mächtigen, violetten Tonschieferlagen und Brekzien. Diese Brekzien enthalten bis zu 30 cm große Gips-, cm große Dolomit- und durchschnittlich 5 cm große grüne Tonschiefer-Komponenten. Auf die Brekzien folgen Ton- und Gips-Wechsellagerungen, rosa Gipse (ss 00/22), grüne Ton-

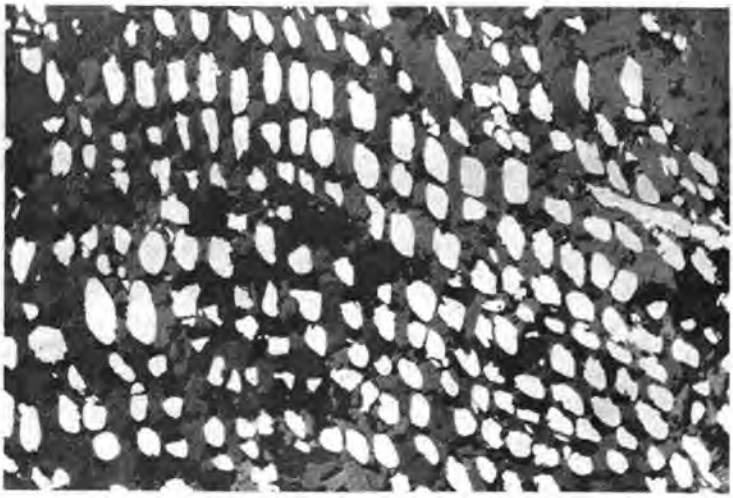


Abb. 1. Die das Zellgewebe abbildenden Pyrite in den oberpermischen Dolomiten von Radmer (Stmk.). Die helle Zell-Lumina bestehen aus Pyrit, die dunklen Zellwände aus Dolomit. 165fach.

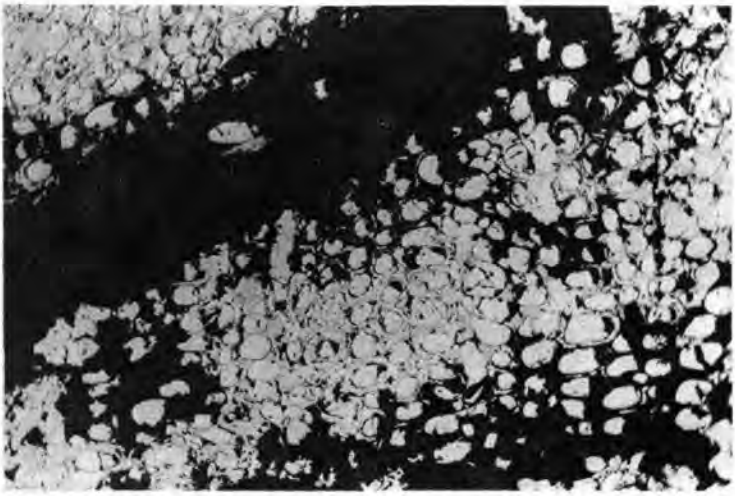


Abb. 2. Pyritisiertes Zellgefüge des oberpermischen Dolomits, Radmer (Stmk.). Die Zellwände sind durch Kupferkies ersetzt. 165fach.

schiefer mit dm mächtigen Dolomitbrekzienlagen, Gipse, blaugrüne, weiche Tone, rosa bis graue oder weiße Bänderkalke bzw. -Dolomite, graue Kalke und Dolomite, die im hangendsten Bereich mylonitisiert sind. Im Hangenden dieser grauen Dolomite sind hellgraue, massige Wettersteindolomite aufgeschlossen, welche in den liegendsten Abschnitten 5 bis 6 m mächtige, rötliche Mylonite enthalten. Es handelt sich hier um eine Störung mit relativ mächtiger Mylonitzone. In der weiteren Fortsetzung dieser Störung wurden einige Meter messende Rauhwacken-Blöcke beobachtet.

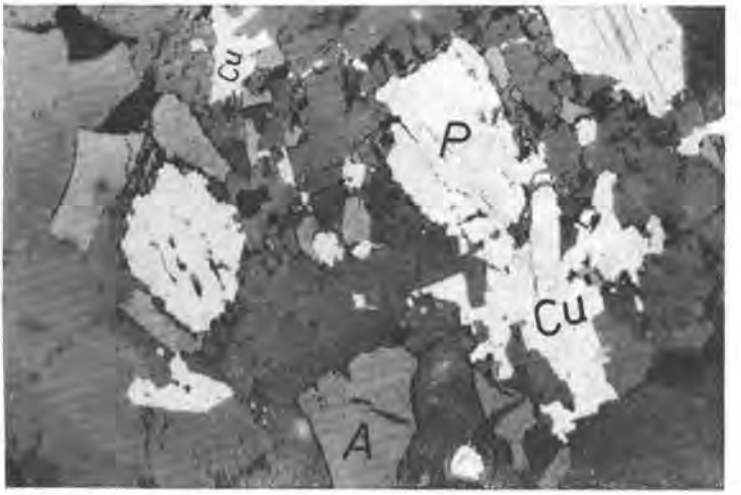


Abb. 3. Oberpermischer Dolomit mit Kupferkies (Cu), Pyrit (P) und Anthrazit (A), Radmer (Stmk.). 165fach.

Die Haar-Risse der grünen und grauen Sandsteine innerhalb der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie sind öfters durch Hämatit verheilt. In Zusammenhang mit dieser Erscheinung stehen die rötlich gefärbten Klufträander der grauen Sandsteine, die durch die zurkulierenden, das zweiwertige Eisen oxydierenden Wässer hervorgerufen worden sind.

II.2.2 Ergebnisse des Radmer-Profils

a) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie können wir vom Liegenden zum Hangenden in 3 Abschnitte unterteilen (s. Abb. 15):

1. Liegend-Gipslager.
2. Liegende Tone und Sandsteine.
3. Hangend-Gipslager.

Diese Gliederung ist keinesfalls eine lokale Erscheinung. Die meisten Gips-Vorkommen der östlichen Nordalpen enthalten ein Liegend- und ein Hangend-Gipslager, das durch eine Zwischenschicht getrennt ist, welche aus Tonschiefern und Sandsteinen besteht (z. B. das Gips-Vorkommen in Karlbach, Dachsteingebiet, vgl. Prof. 6 a).

b) Liegende Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in Radmer enthalten rote, z. T. sandige Tonschieferlagen, die Rippelmarken zeigen (Abb. 5). Diese Sedimente stellen Seichtwasser-Bildungen dar. Dagegen sind die dunklen Dolomite mit Kieslagen an der Basis der gesamten Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in einem relativ tieferen, ruhigeren Bereich abgelagert worden. Eine Zwischenstellung nehmen die mächtigen Gipslager ein.

c) Die im hangenden Bereich des Hangend-Gipslagers eingeschalteten, zirka 20 m mächtigen Brekzien stellen einen regional verfolgbaren Horizont dar. Sie sind u. a. auch in dem Dachsteingebiet vertreten und bestehen in den meisten

Fällen aus verschieden gefärbten Gips-, Dolomit- und grünen Tonschiefer-Komponenten. Mehrere Gips- und Tonschiefer-Lagen in den Brekzien zeigen, daß sie als sedimentäre Brekzien anzusprechen sind.

II.2.3. Aschbach-Profil

Der Radmer-Typus und der Veitschalm-Typus sind miteinander durch Übergänge verbunden. Die Gipsmächtigkeit des Radmer-Typus nimmt gegen den Veitschalm-Typus zu allmählich ab. So verlieren z. B. die Gipse von Oberort (Stmk.) sowohl gegen E, gegen die Veitschalpe, als auch gegen W, gegen den Prebichl, an Mächtigkeit; die tektonische Anfälligkeit des Radmer-Typus jedoch ändert sich nicht.

Das Aschbach-Profil wurde am nördlichen Rand der „Gollrader Bucht", südlich und südwestlich des Gehöftes Samblbauer aufgenommen.

Die Kalk-Serie der permoskythischen Folge ist in dieser Umgebung tektonisch reduziert worden. Genauso wie in Radmer besteht das Permoskyth südwestlich Aschbach vom Liegenden zum Hangenden aus 2 Serien:

a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen
b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

a) Die liegende Serie des Aschbach-Profils transgrediert auf die Blasseneck-Porphyroide der Grauwackenzone. In diesen grünen Porphyroiden sind mm große Quarz- und einige mm große, leistenförmige, weiße Feldspat-Einsprenglinge makroskopisch gut erkennbar. Die daraufliegenden grünen, dichten Brekzien verdanken ihre Farbe den Porphyroid-Komponenten. Als weitere Komponenten sind hellgraue, einige mm bis cm große, eckige, z. T. kantengerundete Quarzit-Komponenten beobachtbar. Auf den Brekzien lagern grüngraue, feinkörnige Sandsteine, graue Tonschiefer, gradierte, graue Sandsteine mit Porphyroid-geröll-führenden Konglomeratlagen, rote Sandsteine, grobe, graue und grüngraue Sandsteine, rote Sandsteine (ss 310/50), tonige, rote Sandsteine mit Konglomeratlagen, die Porphyroid-, Quarzit- und rote Kieselschiefer-Gerölle führen und schließlich — an der Grenze zur hangenden Serie — rote Sandsteine auch bis 6 cm große, kantengerundete Quarzitgerölle enthalten.

b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Aschbach-Profils ist zum Unterschied von der äquivalenten Serie des Radmer-Profils mergelig entwickelt. Die meisten, tonigen Lagen sind südlich Aschbach relativ schlecht aufgeschlossen, weshalb das Säulenprofil (Prof. 5) mehrere Lücken aufweist.

Auf den grauen Sandsteinen der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie lagern graue, sandige, gebleichte Mergel und violette Sandsteine.

Im Bereich der violetten Sandsteine sind zirka 10 m große, deckschollenartig herumliegende Rauhwacken-Blöcke zu beobachten, die wohl aus dem tektonisch reduzierten Abschnitt im Liegenden der Gutensteiner-Kalke stammen dürften.

Die weiteren hangenden Schichtglieder bestehen der Reihe nach aus ockerbraun verwitternden, bunten, weichen Mergeln, weißen Gipsen, grünen Sandsteinen, bunten Mergeln und Sandsteinen, grüngrauen Mergeln, grauen Sandsteinen, grüngrauen Mergeln, grauen Sandsteinen und mylonitisierten grauen Sandsteinen und

Mergeln mit Harnischen im hangendsten Abschnitt, die auf eine Störung hinweisen. Tatsächlich nehmen ganz unvermittelt Gutensteiner Kalke auf der Nordflanke der Störung Platz, die in der Nachbarschaft der Störung ebenfalls mylonitisiert sind.

Die anisischen Gutenseiner Kalke des Profilbereiches sind dunkelgraue, dünnplattige Kalke mit weißen Kalzitadern.

An den Gleitstriemungen der oben beschriebenen Störung ist eine relative Bewegungsrichtung der Hangendscholle in NW-Richtung, subparallel den Schichten, ablesbar. In der östlichen Fortsetzung der Störung sind auch die Gutensteiner Kalke reduziert, so daß die Hangendscholle nur aus hellgrauen, massigen Wettersteinkalken bzw. -dolomiten besteht.

II.3. Ramsau-Typus (Abb. 15 und Prof. 6 a)

Der Ramsau-Typus zeigt im oberen Abschnitt fast keinen Unterschied gegenüber dem Radmer-Typus; die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie der beiden Typen sind gleich ausgebildet. In den liegenden Partien sind die beiden Typen jedoch wesentlich verschieden:

a) Die Untere Sandstein-Serie des Ramsau-Typus enthält, im Gegensatz zu der Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-Typus, keine Grobklastika.

b) Die Untere Sandstein-Serie des Ramsau-Typus ist zwei- bis dreimal mächtiger als die vergleichbare Serie des Radmer-Typus.

c) Als markantester und auch lagerstättenkundlich wichtiger Unterschied des Ramsau-Typus gegenüber dem Radmer-Typus ist, daß er im liegendsten Bereich, auf den Basiskonglomeraten, eine Phyllit-Serie enthält, während eine solche dem Radmer-Typus gänzlich fehlt.

Der Ramsau-Typus mit tonigen, gips- und z. T. salzreichen Schichtgliedern kennzeichnet, genauso wie der Bereich des Radmer-Typus, Gebiete mit gestörter permoskythischer Folge. Es ist deshalb kein Zufall, daß nur der Ramsau- und der Radmer-Typus Störungen enthalten (Abb. 15); diese bilden das tektonische Charakteristikum beider Typen.

Die Verbreitung des Ramsau-Typus erstreckt sich von Admont bis zur Westgrenze des bearbeiteten Gebietes (Filzmoos) am Südrand der Kalkalpen. Innerhalb dieses Bereiches ist das Permoskyth südlich der Dachsteinmasse, zwischen Karlbach und Schildlehen relativ gut aufgeschlossen. Daher wurden die Detail-Aufnahmen zur Darstellung des Ramsau-Typus hauptsächlich auf dieses Gebiet konzentriert; die unterschiedenen Serien lassen sich gegen E und W leicht verfolgen.

II.3.1. Ramsau-Profil (Prof. 6 a)

Südlich der Dachsteinmasse ist das Ramsau-Typus-Profil nirgends durchgehend von der Basis bis zum hangendsten Abschnitt aufgeschlossen. Deshalb wurden innerhalb dieses relativ kleinen Gebietes 3 Teil-Profile aufgenommen, aus denen sich das Ramsau-Typus-Profil zusammensetzt. Die gemeinsamen Abschnitte der Teilprofile oder die markanten Horizonte, wie die Liegend-Grenze der Gipse

mit den Brekzien und den Sandsteinen fungierten dabei als Parallelisierungs-Horizonte verschiedener Teil-Profile. Die Parallelisierung der Teilprofile, Schlitzenalm- und Schildlehen-Profil, wurde durch Geländebegehungen erhärtet.

Die genauen Aufnahmen von F. KÜMEL (1954, S. 41) bestätigend, möchte ich bemerken, daß die Schuppenbildung im mittleren Abschnitt der Südwände der Dachsteinmasse wesentlich weniger lebhaft als in dem westlich anschließenden Teil ist. Wie Abb. 3 (F. KÜMEL, 1954, S. 44) zeigt, gibt es im Liegenden der Dachsteinmasse zwei übereinanderliegende Schuppen. Die Liegendste, die Hühnerkogelschuppe unterlagernde Schuppe besteht aus einer auf die Grauwackenzone transgredierenden Folge („Werfener Schiefer"), die den bereits erwähnten Ramsau-Typus darstellt. Die tektonische Hangendgrenze dieses Typus zwischen Karlbach und Schildlehen dürfte nördlich der Kote 1759 im oberen Karlbach, im Bereich des schuttverhüllten Fußes der Felswände, liegen, da in den südlicher gelegenen, relativ gut aufgeschlossenen Abschnitten keine tektonische Grenze beobachtet werden konnte (s. Prof. 6 a). Westlich der oben angenommenen tektonischen Linie ist der durch Lesesteine angedeutete Schubspan von Grauwackenschiefer und -konglomerat vorhanden (F. KÜMEL, 1954, S. 42). Die Profile Karlbach, Schlitzenalm und Schildlehen stellen zusammen den Ramsau-Typus dar (Prof. 6 a). Der Vollständigkeit halber wurde ebenfalls die skythische, fossilreiche Basis der Dachsteinmasse beschrieben und lithologisch unterteilt (s. Prof. 6 b). Der Kalk-Serie entsprechen die „Oberen Grenzschichten der Werfener Schichten" auf der Karte von O. GANSS et al. (1954) weitgehend.

Die Grenzen der Unteren Quarzit-Serie des Ramsau-Typus sind nur unerheblich von denen der „Quarzitischen und grünen Werfener Schichten" verschieden.

Auf der oben erwähnten Karte sind weiters sowohl die „Schiefer im Hangenden der Quarzitischen und grünen Werfener Schichten" als auch im Liegenden derselben mit der gleichen Bezeichnung „Werfener Schiefer" gekennzeichnet, was vielleicht zu unrichtigen tektonischen Schlußfolgerungen führen könnte. Die beiden genannten Schichtgruppen sind jedoch in wesentlichen Punkten voneinander verschieden. Die hangenden „Werfener Schiefer" KÜMEL's entsprechen mehr meiner Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus; die liegenden „Werfener Schiefer" KÜMEL's sind hingegen mit einer Phyllit-Serie vergleichbar. Beide Serien unterscheiden sich durch folgende Merkmale:

a) Die Ton- und Sandstein-Serie enthält zwei Gipslager, die Phyllit-Serie keines.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie besteht i. allg. aus wechsellagernden Ton- und Sandstein-Lagen;
die Phyllit-Serie dagegen enthält quarzitische Phyllite, die sehr selten reine Quarzit-Lagen führen.

c) In der Phyllit-Serie sind Kohlenstoff-reiche, in der weiteren Fortsetzung Uran-führende Lagen (= Graphitische Phyllite oder Graphitische Quarzite) enthalten, die in der Ton- und Sandstein-Serie fehlen.

Ein weiterer Unterschied meiner Aufnahmen gegenüber denen von O. GANSS et al. (1954) betrifft die Basalkonglomerate der permischen Folge. Aus dem folgenden Grund wurden von mir die von den genannten als ? kambrisch eingestuf-

ten und als Filzmooser Konglomerat angesprochenen Konglomerate an der Basis der permischen Serie als Basisschichten des Perm aufgenommen.

O. Ganss (1954, S. 15 und Abb. 1) nimmt die sogenannten „Filzmooser Konglomerate" als Kern einer großen Antiklinale an. Dieser Deutung widersprechen mehrere Aufschlüsse an der Dachstein-Mautstraße, da hier diese Konglomerate mit den auf der Karte als Werfener Schiefer ausgeschiedenen permoskythischen Schichten durch Übergänge verbunden sind.

A. Niederer Türlspitz-Profil (der Dachsteinmasse, s. Prof. 6 b)

Dieses E-W-Profil erstreckt sich westlich vom Niederen Türlspitz, von 1920 m Seehöhe bis zur roten Markierung zwischen der Türlwandhütte und der Dachstein-Südwandhütte. Es enthält den liegenden Abschnitt der Mitteltrias und fast die gesamte Kalk-Serie. Bei der Beschreibung der folgenden Profile möchte ich mit den hangenden Abschnitten beginnen, da diese nicht metamorph sind.

In 1920 m Seehöhe sind hellgraue, massige bis dickbankige Dolomite aufgeschlossen, wie es für Wetterstein-Dolomite typisch ist. Darunter der Reihe nach kommen dm gebankte dunkelgraue Dolomite (ss 32/74), dünngeschichtete und dickgebankte graue Dolomite, dickbankige graue Dolomite mit cm mächtigen, schwarzen Dolomitlagen (ss 95/38), grobbankige, graue bis dunkelgraue Dolomite mit mm mächtigen schwarzen Dolomitlagen (ss 90/22) und wechsellagernde schwarze, blättrige, cm bis dm gebankte graue Dolomite, die als Gutensteiner Dolomite anzusprechen sind.

a) Die Kalk-Serie: Unterhalb der unteranisischen Gutensteiner Kalke beginnt die Kalk-Serie des Permoskyth mit 40 cm mächtigen, grauen Crinoidenkalken (Probe Türlwand 1). Die weiteren liegenden Schichten bestehen aus grüngrauen Mergeln, grauen Crinoidenkalk-Lagen, grauen dichten Kalken, massigen grauen Dolomiten, rötlichen, grauen und grünen, dünnblättrigen Tonschiefern, wechsellagernden, einige cm gebankten rosa Kalken mit Crinoidenfragmenten (Probe Türlwand 2) und grauen Dolomiten, rötlichen Sandsteinen (Probe Türlwand 3), wechsellagernden roten Mergeln und roten Kalksandsteinen (Probe Türlwand 4), rosa und grauen Kalken (Probe Türlwand 6) und Bivalven-reichen Lagen (Probe Türlwand 9, ss 34/24) mit Pflanzenabdrücken (Probe Türlwand 7), grauen und schwarzen Kalken, roten (ss 30/40) und grauen Kalken, roten körnigen Kalken, bräunlichen Sandsteinen mit Hellglimmern und 5 cm mächtigen grauen Kalkbändern, kalkigen Sandsteinen mit Lumachellen (Probe Türlwand 10) und Wurmspuren, wechsellagernden, Lumachellen-führenden hellgrauen, dünnplattigen oder dm gebankten rötlichen und blaugrauen Kalken, dünnplattigen, z. T. mergeligen, grüngrauen bis grauen Kalken (Probe Türlwand 11, ss 100/10), grauen bis dunkelgrauen, z. T. dünnplattigen Kalken mit Wurmspuren, grauen, dünnplattigen Kalken mit Bivalven (Probe Türlwand 12) und grauen Kalken.

Die Dünnschliff-Untersuchungen der aus der Kalk-Serie entnommenen Proben zeigten folgende Ergebnisse (det. E. Kristan-Tollmann).

Türlwand 1, 2 und 3: *Meandrospira pusilla* (Ho)
Türlwand 4: *Meandrospira pusilla* (Ho), *Glomospira* sp.
Türlwand 5: *Meandrospira pusilla* (Ho), *Glomospirella* sp.

Türlwand 6:	*Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN
	Glomospirella parallela KRISTAN-TOLLMANN
	Glomospirella spirillinoides (GROSDILOVA & GLEBOVSKAIA)
	Meandrospira pusilla (HO)
Türlwand 8:	*Glomospirella* sp.
Türlwand 9:	*Glomospirella* sp.
	Glomospirella amplificata KRISTAN-TOLLMANN
	Meandrospira pusilla (HO)
Türlwand 10:	*Meandrospira pusilla* (HO)
Türlwand 11:	*Glomospirella* sp.

Zur stratigraphischen Einstufung dieser Fauna teilt Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN folgendes mit (briefl. Mitt.):

„Fast alle Schliffe enthalten die für oberes Skyth charakteristische Foraminifere *M. pusilla* (HO) — deren jüngeres Synonym übrigens die aus Werfener Schichten beschriebene *Citaella iulia* PREMOLI SILVA darstellt. M. pusilla wurde von Ho aus mittels Mollusken als Anis eingestuften Kalken erstbeschrieben, reicht jedoch nach den bisherigen Befunden aller übrigen Autoren im Bereich der Tethys nicht über das Skyth hinaus. Keinen so engen Leitwert hingegen haben die vorgefundenen Glomospirellen — sie kommen in der gesamten Trias vor, *Gl. spirillinoides* sogar schon ab dem Jungpaläozoikum".

B. Lehnachriedel-Profil (der Dachsteinmasse, Prof. 6 b)

Das Lehnachriedel-Teilprofil erstreckt sich südwestlich vom Niederen Türlspitz ab Seehöhe 2030 m in SW-Richtung hinunter bis zur roten Markierung zwischen der Türlwand-Hütte und der Austria-Hütte.

Da der Großteil des Niederen Türlspitz-Profils mit dem Lehnachriedel-Profil ident ist, wird im folgenden nur die liegende Fortsetzung des Lehnachriedel-Profils beschrieben. Dabei liefern die Crinoiden- und Bivalven-führenden Lagen beider Profile ausgezeichnete Parallelisierungs-Horizonte (s. Prof. 6 b).

Die weitere Fortsetzung gegen das Liegende des Niederen Türlspitz-Profils bilden die grauen, mergeligen Kalke mit grauen Sandsteinlagen des Lehnachriedel-Profils. Darunter liegen als weitere Schichtglieder wechsellagernde grüngraue Mergel und dünngeschichtete rosa Kalke, rote Kalksandsteine mit Hellglimmern und graue Mergel und Kalke mit grünen und grüngrauen, dünnen Tonschieferlagen.

Im Laufe der Geländearbeiten wurden im Bereich des Niederen Türlspitz- und Lehnachriedel-Profils zahlreiche Bivalven gesammelt, die zur weiteren Bestimmung Herrn Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum, Wien) übergeben wurden; eine Bestimmung steht allerdings noch aus.

In den grauen Kalken der Kalk-Serie östlich der Dachstein-Südwand-Hütte fand E. SUESS (s. F. KÜMEL, 1954, S. 33):

Tirolites cassianus QUENST.
Naticella (Natiria) costata MSTR.
Myacites (Anodontophora) fassaensis WISSM.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie des Lehnachriedel-Profils

Die hangendsten Schichtglieder der Ton- und Sandstein-Serie (s. Prof. 6 b) sind im Bereich des Lehnachriedel-Profils aufgeschlossen. Vom Hangenden zum Liegenden bestehen sie aus roten und grünen Tonschiefern, grüngrauen Sandsteinen und Tonschiefern, grüngrauen z. T. roten, kieseligen Tonschiefern, grünen und roten, feinkörnigen Sandsteinen mit Hellglimmern.

C. Karlbach-Profil (des Ramsau-Typus, Prof. 6 a)

Dieses, im Hangenden wahrscheinlich tektonisch reduzierte Profil, ist im Karlgraben, östlich der Dachstein-Mautstraße, zwischen den Höhenmetern 1759 und 1320 aufgeschlossen. Die hangendsten, sichtbaren Schichten im Karlgraben, bunte Tone und Sandsteine, gehören zum hangendsten Abschnitt der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Karlbach-Profils besteht aus 3 Abschnitten (s. Abb. 15).

1) Hangend-Gipslager
2) Liegende Tone und Sandsteine
3) Liegend-Gipslager

1) Das Hangend-Gipslager beginnt im obersten Bereich mit sandigen, dolomitischen Kalken und dunkelgrauen Mergeln. Darunter folgen der Reihe nach schwarze, z. T. dolomitische Kalke, wechsellagernde, rötliche, weiße, dunkelgraue, z. T. gebänderte, unreine Gipse und schwarze Dolomite (ss 340/20), weiße Gipse mit cm mächtigen, rötlichen und z. T. tonigen, dunkelgrauen Gipslagen, wechsellagernde, schwarze Dolomite und weiße Gipse, 16 m Brekzie mit Melaphyr-, dm großen, verschiedenartigen Gips-, grünen kantigen, cm bis dm großen Quarzit-, grünen, zugerundeten, 6 cm großen Tonschiefer- und Mergel-Komponenten, rötlich-schwarz gebänderte Gipse, nochmals eine Brekzienlage, rötlich-schwarz gebänderte Gipse, weißer Gips (356/28), Brekzien mit 5 cm großen, eckigen, grünen Quarzit-Komponenten, weiße und rote Gipse mit dm mächtigen, schwarzen Tonlagen, Brekzie mit cm großen, grünen Quarzit-Komponenten, rote und weiße, z. T. unreine graue Gipse mit mm bis cm mächtigen, grünen und roten Tonschieferlagen, die das Liegende des Hangend-Gipslagers bilden. Eine aus dieser Lage entnommene grüne Tonschiefer-Probe enthielt Oberperm-Sporen (det. W. Klaus).

Die Gesamtmächtigkeit des Hangend-Gipslagers beträgt etwa 60 m.

2) Die Liegenden Tone und Sandsteine zwischen dem Hangend- und dem Liegend-Gipslager bestehen aus Ton- und Sandsteinwechsellagerungen; Schichtfolge vom Hangenden zum Liegenden ist folgende:

Mm bis cm mächtige, graue und rote Tonschiefer und graue dm gebankte Sandsteine mit Hellglimmern (ss 10/20). Darunter folgen rote Sandsteine mit Hellglimmern und mm dünnen Hämatit- bzw. cm mächtigen Ankerit-Adern, grüne Sandsteine mit Hämatit-gefüllten Haarrissen und Hellglimmerbelag, weiße Sandsteine, rote Sandsteine mit grünen, Pyrit-reichen Höfen, rote, feinkörnige Sandsteine, grüne Sandsteine, rote Sandsteine (ss 348/38) mit Hämatit-Gängen und geringmächtigen, roten Tonschieferlagen, 7 cm mächtiger, grüner ? Tuffit,

rote, feinsandige Tonschiefer, grüne Sandsteine mit Pyriten, roter, kieseliger Tonschiefer, rosa Sandsteine, rote, feinsandige Tonschiefer mit geringmächtigen Sandsteinlagen (ss 330/45) und — abschließend — eine zweite, grüne, 10 cm mächtige ? tuffitische Lage innerhalb von violetten Sandsteinen (05/30) an der Grenze zum Liegend-Gipslager.

Bei den oben erwähnten wahrscheinlichen, geringmächtigen, tuffitischen Lagen handelt es sich um dichte, grüne Gesteine. U. d. M. waren in den Dünnschliffen K 12, K 20 und K 20 A keine Komponenten zu beobachten. Durch die röntgenographische Untersuchung wurde jedoch an den Proben K 20 und K 20 A Feldspat, Chlorit, Quarz und Hellglimmer nachgewiesen (det. H. HÖHN, Montanuniversität).

Die Gesamtmächtigkeit der Zwischenschichten mit Ton und Sandsteinen beträgt etwa 70 m.

3) Das Liegend-Gipslager enthält im hangendsten Bereich 10 m mächtige, weiße Gipse. Darunter folgen der Reihe nach violette Sandsteine mit dünnen Ankerit- und Hämatit-Gängen, grüne und violette Sandsteine, 7 m mächtige Gipse mit schwarzen, Boudinage-artig aufgelösten Dolomitbrocken, grüne Sandsteine, Gipse mit schwarzen Dolomiten, 20 m mächtige Gipse, violette Tonschiefer (ss 20/60), grüne Sandsteine, 20 cm mächtige rosa Gipse mit grünen Tonschieferlagen, grüne, grobe Sandsteine, 10 m mächtige rosa, weiß oder grau gebänderte Gipse, wechsellagernde grüne Quarzit-Brekzien und Gipse, rote Tonschiefer, mit roten und grünen Tonschieferlagen wechsellagernde weiße Gipse.

Im Liegenden der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Karlbach-Profils schließt die Untere Sandstein- bzw. Quarzit-Serie an. Diese enthält im hangenden Abschnitt, im Übergangsbereich mit der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie, einen markanten Horizont mit grünen Quarzit-Brekzien, die von grünen Sandsteinen unterlagert werden. Diesen Horizont des Karlbach-Profils kann man im Streichen bis zum trockenen Bachbett NW Austria-Hütte verfolgen. Hier sind in 1510 m Seehöhe grüne Quarzitbrekzien im Liegenden grüner Tonschiefer bzw. Gipse und im Hangenden grüner Quarzite aufgeschlossen.

In der weiteren Fortsetzung, ca. 500 m W des letztgenannten Punktes im Bereich der Glösalm (= Walcher-Alm der Geol. Karte von O. GANSS et al., 1954) an der Dachstein-Mautstraße sind nur Tonschiefer ohne Gips zu beobachten, die von roten Sandsteinen unterlagert werden.

D. Schlitzenalm-Profil (Prof. 6 a)

Dieses Teilprofil des Ramsau-Typus wurde nur zur Parallelisierung des Karlbach-Profils mit dem Schildlehen-Profil aufgenommen. Es enthält bloß den hangenden Abschnitt der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie.

E. Schildlehen-Profil (des Ramsau-Typus, Prof. 6 a)

Das Schildlehen-Teilprofil wurde an der Dachstein-Mautstraße zwischen Glösalm und der Seehöhe 1230 aufgenommen. Es zeigt die liegenden Serien des Ramsau-Typus, und zwar:

a) die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie
b) die Phyllit-Serie

a) Obwohl die Untere Quarzit-Serie bzw. Sandstein-Serie des Karlbach- und Schlitzenalm-Profils fast zur Gänze metamorph ist, sind die hangendsten 30 bis 40 m des Schildlehen-Profils von der Metamorphose weitgehend verschont geblieben, zumindest ist die rote Farbe der Sandsteine und der Tonschiefer erhalten geblieben.

Im hangendsten, von der Metamorphose nicht betroffenen Abschnitt des Schildlehen-Profils finden sich rote, sandige Tonschiefer, rote bis bräunliche, z. T. tonige Sandsteine. Darunter folgen leicht metamorphe, grüne bis dunkelgrüne, dm gebankte graue und grüngraue Quarzite (ss 19/68), weiters weiße, hellgraue, grüne, dunkelblaugraue, serizitische, dunkelgraue, z. T. phyllitische und grüne Quarzite. Darunter liegen hellgrüne Quarzite mit Chloritoiden, die die epizonale Umwandlung dieser Schichten beweisen. Das Liegendste der Serie bilden dunkelgraue Quarzite.

In bezug auf die Fossilführung bzw. auf das Ablagerungsmilieu der Unteren Quarzit-Serie (= Quarzitische Werfener Schichten von F. KÜMEL, 1954, S. 32) bemerkt genannter folgendes:

„Aus dem Hangendteil des Quarzites nahe der Brandhütte (bei der Austria-Hütte) stammt die einzige Versteinerung aus diesem Gestein, ein Rest einer gerippten Muschel. Wenn sie auch unbestimmbar ist (die Flachheit spricht gegen eine der berippten Pseudomonotis-Arten, für einen Pectiniden), so ergibt sich daraus mindestens die meerische Entstehung des Quarzites."

b) Die Phyllit-Serie

Die Phyllit-Serie besteht aus relativ weichen Schichtgliedern. Sie ist im Gelände unschwer von der aus harten Quarziten bestehenden Unteren Quarzit-Serie zu unterscheiden. Morphologisch bildet diese die bewaldeten Hügel, wie z. B. Brandriedel oder Duchat südlich der Dachsteingruppe, während die Phyllit-Serie am Fuße dieser Hügel die niedrigen Säume zeichnet. Deshalb sind die beiden Serien sogar auf Luftbildern voneinander zu unterscheiden.

Die Phyllit-Serie besteht im hangendsten Bereich aus dunkelgrauen bzw. dunkelgraublauen Phylliten und hellen Serizitquarziten. Darunter lagern dunkelgraue Phyllite, hellgrüne plattige Serizitquarzite (ss 350/48), dunkelgraue Phyllite, graphitische Phyllite, dunkelgraue quarzitische Phyllite, graphitische Quarzite, hellgrüne Serizitquarzite, die die Basis-Konglomerate bzw. -Brekzien überlagern.

Die Basis-Konglomerate bestehen aus rosa bis farblosen Quarz- und Serizitschiefern sowie verschiedenen Phyllit-Komponenten mit grauem, phyllitischen Bindemittel. Sie sind mit der hangenden Phyllit-Serie durch einen allmählichen Übergang, der eine sukzessive Korngrößenabnahme gegen das Hangende zeigt, verbunden. Die Transgressionsfläche der Basis-Konglomerate auf den Gesteinen der Grauwackenzone ist scharf ausgebildet.

Die Grauwackenzone im Bereich des Schildlehen-Profils setzt sich aus grauen, dünnblättrigen Phylliten und dünnplattigen Quarziten zusammen.

Unter den Ergebnissen des Kapitels II.3. scheinen mir folgende stratigraphische Aussagen besonders wichtig:

1) Das oberskythische Alter der Kalk-Serie wurde mikropaläontologisch bestätigt.

2) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie ist oberpermisch.

3) Die früher mit den „Filzmooser Konglomeraten" parallelisierten Grobklastika südlich der Dachsteingruppe entpuppten sich als Basiskonglomerate der permoskytischen Folge.

II.4. Rettenegg-Typus (Abb. 15 und Prof. 7)

Die bisher beschriebenen Typen gehören zur oberostalpinen Einheit; der Rettenegg-Typus hingegen ist im untersuchten Gebiet hauptsächlich im östlichen Abschnitt des Unterostalpin und in der Umgebung des Liesingtales (Obersteiermark) verbreitet. Der tektonischen Stellung dieser Einheiten entsprechend liegt uns der Rettenegg-Typus nur in epizonal metamorpher Fazies vor.

Der Rettenegg-Typus und der Ramsau-Typus sind in den liegenden Abschnitten sehr ähnlich ausgebildet. Beide Typen enthalten im liegendsten Bereich eine phyllitische Serie, mit vergleichbarer Mächtigkeit. Auch weist die auf der Phyllit-Serie liegende Untere Quarzit-Serie des Ramsau-Typus lithologisch große Ähnlichkeiten mit der im Hangenden der Phyllit-Serie lagernden quarzitischen Serie auf. Auch die Mächtigkeiten beider quarzitischen Serien sind annähernd gleich; jedoch führt die quarzitische Serie des Rettenegg-Typus Arkose- und Konglomerat-Lagen und wurde deshalb Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen benannt.

In dem hangenden Bereich des Permoskyths allerdings sind beide Typen grundverschieden ausgebildet. Während der Ramsau-Typus in den oberen Abschnitten reich an Gips, tonig, sandig und kalkig ist, langern im Verbreitungsbereich des Rettenegg-Typus auf der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen nur mehr oder weniger eintönige Quarzite.

II.4.1. Das Rettenegg-Profil (Prof. 7)

Der Rettenegg-Typus ist im unterostalpinen Bereich, südöstlich von Rattenegg, an dem Kote 1068 bei der „Waldandacht" mit der Landstraße bei „Feistritz Wald" verbindenden Forstweg relativ gut aufgeschlossen. Das Säulenprofil (Prof. 7) veranschaulicht die Schichtfolge an dieser Lokalität.

Das oben erwähnte Gebiet südlich von Feistritz wurde zuletzt von H. VETTERS (1970) und von M. SAUD (1972) geologisch aufgenommen.

Wie bereits im vorigen Kapitel angedeutet, gliedere ich das Permoskyth des Unterostalpin östlich Rettenegg vom Hangenden zum Liegenden in 3 Serien:

a) Die Obere Quarzit-Serie
b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen
c) Die Phyllit-Serie

a) Sie besteht aus hellen, fast durchwegs feinkörnigen Quarziten, im Gegensatz zu der darunterliegenden Serie, die meist aus grobkörnigen Schichten besteht. Die Obere Quarzit-Serie taucht westlich „Waldandacht" unter die mitteltriadi-

schen, hellgrauen, feinkörnigen, z. T. brekziösen Marmore und bräunlichen zelligporösen Rauhwacken ein. In den hangendsten Partien besteht sie aus weißen, hellgrünen, hellgrauen und feinkörnigen Quarziten. Darunter kommen der Reihe nach weiße und grünliche Quarzite mit höchstens einige mm großen, klastischen Feldspat-Komponenten und weiße mächtige Quarzite.

Die Obere Quarzit-Serie ist im Gegensatz zu der liegenden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen, hell (meistens weiß) und feinkörnig. Sie ist im Gelände von der liegenden Serie immer leicht abgrenzbar.

Bei der Oberen Quarzit-Serie handelt es sich um Ablagerungen eines sauerstoffreichen Flachwassermilieus. Sie ist in den östlichen Ostalpen überall (z. B. in der Rannach-Serie oder im unterostalpinen Abschnitt der Radstädter Tauern vollkommen gleichartig ausgebildet. Das deutet auf ein ausgeglichenes, reliefarmes, relativ großes Sedimentationsbecken hin (vgl. Abb. 13).

Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Quarzit-Serie des Rettenegg-Profils beträgt ca. 145 m.

b) Diese lithologische Einheit stellt im Gegensatz zur obigen Serie eine unruhige Serie dar, die aus wechsellagernden Arkosen, Konglomeraten, Quarziten und — seltener — Serizitschieferlagen besteht. Im hangendsten Abschnitt dieser Serie beginnen ziemlich unvermittelt Meta-Konglomerate und -Arkosen, die einige cm große violette und weiße, z. T. gelängte Quarz- bzw. schwarze Kieselschiefer-Gerölle und durchschnittlich einige mm große Feldspat-Bruchstücke führen. In der weiteren Folge gegen das Liegende zu kommen Quarzite, feine Arkosen und Feinkonglomerate, die in den Haarrissen ein sekundäres, gelbgrünes Uranmineral, Autunit, enthalten.

Autunite kommen nicht nur in den oben beschriebenen Schichten im Bereich des Retttenegg-Typus vor. Sie sind ebenso in dem Uranvorkommen der Phyllit-Serie (s. Prof. 7), welche die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen unterlagert, vorhanden. Jedes Uran-Vorkommen muß jedoch nicht unbedingt sekundäre Uranminerale führen; so ist z. B. von Forstau kein Autunit bekannt. Bei der Bildung der sekundären Uranminerale spielt m. E. der pH-Wert der zugehörigen Bodenlösung eine wichtige Rolle: Saure Bodenlösungen sind imstande — besonders in der Oxydationszone — das vierwertige Uran in Lösung zu bringen.

Bei dem oben beschriebenen Autunit-Vorkommen handelt es sich um einen tektonisch aufgelockerten Bereich, der zahlreiche, regellose, geringmächtige, z. T. durch Quarz und Turmalin verheilte Störungen enthält. Das Uran des Autunit-Vorkommens ist von dem orographisch höher liegenden Uran-Vorkommen der Phyllit-Serie, die mit etwa 30° gegen das Autunit-Vorkommen einfällt, unschwer abzuleiten.

Im Liegenden der Autunit-reichen, grünen Quarzite folgen (ebenfalls vom Hangenden zum Liegenden hin) der Reihe nach weiße bis hellgrünliche Serizitquarzite mit geringmächtigen Serizitschieferlagen, dünnplattige, weiße, z. T. grünliche Quarzite und Serizitschiefer, Meta-Arkosen und -Konglomerate, die gegen das Liegende in geröllführende (vorwiegend Quarzgerölle) grüne Quarzite übergehen, Meta-Arkosen und Meta-Konglomerate, hellgrüne Serizitschiefer,

grüne Quarzite mit Gerölleinstreuung, Meta-Quarzkonglomerate, Meta-Konglomerate mit rosa Quarzgeröllen, Meta-Feinkonglomerate, weiße und hellgrünliche Quarzite (ss 233/34), apfelgrüne, phengitische Quarzite, mit Phengitschieferlagen wechsellagernde Phengitquarzite mit Quarzlinsen und Quarzgeröllen und weiße, grünliche und graue Quarzite mit Geröllen, welche die liegendsten Schichten der Unteren Quarzite-Serie mit grobklastischen Lagen bilden.

Das Rettenegg-Profil wird gegen die Phyllit-Serie zu allmählich kräftiger grünlich (meistens apfelgrün) gefärbt. Diese Färbung geht zum großen Teil, wie das von P. FAUPL und W. VETTERS (1970) beschrieben wurde, auf den Gehalt an phengitischen Serizit, der für hohen Druck und relativ niedrige Temperatur charakteristisch ist, zurück.

c) Die lagerstättenkundlich interessante Serie ist die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus. Lithologisch ist sie ziemlich einfach gebaut. Sie besteht zum größten Teil aus Serizitschiefern und Serizitphylliten. Die Phyllit-Serie entspricht etwa dem unteren Teil der ABP-Serie von P. FAUPL (1970). Die Ausscheidung der (weicheren) Phyllit-Serie ist vor allem aus praktischen Gründen notwendig.

Sie ist im Gelände einerseits von den relativ härteren Quarziten und Konglomeraten der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen leicht abzugrenzen; andererseits erleichtert diese Abtrennung die geologische Uran-Prospektion in erheblichem Ausmaß *).

Die Phyllit-Serie beinhaltet außerdem Porphyroide, die erstmals von P. FAUPL (1970) und W. VETTERS (1970) genauer beschrieben wurden. Im Bereich des Rettenegg-Profils wurden von W. VETTERS zwei Porphyroid-Lagen eingetragen; tatsächlich sind die Porphyrquarz-Relikte mit Resorptionsschläuchen aber nicht nur auf die als Porphyroid eingetragenen Bereiche beschränkt. Obwohl man zwar einzelne horizontale und vertikale Häufungsbereiche feststellen kann, sind diese vulkanischen Komponenten in der gesamten Phyllit-Serie nachweisbar. Es dürfte sich somit um eine ehemalige tuffitische Serie handeln.

Obwohl die hangendsten und die liegendsten Abschnitte des Rettenegg-Profils nach Westen einfallen, dreht sich das Einfallen im mittleren Bereich des Profils, nordwestlich vom Prinzen-Kogel, allmählich gegen Süden, so daß der hangendste Abschnitt der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen an dem erwähnten Forstweg z. T. im Streichen aufgeschlossen ist. Die Ursache dieser lokalen Drehung ist die antiklinale Aufwölbung des nördlich vom Prinzen-Kogel liegenden Abschnittes. Das Zentrum dieses Dom-artigen Gebildes liegt südlich der Feistritz-Bundesstraße, etwa bei Kote 896. Die Morphologie scheint hier die Tektonik widerzuspiegeln.

Die im vorigen Abschnitt beschriebene Autunit-Störungszone ist durch die Kenntnis dieser antiklinalen Aufwölbung zwanglos erklärbar: Es handelt sich bei dieser Störungszone um die südlichen, ausgedünnten, als Schwächezone prädestinierten Faltenschenkel der geschilderten Antiklinale.

Bei der Ermittlung der Mächtigkeit der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Profils wurde diese Drehung der Schichten bereits berücksichtigt.

---

*) Vgl. hiezu PETRASCHECK W. E., ERKAN E. und NEUWIRTH K. (1974).

Wie die Aufnahmen von M. SAUD (1972) ergaben, ist im Bereich der Phyllit-Serie ein länglicher, in die Streichrichtung eingeregelter Marmorspan eingeschuppt worden, und zwar rosa bis hellbräunliche Kalkmarmore mit massigem Habitus. Diese Schuppe ist ENE Kote 1126 (Lenz am Kaltenegg) an Wegaufschlüssen zu sehen. Sie erstreckt sich morphologisch einen Rücken bildend, in NNW-Richtung und ist in der weiteren Fortsetzung im Bereich des Rettenegg-Profils am Beginn des Forstweges (Seehöhe 970 m), allerdings nur in Form von kleineren und größeren Marmorblöcken, zu beobachten.

Diese rosa und hellbräunlichen Kalkmarmore sind mit den massigen mitteltriadischen Kalken vergleichbar.

Innerhalb der Phyllit-Serie, besonders im hangenden Abschnitt, sind dm bis mehrere Meter mächtige Quarzite eingeschaltet. Diese Quarzite bilden etwa 100 m oder mehr lange Linsen. NNE Kote 1126 (Lenz am Kaltenegg), südöstlich vom Rettenegg, in einer Seehöhe von 1080 bis 1100 m, sind kleinere Aufschlüsse von dunkelgrüngrauen, cm bis dm gebankten, bräunlich anwitternden Quarziten mit hellen Serizitschieferlagen beobachtbar. Die Quarzite enthalten in einzelnen Lagen bis zu 7,6% Uran (Analyse am Institut für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben, Analytiker: P. GANEV); ebenso weisen sie erhöhte Blei-, Zink-, Kupfer- und Vanadium-Gehalte auf. In den Trennfugen dieser Quarzite ist der gelbgrüne aus der Pechblende im Oxydationsbereich entstandene Autunitbelag auffällig.

Bei den dunkelgrüngrauen Quarziten handelt es sich um Bildungen eines reduzierenden, ruhigen Ablagerungsmilieus. Die primär linsige Form dieser Quarzite deutet auf eine relativ geringe Wassertiefe hin.

Die Phyllit-Serie liegt auf der Serie der „Hangenden Wechselschiefer" FAUPL's konkordant, wie die Aufschlüsse in der nordöstlichen Fortsetzung des Rettenegg-Profils, in der Umgebung Kreuzriegel, zeigen. Hier ist die von W. VETTERS (1970) als Serie der „Hangenden Wechselschiefer" ausgeschiedene Schichtfolge, bestehend aus Phylliten, Meta-Arkosen, Quarziten und graphitischen Phylliten, aufgeschlossen. Die „Hangenden Wechselschiefer" sind wahrscheinlich ins Oberkarbon zu stellen, wie es von H. WIESENEDER (1971, S. 351) vermutet wurde.

Die permoskythische Folge des Rettenegg-Typus ist weiter südlich, im Bereich des Steinwender Grabens und im Winkelbach gut aufgeschlossen. Der eventuell wirtschaftlich interessante Teil der Phyllit-Serie liegt hier jedoch unter dem Kristallin der Pretul-Einheit begraben.

II.4.2. Das Hagenbach-Profil (Prof. 8)

Der Rettenegg-Typus ist auch im Liesingtal (Obersteiermark) weit verbreitet, der allerdings von hier als Rannach-Serie bekannt gemacht wurde (vgl. K. METZ, 1939 und 1940). Die Schichtfolge des Rettenegg-Profils ist im Liesingtal, von St. Michael bis Wald am Schober-Paß verfolgbar.

Der hangende Abschnitt der permoskytischen Folge im Liesingtal besteht, genauso wie das Rettenegg-Profil, aus feinkörnigen, hellen Quarziten, wie es z. B. im Bereich des „Sulzbacher-Fensters" (s. Prof. 9) gut beobachtbar ist. Die grobklastischen und quarzitischen Bereiche im mittleren Teil dagegen entsprechen der

Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Profils (s. Prof. 8). Die liegendsten Phyllite der Rannach-Serie stellen die Äquivalente der Phyllit-Serie des unterostalpinen Permoskyth dar. Sie führen ebenfalls Quarzitlagen und -linsen innerhalb der phyllitischen Serie, die wirtschaftlich interessant sind. Der Farbton der permoskythischen Schichten des Liesingtals wird, genauso wie im Bereich des Rettenegg-Profils, allmählich gegen das Liegende zu dunkler. Während in den oberen Partien nur weiße, hellgraue und hellgrüne Farben zu sehen sind, herrschen in den liegendsten Bereichen die dunkelgrauen und die dunkelgrünen Schichten vor.

Das Permoskyth des Liesingtals ist jedoch mächtiger als das Permoskyth von Rettenegg. Weiters ist die Obere Quarzit-Serie des Liesingtales zum Unterschied von der des Rettenegg-Profils in den liegenden Lagen pelitisch ausgebildet. Auch fehlen in der Phyllit-Serie des Rettenegg-Profils die dünnen Karbonat-Phyllite der Phyllit-Serie des Liesingtales.

Wie aus der geologischen Karte von K. METZ (Blatt: Oberzeiring—Kalwang, 1967) hervorgeht, liegt die permoskythische Folge im nordwestlichen Abschnitt, südlich von Wald am Schober-Paß, relativ flach, während diese gegen SE allmählich steiler wird und zugleich an Mächtigkeit verliert.

Obwohl die Aufschlüsse des Permoskyth des Liesingtales nicht vorbildlich sind, läßt es sich mit dem Rettenegg-Profil parallelisieren und in 3 Serien gliedern, und zwar (vom Liegenden zum Hangenden) in

a) die Phyllit-Serie,
b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen und
c) die Obere Quarzit-Serie.

Das Permoskyth des Liesingtales zwischen Mautern und Wald am Schober-Paß bildet eine flach NE einfallende, i. A. aufrechte Folge. Demzufolge ist das Liegende im Südwesten, während die hangenden Teile nur im Nordosten beobachtbar sind. Das Hangendste der Oberen Quarzit-Serie ist nur innerhalb eines tektonischen Fensters unter dem Karbon nordwestlich von Wald am Schaber-Paß zu sehen (vgl. K. METZ, 1951). Darum fehlt auf Prof. 8, das ein NE-SW-Profil zwischen dem Forsthaus im untersten Hagenbachtal und dem Forstweg südlich des „Roßschwanz" darstellt, der hangende Abschnitt der Oberen Quarzit-Serie. Dieser Teil wurde jedoch innerhalb des „Sulzbacher Fensters" auf dem Prof. 9 dargestellt.

a) Die Phyllit-Serie des Hagenbach-Profils besteht aus grauen Phylliten und Kalkphylliten mit relativ geringmächtigen, linsenförmigen Quarzitlagen. Die tektonische Liegendgrenze der Phyllit-Serie ist auf den Seckauer Gneisen nördlich des Stubalmbaches zu beobachten (vgl. geol. Kt. von K. METZ, 1967): So ist z. B. an dem Forstweg südlich „Roßschwanz", in 1330 m Höhe dieser tektonische Kontakt gut aufgeschlossen. Hier ist auf den Seckauer Gneisen eine mehrere Meter mächtige, durch Milchquarz verheilte Mylonitzone zu beobachten, die Linsen aus Seckauer Gneisen enthält. Oberhalb der Mylonitzone folgen linsig zerscherte Phyllite, die aus dünnplattigen, grauen Phylliten und grauen, cm bis dm gebankten, bräunlich anwitternden Kalkphylliten der Phyllit-Serie bestehen.

Die Mylonitzone ist an der Basis der Phyllit-Serie weiter gegen WNW verfolgbar. SSW vom „Roßschwanz", innerhalb des steilen Bachbettes, ist sie in einer Seehöhe von 1395 m wiederum beobachtbar. Hier ist die mit Quarz verkittete Zerscherungszone zwischen der Phyllit-Serie und dem Seckauer Gneis ca. 1,5 m mächtig. Im Hangenden der Mylonitzone sind linsig zerscherte, grüngraue Phyllite und graue, bräunlich anwitternde Kalkphyllite vorhanden, die von hellgrüngrauen, phyllitischen Quarziten und grauen Kalken überlagert werden.

Im Hangenden der wechsellagernden grüngrauen Phyllite und der cm bis dm gebankten, grauen Marmore des Hagenbach-Profils folgen graue, phyllitische Quarzite (ss 50/28), wechsellagernde, mächtige, graue Phyllite mit Serizitquarzitlagen und dünngeschichtete ,graue Marmore, Serizitquarzite (ss 04/16) und grüngraue Phyllite vor.

b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Hagenbach-Profils bildet eine wechsellagernde Serie mit Meta-Arkosen, Meta-Konglomeraten, Quarziten mit Gerölleinstreuungen und verschiedenen Quarziten.

Im Übergangsbereich zur Phyllit-Serie enthält sie Phyllite mit Quarzgeröllen und dünnplattige, kalkige Phyllite. Darauf folgen der Reihe nach blaugraue Quarzite mit walnuß- bis eigroßen Milchquarzgeröllen (wohl Gangquarze), graue Quarzite (ss 04/16), blaugraue Quarzite, grüngraue Quarzite mit 5 cm großen Milchquarzgeröllen, grüngraue Quarzite, weiße, hellgraue bis graue Quarzite, hellgrüne Quarzite (ss 56/26), grüne Quarzite mit dünnblättrigen Phylliten, wechsellagernde Serizitquarzite und grüne phyllitische Quarzite mit dünnblättrigen, grünen Phyllitlagen, dünnplattige, hellgrüne oder weiße Quarzite (ss 65/38 und Faltungs-B 130/22) und grüne Quarzite mit cm großen Milchquarz-Geröllen und bis zu 5 mm großen, klastischen Feldspat-Komponenten.

Der tektonische Kontakt der Rannach-Serie mit den darunterliegenden Seckauer Gneisen ist weiters im oberen Ripplgraben (vgl. Abb. 4), SW der Ripplmauer, innerhalb der Rannach-Serie in Form eines tektonischen Fensters aufgeschlossen. Besonders im südlichen Abschnitt der Ripplmauer ist diese tektonische Kontaktfläche an mehreren Aufschlüssen sehr gut zu beobachten. Hier ist zwischen den Seckauer Gneisen und der auflagernden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus eine mit Milchquarz verheilte Mylonitzone zu beobachten, die mehrere dm bis 10 cm große Linsen der Seckauer Gneise enthält. Im unmittelbar an die Mylonitzone grenzenden Bereich enthalten die Seckauer Gneise mit Quarz und Turmalin gefüllte Gänge. Der Hangendbereich der Mylonitzone wiederum enthält kleinere oder größere Quarzitlinsen des Permoskyth. Unmittelbar darauf liegen grüne Quarzite des Permoskyth.

Wenn wir die Ergebnisse am Südrand der Rannach-Serie S „Roßschwanz" mit den Beobachtungen im oberen Ripplgraben vergleichen, müssen wir feststellen, daß die Rannach-Serie die Seckauer Gneise schief schneidet: südlich von „Roßschwanz" nämlich liegt die Phyllit-Serie des Permoskyth auf den Seckauer Gneisen, während in der Umgebung vom Ripplgraben die Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen, also ein jüngerer Abschnitt der permoskythischen Folge, mit den Seckauer Gneisen in Kontakt ist.

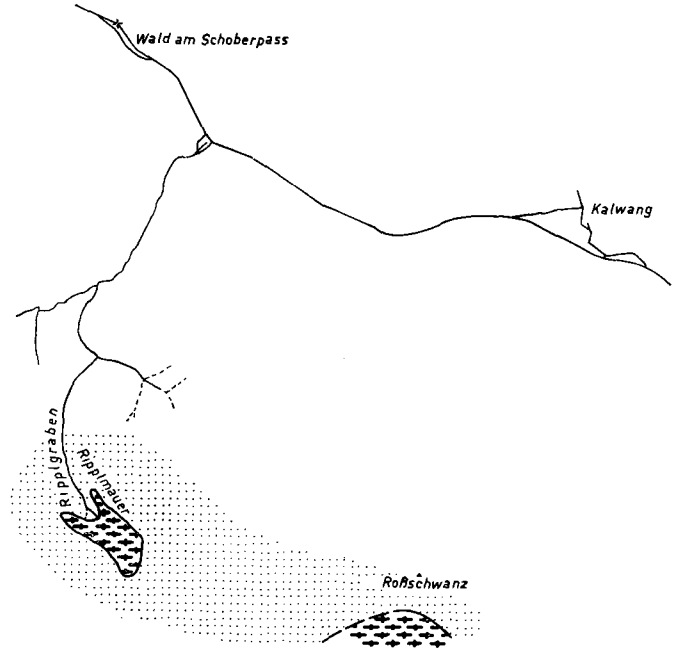


ABB. 4 LAGESKIZZE DES "RIPPL-FENSTERS"

GRANITGNEIS PERMOSKYTH

TEKTONISCHE GRENZEN

c) Die Obere Quarzit-Serie des Hagenbach-Profils besteht aus hellen Quarziten mit Serizitschieferlagen. Die hangendsten Lagen dieser Serie dürften unter der Karbon-Schuppe auf der N-Seite des Liesingtales liegen (s. Kt. von K. METZ, 1940).

Die Obere Quarzit-Serie liegt mit hellgrünen und phyllitischen Quarziten auf der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen. Darauf folgen der Reihe nach dünnplattig zerfallende Serizitschiefer, hellgrünliche oder weiße Serizitquarzite, grüne, dünnblättrige Phyllite, phyllitische Quarzite, grüne Quarzite, Serizitschiefer und grüne Quarzite (ss 08/28).

Die weitere Fortsetzung der Oberen Quarzit-Serie ist innerhalb des „Sulzbacher Fensters", nördlich von Wald am Schober Paß, aufgeschlossen. Die stratigraphische und tektonische Position dieser Quarzite wurde von K. METZ (1940, S. 167) richtig erkannt und genau beschrieben. Die detaillierte Neuaufnahme im Bereich des „Sulzbacher Fensters" brachte weitere stratigraphische und tektonische Ergebnisse.

Ein Querprofil durch das „Sulzbacher Fenster", das dem Verlauf des Sulzbachs zwischen Wald am Schoberpaß und dem Sulzkar entspricht, zeigt uns (s. Prof. 9),

daß hier im unteren Bereich, an der Bundesstraße bei Wald am Schoberpaß, grüne Quarzite mit feinem Feldspatgrus, wie sie aus der Oberen Quarzit-Serie des Hagenbach-Profils gut bekannt sind, anstehen. Nördlich dieses Aufschlusses, etwa an dem E-W verlaufenden Weg südlich des Gehöftes „Hansl im Berg" stehen dünnblättrige, schwarze, graphitische Phyllite (ss 354/24) an, die die Basis der auf dem Permoskyth liegenden Karbon-Schuppe bilden. Die nördlicher verlaufenden Aufschlüsse zwischen Sulzbach und „Hansl im Berg" zeigen vom Liegenden zum Hangenden dunkelgraue, z. T. graphitische Phyllite, Serizitschiefer, hellgraue, dünnplattige Serizitquarzite und Quarzite, graphitische, dünnblättrige Phyllite, wechsellagernde Phyllite und dunkelgraublaue, gebänderte Marmore mit Hellglimmern an den Schichtflächen (ss 354/24).

In der östlichen, streichenden Fortsetzung dieses Vorkommens, nördlich der Vereinigung des Sulz- und des Schlöglbaches sind grau-blau-weiß gebänderte, dm gebankte, wandbildende Kalke mit Serizitschieferlagen im Liegenden der dünnblättrigen Graphitphyllite (ss 48/30) aufgeschlossen.

Wenn wir die bisher beschriebene Schichtfolge der Karbon-Schuppe mit den weiteren, daraufliegenden Schichtgliedern vergleichen (s. Prof. 9), sehen wir, daß diese Karbon-Schuppe einen symmetrischen Bau besitzt und deshalb einen synklinalen Charakter hat, wobei im Kern die (? unter) karbonen Bänderkalkmarmore Platz nehmen. Herr Dr. F. EBNER (Landesmuseum Joanneum, Graz) untersuchte zwei Proben (WA 1 und WA 2) aus diesen Crinoiden-führenden Marmoren, konnte jedoch keine Conodonten nachweisen.

Der Nordflügel der Karbon-Schuppe ist wie der bereits beschriebene Südflügel aufgebaut.

Die tektonische Hangend-Grenze der Karbon-Schupppe ist im Sulzbach-Graben, in 1015 m Seehöhe, zu beobachten. Hier liegen hellgraue Serizitquarzite der Oberen Quarzit-Serie auf den Graphitschiefern der Karbon-Schuppe. In diesem Grenzbereich sind ebenfalls größere Blöcke von Bändermarmoren beobachtbar.

Die weiteren, hangenden Schichtglieder der Oberen Quarzit-Serie bestehen der Reihe nach aus hellgrauen, weißen, z. T. phyllitischen, cm bis dm gebankten Quarziten (ss 08/38), grünlichgrauen, dünnschichtigen Serezitquarziten, feinzelligporösen, bräunlich-grusig verwitternden, karbonatischen Quarziten mit dünnen, grauen Quarzit- und Kalkmarmorlagen.

Auf dieser Schichtfolge der Oberen Quarzit-Serie liegen dünnplattige, braune Kalkmarmore. Diese Marmore sind wahrscheinlich ins Anis zu stellen, wie ein Vergleich des permotriadischen Profils des Liesingtales mit den Profilen von Thörl (Obersteiermark) und Rettenegg nahelegt. Diese Annahme wird durch die unterlagernde rauhwackenartige Schichtfolge unterstützt.

Der Fenster-Inhalt des „Sulzbacher-Fensters" bildet eine symmetrische Folge mit den zuletzt erwähnten Marmoren im mittleren Abschnitt (s. Prof. 9). Es handelt sich hier wohl um eine liegende Synklinale der permoskythischen Folge; daher wird auch der hangende, invers liegende Flügel der Mulde nicht näher beschrieben.

Die hangende tektonische Grenze des „Sulzbacher Fensters" ist im Sulzbachgraben mit einer durch Milchquarz verheilte Störungszone in etwa 1200 m Höhe relativ gut markiert. Hier finden sich im cm- und dm-Bereich wechsellagernde, grüne Serizitphyllite und weiße Quarzite der Oberen Quarzit-Serie im Liegenden der Graphitschiefer der Karbon-Scholle. Das Milchquarzband des Grenzbereiches ist ca. ein Meter mächtig.

Auf den Graphitschiefern der Karbon-Scholle folgen der Reihe nach graue bis graublaue, gebänderte Kalkmarmore mit weißen, netzartig verzweigten Adern, Graphitschiefer, blaugraue bis hellgraue Bändermarmore mit weißen Kalzitadern und einige Meter mächtigen basischen Gängen, schwarze Quarzite, grüne serizitische Quarzite, blaugraue bis weiße Bändermarmore, schwarze, graphitische Quarzite, blaugrau-hellgraue Bändermarmore, schwarze oder dunkelgraue, serizitische Graphitquarzite mit dünnen serizitischen Lagen und walnußgroßen Quarzlinsen und schließlich (Sulzkar, 1270) gut aufgeschlossene graue Quarzite.

Der permotriadische, relativ stark verschuppte Fensterinhalt des „Gaishorn-Fensters" ist stratigraphisch mit der oben beschriebenen Schichtfolge des „Sulzbacher Fensters" vergleichbar (vgl. K. METZ, 1947). Die Überschiebungsfläche am Ostrand des „Gaishorn-Fensters" ist u. a. SSW Weidalm, an einem Forstweg, in 1020 m Seehöhe, gut aufgeschlosen, wo die phyllitsche Quarzite der Phyllit-Serie im tektonischen Liegenden der blaugrauen Bänderkalke des Karbons zu beobachten sind.

II.5. Der Thörl-Typus (Abb. 15 und Prof. 10)

Der Thörl-Typus ist im hangenden Abschnitt vollkommen identisch mit dem Rettenegg-Typus. Die Obere Quarzit-Serie beider Typen bestehen aus hellen Quarziten von vergleichbarer Mächtigkeit (vgl. Prof. 7 u. 10). Im liegenden Teil sind sie jedoch stark unterschiedlich ausgebildet.

Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus ist bedeutend mächtiger als die des Thörl-Typus, obwohl sie lithologisch keinen Unterschied aufweist. Der deutlichste Unterschied zwischen den beiden Typen besteht darin, daß die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus, dem Thörl-Typus gänzlich fehlt.

Der Thörl-Typus ist im zentralalpinen Raum zwischen Rettenegg und Liesingtal weit verbreitet.

II.5.1. Das Thörl-Profil (Prof. 10)

Der Thörl-Typus ist an dem NW-SE erstreckenden Rücken östlich der Eisenbahnlinie S Thörl, im Bereich des „Hammer Wald", relativ gut aufgeschlossen.

Wie im vorigen Abschnitt angedeutet, besteht der Thörl-Typus vom Hangenden zum Liegenden aus 2 Serien, nämlich:

a) Die Obere Quarzit-Serie,
b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen.

a) Die hangendsten Schichtglieder dieser Serie, die grüngrauen und feinkörnigen Quarzite liegen stratigraphisch unter den mitteltriadischen, dünnplattigen bis grobgebankten, blaugrauen Marmoren, die unmittelbar vor dem Tunnelein-

gang auf der E-Seite aufgeschlossen sind. Diese Marmore sind hier etwas überkippt (ss 195/85). Im (stratigraphisch) Liegenden dieser Quarzite folgen der Reihe nach wechsellagernde grüngraue Quarzite und Serizitschiefer, weiße Quarzite (ss 25/35), graue und grüngraue Serizitquarzite mit einige mm großen Feldspäten (ss 330/33), Serizitquarzite mit Serizitschieferlagen, weiße, rosa, dm gebankte Quarzite, grüngraue, feinkörnige Quarzite mit Kreuzschichtung (Probe Thörl 24), wechsellagernde Serizitschiefer und dünnplattige, dunkelgraue Quarzite.

b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen enthält im Unterschied zur vorigen Serie mehrere Arkose- und Konglomeratlagen. Im hangendsten Teil befinden sich graue Serizitquarzite mit grobgebankten Konglomerat- und Arkoselagen mit cm großen Quarz- und Feldspat-Komponenten. Gegen das Liegende folgen grüngraue, feinkörnige Quarzite, Serizitschiefer, Serizitquarzite, graue Quarzite, dünnplattige, dunkelgraue Quarzite, feingebänderte, grüngraue Meta-Arkosen und schließlich Meta-Konglomerate mit weißen, rosa Quarz- und schwarzen Kieselschiefer-Komponenten. Die Basiskonglomerate liegen auf den feinkörnigen Gneisen des Troiseck-Kristallins.

Die Gesamtmächtigkeit des Thörl-Typus beträgt etwa 235 m.

II.5.2. Das Tweng-Profil

Die Zuordnung der unterostalpinen Permoskyth-Folge im Bereich der verkehrtliegenden Quarzphyllit-Decke zu einem Typus ist nicht so gesichert, da deren entscheidenden, stratigraphisch liegenden Abschnitte tektonisch reduziert worden sind (Prof. 11). Wenn das Permoskyth der Quarzphyllit-Decke vor der tektonischen Amputation eine Phyllit-Serie an der Basis enthielt, müßte es dem Rettenegg-Typus, ansonsten dem Thörl-Typus zugehören.

Das Profil-Tweng der unterostalpinen Quarzphyllit-Decke (Prof. 11) erstreckt sich südwestlich vom Gurpitscheck (2526 m) in SW-Richtung, auf dem Höhenrücken zwischen den Seehöhen 2060 und 2200 m westlich vom Kernsee. Es entspricht der Fig. 11 von A. TOLLMANN (1959).

Das Permoskyth von Tweng-Profil kann man vom Hangenden zum Liegenden in 2 Serien untergliedern:

a) Die Obere Quarzit-Serie,
b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen.

a) Die Obere Quarzit-Serie liegt (stratigraphisch!) im Liegenden der mitteltriadischen Karbonate.

Die mitteltriadischen Karbonate enthalten im Grenzbereich zur Oberen Quarzit-Serie graue Dolomitmarmore und wechsellagernde, schwarze und hellbräunliche Kalkmarmore. Stratigraphisch darauf (d. h. tektonisch im Liegenden!) folgen der Reihe nach dunkelblaugraue, meistens dünnplattige Kalk-Marmore, hellbräunliche, rosa, weiße und hellgraue Kalk-Marmore (ss 26/33), wiederum dunkelgraue, meistens dünnplattige Kalk-Marmore, hellgraue, hellbräunliche, dunkelgraue, rötliche, dunkelblaugraue und hellbräunliche, grobbankige Kalk-Marmore, die an den Schichtflächen meist Hellglimmerbelag führen.

Im Liegenden dieser anisischen Karbonate sind weiße Quarzite der Oberen Quarzit-Serie aufgeschlossen. Nach A. TOLLMANN (1959, Taf. A) soll zwischen den beiden Schichtgliedern, zwischen Anis und Skyth eine Deckengrenze, die die Kesselspitz-Decke von der Quarzitphyllit-Decke trennen soll, durchziehen. Es sei an dieser Stelle jedoch ausdrücklich betont, daß zwischen Skyth und Anis im Bereich des Tweng-Profils oder in der nächsten Umgebung weder eine Deckengrenze noch auch nur eine halbwegs erwähnenswerte Störung existiert.

Im Liegenden der weißen Quarzite sind der Reihe nach blättrig anwitternde Quarzite mit Pyriten (ss 52/48), hellgraue, dm gebankte, weiße Quarzite (ss 46/36), hellgraue und weiße, dünnplattige Quarzite mit dünnen, hellgrüngrauen Serizitquarzit-Lagen (ss 66/40), hellgrau bis weiße, blättrig anwitternde Quarzite mit mm mächtigen Serizitschiefer-Lagen und Fuchsiten, Serizitquarzite, weiße Quarzite mit dünnen Serizitschiefer-Lagen, Serizitquarzite mit faustgroßen Quarzknauern (ss 60/38) und grünliche Quarzite aufgeschlossen.

b) Im hangendsten Bereich enthält die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen Konglomerate, die durchschnittlich 5 bis 10 cm große Quarz-, Dolomit-, Kalk- und Granit-Komponenten enthalten. Das Bindemittel ist den grünen Quarziten der Oberen Quarzit-Serie vollkommen gleich.

Diese Konglomerate wurden von A. TOLLMANN (1959, Taf. A) mit der Signatur „Dolomitbrekzie" angeführt, vom Permoskyth getrennt und als Paläozoikum eingestuft. Sie gehören aber eindeutig zum Permoskyth der Quarzphyllit-Decke.

Im stratigraphischen Liegenden der Konglomerate folgen der Reihe nach grüne Serizitquarzite, hellgrüne und z. T. weiße, dünnblättrig anwitternde Quarzite, grüne, z. T. serizitische Quarzite und Serizitquarzite.

Das Liegende der zuletzt aufgezählten Serizitquarzite ist tektonisch abgeschnitten. Darunter finden sich graue und dunkelgraue Quarzphyllite, welche sichtlich stärker metamorph sind und ca. 5 cm mächtige, milchweiße Quarzadern führen. In der weiteren Folge, in etwa 2250 m Seehöhe, enthalten diese Quarzphyllite 3 bis 4 Meter mächtige Dolomitlagen, die reichlich Fuchsite enthalten (vgl. Prof. 11).

III. Stratigraphie und Parallelisierung der permotriadischen Serien

III.1. Mitteltrias (Prof. 6 b, 4, 2, 10 und 7)

a) Dachsteinmasse: Im Bereich der Dachsteinmasse sind die unmittelbar auf der Permoskyth-Folge liegenden Schichten schwarze, dünnplattige, in den Nördlichen Kalkalpen weit verbreitete Dolomite, wie sie für die Gutensteiner Dolomite typisch sind. Deshalb wurden diese Schichten, entsprechend der Einstufung der Gutensteiner Dolomite, als anisisch eingestuft. Rauhwacken fehlen in diesem Bereich. Die Gutensteiner Dolomite gehen gegen das Hangende, über die vermittelnden grobbankigen, grauen Dolomite, in hellgraue, massige Wetterstein-Dolomite über.

Die im Hangenden dieser Dolomite liegenden Schreyeralm-Kalke führen (F. KÜMEL, 1954, S. 34): *Physoporella pauciforata* GÜMBEL), wodurch das anisische Alter dieser Schichten bewiesen ist.

b) Radmer-Typus: Die tektonisch im Hangenden der Permoskyth-Folge lagernden, hellgrauen, massigen Dolomite stellen die mitteltriadischen Wetterstein-Dolomite dar. Allerdings ist die Basis dieser Dolomite reduziert worden, wie die einzelnen, an der Störungszone eingeklemmten Rauhwacken-Schollen (s. Prof. 4) zeigen.

Das Permoskyth des Aschbach-Profils liegt im Liegenden der anisischen Gutensteiner Kalke.

c) Veitschalm-Typus: Die dunkelgrauen, dünnplattigen Gutensteiner Dolomite des Anis bilden das ungestörte Hangende der Permoskyth-Folge im Bereich des Veitschalm-Profils.

Die im Bereich des Zirbelkogel-Profils (Prof. 3) die Permoskyth-Folge überlagernden mitteltriadischen Wetterstein-Kalke enthalten bei der Leobner Mauer (E. SPENGLER, 1926, S. 47) *Spirigera* sp.

d) Thörl-Typus: Die blaugrauen, z. T. dünnplattigen Bändermarmore im unmittelbar Hangenden des Thörl-Typus gehören nach K. METZ (1953, S. 48) der Trias an, nach A. TOLLMANN (1963, S. 21 und 22) sind sie ins Anis zu stellen.

Die anisische Einstufung der bunten, z. T. dolomitischen Kalkmarmore des Tweng-Profils (A. TOLLMANN, 1959, Taf. A) kann ich nur bestätigen, da sie im Hangenden der ungestörten, weißen skythischen Quarzite liegen.

e) Rettenegg-Typus: Die bräunlichen Rauhwacken und die grauen Dolomitmarmore des Rettenegg-Profils wurden von P. FAUPL (1972, S. 113) ins Anis bzw. in die Mitteltrias gestellt. Auch diese Einstufung konnte durch meine Detailaufnahmen bestätigt werden.

Die von mir zum ersten Mal beobachteten, bräunlichen Marmore im Hangenden der skythischen Quarzite im „Sulzbacher Fenster" stufe ich gleichfalls als anisisch ein, da diese Marmore mit den Skyth-Quarziten Übergänge bilden und Äquivalente der anderen zentralalpinen, anisischen, gebänderten Marmore darstellen.

III.2. Kalk-Serie (Prof. 6 b, 4 und 2)

a) Dachsteinmasse: Wie im Abschnitt II.3.1. dargelegt wurde, führt die Kalk-Serie der Dachsteinmasse eine oberskythische Mikrofauna.

Oberhalb der Dachstein-Südwand-Hütte fand E. SUESS (nach F. KÜMEL, 1954, S. 33) in den grauen Kalken der Kalk-Serie folgende Fauna des Ober-Skyth:

Tirolites cassianus QUENSTEDT
Naticella (Natiria) costata MUENSTER
Myacites (Anodontophora) fassaensis WISSMANN

b) Radmer-Typus: Die Kalk-Serie des Radmer-Typus, die in den meisten Fällen tektonisch reduziert ist, enthält bei Eisenerz folgende, gleichfalls für Ober-Skyth typische Fossilien (E. SPENGLER, 1926, S. 41):

Naticella costata MUENSTER
Turbo rectecostatus HAUER

Die dunkelgrauen, plattigen Kalke des Radmer-Typus führen in der Nähe von Weichselboden die unten angeführten Ober-Skyth-Fossilien:

Myophoria costata ZENK
Naticella costata MSTR.
Hoernesia cf. socialis SCHL.

Ebenso läßt sich das oberskythische Alter der Kalk-Serie in den östlicher gelegenen Vorkommen des Radmer-Typus beweisen. So z. B. beinhalten die dunklen Kalke auf der S-Seite des Feuchter bei 650 m, oberhalb des Hofes Haaberg (H. P. CORNELIUS, 1952, S. 33) die folgende Fauna des Ober-Skyth:

Myophoria costata ZENK.
Hoernesia socialis BRONN
Anadontophora cf. canalensis CAT.
Naticella costata MSTR.
Holopella gracilior SCHAUR.

c) Veitschalm-Typus: Die Kalk-Serie des Veitschalm-Typus erweist sich ebenfalls oberskythisch, wie die Kalk-Serie der Rothsohlschneid (Hochveitsch) mit *Naticella costata* MUNST. zeigt (s. H. P. CORNELIUS, 1952, S. 33).

III.3. Gips-, Ton- und Sandstein-Serie (Abb. 15)

a) Ramsau-Typus: Im Abschnitt II.3.1.C. wurde bereits erwähnt, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus oberpermisch ist, da sie Oberperm-Sporen (det. W. KLAUS) führt.

Die palynologischen Untersuchungen von W. KLAUS und die S-Isotopen-Bestimmungen von E. PAK zeigen eindeutig, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus, das Haselgebirge von Hallstatt (= Fortsetzung der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus) und die Gipse zwischen Wörschach und Weißenbach bei Liezen oberpermisch sind (W. KLAUS, 1974, S. 83).

Die von K.-H. BÜCHNER (1974, S. 77) als oberskythisch gedeutete Schichtfolge der Gipslagerstätte Schildmauer wurde von A. TOLLMANN (1976, S. 44) ins Oberperm (Bellerophonniveau) gestellt. Es handelt sich hier tatsächlich um die oberpermische Gips-, Ton- und Sandstein-Serie mit der beschriebenen Schichtfolge (Kap. II.2.2. und II.3.1.C). Das Liegend-Gipslager ist hier in den liegendsten Teilen stark dolomitisch ausgebildet (s. HADITSCH, 1965, geol. Karte und S. 128). Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie dieser Lagerstätte enthält kleine Einschlüsse von Steinsalz (K.-H. BÜCHNER, 1970, S. 16).

b) Radmer-Typus: Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus im Bereich von Preinsfeld-Heiligenkreuz und Mödling ist nach S-Isotopen und Sporen-Inhalt oberpermisch (W. KLAUS, 1974, S. 84).

Aus den oben angegebenen Altersdatierungen ergibt sich, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus und die des Radmer-Typus gleichaltrig bzw. gleichartig sind und daher beide Typen in diesem Niveau parallelisierbar sind.

III.4. Ton- und Sandstein-Serie

b) Radmer-Typus: Durch das Hangend- und das Liegend-Gipslager der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus wurde die Ton- und Sandstein-Serie in die liegenden Tone und Sandsteine und die hangenden Tone und Sandsteine geteilt. Die Fauna der hangenden Tone und Sandsteine (Werfener Schiefer) dieses Typus führt eindeutig die folgende, für tieferes Skyth typische Fauna (E. SPENGLER, 1926, S. 40):

Pseudomonotis (Claraia) Clarai EMMR. (Fölz bei Aflenz, Leopoldsteiner See, Weg Gollrad-Graualpe).

Pseudomonotis (Claraia) aurita HAU. (Leopoldsteiner See)

Pleuromya fassaensis WISSM. (Weg Gollrad-Graualpe, Straße Au-Göriach, Seeriegel am Leopoldsteiner See).

Die hangenden Tone und Sandsteine reichen gegen das Hangende bis Ober-Skyth, da sie oberskythische

Naticella costata MSTR. (Bürgeralpe bei Aflenz, Hainzler südwestlich Bodenbauer, Seeriegel am Leopoldsteiner See) führen.

c) Veitschalm-Typus: Die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus enthält keine Gipslager. Sie liegt aber, genauso wie die äquivalente Serie des Radmer-Typus, im Liegenden der oberskythischen Kalk-Serie und im Hangenden der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen. Da die Basis der Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus oberpermisch ist, müßte die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus von Oberperm bis Oberskyth reichen. Dies bedeutet also, daß die Grenze zwischen Perm und Skyth im Veitschalm-Typus lithologisch nicht gekennzeichnet ist.

III.5. Phyllit-Serie des Rettenegg- und des Ramsau-Typus

Die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus beinhaltet Abkömmlinge saurer Vulkanite, die, da sie eine weit verbreitete Erscheinung darstellen, ausgezeichnet zur Parallelisierung über weitere Bereiche Verwendung finden können. Die Obergrenze dieser sauren Vulkanite in den vergleichbaren Sedimenten der West-, Ost-, Südalpen und der angrenzenden Bereiche wurde fast in allen Fällen ins Unter-Rotliegende gestellt (RIEHL-HERWIRSCH, 1965; FALKE, 1972; MOSTLER, 1972; TREVISAN, 1972). Deshalb werden von mir die Porphyroid-führende Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus und die damit parallelisierte Phyllit-Serie des Ramsau-Typus in das Unter-Rotliegende eingestuft.

III.6. Obere Quarzit-Serie

a) Thörl-Typus: Wenn wir die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus mit der Oberen Quarzit-Serie vergleichen, müssen wir feststellen, daß beide Serien im Hangenden der gleichartigen Unteren Sandstein- bzw. Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen Platz nehmen. Daraus ergibt sich, daß die Basen dieser nicht ganz gleichartigen Sedimente gleichaltrig sind; somit dürfte die Obere Quarzit-Serie des Thörl-Typus mit einiger Wahrscheinlichkeit den Zeitabschnitt Oberperm und Skyth vertreten, da sie im Liegenden von Anis liegen.

b) Rettenegg-Typus: Die hellgrünen oder weißen, feinkörnigen Quarzite des Rettenegg-Typus sind lithologisch vollkommen der Oberen Quarzit-Serie des Thörl-Typus gleichzustellen. Sogar die Mächtigkeiten beider Serien sind annähernd gleich. Deshalb haben m. E. diese beiden Oberen Quarzit-Serien gleichen stratigraphischen Umfang.

III.7. Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen

a) Ramsau-Typus: Die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie des Ramsau-Typus nimmt zwischen der oberpermischen Gips-, Ton- und Sandstein- und der unterpermischen Phyllit-Serie Platz (vgl. Abb. 15); somit gehört sie ins Ober-Rotliegende (= Mittelperm). Diese psammitische Serie ohne Grobklastika fasse ich als eine Beckenfazies der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen der anderen Typen auf.

b) Rettenegg- Typus: Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus unterlagert die oberpermische bis skythische Quarzit-Serie; andererseits liegt sie im Hangenden der Phyllit-Serie und gehört damit ins Ober-Rotliegende.

c) Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus: Die Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serien mit grobklastischen Lagen dieser Typen stellen lithologisch, wenn man vom unterschiedlichen Metamorphosegrad absieht, vollkommen gleichartige Bildungen dar. Es handelt sich in jedem Fall um eine wechsellagernde Serie mit Konglomerat-, Brekzien-, Arkose- und Sandstein, bzw. Quarzitlagen.

Diese Serie wird in jedem Fall von der oberpermischen Ton- und Sandstein- oder von der Oberen Quarzit-Serie überlagert. Demzufolge ist sie mittelpermischen Alters.

Die untere Grenze der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen oben genannter Typen reicht nicht bis zum Unter-Rotliegenden, da im Liegenden die unterpermische Phyllit-Serie fehlt. Die relativ schnell sedimentierte Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus dürfte geringeren stratigraphischen Umfang als die gleiche Serie des Ramsau-Typus ohne Grobklastika und mit größerer Mächtigkeit haben. Irgendwelche Schichtlücken innerhalb der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sind nicht feststellbar.

In der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen ist der Grobschutt der Saalischen Phase der Ostalpen eingebettet worden, die die variszische Ära von der alpidischen Ära trennt. Durch diese Phase wurden die Abtragungsbereiche des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus im Laufe des Mittelperms in Ablagerungströge umgewandelt. Wie der plötzliche Beginn der Grobklastika zeigt (vgl. Prof. 2 bis 5), hat die Saalische Phase relativ abrupt begonnen.Wie in den verschiedenen Niveaus der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sich wiederholenden Grobklastika zeigen, nehmen die Grobklastika allmählich gegen das Hangende ab (vgl. Prof. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10 und 11).

IV. Ablagerungsmilieu der permoskythischen Folgen in den östlichen Ostalpen

Die oberskythische Kalk-Serie und die oberpermische bis unterskythische Ton- und Sandstein-Serie enthalten marine Faunen (vgl. Kapitel III).

Nach den bisherigen Ergebnissen weisen die Gipse der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie die gleiche, für Perm typische S-Isotopenzusammensetzung auf. Das zeigt, daß diese Gipse Produkte desselben oder doch miteinander in Verbindung stehender Teilbecken darstellen. Die liegenden Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie führen in Radmer Rippelmarken (s. Abb. 5).

Die Untere Quarzit-Serie enthält gradierte Quarzite (Probe Schlitzenalm 5 a). Es handelt sich also hier z. T. um aquatisch gebildete, in relativ tieferen Bereichen abgelagerte ehemalige Sandsteine. Sie enthält ebenso Quarzite mit Kreuzschichtung (Abb. 6), die Flachwasserbildung mit relativ größerer Wasserbewegung darstellen. Ergänzend sei bemerkt, daß diese Serie marine Fauna enthält, wie es im Abschnitt II.3.1. E berichtet wurde.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Veitschalm-Typus enthält ebenfalls gradierte Sandsteine (s. Abb. 7).

Wie mehrere Funde von Rippelmarken beweisen, ist auch die Obere Quarzit-Serie des Rettenegg und Thörl-Typpus aquatisch entstanden (M. KIRCHMAYER, 1961 und Probe von Dissen bei Fischbach, Leg. Ing. LACKENSCHWEIGER, Samml. Geol. Inst. Montanuni. Leoben). Die Obere Quarzit-Serie führt in Thörl Kreuzschichtungen (Probe Thörl 24), die für bewegtes Wasser kennzeichnend sind.

Nach F. KOCZY et al. (1963) kann man das marin gebildete Uran von dem der kontinentalen Sedimente unterscheiden. Er schreibt dazu (S. 212): „Das Uran ist im Meer in chemischen oder anderen Sedimenten reich in organischer Substanz — gewöhnlich in fein verteilter oder kolloidaler Form vorhanden. In kontinentalen Sedimenten dagegen führen hohe Urangehalte gewöhnlich zur Bildung von Uranmineralien." Danach dürften die ostalpinen Uranerze marin abgelagert worden sein, da das Uran in jedem Fall (z. B. im permischen bunten Sandstein von Fieberbrunn, im Serizitquarzit von Forstau, im Serizitquarzit der Phyllit-Serie von Rettenegg und in den Serizitquarziten der Phyllit-Serie im Ripplgraben südlich vom Wald am Schoberpaß) an Pflanzenreste gebunden ist (O. SCHULZ, 1970, S. 213) und in fein verteilter Form vorliegt (s. Abb. 8). Dabei sind die Urangehalte vielfach recht hoch (einige Prozent bis einige Zehntel Prozent).

V. Paläogeographie und Uranvorkommen des Unterperm in den östlichen Ostalpen

Wie auf Abb. 12 dargestellt ist, besteht das Unterperm der östlichen Ostalpen paläogeographisch aus zwei Bereichen, nämlich:

1. Ablagerungsbereich der Phyllit-Serie
2. Abtragungsbereich

1. Die Phyllit-Serie des Unterperm ist nur im Bereich des Ramsau- und Rettenegg-Typus vorhanden.

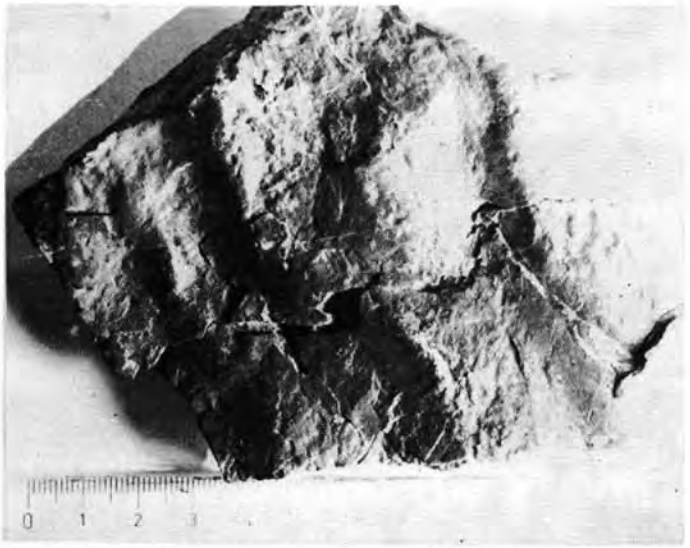


Abb. 5. Rippelmarken innerhalb der Liegenden Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in Radmer (Probe R 3).

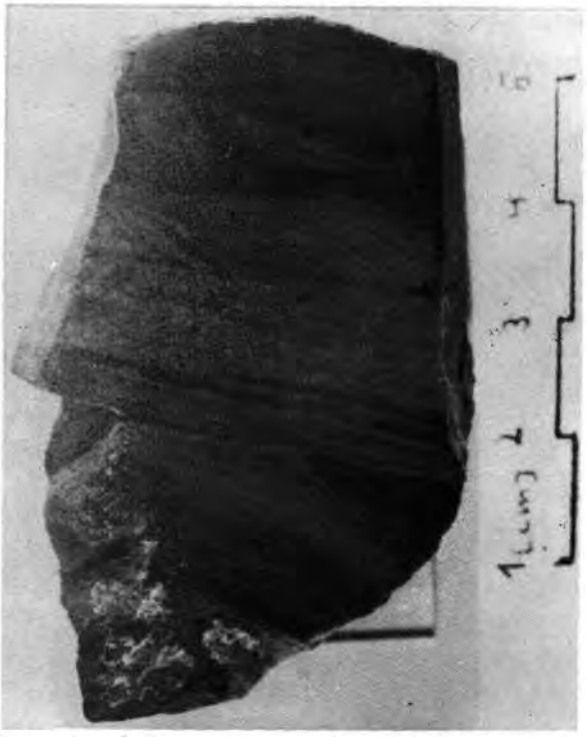


Abb. 6. Kreuzschichtung innerhalb der Unteren Quarzit-Serie des Dachstein-Profils (Probe Schlitzenalm 5).

Abb. 7. Graded bedding innerhalb der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profils (Probe Z 16).

Abb. 8. Fein verteiltes UO_2 (schwarze Punkte im Bindemittel) in den Serizitquarziten der Phyllit-Serie, Lenz im Kaltenegg, südöstlich von Rettenegg (Stmk.). 450fach.
Der relativ hohe Vanadiumgehalt (bis 500 ppm) der Uranerze der Phyllit-Serie deutet auf schlecht durchlüftetes Entstehungsmilieu hin.

Im Bereich des Rettenegg-Typus, im östlichen Unterostalpin, besteht die Phyllit-Serie aus — heute im metamorphen Zustand vorliegenden — tuffitischen Tonschiefern und uranführenden Sandsteinlinsen. Die — thoriumarme — Zusammensetzung und die — kolloidal bis feinverteilte — Ausbildung der Uranerze in Rettenegg legen nahe, daß die zugehörigen tonig-sandigen Sedimente marine Bildungen seien.

Die tonigen Bildungen der Phyllit-Serie dürften in einem feuchtwarmen Klima des Unterperm gebildet worden sein, welches die chemische Verwitterung und somit die Bildung der Tonminerale begünstigte. Die Schwermineraluntersuchungen der Phyllit-Serie, die derzeit von G. NIEDERMAYR durchgeführt werden, könnten auch in dieser Hinsicht weitere Hinweise liefern.

Für die Ablagerung des Uranerzes in „Lenz im Kaltenegg", südöstlich von Rettenegg, kommt ein stark reduzierendes Milieu, das auch die Ausscheidung von Bleiglanz und Zinkblende ermöglichte, in Frage, da es höheren Pb- und Zn-Gehalt beinhaltet. Die Analyse der Erzproben aus dem oben genannten Vorkommen brachte folgendes Resultat (Analytiker: P. GANEV, Institut für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben):

Probenbezeichnung	Element	%
Rettenegg 1	Uran	1,3
	Thorium	0,10
	Blei	0,17
	Zink	0,112
	Vanadium	0,055
	Kupfer	0,08
Rettenegg 2	Uran	7,6
	Thorium	0,15
	Blei	0,36
	Zink	0,36
	Vanadium	0,05
	Kupfer	0,17

Der Urangehalt der Serizitquarzitlinse von „Lenz im Kaltenegg" nimmt im Streichen, in N-S-Richtung, allmählich ab. Die Serizitschiefer in der nördlichen, streichenden Fortsetzung dieser Serizitquarzite enthalten nur erhöhte Backgroundwerte, wie das folgende Ergebnis einer Analyse aus diesen Serizitschiefern (Probe Prinzenkogel 6) zeigt (Analytiker: P. GANEV, Leoben):

Elemente	%
Uran	0,05
Thorium	0,02
Blei	0,015
Zink	0,01
Vanadium	0,015
Kupfer	0,15

Wenn wir diese drei Analysenergebnisse vergleichen, fällt auf,
daß das Uran in „Lenz im Kaltenegg" mit den Elementen Pb und Zn geht und
daß die Uranerze relativ wenig Thorium, das als schwerlösliches Element besonders in kontinentalen Räumen angereichert wird, enthalten.

3 Radiographien, entstanden durch 36stündige Belichtung von Fotoplatten durch bloßes Auflegen der Anschliffe. Natürliche Größe.

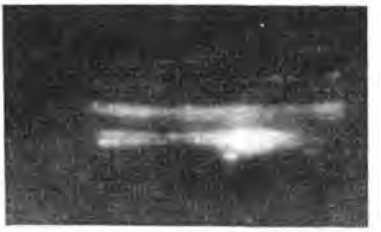


Abb. 9. Eine Uran-führende Schicht der Phyllit-Serie südwestlich der „Rabenkoppe", südlich Schoberpaß, Obersteiermark.

Abb. 10: Eine gefaltete, Uran-führende Schicht aus dem gleichen Vorkommen wie oben.

Abb. 11: Die Probe Rettenegg 2 der Phyllit-Serie, Lenz im Kaltenegg, ESE von Rettenegg, Stmk.

Die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus in der Umgebung des Liesingtales (Obersteiermark) enthält epizonal umgewandelte Tonschiefer, tonige Sandsteine und mächtige, wechsellagernde, dünnplattige Kalke und Tonschiefer.

Die Kalke entstammen zu überwiegendem Teil dem marinen Milieu. Sie bildeten sich meist in warmen und flachen Gewässern. In Übereinstimmung mit dem Bildungsmilieu der Phyllit-Serie in der Rettenegg-Umgebung halte ich die Kalke des Liesingtales auch für marin.

Die Phyllit-Serie des Liesingtales enthält wie die äquivalente Serie der Rettenegg-Umgebung linsige Serizitquarzitlagen, die Uran führen: z. B. führen die zur Phyllit-Serie gehörigen, dünnplattigen Serizitquarzite südwestlich der „Rabenkoppe" (S Schoberpaß, E Ripplgraben) Uran- und Kupfererz. Die Analyse dieser Erze lieferte lagerstättenkundlich interessante Daten (Analytiker: P. GANEV).

Elemente	Probe Schoberpaß 1	Probe Schoberpaß 2
Uran	0,065%	0,32 %
Thorium	0,004%	0,006%
Kupfer	0,50 %	1,15 %
Blei	0,05 %	0,04 %
Zink	0,02 %	0,02 %
Vanadium	0,035%	0,035%
Germanium	0,001%	0,001%
Strontium	0,004%	0,004%
Molybdän	0,02 %	0,02 %
Eisen	2,0 %	1,9 %

Die uranführenden Serizitquarzite von Schoberpaß enthalten Kupferkies, Bornit, Pyrit und Hämatit.

Die Uranerze von „Rabenkoppe" führen, genauso wie die Uranerze von Rettenegg, sehr wenig Thorium (0,004 bzw. 0,006%). Weiters zeigt die Tabelle, daß sich die Urangehalte von „Rabenkoppe" im Gegensatz zu denen von Rettenegg nicht mit dem Blei- und Zinkgehalt, sondern mit Kupfergehalt im gleichen Sinn ändern: Das Erz mit 0,065% Uran enthält 0,5% Kupfer, während die zweite Probe mit mehr Uran (0,32%) auch mehr Kupfer (1,15%) aufweist.

Die Ursache dieser Verschiedenheit der Erze sind m. E. die Eh- und pH-Bedingungen im Bildungsmilieu, wenn wir die sonstigen Bedingungen (wie z. B. die Substanzlieferung) gleichsetzen. Cu wird nämlich im mäßig reduzierenden und Pb-Zn im stärker reduzierenden Milieu abgeschieden. Das Erz von Rettenegg enthält wesentlich mehr Uran (7,6%) als das Erz von „Rabenkoppe", da im stärker reduzierenden Milieu (bei gleichem pH-Wert) größere Mengen Uran ausgeschieden werden.

Wenn man den Redoxpotential-Unterschied auf die Wassertiefe des Ablagerungsbereiches zurückführt (G. LUDWIG, 1962), muß man annehmen, daß die Erze der „Rabenkoppe" in geringerer Wassertiefe gebildet worden sind als jene von Rettenegg. Die kalkige Ausbildung der Phyllit-Serie in der Liesingtal-Umgebung unterstützt diese Annahme.

Die Phyllit-Serie führt in der westlichen Fortsetzung des Ramsau-Typus, NE Eben (Salzburg), unmittelbar westlich der südlichsten Brücke des Framing-Baches,

Uran- und Kupfererze. Hier wechsellagern Uran-führende grüngraue Quarzite mit „Filzmooser Konglomeraten", welche die Basis der Phyllit-Serie des Ramsau-Typus bilden. Die Analyse der Erze aus diesem Vorkommen zeigte, daß es zum Kupfer-reichen Urantyp gehört (Analytiker: P. GANEV):

Uran	Kupfer	Thorium	Blei	Zink
0,085%	2,20%	0,018%	0,018%	0,005%

Die uranführenden Quarzite von NE Eben enthalten Kupferkies, Bornit, Kupferglanz, Idait, Azurit, Malachit, Zinkblende und Pyrit.

Im Bereich des Ramsau-Typus ist ebenfalls in Admont Uran-Mineralisation festgestellt worden (G. HADITSCH, 1974, S. 70). Nach H. MEIXNER (Vortrag am 12. 12. 1975 in Leoben) kommen in Admont neue Uranminerale vor.

Zusammenfassend stellen wir fest, daß die Phyllit-Serie des Unterperm (und vielleicht mit Einschluß des obersten Karbon?) in den östlichen Ostalpen aus marinen, überwiegend Flachwasserablagerungen besteht. Abb. 12 zeigt die Verbreitung dieser F l a c h s e e des Unterperm.

Obwohl der Abschnitt Forstau-Mitterberg-Fieberbrunn-Hochfilzen vom Gesichtspunkt der vorliegenden Ergebnisse aus noch nicht untersucht wurde, liefert das Literaturstudium dieses Abschnitts mehrere paläogeographisch wertvolle Hinweise.

Die Uran-führende, permische, wahrscheinlich aufrechte Schichtfolge zwischen Preunegg- und Forstautal wurde von H. P. FORMANEK (1963, Taf. 1) als Ennstaler Phyllite ausgeschieden. Von H. P. FORMANEK, H. KOLLMANN und W. MEDWENITSCH (1961) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß der südliche Teil der Ennstalphyllitzone zum Unterostalpin zu stellen wäre. Nach unseren laufenden Untersuchungen besteht die uranführende Schichtfolge zwischen Forstau- und Preuneggtal aus der Phyllit-Serie und der daraufliegenden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus.

Den uranführenden Lagen in Forstau entnommene Proben brachten folgendes Resultat (Analytiker: P. GANEV):

Pr.-Nr.	Uran	Thorium	Vanadin	Kupfer	Blei	Zink
58 a	0,58%	0,002%	0,02%	0,005%	0,039%	0,016%
58 c	0,24%	0,002%	0,01%	0,005%	0,022%	0,015%
59 a	0,56%	0,002%	0,02%	0,005%	0,030%	0,016%
59 b	1,1 %	0,002%	0,02%	0,003%	0,054%	0,024%
59 c	1,1 %	0,002%	0,01%	0,003%	0,039%	0,024%

Auch diese Erze sind arm an Kupfer und relativ reich an Blei und Zink.

Die westlichen, äquivalenten Schichten der Phyllit-Serie sind innerhalb der „Violetten Serie" von Mitterberg (G. GABL, S. 19) zu suchen. Die Phyllite der „Violetten Serie" führen Karbonatlagen, die nach G. GABL (1964, S. 20 und 21) für diese Serie typisch sind. Die „Violetten Schiefer" enthalten tonige, kohlenstoffreiche Linsen, die z. T. uranreich sind (O. SCHERMANN, 1971, S. A 96). Nach diesem Autor sind die uranführenden Bereiche der Quarzschiefer innerhalb der

„Violetten Serie" ebenfalls linsig geformt. Weiters ist erwähnenswert, daß die „Violetten Schiefer" Gradierung aufweisen (ibid., S. A 97). Nach H. MOSTLER (1972, S. 158) reicht die Violette Serie vom höheren Oberkarbon bis zum Top des Unterrotliegenden.

Der uranreiche Psammithorizont in Fieberbrunn und Hochfilzen gehört nach O. SCHULZ & W. LUKAS (1970, S. 215) „zu den tieferen Bildungen der das Devon transgredierenden permoskythischen Basisschichten". Die Diskussion nach dem Vortrag von O. SCHULZ, am 13. 6. 1975 in Leoben, legte klar, daß der Ausdruck „Buntsandstein" von O. SCHULZ (1970) im Sinne der bunten Sandsteine gebraucht wurde. Daher sind die uranführenden Schichten in Fieberbrunn und Hochfilzen in das Perm einzustufen.

Nach G. EISBACHER (in O. SCHULZ, 1970, S. 216) sind die grob- und feinklastischen Permoskyth-Gesteine marine Seichtwasserablagerungen.

Die grüngrauen Serizitquarzite an der Basis des Unterostalpin enthalten SE von Krieglach Uran-Anreicherungen. Hier, SE „Hochgölk", an einem Forstweg, in 1100 m Seehöhe, liegen etwa 10 cm mächtige, uranführende Schichten im Hangenden der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen und im Liegenden der Oberen Quarzit-Serie. Wegen der intensiven Verschuppung des Permoskyth in diesem Bereich kann eine genauere Einstufung der uranführenden Lagen noch nicht durchgeführt werden. Die Analyse der Erzproben aus dem genannten Vorkommen brachte folgendes Ergebnis (Analytiker: P. GANEV):

	Uran	Thorium	Blei	Zink	Kupfer	Vanadium
Krieglach 1	0,10 %	0,002%	0,023%	0,006%	0,011%	0,005%
Krieglach 2	0,06 %	0,002%	0,025%	0,006%	0,011%	0,006%
Krieglach 3	0,078%	0,002%	0,039%	0,027%	0,024%	0,005%

An dem oben beschriebenen Uranvorkommen sind Autunite makroskopisch erkennbar.

Die transgressiv das Kristallin überlagernden postvariszischen Sedimente im Montafon (Vorarlberg), die in den dolomitischen Kalklagen (? Oberkarbon) *Tetrataxidae* führen, sind großteils aquatisch entstanden, wobei sich kurzzeitig marine Ingressionen auswirkten (H. MOSTLER, 1972, S. 173 f.). Auch nach diesen Untersuchungen sind die permoskythischen Schichten als marine Ablagerungen zu deuten.

Auf der paläogeographischen Karte des Unterperm (Abb. 12) fällt besonders auf, daß die Uranvorkommen der östlichen Ostalpen im Grenzbereich der Flachsee liegen. Somit scheinen die Uranvorkommen im untersuchten Bereich

1. an den Rettenegg- und den Ramsau-Typus,
2. an die Phyllit-Serie und
3. an den Grenzbereich der marinen Flachwasserfazies

des Unterperm gebunden. Insbesondere die Stellung der Uranvorkommen in Rettenegg und S Schoberpaß weist eindeutig darauf hin, daß das Uran nicht von den marinen Räumen, sondern vom (unterpermischen) Kontinent her abzuleiten ist, woher ebenfalls Pelite transportiert wurden. Sonst wäre es nämlich unverständlich, warum die gleichartige Phyllit-Serie in den mittleren Bereichen dieser

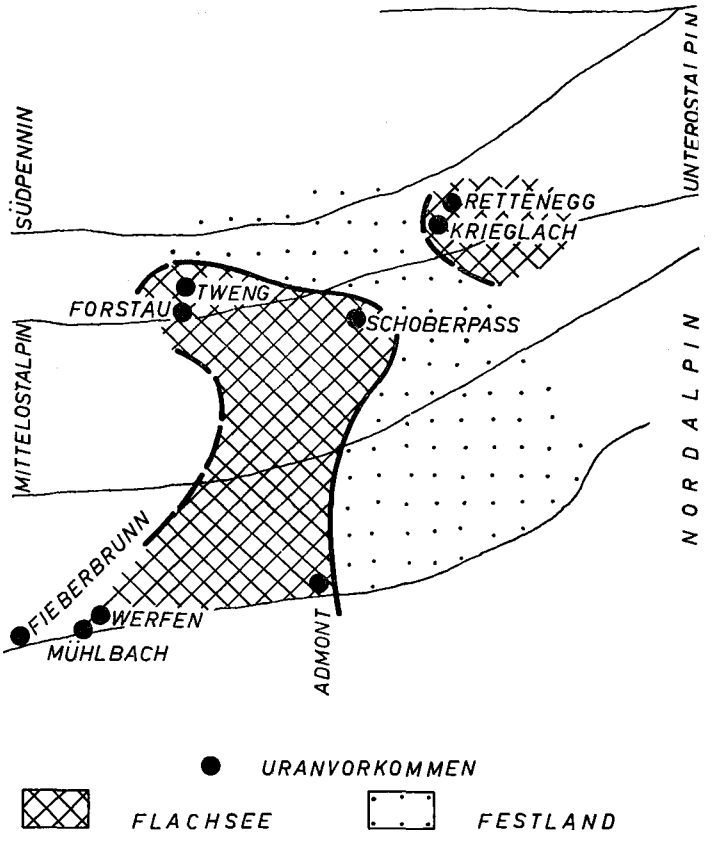


ABB. 12 PALÄOGEOGRAPHIE UND URANVORKOMMEN DES UNTERPERM IN DEN ÖSTLICHEN OSTALPEN

E.ERKAN, 1976

marinen Serie kein Uran führt. So z. B. enthält die Phyllit-Serie N Rettenegg, die zudem reichlich Vulkanite beinhaltet, keine Urananreicherung.

Bei dem Uranerz der untersuchten Permoskythvorkommen handelt es sich um in Lösungen transportiertes Uran, nicht aber um mechanisch angereichertes U-Th-Erz, da es nicht an Schwerminerale gebunden ist. Die Auflösung des Urans, d. h. die Überführung des vierwertigen Urans in das sechswertige, setzt die chemische Verwitterung im Liefergebiet voraus, welche für die Bildung der Tonminerale der Phyllit-Serie ebenfalls notwendig wäre, wie schon oben erwähnt.

Das wahrscheinlichste Liefergebiet der Uranvorkommen in Rettenegg und südlich des Schoberpaß ist das Troiseckkristallin mit Biotit- und Zweiglimmerschiefern, bzw. aplitisch injizierten Paragneisen, das im Unterperm ein Festland

war. Über eine Uranführung dieses Kristallins liegen noch keine Untersuchungen vor. Von den weiter südlicher liegenden Kristallingebieten des Oberostalpin, dem Kristallin der Saualpe und der Koralpe sind zahlreiche Uranmineral-Vorkommen bekannt (H. MEIXNER, 1956, S. 225 und Vortrag am 12. 12. 1975 in Leoben).

Es ist auffällig, daß das Syenitgebiet von Gastein mit bis zu 70 ppm Urangehalt (vgl. W. E. PETRASCHECK, E. ERKAN & NEUWIRTH, 1974, S. 296), das im Unterperm im kontinentalen Bereich lag, seine Position in der nördlichen Nachbarschaft der Uranvorkommen von Forstau und Tweng hatte (Abb. 12). Nach diesen Feststellungen erscheint die Frage von W. E. PETRASCHECK (1970, S. 177) nach der Herkunft des Uran im ostalpinen Perm gelöst.

Die Zugehörigkeit des Permoskyth im Pfannock-Gebiet zu irgendeinem Permoskyth-Typus bleibt unsicher, da es mit der Basis, mit den Pfannock-Gneisen, einen tektonischen Kontakt bildet. Nach der Ausbildung der Schichten gehört es jedoch wahrscheinlich zum Veitschalm-Typus.

Die höchstwahrscheinlich permoskythische Schichtfolge NE der „Hansenhütte", S „Stadl an der Mur" (Österr. Karte 1 : 50.000, Blatt 158) enthält im Basisbereich eine Phyllit-Serie, die (ebenso wie die Phyllit-Serie des Rettenegg- und des Ramsau-Typus) ein Uranhoffnungsgebiet darstellt. Sie ist z. B. S-Gehöft „Hübler" an der Forststraße zu beobachten. Die dunkelgrauen Phyllite sind hier wesentlich höher metamorph als die Phyllit-Serie des Rettenegg- oder Ramsau-Typus.

Die Vertreter der Oberen Quarzit-Serie der oben genannten Folge sind in geschuppter Form NW der Hansenhütte, südlich der Brücke in Form von hellgrauen Quarziten aufgeschlossen. Sie stehen hier südlich der an der Forststraße aufgeschlossenen, dunkelgraublau-hellgrauen, gebänderten Dolomite an.

Die mächtige Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen ist an der Forststraße N bzw. NE der „Hansenhütte" relativ gut aufgeschlossen.

Auf Grund aller oben aufgeführten Feststellungen wurden m. E. die Uranerze der Phyllit-Serie in den östlichen Ostalpen in den Lagunensystemen der (entlang variszisch angelegter Bahnen) nordwärts eindringenden, teilweise abgeschnürten Arme der südlich und südöstlich anschließenden Tethys abgelagert.

Die voralpidischen, N-S- bis NE-streichenden Querbauelemente wurden von K. METZ (1953, S. 64) im Bereich der steirischen Grauwackenzone erkannt und ausführlich diskutiert.

VI. Paläogeographie des Mittelperm in den östlichen Ostalpen

Aus zwei Gründen wurde keine paläogeographische Karte für Mittelperm entworfen:

1. Die paläogeographische Situation im Mittelperm ist sehr eintönig, da der gesamte Untersuchungsbereich dem Faziesbereich der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen angehört. Eine Ausnahme bildet lediglich der Verbreitungsbereich des Ramsau-Typus mit dem küstenferneren Fazies-

bereich der Unteren Quarzit-Serie, welche nur im nordalpinen Abschnitt von Admont bis zur westlichen Untersuchungsgrenze auftritt; die westliche Fortsetzung muß erst untersucht werden.

2. Wie auf Abb. 15 angedeutet ist, vertritt die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus wahrscheinlich nicht das ganze Oberrotliegende, sondern nur etwa dessen obere Hälfte. Es ist kaum anzunehmen, daß diese relativ schnell sedimentierte Serie der oben genannten Typen mit Grobklastika die relativ feinkörnige Untere Quarzit-Serie des Ramsau-Typus mit mindestens doppelter Mächtigkeit in ihrer Gesamtheit vertritt. Schichtlücken innerhalb der erstgenannten Serie wurde nicht beobachtet.

Es ist aber wohl möglich, daß die Basis der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus der Liegendgrenze der Unteren Quarzit-Serie des Ramsau-Typus bzw. der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus entspricht. Die Parallelisierung der Mittelpermbasis ist also nicht überall mit Sicherheit durchführbar. Nach dem oben Gesagten kann das Mittelperm der östlichen Ostalpen zeitlich in zwei Abschnitte gegliedert werden:

a) Im unteren Abschnitt des Mittelperm ist das paläogeographische Bild völlig identisch mit dem des Unterperm. Jedoch wurde in dieser Zeit im Bereich des Rettenegg, statt Phyllit-Serie die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen sedimentiert; im westlichen Teil der Phyllit-Serie kam im nordalpinen Bereich (Admont—Ramsau) die Untere Quarzit-Serie und in deren nördlicher Fortsetzung die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen zur Ablagerung.

Die Festlandgrenzen des Unterperm erfahren in diesem Zeitabschnitt keine Änderung.

b) Im mittleren Abschnitt des Mittelperm fand eine marine Transgression auf das Festland statt, so daß die gesamten Ostalpen von der Tethys bedeckt wurden. Die paläogeographische Situation dieses Zeitabschnittes wurde oben unter 1 beschrieben.

Wenn die Mittelperm-Basis in allen Typen das gleiche Niveau kennzeichnet, dann gilt der Fall b) für das ganze Perm in den gesamten östlichen Ostalpen.

Die Saalische Phase ist in den östlichen Ostalpen von größter Bedeutung. Denn sie bewirkte den Untergang des unterpermischen, variszischen Festlandes, womit die alpine Geosynklinale eingeleitet wurde. Während im Unterperm die variszischen Richtungen vorherrschen, treten sie nach der Saalischen Phase nur mehr relikthaft auf (vgl. Abb. 12). Ab Mittelperm gewinnt allmählich die alpine E-W-Richtung die Oberhand.

Der Gebirgsschutt der Saalischen Phase ist in Form der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen eingebettet worden. Mehrere Grobklastikahorizonte in dieser Serie zeugen von der Existenz mehrerer kleiner Nachphasen im Mittelperm, die gegen das Hangende zu allmählich abklingen.

Grobschüttungen der Quarzkonglomerate mit Tonschieferrekurrenzen im Oberrotliegend des Abschnittes zwischen Wörgl und Hochfilzen werden von H. Mostler (1972, S. 161) mit der Saalischen Phase in Verbindung gebracht.

VII. Paläogeographie und Gipslagerstätten des Oberperm in den östlichen Ostalpen

Wie aus Abb. 13 ersichtlich, läßt sich das Oberperm des untersuchten Gebietes von N nach S in 3 Faziesbereiche untergliedern:

1. Die Sandstein-Fazies
2. Die Ton- und Sandstein-Fazies
3. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies

1. Die Sandstein-Fazies wird durch die hellen, feinkörnigen, marinen Psammite der Oberen Quarzit-Serien des Thörl- und Rettenegg-Typus gebildet (s. II.4.1, II.5.1, III.6 u. IV). Der Ausdehnung dieser beiden Typen entsprechend, war sie im Oberperm nördlich des Nordalpin verbreitet (Abb. 13).

Das Ablagerungsmilieu dieser Fazies ist ein weit ausgedehnter, relativ reliefarmer, gut durchlüfteter Flachwasserbereich, wie sich aus der gleichmäßigen, feinkörnigen Ausbildung der weißen oder hellen Oberen Quarzit-Serie mit gelegentlichen Funden von Rippelmarken schließen läßt.

2. Die Ton- und Sandstein-Fazies besteht aus wechsellagernden, bunten Tonen und Sandsteinen. Sie schließt sich gegen Norden an die Sandstein-Fazies an. Die in den liegenden Abschnitten der Oberen Quarzit-Serie des Hagenbach-Profils (Prof. 8) vorhandenen tonigen Lagen lassen einen Übergang zwischen diesen beiden Fazien vermuten. Der genaue Verlauf der nördlichen Grenze dieser Fazies ist im Gegensatz zur südlichen Abgrenzung nicht näher bekannt, da das Permoskyth hier weitgehend tektonisch reduziert ist.

Auch die Ton- und Sandstein-Fazies und die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies bilden miteinander Übergänge (vgl. II.2.3.). Die vorherrschende rote Farbe der ersteren deutet auf Sedimente geringerer Wassertiefe hin.

3. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies ist nur auf den nordalpinen Bereich beschränkt. Sie ist mit der Ton- und Sandstein-Fazies übergangsmäßig verbunden (vgl. II.2.3.). Die Grenze zwischen den beiden Fazies erstreckt sich großteils N-S, wie z. B. im Bereich von Prebichl und Veitschalm. Die Lagunen der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies sind jedoch in E-W-Richtung angeordnet. Die NS-Richtungen der einzelnen Gipslagunen sind m. E. Relikte variszischer Strukturen; die E-W-Anordnung dieser Gipslagunen dürfte die im Oberperm neu entstandene alpine Richtung kennzeichnen. Die alpine E-W-Richtung ist also in den östlichen Ostalpen andeutungsweise erstmals im Oberperm bemerkbar.

Die Feststellung der N-S-Richtung der einzelnen oberpermischen Lagunen ist lagerstättenkundlich von Bedeutung, da sie die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Gipslagerstätten bzw. die Richtung der mächtigen Gipse aufzeigt; so liegen z. B. die Lagerstätten mit vergleichbarer Gipsmächtigkeit (durchschnittlich 70 m) im Haringgraben (s. Abb. 14), Seewiesen, Dürradmer, Trübenbach, Erlaufboden, Annaberg auf einer NNE-SSW-Linie. Sie bilden den zentralen Teil der Lagune mit mächtigster Anhydritausscheidung, die sekundär zum größten Teil in Gips umgewandelt wurde. Gegen die Ränder der Lagune, gegen E und W, nimmt die Gipsmächtigkeit allmählich ab, so daß schließlich statt dessen die Ton- und Sandstein-Fazies zur Ablagerung kommt. Während die Gesamtgips-

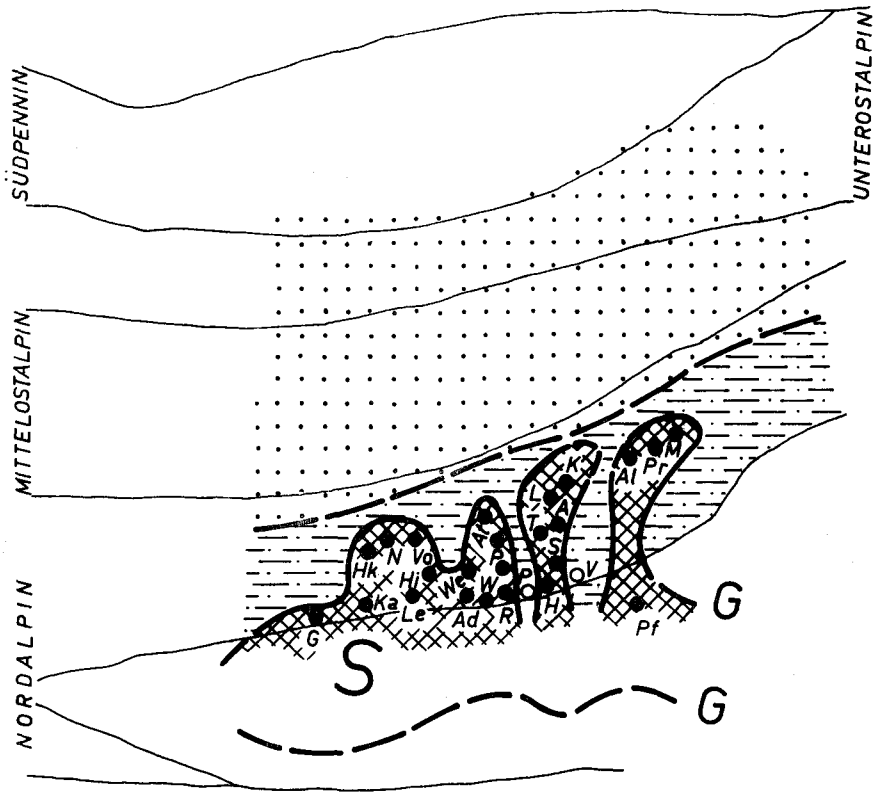


ABB. 13 PALÄOGEOGRAPHIE UND GIPSVORKOMMEN DES OBERPERM IN DEN ÖSTLICHEN OSTALPEN

SANDSTEIN-FAZIES

TON- UND SANDSTEIN FAZIES

GIPS-, TON- UND SANDSTEIN-FAZIES

GIPSVORKOMMEN

S ABLAGERUNGSBEREICH DER SALZLAGERSTÄTTEN

G ABLAGERUNGSBEREICH DER GIPSLAGERSTÄTTEN

Pf Pfennigbach, Al Alland, Pr Preinsfeld Heiligenkreuz, M Mödling
V Veitschalm, P Präbichl, H Haringgraben, S Seewiesen
T Trübenbach-Erlaufboden, A Annaberg, L Lehenrotte, K Kleinzell
R Radmer, Ad Admont, At Altenmarkt, W Wolfbauer, Pa Palfau
We Weng, Le Lessern, Hi Hintersteineralm, N Nesseltal
Hk Himmelsteinkogl, Ka Karlbach, G Gainfeld
Die Gipsvorkommen Pf, Hi, Ka u. Le enthalten basische Einschaltungen bzw. Gerölle

mächtigkeit im Haringgraben (Abb. 14) etwa 70 bis 80 m beträgt, ist sie im E, im Bereich St. Ilgen, bedeutend geringer; ebenso nehmen die mächtigen Gipse von Seewiesen gegen E sukzessive ab, so daß sie am Nordrand der „Gollrader Bucht", S Samblbauer (s. Prof. 5), nur einige Meter mächtig sind. Weiter östlich, im Bereich der Veitschalpe, beginnt die Ton- und Sandstein-Fazies, in der keine Spur von Gips (oder Salz) zu beobachten ist.

Gegen W, gegen die Ton- und Sandstein-Fazies im Bereich von Prebichl bzw. gegen das nördliche Ende der Lagune ist die gleiche Faziesfolge zu finden. Die geringmächtigen Gipslagen bei „Lehenrotte" oder Reiterbauer (Hohenberg) stellen die nördliche Fortsetzung der mächtigen Gipse im Süden dar.

Im mittleren und nördlichen Teil dieser Lagune kam nicht nur Gips (bzw. Anhydrit), sondern auch Salz zur Ausscheidung. Die Namen „Halltal" (SE Mariazell) und „Salzerbad" (Kleinzell) deuten auf das Vorhandensein von Steinsalz hin.

E. SPENGLER (1931, S. 17) bemerkt dazu: „MORLOT und CZJZEK erwähnen das Vorhandensein einer Solquelle im Halltale, und das jetzt als Bad aufgelassene Salzerbad war auf eine Solquelle begründet."

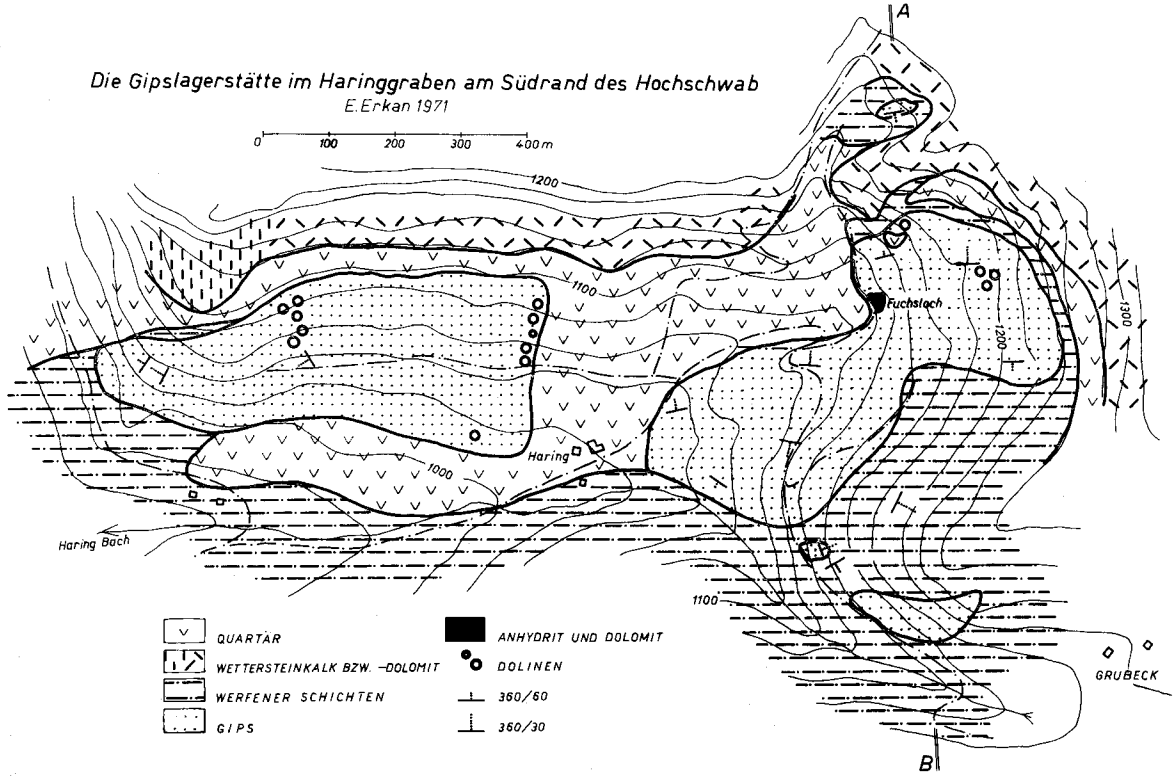
Diese oben erwähnten Salze sind im Flachschelf-Salinar durch fraktionierte Sedimentation im Sinne von RICHTER-BERNBURG (1955, in H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1970, S. 443) entstanden.

Diese für eine Lagune im mittleren Bereich des Nordalpin beschriebene Gesetzmäßigkeit trifft ebenfalls für die anderen, allgemein N-S gerichteten Lagunen zu.

Die permoskythischen Gipse der Ostalpen sind zwanglos in zwei Großgruppen gliederbar, nämlich in eine oberpermische, welche im Rahmen dieser Arbeit größtenteils untersucht wurde und innerhalb der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies (Abb. 13) verbreitet ist und in eine oberskythische z. T. auch unteranisisch?), die noch nicht untersucht wurde und außerhalb des oben erwähnten Faziesbereiches erscheint. Zu dieser zweiten Gruppe gehören u. a. die oberskythischen Gipsvorkommen im Raum Wörgl-Hochfilzen (s. H. MOSTLER, 1972, S. 157) sowie die nach S-Isotopenuntersuchungen in Unter- bis Mitteltrias eingestuften Gipse im Bereich des „Langenbergtunnels" (W. KLAUS, 1974, S. 82) oder die höher-skythischen Gipse von Laas (H. MOSTLER, 1972, S. 147).

Das paläogeographische Bild des Oberperm (Abb. 13) legt nahe, daß die Salzlagerstätten des Juvavikums im inneren bzw. westlichen Abschnitt (Bereich S auf Abb. 13) des sich in E-W-Richtung erstreckenden, nach E offenen Lagunensystems konzentriert sind. Die westlichsten oberpermischen Gipslagerstätten, z. B. die oberpermischen Gipslagerstätten im Raum Dienten-Bischofshofen (H. MOSTLER, 1972, S. 157), die Gipslagerstätte von Scheffau bei Golling oder die oberpermische Gipslagerstätte von Karlgraben (s. Prof. 6 a) bildeten im Oberperm den Rahmen der juvavischen Salzlagerstätten. Diese Annahme wird durch das Auftreten basischer Eruptivgesteinsgerölle im Hangend-Gipslager des Karlgraben (s. Kap. II.3.1.C) unterstützt.

Die basischen Einschaltungen sind innerhalb des Oberperm der östlichen Ostalpen, insbesondere in der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies weit verbreitet.


Die Gipslagerstätte im Haringgraben am Südrand des Hochschwab
E. Erkan 1971
0 100 200 300 400 m
1200
1100
1000
Haring
Haring Bach
Fuchsloch
1200
1100
GRUBECK
A
B
QUARTÄR
WETTERSTEINKALK BZW. -DOLOMIT
WERFENER SCHICHTEN
GIPS
ANHYDRIT UND DOLOMIT
DOLINEN
360/60
360/30

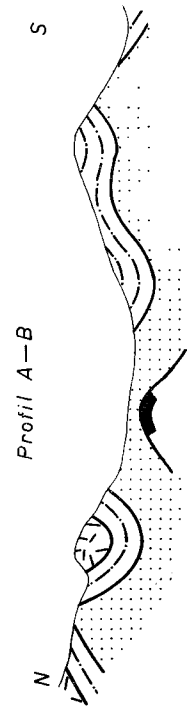

S
Profil A—B
N

Abb. 14.

Dazu zählen nicht nur die basischen Eruptivgesteinsgerölle der oberpermischen Konglomerate des Hangend-Gipslagers im Karlgraben, die nach S-Isotopenbestimmung ins Oberperm eingestuften Melaphyre von Hallstatt (O. SCHAUBERGER, 1949, S. 54, W. KLAUS, 1974, S. 83), die basischen Gesteine im Gips von Lessern (mündl. Mitt. von Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK), die Tuffbrocken im Zwischenmittel des Gipses der Hintersteineralm am Pyhrnpaß (Mitt. von Fr. Dr. KIRCHNER) und die Diabase der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie der Pfennigbacher Gipslagerstätte in Puchberg (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 17), sondern höchstwahrscheinlich auch alle anderen, z. T. nur durch Lesesteine implizierten, basischen Eruptiv-Vorkommen: z. B. die Diabase mit den Kontaktgesteinen SE der Sulzkaralm, (S-Abfall der Dachsteingruppe, H. ZAPFE, 1934, S. 108), der „Diabasporphyrit" vom Sulzenhals (ibid.), der Diabasporphyrit im Haselgebirge des Rigaustales bei Abtenau (ibid.), der „Gabbro" vom Ischler Salzberg (ibid.), die Diabase im Haselgebirge der Reisalpendecke südlich von Annaberg (A. TOLLMANN, 1966, S. 111), die „Diabase" und Tuffe im Haselgebirge von Wienern am Grundlsee (W. SCHÖLLNBERGER, 1973, S. 103), die sekundär albitisierten Diabase mit Kontaktwirkungen N Neuberg (H. P. CORNELIUS, 1936, S. 197), das Diabasvorkommen von der Südseite des Dobreingrabens (ibid.) und wahrscheinlich auch die stark verwitterten Grüngesteine im Bereich der Gipsvorkommen zwischen W Frein und E „Hohe-Student" (ibid. S. 198), die diabasartigen Gesteine der Rax, Sängerkogel (ibid.) und die stark veränderten, basischen Eruptiva am Südfuß des Wiesberges, NW Puchberg (ibid., 1951, S. 14). Obwohl diese basischen Eruptiva zum großen Teil tektonisiert bzw. in Schubfetzen aufgelöst worden sind, sind sie dennoch mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit an die permoskythische Folge gebunden, wie aus deren ausschließlicher Verbreitung innerhalb der Tone und Sandsteine dieses Niveaus vermuten läßt.

VIII. Paläogeographie des Skyth in den östlichen Ostalpen

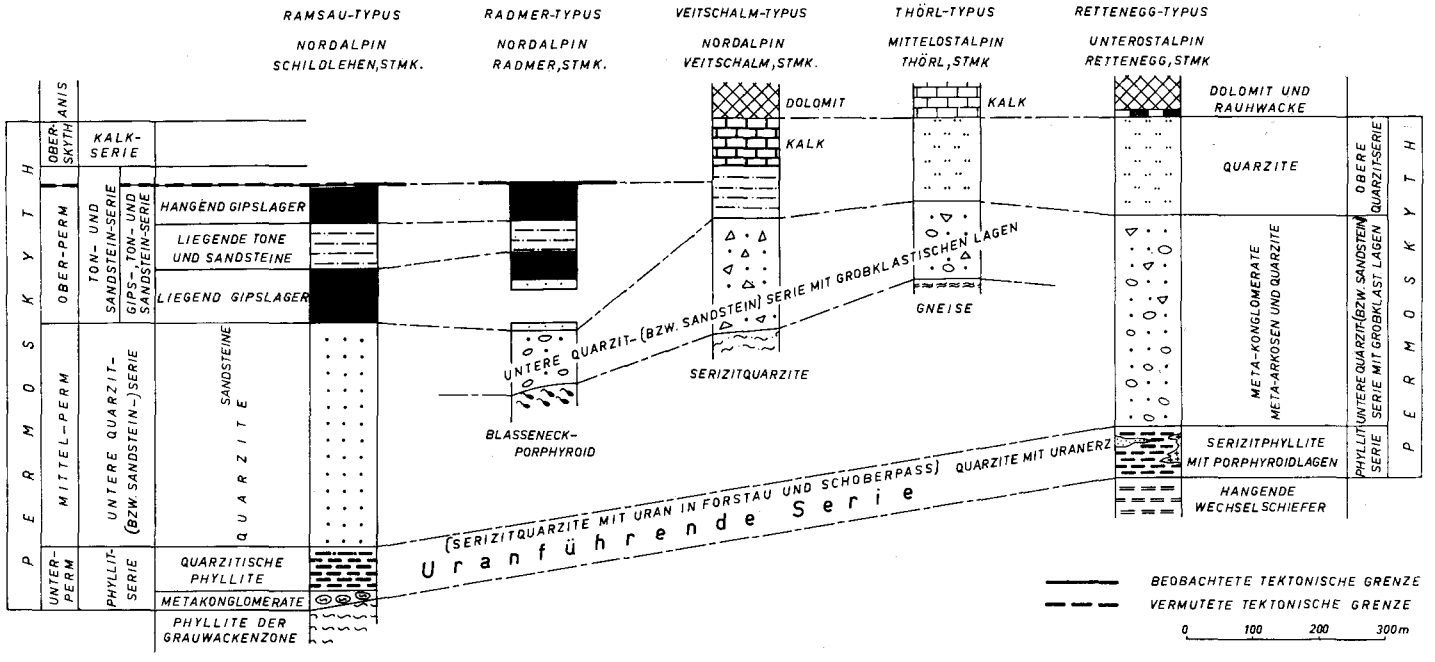
Die Fazieszonen des Skyth sind — zum Unterschied von den permischen paläogeographischen Bildern — von der alpinen E-W-Richtung beherrscht. Wegen der Einfachheit dieser paläogeographischen Situation wurde keine eigene Abbildung gegeben.

Wie es aus dem Grundschema (Abb. 15) leicht abzuleiten ist, besteht das paläogeographische Bild der Untertrias im untersuchten Bereich aus zwei Abschnitten:

Im unteren Abschnitt des Skyth ging die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies des Oberperm in die Ton- und Sandstein-Fazies über, so daß südlich der Sandstein-Fazies ein einheitlicher, weiträumiger Ton- und Sandstein-Faziesbereich entsteht;

im oberen Abschnitt des Skyth jedoch wurde die Ton- und Sandstein-Fazies des unteren skythischen Abschnitts von der Kalk-Fazies abgelöst.

Die Sandstein-Fazies des Oberperm bleibt hingegen im gesamten Skyth der östlichen Ostalpen erhalten.



PERMOSKYTH-TYPUSPROFILE DER ÖSTLICHEN OSTALPEN

E.ERKAN 1976

Abb. 15.

Literatur

AMERON, A. W. J. VAN & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — Carinthia II, *164./84. Jg.*, 9—15, 1 Abb., Klagenfurt 1974.

AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — GBA, 1 geol. Kt., Wien 1935.

BÄCHTIGER, K.: Syngenetisch-stratiforme Hämatit- und Pyrit-Vererzungen mit Chlorit und Imprägnationen von Kupfer-Sulfiden in der Quarten-Serie (Keuper) des Schielstales (St. Galler Oberland). — Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, Sonderband *2*, Festschrift O. M. FRIEDRICH, 17—49, Leoben 1974.

BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. — BHM, *121. Jg. (1976)*, H. 2, S. 51—54, 4 Abb., Wien 1976.

BÜCHNER, K. H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). — Diss. der Philips-Universität Marburg/Lahn, 118 S., Marburg 1970.

BÜCHNER, K. H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Oberstmk., Ö.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *22*, 71—94, 14 Abb., 2 Taf., Wien 1973.

CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Jg. 170, *122*, 161—167, 1 Abb., Hannover 1971.

CLAR, E.: Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion, Wien-St. Johann. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 181—182, Wien 1972.

CORNELIUS, H. P.: Ein albitreiches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal. — Verh. Geol. B.-A Wien, *1933*.

CORNELIUS, H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., *1936*, 197—202, Wien 1936.

CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien, *1941*, 89—94, Wien 1941.

CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberg bei Liezen und der Flaserkalkbreccie am Dürrenschöberl. — Ber. Reichst. Bodenforschung, *1941*, 111—114, Wien 1941.

CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., 1 Taf., geol. Kt., Wien 1951.

DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — Geotekt. Forsch., *50*, 1—84, Stuttgart 1976.

DYBEK, J.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans. — 163 S., 24 Textabb., 33 Tab., Berlin (Gebr. Bornträger) 1962.

EISBACHER, G.: Primär gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck—Saalfelden. — Veröff. Ferdinandeum Innsbruck, *42*, 133—141, 2 Abb., 1 Karte, Innsbruck 1963.

EISBACHER, G. H.: Neue Beobachtungen zur Deutung der knolligen Magnesite im Tonschieferkomplex des alpinen Buntsandsteines der Nördlichen Kalkalpen. — Mineral. Deposita, *4*, 219—224, 4 Abb., Berlin 1969.

ERKAN, E.: Facies zones of the Permian in the Eastern Alps. — Nato advanced studies, Proceedings „Continental Permian in West, Central and Southern Europe", p. 137—147, Dordrecht-Lolland (D. Reidel Publishing Comp.), 1976.

ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Petrascheck-Festschr. (in Druck).

EXNER, CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1974*, H. 1, S. 131—137, Wien 1974.

FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1972*, 11—32, 3 Abb., Wien 1972.

FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Froschnitz (Stmk.), Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 27—70, 9 Abb., Taf. 10—12, Wien 1970.

FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1972*, H. 2, S. 187—198, 1 Taf., Wien 1972.

FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neu-Europa. — Geol. Rdsch., *64*, H. 1, 1—62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.

FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). — Zbl. Geol. Palöont. Teil I, *1975*, H. 7/8, 656—684, Stuttgart 1976.

FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14* (1963), S. 9—80, 3 Taf., 2 Abb., Wien 1964.

FRANK, W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 151—153, Wien 1972.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchh.) 1970.

GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. — Archiv f. Lagerst.-forsch. Ostalpen, *2*, 2—31, Abb. 5—8, 1 Taf., 1 geol. Karte, Leoben 1964.

GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., *15*, 82 S., 6 Taf., Innsbruck 1954.

HADITSCH, J. G.: Die Gipslagerstätte Schildmauer bei Admont und ihre Kupfervererzungen. — Archiv f. Lagerstättenforsch. Ostalp., *3*, 125—142, Leoben 1965.

HADITSCH, J. G.: Bemerkungen zu einigen Mineralen (Devillin, Bleiglanz, Magnesit) aus der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Winern am Grundlsee, Steiermark. — Archiv f. Lagerstättenforschg. i. d. Ostalpen, *7*, 54—76, Leoben 1968.

HADITSCH, J. G.: Über einen neuen Fund von Zinkblende in der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Wienern am Grundlsee (Stmk.). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Jg. 1974, Nr. 1, S. 1—3, Wien 1974.

HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Mineralisationen im Perm der Ostalpen. — Carinthia II, 164./84. Jahrgang, 63—71, Klagenfurt 1974.

HAUSER, L.: Das Diabasvorkommen in den Werfener Schichten bei der Rennerhütte westlich von Frein. — Miner. Petr. Mitt. *51*, S. 413, 1940.

HENNINGSEN, D.: Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen. — Bibliogr. Inst., Mannheim (Hochschultaschenb.-Verl.) 1969.

HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — Jb. d. G.B.A. Wien, *79*, S. 203—240, Wien 1929.

HOLZER, H. F., WEBER, F. & TRIMMEL, F.: Zur Geologie und Geophysik der Gipslagerstätte Preinsfeld bei Heiligenkreuz, N.Ö.-Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, *120 Jg.*, 569—576, Wien 1975.

HUENE, F. v.: Das Alter von Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfährten. — Eclogae geol. Helv., *33*, 184—185, Basel 1940.

HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestl. Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1970*, H. 1, 61—65, Wien 1970.

JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. — Jb. Geol. R.-A., *49*, S. 247, Wien 1899.

DE JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — Geol. Rundsch., *56*, H. 1, 103—115, Stuttgart 1967.

KIRCHMAYER, M.: Wasserwellenfurchen im Semmeringquarzit, Stmk. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., *1961*, 65—71, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1961.

KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth". — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 33—34, Wien 1972.

KLAUS, W. (mit Beiträgen von E. PAK): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Oberperm. — Carinthia II, *164./84. Jg.*, S. 79—85, Klagenfurt 1974.

KOCZY, F. F., ANTAL, P. S. & JOENSUU, O.: Die natürlichen und radioaktiven Elemente in Sedimenten. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., *10*, S. 201—214, 4 Abb., 6 Tab., Krefeld 1963.

LUDWIG, G.: Eine Methode zum Nachweis hydrodynamisch-paläogeographisch bedingter Metallverteilung (texturell-metallfazielle Integralmethode). — Erzmetall, *15*, 201—206, Stuttgart 1962.

MEIXNER, H.: Bisherige Kenntnisse über österreichische Uranmineralvorkommen; Grundlagen und Aussichten. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., H. 11, 223—228, 3 Textabb., Wien 1956.
METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. Geol. B.-A., *88*, 1938, 165—193, Wien 1939.
METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Wien, N. F. *1*, 161—220, Wien 1940.
METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B.-A. (1945), 91—103, Wien 1947.
METZ, K.: Morphologie und Tektonik einer Tiefenlinie in den Bergen des Liesingtales. — Mitt. Nat. Ver., Graz 1947.
METZ, K.: Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *96*, 86—94, Wien 1951.
METZ, K.: Tektonik und Metamorphose in den Seckauer Tauern und in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 82—84, Wien 1952.
METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *44*, 1—84, 1 geol. Kt., 1 Prof. taf., 2 Textfig., 1 strat.-tekton. Tab., Wien 1953.
METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark, 1 : 300.000, Graz (Akad. Verl.) 1957.
METZ, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., *89*, 87—103, Graz 1959.
METZ, K.: Geologische Karte der Republik Österreich. Bl. Oberzeiring-Kalwang, 1 : 50.000. — Geol. B.-A., Wien 1967.
MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 143—149, Wien 1972.
MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 155—162, Wien 1972.
MOSTLER, H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 171—174, Wien 1972.
NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über Mineralisation der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, *78*, 141—150, 1 Abb., 2 Taf., Wien 1974.
NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *66 und 67*, 105—126, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1975.
NIELSEN, H.: Schwefelisotope im marinen Krauslauf und das ^{34}S der früheren Meere. — Geol. Rdschau., *55*, H. 1., S. 160—172, Stuttgart 1965.
NIELSEN, H.: Sulphur isotopes and the formation of evaporite deposits. — In: Geology of saline deposits, Proc. Symp. Hannover, 1968, 91—102, Unesco 1972.
PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I, — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1974.
PETRASCHECK, W. E.: Methoden und Aufgaben der Lagerstättensuche in Österreich. — Alm. Öst. Akad. Wiss., *120. Jg.* (1970), 171—182, Wien 1970.
PETRASCHECK, W. E., ERKAN, E. & NEUWIRTH, K.: Permo-Triassic Uranium ore in the Austrian Alps-paleogeographic control as a guide for prospecting. — Proc. Symposium of IAEA in Athens, Vienna 1974.
PETRASCHECK, W. E.: Uranerz in Österreich. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., Jg. *120*, H. 8, Wien 1975.
PETRASCHECK, W. E., ERKAN, E., SIEGL, W.: Type of uranium deposits in the Austrian Alps. — (in Druck).
PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Nieder-Österreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
RAMOVS, A.: Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW Jugoslawien. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 35—45, Wien 1972.
RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg, Kärnten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, *14—15* (1963—64), 229—266, 3 Abb., Taf. 10, Wien 1965.

RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorstellung zur Paläogeographie-Verrucano. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 97—106, Wien 1972.

RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 127—138, Wien 1972.

SAUD, M.: Geologisch-lithologische und radiographische Aufnahme im Gebiet zwischen Prinzenkogel/Feistritzbach und Hauswiese/Waldbach. — Unveröff. Dipl.-arb., Geol. Inst. Montanuniv., Leoben 1972.

SCHAUBERGER, O.: Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. — Mitt. naturw. Arbeitsgem. Salzburg, *7*, 15—24, Salzburg 1956.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die durch neue Pflanzenfunde belegte postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, *77*, 115—123, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1973.

SCHERMANN, O.: Bericht über die untertägige Uranprospektion im Bergbau Mitterberg. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1971*, H. 4, A 96—A 97, Wien 1971.

SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *22*, 95—153, Wien 1973.

SCHRAMM, J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). — Festschrift Heißel, Veröff. der Univ. Innsbruck, *86*, 281—288, Innsbruck 1973.

SCHULZ, O. & LUKAS, W.: Urananreicherungen im permoskythischen Buntsandstein bei Fieberbrunn-Hochfilzen (Tirol). — Anz. d. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *Jg. 1970*, Nr. 2, Wien 1970.

SCHULZ, O. & LUKAS, W.: Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3) *14*, 213—231, 7 Abb., Wien 1970.

SIEGL, W.: Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). — TMPM, *17*, 263—275 (1972), Wien 1972.

SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 119—122, Wien 1972.

SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. — GBA, 100 S., Wien 1926.

SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte. Blatt Schneeberg-St. Ägyd. — 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931.

STERK, G.: Vererzte Pflanzenreste aus der Kupferkieslagerstätte Mühlbach/Hochkönig (Salzburg). — BHM., *Jg. 99*, H. 3, S. 48—51, 8 Textabb., Wien 1954.

THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). — Carinthia II, *164/84. Jg.*, 105—113, 2 Abb., Klagenfurt 1974.

THIEDIG, F., CHAIR, M. & DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1974*, H. 2—3, S. 269—279, Wien 1975.

THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, *H. 43*, 79—84, Hamburg 1974.

TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 1960, 117—131, 2 Taf., Wien 1961.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges". — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *1964*, 270—299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.

TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 103—133, 1 Abb., Wien 1965.

TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkalpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58* (1965), 103—207, Taf. 1—4, Wien 1966.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, (1966) H. 2, 231—253, Taf. 1—2, Wien 1967.
TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1968*, S. 28—45, Wien 1968.
TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *61* (1968), 124—181, Taf. 1, Wien 1969.
TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 65—113, Innsbruck 1972.
TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 83—95, Wien 1972.
TOLLMANN, A. & FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *20*, S. 107—118, Wien 1972.
TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Franz Deuticke) 1976.
TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. und 2. Teil. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., *100*, 101—212, Wien 1926 und *101*, 29—65, Wien 1928.
TREVISAN, L.: Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano. — Verh. Geol. B.-A., *Jg. 1972*, 7—10, 1 Abb., Wien 1972.
VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 71—102, 13 Abb., 3 Taf., Wien 1970.
WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südrevier (Arthurstollen). — Mitt. Geol. Bes. Wien, *64* (1971), 209—218, 3 Abb., 1 Beil., Wien 1972.
WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 344—357, Wien 1971.
ZAPFE, H.: Ein Diabas in den Werfener Schiefern am Südhang der Bischofsmützengruppe im Dachsteingebiet. — Verh. Geol. B.-A. *1934*, 106—, Wien 1934.
ZIRKL, E. J.: Die Melaphyreruption im Hallstätter Salzberg. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. *94*, H. 3, 1949.
ZIRKL, E. J.: Über den Melaphyr von Hallstatt. — Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitt., F 3, *2*, 1948/49, Wien 1950.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Dezember 1977.

Profil 2

Nördliche Kalkalpen

Veitschalm, Steiermark

Kalk–Serie

kalkige hellgraue Dolomite
hellgraue Dolomite
graue grobgebankte Dolomite
graue brecciöse Dolomite
graue Dolomite
dunkelgraue Dolomite
dickbankig bis dünnplattige, gebänderte dunkelgraue Dolomite
hellbraunliche Kalke m. Dolomitbreczienlagen
rosa bis hellgraue Kalke
dm gebankte rosa Kalke mit cm mächtigen Tonschieferlagen
dickbankige violette Kalke mit Crinoiden
grauer sandiger Hergel
rötliche Kalke mit Hergellagen
bunte (weisse, graue, rosa oder violette), dm gebankte, Crinoiden und Bivalven führende Kalke mit grauen Hergel- und Tonschiefer-lagen
rötliche und graue, meistens dünnplattige, mit dünnen Hergellagen wechsellagernde Kalke
graue, kalkige, mit rosa und hellgrauen Kalken wechsellagernde Sandsteine
dickbankige rötliche und hellgraue Kalke
hellgraue, dünngeschichtete Kalke

Ton– und Sandstein–Serie

violette und graugrüne Tonschiefer mit grauen sandigen Tonschiefern
violette und graue Tonschiefer mit grauen Sandsteinen
graue Sandsteine
violette Tonschiefer
violette, z.T. kalkige Sandsteine mit Hellglimmern
violette Tonschifter und Sandsteine
violette Tonschiefer
graue Sandsteine

Untere Sandstein–Serie mit grobklastischen Lagen

graue Sandsteine und Breccien mit (rosa, weissen oder farblosen) Quarzkomponenten
violette Tonschiefer
graue mergelige Sandsteine
wechsellagernde graue Sandsteine u. violette Tonschiefer
wechsellagernde graue Sandsteine u. Breccien
Breccien
wechsellagernde graue Sandsteine und Breccien mit Porphyroid– und Hämatitkom
Quarzbreccien mit Hamatitgalg und Porphyroidkomponenten
rote Breccien
graue Sandsteine
weisse Sandsteine
wechsellagernde graue Sandsteine und helle Breccien
graue Sandsteine mit hellen Feinbreccien
violette Sandsteine mit violetten Tonschiefer und Brecciolagen
violette Sandsteine mit hellen Breccien–lager
violette und (seltener) weisse Sandsteine
Basisbreccie mit Serizitquarzitkomponenten
dünnplattige Serizit–, Chlaritoid– und Serizitquarzitschiefer

Profil 3

Nördliche Kalkalpen

Zirbenkogel–Prebichl, Steiermark

hellgrauer Kalk

Ton– und Sandstein–Serie

grüne Sandsteine
rote, gebänderte Sandsteine u. Tonschiefer
grüngrauer sandiger Tonschiefer
rote Tonschiefer und Sandsteine
rote Tonschiefer (schlecht aufgeschlossen)
rote sandige Tonschiefer
rote Tonschiefer
rote Sandsteine und Feinkonglomerate
rote Tonschiefer
wechsellagernde rote Sandsteine und Tonschiefer
wechsellagernde rote Sandsteine und Konglomerate
rote tonige Sandsteine
rote tonige Sandsteine mit Konglomeratlagen
rote Sandsteine mit Kieselschiefer– und roten Sandsteingeröllen
tonige rote Sandsteine
Feinbreccien mit Kieselschiefer–, Hämatit–, Radiolarit–, Quarz– und roten Sandstein–komponenten
Breccien mit geringmächtigen Tonlagen
rote Sandsteine mit Kieselschiefer– und roten Sandsteingeröllen
Breccien mit cm grossen Kieselschiefer–, Quarz– und Radiolaritkomponenten
Konglomerate mit dm grossen, rötlichen, z.T. kalkigen Kieselschiefer– und cm grossen Radiolaritkomponenten
Konglomerate mit rötlichen, cirka 5 cm grossen Kieselschieferkomponenten
Konglomerate mit 15 cm grossen Radiolarit–Hämatit–, dm grossen, roten Sandstein– und Porphyroidkomponenten
grobe Konglomerate mit dm grossen "Erz–führenden Kalk–, rötlichen Kieselschiefer–, feinkörnigen, roten Sandsteinkomponenten und rotem, grobkörnigen Sandsteinbindemittel
Erz–führende Kalke

Untere Sandstein–Serie mit grobklastischen Lagen

Profil 6a

Nördliche Kalkalpen

Karlbach, Dachstein, Stmk.

Gips–, Ton– und Sandstein–Serie

bunte Tone und Sandsteine
sandige, z.T. dolomitische Kalke
wechsellagernde schwarze Dolomite, Kalke und Gipse
dunkelgraue Dolomite und bunte Gipse
graue, gebänderte Gipse mit Quarzit–, Gips– und Tongeröllen
Breccie mit Gips–, ton– und grünen Sandstein–komponenten
rötlich–schwarz gebänderter Gips
weisser Gips
Breccie mit grünen Sandsteinkomponenten
weisse und rote Gipse mit schwarzen Tonlagen
rote und weisse Gipse
weisse und graue Gipse mit graugrünen und roten Tonlagen
graue Sandsteine
rote Sandsteine mit cm mächtigen Ankerit– und mm mächtigen Hämatitgängen
grüne Sandsteine mit Hamatitgängen
rote Sandsteine mit Ankerit– u. Hamatitgängen
rote, feinkörnige Sandsteine mit Pyriten
rote Sandsteine
rote und grüne Tonschiefer
rote Tonschiefer
rote, sandige Tonschiefer
grüne Sandsteine mit Pyriten
rote, feinkörnige, tonige Sandsteine und sandige Tonschiefer
rote Tonschiefer
rote, feinkörnige, tonige Sandsteine
grüne, sandige Tonschiefer
grüne Tuffite und violette Sandsteine mit Pyriten
weisse Gipse
grüne und violette Sandsteine
wechsellagernde Gipse und schwarze Dolomite
grüne, gebänderte Sandsteine
Gipse
grüne Quarzitbreccien
rosa Gipse mit grünen Tonschiefern u. grünen Quarzitbreccien
weiss–graurosa gebänderte Gipse
Gipse u. Breccienlagen m. meistens u. rosa Quarz–komponenten
grüne, monomikte Quarzitbreccie
weisse Gipse und rote Tonschiefer
wechsellagernde rote und grüne Tonschiefer
grüne Quarzitbreccie
grüne Sandsteine
grüne, dünnplattige, feinkörnige, tonige Sandsteine

wechsellagernde rote und grüne Sandsteine
grüne Sandsteine
violette Sandsteine
grüne Sandsteine
violette Sandsteine mit Hellglimmern
grüne Sandsteine
weinrote Sandsteine
grüne Sandsteine
grüne und graue Sandsteine

Nördliche Kalkalpen

Schlitzenalm, Dachstein, Stmk.

Gipse und grüne Tonschiefer, grüne Quarzitbreccien
grüne Sandsteine
grüne Serizitquarzite
hellgrün bis hellgraue Quarzite
grünliche Serizitquarzite
hellgrau bis weisse Quarzite
hellgrüne Quarzite
grungraue Quarzite
hellgraue Quarzite
grüne Quarzite
hellgrüne Serizitquarzite
hellgraue Quarzite
dunkelgraue Quarzite
schwarze Quarzite
grüne Quarzite
graue Quarzite
grüne Quarzite

Nördliche Kalkalpen

Schildlehen, Dachstein, Stmk.

Untere Quarzit– (bzw. Sandstein–) Serie

rote, sandige Tonschiefer
rote Sandsteine
rötliche, tonige Sandsteine
braunliche Sandsteine
grüne Quarzite
dunkelgraue und dunkelgrüne Quarzite
graue und grungraue Quarzite
weisse Quarzite
hellgraue Quarzite
grüne Quarzite
hellgrüne Serizitquarzite
hellgraue Quarzite
dunkelgraue Quarzite
dunkelgrauschiefr. z.T. serizitische Quarzite
dunkelgraue Quarzite
Phyllite
grüne bis dunkelgraue Quarzite und dunkelgraue Phyllite
hellgraue Serizitquarzite
hellgrüne Quarzite
dunkelgraue und grüne Quarzite mit Chloritfäden
dunkelblaugraue, quarzitische Phyllite
hellgrüne, plattige Serizitquarzite
blaugraue, quarzitische z.T. graphitische Phyllite
dunkelgraue, quarzitische Phyllite
dunkelgraue, graphitische Quarzite
hellgrüne Serizitquarzite
Metakonglomerate mit Serizitschiefer–, rosa u. farblosen Quarzkomponenten und phyllitischem Bindemittel
graue, dünnblättrige Phyllite mit grünen, dünnplattigen Quarzitlagen und basischen Gängen

Phyllit–Serie

Untere Quarzit–Serie mit grobklastischen Lagen

Profil 7

Unterostalpin

Prinzen Kg., Rattenegg, Steiermark

Obere Quarzit–Serie

graue Dolomite
braunliche Rauhwacken
feinkörnige, weisse, hellgraugrüne Quarzite mit Hellglimmern
weisse und grünliche Quarzite
gröbkörnige Quarzite mit einige mm grossen Feldspaten
weisse Quarzite

Metaarkosen und Metakonglomerate mit cm grossen violetten, weissen, z.T. gelaugten Quarz–, schwarzen Kieselschiefergeröllen und Quarzitlagen
grüne Quarzite, Metaarkosen und feine Metaquarzkonglomerate mit U–Glimmer
weiss bis hellgrünliche Serizitquarzite
Serizitschiefer
dünnplattige, hellgrungraue Quarzite
grüne Serizitschiefer
weisse Quarzite
Metaarkosen und Metakonglomerate mit Quarzgeröllen
grüne Quarzite
Metaarkosen und Metaquarzkonglomerate
hellgrüne Serizitschiefer
grünliche Quarzite mit Geröllteinstreuung
Metaquarzkonglomerate
Metakonglomerate mit rosa Quarzgeröllen
weisse und hellgrünliche Quarzite
weisse und grünliche Quarzite
grüne Serizitquarzite
wechsellagernde grüne Serizitquarzite und grünliche Quarzite mit Quarzlinsen und Quarzgeröllagen
weisse, grünliche und graue Quarzite mit relativ seltenen Geröllen
Serizitphyllite mit linsenförmigen, Uranerz–führenden, dunkelgrauen, bräunlich anwitternden Quarziten
Hangende Wechselschiefer

Profil 8

Mittelostalpin, Rannach Serie

Hagenbach, Liesingtal, Steiermark

Obere Quarzit–Serie

grüne Quarzite
Serizitschiefer
grüne, dünnblättrige, phyllitische Quarzite und Quarzite
Serizitschiefer und Serizitquarzite
hellgrüne und grüne Quarzite
grüne Quarzite mit cm grossen Quarz– und Feldspatgeröllen
dünnplattige, hellgrüne oder weisse Quarzite
Serizitquarzite und grünliche phyllitische Quarzite
grüne Serizitquarzite
weisse bis hellgrüne Quarzite
hellgrüne, dünnplattige, phyllitische Quarzite und Quarzite
hellgrau bis grungraue Quarzite
grungraue Quarzite mit 5cm grossen Quarzgeröllen
blaugraue Quarzite
graue Quarzite
blaugraue Quarzite mit Quarzgeröllen
wechsellagernde Phyllite und Marmore mit Quarzgeröllen
grungraue Phyllite
Serizitquarzite
grüne Serizitquarzite
weisse bis hellgrüne Quarzite
graue, phyllitische Quarzite
wechsellagernde graue Phyllite und Kalkphyllite
wechsellagernde, grungraue Phyllite und cm bis dm gebankte Marmore
Quarzband mit Seckauer Gneis–Linsen
Seckauer Gneise

Untere Quarzit–Serie mit grobklastischen Lagen

Phyllit–Serie

Profil 4

Nördliche Kalkalpen

Schüsser Gr., Radmer, Stmk.

hellgraue, massige Dolomite
mylonitisierte hellgraue Dolomite
Rauhwacke
rosa, graue oder weisse Bunderkalke bzw. –dolomit
wechsellagernde blaugraue bis grüne Tonschiefer und rosa bis weisse Gipse
grüne Tone mit Dolomitbreccienlagen
wechsellagernde Tonschifter und Gipse
wechsellagernde Gipse und Breccien mit Gips–, Dolomit– und grünen Tonschieferkomponenten
grüne Tonschiefer
rosa und weisse Gipse
wechsellagernde grüne Tonschiefer und rosa bis weisse Gipse
wechsellagernde hellgraue Sandsteine und graue Tonschiefer
graue Tonschiefer mit cm mächtigen Gipslagen
Tonschiefer mit Gips
grüngraue Tonschiefer mit cm mächtigen, rötel Sandsteinlagen
grungraue Tonschiefer mit cm mächtigen Sandsteinlagen
grüngraue, cm bis dm gebankte Sandsteine mit grüngrauen, harten Tonschieferlagen
Tonschiefer mit Gipslagen
hellgrüne Sandsteine mit Ankeritgängen
hellgrüne, kieselige Tonschiefer
grüngraue Tonschiefer mit Gipslagen
hellgrungraue Sandsteine
dunkelgraue, sandige Dolomite mit Pyritlager

Gips–, Ton– und Sandstein–Serie mit grobklastischen Lagen

Profil 5

Nördliche Kalkalpen

Aschbach, Steiermark

Gutensteiner Kalke (z.T. mylonitisiert)
graue, mylonitisierte Mergel
grüne Mergel mit rötlichen Sandsteinlagen
graue Sandsteine, Grüngraue Mergel
bunte Mergel
bunte Sandsteine
grüne Sandsteine
helle Gipse
bunte Mergel
graue Mergel
violette Sandsteine
graue Mergel
graue, sandige Mergel
graue Sandsteine
rote Sandsteine mit grauen Quarzitgeröllen
rote Sandsteine mit Porphyroid–, Quarzit– und roten Kieselschiefergeröllen
rote, feinkörnige Sandsteine
Grobsandsteine mit Feinbreccienlagen
rote Sandsteine
graue Sandsteine und Konglomerate mit Porphyroidkomponenten

Gips–, Ton– und Sandstein Serie

Untere Sandstein–Serie mit grobklastischen Lagen

Profil 6b

Nördliche Kalkalpen

Niederer Türlspitz, Dachstein, Stmk.

hellgraue, massig bis dickbankige Dolomite (lud)
dunkelgraue, dm gebankte Dolomite
graue, dickbankige Dolomite
graue, dünngeschichtete Dolomite
wechsellagernde schwarze, cm gebankte und graue, dickbankige Dolomite
graue, dickbankige oder dm gebankte graue bis dunkelgraue Dolomite mit einige cm mächtigen schwarzen Dolomitlagen
wechsellagernde dunkelplattige schwarze Dolomite und cm bis dm gebankte graue Dolomite
40 cm mächtiger, grauer Crinoidenkalk, 35 cm mächtiger, grungrauer Mergel und 50 cm mächtiger, grauer Crinoidenkalk
graue, massige Dolomite, wechsellagernde rötl. u. graugr. Tonschiefer, rosa Dol. m. Crin. und graue Dolomite
rötliche Sandsteine
wechsellagernde rote Mergel u. Kalksandsteine
kalkige Sandsteine und rosa bis graue Kalke
rötliche Kalke mit Crinoiden, Bivalven und Pflanzenabdrücken
graue und schwarze Kalke
graue Kalke
rote, grobkörnige Kalke
bräunliche Sandsteine mit Hellglimmern und 5 cm mächtigen grauen Kalklagen
hellgraue, rötliche oder blaugraue, dünnplattig bis dm gebankte Kalke mit Bivalven und Wurmspuren
dunnplattige, grungraue, z.T. mergelige Kalke
graue bis dunkelgraue, hellbräunlich anwitternde, z.T. dunnplattige Kalke m. Wurmspuren
graue, z.T. dickbankige Kalke mit Bivalven
graue Kalke

Kalk–Serie

Ton und Sandsteine

Nördliche Kalkalpen

Lehnachriedel, Dachstein, Stmk.

helle Dolomite
dunkelgraue, dunnplattige Dolomite
helle Dolomite
dunkelgraue, dunnplattige Dolomite
helle Dolomite
hellgrau bis dunkelgraue Dolomite, dunkelgraue Kalke mit Dolomitschlieren
graue, dickbankige Dolomite
graue, dunnplattige Dolomite
wechsellagernde graue bis dunkelgraue Dolomite und Kalke
graue, dunnplattige Kalke mit Crinoiden und Wurmspuren
graue Crinoidenkalke
massige, graue Dolomite
rötliche Kalke mit roten u. grungr. Sandsteinlagen
rötliche Kalke mit roten oder grauen Sandstein– und Tonschieferlagen
graue, z.T. rötliche, dunnplattige Kalke
rote Crinoidenkalke
graue und rötliche Kalke mit Bivalven
graue Kalke mit Fliessmarken
graue Kalke mit grauen Sandstein– und Mergel–lagen
dunnschichtige, rosa oder graue Kalke mit Wurmspuren und Bivalven
graue, mergelige Kalke und graue Sandsteine
wechsellagernde, grungraue Mergel und rosa Kalke
rosa Kalke mit grauen Mergellagen
rote Kalksandsteine
grüne Mergel und Kalke
grüne und grungraue Tone
rote und grüne Tone
grüne, grungraue und rote Sandsteine
bunte Sandsteine, sandige tone und tuffe
grüne Sandsteine
rote Sandsteine

Profil 10

Mittelostalpin

Thörl, Stmk.

Permoskyth–Mächtigkeit = 234 m

blaugraue, z.T. dünnplattige Kalke
grungraue, feinkörnige Quarzite
wechsellagernde grungraue Quarzite und Serizitschiefer
weisse Quarzite
graue und grungraue Serizitgt. mit einige mm grossen Feldspäten
Serizitgt. mit Serizitschieferlagen
weisse Quarzite
rosa Quarzite
weisse Quarzite
rosa Quarzite
hellgraue Serizitquarzite
hellgrau bis graue Serizitquarzite
graue Serizitquarzite mit cm grossen Feldspat– und Quarzgeröllen
grüngraue, feinkörnige Quarzite
Serizitschiefer und Serizitquarzite
graue Serizitquarzite
dünnplattige, dunkelgraue Quarzite
grüngraue, feingebänderte Arkosen
Konglomerate mit weissen, rosa Quarz– und schwarzen Kiesel–schieferkomponenten
Gneise

Obere Quarzit–Serie

Untere Quarzit–Serie mit grobklastischen Lagen

Profil 11

Unterostalpin (Quarzphyllit–Decke)

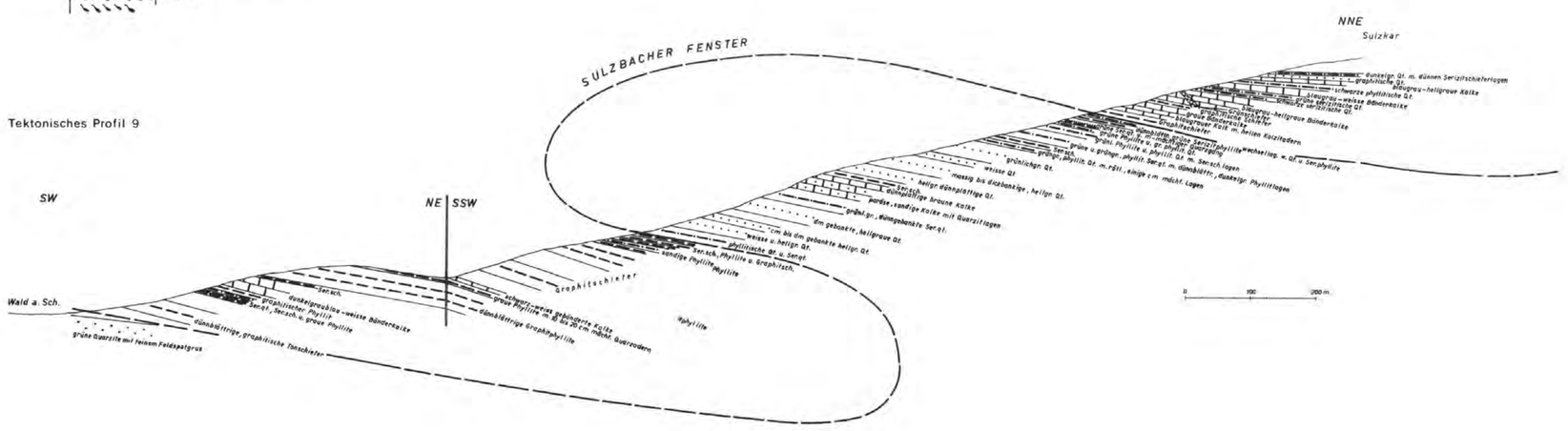
Tweng, Slzbg.

bunte Kalke (weisse, hellgraue, hellbraunliche, rosa, dunkelgraue, dunkelblaugraue, schwarze, dünnplattig bis grobbankige) mit Hellglimmerbelag an den Schichtflächen
wechsellagernde schwarze Kalke und graue Dolomite
weisse Quarzite
weisse, blättrig anwitternde Quarzite mit Pyriten
hellgraue, dm gebankte Quarzite
dünnplattig bis dm gebankte Qt. m. hellgrungr. Serizitquarzitlagen
weisse bis hellgraue, dünnplattige, blättrig anwitternde Quarzite
hellgrüngraue Serizitquarzite
hellgraue, blättrig anwitternde Quarzite mit spärlichen Serizit–schieferlagen und Fuchsiten
Karbonatquarzite
Serizitquarzite mit dünnen Serizitschieferlagen
helle, blättrig anwitternde Serizitgt.
hellgraue Serizitquarzite mit Serizitschieferlagen
grüne Quarzite
Konglomerate mit Kalk–, Dolomit–, Quarz–, Granitkomponenten und Serizitquarzitbindemittel
grüne Serizitquarzite
hellgrüne Quarzite und dünnplattige Serizitquarzite
grünliche serizitische Quarzite
graue Serizitquarzite
Quarzband
graue Quarzphyllite

Obere Quarzit–Serie

Untere Quarzit–Serie mit grobklastischen Lagen

Tektonisches Profil 9



Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 401—447	Wien, Dezember 1977

Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich

H. A. KOLLMANN, F. BACHMAYER & H. A. KOLLMANN, G. NIEDERMAYR, M. E. SCHMID, W. J. KENNEDY & H. A. KOLLMANN, H. STRADNER & H. PRIEWALDER, R. FUCHS & G. WESSELY

Mit 7 Abbildungen, 6 Tafeln und 1 Tabelle

IGCP Projekt 73/I/58, Mid-Cretaceous Events

INHALT

Zusammenfassung 402
Summary 402
Einleitung (H. A. KOLLMANN) 403
1. Das Typprofil der Klementer Schichten 403
1.1. Beschreibung des Typprofils (F. BACHMAYER & H. A. KOLLMANN) . . 403
Literatur 407
1.2. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Proben des Typprofils (G. NIEDERMAYR) 408
1.3. Zur Foraminiferenfauna der Klementer Schichten (M. E. SCHMID) . . 409
1.4. Ammoniten aus den Klementer Schichten (W. J. KENNEDY & H. A. KOLLMANN) 411
Literatur 417
1.5. Diskussion der Alterseinstufung der Klementer Schichten an der Typlokalität (H. A. KOLLMANN) 417
Literatur 418
2. Über das Nannoplankton der Klementer Schichten (Coniac) (H. STRADNER & H. PRIEWALDER) 419
Zusammenfassung 419
Summary 419
2.1. Einleitung 419
2.2. Die Nannoflora und ihre Fundorte 420
2.3. Einstufung der Klementer Schichten mittels Nannoplankton 423
2.4. Bildnachweis 424
Ausgewählte Literatur 425
3. Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich (R. FUCHS & G. WESSELY) 426

*) Adressen der Autoren: Prof. Dr. FRIEDRICH BACHMAYER, Dr. HEINZ A. KOLLMANN, Dr. GERHARD NIEDERMAYR, Naturhistorisches Museum Wien, 1014 Wien; Dr. REINHARD FUCHS, Dr. CODFRID WESSELY, ÖMV-AG, Gerasdorfer Straße 151, 1210 Wien; Dr. W. J. KENNEDY, University Museum, Oxford; Dr. HELGA PRIEWALDER, Dr. MANFRED E. SCHMID, Dr. HERBERT STRADNER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, 1031 Wien.

Zusammenfassung 426
3.1. Einleitung 426
3.2. Geologische Stellung der Oberkreidesedimente 426
3.3. Litho- und biostratigraphische Gliederung 427
3.3.1. Ameiser Komplex 427
3.3.2. Poysdorfer Komplex 430
3.3.3. Aufschuppungen 431
3.4. Fazies 431
Literatur 432
4. Zum Sedimentationsablauf der Oberkreide auf der Böhmischen Masse (H. A. KOLLMANN) 432
4.1. Östlicher Teil 432
4.2. Bayern und Oberösterreich 433
4.3. Nordabschnitt der Böhmischen Masse 434
4.5. Schlußfolgerungen 434
Literatur 435

Zusammenfassung

An der Typlokalität der Klementer Schichten bei Klement in der niederösterreichischen Waschbergzone liegt die Kreidefolge tektonisch überkippt. Ammoniten und Foraminiferen weisen hier auf eine Einstufung in das untere Coniacien hin. Die Nannofossilien (Coccolithen) werden der Marthasterites furcatus-Nannoplanktonzone zugeordnet, welche an der Turon/Coniacgrenze beginnt und in das Untersanton reicht. Die frühere Einstufung in das Turonien ist durch die unterschiedliche Grenzziehung zwischen Turonien und Coniacien in Norddeutschland und in Frankreich bedingt. Eine radiometrische Datierung durch G. S. ODIN ergab $84{,}5 \pm 3{,}8 \times 10^6$ Jahre. In den stratigraphisch tieferen Proben dominieren die Schwermineralien Monazit und Zirkon und weisen damit auf ein aus Gneisen und Graniten bestehendes Liefergebiet hin. Die stratigraphisch höheren Partien dürften klastisches Material in erster Linie von erodierten Schiefern und Amphiboliten bezogen haben, da die Schwermineralien Granat, Apatit und Aktinolithischer Amphibol vorherrschen.

Die Klementer Schichten sind eine transgressive Serie, ihr Alter steht im Einklang mit einer weltweiten Transgressionsphase im Coniac. So wie in den Klementer Schichten dürften auch im Ameiser Schichtkomplex der Bohrungen Roseldorf 13 und Falkenstein 1 ältere Kreidegesteine aufgearbeitet sein.

Summary

At the type-locality of the „Klement-Formation" near Klement in the Waschberg-zone of Lower Austria the sequence of Cretaceous sediments is tectonically overturned. Ammonites and Foraminifera indicate a lower Coniacian age. The calcareous nannoplankton is assigned to the *Marthasterites furcatus* nannoplankton zone, which begins at the Turonian-Coniacian boundary and extends into the lower Santonian. Previous age determinations indicating Turonian were due to different interpretations of the Turonian/Coniacian boundary in Northern Germany and at the type sections of the Coniacian in France. The radiometric age of the Klement Formation as given by G. S. ODIN (this paper) is $84{,}5 \pm 8 \times 10^6$ years. In the heavy mineral spectrum monazite and zircon are dominating in the lower part of the section and suggest a source area of granites and gneisses. In the upper part garnets, apatite and actinolithic amphibole are predominating, which suggest supply of clastic material primarily from schists and amphibolites.

The Klement Formation is a transgressive series, the age of which is in good agreement with the world wide transgressive phase in the Coniacian. There are indications, that at the Roseldorf 13 and Falkenstein 1 deepwells rocks of older Cretaceous age are reworked the same as can be observedat the type locality of the Klement Formation.

Einleitung

Im nördlichen Niederösterreich wurden Gesteine, die während der Oberkreide im festlandsnahen Bereich des Schelfes des Penninischen Ozeans entstanden sind, sowohl in Oberflächenaufschlüssen, als auch in Bohrungen angetroffen. Sie liegen autochthon auf dem Kristallin der Böhmischen Masse oder treten in der Waschbergzone in tektonischen Schollen auf, die durch die relative Bewegung zwischen Alpenkörper und dem ursprünglichen Schelfbereich von diesem abgeschürft worden sind. Die innerhalb der Waschbergzone aufgeschlossenen Kreidegesteine sind als Klementer Schichten bekannt.

In den vorliegenden Arbeiten wird vor allem die Biostratigraphie der Oberkreideschichten des nördlichen Niederösterreich untersucht. Damit soll zur Erfassung des Sedimentationsablaufes auf dem östlichen Abschnitt der Böhmischen Masse beigetragen und der Zusammenhang mit den weltweiten Transgressionen und Regressionen aufgezeigt werden.

H. A. KOLLMANN

1. Das Typprofil der Klementer Schichten

1.1. Beschreibung des Typprofils

Von FRIEDRICH BACHMAYER und HEINZ A. KOLLMANN

1.1.1. Einleitung

Der Begriff „Klementer Schichten" wurde von GLAESSNER (1931) eingeführt, der damit die Serie grünlichgrauer „Plänerartiger" Sandsteine bezeichnete, die östlich von Klement, oberhalb der nach Au führenden Straße, aufgeschlossen sind. Weitere Untersuchungen wurden von BACHMAYER (1959) durchgeführt, der eine Übersicht über die Fauna der Typlokalität gab, sowie neu aufgefundene Aufschlüsse von Klementer Schichten beschrieb. Die für diese Faunenlisten von OBERHAUSER bestimmten Foraminiferen werden auch von GRILL (1968) angeführt.

Nach GRILL (1961, Geologische Karte des Nordöstlichen Weinviertels) werden die Klementer Schichten im Hangenden von jungtertiären Gesteinen des Hollabrunner Schottenkegels und im Liegenden durch oberjurassische Klentnitzer Schichten abgegrenzt.

Die Typlokalität, die von GRILL (1968) auf die Parzelle 193/2 (dies ist das auf das Haus Klement Nr. 2 gegen Süden folgende Grundstück) eingeengt wurde, liegt innerhalb eines 500 Meter langen Streifens von Klementer Schichten, der den Buschbergzug begleitet. Hier und am östlich anschließenden Abhang wurde im März 1975 ein Profil freigelegt. Während der Abschnitt auf dem Feld durchlaufend aufgeschlossen wurde, konnten im steilen, bewaldeten Abschnitt, in dem auch eine starke Überrollung durch andere Gesteine auftritt, einige Schurflöcher an- (Abb. 2) und des Profiles (Abb. 1) zu sehen. Die in der folgenden Detailbeschreibung angeführten Gesteine scheinen mit der gleichen Nummer im Profil (Abb. 2) auf.

BACHMAYER und KOLLMANN, Profil 1

Säulenprofil der Typlokalität der Klementer Schichten

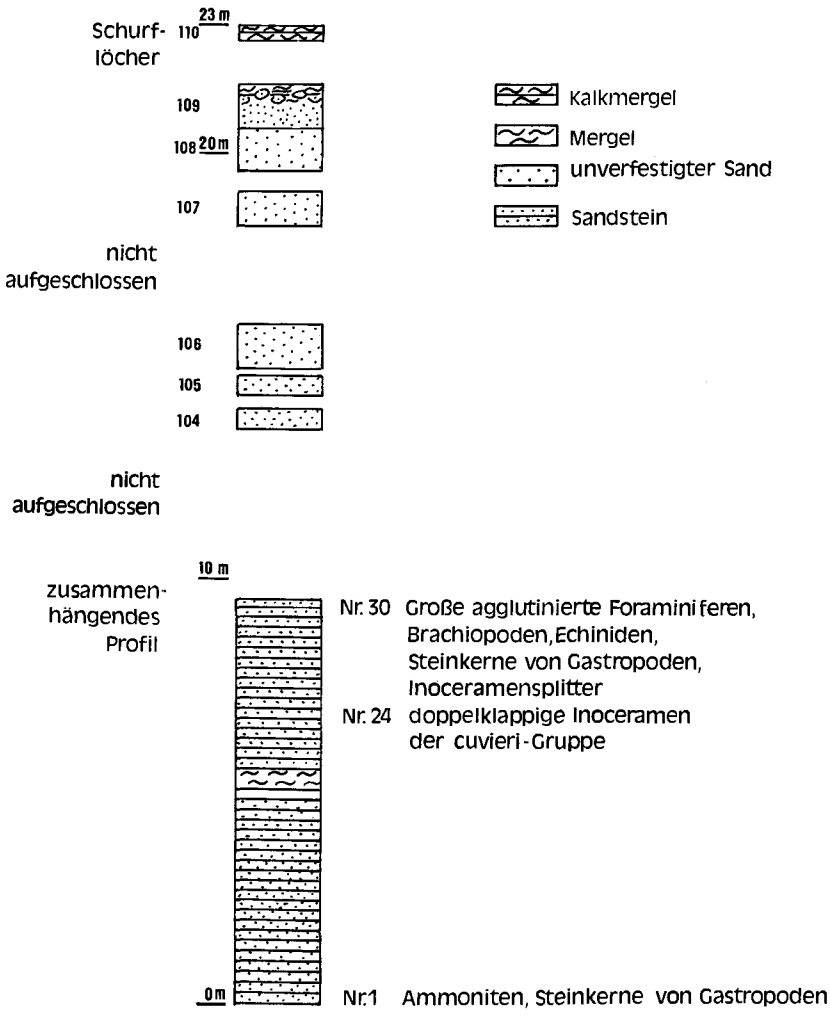


Abb. 1.

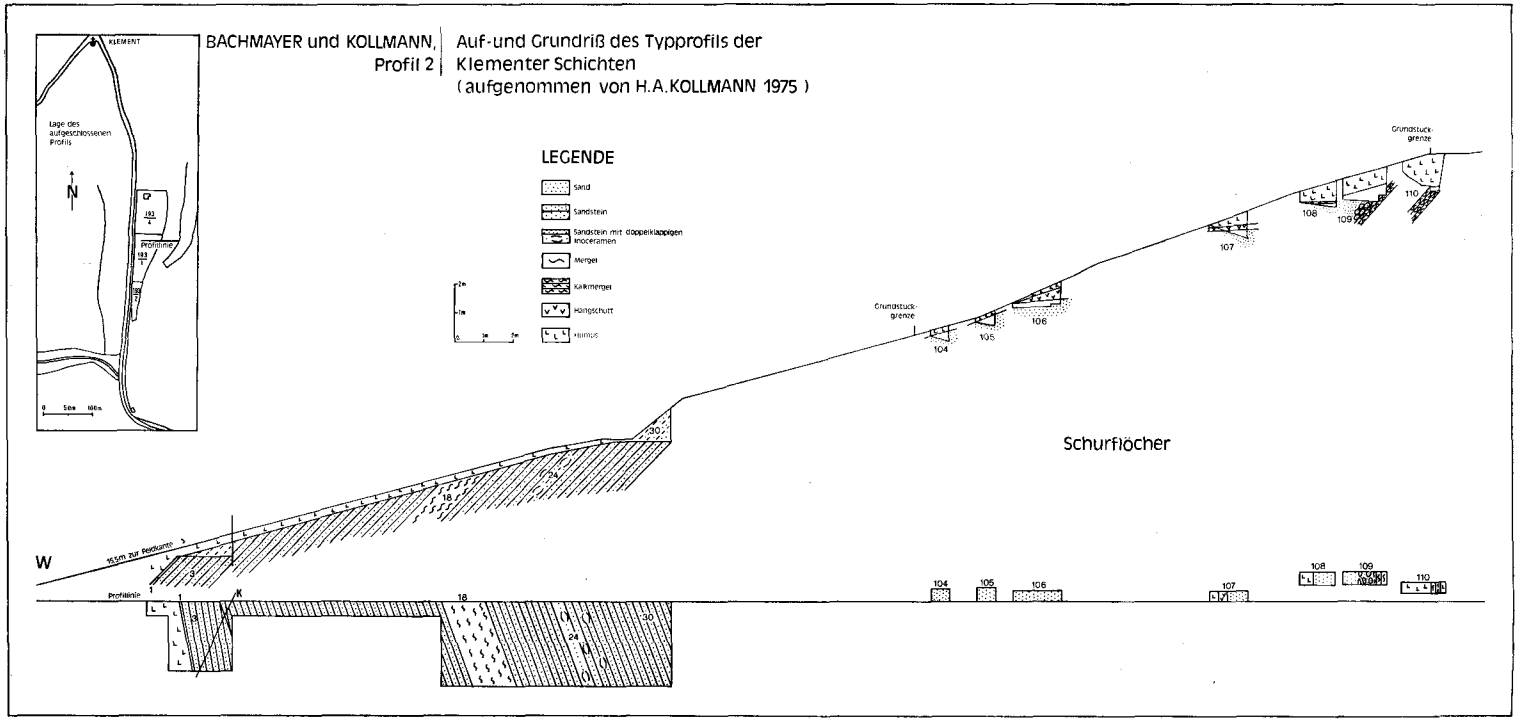

BACHMAYER und KOLLMANN,
Profil 2
Auf-und Grundriß des Typprofils der
Klementer Schichten
(aufgenommen von H.A.KOLLMANN 1975)
KLEMENT
Lage des aufgeschlossenen Profils
N
Profillinie
LEGENDE
Sand
Sandstein
Sandstein mit doppelklappigen Inoceramen
Mergel
Kalkmergel
Hangschutt
Humus
Grundstückgrenze
Schurflöcher
W
Profillinie
104
105
106
107
108
109
110

Abb. 2.

1.1.2. Profilbeschreibung

Zusammenhängender Profilabschnitt:

1. 5 cm hellgrauer Sandstein
2. 20 cm braungrauer toniger Sand
3. 15 cm grüngrauer toniger Grobsand
4. 1 cm Bleichungszone
5. 50 cm grüngrauer toniger Grobsand mit zahlreichen limonitischen Konkretionen
6. 8 cm limonitisch-fleckige Sande
7. 2 cm Bleichungszone
8. 10 cm limonitisch-fleckige Sande
9. 40 cm graue tonige Sande mit Tonschlieren und Limonitkonkretionen
10. 5 cm geblicher toniger Sand
11. 30 cm toniger Sand mit Tonlagen
12. 1 cm Bleichungszone
13. 30 cm toniger Sand mit dünnen Tonlagen und Ophiomorphen
14. 1 cm Bleichungszone
15. 45 cm graue, etwas verfestigte tonige Sande mit Limonitkonkretionen und Ophiomorphengängen
16. 82 cm bräunlichgraue Sande, wenig Ophiomorphen, Inoceramensplitter
17. 25 cm stark tonige braungraue Sande mit wenig Tongeröllen und großen Limonitknollen
18. 75 cm helle grüngraue Mergel mit kleinen Limonitknollen
19. 15 cm stark tonige Sande mit Limonitknollen
20. 50 cm toniger Sandstein mit vorwiegend schwarzen Geröllen
21. 2 cm Bleichungszone
22. 45 cm verhärteter grauer Grobsand
23. 1 cm Bleichungszone
24. 80 cm stark toniger verhärteter Grobsand mit parallel zum Streichen angeordneten Inoceramen
25. 2 cm Bleichungszone
26. 20 cm stark toniger verfestigter Grobsand
27. 1—2 cm Bleichungszone
28. 15 cm bräunlicher verfestigter toniger Grobsand mit Tongeröllen
29. 1 cm Bleichungszone
30. 160 cm stark verfestigter Grobsand mit vereinzelten Tongeröllen

Schurflöcher

In den Schurflöchern, die oberhalb des zusammenhängenden Profils angelegt wurden, konnten unterhalb einer Decke von Hangschutt, der aus Klentnitzer Schichten und Ernstbrunner Kalk besteht, folgende Gesteine angetroffen werden:

Schurflöcher 104, 105, 106, 107, 108: Stark verwitterter grüngrauer glaukonitischer Sand.

Schurfloch 109: Gegen Osten löst sich der Sand schollig auf. Die einzelnen Schollen sind von hellgelbem, etwas grünlichem Mergelkalk umgeben (Abb. 3). Teilweise treten Bioturbationen innerhalb der Sande auf, die mit Mergelkalk ausgefüllt sind (Abb. 4). In dem am weitesten östlich liegenden Abschnitt des Schurfloches 109 tritt nur heller gelblicher Mergelkalk auf.

Schurfloch 110: Heller, gelblicher Mergelkalk.

1.1.3. Geologische Schlußfolgerungen

1. Die in den Schurflöchern 109 und 110 aufgeschlossene Folge zeigt, daß die klastischen Gesteine aufgearbeitet wurden. Dieser Vorgang muß nach deren Ver-

festigung stattgefunden haben, da die Aufarbeitung in kantigen Schollen erfolgte. Anschließend erfolgte die Sedimentation der Mergelkalke mit einer gleichzeitigen Bioturbation der oberen Bereiche der aufgearbeiteten Sedimente, wie aus den mit Mergelkalk gefüllten Gängen ersichtlich ist.

2. Zwischen der Ablagerung der beiden lithologischen Einheiten hat es daher eine Sedimentationsunterbrechung von zeitlich nicht erfaßbarer Dauer gegeben.

3. Im Typprofil der Klementer Schichten befinden sich die Gesteine in überkippter Lage. Auch dies geht aus der Aufarbeitung der klastischen Gesteine hervor, denn diese müssen älter als die Mergelkalke sein. Einen Hinweis darauf gibt auch die Mikrofauna (siehe Beitrag von M. E. SCHMID).

Literatur

BACHMAYER, F. (1959): Bericht über Aufsammlungsergebnisse im Jahre 1958: Die Klementer Schichten (Turon) im Raum von Ernstbrunn auf Kartenblatt Mistelbach (24). — Verh. Geol. B.-A.; A 117—A 119, Wien.

GLAESSNER, M. F. (1931): Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Jahrb. Geol. B.-A., 81 : 1—23, 3 Textfig. Wien.

GRILL, R. (1961): Geeologische Karte des nordöstlichen Weinviertels 1 : 75.000. Geol. B.-A., Wien.

GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — Geol. B.-A., 155 p., 2 pl., 4 tab., 9 Textfig., Wien.

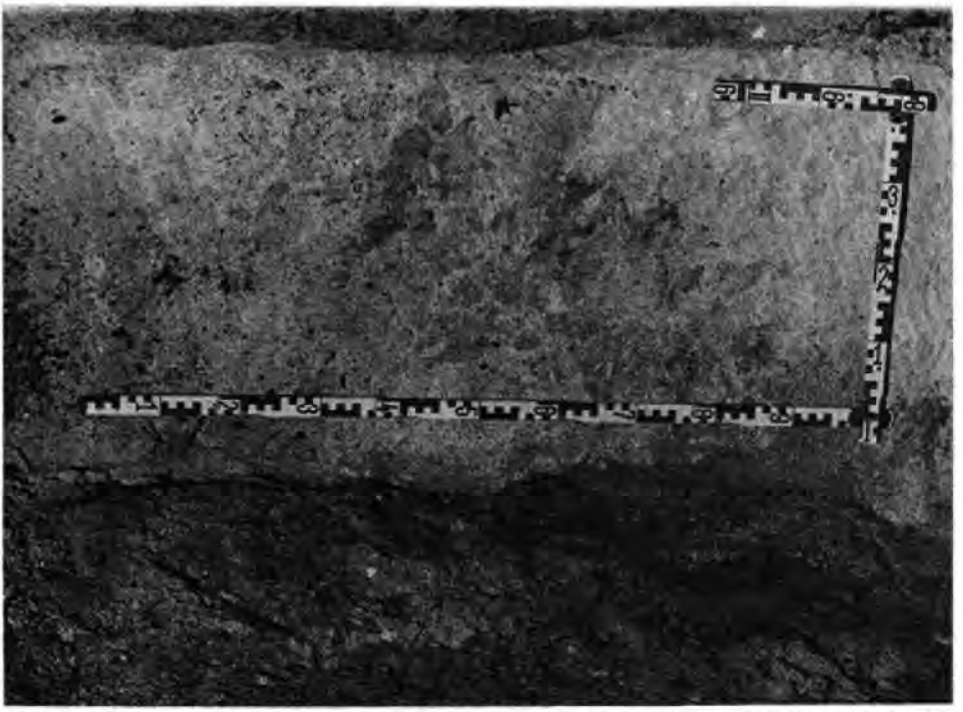


Abb. 3. Aufarbeitung der Schollen klastischer Klementer Schichten in Mergelkalk (Schurfloch 109).

Abb. 4. Mit Mergelkalk ausgefüllte Bioturbationen in den Schollen klastischer Klementer Schichten (Schurfloch 109).

1.2. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Proben des Typprofils der Klementer Schichten

Von Gerhard Niedermayr

Im Typprofil wurden an folgenden Punkten Proben für sedimentpetrographische Untersuchungen genommen: Nr. 18, Nr. 30, Schurflöcher 104, 105, 106, 107.

Die untersuchten Proben sind grobe Sandsteine bis tonige Siltsteine. Quarz und Calcit sind die dominierenden Bestandteile. Dolomit ist nur untergeordnet vertreten. Daneben konnten noch Feldspat (zu etwa gleichen Teilen Alkalifeldspat und Plagioklas), Muskowit-Illit und Chlorit festgestellt werden.

Wie aus Tabelle 1 ersichtlich ist, sind anhand der Schwerminerale zwei Gruppen von Proben zu unterscheiden: Die Proben 18 bis 104, die reicher an detritärem Quarz sind, weisen ein an Zirkon reiches Schwermineralspektrum auf. Die Proben 105 bis 107 sind wesentlich feinkörniger, führen wenig Quarz und Feldspat, sind aber karbonatreicher. Das Schwermineralspektrum ist durch eine Granat-Rutil-Assoziation mit etwas aktinolithischem Amphibol und Apatit gekennzeichnet.

Rückschlüsse über Liefergebiete sind zur Zeit nur mit Vorbehalt zu ziehen. Die Anwesenheit der für meso- bis katazonale Metamorphite typischen Minerale

Disthen, Sillimanit und Zoisit im Schwermineralspektrum spricht für ein mittel- bis hochgradig metamorphes Kristallin. Die Spektren der ersten Probengruppe mit Monazit und Zirkon weisen auf die Erosion von Gneisen und Graniten hin. Die zweite Probengruppe mit Granat, Apatit und aktinolithischem Amphibol dürfte diese Schwermineralien in erster Linie von erodierten Schiefern und Amphiboliten bezogen haben. Für genauere Aussagen muß jedoch der Leichtmineralbestand untersucht werden, der in beiden Profilteilen grundlegend verschieden ist. Darüber wird an anderer Stelle berichtet.

Tab. 1. Schwermineralanalysen von Sand- und Siltsteinen des Typprofiles der Klementer Schichten. Gehalte unter 1% sind mit + angegeben.

Probe	durchsichtige Mineralien = 100%																		
	Opak	Glaukonit	Biotit, Clorit	durchsichtige Mineralien	Granat	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Amphibol	Epidot	Zoisit	Monazit	Xenotim	Anatas	Brookit	Titanit	Staurolith	Sillimanit	Disthen
18	65		+	35	10	54	8	13	+		+	2	5	+	2	1	+	3	+	2
30 a	70		+	30	11	49	9	17	1		1		4	1	2	1	+	1	1	2
30 b	88		+	12	24	21	18	16		3	+	1	2		6	3	+	2	1	3
104	66	2	1	31	9	53	3	23		+		1	6		1	+	1	+		3
105	76	5	6	13	41	5	9	23	5	5	1	3	1		2		+			5
106	82	3	5	10	29	5	4	33	10	9		1	1		3	+	1	+		3
107	××		×																	

1.3. Zur Foraminiferenfauna der Klementer Schichten

Von MANFRED E. SCHMID

Anläßlich der im Rahmen des IGCP-Projektes „Midcretaceous Events" (73/1/58) von Angehörigen der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien durchgeführten Grabung an der Typlokalität der — bislang in das Turon eingestuften — Klementer Schichten wurden vom Autor 18 Proben aufgesammelt, die auf ihren Gehalt an Foraminiferen untersucht werden sollten. Im folgenden wird zunächst eine Liste dieser Proben (SE) gegeben, wobei den Nummern des Berichterstatters die entsprechenden von Herrn Dr. H. KOLLMANN (HK; Naturhistorisches Museum) gegenübergestellt sind.

Probe	Klement	1	(SE 248)	=	HK	5/1
Probe	Klement	2	(SE 249)	=	HK	13
Probe	Klement	3	(SE 250)	=	HK	18
Probe	Klement	4	(SE 251)	=	HK	22/3
Probe	Klement	5	(SE 252)	=	HK	30/3
Probe	Klement	6	(SE 253)	=	HK	104

Probe Klement	7	(SE 254)	=	HK 105
Probe Klement	8	(SE 255)	=	HK 20/1
Probe Klement	9	(SE 256)	=	HK 103
Probe Klement	10	(SE 257)	=	HK 102
Probe Klement	11	(SE 260)	=	HK 109
Probe Klement	12	(SE 261)	=	HK 107
Probe Klement	13	(SE 265)	=	HK 5
Probe Klement	14	(SE 266)	=	HK 106
Probe Klement	15	(SE 267)	=	HK 106
Probe Klement	16	(SE 268)	=	HK 107
Probe Klement	17	(SE 269)	=	HK 108
Probe Klement	18	(SE 270)	=	HK 109

Neben diesen Proben wurden noch zwei weitere (Klement A = SE 258 und Klement B = SE 259) zur Untersuchung herangezogen, die anläßlich des Grundaushubes für einen Neubau etwa 250 m N der Typlokalität genommen wurden, so daß insgesamt 20 Proben für die Untersuchung zur Verfügung standen.

Die Fauna ist, insgesamt betrachtet, relativ mäßig erhalten und auch nicht besonders reich. Teilweise sind die Foraminiferen stark umkristallisiert und korrodiert, gelegentlich tritt auch Verkieselung auf. In den mergeligen Proben sind die Planktonten relativ häufig; die sandigen Proben sind durch das Auftreten zahlreicher, zum Teil sehr großer agglutinierender Foraminiferen gekennzeichnet. Bemerkenswert ist auch das Vorkommen von *Thomasinella* — diese Gattung konnte meines Wissens hiermit erstmalig für Österreich nachgewiesen werden.

Es konnten u. a. folgende Formen determiniert werden:

Dorothia oxycona (Reuss)
Tritaxia tricarinata (Reuss)
Ataxophragmium variabile globulare (Olbertz)
Haplophragmium sp.
Spiroplectinata jaekeli (Franke)
Thomasinella sp. (Erstnachweis für Österreich!)
Arenobulimina presli (Reuss)
Ramulina sp.
Gavelinella div. sp.
Gavelinella moniliformis (Reuss)
Gyroidinoides sp.
Osangularia sp.
Allomorphina sp.
Stensioeina exsculpta gracilis Brotzen
Globorotalites michelinianus (Orbigny)
Lenticulina div. sp.
Frondicularia div. sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Vaginulina trilobata (Orbigny)
Neoflabellina ovalis (Wedekind) ssp. — primitive Form!

„Hedbergella" div. sp.
Heterohelix reussi (CUSHMAN)
Globotruncana coronata BOLLI
Globotruncana angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana linneiana (ORBIGNY)
Globotruncana globigerinoides (BROTZEN)
Globotruncana cf. *renzi* GANDOLFI
Globotruncana cf. *sigali* REICHEL
Globotruncana aff. *fornicata* PLUMMER

Diese Fauna spricht in ihrer Gesamtheit nicht für eine Einstufung in das Turon, sondern für t i e f e s C o n i a c.

Drei Proben, nämlich Klement 11, 17 und 18 (SE 260, 269 und 270), die kaum Planktonten lieferten, scheinen aufgrund des Auftretens von
Neoflabellina suturalis (CUSMAN)
Pseudotextularia aff. *elegans* (RZEHAK) — glatte Form!
stratigraphisch etwas höher (? *höheres Coniac*) einzustufen zu sein.

Jedenfalls kann nunmehr als gesichert gelten, daß die Klementer Schichten, zumindest an ihrer Typlokalität, nicht in das Turon, sondern in das Coniac zu stellen sind!

Manuskript abgeschlossen am 11. November 1976.

1.4. Ammoniten aus den Klementer Schichten

Von W. J. KENNEDY und HEINZ A. KOLLMANN

Bereits GLAESSNER (1931) erwähnte unbestimmbare Ammoniten vom Typprofil der Klementer Schichten. Bei der Neuaufschließung des Typprofils konnten einige, zumeist sehr schlecht erhaltene Stücke aufgesammelt werden, die durchwegs aus der Schicht 3 des zusammenhängenden Profils stammen.

Systematische Beschreibung

Klasse Cephalopoda CUVIER 1797
Unterklasse Ammonoidea ZITTEL 1884
Ordnung Lytoceratida HHATT 1889 ch
Unterordnung Ancyloceratina WIEDMANN 1966
Überfamilie Ancyloceratacea MEEK 1876
Familie Baculitidae MEEK 1876
Unterfamilie Baculitinae MEEK 1876
Gattung *Baculites* LAMARCK 1799

Baculites sp. indet.
Tafel 1, Fig. 7—10

M a t e r i a l : Naturhistorisches Museum Wien, Akqu. Nr. 1977/1890/1—6.

Die Stücke 1—3 sind phosphatische Innenausfüllungen, 4—6 sind verdrückte Innenausfüllungen aus klastischem Material.

B e s c h r e i b u n g u n d D i s k u s s i o n : Das Material besteht zwar nur aus Bruchstücken, diese lassen sich aber mit Sicherheit den Baculiten zuordnen.

Die drei phosphatischen Bruchstücke zeigen einen flach eliptischen Umgangsquerschnitt (Abb. 6). Bei Windungshöhen von 5—6 mm beträgt das Verhältnis Windungsbreite zur Umgangshöhe 0.68—0,75. Die Oberfläche ist bei sämtlichen Stücken vollkommen glatt. Das Exemplar 4 hat eine Gesamtlänge von 29 mm und verjüngt sich leicht. Auch dieses Stück zeigt weder Einschnürungen noch eine Skulptur. Aus diesem Grund ist die Gattung *Lechites* (NOWAK, 1908) auszuschließen, die stark berippte Formen enthält. Umfangreiche Darstellungen dieser vorwiegend aus dem Oberalb beschriebenen Gattung finden wir bei WIEDMANN & DIENI (1968), pl. 6, fig. 1—11 und RENZ (1968), pl. 16, fig. 10—13 und pl. 17, fig. 1—17.

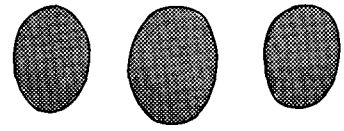


Abb. 5. Querschnitt der Baculiten.

Sciponoceras HYATT 1894 (siehe MATSUMOTO 1959, MATSUMOTO & OBATA, 1963, KENNEDY 1971, pl. 1, fig. 12 und 18, pl. 2, fig. 1—5, pl. 3, fig. 1—2, 8, 11) besitzt dagegen deutliche Einschnürungen und häufig ventrale und laterale Rippen. Da die hier beschriebenen Stücke auch vom tuberculaten *Euhomaloceras* SPATH 1926, von *Eubaculites* SPATH 1926 und dem sich stark erweiternden *Pseudobaculites* COBBAN 1952 verschieden sind, gehören sie eindeutig zu *Baculites.*

Das erste Auftreten von *Baculites* wird im allgemeinen mit dem Oberturon angenommen. In dieser Zeit entwickelte sich nach WRIGHT in ARKELL et al. 1957, MATSUMOTO 1959 und MATSUMOTO & OBATA 1963 *Baculites* aus *Sciponoceras intermedium* MATSUMOTO & OBTA. Nach COBBAN & SCOTT 1972 tritt *Baculites* allerdings im Western Interior der Vereinigten Staaten bereits früher auf. Älteste Art in Europa ist *Baculites (Baculites) undulatus* D'ORBIGNY aus dem Oberturon von Uchaux, Vaucluse (ROMAN & MAZERAN, 1913, p. 11, pl. 4, fig. 6—8). Diese Art besitzt eng stehende Rippen und ist daher mit den Bruchstücken von Klement nicht zu vergleichen. Diese haben dagegen Ähnlichkeiten mit *Baculites yokoyamai* TOKUNAGA & SHIMIZU (MATSUMOTO & OBATA, 1963, p. 30, pl. 8, fig. 5, pl. 10, fig. 1—6, pl. 11, fig. 1, 4, 5, pl. 12, fig. 3, pl. 14, fig. 4, Textabb. 72—87).

Mehr als eine generische Zuordnung ist jedoch auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

Überfamilie Scaphitaceae MEEK 1876
Familie Scaphitidae MEEK 1876
Unterfamilie Scaphitinae MEEK 1876
Gattung und Untergattung *Scaphites* PARKINSON 1811

Scaphites (Scaphites) sp. indet.
Tafel 1, Fig. 3 a—b, 5 a—c

M a t e r i a l : Naturhistorisches Museum Wien, Akquisitions Nr. 1977/1890/7—8.

Beschreibung und Diskussion: Beide Stücke sind sehr schlecht erhalten und zeigen komprimierte Umgangsquerschnitte mit abgeflachten Seiten und einem gerundeten Venter. Das größere Exemplar dürfte der eingerollte Abschnitt eines Phragmokons sein. Die Stücke besitzen dichte gleichmäßige Rippen, nähere Details sind aber wegen des Erhaltungszustandes nicht erkennbar. Ebenso ist nicht festzustellen, ob die Rippen in primäre und sekundäre differenziert sind.

Auf Grund von Umgangsformen, Berippung und Aufrollung sind die Stücke zu *Scaphites (Scaphites)* zu stellen. Dabei kann allerdings nicht vollkommen ausgeschlossen werden, daß es sich um Kossmaticeratidae handelt, obwohl die für diese Familie charakteristischen Einschnürungen nicht zu beobachten sind. Eine artliche Zuordnung ist nicht möglich.

Scaphites (Scaphites) hat eine große stratigraphische Reichweite und ist vom oberen Albien bis zum Campanien bekannt.

Ordnung Ammonitida Zittel 1884
Unterordnung Ammonitina Hyatt 1889
Überfamilie Desmoceratacea Zittel 1895
Familie Pachydiscidae Spath 1922

Pachydiscide, Gattung und Art nicht bestimmbar
Tafel 1, Fig. 2, 6 a—b, 11

Material: Naturhistorisches Museum, Akqu. Nr. 1977/1890/9—12.

Beschreibung und Diskussion: Es handelt sich um zwei kleinere und zwei größere Bruchstücke von Innenausfüllungen, die zur selben Art gehören dürften. Die Windungsquerschnitte sind rund, ansonsten sind die inneren Umgänge zu stark verdrückt, um Aufschluß über die Form der Querschnitte und die Aufrollung zu geben. Auf Grund der erhaltenen Reste von Ornamentierung ist anzunehmen, daß Umbilikalknoten, Primärrippen und dazwischengeschaltete kürzere und schwächere Rippen vorhanden gewesen sind. (Tafel 1, Fig. 2). Bei dem besser erhaltenen der beiden größeren Stücke ist die Aufrollung eher involut. Der Umbilicus ist klein und tief. Die Flanken sind etwas abgeflacht, doch ist dies möglicherweise auf Verdrückung zurückzuführen. Die Externseite ist breit gerundet. Die Skulptur scheint von umbilikalen Bullae auszugehen und dürfte aus wenigen schmalen Rippen bestehen. Das in Fig. 6 abgebildete Stück besitzt Andeutungen eingeschalteter Rippen, von denen allerdings nur eine einzige gut erhalten ist.

Obwohl der Erhaltungszustand so schlecht ist, weist die Verbindung von involuter Einrollung, wenigen schmalen bullaten Rippen, schwachen eingeschalteten Rippen und die Ausbildung von Einschnürungen darauf hin, daß die Stücke der Überfamilie Desmoceratacea und innerhalb derselben wahrscheinlich der Familie Pachydiscidae angehören. Alle Bruchstücke zeigen Kennzeichen, die auch bei *Lewesiceras* Spath (1939) auftreten könnten. Besonders sind hier jene Arten zu nennen, die Housa (1967, pl. 8, fig. 1—7) aus dem Oberturon von Lenisice (ČSSR) beschrieben hat. Diese haben aber stärkere umbilikale Bullae und ziemlich kräftige eingeschaltete Rippen.

Ähnlichkeiten bestehen auch zu *Tongoboryceras* HOUSA (1967). Dies trifft besonders für die zwei Arten aus dem Coniacien zu, die zu dieser Gattung gestellt werden: Die madagassische Art *T. tongoboryense* (COLLIGNON, 1952, p. 23, pl. 23, fig. 3—36) und *T. draschei* (REDTENBACHER, 1873, p. 123, pl. 30, fig. 1 a, b). Beide Arten haben ähnliche umbilikale Tuberkel wie die hier beschriebenen Stücke, aber viel kräftigere Sekundärrippen. Ähnlichkeiten zu dem von COLLIGNON (1952) aus den Coniacien von Madascar beschriebenen Arten von *Menabonites* HOUSA 1967 sind ebenfalls vorhanden.

Alle die angeführten Arten waren vor dem Erscheinen von HOUSA's Arbeit zu *Lewesiceras* gestellt worden. Die Stücke von Klement sind zwar nahe damit verwandt, aber nicht einer der Gattungen zuzuordnen. Sie erinnern eher an Formen des Coniaciens als an solche des Turoniens.

Überfamilie Acanthocerataceae HYATT 1900
Familie Collignoniceratidae WRIGHT & WRIGHT 1951
Gattung und Art unbestimmt

Material: Naturhistorisches Museum, Akqu. Nr. 1977/1890/13—14.

Beschreibung und Diskussion: Beide Stücke sind verdrückte Innenausfüllung aus klastischem Material. Das größere ist 52 mm groß und ein Teil der Flanke eines großen skulpturierten Ammoniten. Vier kräftige, gerade Rippen sind teilweise erhalten. Sie gehen von länglichen umbilikalen Knoten aus.

Das zweite Exemplar scheint die obere Flanke und Externseite eines ähnlichen Ammoniten zu sein, der eine Windungsbreite von annähernd 20 mm besessen hat. Die Flanken tragen kräftige prorsiradiate Rippen, die in ventralen oder ventrolateralen Tuberkeln zu enden scheinen, weiters sind Spuren von zumindest einem ventralen Kiel vorhanden.

Es ist natürlich nicht möglich, die Fragmente zu benennen, aber die Verbindung von umbilikalen Bullae, relativ kräftigen Rippen, ventrolateralen Tuberkeln und einem ventralen Kiel weist auf die Collignoniceratidae hin. Die größten Ähnlichkeiten bestehen hier zu den Unterfamilien Peroniceratinae HYATT 1900 und Texanitinae COLLIGNON 1948. Beide Unterfamilien treten in größerer Anzahl erstmals im Coniacien auf. Während die Proceratinae auf diese Stufe beschränkt sind, haben die Texanitinae eine Reichweite bis in das Campanien.

Unterfamilie Texanitinae COLLIGNON 1948
Gattung *Paratexanites* COLLIGNON 1948
Untergattung *Parabehavites* COLLIGNON 1948

Paratexanites (Parabehavites) cf. *serratomarginatus* (REDTENBACHER)
Taf. 1, Fig. 1 a—c

cf. *Ammonites serratomarginatus* REDTENBACHER, p. 110, pl. 25, fig. 2 a—d
cf. *Paratexanites (Parabehavites) serratomarginatus* (REDTENBACHER) — MATSUMOTO, p. 260, pl. 36, fig. 1—3, Textfig. 16

Material: Naturhistorisches Museum, Akqu. 1977/1890/15.

Beschreibung und Diskussion: Das einzige Exemplar ist eine Innenausfüllung und umfaßt den größten Teil des äußeren Umgangs eines kleinen Ammoniten. Durch Verdrückung ist der Umriß eliptisch, der größte Durchmesser beträgt 17 mm. Die Einrollung scheint ziemlich evolut gewesen zu sein, der Umbilicus war nicht sehr tief, sein Durchmesser beträgt etwa 30% des Gesamtdurchmessers. Die Windung nimmt nur langsam an Größe zu. Da sie verdrückt ist, kann der Querschnitt nicht genau erfaßt werden. Die Umbilikalschulter ist durch eine abgerundete Kante gebildet, die Flanken sind abgeflacht. Die ventrolaterale Schulter ist gerundet und der Venter ist etwas abgeflacht. Auf der letzten Umgangshälfte liegen 12 bis 14 Rippen. Lange Rippen, die kleine, aber deutliche Bullae besitzen, entspringen auf dem Umbilikalsaum. Sie verlaufen von hier prorsiradiat mit einer schwachen Biegung über die Flanken. Die unteren ventrolateralen Tuberkel sind klein, aber deutlich. Hier werden die Rippen breiter und kräftiger und verlaufen geringfügig nach vorne zu den deutlich verlängerten oberen ventrolateralen Tuberkeln. Zwischen diesen bullaten Primärrippen liegt je eine Rippe, die nicht bullat ist. Einige dieser Rippen verlaufen bis zur Umbilikalschulter, andere wiederum entspringen im unteren Abschnitt der Flanke. Ihre laterale und ventrolaterale Entwicklung ist mit der der Primärrippen ident.

Der Venter ist nur unvollständig erhalten. Die Rippen dürften nach vorne zu verlaufen, sich verbreitern und in ventralen Clavae enden, doch ist dies nicht mit Sicherheit festzustellen.

Diskussion: Das vorliegende Exemplar ist wesentlich kleiner als alle bisher beschriebenen Stücke von *P. serratomarginatus* (wegen der Synonymien siehe MATSUMOTO 1970), die Art der Berippung und die Dichte der Rippen ist gleich wie bei den inneren Umgängen der kleinen Exemplare, die REDTENBACHER 1873 (pl. 25, fig. 2 a—b) und MATSUMOTO 1970 (pl. 36, fig. 2) abgebildet haben. Da die Externseite aber schlecht erhalten ist, kann eine Zuordnung nicht mit absoluter Sicherheit erfolgen.

P. serratomarginatus kommt nach DE GROSSOUVRE 1894 (p. 69, pl. 16, fig. 1 a—b) in den Schichten mit *Ostrea auricularis* von Villedieu in der Tourraine in Frankreich zusammen mit *Protexanites (Protexanites) bourgeoisi* (D'ORBIGNY) und *P. (P.) bontanti* (DE GROSSOUVRE) vor. PERVINQUIERE 1907 (p. 424) erwähnt das Auftreten dieser Form in Dyr el Kef, Tunesien und MATSUMOTO 1970 aus Japan. COLLIGNON 1984 (p. 84) führt die selbe Art aus dem „Santonien" vom Skoenberg, Zululand, und von Montferrand, Montagne des Cornes, Corbières an. Die von ihm abgebildeten Stücke (COLLIGNON 1966, p. 76, pl. 486, fig. 1963, 1963; p. 80, pl. 488, fig. 1967—1969) dürften allerdings zu *Texanites (Plesiotexanites)* MATSUMOTO 1970 zu stellen sein.

Das Originalmaterial REDTENBACHER's stammt aus den Mergeln von Glanegg bei Salzburg, die in das Coniacien einzustufen sind. Auch die anderen verläßlichen Einstufungen der Art zeigen coniaces Alter an.

Unbestimmbare Ammoniten

Normal gewundene Formen
Tafel 1, Fig. 4, 12

Material: Naturhistorisches Museum, Akqu. Nr. 1890/16—17.

Beschreibung und Diskussion: Das eine Bruchstück (1890/16) stammt von einer stark abgerollten Innenausfüllung eines eher evoluten, normal eingerollten Ammoniten, der der selben Art angehören könnte wie die vorher beschriebenen Stücke von *Scaphites (Scaphites)* sp. indet. Das zweite Stück (1890/17) ist phosphatisch. Obwohl es nur einige Millimeter groß ist, zeigt es deutlich Spuren einer Suturlinie und flache Transversalrippen. Es unterscheidet sich daher von allen anderen in Klement gefundenen Ammoniten.

Heteromorphe? Ammoniten

Material: Naturhistorisches Museum, Akqu. Nr. 1977/1890/18.

Beschreibung und Diskussion: Ein 17 mm langes Bruchstück einer stark abgerollten Innenausfüllung stammt von einem fein berippten flachen Ammoniten. Ob dieser heteromorph war oder ob das Bruchstück von einem normal aufgerollten aber deformierten Ammoniten stammt, läßt sich nicht mehr feststellen. Die Externseite ist gerundet und zeigt zusätzlich zu den Rippen Andeutungen von Einschnürungen. Falls es sich um einen Heteromorphen handelt, könnte es sich um einen Vertreter der Gattung *Scalarites* WRIGHT & WRIGHT 1954 handeln, die im Turonien und im Coniacien vorkommt. Unter den normal aufgerollten Ammoniten kämen die Kossmaticeratidae in Frage.

Das Alter der Klementer Ammonitenfauna

Zusammenfassend ergeben sich aus den Bestimmungen der Ammoniten von Klement folgende stratigraphische Einstufungen:

1. *Baculites* sp. indet. Oberes Turonien bis Maastrichtien. Die Bruchstücke erinnern vor allem an turone und coniace Arten.
2. Pachydiscidae, gen. indet. Die Familie tritt vom Albien bis zum Maastrichtien auf. Das Material ist am besten mit oberturonen und eher noch coniacen Formen vergleichbar.
3. *Scaphites (Scaphites)* sp. indet. kommt vom oberen Albien bis in das Campanien vor.
4. Collignoniceratidae, gen. indet. Die Familie ist vom Turonien bis zum Campanien bekannt. Die Stücke gehören wahrscheinlich zu den Peroniceratidae, die auf das Coniacien beschränkt sind, oder zu den Texanitidae, deren stratigraphische Reichweite Coniac bis Campanien ist.
5. *Paratexanites (Parabehavites)* cf. *serratomarginatus* (REDTENBACHER) kommt im Coniacien vor.

Aus den stratigraphischen Reichweiten der Ammoniten von Klement ist daher das Alter auf Coniacien einzuengen. Nur auf diese Stufe ist *P. serratomarginatus* beschränkt. Das am besten eingestufte Vorkommen dieser Form ist die Craie de Villedieu der Tourraine, wo sie DE GROSSOUVRE (1894) aus den Schichten mit

Ostrea auricularis der Steinbrüche von La Ribochère (Loir et Cher) beschreibt. *P. serratomarginatus* tritt hier oberhalb der harten Kalke der Zone A auf, die jene Arten von *Gauthiericeras, Peroniceras* und *Barroisiceras* geliefert haben, die für die klassische *Barroisiceras haberfellneri*-Zone charakteristisch sind.

Literatur

ARKELL, W. J., FURNISH, W. M., KUMMEL, B., MILLER, A. K., MOORE, R. C., SCHINDEWOLF, O. H., WRIGHT, C. W. (1957): Treatise on Invertebrate Palaeontology, L, Molusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea. XXII + 490 pp. — Geological Society of America and University of Kansas Press.

COBBAN, W. A. & SCOTT, G. (1972): Stratigraphy and Ammonite fauna of Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. *645:* 108 pp, 39 pls.

COLLIGNON, M. (1948): Ammonites néocrétaceés du Menabe (Madagascar). I — Les Texanitidae. — Ann. Géol. Serv. Min. Madagascar, *13:* 49—107, pls. 7—20; *14:* 7—60, pls. 15—32.

COLLIGNON, M. (1952): Ammonites néocrétaceés du Menabe (Madagascar). II. Les Pachydiscidae. — Trav. Bureaux Geol. *41:* 114 p., 33 pls.

COLLIGNON, M. (1966): Atlas des Fossiles caractéristiques de Madagascar. *14* (Santonien): 134 pp, pls 455—513. — Service Géologique Tananarive.

GLAESSNER, M. F. (1931): Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Jahrb. Geol. B.-A., *81:* 1—23, 3 Textfig., Wien.

DE GROSSOUVRE, A. (1894): Recherches sur la craie supérieure. 2, Paléontologie. Les Ammonites de la craie supérieur. — Mém Serv. Carte Géol. Fr.: 264 p., 39 pl., Paris.

HOUSA (1967): *Lewesiceras* SPATH (Pachydiscidae, Ammonoidea) from the Turonian of Bohemia. — Sborn. Geol. Ved., Palaeontologie *9:* p. 7—50, Praha.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from Southern England. — Spec. Pap. Palaeontology *8:* 133 pp., 64 pls., London.

MATSUMOTO, T. (1959): Ammonites from California, Part I. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D) *8:* p. 91—171, pl. 12—24.

MATSUMOTO, T. (1970): A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. Part IV. — Mam. Fac. Sci Kyushu Univ. (D) *20:* p. 225—304, pl. 30—47.

MATSUMOTO, T., & OBATA, I. (1963): A Monograph of the Baculitidae from Japan. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D) *3:* p. 1—116, pl. 1—27.

PERVINQUIERE, L. (1907): Études de paléontologie tunesienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires, système crétacique. — Mém. Carte géol. Tunesie, 428 p., 27 pl. Paris.

REDTENBACHER, A. (1873): Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. — Abh. Geol. R. A. *5:* p. 91—140, pl. 22—30, Wien.

RENZ, F. O. (1968): Die Ammonoidea im Stratotyp des Vraconnien bei Sante-Croix (Konton Waadt). — Schweiz. Paläont. Abh. *87:* 99 pp., 18 pl., Basel.

ROMAN, F., & MAZERAN, P. (1913): Monographie paléontologique de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux. — Mus. Hist. Nat. Lyon, Arch.: 12, 137 pp., 35 figs., 11 pl., Lyon.

1.5. Diskussion der Alterseinstufung der Klementer Schichten an der Typlokalität

Von HEINZ A. KOLLMANN

In den Abschnitten über die Foraminiferen von SCHMID und über die Ammoniten von KENNEDY & KOLLMANN wird die Einstufung der Klementer Schichten an der Typlokalität in das Coniacien vertreten. GLAESSNER (1931), BACHMAYER (1959) haben dagegen die gleichen Ablagerungen in das mittlere bis obere Turo-

nien eingestuft. Dies erfolgte mit Hilfe von Inoceramen der „cuvieri"-Gruppe (*Inoceramus monstrum* HEINZ nach BACHMAYER). Die Einstufung selbst entspricht dabei der in Norddeutschland verwendeten Inoceramenstratigraphie.

STOKES (1975) und RAWSON et al. (im Druck) haben gezeigt, daß die Grenze Turon—Coniac in Norddeutschland nicht mit der in Frankreich verwendeten übereinstimmt. In Frankreich wird die Basis des Coniaciens im allgemeinen der Basis der Craie de Villedieu der Tourraine gleichgesetzt (SORNAY, 1957). Diese enthält eine Ammonitenfauna, die der der Zone des *Barroisiceras haberfellneri* entspricht, die als tiefste Zone des Coniaciens betrachtet wird.

Die Grenzziehung Turon—Coniac in Norddeutschland wird an der Basis der Zone des *Inoceramus koeneni* vorgenommen. RADWANSKA (1963) hat aber gezeigt, daß im Neißegraben über dem „klingenden Pläner" bereits zusammen mit dem stratigraphisch tieferen *Inoceramus schloenbachi* BÖHM zahlreiche Exemplare von *Peroniceras tricarinatum* D'ORBIGNY, *P. westphalicum* SCHLÜTER, sowie *Inoceramus deformis,* auftreten. Desgleichen wurden von SEIBERTZ (zitiert nach RAWSON et al., im Druck) in den bisher in das obere Turon eingestuften schloenbachi-Schichten von Anröchte *Barroisiceras haberfellneri* (v. HAUER) und *Scaphites geinitzi intermedius* SCUPIN nachgewiesen. Aus beidem geht hervor, daß die Schichten mit *I. schloenbachi* bereits in das untere Coniacien im Sinne des Stratotypus einzustufen sind.

Das gleiche muß daher auch für die Einstufung der Klementer Schichten der Typlokalität gelten: Auf Grund der beschriebenen Neuinterpretation und Korrelierung der Turon—Coniac-Grenze müssen auch hier die Ablagerungen in das untere Coniacien aufrücken. Keine Unstimmigkeit zu dieser Einstufung ergibt sich aus der radiometrischen Datierung, die von G. S. ODIN (Université de Paris VI) mit Hilfe von Glauconiten vom Probepunkt 3 vorgenommen wurde. Die physikalisch-chemischen Ergebnisse dieser am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Bern durchgeführten Untersuchungen sind (briefliche Mitteilung von G. S. ODIN, Oktober 1975):

40_A	K-Gehalt	Alter
$20{,}57 \cdot 10^{-6} \cdot g^{-1}$		
T. P. N	7.17	$84.5 \pm 3.8 \cdot 10^6$ Jahre

Zum Vergleich wird die Turon—Coniac-Grenze von OBRADOVICH & COBAN (1975) bei 86 Millionen Jahren gelegt, von VAN HINTE (1976) werden dafür 87 Millionen Jahre angegeben.

D a n k : Herrn Prof. G. S. ODIN danke ich aufrichtig für die Durchführung der radiometrischen Datierung. Herrn Dr. W. J. KENNEDY (Oxford) verdanke ich wertvolle Hinweise zur biostratigraphischen Einstufung.

Literatur

BACHMAYER, F. (1959): Bericht über Aufsammlungsergebnisse im Jahre 1958: Die Klementer-Schichten (Turon) im Raum von Ernstbrunn auf Kartenblatt Mistelbach (24). — Verh. Geol. B. A.: A 117—A 119, Wien.

GLAESSNER, M. F. (1931): Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Jahrb. Geol. B. A. *81:* 1—23, 3 Textfig., Wien.

VAN HINTE, J. (1976): A Cretaceous Time Scale. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull *60/4:* 498—516, 9 Textfig. Tulsa.
OBRADOVICH, J. D., COBBAN, W. A. (1975): A time scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America. — Geol. Assoc. Canada Spec. Pap *13:* 31—54, 3 Textfig., 3 Tab., Waterloo, Ont.
RADWANSKA, Z. (1963): Die Grenze zwischen dem Turon und Coniac in der Innersudetischen Mulde und dem Neiße-Graben. — Ber. Geol. Ges. DDR *8:* 163—197, 1 Textfig., Pl. 4, 5, Berlin.
RAWSON et al. (im Druck): A correlation of the Cretaceous Rocks in the British Isles. — Geol. Soc. Spec. Publ., London.
SORNAY, J. (1957): Lexique Strat. Intern., Vol. 1, Europe, Fasc. 4 a: France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, Fasc. 4 a, VI (Crétacé), 402 p., 3 Karten, Paris.
STOKES, R. B. (1975): Royaumes et Province Fauniques de Crétacé etablis sur la base d'une ètude systematique du genre Micraster. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat 31: Ser. C (Sciences de la Terre), 94 p., 12 pl., Paris.

2. Über das Nannoplankton der Klementer Schichten (Coniac)

Von HERBERT STRADNER & HELGA PRIEWALDER

Zusammenfassung

Die in den Klementer Schichten vorkommenden Nannofossilien (Coccolithen) werden der *Marthasterites furcatus*-Nannoplanktonzone zugeordnet, welche sich nach ROTH (1973) entsprechend der natürlichen Reichweite der Leitart von der Basis des Coniac bis in das Untersanton erstreckt. *Marthasterites furcatus* und andere bemerkenswerte Arten der Nannoflora werden an Hand von elektronenmikroskopischen Aufnahmen diskutiert. Es wurde Probenmaterial von der Typus-Lokalität der Klementer Schichten (Coniac aufgrund von Mikro- und Makrofauna) und von anderen Aufschlüssen äquivalenter Schichten der Waschbergzone untersucht, ebenso Vergleichsproben aus der südlichen ČSSR sowie Kernmaterialien aus Tiefbohrungen.

Summary

Calcareous nannoplankton occurring in the "Klementer Schichten" (Coniacian according to micro- and megafauna) is assigned to the *Marthasterites furcatus* nannoplankton zone, which after ROTH (1973) starts at the Turonian-Coniacian boundary and extends into the lower Santonian along the natural range of the marker fossil. *Marthasterites furcatus* and other remarkable nannofossil species of the studied assemblages are described and discussed. Samples taken at the type locality of the Klement-beds and other equivalent outcrops in the northern part of Lower Austria as well as core samples and comparison samples from the southern part of Czechoslovakia were investigated.

2.1. Einleitung

Die Klementer Schichten wurden von GLAESSNER als grünlichgrauer, plattiger, plänerartiger Sandstein mit Lagen von Hornstein-Quarz und Glaukonitsandsteingeröllen beschrieben. Als Locus typicus wurde E Klement am Abhang oberhalb der nach Au führenden Straße angegeben (GLAESSNER, 1931).

Im Rahmen des IGCP Forschungsprojektes Nr. 58 „Mid-Cretaceous Events, Arbeitsgruppe R. OBERHAUSER, wurde eine Neubemusterung und Revision der in den Klementer Schichten vorkommenden Fossilien begonnen. Die Ergebnisse der Nannofossil-Neuaufsammlungen werden hiemit in Kurzform dargelegt.

Die frühesten Beschreibungen von Nannofossilien aus den Klementer Schichten erfolgten durch STRADNER (1962 a, b) nach Kartierungsaufsammlungen von R. GRILL. *Lithastrinus grilli* wurde aus diesen Schichten erstbeschrieben. Zwei Jahre später wurden in der Erdölzeitschrift die in den Klementer Schichten der Tiefbohrung Ameis 1 der ÖMV AG vorkommenden Leitarten veröffentlicht (STRADNER, 1964, Fig. 43—51). In den Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf wurde im Abschnitt über die Klementer Schichten nebst einer Karte des locus typicus der Klementer Schichten eine Zusammenfassung der charakteristischen Elemente der Mikrofauna und Nannoflora gegeben (GRILL, 1968).

Nannofossilien sind in den untersuchten Sandsteinproben im allgemeinen nicht selten, ihr Erhaltungszustand ist meist schlecht. Schon GLAESSNER wies auf den hohen Kieselsäuregehalt der Sandsteine hin, welcher nicht nur auf die Sandkomponente, sondern auch auf primäre Verkieselung zum Zeitpunkt der Ablagerung oder kurz danach zurückzuführen ist. So können im lichtmikroskopischen Bild noch angelöste Gitterstrukturen von Kieselskeletten (? Diatomeen oder Radiolarien) erkannt werden. Ein zum Zeitpunkt der Sedimentbildung vorhandenes Kieselsäure-Gel wirkt sich auf die Erhaltung von Kalkflagellaten-Resten ungünstig aus, sicherlich infolge von pH-Wert-Differenzen und den daraus resultierenden chemischen Umsetzungen.

Für die Beistellung von Probenmaterial, von einschlägigen Daten, für Publikationsgenehmigung und finanzielle Förderung der Untersuchungen danken die Verfasser der IGCP Forschungsprojektgruppe Mid-Cretaceous Events, der Direktion der Geologischen Bundesanstalt und der ÖMV AG sowie dem Fonds zur Förderung der Wissenschaften.

2.2. Die Nannoflora und ihre Fundorte

An der Typlokalität der Klementer Schichten (GLAESSNER 1931) wurde im Jahre 1975 mittels eines Baggergerätes ein Profil freigelegt, aus dem zahlreiche Fossilproben aufgesammelt wurden (BACHMAYER & KOLLMANN, S. 403 im selben Heft). In den 16 untersuchten Nannofossil-Proben liegt folgende Vergesellschaftung vor:

Ahmuellerella octoradiata (GORKA) REINHARDT
Biscutum constans (GORKA) BLACK
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
Chiastozygus litterarius (GORKA) MANIVIT
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI
Cribrosphaerella ehrenbergi (AKRHANGELSKY) DEFLANDRE
Eiffellithus eximius (STOVER) PERCH-NIELSEN
Eiffellithus trabeculatus (GORKA) REINHARDT & GORKA
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) REINHARDT
Gartnerago obliquum (STRADNER) NOEL
Lithastrinus floralis STRADNER
Lithastrinus grilli STRADNER

Lucianorhabdus maleformis REINHARDT
Markalius circumradiatus (STOVER) PERCH-NIELSEN
Parhabdolithus embergeri (NOEL) STRADNER
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY) GARTNER
Rhabdolithina splendens (DEFLANDRE) REINHARDT
Tetralithus ovalis STRADNER
Tetralithus pyramidus GARDET
Tranolithus orionatus (REINHARDT) REINHARDT
Vagalapilla matalosa (STOVER) THIERSTEIN
Vekshinella crux (DEFLANDRE & FERT) SHAFIK & STRADNER
Watznaueria barnesae (BLACK) PERCH-NIELSEN
Zygodiscus diplogrammus (DEFLANDRE) GARTNER
Zygodiscus elegans GARTNER
Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI
Zygodiscus theta (BLACK) BUKRY

Auffallend ist das Fehlen von *Marthasterites furcatus* und von *Micula stauro-phora.*

Vergleichsproben von Klementer Schichten aus natürlichen und künstlichen Aufschlüssen im Nahbereich der Typlokalität erbrachten sehr ähnliche Nannofloren, in denen die wichtige Leitart *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE vorkommt.

Durch den Nachweis dieser Art kann eine Einstufung in das Coniac vorgenommen werden.

Neben der bereits angeführten Typlokalität zu Klement (GLÄESSNER, 1931; GRILL, 1968; BACHMAYER & KOLLMANN, im selben Heft) wurden folgende Tagesaufschlüsse untersucht:

A u nördlich von Ernstbrunn, Bauaufschlüsse im Ostteil der Ortschaft, Aufgrabungen in Böschungen am Römerweg und in der nach NW hinaufführenden Häuserzeile (vgl. GRILL, 1968). Nannoplankton des Coniac mit *Marthasterites furcatus.*

N i e d e r l e i s bei Ernstbrunn, Aufschlüsse am Südhang des Buschberges und in der Senke zwischen Buschberg und Zeilberg. Nannoflora des Coniac mit *Marthasterites furcatus* (vgl. BACHMAYER, 1959).

K l e m e n t West, NW Klafterbrunn, 1 km W Bildstock 407, im Ernstbrunner Wald. Bachböschungen mit guten Aufschlüssen (vgl. GRILL, 68, Stat. Gr. 4557/3/947). Locus typicus von *Lithastrinus grilli, Corollithion signum, Kamptnerius punctatus* und *Tetralithus ovalis* (vgl. STRADNER 1962 und 1963).

Weiters wurden Nannofossilien in Klementer Schichten nachgewiesen in

S t ü t z e n h o f e n, aufgelassener Steinbruch an der Klippe innerhalb der Ortschaft (GRILL, Stat. 4557/2/109 c).

K l e i n s c h w e i n b a r t h, Aufgrabung östlich des Kleinschweinbarther Berges E Südmährer Kreuz. Nannoflora mit *Marthasterites furcatus.* Die glaukonitischen Sande des Kalvarienberges südlich des Kleinschweinbarther Berges erwiesen sich als nannofossil-leer.

Jenseits der Staatsgrenze konnten Klementer Schichten im Steinbruch von Turold bei Mikulov, ČSSR, im Rahmen einer UNESCO-Exkursion aufgesammelt (leg. M. SCHMID) und von den Verfassern untersucht und elektronenmikroskopisch dokumentiert werden (vgl. Taf. 2 und 3). Nannoflora des Coniac mit *Marthasterites furcatus*.

Im Tiefenaufschluß der Bohrung Ameis 1 der ÖMV AG konnte ebenso eine relativ günstig erhaltene Nannaflora mit *Marthasterites furcatus* nachgewiesen werden (vgl. Taf. 4). Über die geologische Stellung des Ameiser Komplexes siehe FUCHS & WESSELY (S. 427 im selben Heft).

Gesamtliste der in Coniac der Klementer Schichten vorkommenden Nannofossilien

Ahmuellerella octoradiata (GORKA) REINHARDT
Biscutum constans (GORKA) BLACK
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
Broinsonia dentata BUKRY
Broinsonia orthocancellata BUKRY
Broinsonia cf. furtiva BUKRY
Chiastozygus amphipons (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER
Chiastozygus litterarius (GORKA) MANIVIT
Chiastozygus cf. synquadriperforatus BUKRY
Corollithion exiguum STRADNER
Corollithion signum STRADNER
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI
Cribrosphaerella ehrenbergi (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE
Cyclagelosphaera margereli NOEL
Cylindralithus coronatus BUKRY
Dictyococcites parvidentatus (DEFLANDRE & FERT) BLACK
Eiffellithus eximius (STOVER) PERCH NIELSEN
Eiffellithus trabeculatus (GORKA) REINHARDT & GORKA
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) REINHARDT
Gartnerago obliquum (STRADNER) NOEL
Heteromarginatus wallacei BUKRY
Kamptnerius magnificus DEFLANDRE
Kamptnerius punctatus STRADNER
Lithastrinus floralis STRADNER
Lithastrinus grilli STRADNER
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE
Lucianorhabdus maleformis REINHARDT
Markalius circumradiatus (STOVER) PERCH NIELSEN
Marthasterites furcatus (DEFLANDRE) DEFLANDRE
Micula staurophora (GARDET) STRADNER
Parhabdolithus embergeri (NOEL) STRADNER
Podorhabdus coronadventis (REINHARDT) REINHARDT
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY) GARTNER

Prediscosphaera spinosa (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER
Rhabdolekiskus aquitanicus (MANIVIT) HILL *)
Rhabdolithina splendens (DEFLANDRE) REINHARDT
Rhombogyrus cf. undatus BLACK
Stephanolithion laffitei NOEL
Tetralithus ovalis STRADNER
Tetralithus pyramidus GARDET
Tranolithus orionatus (REINHARDT) REINHARDT
Vagalapilla cf. dentata aperta BUKRY
Vagalapilla cf. dentata dentata BUKRY
Vagalappilla matalosa (STOVER) THIERSTEIN
Vekshinella crux (DEFLANDRE & FERT) SHAFIK & STRADNER
Watznaueria barnesae (BACK) PERCH NIELSEN
Watznaueria communis REINHARDT
Watznaueria cf. prolongata BUKRY
Zygodiscus diplogrammus (DEFLANDRE) GARTNER
Zygodiscus elegans GARTNER
Zygodiscus erectus (DEFLANDRE) MANIVIT
Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI
Zygodiscus theta (BLACK) BUKRY

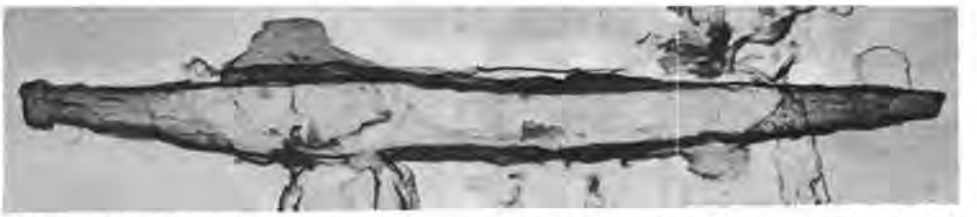


Abb. 6. *Rhabdolekiskus aquitanicus* (MANIVIT) HILL, Seitenansicht 9280 ×, Fundort: Tiefbohrung Ameis 1, ÖMV-AG, Kern 1897—1902 m.

2.3. Einstufung der Klementer Schichten mittels Nannoplankton

Durch das Neuauftreten von Leitarten ist es möglich eine Zonengliederung der Mittelkreide mittels Nannoplankton durchzuführen. Als Leitfossil des Nannoplanktons erscheint eine durch ihre Dreistrahligkeit auffallende Art, die sich außerdem durch das Fehlen der für Coccolithen charakteristischen Doppelbrechung von den übrigen Nannofossilien der Mittelkreide unterscheidet: *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE. Die Bezeichnung *Marthasterites furcatus*-Zone wurde von CEPEK & HAY (1969) eingeführt. In den darauffolgenden Bemühungen weiterer Autoren die Zonengliederung der Mittelkreide zu präzisieren, hat die *Marthasterites furcatus*-Zone unterschiedliche Interpretationen erfahren, wobei als Zonen-Unterkante einheitlich das Erstauftreten der Leitart angegeben wird, die Obergrenze jedoch variiert. So führen CEPEK & HAY (1969) das

*) Siehe Abb. 6.

Erstauftreten von *Arkhangelskiella ethmopora* als obere Zonengrenze an, bei MANIVIT (1971) ist es das Erstauftreten von *Kamptnerius magnificus*. Bei ROTH (1973) wird die gesamte stratigraphische Reichweite der Leitart gewertet und die *Marthasterites furcatus*-Zone als „total range zone" betrachtet. THIERSTEIN (1976) interpretiert das Erstauftreten von *Marthasterites furcatus* als einen Biohorizont an der Grenze zwischen Turon und Coniac, dem als nächsthöherer Biohorizont das Erstauftreten von *Tetralithus obscurus* an der Coniac-Santon-Grenze folgt. Bei VERBEEK (1976) endet die *Marthasterites furcatus*-Zone mit dem Erstauftreten von *Broinsonia lacunosa* im höheren Coniac. ROTH (1973) und THIERSTEIN (1976) vertreten die Meinung, daß das Erstauftreten von M. furcatus an der Turon-Coniac-Grenze liegt. MANIVIT (1971), BUKRY (1974), VERBEEK (1976) und SISSINGH (1977) nehmen dieses stratigraphisch höher, also innerhalb des Coniacs, an.

In den Klementer Schichten Niederösterreichs konnte die hier leider nur selten vorkommende Leitart *Marthasterites* furcatus nicht in allen Aufschlüssen nachgewiesen werden. Dies kann durch ungünstige Fossilisationsbedingungen, oder auch durch Korngrößen-Selektion während der Präparation des Nannoplanktons bedingt sein. Seltene Arten entziehen sich eben leichter ihrem Nachweis als häufige! Andererseits ist es ebenso denkbar, daß die Leitart *M. furcatus* a priore nicht in allen Proben abgelagert wurde, was zur Annahme berechtigen würde, daß das Erstauftreten von *M. furcatus* innerhalb des Zeitraumes stattfand, in welchem die Klementer Schichten abgelagert wurden, so daß es eben Sedimentfolgen vor und nach dem Biohorizont des M. furcatus gibt. Da für die Typuslokalität der Klementer Schichten zu Klement durch Ammoniten und durch Mikrofauna Coniac nachgewiesen wurde (vgl. KENNEDY & KOLLMANN u. SCHMID, im selben Heft), stellen wir die Nannoflora von Klement und Klement W, auch wenn dort *Marthasterites furcatus* nicht oder noch nicht nachgewiesen werden konnte, in das Coniac, mit dem Hinweis, daß in nächster Nähe in Au und Niederleis in lithologisch ähnlichen Schichten diese Leitart nachweisbar ist. Wegen des Fehlens von *Tetralithus obscurus,* welcher als Anzeiger des nächsthöheren Biohorizontes die Santon-Untergrenze markiert, können wir keine Andauer der Sedimentation bis in das Santon hinein erkennen.

2.4. Bildnachweis

Die beigefügten 37 Elektronenmikrogramme (Taf. 2—4 u. Textabb. 6) wurden im Laboratorium für Elektronenmikroskopie der Geologischen Bundesanstalt (Gerät PHILIPS EM 75) und im Elektronenmikroskopischen Laboratorium der Medizinischen Klinik der Tierärztlichen Universtät Wien (Gerät SIEMENS Elmiskop I) hergestellt. Diese Bilder mögen einen Eindruck von der Formenfülle und dem Erhaltungszustand der in Tagesaufschlüssen (Taf. 2 u. 3) und in Tiefbohrungen (Taf. 4) auffindbaren Nannofossilien geben. Es sind Positiv-Vergrößerungen von transmissions-elektronenmikroskopischen Aufnahmen nach Pt-beschattenten Kohlehüllabdrücken. Die vollständigen Nannofossil-Listen und detaillierte Fundortangaben mit geogr. Koordinaten wurden in der Datenstation der Geologischen Bundesanstalt gespeichert.

Ausgewählte Literatur

BACHMAYER, F.: Bericht über Aufsammlungsergebnisse im Jahre 1958: Die Klementer Schichten (Turon) im Raume von Ernstbrunn auf Kartenblatt Mistelbach (24). — Verh. Geol. B. A., Wien 1959.

BUKRY, D. (1969): Upper Cretaceous Coccoliths from Texas and Europe. — Univ. Kansas Paleont. Contr., Art. 51 (Protista 2), 79 S., 1 Abb., 2 Tab., 40 Taf., Kansas 1969.

BUKRY, D. (1974 a): 29. Cretaceous and Paleogene Coccolith Stratigraphy, DSDP Leg 26. — In DAVIES, T. A., LUYENDYK, B. P. et al.: Initial Reports of the DSDP, XXVI, 669—673, 7 Abb., Washington 1974.

BUKRY, D. (1974 b): 31. Coccolith Stratigraphy, Offshore Western Australia, DSDP Leg 27. — In VEEVERS, J. J., HEIRTZLER, J. R. et al.: Initial Reports of the DSDP, XXVII, 623—630, 7 Abb., Washington 1974.

CEPEK, P., & HAY, W. H. (1969): Calcareous Nannoplankton and Biostratigraphic Subdivision of the Upper Cretaceous. — Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc., XIX, 323—336, 4 Abb.

CITA, M. B., & GARTNER, S. (1971): Deep Sea Upper Cretaceous from the Western North Atlantic. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II. Planctonic Conference, Roma 1970, 287—319, 7 Abb., 8 Taf., Rom 1971.

GARTNER, S. (1968): Coccoliths and related Calcereous Nannofossils from Upper Cretaceous Deposits of Texas and Arkansas. — Univ. Kansas. Paleont. Contr., Art. 1 (Protista), Nr. 48, 1—56, 5 Abb., 28 Taf., Houston 1968.

GLAESSNER, M. M.: Geologische Studien in der äußeren Klipppenzone. Jahrb. Geol. B. A. 81, Wien 1931.

GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. Geol. B. A., Wien 1968.

JÜTTNER, K.: Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayatales. — Mitt. Reichsst. f. Bodenforschg. Zweigst. Wien, 1, 1940.

MANIVIT, H. (1971): Nannofossiles calcaires du Crétacé Français (Aptien-Maestrichtien). Essai de biozonation appuyé sur les stratotypes. — Thèse Doctorate d'État, Inst. Géol., Fac. Sci. d'Orsay, (Hayet), 167 S., 42 Taf., 4 Abb.,

ROTH, P. (1973): 23. Calcareous Nannofossils — Leg 17, DSDP. — In WINTERER, E. L., ERWING, J. L. et al.: Initial Reports of the DSDP, XVII, 695—795, 2 Abb., 9 Tab., 27 Taf., Washington 1973.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton, with Appendix by B. PRINS & W. S. SISSINGH. — Geologie en Mijnbouw, 56/1, 37—65, 16 Abb., 1 Taf.,

SMITH, C. C. (1975): Upper Cretaceous Calcareous Nannoplankton Zonation and Stage Boundaries. — Transact. Gulf Coast Geol. Soc., XXV, 263—278, 2 Abb.,

STRADNER, H. (1962 a): Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — Verh. Geol. B. A., 2, 363—377, 64 Abb., 3 Taf., Wien 1962.

STRADNER, H. (1962 b): Bericht 1961 über Aufsammlungen von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (NÖ.). — Verh. Geol. B. A., 1962/3, A 106—A 108, Wien 1962.

STRADNER, H. (1963): New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by Means of Nannofossils. — In: The Sixth WPC in Frankfurt/Main, Section I — Paper 4, 1—16, 5 Tab., 6 Taf., Frankfurt 1963.

STRADNER, H. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963 (Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen [Teil III]). — Erdöl Z., 1964/4, 133—139, 51 Abb., Wien 1964.

THIERSTEIN, H. (1974): 28. Calcareous Nannoplankton — Leg 26, DSDP. — In DAVIES, T. A., LUYENDYK, B. P. et al.: Initial Reports of the DSDP, XXVI, 619—667, 4 Abb., 8 Tab., 12 Taf., Washington 1974.

THIERSTEIN, H. (1976): Mesozoic Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy of Marine Sediments. — Marine Micropaleont., 1 (1976), 325—362, 8 Abb., 5 Taf., Amsterdam 1976.

VERBEEK, J. W. (1976): Upper Cretaceous Calcareous Nannoplankton Zonation in a Composite Section Near El Kef, Tunisia. I—II. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc., Ser. B., 79/2, 129—148, 2 Abb., 3 Taf., Amsterdam 1976.

Manuskript abgeschlossen am 8. Juli 1977.

3. Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich

Von REINHARD FUCHS & GODFRID WESSELY

Zusammenfassung

Die Oberkreide des Molasseuntergrundes wurde in einer Reihe von Aufschlüssen teils in autochthoner, auf Malm transgredierender, teils in allochthoner Lage erbohrt. Sie läßt sich in lithofazieller und paläontologischer Hinsicht gliedern und erlangt bei Kombination zweier ungestörter, vom Turon bis ins Campan/Maastricht reichender Profile eine Mächtigkeit bis über 900 m. Dazu kommen isolierte Schubkörper des Maastricht, die einen Zuwachs der Schichtsäule gegen E anzeigen. Lithologisch handelt es sich um eine Abfolge von glaukonitischen Grob- und Feinsanden, Mergelsteinen, z. T. siltig — kalkig, häufig mit Bioturbation. Paläontologisch ergibt sich vorliegende stratigraphische Einstufung aus Untersuchungen von Foraminiferen (Globotruncanen, Rotaliporen, etc.), einer spezifischen Nannoflora, sowie einigen Inoceramen.

3.1. Einleitung

Im Zuge der Kohlenwasserstoffprospektion im autochthonen Jura des Molasseuntergrundes wurde vielfach Oberkreide in autochthoner Position, aber auch in Form von tektonisch vom Untergrund losgelösten und verfrachteten Schuppen durchbohrt. Vor allem die autochthonen und ungestörten Komplexe nehmen mit ihrer Aussage über Stratigraphie, Fazies und Mächtigkeit für die Interpretation der Entwicklung und Paläogeographie der Oberkreide am Sockel der Böhmischen Masse eine aufschlußreiche Stellung ein. Sie bilden zudem eine Korrelationsbasis für die in der Waschbergzone an die Oberfläche gelangten und unter der Bezeichnung Klementer Schichten beschriebenen und umfassend untersuchten Schubkörper. Eine mineralogisch-geochemische Dokumentation der erbohrten Oberkreidesedimente durch eine Arbeitsgruppe ist im Gange.

Dank: Die Autoren danken der ÖMV-Aktiengesellschaft für die Genehmigung zur Veröffentlichung dieser Studie. Vor allem sei Herrn Dr. A. KRÖLL für seine Unterstützung bei der Durchführung der Arbeiten gedankt, ebenso den Mitarbeitern, die durch geologische oder paläontologische Untersuchungen und Hinweise zu diesem Thema beitrugen: Prof. Dr. A. PAPP, Dr. K. TURNOVSKY, Dr. M. E. SCHMID, Dr. W. FUCHS, Dr. R. OBERHAUSER; Dr. F. BRIX, Dr. E. SCHULZ und Dr. H. SABATA. Für die Bearbeitung der Nannofloren sind die Autoren Herrn Dr. H. STRADNER zu Dank verpflichtet. Herr Otto SCHREIBER fertigte in dankenswerter Weise die Fossilzeichnungen an.

3.2. Geologische Stellung der Kreidesedimente

Das Vorkommen von Oberkreide im Molasseuntergrund des nördlichen Niederösterreich ist an das Verbreitungsgebiet des autochthonen Mesozoikums gebun-

den, das in N-S bis NE-SW gerichteten Erstreckungen jurassisch angelegte und z. T. bruchbegrenzte Depressionen ausfüllt. Die Westgrenze der Kreide hält sich ungefähr an die Linie, längs der im oberen Jura die Grenze zwischen Plattformfazies (i. w. S.) und absenkungsbedingter Beckenfazies verläuft (F. Brix, A. Kröll & G. Wessely, 1977). Die Kreide liegt entsprechend ihres diskordanten Verhaltens teils auf Oberer Karbonatserie, teils auf Kalkarenitserie bzw. Klentnitzer Schichten des Malm; nur im Raum Roseldorf ist eine Transgression darüber hinaus auf die Altenmarkter Schichten, der Plattformfazies des Malm, sichtbar. Der Transgressionskontakt von Oberkreide mit oberer Karbonatserie entspricht der Situation in der Waschbergzone, wo Klementer Schichten auf Ernstbrunner Kalken liegen (u. a. Steinbruch Turold bei Mikulov, CSSR) oder in Verkarstungsspalten eingeschwemmt wurden, wodurch eine Schichtlücke zwischen Obermalm und Oberkreide markiert ist. In autochthoner Position ergibt sich bei Summierung der Standardprofile Ameis 1 und Poysdorf 2 eine Mächtigkeit von über 900 m. Die Mächtigkeit der Kreide im Molasseuntergrund nimmt von E nach W ab.

Durch die alpinen Bewegungen wurden aus der Tiefe Schubkörper des Oberkreidekomplexes hochgeschürft, wobei an tiefer gelegenen externen Störungen nur die älteren Oberkreideabschnitte des äußeren randlicheren Sedimentationsraumes gebunden sind (Schuppen in den Bohrungen Roseldorf), während die höheren und weiter aus dem Orogeninneren kommenden Bewegungsbahnen jüngere Oberkreideelemente hochbringen und somit die Fortsetzung des Oberkreideprofiles bis in das Maastricht weiter im E anzeigen (Schuppen in den Bohrungen Ameis 2—4).

3.3. Litho- und biostratigraphische Gliederung

Die erbohrten Oberkreidevorkommen zeigen eine im wesentlichen gleichartige Abfolge nach lithologischen und paläontologischen Merkmalen, die auch in den geophysikalischen Bohrlochmessungen zum Ausdruck kommt (Abb. 7).

Für den autochthonen Bereich kann das Profil der Bohrung Ameis 1 als vollständigstes stellvertretend für andere weniger vollständige Profile gelten. Der Schichtumfang desselben, der Turon und Coniac-Santon umfaßt, wird als „Ameiser Komplex" bezeichnet. Als stratigraphische Fortsetzung kann der „Poysdorfer Komplex" in der Bohrung Poysdorf 2 angesehen werden, der vor allem das Campan-Maastricht umfaßt. Der Ameiser Komplex wurde hier nicht durchörtert.

3.3.1. Ameiser Komplex

Die Transgressionsbasis im Ameiser Komplex bildet durchwegs Glaukonitsandstein, mittel- bis teilweise tiefgraugrün, mit bezeichnenden Einlagerungen von groben Quarzareniten, bestehend aus gut gerundeten, 1 bis 2 mm Größe erreichenden Quarzkörnern mit honiggelber oder grüner Verfärbung. Letztere sind teils Hauptbestandteile im Sediment, teils sind sie diffus im grünen bis dunkelgrünen Glaukonitsandstein verteilt. E. Schulz fand darin in den Bohrungen Wildendürnbach K 4 und Hagenberg 1 gelegentlich Harzeinschlüsse.

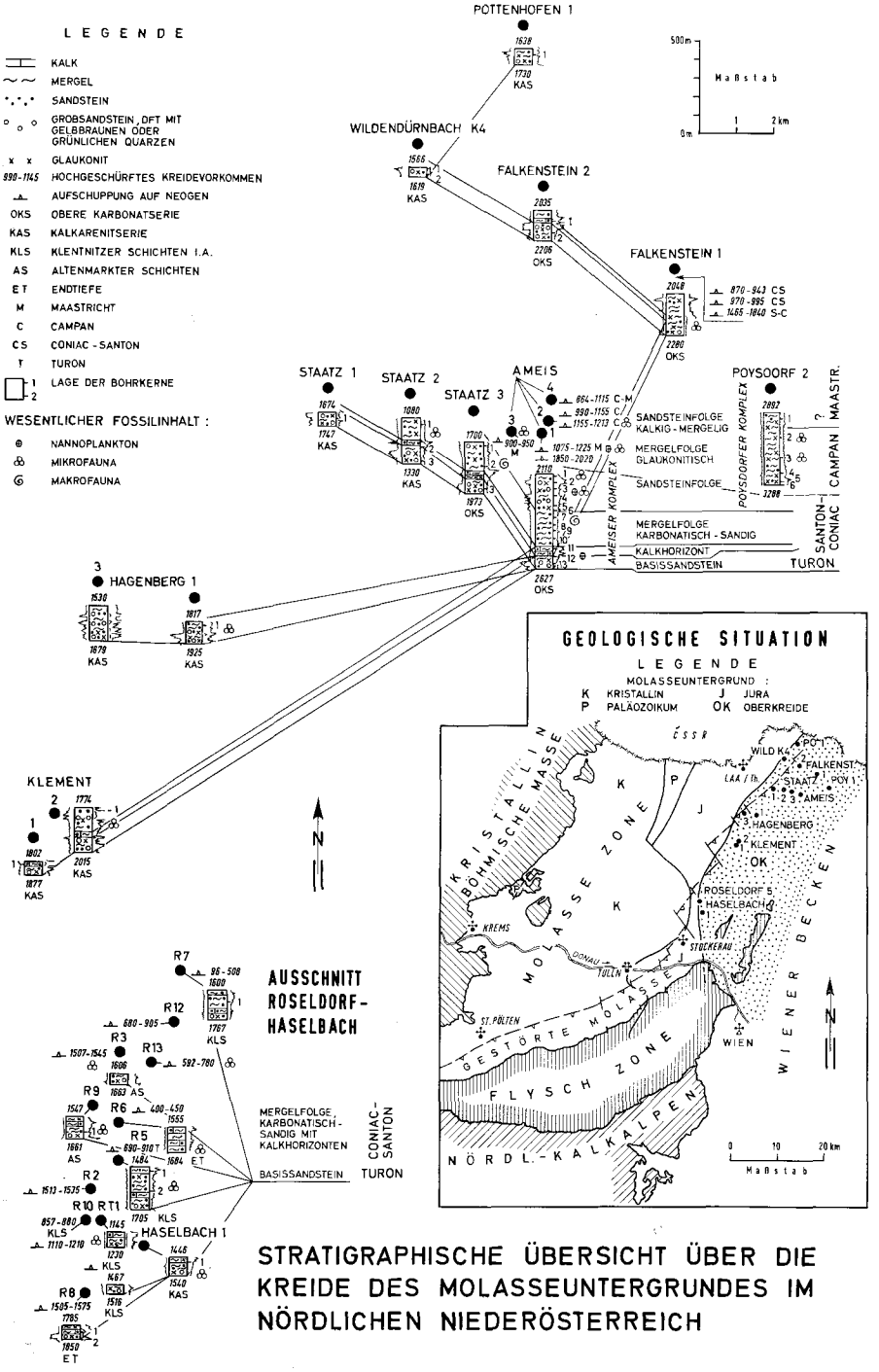

LEGENDE
KALK
MERGEL
SANDSTEIN
GROBSANDSTEIN, OFT MIT GELBBRAUNEN ODER GRÜNLICHEN QUARZEN
GLAUKONIT
HOCHGESCHÜRFTES KREIDEVORKOMMEN
AUFSCHUPPUNG AUF NEOGEN
OBERE KARBONATSERIE
KALKARENITSERIE
KLENTNITZER SCHICHTEN i.A.
ALTENMARKTER SCHICHTEN
ENDTIEFE
MAASTRICHT
CAMPAN
CONIAC - SANTON
TURON
LAGE DER BOHRKERNE
WESENTLICHER FOSSILINHALT :
NANNOPLANKTON
MIKROFAUNA
MAKROFAUNA
POTTENHOFEN 1
WILDENDÜRNBACH K4
FALKENSTEIN 2
FALKENSTEIN 1
STAATZ 1
STAATZ 2
STAATZ 3
AMEIS
POYSDORF 2
HAGENBERG 1
KLEMENT
SANDSTEINFOLGE KALKIG - MERGELIG
MERGELFOLGE GLAUKONITISCH
SANDSTEINFOLGE
MERGELFOLGE KARBONATISCH - SANDIG
KALKHORIZONT
BASISSANDSTEIN
POYSDORFER KOMPLEX
AMEISER KOMPLEX
SANTON - CONIAC
CAMPAN
MAASTR.
TURON
Maßstab
GEOLOGISCHE SITUATION
LEGENDE
MOLASSEUNTERGRUND :
K KRISTALLIN
J JURA
P PALÄOZOIKUM
OK OBERKREIDE
BÖHMISCHE MASSE
MOLASSE ZONE
GESTÖRTE MOLASSE
FLYSCH ZONE
NÖRDL. - KALKALPEN
WIENER BECKEN
ESSR
KREMS
DONAU
TULLN
STOCKERAU
ST. PÖLTEN
WIEN
AUSSCHNITT ROSELDORF - HASELBACH
MERGELFOLGE, KARBONATISCH - SANDIG MIT KALKHORIZONTEN
BASISSANDSTEIN
CONIAC - SANTON
TURON
HASELBACH 1
ROSELDORF 5
STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT ÜBER DIE KREIDE DES MOLASSEUNTERGRUNDES IM NÖRDLICHEN NIEDERÖSTERREICH
gez.: O.DVORAK

Abb. 7.

Dieser Glaukonitsandstein an der Basis in Ameis 1 führt eine spärliche Foraminiferenfauna im Kern Nr. 12 (2555, 0—2559,7 m): selten ?Globotruncana sp., ?Globigerinella cretacea, Globigerina sp., Arenobulimina presli (REUSS), Lenticulina sp., Gavelinella sp., Marssonella sp.; Radiolarien und Spongiennadeln (z. T. Umlagerungen aus dem Malm?). Teilweise erwiesen sich die Bohrkerne in diesem unteren Bereich überhaupt als fossilleer (z. B. Kern Nr. 11 und 13).

In der weiter westlich gelegenen Bohrung Hagenberg 1 wurden im Basissandstein (1817—1925 m) neben Ataxophragmium variable (d'ORBIGNY) und selten Arenobulimina sp., gelegentlich primitive Globotruncanen gefunden. Sofern es sich dabei nicht um Umlagerung handelt (siehe in K. KOLLMANN, 1977), ist dieses Niveau in das Cenoman/Turon einzustufen.

Auch im Bereich des Basissandsteines der Bohrung Falkenstein 1 wurde in den Spülproben (2180—2265 m) eine tiefere Fauna mit wenigen Rotaliporen, Dorothia sp. und Tritaxia sp. angetroffen, die auf den Bereich bis Turon hinweist.

Eine schüttere Nannoflora in Hagenberg 1 mit Watznaueria barnese, Lithastrinus floralis und selten Gartnerago obliqua fügt sich nach H. STRADNER in diese Aussage.

Bereits in diesem Abschnitt ist Bioturbation zu beobachten. Mächtigkeit und Internabfolge kann variieren. Erstere liegt meist um 100 m, es gibt jedoch Stellen mit größeren, vermutlich auf tiefere Reliefeinschnitte zurückzuführende Mächtigkeiten (Hagenberg 3) und Gebiete mit geringeren, nur wenige Zehnermeter betragende Schichtdicken, wie im Raum Roseldorf.

Gegen das Hangende wird der Basalabschnitt mergeliger, mittelgrau, reicher an Karbonatgehalt und geht in eine hellere, sehr karbonatreiche, sandig-mergelige Lage über, die vor allem in den Bohrlochmessungen durch hohen Gesteinswiderstand im Electric-Log (Abb. 1) und höhere Schallgeschwindigkeit im Sonic-Log gekennzeichnet ist. Sie ist vor allem in Ameis, Staatz und Falkenstein ausgeprägt. Auch im Raum Roseldorf ist sie vorhanden, jedoch nicht so deutlich und niveaubeständig, vielleicht auch durch Tektonik gestört.

Entsprechend der Lithologie wird gegen das Hangende des Basalabschnittes die Foraminiferenführung etwas reicher. In Ameis treten noch folgende Formen hinzu: Globotruncana ex. gr. lapparenti, Ataxophragmium variabile (REUSS), Gaudryina sp. und selten Heterohelix sp.

Es folgt eine wieder mergelreichere, mittelgraue Strecke von größerer Mächtigkeit, wechselnd stark siltig mit geringem Glaukonitgehalt. Durch stärkere Wühlintensität lassen sich Gefüge verschiedener Art und Dimension beobachten. Diese Spuren können aus dunklen, mm-breiten unruhigen bis zu mehreren cm-breiten, oft mit gröberem Sedimentmaterial erfüllten Gängen bestehen, die nach den gelegentlich im Sediment erhaltenen, durch Kompaktion oft verdrückten dünnen Kalzitgehäusen, von bodenbewohnenden Seeigeln herrühren. Die Bioturbation verleiht dem Sediment ein wolkig-schlieriges Aussehen, oft mit Konzentration des Tongehaltes an den Rändern der Wühlgebilde. Das Gestein ist ziemlich hart, der Kalkgehalt kann auch hier streckenweise ansteigen.

In Ameis 1, spurenhaft in Staatz 3 und Klement 2 erscheint hangend wieder eine sandige Strecke mit dunkelgrünen Glaukonitsanden und grobsandigen Zwi-

schenlagen, wobei neben klaren Quarzen blaßgelbliche, grünliche, aber auch rosa Quarzkörner mit guter Rundung dominieren. Dazwischen schalten sich mergeligere Strecken ein. Die beschriebene Art der Bioturbation hält an.

In Ameis 1, Kern Nr. 7 (2188,5—2193,5 m) wurden wenige Inoceramen gefunden, die als Inoceramus subquadratus SCHLÜT. bestimmt wurden und in das Coniac zu stellen sind. Funde von Inoceramus juv. cf. mantelli (MERC.) (Bruchstücke) und Inoceramus subquadratus SCHLÜT. in der Bohrung Staatz 3 (Kern Nr. 2) weisen ebenfalls auf Coniac.

Der Kern Nr. 3 in Ameis 1 (2188,5—2193,5 m) besteht aus einem glaukonitischen Tonmergelstein und führt eine ärmliche kleinwüchsige Foraminiferenfauna. Das Nannoplankton zeigt Elemente, die nach H. STRADNER ab Basis Coniac einzustufen sind. Die Flora mit Marthasterites furcatus, Gartnerago obliqua, Lithastrinus floralis und Zygolithus diplogrammus ist mit jener der Klementer Schichten obertags vergleichbar.

Eine reichere Fauna lieferte im Hangenden Kern Nr. 1 (Ameis 1) (2119 bis 2124 m): Globotruncata lapparanti lapparenti BROTZEN, Globotruncana globigerinoides BROTZEN, Globigerinatella aspera (EHRENBERG), Gümbelina globulosa (EHRENBERG), Marssonella oxycona (REUSS), Neoflabellina ex gr. deltoidea WEDEK., Stensiöina sp. Diese bei KAPOUNEK et al. (1967) zitierte Fauna ist, da einerseits Rotaliporen, andererseits typische Globotruncanen der höheren Oberkreide fehlen, in den Bereich Coniac-Santon zu stellen.

Im Raum Roseldorf—Haselbach beginnt die autochthone Schichtfolge ebenfalls mit den in Ameis 1 beschriebenen glaukonitischen Basalschichten mit den gelben und grünen Grobsandlagen. Darüber folgen die sandig-kalkigen, stark bioturbaten Mergel.

Die Abfolge weist eine meist spärliche, oft schlecht erhaltene Foraminiferenfauna auf. Es überwiegen Faunen mit Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana globigerinoides BROTZEN, Ataxophragmium variabile (d'ORBIGNY), Marssonella sp., Arenobulumina sp., Lenticulina sp., etc. Der Fossilinhalt ist dem Coniac/Santon-Abschnitt in Ameis 1 ähnlich. Campan oder Maastricht wurde in Roseldorf nicht angetroffen.

Zusammenfassend ergibt sich für die autochthone Schichtfolge des Ameiser Komplexes eine stratigraphische Reichweite vom Obercenoman/Turon bis Coniac-Santon.

3.3.2. Poysdorfer Komplex

Im Hangenden des Ameiser Schichtstoßes folgt, eventuell mit leichter Überlappung, der Poysdorfer Komplex, mehrere Hundert Meter mächtig, oben und unten mit erhöhtem Feinsand- bis Siltgehalt und teilweise glaukonitisch. Der Hauptteil besteht aus dunkelgrauen Mergelsteinen mit häufig diffuser Einstreuung oder nestartiger Anreicherung von Glaukonit.

Kern Nr. 3 (3131—3136 m) der Bohrung Poysdorf 2 lieferte eine gute Fauna mit Globotruncana lapparenti BROTZEN, Globotruncana fornicata (PLUMMER), Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana falsostuarti SIGAL, Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEKIND), Heterohelix sp., Gavelinella sp., Marssonella oxy-

cona (REUSS), etc. Einstufung: Campan, das Vorkommen von Globotruncana falsostuarti weist aber auch schon auf Maastricht hin (J. A. POSTUMA, 1971). D. HERM (1962, p. 69) gibt die Verbreitung dieser Art mit Untercampan bis Untermaastricht an.

Kern Nr. 2 (3028,5—3032 m) führt eine reiche Foraminiferenfauna mit Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT), Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ (mit Übergängen zu elevata elevata [BROTZEN]), Globotruncana fornicata (PLUMMER), Neoflabellina hanzlikovae KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEKIND), Neoflabellina numismalis (WEDEKIND), Pseudotextularia elegans (RZEHAK), etc. Mit dieser Fauna ist eine Einstufung in Campan-Untermaastricht möglich. J. KAPOUNEK et al. (1967) zitiren Globotruncana calcarata (CUSHMAN) aus diesem Bereich.

Auch eine arten- und individuenreiche Nannoflora mit Arkchangelskiella cymbiformis, Cretarhabdus anthophorus, Eiffelithus turriseiffeli, Micula staurophora, Markalius inversus, Tetralithus ovalis und Zygolithus diplogrammus weist auf den Bereich Campan bis Maastricht.

3.3.3. Aufschuppungen

Die hochgeschuppten Oberkreideabfolgen erlauben keine repräsentative lithostratigraphische Profilerstellung, da sie nur ausschnittsweise vorliegen, versteilt oder verdreht sind und oft auch Schichtverdoppelungen enthalten. Den Gesteinsinhalt bilden in den äußersten Schuppenanteilen im Raum Roseldorf die tieferen und mittleren Abschnitte der autochthonen Folge.

In einer Schuppe der Bohrung Roseldorf 13 wurde in Spülproben von 690 bis 710 m eine eher kleinwüchsige Fauna mit Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI) und Rotaliporen gefunden, die den Bereich Obercenoman bis Unterturon dokumentiert.

In den höheren Schuppen von Ameis und Falkenstein überwiegen graue, mergelig-feinsandige Ablagerungen. In den Bohrungen Ameis 1 bis 4 wurden reiche Faunen des Campan bis Obermaastricht angetroffen. Ameis 2, 1198 bis 1201 m: Globotruncana calcarata (CUSHMAN), Globotruncana fornicata (PLUMMER), etc.; Ameis 3, 924 bis 929 m: Obermaastrichtfauna mit Globotruncana contusa (CUSHMAN), Globotruncana rosetta (CARSEY), etc. (vgl. A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1964 und KAPOUNEK et al., 1967). Ebenso wurde eine reiche Nannoflora des Maastricht gefunden: Arkchangelskiella specillata, Nannotetraster concavus, Cribrosphaerella ehrenbergi, Tetralithus pyramidus und Lucianorhabdus cayeuxi.

3.4. Fazies

Die Basis der Oberkreide im Molasseuntergrund Niederösterreichs stellt ein marines Transgressionselement dar. Es handelt sich um terrestrisch wenig beeinflußte Sedimente (im Gegensatz zur erbohrten Oberkreide im Molasseuntergrund Oberösterreichs, die teilweise Wurzelböden und Kohleschmitzen, oft auch grobklastische Einschaltungen enthalten). Die Terrigene sind relativ klein dimensioniert, gut sortiert und gerundet. Wohl deuten noch gelegentliche Bernsteinfunde auf Landeinfluß hin.

Die Sedimente entsprechen den Faziestypen „mulatto" bis „greensand" nach J. M. HANCOCK (1975). Sie werden überlagert von siltigen, kalkigen Mergeln der „gaize" — Fazies mit starker Bioturbation, wobei kalkigere Lagen Annäherung an die „chalk" — Fazies anzeigen. Abermalige gröbere Lagen, sowie am Poysdorfer Komplex wieder vorwiegend pelitischer Habitus spiegeln die Faziesschwankungen im weiteren Verlauf der Oberkreide wider.

Literatur

BRIX, F., KRÖLL, A., & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, Sonderausg. 1977, 12—35, 8 Abb., Wien-Hamburg.

HANCOCK, J. M. (1975): The sequence of Facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that in the Western Interior. — Geol. Ass. Canada spec. pap., no. 13, 83—118, textfig. 1—5, tab., Waterloo, Ontario.

HERM, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). — Bayr. Akag. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., Heft 104, 119 S., 9 Abb., 11 Taf., München 1962.

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K. (1967): Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B. A., *110*, 73—93, 4 Taf., 1 Tab., Wien 1967.

KOLLMANN (1977): Zum Sedimentationsablauf der Oberkreide auf der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B.-A., 120, 432—435, Wien 1977.

PAPP, A., & TURNOVSKY, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 bis 1963, Teil II, Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdöl-Zeitschrift, Heft 3, 93—99, 1 Abb., Wien-Hamburg 1964.

POSTUMA, J. A. (1971): Manual of Planktonic Foraminifera. — Elsevier Publ. Comp., 420 p., 1153 illustrations, 3 charts, Amsterdam, London, New York 1971.

4. Zum Sedimentationsablauf der Oberkreide auf der Böhmischen Masse

Von HEINZ A. KOLLMANN

4.1. Östlicher Teil

Im Typprofil der Klementer Schichten sind im stratigraphischen Liegenden Sande, und in den hangenden Partien helle Mergelkalke aufgeschlossen. Ältere Schichten als solche des Coniaciens sind nicht nachzuweisen. Im Turoldsteinbruch bei Nikolsburg (Mikolav), wo nach JÜTTNER (1930) der Transgressionskontakt zu älteren Schichten aufgeschlossen ist, sind die ältesten Kreidegesteine in die „Scaphites- oder Schloenbachischichten" (ANDRUSSOV, 1965), und damit ebenfalls in das untere Coniacien einzustufen.

Demgegenüber wurde in ansonsten fossilleeren Abschnitten des Ameiser Schichtkomplexes der Bohrungen Roseldorf 13 und Falkenstein 1 Foraminiferen und Nannofossilien gefunden, die auf tiefere Oberkreide (? Cenomanien bis Turonien) hinweisen (siehe Beitrag von R. FUCHS und G. WESSELY). Verschiedene Beobachtungen lassen vermuten, daß hier wie im Typprofil der Klementer

Schichten und bei der Transgression der Klementer Schichten Gesteine eines älteren Sedimentationszyklus aufgearbeitet wurden, die offensichtlich im Molasseuntergrund östlich des Südsporns der Böhmischen Masse weiter verbreitet waren. Als Gründe für diese Annahme sind anzuführen:

a) Die Glauconite haben Pelletform. Sie sind daher offensichtlich in bereits verfestigter Form in das Sediment gekommen, in dem sie sich jetzt befinden. Dieses ist grob klastisch und weiche Pellets wären zerrieben worden.
b) Die Phosphorite treten in kleinen Knollen oder als Bruchstücke von Hohlraumfüllungen von Gastropoden auf. Da nach BROMLEY (1967) die Phosphorite bei geringer Sedimentationsrate (und in schwach reduzierendem Milieu) entstehen, ist ihre Bildung in den grobklastischen Gesteinen ebenfalls unwahrscheinlich. Dies wird durch die zerbrochenen Hohlraumausfüllungen der Gastropoden bestätigt.

Aus beiden Beobachtungen müssen wir daher die Aufarbeitung älterer Sedimente ableiten. Diese sind offensichtlich landferne Bildungen gewesen.

Außer dem Sedimentationszyklus der Klementer Schichten, der nach FUCHS & WESSELY (siehe Beitrag) im Obercampan—Untermaastricht zu Ende ging und dem vermuteten cenoman-turonen-Zyklus dürften keine älteren Kreidegesteine auf dem Ostabschnitt der Böhmischen Masse abgelagert worden sein. Das von KAPOUNEK et al. (1967) angeführte Hauterivien wurde in letzter Zeit auf oberen Jura berichtigt (G. WESSELY, mündliche Mitteilung).

4.2. Bayern und Oberösterreich

PAULUS & LANGE (1971) haben die enge Beziehung zwischen den Sedimenten der Wasserburger Senke und der südhelvetischen Ausbildung gezeigt. Während in letzterer eine durchgehende Sedimentation vom Jura in die Oberkreide besteht, erfolgen nach BARTHEL (1963) vom helvetischen und alpinen Bereich her zwei transgressive Vorstöße nach einer frühkretazischen Regression: Der erste fand im Berriasien und Valanginien statt. Ein weiterer, wesentlich stärkerer, fand nach einer Regression im oberen Valanginien und unteren Hauterivien statt. Diese Vorstöße kommen aus dem Süden, wo nach MÜLLER (1970) unterhalb der gefalteten Molasse eine Meeresbedeckung bis in das untere Aptien nachgewiesen wurde. Nach einer regressiven Zeit beginnt ein neuer Sedimentationszyklus im Albien (LANGE & PAULUS, 1971) mit Grünsanden. Mit dem Cenomanien setzt in der Wasserburger Senke eine kalkige bis tonige Entwicklung ein, die bis in das Obercampan andauert.

Die Braunauer Mulde BÜRGEL (1949) zieht sich vom österreichischen Molasseuntergrund bis in den Raum von Regensburg. Östlich davon schließt die Kreidemulde von Ried-Schwanenstadt an (BRAUMÜLLER, 1961). Biostratigraphisch konnten hier keine Kreidegesteine nachgewiesen werden, die älter als Cenomanien sind. Vor allem aus dem Regensburger Grünsand wurden von DACQUÉ (1939) Faunen beschrieben, die in das Obercenoman einzustufen sind. Im obersten Cenoman setzt eine tonig-kalkige Sedimentation ein. Im oberen Turonien (Zone des *Inoceramus striatoconcentricus* GÜMBEL) erfolgt im Regensburger Raum eine Regression, in der höheren Oberkreide dringt das Meer nicht mehr so weit gegen Norden vor.

Die Einstufung der kretazischen Basisschichten, die bisher ausschließlich auf Grund lithologischer Vergleiche mit der Regensburger Kreide in das Cenomanien erfolgte, kann durch einen paläontologischen Beweis ergänzt werden. Durch E. G. KAUFMANN wurde ein *Inoceramus* aus der Bohrung Eberstallzell 1 als *Inoceramus* ex gr. *pictus-bohemicus* bestimmt (mündliche Mitteilung), wodurch oberes Cenomanien nachgewiesen ist.

Im Bereich der Turonien-Cenomaniengrenze setzt nach KÜPPER (1964) tonig-mergelige Sedimentation ein, die bis in das Obercampan andauert. Anzeichen einer Regression im oberen Turon sind keine zu beobachten.

4.3. Nordabschnitt der Böhmischen Masse

In der sächsischen Oberkreide erfolgt die marine Transgression nach TRÖGER (1969) mit Schichten, die *Schloenbachia varians* führen und damit in das untere bis mittlere Cenomanien einzustufen sind (KENNEDY, 1971). Nach SOUKOUP (1959) ist gegen das Ende der Lamarcki-Zone (Mittelturon) in Böhmen eine starke Regression zu beobachten. In der Elbtalkreide und in der Subhercynen Kreidemulde sind dagegen die Regressionstendenzen, die hier bis in das obere Turonien (Zone des *Inoceramus vancouverensis*) andauern, nicht so stark ausgeprägt. In Böhmen treten im unteren Coniacien (Schloenbachi-Schichten nach SOUKOUP) wieder Transgressionen ein. Eine allgemeine Regression findet in der sächsischen und der böhmischen Kreide nach MACAK & MÜLLER (1963) und TRÖGER (1974) im Santon statt.

4.5. Schlußfolgerungen

Aus dem Vergleich der Sedimentationsabfolgen geht hervor, daß abgesehen von kürzeren transgressiven Zyklen in der Unterkreide, eine allgemeine Transgression mit dem oberen Albien beginnt, in deren Verlauf im Cenomanien und unteren Turonien weite Gebiete überflutet werden. Nach einer oberturonen Regression setzt im unteren Coniacien ein neuerlicher Sedimentationszyklus ein. Er dauert im Norden der Böhmischen Masse bis in das Santonien an, im Süden bis in das Untermaastricht.

Damit ergibt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung zu den Cyclothemen, die KAUFFMAN (1967) in den Western Interiors Nordamerikas festgestellt und zu der Transgressions-Regressionskurve für die Mittel- und Oberkreide von HANCOCK (1975), aber auch zu dem Geschehen im alpinen Raum, in dem oberes Turonien bisher nicht nachgewiesen ist. Die Transgressionen und Regressionen auf der Böhmischen Masse sind daher wie die in den anderen genannten Gebieten durch eustatische Meeresspiegelschwankungen von weltweitem Ausmaß bedingt, durch lokale Schollenbewegungen werden Unterschiede in der faziellen Ausbildung, aber auch im Einsetzen der Schichtfolgen hervorgerufen.

Aus den Zusammenhängen der Sedimente der Wasserburger Senke mit denen des Hevetikums, auf die LANGE & PAULUS (1971) hingewiesen haben, geht eindeutig der Zusammenhang des letzteren mit den festlandnahen Schelfsedimenten auf der Böhmischen Masse hervor. Es muß daher die Transgression vom Pen-

ninischen Ozean her erfolgt sein, obwohl in der Oberkreide die Ablagerungen des nördlichen Schelfes nach ihrer Fauna in einem gemäßigten Temperaturbereich entstanden sind, während gleichzeitig abgelagerte alpine Kreideschichten Fossilien von eindeutig tropischem Charakter enthalten.

Literatur

ANDRUSOV, D. (1965): Geologie der tschechoslowakischen Karpathen, 2. Teil. — 413 p., 139 Abb., Bratislava.

BARTHEL, K. W. (1965): Le Crétacé inférieur de la région est du Bassin à Molasse. — Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 34: 769—777, 1 fig., Paris.

BRAUMÜLLER, E. (19661): Die paläogeographische Entwicklung des Malassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdoel-Zeitschr. 11: 509—520, 2 pl., Wien-Hamburg.

BROMLEY, R. G. (1967): Marine phosophorites as depth indicators. — Marine Geology 5: 503—509.

BÜRGL, H. (1949): Der Untergrund der Molasse im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet. — Jb. Geol. B. A. 93: 129—139, 4 Textfig., Wien.

DACQUE, E. (1939): Die Fauna der Regensburger-Kelheimer Oberkreide. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl. NF 45: 1—218, 17 pl., München.

HANCOCK, J. M. (1975): She sequence of facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that in the Western Interior. — Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 13: 83—118, 5 Textfigs. Waterloo, Ont.

JÜTTNER, K. (1930): Tektonik und geologische Geschichte der Pollauer Berge. — Verh. naturf. Ver. Brünn 61: 1—19, 2 Textfig., Brünn.

KAPAUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K. (1967) Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B. A. 110: 73—91, 4 pl., 1 tab., Wien.

KAUFFMAN, E. G. (1967): Coloradoan macroinvertebrate assemblages, central Western Interior, United States. In Kauffman & Kent (ed.): Palaeoenvironments of the Cretaceous seaway — a symposium. — Colorado school of Mines, Spec. Pb.: 67—143. Boulder.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian Ammonites from Southern England. — Spec. Pap. Palaeont. 8 : V + 133, 64 pl., London.

KÜPPER, I. (1964): Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 56: 591—651, 4 pl., 1 Karte, Wien.

LANGE, H., & PAULUS, B. (1971): Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenoman der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasse-Untergrund. — Erdoel-Erdgas-Zeitschr. 87: 150—163, 11 Textfig.

MACÁK, F., & MÜLLER, V. (1963): Bemerkungen zur Kreidestratigraphie im Eger-Bílina- und Milesöv-Gebiet. — Ber. Geol. Ges. DDR 8/2: 126—129, Berlin.

MÜLLER, M. (1970): Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. — Geologica Bavarica 63: 86—106, 3 Textfig., München.

SOUKOUP, J. (1959): Die Kreide der Böhmischen Masse. — Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. 1959: 85—89, 1 Tab., Dresden.

TRÖGER, K. A. (1964): Die Ausbildung der Kreide (Cenoman bis Coniac) in der Umrandung des Lausitzer Massivs. — Geologie 13: 717—730, 4 Textfig., Berlin.

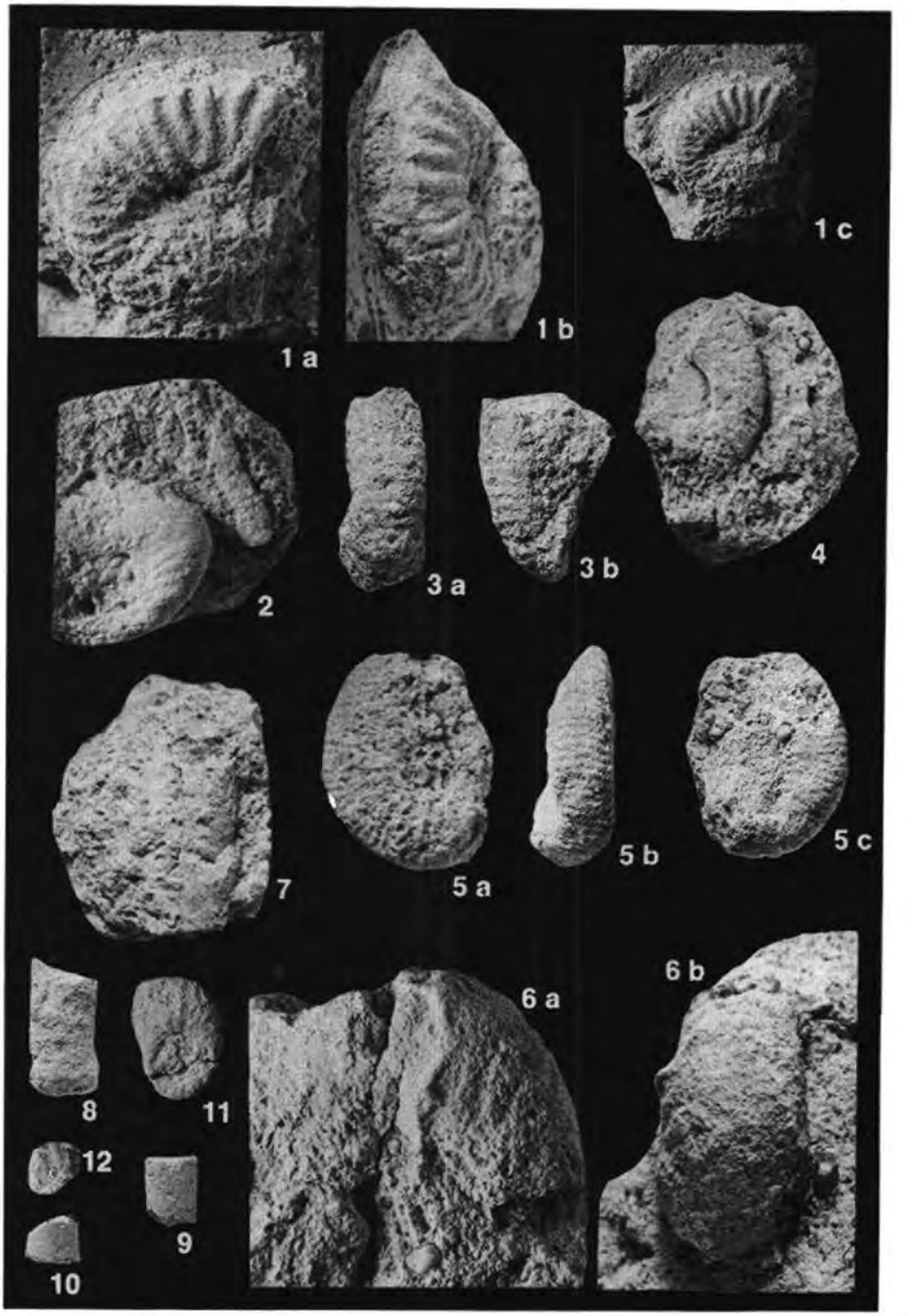
TRÖGER, K. A. (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil II: Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subhercyne Kreide) und dem Ohmgebirge. — Abh. Staatl. Mus. Min Geol. Dresden 13: 1—70, 7 Textfig., 18 pl., Dresden.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 21. Mai 1977.

Tafel 1

Fig. 1: *Paratexanites (Parabehavites)* cf. *serratomarginatus* (Redtenbacher). Klement. NHM 1977/1890/15.
Fig. 2: Pachydiscide indet. Klement. NHM 1977/1890/9.
Fig. 3: *Scaphites (Scaphites)* sp. indet. Klement. 1977/1890/7.
Fig. 4: unbestimmbarer Ammonit. Klement. NHM 1977/1890/16.
Fig. 5: *Scapites (Scaphites)* sp. indet. Klement. NHM 1977/1890/10.
Fig. 7: *Baculites* sp. indet. Klement. NHM 1977/1890/1.
Fig. 8: *Baculites* sp. indet. Klement. NHM 1977/1890/2.
Fig. 9: *Baculites* sp. indet. Klement. NHM 1977/1890/3.
Fig. 10: *Baculites* sp. indet. Klement. NHM 1977/1890/4.
Fig. 11: Pachydiscide indet. Klement. NHM 1977/1890/11.
Fig. 12: Unbestimmbarer Ammonit. Klement. NHM 1977/1890/12.

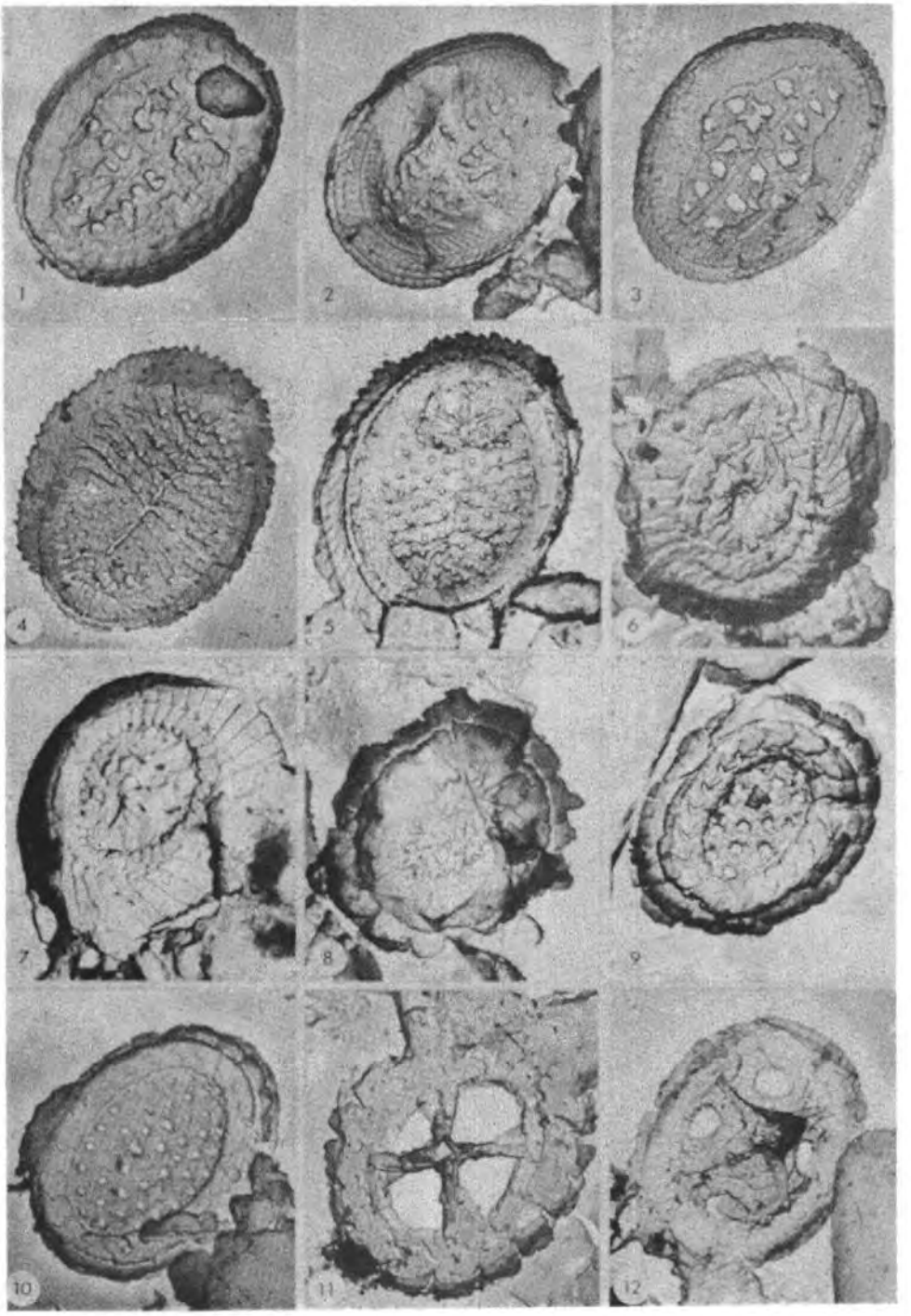
Sämtliche Abbildungen sind in natürlicher Größe.


1 a
1 b
1 c
2
3 a
3 b
4
7
5 a
5 b
5 c
8
11
12
9
10
6 a
6 b

Tafel 2

Nannofossilien aus dem Coniac der Klementer Schichten

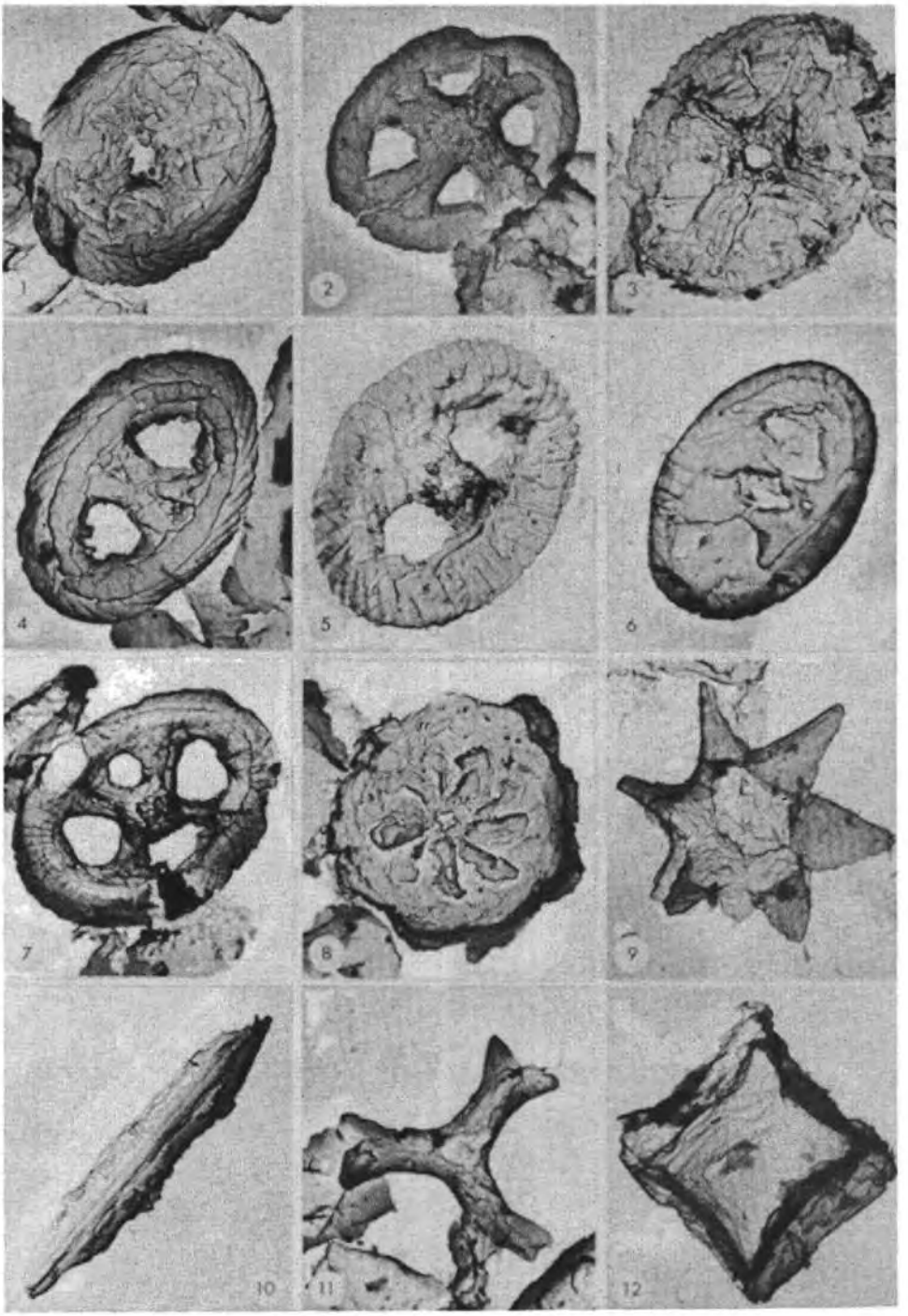
Fig. 1: *Broisonia orthocancellata* Bukry, Distalansicht, 6400 ×.
Fig. 2, 3: *Gartnerago obliquum* (Stradner) Noel, Proximalansichten, 2880 × und 4320 ×.
Fig. 4: *Kamptnerius punctatus* Stradner, Distalansicht, 2880 ×.
Fig. 5: *Kamptnerius punctatus* Stradner, Proximalansicht, 3520 ×.
Fig. 6: *Watznaueria communis* Reinhardt, Distalansicht, 7680 ×.
Fig. 7: *Markalius circumradiatus* (Stover) Perch-Nielsen, Distalansicht, 5760 ×.
Fig. 8: *Biscutum* cf. *constans* (Gorka) Black, Proximalansicht, 9600 ×.
Fig. 9, 10: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky) Deflandre, Proximalansichten, 7200 × und 6400 ×.
Fig. 11: *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, Distalansicht, 5760 ×.
Fig. 12: *Podorhabdus coronadventis* (Reinhardt) Reinhardt, Distalansicht, 2880 ×.
Fundorte: Klement West, Fig. 3—6, 11 und 12; Niederleis, Fig. 8; Turold, Fig. 1, 2, 7, 9, 10.



TAFEL 3

Nannofossilien aus dem Coniac der Klementer Schichten

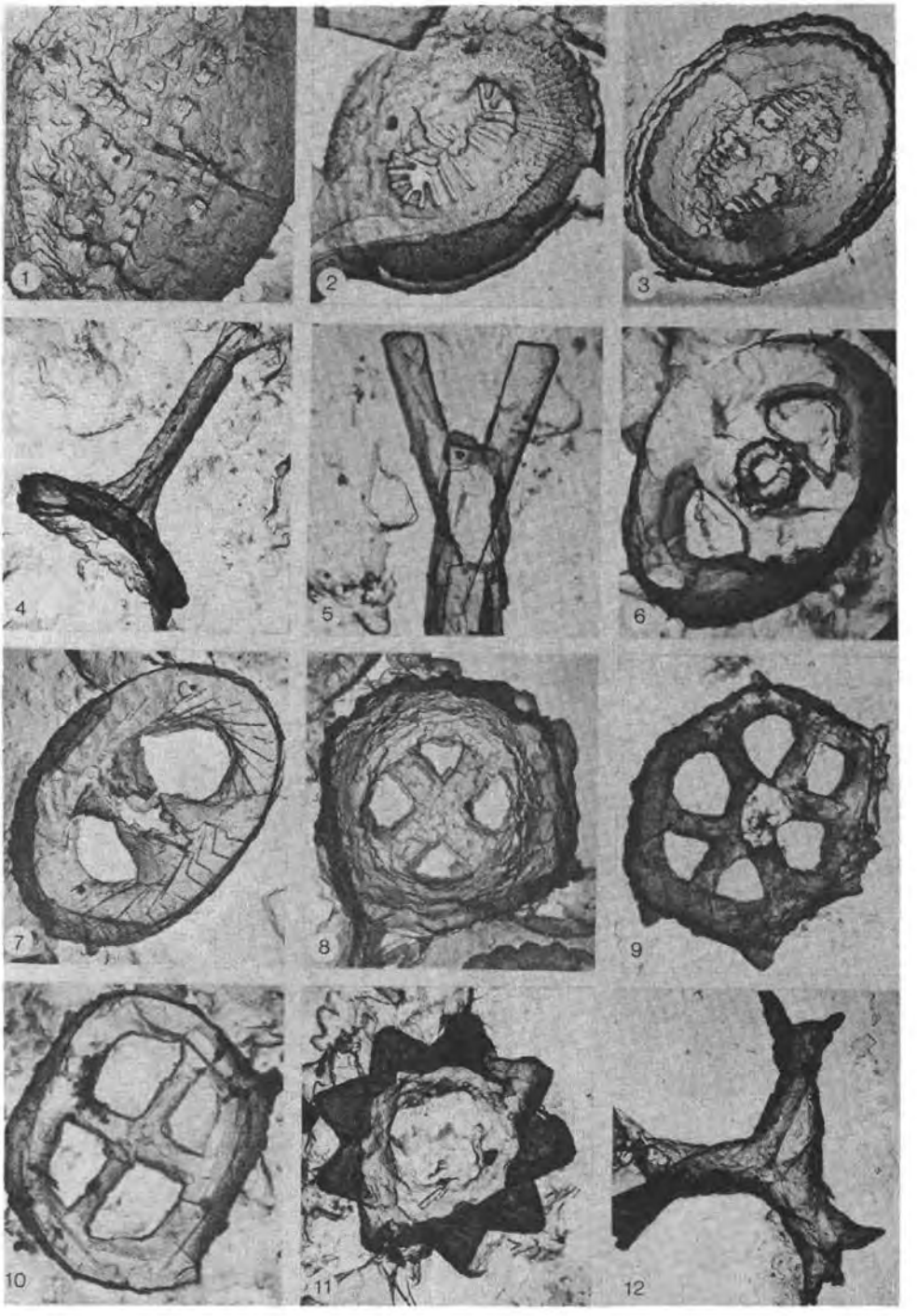
Fig. 1, 2: *Ahmuellerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT, Proximal- und Distalansicht, 6400 ×.
Fig. 3: *Eiffellithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN, Distalansicht, 5760 ×.
Fig. 4, 5: *Zygodiscus elegans* GARTNER, Proximal- und Distalansicht, 7040 × und 4320 ×.
Fig. 6: *Tranolithus orionatus* (REINHARDT) REINHARDT, Distalansicht, 6400 ×.
Fig. 7: *Chiastozygus litterarius* (GORKA) MANIVIT, Distalansicht, 6400 ×.
Fig. 8: *Rhombogyrus* cf. *undosus* BLACK, Flachansicht, 9600 ×.
Fig. 9: *Lithastrinus grilli* STRADNER, Flachansicht, 7680 ×.
Fig. 10: *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, Seitenansicht, 3840 ×.
Fig. 11: *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE, Flachansicht, 4800 ×.
Fig. 12: *Micula staurophora* (GARDET) STRADNER, Draufsicht, 15.300 ×.
Fundorte: Klement West, Fig. 3, 5, 9, 12; Niederleis. Fig. 8, 10; Turold, Fig. 1, 2, 4, 6, 7, 11.



Tafel 4

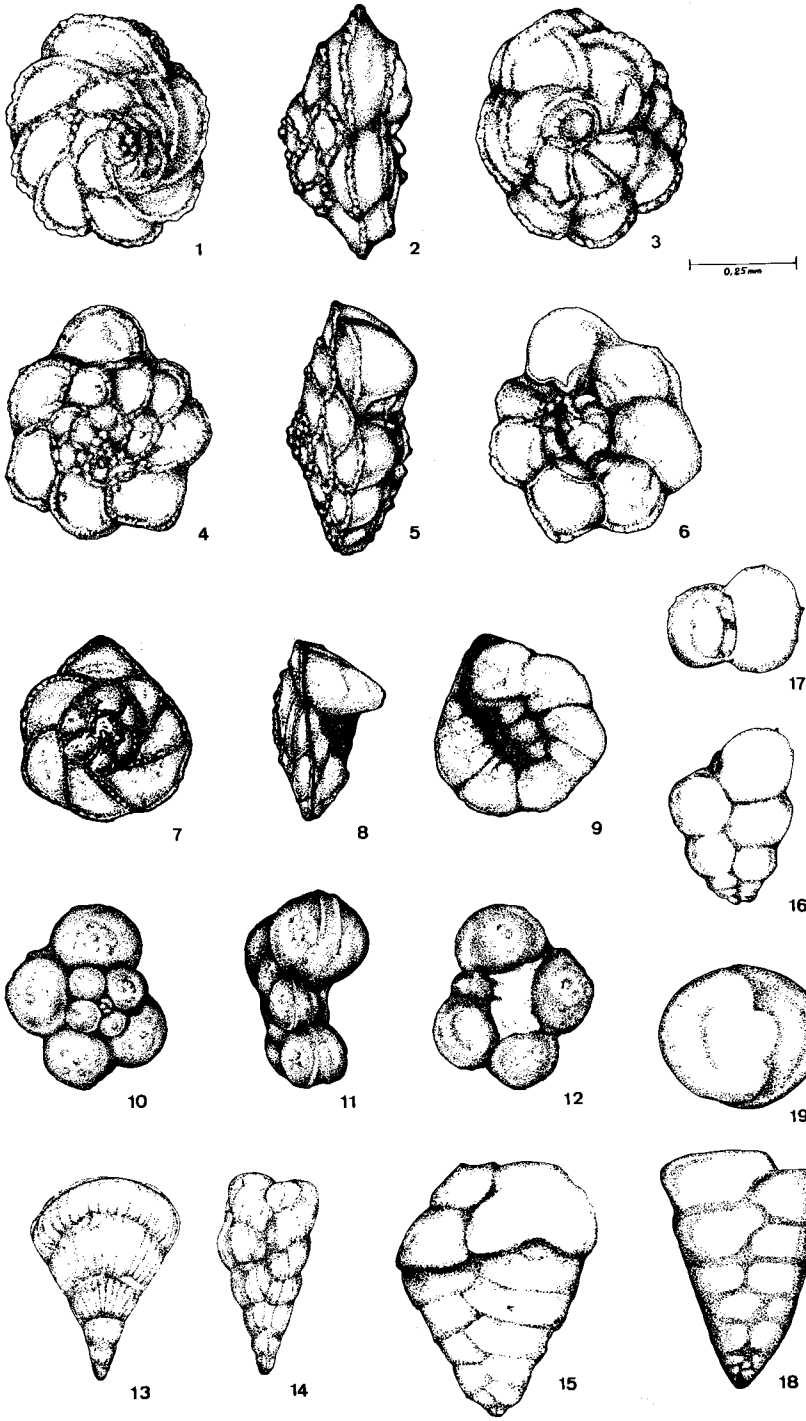
Nannofossilien aus dem Coniac der Klementer Schichten

Fig. 1: *Gartnerago obliquum* (Stradner) Noel, Distalansicht, 5500 ×.
Fig. 2: *Dictyococcites parvidentatus* (Deflandre & Fert) Black, Proximalansicht, 12.750 ×.
Fig. 3: *Broinsonia dentata* Bukry, Proximalansicht, 4240 ×.
Fig. 4: *Prediscosphaera spinosa* (Bramlette & Martini) Gartner, Seitenansicht, 5600 ×.
Fig. 5: Gegabeltes distales Ende des Stabes eines Coccolithen der gleichen Art.
Fig. 6: *Zygodiscus erectus* (Deflandre) Manivit, Distalansicht, 10.250 ×.
Fig. 7: *Tranolithus* cf. *orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, Distalansicht, 7500 ×.
Fig. 8: *Cylindralithus coronatus* Bukry, Distalansicht, 7200 ×.
Fig. 9: *Corollithion exiguum* Stradner, Proximalansicht, 9150 ×.
Fig. 10: *Corollithion signum* Stradner, Distalansicht, 10.600 ×.
Fig. 11: *Lithastrinus floralis* Stradner, Flachansicht, 5200 ×.
Fig. 12: *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre, Flachansicht, 7200 ×.
Fundort: Tiefbohrung Ameis 1, ÖMV AG, Kern 1897—1902 m.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

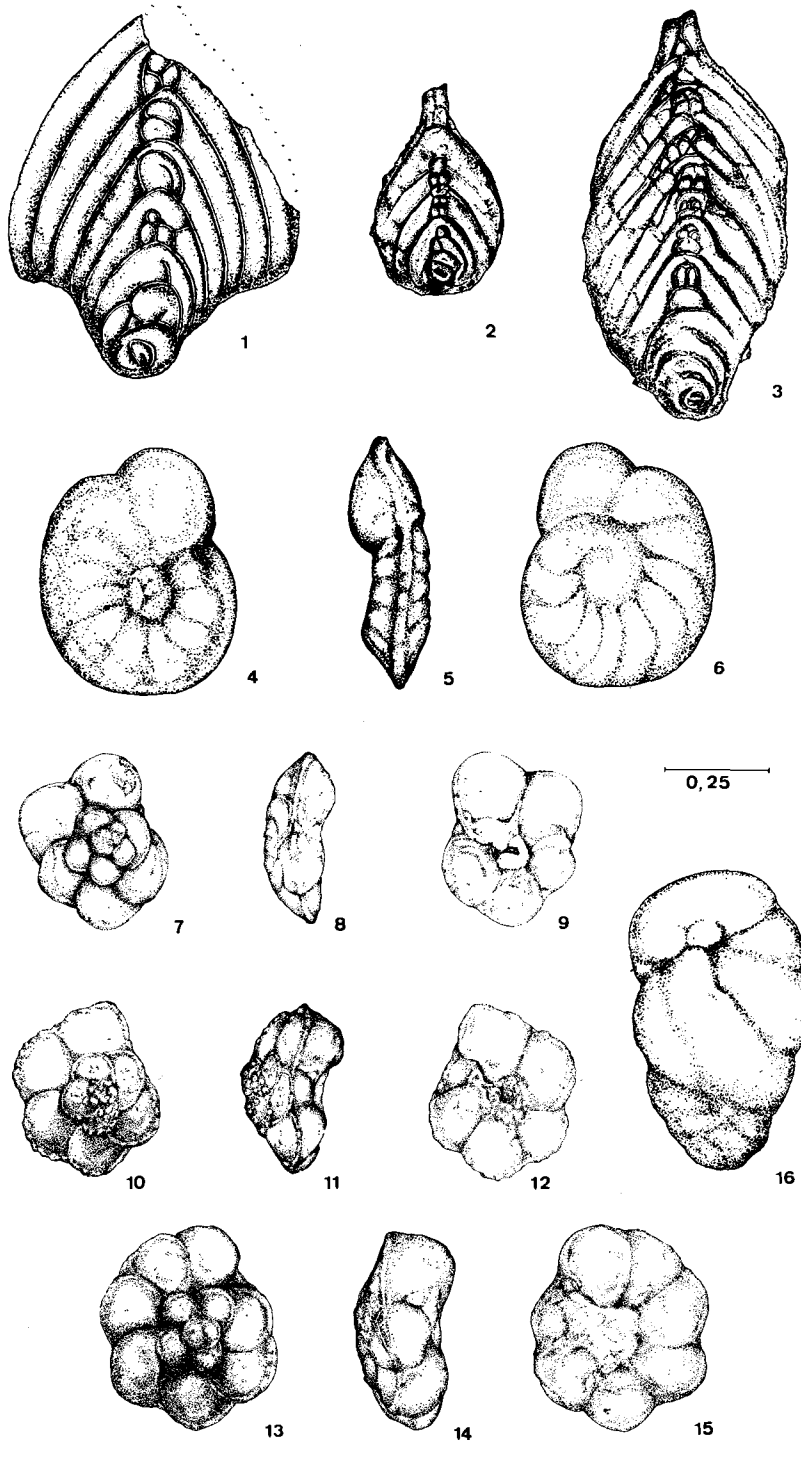
Tafel 5

Fig. 1—3: *Globotruncana caliciformis* (de Lapparent).
Fig. 4—6: *Globotruncana falsostuarti* Sigal.
Fig. 7—9: *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez.
Fig. 10—12: *Globotruncana globigerinoides* Brotzen.
Fig. 13—14: *Pseudotextularia elegans* (Rzehak).
Fig. 15: *Verneuilina* sp.
Fig. 16—17: *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg).
Fig. 18—19: *Marssonella oxycona* (Reuss).
Vergrößerung: siehe Maßstab.
Fundpunkte: Fig. 1—3, 10—14, 16—19 aus Poysdorf 2 (3028—3032 m), Fig. 4—9, 15 aus Poysdorf 2 (3131—3136 m).
(Die abgebildeten Belegstücke der Foraminiferen befinden sich bei der ÖMV-Aktiengesellschaft im Ressort Geologie, Paläontologische Abteilung unter der Nr. Kr/N 1—16.)


1
2
3
0,25 mm
4
5
6
17
7
8
9
16
10
11
12
19
13
14
15
18

Tafel 6

Fig. 1: *Neoflabellina rugosa leptodisca* (Wedekind).
Fig. 2: *Neoflabellina numismalis* (Wedekind).
Fig. 3: *Neoflabellina hanzlikovae* Kristan-Tollmann & Tollmann.
Fig. 4—6: *Gavelinella* sp.
Fig. 7—9: *Rotalipora* sp.
Fig. 10—12: *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi).
Fig. 13—15: *Rotalipora* cf. *ticinensis* (Gandolfi).
Fig. 16: *Arenobulimina conoidea* (Perner).
Vergrößerung: siehe Maßstab.
Fundpunkte: Fig. 1—2, 16 aus Poysdorf 2 (3131—3136 m), Fig. 3—6 aus Poysdorf 2 (3028—3032 m), Fig. 7—15 aus Roseldorf 13 (690—710 m).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
0,25
10
11
12
16
13
14
15

Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 2	S. 449—493	Wien, Dezember 1977

Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten

Von Fritz Ebner [1])

Mit 1 Abbildung, 3 Tabellen und 6 Tafeln

Project
Prevariscic and variscic events of the alpine mediterranean mountain belts

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 163, 164

Schlüsselwörter
Conodonten
Karbon von Graz
Sanzenkogelschichten
Kalke der Dult

Inhalt

Zusammenfassung 449
Summary 449
I. Stratigraphischer Teil 450
1. Faunen der Unteren Sanzenkogelschichten 450
2. Faunen der Oberen Sanzenkogelschichten 454
3. Bemerkungen zur Faunenabfolge in den Sanzenkogelschichten 458
4. Faunen der Kalke der Dult 460
5. Conodontenmischfaunen im Karbon von Graz 463
II. Paläontologischer Teil 463
Literatur 477

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Conodonten wird das Karbon von Graz von der do/cu-Grenze bis in den Namur/Westfal-Grenzbereich gegliedert. Im systematischen Teil der Arbeit werden aus dem Unterkarbon lediglich die Leitconodonten angeführt und zum Teil abgebildet, während aus dem Oberkarbon die Gesamtfauna detailliert dargestellt wird.

Summary

In the Carboniferous of Graz (Austria, Styria) the Sanzenkogel-fm. (cu I—E_2) and Dult-fm. (Namur B — ? Westfal) are investigated by means of conodonts. The following zones were proved:

Siphonodella sulcata-zone	35 cm
Pseudopolygnathus triangulus inaequalis-zone	30 cm
P. triangulus triangulus-zone (lower and uppper-zone)	115 cm

[1]) Anschrift des Verfassers: Dr. Fritz Ebner, Landesmuseum Joanneum, Abt. f. Geologie, Paläontologie und Bergbau, Raubergasse 10, A-8010 Graz, Austria.

Siphonodella crenulata-zone (lower and upper-zone)	105 cm
Scaliognathus anchoralis-zone	130 cm
Gnathodus typicus-zone	215 cm
Gnathodus sp. A-zone	400 cm
Gnathodus bilineatus bilineatus-zone	150 cm
Gnathodus commutatus nodosus-zone (lower and upper-zone)	900 cm
Gnathodus bilineatus bollandensis-zone	300 cm
Declinognathodus-Idiognathoides-fauna (lower and upper fauna)	?

The stratigraphic important species of Lower Carboniferous are only stated in the systematic part of the paper whereas the whole fauna of Upper Carboniferous is described in detail.

I. Stratigraphischer Teil

Die ersten Conodontenfunde aus dem Grazer Karbon gehen auf FLÜGEL & ZIEGLER (1957) zurück. Die damals aus dem cu II β/γ — cu III von einzelnen Fundpunkten vorliegenden Faunen konnten jedoch in kein Profil eingegliedert werden. Weitere Hinweise auf Conodonten dieses Zeitraumes stammen von KHOSROVI SAID (1962) und KODSI (1967). NÖSSING (1974 a, b, 1975) berichtet über Faunen aus dem tieferen Tournai und studiert deren Abfolge in einem durchgehenden Profil.

Bei der Neuaufnahme des Grazer Karbons, die im Rahmen des Forschungsvorhabens 1588/2207 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich durchgeführt wurde, gelang es, im Typusprofil der Oberen Sanzenkogelschichten einen Profilabschnitt zu finden, der vom cu II β/γ bis ins E_2 eine bankweise Aufnahme gestattete (EBNER, 1978). Weiters war es zuvor gelungen, Conodonten des höheren Namur aus den Kalken der Dult zu gewinnen (EBNER, 1975, 1976 a, 1978). Für die in jeder Hinsicht durch Prof. Dr. H. W. FLÜGEL gewährte Unterstützung dieser Untersuchungen möchte ich mich hier herzlichst bedanken.

Eine Auswertung aller vorliegenden Faunen erlaubt nun eine Gliederung des Grazer Karbons mit Conodonten von der do/cu-Grenze bis in den Namur/Westfal-Grenzbereich.

Die schlechten Aufschlußverhältnisse ließen eine bankweise Aufnahme nur in Ausnahmefällen zu. So liegt aus dem Zeitraum do/cu-Grenze — E_2 in den Typusprofilen der Unteren- und Oberen Sanzenkogelschichten nur je ein vollständig erfaßbares Profil vor. Alle übrigen Vorkommen gestatten nur in den günstigsten Fällen Detailaufnahmen kurzer Abschnitte, oder liegen gar nur als Einzelproben vor. Noch ungünstiger ist es bei den Faunen des höheren Namurs: sie treten nur in wenigen Horizonten einer schlecht aufgeschlossenen und durch Schichtlücken unterbrochenen Flachwasserfolge (Folge der Dult) auf.

1. Faunen der Unteren Sanzenkogelschichten

Die Zonierung der Unteren Sanzenkogelschichten (Siphonodella sulcata- bis Siphonodella crenulata-Zone) basiert auf Untersuchungen von NÖSSING (1974 a, b, 1975) im Typusprofil der 220 cm mächtigen Unteren Sanzenkogelschichten. Die Faunen wurden bei NÖSSING (1975) beschrieben. Die dieser Arbeit (Tab. 1) zu

entnehmenden Reichweiten der Conodonten sind wegen einer fehlerhaften Drucklegung der Tabelle irreführend! Aufgrund der noch vorhandenen Druckvorlage zu dieser Tabelle und NÖSSING (1974 b) wird nun die Verbreitung dieser Formen richtiggestellt (Tab. 1).

Der Erhaltungszustand der Conodonten ist nach NÖSSING (1974 : 84) meist schlecht. Bis zur unteren *Pseudopolygnathus triangulus triangulus*-Zone entfallen auf ca. 2 kg aufgelöstes Gestein nur 2 bis 3 bestimmbare Formen. Ab der oberen *Pseudopolygnathus triangulus triangulus*-Zone ist die Conodontenführung jedoch bedeutend günstiger.

Die Angaben über die Verbreitung der einzelnen Conodontenzonen der Unteren Sanzenkogelschichten sind folgenden Arbeiten entnommen:
Typusprofil, Sanzenkogel: NÖSSING (1974 a, b, 1975).
Forstkogel: SURENIAN in Vorb.
Eichkogel/Rein: NÖSSING (1974 b), NÖSSING in NÖSSING et al. (1977).

Siphonodella sulcata-Zone

S y n. : *Gnathodus kockeli-dentilineata*-Zone VOGES (1959, 1960), *Siphonodella sulcata-Protognathodus kockeli*-Zone ZIEGLER (1969), *Protognathodus kockeli*-Zone MEISCHNER (1971).

D e f i n i t i o n : Lebenszeit von *Siphonodella sulcata.*

B e g l e i t f a u n a : *Polygnathus communis communis, P. communis?* sensu VOGES (1959), *P. purus subplanus, Protognathodus collinsoni, P. kockeli, P. kuehni, P. meischneri, Pseudopolygnathus dentilineatus, Spathognathodus stabilis.*

E i n s t u f u n g : Nach VOGES (1959, 1960) tiefster Teil der *Gattendorfia*-Stufe (cu I).

B e m e r k u n g e n : Entsprechend EBNER (1973 : 43) wird zur Bezeichnung dieser durch *Siphonodella sulcata* definierten Zone der Benennung *Siphonodella sulcata-Zone* der Vorzug gegeben.

V e r b r e i t u n g : Untere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 35 cm, vereinzelte Proben vom Eichkogel.

Pseudopolygnathus triangulus inaequalis-Zone

S y n. : *Siphonodella-triangula inaequalis*-Zone (VOGES, 1959).

D e f i n i t i o n : Lebensdauer von *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis.*

B e g l e i t f a u n a : *Polygnathus communis communis, P. communis?* sensu VOGES (1959), *P. inornatus, P. purus purus, P. purus subplanus, Pseudopolygnathus dentilineatus, P. vogesi, Siphonodella duplicata, Spathognathodus stabilis.*

E i n s t u f u n g : Nach VOGES (1959, 1960) mittlerer Anteil der *Gattendorfia*-Stufe (cu I).

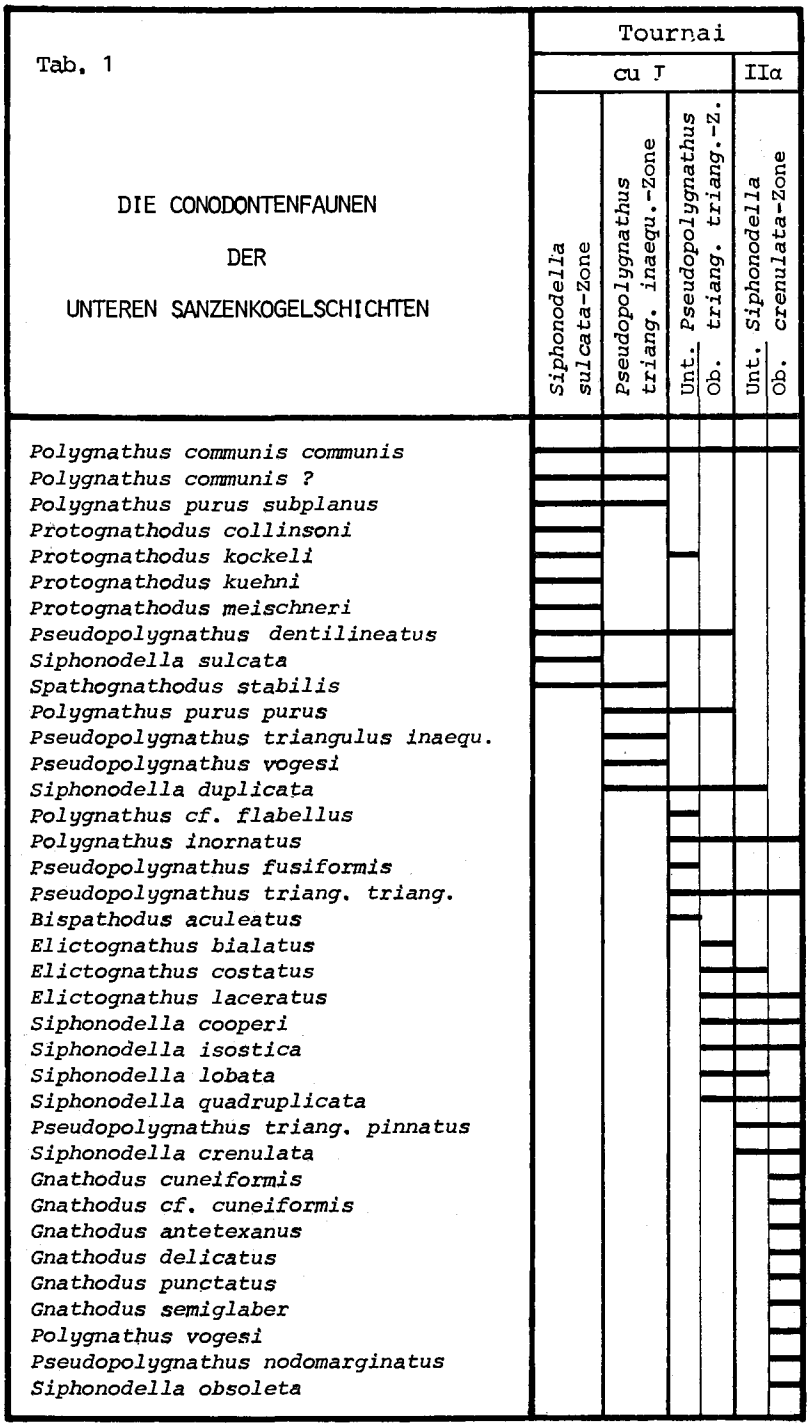
B e m e r k u g e n : Innerhalb dieser Zone sind die Pseudopolygnathiden das dominierende Faunenelement. Entsprechend MEISCHNER (1971 : 1175) wird daher diese Zone nur nach dem Zonenfossil benannt.

Tab. 1

DIE CONODONTENFAUNEN

DER

UNTEREN SANZENKOGELSCHICHTEN



Tab. 1. Die Conodontenfaunen der Unteren Sanzenkogelschichten im Karbon von Graz.

Verbreitung: Untere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 30 cm, vereinzelte Proben vom Forstkogel und Eichkogel.

Pseudopolygnathus triangulus triangulus-Zone

Syn.: *Siphonodella-triangula triangula*-Zone Voges (1959).

Definition: Zeit vom Erstauftreten von *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* bis zum Erstauftreten von *Siphonodella crenulata.*

Nach dem reichen Auftreten zahlreicher Siphonodellen im hangenden Teil dieser Zone unterscheidet Nössing (1974 b, 1975) eine untere und eine obere Fauna.

Begleitfauna (untere Fauna): *Bispathodus aculeatus, Polygnathus communis communis, P.* cf. *flabellus, P. inornatus, P. purus purus, Protognathodus kockeli, Pseudopolygnathus dentilineatus, P. fusiformis, Siphonodella duplicata.*

(obere Fauna): *Elictognathus bialatus, E. costatus, E. laceratus, Polygnathus communis communis, P. inornatus, P. purus purus, Pseudopolygnathus dentilineatus, Siphonodella cooperi, S. duplicata, S. isostica, S. lobata, S. quadruplicata.*

Einstufung: Nach Voges (1959, 1960) oberster Teil der *Gattendorfia*-Stufe (cu I).

Bemerkungen: Nössing (1975) gibt als Mächtigkeit dieser Zone 70 cm an. Nach der obigen Definition gehören jedoch auch die 40 cm mächtige obere Fauna zu dieser Zone, die Nössing (1974 b, 1975) aufgrund ihres Siphonodellenreichtums zur unteren *Siphonodella crenulata*-Zone zählt.

Verbreitung: Untere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 115 cm, vereinzelte Proben vom Forstkogel und Eichkogel.

Siphonodella crenulata-Zone

Definition: Zeit vom Erstauftreten von *Siphonodella crenulata* bis zum Erscheinen von *Scaliognathus anchoralis.*

Nach dem Erstauftreten der Gattung *Gnathodus* kann nach Meischner (1971 : 1175) diese Zone in eine untere und eine obere Zone unterteilt werden.

Begleitfauna (untere Fauna): *Elictognatus costatus, E. laceratus, Polygnathus communis communis, P. inornatus, Pseudopolygnathus dentilineatus, P. triangulus triangulus, P. triangulus pinnatus, Siphonodella cooperi, S. duplicata, S. isostica, S. lobata, S. quadruplicata.*

(obere Fauna): *Elictognathus laceratus, Gnathodus antetexanus, G. cuneiformis, G.* cf. *cuneiformis, G. delicatus, G. punctatus, G. semiglaber, Polygnathus communis communis, P. inornatus, P. vogesi, Pseudopolygnathus triangulus triangulus, P. triangulus pinnatus, P. nodomarginatus, Siphonodella cooperi, S. isostica, S. obsoleta, S. quadruplicata.*

Einstufung: Nach Voges (1959, 1960) tiefster Teil der *Pericyclus*-Stufe (cu IIα).

Verbreitung: Untere Sanzenkogelschichten; Typusprofil untere Fauna 20 cm, obere 85 cm, vereinzelte Proben vom Forstkogel.

2. Faunen der Oberen Sanzenkogelschichten

Die Abfolge der Faunen in den Oberen Sanzenkogelschichten (*Scaliognathus anchoralis*-Zone — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) wurde im ca. 22 m mächtigen Typusprofil (EBNER, 1978: Tab. 1) studiert.

Innerhalb dieses Profils treten in bezug auf Conodontenführung und Erhaltung große Unterschiede auf. Die Häufigkeit schwankt zwischen 0 und 30 bis 50 Exemplaren/1,5 kg. Auffallend ist die negative bis geringe Conodontenführung in kieselsäurehältigen Kalken. Neben gut erhaltenen Faunen treten auch stark korrodierte, zerbrochene und dorsierte Formen auf. Bemerkenswert ist das Auftreten überwiegend dünnwandiger, durchscheinender, meist kleinwüchsiger Formen in kieselsäurehältigen Kalken.

Die Angaben über die Verbreitung der einzelnen Zonen sind folgenden Arbeiten entnommen:
Typusprofil, Hartbauer: EBNER, 1978.
Sanzenkogel: FLÜGEL & ZIEGLER (1957), NÖSSING (1974 a, b, 1975).
Forstkogel: SURENIAN, in Vorb.
Eichkogel/Rein: NÖSSING (1974 b) und NÖSSING et al. (1977).
Gaisbergsattel, Gratwein/Au, Dultausgang: EBNER (1978).
Hahngraben, Pailgraben: EBNER (1976 a).
Hofgraben: EBNER (1976 b, 1977).

Scaliognathus anchoralis-Zone

D e f i n i t i o n : Lebensdauer von *Scaliognathus anchoralis*.

B e g l e i t f a u n a : *Gnathodus antetexanus, G. commutatus homopunctatus, G. cuneiformis, G.* cf. *cuneiformis, G. delicatus, G. punctatus, G. semiglaber, G. symmutatus symmutatus, G. texanus, G. typicus, Polygnathus communis communis, P. inornatus, P. orthoconstricta, Hindeodella ibergensis, H. segaformis, Pseudopolygnathus triangulus pinnatus, Siphonodella crenulata, S. quadruplicata.*

E i n s t u f u n g : Nach VOGES (1959, 1960) mittlerer Teil der *Pericyclus*-Stufe (cu IIβ/γ).

B e m e r k u n g e n : Mit zum Erkennen dieser Zone dient auch *Hindeodella segaformis,* die ebenfalls nur auf diese Zone beschränkt ist. Siphonodellen treten nur mehr vereinzelt auf, dominant sind Gnathodiden der Formengruppe *G. typicus-texanus-antetexanus.*

V e r b r e i t u n g : Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 130 cm, Sanzenkogel 147 cm. Vereinzelte Proben vom Forstkogel, Gaisbergsattel, Eichkogel, Dultausgang.

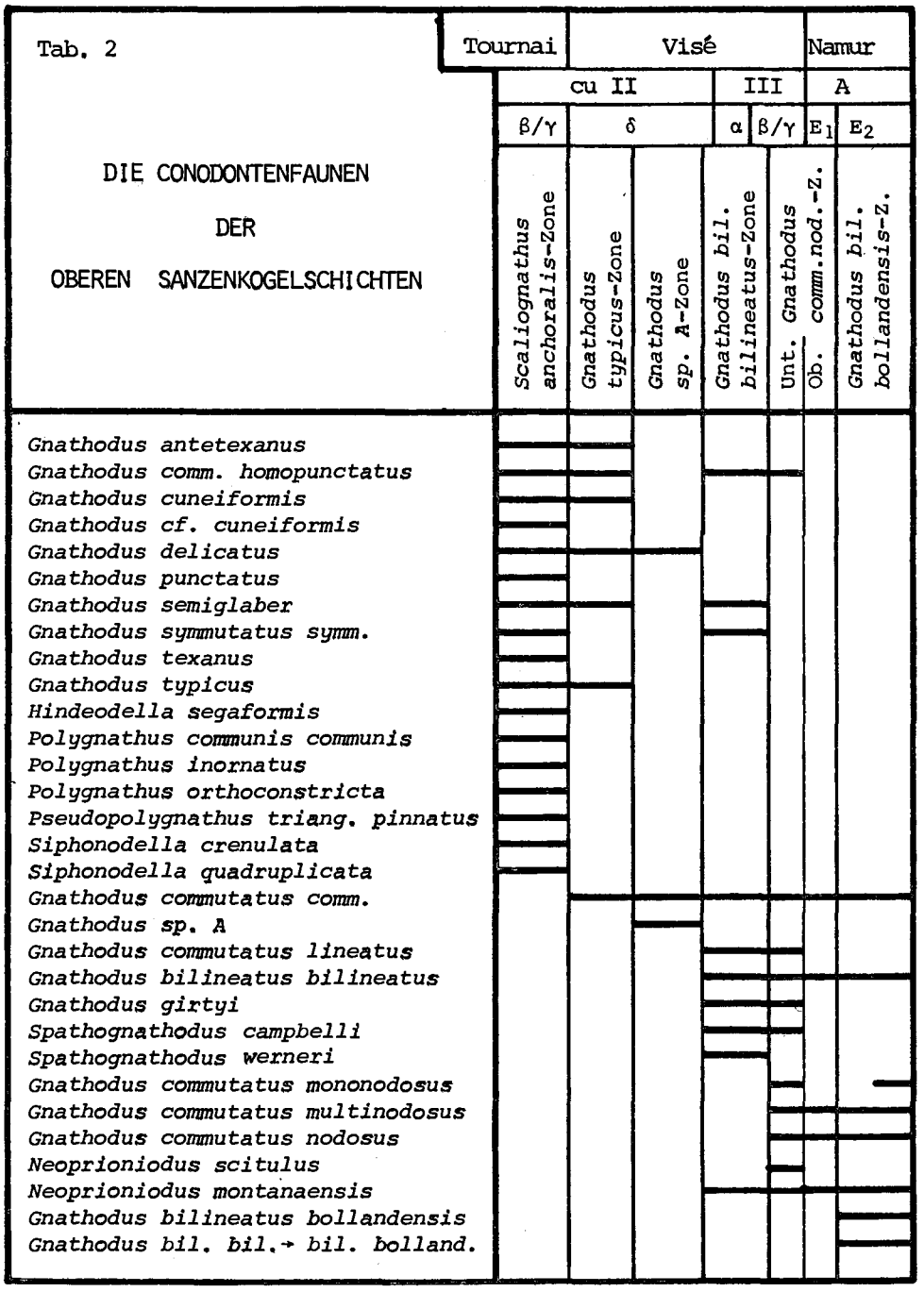
Gnathodus typicus-Zone

D e f i n i t i o n : Zeit des Auftretens von *Gnathodus typicus* ohne Vergesellschaftung mit *Scaliognathus anchoralis* oder *Gnathodus* sp. A.

B e g l e i t f a u n a : *Gnathodus antetexanus, G. commutatus homopunctatus, G. cuneiformis, G. delicatus, G. semiglaber.*

Tab. 2

DIE CONODONTENFAUNEN
DER
OBEREN SANZENKOGELSCHICHTEN



Tab. 2. Die Conodontenfaunen der Oberen Sanzenkogelschichten im Karbon von Graz.

Einstufung: Als *Gnathodus typicus*-Zone wird im Typusprofil der Oberen Sanzenkogelschichten der tiefere Teil des *Scaliognathus anchoralis — Gnathodus bilineatus*-Interregnums (cu IIδ nach VOGES, 1960) abgetrennt.

Bemerkungen: Auffallend in dieser Zone ist die Dominanz von Gnathodiden mit auffallend hoher und nur auf den Vorderteil des Innenrandes beschränkter Brüstung. Diese Formengruppe tritt in gleicher Ausbildung auch schon innerhalb der *Scaliognathus anchoralis*-Zone auf. Neben den Leitfossilien der *Scaliognathus anchoralis*-Zone fehlen in der *Gnathodus typicus*-Zone auch noch die Gattungen *Polygnathus* und *Pseudopolygnathus*.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 215 cm. Vereinzelte Proben vom Forstkogel, Sanzenkogel, Gaisbergsattel, Eichkogel.

Gnathodus sp. A-Zone

Definition: Lebenszeit von *Gnathodus* sp. A ohne Vergesellschaftung mit *Gnathodus bilineatus*.

Begleitfauna: *Gnathodus commutatus commutatus, G. delicatus.*

Einstufung: Dieser Abschnitt entspricht den hangenden Teilen des *Scaliognathus anchoralis- Gnathodus bilineatus* Interregnums (nach VOGES, 1960, cu IIδ).

Bemerkungen: Dieser Abschnitt stellt den an Arten wie auch Individuen ärmsten Abschnitt dar. NÖSSING (1974 b) ordnete Faunen dieses Abschnitts gemeinsam mit solchen der *Gnathodus typicus*-Zone dem *Scaliognathus anchoralis-Gnathodus bilineatus* Interregnum zu.

Da sich im Typusprofil eine Zweiteilung des Interregnums anbietet, wurde diese Untergliederung trotz mangelhafter und eventuell faziell restringierter Faunen vorgenommen. In lithologischer Hinsicht fällt das Einsetzen dieser Zone etwa mit der Hangendgrenze der Lydite in den lückenhaften do/cu-Abfolgen zusammen (EBNER, 1978).

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 400 cm. Vereinzelte Proben vom Gaisbergsattel und Eichkogel.

Gnathodus bilineatus bilineatus-Zone

Syn.: *Gnathodus bilineatus — delicatus* s. l. — Zone ADRICHEM BOOGART (1967), *Gnathodus commutatus commutatus*-Zone MARKS & WENSINK (1970).

Definition: Zeit vom Erstauftreten von *Gnathodus bilineatus bilineatus* bis zum Einsetzen von *Gnathodus commutatus nodosus.*

Begleitfauna: *Gnathodus commutatus commutatus, G. c. homopunctatus, G. c. lineatus, G. delicatus, G. girtyi, G. semiglaber, G. symmutatus symmutatus, Neoprioniodus montanaensis, Spathognathodus campbelli, Sp. werneri.*

Einstufung: Nach MEISCHNER (1971) oberste *Pericyclus*-Stufe — mittlere *Gonitites*-Stufe (cu IIδ — cu IIIβ).

Bemerkungen: Im Typusprofil stellen innerhalb dieser Zone einzelne Bänke das Maximum der Conodontenführung im Unterkarbon dar. Dominant sind die Gnathodiden.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 150 cm. Vereinzelte Proben vom Sanzenkogel, Hahngraben, Eichkogel.

Gnathodus commutatus nodosus-Zone

Syn.: *Paragnathodus nodosus*-Zone MEISCHNER (1971).
Definition: Verbreitung von *Gnathodus commutatus nodosus* ohne Vergesellschaftung mit *Gnathodus bilineatus bollandensis.*
Nach dem Auftreten von *Gnathodus commutatus mononodosus* kann eine untere Fauna abgetrennt werden.
Begleitfauna: (untere Fauna): *Gnathodus bilineatus bilineatus, G. commutatus c., G. c. homopunctatus, G. c. lineatus, G. c. multinodosus, G. girtyi, Neopriniodus montanaensis N. scitulus, Spathognathodus campbelli.*
(obere Fauna): *Gnathodus bilineatus bilineatus, G. commutatus commutatus, G. commutatus multinodosus, Neoprioniodus montanaensis.*
Bemerkungen: Gegenüber der *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone ist ein deutlicher Faunenrückgang bemerkbar. Besonders in der oberen *G. c. nodosus*-Zone ist die Faunenführung nur auf einzelne Bänke beschränkt. Spathognathodiden treten nur in den liegendsten 300 cm (untere *G. c. nodosus*-Zone) gemeinsam mit *Gnathodus c. mononodosus* auf. Die Abtrennung einer eigenen *Gnathodus c. mononodosus*-Zone an der Basis der *Gnathodus c. nodosus*-Zone wird nicht durchgeführt, da *Gnathodus c. mononodosus* in einigen Exemplaren auch in der *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone festgestellt wurde. Mit zum Erkennen der *Gnathodus c. nodosus*-Zone eignen sich auch die *nodosus*-verwandten Formen *Gnathodus c. mononodosus* und *G. c. multinodosus,* sofern sie nicht mit *Gnathodus bilineatus bollandensis* vergesellschaftet sind.
Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil untere Fauna 300 cm, obere Fauna 660 cm. Vereinzelte Proben vom Sanzenkogel, Hahngraben, Hofgraben, Gratwein/Au und Eichkogel.

Gnathodus bilineatus bollandensis-Zone

Syn.: *Gnathodus bilineatus schmidti*-Zone zon. nov. (MEISCHNER, 1971).
Definition: Lebensdauer von *Gnathodus bilineatus bollandensis.*
Begleitfauna: *Gnathodus bilineatus bilineatus, G. bil. bil.* → *bil. bollandensis, G. commutatus c., G. c. mononodosus, G. c. multinodosus, G. c. nodosus, Neoprioniodus montanaensis.*
Einstufung: Nach HIGGINS & BOUCKAERT (1968) E_2 und tiefes H_1.
Bemerkungen: Nach HIGGINS & BOUCKAERT (1968) und MEISCHNER (1971) erfolgt in der Zusammensetzung der Conodontenfaunen etwa mit dem Beginn der *Homoceras*-Stufe ein einschneidender Wechsel. Zeigen die Faunen der *Eumorphoceras*-Stufe mit den Formengruppen von *Gnathodus commutatus* und *Gnathodus bilineatus* gegenüber dem höchsten Visé noch unveränderte Faunen, so können ab der *Homoceras*-Stufe die Faunen mit der Gattung *Declinognathodus* und ab der *Reticuloceras*-Stufe mit *Idiognathoides* als typisch „namurisch" bezeichnet werden. Die einzige Form, mit deren Hilfe zur Zeit in einer pelagischen Fazies die Abgrenzung sicher oberkarboner Anteile der *Gnathodus*

commutatus/Gnathodus bilineatus Faunenvergesellschaftung von viséischen Anteilen dieser Fauna möglich erscheint, ist *Gnathodus bilineatus bollandensis*. Eine dieser Unterart entsprechende Form dürfte auch *Gnathodus bilineatus schmidti* nom. nud. (MEISCHNER, 1971) (siehe Diskussionsbeitrag MEISCHNER in BOUCKAERT & HIGGINS, 1970) darstellen, die im deutschen Karbon im E_2 festgestellt wurde. Nach HIGGINS & BOUCKAERT besitzt diese Form jedoch eine etwas größere Reichweite. Sie reicht vom E_2b_2 bis in die *Homoceras beyrichianum*-Zone, die conodontenmäßig in eine obere und untere Fauna gegliedert wird. Die typischen Elemente der unteren Fauna stellen *Gnathodus bilineatus bilineatus* und *Gnathodus bilineatus bollandensis*, die der oberen *Declinognathodus noduliferus* und *Idiognathoides minuta* dar. Wichtig für den Vergleich mit dem Grazer Oberkarbon ist, daß in der unteren Fauna die Formengruppe von *Gnathodus commutatus* nicht mehr auftritt. Ein eventuell früheres Einsetzen von *Gnathodus bilineatus bollandensis* ist bei GROESSENS in BLESS et al. (1976): Beil. 2 angedeutet, wo *Gnathodus bilineatus bollandensis* bis an die cu/co-Grenze herabgezogen ist. Im Textteil wird dazu aber keine Stellung genommen. Dazu ist zu bemerken, daß die bei GROESSENS gezeichnete Form noch eine relativ starke Skulpturierung aufweist, während sich die Formen von MEISCHNER (1971) und HIGGINS & BOUCKAERT (1968) durch eine fehlende Beknotung der Plattformaußenseite auszeichnen. Der zeitliche Umfang der *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone wird daher nach HIGGINS & BOUCKAERT (1968) und MEISCHNER (1971) mit dem E_2 und Teilen des H_1 angenommen. Im Grazer Karbon dürfte von dieser Zone nur das E_2 vorhanden sein, da *Gnathodus bilineatus bollandensis* in nicht aufgearbeiteten Faunen stets noch mit Elementen der Formengruppe *Gnathodus commutatus* vergesellschaftet ist.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; Typusprofil 300 cm, weiters ein isoliertes Vorkommen im Pailgraben.

3. Bemerkungen zur Faunenabfolge in den Sanzenkogelschichten

Die Abfolge der aus den Sanzenkogelschichten bekannten Faunen entspricht etwa der Abfolge im deutschen Karbon (BISCHOFF, 1957; VOGES, 1959, 1960; MEISCHNER, 1971).

Von der Gliederung des britischen Unterkarbons (RHODES et al., 1969; RHODES & AUSTIN, 1971) weicht die Zonierung im Tournai durch das Fehlen der Formengruppe *Patrognathus-Spathognathodus* ab, von der amerikanischen (COLLINSON et al., 1971) durch das bis zur oberen *Pseudopolygnathus triangulus triangulus*-Zone seltene Auftreten von Siphonodellen.

Ein immer noch offenes Problem ist die Beziehung der *Siphonodella crenulata*-Zone zur *Scaliognathus anchoralis*-Zone. In Belgien schiebt sich in diesem Zeitraum zwischen den Zones á *Siphonodella* und die *Scaliognathus anchoralis*-Zone eine weitere, durch *Polygnathus communis carina* definierte Zone ein, die durch das Auftreten von *Spathognathodus bultyncki* und *Dollymae bouckaerti* in weitere Subzonen untergliedert wird (GROESSENS, 1971; GROESSENS, CONIL & LEES, 1973; CONIL, GROESSENS & LYS, 1973; GROESSENS, 1974). Diese Zone fehlt in

der Gliederung des deutschen wie auch des Grazer Karbons. Auf eventuell fehlende Zonen innerhalb dieses Bereiches in der deutschen Gliederung, die sich auf Probenmaterial aus einer Alaunschiefer-Lydit-Folge stützt und naturgemäß Faunenlücken beinhalten kann, verwies bereits RHODES, AUSTIN & DRUCE (1969) und AUSTIN (1974).

Im Grazer Karbon muß das Fehlen dieser Zone durchaus nicht mit einer Schichtlücke erklärt werden:

1. Hangend der oberen *Siphonodella crenulata*-Zone befindet sich an der Basis der Oberen Sanzenkogelschichten ein geringmächtiger Lydit-Phosphorit-Horizont, der in Kalklinsen eine Fauna der *Scaliognathus anchoralis*-Zone führt und auch von Kalken dieser Zone überlagert wird. Es wäre bei den im Grazer Karbon herrschenden geringen Zonenmächtigkeiten durchaus möglich, daß die *Polygnathus communis carina*-Zone in den tieferen Teilen des Lydit-Phorphorit-Horizontes zu suchen ist.
2. Bereits öfters wurde eine Faziesabhängigkeit der Siphonodellen festgestellt. Nach MEISCHNER (1971 : 1171) werden die in Beckensedimenten häufigen Siphonodellen in Schwellengebieten durch sonst seltene Polygnathiden ersetzt. In diesem Zusammenhang fällt auf, daß in Belgien ab dem Beginn der *Polygnathus communis carina*-Zone die Gattung *Siphonodella* fehlt, die in Graz bis einschließlich der *Scaliognathus anchoralis*-Zone vorkommt. Dies ist auch die Hauptdifferenz zwischen der oberen *Siphonodella cooperi-Polygnathus communis*-Zone des Kantabrischen Gebirges, die nach HIGGINS (1974) mit den sonst ähnlich zusammengesetzten Faunen der *Polygnathus communis carina*-Zone Belgiens vergleichbar ist. Dadurch könnte die Existenz der zur Debatte stehenden Zone auch faziell bedingt sein, zumal auch die Gattung *Dollymae* im Tournai ein relativ seltenes (? faziell bedingtes) Vorkommen besitzt (DRUCE, 1973).

Die *Scaliognathus anchoralis*-Zone wird in der vorliegenden Gliederung zur Gänze ins höchste Tournai gestellt. Ausschlaggebend dafür ist die Lage der Tournai/Visé-Grenze in Belgien zwischen den Calcaire de Leffe (Tn3c sup.) und den Marbe de Dinant (V1a) (CONIL et al., 1967, CONIL & GROESSENS, 1975), sowie mikropaläontologische Detailuntersuchungen der Typuslokalitäten, die eine Beschränkung der *Scaliognathus anchoralis*-Zone auf das höchste Tournai erbrachten(CONIL, GROESSENS & LYS, 1973, CONIL, GROESSENS & LEES, 1973, CONIL & GROESSENS, 1975).

Die Schwierigkeiten der Gliederung der Anteile zwischen *Scaliognathus anchoralis*-Zone und *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone tritt auch im Grazer Karbon auf. VOGES (1960) bezeichnet diesen Abschnitt als *Scaliognathus anchoralis-G. bilineatus* Interregnum, während bei MARKS & WENSINK (1970) dieser Abschnitt nach dem Erlöschen der charakteristischen und reichen Faunen der *Scaliognathus anchoralis*-Zone als „partial range zone" nach *Gnathodus typicus* bezeichnet wird. Im Grazer Karbon tritt nun aber nicht im gesamten bis zur *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone verbleibenden Bereich *Gnathodus typicus* auf. *Gnathodus typicus* erlischt 400 cm unter dem Erstauftreten von *Gnathodus bilineatus bilineatus*. Der verbleibende Bereich stellt den an Conodonten ärmsten

Abschnitt der Sanzenkogelschichten dar. Es kommen nur wenige, meist kleinwüchsige und durchscheinend gebaute Gnathodiden vor, wobei *Gnathodus* sp. A die charakteristische Form darstellt. Dadurch zwingt sich trotz der Faunenarmut eine nach *Gnathodus typicus* und *Gnathodus sp.* A benannte Zweigliederung des *Scaliognathus anchoralis-Gnathodus bilineatus* Interregnums auf. Unbeantwortet bleibt, ob *Gnathodus typicus* früher als üblich aussetzt, oder *Gnathodus bilineatus bilineatus* später einsetzt. Möglicherweise ist die Existenz der *Gnathodus* sp. A-Zone faziell bedingt und von keiner überregionalen Bedeutung. In mehreren Profilen des Grazer Raumes treten in diesem Bereich über den Lyditen stark kieselig beeinflußte Karbonate auf, aus denen eine Probenmenge von ca. 1,5 kg maximal 5 zartgebaute Conodonten lieferte. Der Großteil der kieseligen Leichtfraktion besteht aus nicht näher bestimmbaren agglutinierten Foraminiferen und Ostracoden. Das Aufhören der Verkieselungen fällt etwa mit dem Beginn der *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone zusammen. Ab hier ist die Conodontenführung wieder als gut zu bezeichnen und erreicht innerhalb dieser Zone ihr Maximum.

Faunistisch läßt sich in der *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone ein unterer und oberer Abschnitt abtrennen. *Gnathodus commutatus homopunctatus, G. c. mononodosus* und *Spathognathodus campbelli* sind auf den 300 cm mächtigen tieferen Abschnitt beschränkt, der sich auch durch seine bessere Faunenführung (ca. 25 Exempl./1,5 kg) von der oberen Fauna unterscheidet. Mit *Gnathodus c. mononodosus* an der Basis der *Gnathodus c. nodosus*-Zone ergibt sich eine Vergleichsmöglichkeit mit der *Gnathodus c. mononodosus*-Zone im cu III β des Britischen Unterkarbons (RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969). Nach HIGGINS (1974) tritt *Gnathodus c. mononodosus* im Kantabrischen Gebirge jedoch auch innerhalb Goniatiten-führender Schichten (BUDINGER & KULLMANN, 1964) der *granosus*-Zone (cu III γ) auf. Eine Benennung dieses Abschnittes nach *Gnathodus c. mononodosus* wird im Grazer Karbon nicht durchgeführt, da diese Form innerhalb der *Gnathodus c. nodosus*-Zone zwar auf die liegendsten Anteile beschränkt ist, jedoch innerhalb der *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone (E_2) abermals auftritt. Die relativ geringe Faunenführung zwischen beiden *mononodosus*-Horizonten läßt über die Eigenständigkeit der Formen aus dem E_2 keine Entscheidung zu.

Vorbehaltlich einer Einstufung der unteren *Gnathodus c. nodosus*-Zone ins cu III β/γ ist die Visé/Namur-Grenze innerhalb der oberen *Gnathodus c. nodosus*-Zone zu suchen. Eine weitere Einengung des Grenzbereiches ist nach den vorliegenden Faunen und dem derzeitigen Kenntnisstand der Conodontenchronologie nicht möglich (vgl. AUSTIN, 1974 : 8).

4. Faunen der Kalke der Dult

Innerhalb der Folge der Dult (Namur B — ? Westfal) erschweren schlechte Aufschlußverhältnisse und spärliche Conodontenfaunen, die nur auf wenige Niveaus dieser teilweise lückenhaften Flachwasserentwicklung (EBNER, 1975, 1976 a, 1977, 1978) beschränkt sind, eine vertikale Abgrenzung der einzelnen Conodontenfaunen. Die erkannten Faunenassoziationen werden, da über die

Reichweite der einzelnen Formen zuwenig Aussagen gemacht werden können, nicht im Sinne von Zonen gebraucht.

Die Grenze zu den darunterliegenden Sanzenkogelschichten stellt eine Erosionslücke dar, die zeitlich die *Homoceras*-Stufe umfaßt (EBNER, 1976 a, 1978).

Declinognathodus-Idiognathoides-Fauna

Sämtliche aus den Kalken der Dult isolierten Conodontenfaunen weisen in ihrem gattungsmäßigen Bestand gleiche Zusammensetzung auf, wobei durch das Auftreten der Gattungen *Declinognathodus, Idiognathoides* und *Streptognathodus* gegenüber den Faunen aus den Oberen Sanzenkogelschichten mit Dominanz von *Gnathodus* ein einschneidender Faunenunterschied gegeben ist.

Aufgrund des Auftretens von *Declinognathodus noduliferus* kann eine untere und eine obere Fauna unterschieden werden (Tab. 3).

Untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna

D e f i n i t i o n : Zeit des gemeinsamen Auftretens von *Declinognathodus noduliferus* mit der Gattung *Idiognathoides.*

B e g l e i t f a u n a : *Declinognathodus lateralis, Gnathodus glaber, Idiognathoides convexus, I. corrugatus, I. opimus, I. sinuatus, Streptognathodus sp.*

E i n s t u f u n g : *Declinognathodus noduliferus* stellt eine im oberen Namur weltweit auftretende Form dar, die immer wieder zu Abgrenzungen von Zonen herangezogen wird. Ihr erstes Auftreten wurde in Europa innerhalb der *Homoceras*-Stufe festgestellt (HIGGINS & BOUCKAERT, 1968, BOUCKAERT & HIGGINS, 1970, MEISCHNER, 1971, AUSTIN, 1972). Über ihre Lebensdauer bestehen, besonders im Vergleich mit nordamerikanischen (LANE et al., 1971, 1972, DUNN, 1970 b) und japanischen Vorkommen (KOIKE 1967) Unklarheiten, die einerseits durch erschwerte und unsichere Korrelationen der einzelnen meist nicht Cephalopoden-führenden Vorkommen untereinander, andererseits durch unterschiedliche taxionomische Abgrenzungen dieser Art hervorgerufen werden.

Aus Nordamerika wurde *Declinognathodus noduliferus* aus verschiedensten Formations des Morrowans gemeldet, die mit den Goniatiten-Zonen R_1—G_2 Europas parallelisiert wurden (LANE et al., 1971, 1972, DUNN, 1970 b). Auch in Japan (KOIKE, 1967) wurde *Declinognathodus noduliferus* in diesem Zeitraum erkannt.

Die hier vorgenommene zeitliche Einstufung der unteren *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna folgt den Erkenntnissen von HIGGINS & BOUCKAERT (1968) aus Cephalopoden-führenden Vorkommen des belgischen Oberkarbons. Hier tritt *Declinognathodus noduliferus* letztmals im R_2a_2 auf, während in Irland (AUSTIN, 1972) diese Form nur bis ins R_1 festgestellt wird. [1]) Daraus ergibt sich für *Declinognathodus noduliferus* in Europa eine gesicherte Lebensdauer vom H_1 bis ins R_2a_2.

---

[1]) Bei MEISCHNER (1971): Fig. 2, 3 tritt *Gnathodus tricarinatus deflectens* nom. nud., eine Form, die zumindest in der *Homoceras-* und *Reticuloceras*-Stufe teilweise in Synonymie mit *Declinognathodus noduliferus* gestellt werden kann, auch noch im G_1 auf. Auf Grund einer fehlenden Beschreibung und mangelnder Abbildungen, besonders für die Formen des G_1 kann diese Angabe nicht überprüft werden.

Innerhalb dieses Zeitraumes erfolgt im tieferen R_1 ein einschneidender Faunenschnitt. Zur Gattung *Declinognathodus* tritt nun die artenreiche Gattung *Idiognathoides* dazu, die ab nun bis ins tiefe Westfal die dominierende Gattung darstellt.

Die untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna des Grazer Karbons entspricht dem Überschneidungsbereich von *Declinognathodus noduliferus* mit der Gattung *Idiognathoides* und kann daher in das Namur B gestellt werden. Von einer Benennung dieses Abschnitts mit *Declinognathodus noduliferus*-Zone wird Abstand genommen, da aufgrund der zwischen Oberen Sanzenkogelschichten und Folge der Dult auftretenden Schichtlücke im Grazer Oberkarbon nicht der gesamte bekannte Lebensbereich von *Declinognathodus noduliferus* vorhanden ist.

Verbreitung: Folge der Dult (Basiskalke); Hartboden, Steinberg, NNE Dult, Hahngraben, Höchkogel, Hofgraben, Gratwein/Au, Eichkogel.

Tab. 3

DIE CONODONTENFAUNEN
DER KALKE DER DULT

Obere Fauna: Hangendkalk
Untere Fauna: Basiskalk

	Namur B	Namur C	Westfal A	
	Unt. *Declinognath.* - *Idiognathoides* Fauna		Ob. Fauna	
Declinognathodus noduliferus				
Gnathodus glaber				
Declinognathodus lateralis				
Idiognathoides convexus				
Idiognathoides corrugatus				
Idiognathoides opimus				
Idiognathoides sinuatus				
Streptognathodus sp.				

Tab. 3. Die Conodontenfaunen der Kalke der Dult im Karbon von Graz.

Obere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna

Definition: Zeit des Auftretens der Gattung *Idiognathoides* ohne Vergesellschaftung mit *Declinognathodus noduliferus.*

Charakteristische Fauna: *Declinognathodus lateralis, Idiognathoides convexus, I. corrugatus, I. opimus, I. sinuatus, Streptognathodus* sp.

Einstufung: In ihrer Zusammensetzung unterscheidet sich diese Fauna von der unteren *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna durch das Fehlen von *Declinognathodus noduliferus* und *Gnathodus glaber*. Daraus und aus der in den Profilen erkannten höheren Lage dieser Fundpunkte (Hangendkalke) wird eine zeitliche Einstufung dieser Fauna über dem Lebensbereich von *Declinognathodus noduliferus* in Erwägung gezogen. Aus Europa wird eine derartige Fauna von HIGGINS & BOUCKAERT (1968) aus dem G_2 Belgiens beschrieben. Die in Übersee mit dem Westfal parallelisierten Vorkommen (LANE et al., 1971, 1972, KOIKE, 1967) zeichnen sich in ihrer Faunenzusammensetzung durch die Dominanz der Gattungen *Idiognathodus* und *Streptognathodus* aus. Die obere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna wird daher mit Namur C — ? Westfal A eingestuft.

Verbreitung: Folge der Dult (Hangendkalke); NNE Kloster Dult, Schraußberg.

5. Conodontenmischfaunen im Karbon von Graz

Conodontenmischfaunen treten im Karbon von Graz in zwei Niveaus auf.

1. Örtlich ist zwischen den oberdevonen Steinbergkalken und den Oberen Sanzenkogelschichten eine Schichtlücke mit maximalem stratigraphischen Umfang vom do II/III — cu II/III ausgebildet. An der Basis der Oberen Sanzenkogelschichten sind dann örtlich Mischfaunen vorhanden, die als Faunenkomponenten ausschließlich Formen der direkten Oberdevon-Unterlage und des transgredierenden Karbons enthalten (KODSI, 1967; EBNER 1976 a). Örtlich finden sich diese Mischfaunen auch als Füllungen in einem Paläokarst. Eine ausführliche Darstellung dieser Mischfaunen und ihrer Genese findet sich in EBNER (1978).
2. In den Basiskalken der Folge der Dult treten Mischfaunen des Oberdevon, Visé, Namur A und B auf (EBNER, 1975, 1976 a, 1978). Die in diesen Mischfaunen angereicherten Faunenelemente entsprechen dabei dem Tiefgang eines subaerischen Erosionsreliefs, das zeitlich zwischen dem Top der Sanzenkogelschichten (E_2) und den Basiskalken der Folge der Dult ($R_{1,2}$) zu liegen kommt.

II. Paläontologischer Teil

Die Behandlung der in diesem Abschnitt angeführten Conodonten ist ungleichwertig. Aus den Unteren Sanzenkogelschichten (*Siphonodella sulcata-* bis *Siphonodella crenulata*-Zone) werden nur die Zonenfossilien angeführt. Beschreibungen und Abbildungen dieser Formen finden sich bei NÖSSING (1975). Die Leitformen der unterkarbonen Anteile der Oberen Sanzenkogelschichten (*Scaliognathus anchoralis-* bis *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone) sind meist ohne weitere Beschreibungen und Bemerkungen angeführt und abgebildet. Es sei bei diesen Arten auf die Darstellungen von FLÜGEL & ZIEGLER (1957) und NÖSSING (1975) verwiesen.

Der Schwerpunkt liegt auf der Darstellung der Faunen des Oberkarbons. Dabei wird aus den oberkarbonen Anteilen der Oberen Sanzenkogelschichten die Gesamtfauna abgebildet, ausführlicher behandelt aber nur jene Formen, die bisher aus dem Ostalpenbereich nicht bekannt waren. Eingehendst wird die Gesamtfauna aus den Kalken der Dult (Namur B — ? Westfal A) beschrieben, da es sich dabei um die ersten Conodontenfaunen dieses Zeitraums aus den Ostalpen handelt.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich an der Abt. f. Geol. Paläont. & Bergbau am Landesmuseum Joanneum (Inv. Nr. 62.293—62.308) und dem Geol. Inst. Univ. Graz (Material NÖSSING, UGP-Nr. 2436).

Die Stereoscanaufnahmen wurden von Frl. A. SCHERR am Zentrum für Elektronenmikroskopie, Graz (Vorstand: Hofrat Dr. F. GRASENICK) angefertigt.

Genus *Declinognathodus* DUNN, 1966

Die Synonymielisten [1]) der Arten dieser Gattung zeigen die unterschiedliche Auffassung einzelner Autoren über ihre gattungsmäßige Zugehörigkeit. In der vorliegenden Arbeit wird die Ansicht von DUNN (1966) und KLAPPER et al. (1975) vertreten, daß eine zum Außenrand hin gebogene Carina ein gattungsspezifisches Merkmal darstellt. KOIKE (1967), HIGGINS & BOUCKAERT (1968) und MEISCHNER (1971) weiten dagegen den Umfang der Gattung *Gnathodus* PANDER dahingehend aus, daß dort auch Formen mit einer seitlich gebogenen Carina enthalten sind. ELLISON (1972 : 137) stellt dagegen *Declinognathodus* DUNN in Synonymie mit der Gattung *Cavusgnathus* HARRIS & HOLLINGSWORTH, wo Formen vereint werden, deren Blatt die Plattform in seitlicher Position trifft und die Plattform durch einen medianen Trog der Länge nach durchzogen wird, unter dem an der Aboralseite das Zentrum der Basalgrube liegt.

Abb. 1 skizziert die in der vorliegenden Arbeit vertretene Auffassung über den gattungsspezifischen Ansatz des Blattes und die Ausbildung einer Carina.

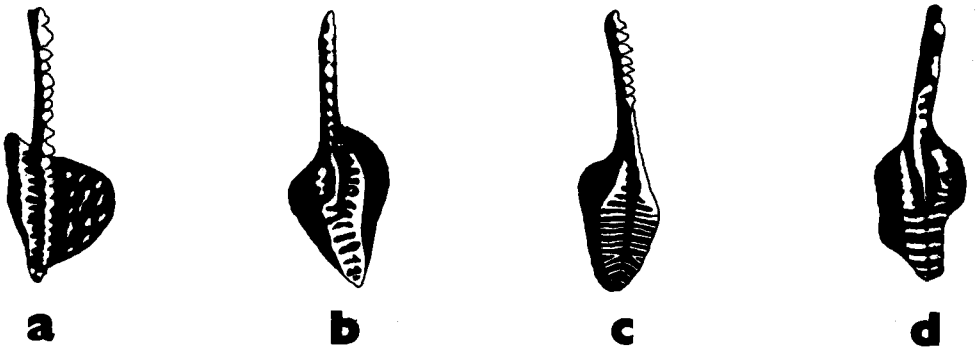


Abb. 1. Der gattungsspezifische Ansatz des Blattes und Ausbildung einer Carina bei den Gattungen a) *Gnathodus*, b) *Declinognathodus*, c) *Idiognathoides* und d) *Streptognathodus*.

[1]) In den Synonymielisten sind bei der Gattung *Declinognathodus* mit Ausnahme des Holotyps nur Zitate angeführt, die im Catalogue of Conodonts, Vol. II (KLAPPER et al., 1975) nicht enthalten sind.

Gnathodus PANDER (Abb. 1 a): Die Carina ist als gerade Fortsetzung des Blattes bis zum Hinterende des Gewölbes ausgebildet.

Declinognathodus DUNN (Abb. 1 b): Das Blatt trifft etwa in medianer Position auf die Plattform. Carina vorhanden, die zum Außenrand der Plattform schwenkt.

Idiognathoides HARRIS & HOLLINGSWORTH (Abb. 1 c): Das Blatt trifft in medianer Position die Plattform und leitet in einem Bogen in den Plattformaußenrand über. Carina ist keine vorhanden.

Streptognathodus STAUFFER & PLUMMER (Abb. 1 d): Das Blatt trifft in der Mitte auf die eingetrogte Plattform und setzt sich ein Stück lang als Carina in der Mitte der Plattform fort.

Declinognathodus noduliferus (ELLISON & GRAVES, 1941)

Taf. 4, Fig. 1—11

p * 1941 *Cavusgnathus noduliferus* n. sp. — ELLISON & GRAVES, 4—5, pl. 3, fig. 4 (non fig. 4 (non fig. 5 = *Declinognathodus lateralis*).
1968 *Gnathodus japonicus* (IGO & KOIKE) — HIGGINS & BOUCKAERT, 35—36, Taf. 4, Fig. 1, 2, 4.
1970 *Idiognathoides noduliferus* (ELLISON & GRAVES) — STRAKA & LANE, fig. A 1—3; C 1, 2, 3; B 1—4; D 1—3; E 1—4.
1971 *Declinognathodus noduliferus* (ELLISON & GRAVES) — DUNN, fig. 1 F.
? 1971 *Gnathodus tricarinatus deflectens* nom. nud. — MEISCHNER, Fig. 2, 3.
1972 *Idiognathoides noduliferus* (ELLISON & GRAVES) — AUSTIN, pl. 1, fig. 1, 11, 21, 29, 38, 49.
1974 *Idiognathoides noduliferus* (ELLISON & GRAVES) — LANE & STRAKA, 85—87, fig. 35 : 1—15, fig. 41 : 15—17.
1975 *Declinognathodus noduliferus* (ELLISON & GRAVES) — KLAPPER et al., 63—65, *Neognathodus* pl. 1, fig. 1 (cum syn.).

M a t e r i a l : 19 Exemplare (10 Linksformen, 9 Rechtsformen).

B e s c h r e i b u n g : Das freie Blatt trifft in medianer Position die asymmetrische, lanzettförmige Plattform. Die beknotete Carina biegt nach links oder rechts zum Außenrand der Plattform (Symmetrieklasse II, LANE, 1968) und erreicht diesen noch im ersten Drittel. Die Plattform wird in ihrer gesamten Länge von einem tiefen medianen Trog durchzogen. Vor der Verbindungsstelle Carina/Plattformaußenrand befindet sich das typische Artmerkmal: 1—3 Knoten, die meist isoliert (Taf. 4, Fig. 5) stehen, oder aber auch zu einer länglichen beknoteten Leiste verschmolzen sein können (Taf. 4, Fig. 9). Es überwiegen Formen mit isoliert stehenden runden Knötchen. Die Plattformoberfläche ist bis zur Verbindungsstelle Carina/Außenrand beiderseits des Mediantroges mit Knoten ornamentiert, dahinter treten bevorzugt durchgehende Querrippen auf. Das freie Blatt setzt sich aus seitlich zusammengepreßten, spitzen Zähnchen zusammen und ist etwa gleichlang wie die Plattform. An der Ansatzstelle des Blattes weist der Conodont einen deutlichen Knick auf, der durch Abwinkelung der Plattform nach unten hervorgerufen wird. Die gesamte Aboralseite der Plattform wird von einer asymmetrischen, nach hinten spitz zulaufenden Basalhöhle eingenommen, die sich an der Aboralseite des freien Blattes als Furche fortsetzt. Bei den

nachfolgenden Beschreibungen wird dieser Basalhöhlentyp als „gnathoid" bezeichnet.

Beziehungen: Die Unterscheidungsmerkmale zu *D. lateralis* werden bei dieser Form angeführt.

STRAKA & LANE (1970) und LANE & STRAKA (1974) leiten *Idiognathoides noduliferus* von *Gnathodus girtyi simplex* ab und begründen die Zugehörigkeit von *Idiognathoides noduliferus* zur Gattung *Idiognathoides* dadurch, daß *I. noduliferus* und *I. sulcatus* (= *I. opimus*) einem „intergradational morphologic transition" angehören. DUNN (1970 a, 1971) leitet *D. noduliferus* ebenfalls von *Gnathodus girtyi simplex* ab, die Gattung *Idiognathoides* jedoch von *Gnathodus glaber*. Dadurch stellen beide Gattungen zwei phylogenetisch getrennte Entwicklungszweige dar. Zur Klärung dieser Frage kann von Seiten der Grazer Faunen kein Beitrag erwartet werden, da der Zeitpunkt des Erstauftretens und Abspaltens der Gattung *Declinognathodus* von *Gnathodus* in den Bereich einer Schichtlücke fällt.

Bemerkungen: Das vorliegende Material zeigt eine große Variabilität in der Ausbildung des vorderen Plattformaußenrandes. Es können hier sowohl ein einziges, zwei oder mehrere (meist drei) isoliert stehende oder zu einem Parapet verschmolzene Knötchen auftreten. Da die Übergänge dieser Formen fließend sind und auch im Profil kein bestimmter Trend zu beobachten ist, werden sie zu einer Art zusammengefaßt. Das nomenklatorische Durcheinander bei *D. noduliferus* beruht nicht zuletzt darauf, daß zahlreiche Autoren diese Variationen als artspezifisch ansahen.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk); untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: L/17, 83, 108, 110, 149, 128, 334, 336, 357, 476.

Declinognathodus lateralis (HIGGINS & BOUCKAERT, 1968)

Taf. 4, Fig. 12—15

* 1968 *Streptognathodus lateralis* sp. nov. — HIGGINS & BOUCKAERT, 45—46, pl. 5, fig. 1—4, text-fig. 6 d—f.
1970 b *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT) — DUNN, fig. 4.
1971 *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT) — DUNN, fig. 1—G.
? 1971 *Gnathodus tricarinatus asymmetricus* nom. nud. — MEISCHNER, Fig. 2, 3.
1972 *Streptognathodus lateralis* HIGGINS & BOUCKAERT — AUSTIN, pl. 1, fig. 7, 16, 25, 33, 43, 55, pl. 2, fig. 22, 23, 24, 31, 32, 34.
1975 *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT) — KLAPPER et al., 61—62, *Neognathodus*-pl. 1, fig. 8 a, b.

Material: 10 Exemplare (4 Rechtsformen, 6 Linksformen).

Beschreibung: Das Blatt trifft in der Mitte auf die lanzettförmige an ihrem hinteren Ende manchmal leicht einwärts gebogene Plattform. Die Carina biegt nach links oder rechts (Symmetrieklasse II, LANE, 1968) zum Außenrand und verbindet sich mit diesem an der hinteren Plattform durch Querrippen. Die Plattform wird in ihrer gesamten Länge von einem medianen Trog durchzogen, der am Vorderende der Plattform am tiefsten ist. Ab dem Verbindungspunkt Carina/Plattformaußenrand wird die Plattformoberfläche von scharfkantigen, durchgehenden Querrippen eingenommen. Vor der Verbindungsstelle wird der

Plattformaußenrand durch Knoten gebildet, die von der Carina durch eine seichte Einmuldung getrennt sind. Das freie Blatt ist etwa gleichlang oder wenig länger als die Plattform. Es setzt sich aus seitlich zusammengepreßten, spitzen Zähnchen zusammen, deren Höhe mit Annäherung an die Plattform abnimmt. Die Basalgrube ist gnathoid.

Beziehungen: Ähnlichkeiten ergeben sich zu *D. noduliferus*. *D. lateralis* besitzt jedoch einen breit-ovaleren Gesamtumriß der Plattform und als Oberflächenskulpturelemente an der hinteren Plattform ausschließlich durchgehende Querrippen. Das Parapet der vorderen Plattformaußenseite setzt sich stets aus verschmolzenen Knoten zusammen, während bei *D. noduliferus* hier meist isoliert stehende Knötchen auftreten. Die Verbindung Carina/Plattformaußenrand ist bei *D. lateralis* im Vergleich zu *D. noduliferus* „schleifend".

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); untere und obere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: 49, 85, 334, 357.

Genus *Gnathodus* Pander, 1856

Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy, 1926)

Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3 Fig. 10, 11

* 1926 *Polygnathus bilineatus* n. sp. — Roundy, p. 13, pl. 3, fig. 10 a—c.
p 1957 *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy) — Ziegler in Flügel & Ziegler, 38—39, Taf. III, Fig. 1—3 (non Taf. III, Fig. 3, Taf. IV, Fig. 7).
1977 *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy) — Nössing in Nössing et al., 84.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Gnathodus bilineatus bollandensis Higgins & Bouckaert, 1968

Taf. 3, Fig. 5—9; Taf. 6, Fig. 10

* 1968 *Gnathodus* (Roundy) sub. sp. *bollandensis* nov. — Higgins & Bouckaert, 29—30, pl. 2, fig. 10, 13, pl. 3, fig. 4—8, 10.
1971 *Gnathodus bilineatus schmidti* nom. nud. — Meischner, Fig. 2, 3.
? 1976 *Gnathodus bilineatus bollandensis* Higgins & Bouckaert — Groessens in Bless et al., Beil. 2.
1976 „*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* Higgins & Bouckaert — Kozur et al., 16—17, Taf. 1, Fig. 9, 10.

Material: 11 Exemplare.

Beschreibung: Das freie Blatt setzt sich bis zum Hinterende als Carina fort. Sie wird an der Innenseite — durch einen Trog getrennt — von einem mit Knoten oder Rippen versehenen Parapet begleitet. Am Hinterende verschmelzen Carina und Parapet. Die Außenseite ist weiter und kürzer als die Innenseite. Ihre größte Breite liegt im Vorderteil und beträgt etwa ein Drittel ihrer Länge. Der konvex gebogene Außenrand trifft am Hinterende etwa im Verschmelzungsbereich Carina/inneres Parapet auf die Carina. Die Oberflächenornamentierung der äußeren Gewölbeseite besteht aus wenigen Knoten, die meist auf den Vorderteil beschränkt sind. Die Basalgrube ist gnathoid.

Beziehungen: *G. bilineatus bollandensis* leitet sich von *G. bilineatus bilineatus* durch Reduktion der bei der typischen Unterart weit ausladenden, subquadratischen Plattform und Abbau der meist in konzentrischen Reihen angeordneten Knotenornamentierung der äußeren Gewölbeseite ab. Neben typischen Formen beider Unterarten treten auch Übergangsformen auf. Diese können entweder eine breite wenig ornamentierte (Taf. 3, Fig. 9; Taf. 6, Fig. 10) oder aber auch eine schmale noch relativ stark ornamentierte Gewölbeaußenseite besitzen (Taf. 3, Fig. 6). Bei den breiten Formen ist die Ornamentierung häufig auf den Außenrand beschränkt. Zwischen der Carina und dem Außenrand liegt dann ein breites nicht ornamentiertes Feld.

Bemerkungen: Bezüglich der Ornamentierung der äußeren Plattform gliedern LANE & STRAKE (1974) *Gnathodus bilineatus* in vier Morphotypen auf.

Morphotyp α: Ist durch ungleich große und unregelmäßig über die gesamte Außenseite verstreute Knoten charakterisiert. Zu diesem Typ wird auch *G. bilineatus bollandensis* gestellt, obwohl bei dieser Form die Ornamentierung nur auf einen kleinen Bereich beschränkt ist. Daß LANE & STRAKA diesen Morphotyp sehr weit fassen, zeigen u. a. auch hierher gestellte Formen mit typischem subquadratischen *bilineatus bilineatus*-Umriß, wie sie bei BISCHOFF (1957: Taf. 3, Abb. 11, 20) dargestellt werden.

Morphotyp β: Entspricht mit seiner konzentrischen Skulpturierung typischen Vertretern von *G. bilineatus bilineatus*.

Morphotyp γ: Besitzt eine auf die vordere Plattformaußenseite beschränkte und von der Carina ausgehende Beknotung. Wird im vorliegenden Material nicht beobachtet.

Morphotyp δ: Besitzt einen parallel zum Außenrand verlaufenden beknoteten Rücken, während der Innenteil der äußeren Plattformseite keine Ornamentierung besitzt. Diese Form entspricht grob den breiten *bilineatus* → *bollandensis*-Übergangsformen.

Bezüglich der stratigraphischen Verbreitung der einzelnen Morphotypen wird von LANE & STRAKA (1974) keine Gesetzmäßigkeit erkannt. Morphotyp δ tritt jedoch nur im höchsten Mississippian auf und kann so auch zeitlich mit den o. g. breiten *bilineatus* → *bollandensis* Übergangsformen parallelisiert werden.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten: *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone. Aufgearbeitet in den Basiskalken der Folge der Dult.

Gnathodus commutatus commutatus (BRANSON & MEHL, 1941)

Taf. 3, Fig. 1

* 1941 *Spathognathodus commutatus* n. sp. — BRANSON & MEHL, 98, pl. 19, fig. 1—4.
1957 *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL) — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, 39, Taf. 3, Fig. 21.
1977 *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL) — NÖSSING in NÖSSING et al., 86.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus* sp. A-Zone — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Gnathodus commutatus mononodosus RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969

Taf. 3, Fig. 3

* 1969 *Gnathodus mononodosus* sp. nov. — RHODES, AUSTIN & DRUCE, 103—104, Pl. 19, fig. 13 a—15 d.

Bemerkung: *G. c. mononodosus* wurde bisher nur aus dem Zeitraum cu III β (RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969) und cu III γ (HIGGINS, 1974) bekannt. Im Grazer Karbon tritt *G. c. mononodosus* im höchsten Visé und im E_2 auf. Die spärlichen Faunen aus dem Bereich zwischen beiden *mononodosus*-Horizonten (obere *Gnathodus c. nodosus*-Zone) erlauben keine Aussage, ob *G. c. mononodosus* bis ins E_2 persistiert oder ob die Formen des E_2 homoeomorphe Bildungen darstellen, die sich wiederum aus *G. c. commutatus* bildeten.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; untere *Gnathodus c. nodosus*-Zone; *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Gnathodus commutatus multinodosus HIGGINS, 1962

Taf. 3, Fig. 4

* 1962 *Gnathodus commutatus* BRANSON & MEHL var. *multinodosus* var. nov. — HIGGINS, 8, pl. 2, fig. 13—18.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus c. nodosus* — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Gnathodus commutatus nodosus BISCHOFF, 1957

Taf. 2, Fig. 11; Taf. 3, Fig. 2

* 1957 *Gnathodus commutatus nodosus* n. subsp. — BISCHOFF, 23, 24, Taf. 4, Fig. 12, 13.
1957 *Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, 40, Taf. 3, Fig. 4.
1960 *Gnathodus cruciformis* sp. nov. — CLARKE, 25—26, pl. 4, fig. 10—12.
1974 b *Gnathodus commutatus cruciformis* CLARKE — NÖSSING, 44.
1977 *Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF — NÖSSING et al., 86.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus c. nodosus*-Zone — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Gnathodus glaber WIRTH, 1967

Taf. 5, Fig. 1—3

* 1967 *Gnathodus glaber* n. sp. — WIRTH, 210—211, Taf. 20, Fig. 1—5, Abb. 10 a—d.
?p 1967 *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL) — KOIKE, pl. 1, fig. 13 (non fig. 12, 14—16 = *Gnathodus commutatus commutatus*).
1970 a *Gnathodus glaber* WIRTH — DUNN, text fig. 11—B.
1976 *Gnathodus glaber* WIRTH — SPASSOV, 132, pl. 1, fig. 3, 6.

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Das stark ausgeweitete Gewölbe ist auf der Oralseite völlig glatt und weist einen dreieckigen Umriß auf. Die kleinere Gewölbeseite liegt auf der Innenseite. Das freie Blatt setzt sich auf dem Gewölbe als Carina fort. Ihre Zähnchen sind robust, die ersten drei miteinander verschmolzen, wäh-

rend sie besonders im Hinterende des Gewölbes Tendenz zur Ausbildung scharfkantiger Quergrate zeigen. Das freie Blatt ist etwa gleichlang wie das Gewölbe und besteht aus seitlich abgeflachten, spitzen Zähnchen. Das Gewölbe erreicht seinen höchsten Punkt im Vorderdrittel und ist gegenüber dem freien Blatt in einem charakteristischen stumpfen Winkel nach unten abgeknickt. Die Unterseite des Gewölbes wird von einer typischen gnathoiden, asymmetrischen Basalhöhle eingenommen.

Beziehungen: *G. glaber* leitet sich von *G. commutatus commutatus* ab und wird selbst zum Ausgangspunkt der Gattung *Idiognathoides*. *G. glaber* unterscheidet sich von *G. commutatus commutatus* durch sein asymmetrisches, dreieckiges Gewölbe, das deutliche Abknicken des Gewölbes nach unten und die scharfkantigen Zähnchen der Carina. Die Beziehungen zur Gattung *Idiognathoides* werden bei *Idiognathoides convexus* angeführt.

Bemerkungen: Die wenigen vorliegenden Exemplare stimmen ausgezeichnet mit dem Material von WIRTH (1967) überein.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk); untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: D/x, L/17, 91, 286.

Gnathodus typicus COOPER, 1939

Taf. 1, Fig. 8, 9; Taf. 2, Fig. 1, 2

* 1939 *Gnathodus typicus* n. sp. — COOPER, 388, pl. 42, fig. 77, 78.
1957 *Gnathodus girtyi* HASS — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, 40—41, Taf. 3, Fig. 6, 9—13, 20.
? 1975 *Gnathodus typicus* COOPER — NÖSSING, 86, Taf. 1, Fig. 4.

Beschreibung: Die vordere, innere Gewölbeseite trägt eine kurze, konvexe Brüstung. Sie ist höher als die Carina. Die äußere Gewölbeseite läuft nach hinten spitz zu und ist mit kleinen Knötchen, die manchmal in einer Reihe angeordnet sind, ornamentiert.

Beziehungen und Bemerkungen: Im cu II β/γ — cu II δ tritt bei den Gnathodiden als dominierende Formengruppe die verwandtschaftlich eng verbundene Gruppe von *G. antetexanus*, *G. texanus* und *G. typicus* auf. Unterschieden werden diese Formen vor allem durch die unterschiedlich ausgebildete äußere Gewölbeseite. *G. antetexanus* (Taf. 1, Fig. 4, 5; Taf. 2, Fig. 4, 6) besitzt eine relativ weite und skulpturlose bzw. nur in Form eines einzelnen Knötchens skulpturierte äußere Gewölbeseite. Bei *G. texanus* ist diese weitgehend reduziert (Taf. 1, Fig. 6, 7), während sie bei *G. typicus* schmäler als bei *G. antetexanus* ist und mit mehreren Knötchen skulpturiert ist. Die Brüstung auf der vorderen inneren Gewölbeseite ist bei *G. typicus* am markantesten.

Vielfach wurden derartige Formen auch zu *G. girtyi* gestellt. *G. girtyi* besitzt jedoch auf jeder Seite der Carina ein bis zum Hinterende reichendes gut ausgebildetes Parapet. Durch die Vereinigung von *G. girtyi* mit *G. typicus* bekam erstere Form auch eine außerordentliche große stratigraphische Reichweite. Im Grazer Karbon erscheint *G. girtyi* erstmals innerhalb der *Gnathodus bilineatus*-Zone, während nach Arbeiten, wo *G. typicus* und verwandte Formen zu *G. girtyi* gestellt werden (z. B. FLÜGEL & ZIEGLER, 1957; GEDIK, 1974), letztere Form bereits ab der *Scaliognathus anchoralis*-Zone auftritt.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Scaliognathus anchoralis*-Zone — *Gnathodus typicus*-Zone.

Gnathodus sp. A

Taf. 2, Fig. 5, 7—10, 13

Beschreibung: Das asymmetrische Gewölbe setzt sich aus einer weiteren nach hinten spitz zulaufenden äußeren Gewölbeseite und einer engeren Innenseite zusammen. Die Oberfläche der Außenseite ist meist skulpturlos, trägt bisweilen aber auch Knötchen (Taf. 2, Fig. 7). Auf der Innenseite ist ein kurzes und niedriges Parapet ausgebildet. Das freie Blatt ist etwa gleichlang wie das Gewölbe und setzt sich aus seitlich abgeflachten, spitzen Zähnchen zusammen.

Beziehungen: Nur Formen mit ornamentierter Außenseite zeigen Beziehungen zu *G. delicatus*. Letztere Form besitzt jedoch ein deutlich ausgebildetes Parapet und eine kräftigere Knotenskulptur der Außenseite.

Bemerkungen: *G.* sp. A ist stets zart und nahezu „durchscheinend" gebaut. Da im höheren cu II δ neben wenigen Vertretern von *G.* sp. A kaum andere Conodonten auftreten und diese denselben zarten Bau aufweisen, wird angenommen, daß es sich hier um faziell restringierte und beeinflußte Faunen handelt.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus* sp. A-Zone.

Genus *Idiognathoides* Harris & Hollingsworth, 1933

Hier werden Formen vereint, die eine der Länge nach eingetrogte Plattform besitzen, auf die das Blatt in medianer Position zuläuft und dann in einem sanften Bogen in den Außenrand überleitet (Abb. 1 c). Carina ist keine ausgebildet. Die in der Gattung Idiognathoides vereinten Arten können entweder der Symmetrieklasse II oder III b (Lane, 1968) angehören.

Dunn (1970 a) leitet die Gattung *Idiognathoides* von *Gnathodus glaber* ab, zieht 1971 aber auch eine Abstammung von *Gnathodus defectus* in Erwägung. Das vorliegende Material weist eher, wie später ausgeführt wird (S. 472), zur Auffassung Dunns (1970 a).

Häufig wurde die Gattung *Idiognathoides* Harris & Hollingsworth, 1933 als jüngeres Synonym von *Polygnathodella* Harlton, 1933 angesehen. Hass (1959, 1962) und Merill (1963) beweisen jedoch die Priorität von *Idiognathoides* gegenüber *Polygnathodella*.

Für zwei Arten (*I. convexus* und *I. corrugatus*) errichtete Ellison (1972 : 138) die Gattung *Oxignathus*, die er von *Cavusgnathus* (= partim *Idiognathoides*) durch das Fehlen eines tiefen, medianen Longitudinaltroges auf der Plattform unterscheidet. Das vorliegende Material von *I. corrugatus* zeigt deutlich die mediane Eintrogung, die besonders am Vorderteil der Plattform ausgebildet ist. *I. convexus* stellt das Bindeglied zu *Gnathodus glaber* dar. Aus dieser Zwischenstellung erklärt sich die kürzere bis fehlende Eintrogung dieser Art.

Idiognathoides convexus (Ellison & Graves, 1941)

Taf. 5, Fig. 4—9

* 1941 *Polygnathodella convexa* n. sp. — Ellison & Graves, 9, pl. 10, fig. 10, 12, 16.
1967 *Polygnthodella* cf. *convexa* Ellison & Graves — Koike, 308—309, pl. 3, fig. 1, 2.

non 1968 *Idiognathoides convexa* (ELLISON & GRAVES) — HIGGINS & BOUCKAERT, 39, pl. 5, fig. 9 (= *Idiognathoides corrugatus*).
1970 a *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES) — DUNN, 334—335, pl. 63, fig. 20, text fig. 11—F.
1970 a *Idiognathoides* aff. *I. convexus* (ELLISON & GRAVES) — DUNN, 335, pl. 61, fig. 17.
1970 b *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES) — DUNN, fig. 1—D.
1971 *Idiognathodus convexus* (ELLISON & GRAVES) — DUNN, fig. 4.
1971 *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES) — LANE & STRAKA in LANE et al., pl. 1, fig. 19.
1971 *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES) — WEBSTER in LANE et al., pl. 1, fig. 18.

Material: 13 Exemplare.

Beschreibung: Plattform schmal, langgestreckt mit longitudinalen Knotenreihen an den Rändern. Diese sind miteinander durch scharfkantige Quergrate verbunden und bewirken eine ± ebene Plattformoberfläche. Stellenweise ist ein Mediantrog angedeutet. Wo dieser fehlt, ist der Plattformquerschnitt konvex. Die Quergrate sind dann zum Hinterende gebogen. Carina ist keine ausgebildet. Die Basalgrube ist gnathoid. Das freie Blatt kann in den rechten oder linken Außenrand überleiten.

Beziehungen: Im vorliegenden Material wurde diese Art sehr weit gefaßt. Die große Variationsbreite beinhaltet neben typischen Exemplaren auch solche, die bei KOIKE (1967) als *Polygnathodella* cf. *convexa* und bei DUNN (1970 a) als *I.* sp. aff. *I. convexus* beschrieben wurden. Dadurch soll die Übergangsstellung von *I. convexus* zwischen *Gnathodus glaber* und der *Gattung Idiognathoides* ausgedrückt werden. DUNN (1970 a) vertrat ebenfalls diese Meinung, stellte sie aber 1971 : 17 wieder in Frage, als er als weitere Möglichkeit auch eine Abstammung der Gattung *Idiognathoides* von *Gnathodus defectus* in Erwägung zog. Am vorliegenden Material lassen sich jedoch sämtliche Übergänge von *Gnathodus glaber* zur Gattung *Idiognathoides* verfolgen. Dabei ist bei Formen mit schmaler, konvexer Plattform und scharfkantigen nach hinten gebogenen Transversalrippen der Ansatz des freien Blattes noch in der Mitte der Plattform gelegen (Taf. 5, Fig. 6, 7). Erst bei eingetrogten Formen leitet das freie Blatt in den rechten oder linken Außenrand über, wobei die übrige Gewölbeform noch mit der von *Gnathodus glaber* übereinstimmen kann (Taf. 5, Fig. 4, 5).

Bemerkungen: Auf die Stellung von *I. convexus* zur Gattung *Oxignathus* (ELLISON, 1972 : 138) wurde auf S. 471 eingegangen.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: L/17, Dx, 32, 49, 83, 86, 107, 108.

Idiognathoides corrugatus (HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933)

Taf. 5, Fig. 10—12; Taf. 6, Fig. 7, 10

* 1933 *Idiognathodus corrugata* n. sp. — HARRIS & HOLLINGSWORTH, 202, pl. 1, fig. 7, 8.
1933 *Polygnathodella ouachitensis* n. sp. — HARLTON, 15, pl. 4, fig. 14.
1941 *Polygnathodella fossata* n. sp. — BRANSON & MEHL, 103, pl. 19, fig. 27, 28.
1960 *Polygnathodella tenuis* sp. nov. — CLARKE, 28, pl. V, fig. 11, 16.
1960 *Polygnathodella* spp. — CLARKE, 28—29, pl. V, fig. 11, 16.
1967 *Polygnathodella ouachitensis* HARLTON — WIRTH, 223, Taf. 20, Fig. 12, 14, Abb. 12 a—d.

1967 *Idiognathoides corrugata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — LANE, 939, pl. 122, fig. 1, 2, 4—7, 9—11.
1967 *Idiognathoides corrugata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — LANE, 939, pl. 122, fig. 1, 2, 4—7, 9—11.
1967 *Polygnathodella ouachitensis* HARLTON — KOIKE, 309, pl. 3, fig. 3—5.
1968 *Idiognathoides corrugata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — HIGGINS & BOUCKAERT, 39, pl. 5, fig. 9.
1968 *Idiognathoides convexa* (ELLISON & GRAVES) — HIGGINS & BOUCKAERT, 39, pl. 5, fig. 9.
p 1969 *Idiognathoides sinuata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — LANE & STRAKA, fig. 1, F—3—5 (non fig. 1, G—1—4 = *Idiognathoides sinuatus*).
1970 *Polygnathodella ouachitensis* HARLTON — MARKS & WENSINK, 268, pl. 1, fig. 14, 15.
1970 a *Idiognathoides corrugatus* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — DUNN, 335, pl. 63, fig. 16—18, 25.
1971 *Idiognathoides corrugatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE & STRAKA in LANE et al., pl. 1, fig. 13.
?p1971 *Gnathodus dioskuroi* nom. nud. (Rechtsform) — MEISCHNER, Fig. 2, 3 (non *Gnathodus dioskuroi* Linksform = ? *Idiognathoides opimus*).
p 1972 *Polygnathodella ouachitensis* HARLTON — ELLISON, pl. 1, fig. 6 (non fig. 5 = *Idiognathoides sinuatus*).
1972 *Idiognathoides corrugatus* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — AUSTIN, pl. 2, fig. 21, 25, 29.
p 1973 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — VERVILLE et al., pl. 2, fig. 10 (non Linksform = *Idiognathoides sinuatus*).
p 1974 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE & STRAKA, 88—89, fig. 37/14, 15, 20, 36; fig. 41/1—8, 13, 14 (non fig. 37/18, 23—26, fig. 41/20—27 = *Idiognathoides sinuatus*).

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung: Das freie Blatt trifft in medianer Position die Plattform und leitet in einem Bogen in den rechten Außenrand über (Symmetrieklasse III b). Plattform schmal, lanzettförmig, asymmetrisch und der Länge nach durch einen unterschiedlich langen und tiefen Mediantrog eingemuldet. Die Plattformornamentierung besteht aus 10 bis 11 scharfkantigen Querrippen. Am vorderen Innenrand tritt als Begrenzung des hier meist am tiefsten ausgebildeten Mediantroges ein aus 2 bis 3 Knoten bestehendes Parapet auf. Die Länge des freien Blattes ist etwa gleich der der Plattform. Die Plattform ist gegenüber dem Blatt häufig nach unten geknickt. Basalhöhle gnathoid.

Beziehungen: Die Unterscheidungsmöglichkeiten von *I. opimus* und *I. sinatus* werden bei diesen Formen angeführt.

Phylogenetisch leitet DUNN (1970 a) *I. corrugatus* über *I. convexus* von *Gnathodus glaber* ab. *I. convexus* unterscheidet sich von *I. corrugatus* durch eine schmälere, weniger eingetrogte Plattform und die scharfkantigen, teilweise erhabenen Querrippen.

Bemerkungen: Zur Stellung von *I. corrugatus* zur Gattung *Oxignathus* (ELLISON, 1972) siehe S. 471.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: 49, 85, 108, 110, 149, 178 357.

Idiognathoides opimus (IGO & KOIKE, 1964)

Taf. 6, Fig. 1—3, 8, 9

* 1964 *Gnathodus opimus* n. sp. — IGO & KOIKE, 189, pl. 28, fig. 15—18.
1967 *Idiognathoides* sp. A — LANE, 938—939, pl. 123, fig. 14, 15, 18, 19.

p 1967 *Idiognathoides* aff. *I. nodulifera* (ELLISON & GRAVES) — LANE, 938, pl. 123, fig. 123, fig. 16 (non fig. 9—11, 13, 17 = *Declinognathodus noduliferus*).
1968 *Idiognathoides sulcata* sp. nov. — HIGGINS & BOUCKAERT, 41, pl. 4, fig. 6, 7.
1968 *Idiognathoides sulcata parva* subsp. nov. — HIGGINS & BOUCKAERT, 41—42, pl. 6, fig. 1—6.
1970 a *Idiognathoides opimus* (IGO & KOIKE) — DUNN, 325, pl. 63, fig. 24, 28—30, text fig. 11 G.
1970 b *Idiognathoides opimus* (IGO & KOIKE) — DUNN, fig. 1—E.
1970 c *Idiognathoides opimus* (IGO & KOIKE) — DUNN, fig. 4.
1969 *Idiognathoides sulcatus* HIGGINS & BOUCKAERT — LANE & STRAKA, fig. F—1, 2; H—1—3.
?p1971 *Gnathodus dioskuroi* nom. nud. (Linksform) — MEISCHNER, Fig. 2, 3 (non *G. dioskuroi* Rechtsform = ? *Idiognathoides corrugatus*).
1972 *Idiognathoides sulcatus* (HIGGINS & BOUCKAERT) — AUSTIN, pl. 2, fig. 13, 14, 16, 17.
1972 *Idiognathoides* sp. A LANE — AUSTIN, pl. 2, fig. 18.
1976 *Idiognathoides opimus* (IGO & KOIKE) — SPASSOV, 133, pl. 1, fig. 1, 2, 4, 5.

Material: 15 Exemplare (8 Rechtsformen, 7 Linksformen).

Beschreibung: Das freie Blatt trifft auf die Mitte der Plattform und leitet mit leichtem Bogen in den rechten oder linken Außenrand über (Symmetrieklasse II, LANE, 1968). Carina fehlt. Plattform schlank, lanzettförmig, gerade oder wenig nach innen gebogen. In ihrer Mitte verläuft ein tiefer Longitudinaltrog. Die Plattformränder bestehen aus runden Knoten. Das freie Blatt ist etwa gleich lang wie die Plattform, die Basalhöhle ist gnathoid ausgebildet.

Beziehungen: LANE (1967) und LANE & STRAKA (1970) bringen *I. opimus* (= *I. sulcatus*) mit *I.* (aff.) *noduliferus* (= *Declinognathodus noduliferus*) in Verbindung, wobei *I. noduliferus* durch Reduktion der Knoten auf der vorderen Plattformaußenseite und der Querrippen zu *I. sulcatus* (= *I. opimus*) fließende Übergänge bildet. Das vorliegende Material weist jedoch keine derartigen Übergangsformen auf. *Declinognathodus* und *Idiognathoides* scheinen, wie DUNN (1971) ausführt, zwei getrennte phylogenetische Linien darzustellen, wobei sich *Idiognathoides*-Arten der Symmetrieklasse II von solchen der Symmetrieklasse III b abspalten und durch fehlende Querrippen und einen tieferen Longitudinaltrog unterscheiden.

Bemerkungen: *I. sulcatus* HIGGINS & BOUCKAERT wird als jüngeres Synonym zu *I. opimus* (IGO & KOIKE, 1964) betrachtet, da entgegen der Auffassung von LANE & STRAKA (1974) am Hinterende des Holotyps von *I. opimus* Knoten und keine Rippen ausgebildet sind.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: Dx, 49, 69, 85, 68, 83, 108, 178.

Idiognathoides sinuatus HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933

Taf. 6, Fig. 4—6

* 1933 *Idiognathoides sinuata* n. sp. — HARRIS & HOLLINGSWORTH, 201, pl. 1, fig. 14.
1941 *Cavusgnathus sinuata* (HARRIS & HOLLINGSWORTH) — ELLISON & GRAVES, 5, pl. 3, fig. 1, 5, 7.
1967 *Idiognathoides sinuata* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE, 937—938, pl. 119, fig. 1—9, 12—15, pl. 123, fig. 7, 8, 12.
1968 *Idiognathoides sinuata* HARRIS & HOLLINGSWORTH — HIGGINS & BOUCKAERT, 40, pl. 2, fig. 14, pl. 4, fig. 5, 8, 9, pl. 5, fig. 11.

1970 a *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — DUNN, 335, pl. 63, fig. 14, 15, 21—23, fig. 11—E.

1970 b *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — DUNN, fig. 4.

p 1970 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE & STRAKA, fig. 1, G—1—4 (non F—3—5 = *Idiognathoides corrugatus*).

?p1971 *Gnathodus dioskuroi* nom. nud. — MEISCHNER, fig. 2, 3, Linksformen (non Rechtsformen = *Idiognathoides corrugatus*).

1971 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — DUNN, fig. 1.

1971 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE & STRAKA in LANE et al. pl. 1, fig. 12, 14.

1972 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — AUSTIN, pl. 2, fig. 19, 20, 26.

p 1973 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — VERVILLE et al., pl. 2, fig. 10 (non fig. 10 Rechtsform = *Idiognathoides corrugatus*).

p 1974 *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH — LANE & STRAKA, 88—89, fig. 37/18, 23—26, fig. 41/20—27 (non fig. 37/14, 15, 20, 36, fig. 41/1—8, 13—14 = *Idiognathoides corrugatus*).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Das freie Blatt trifft in medianer Position die Plattform und leitet in einem Bogen in den linken Außenrand über (Symmetrieklasse III b). Plattform lanzettförmig, schmal, leicht nach innen gebogen und in ihrer gesamten Länge von einem Mediantrog eingemuldet. Die Oberflächenskulptur besteht hinten aus scharfkantigen Querrippen, im vorderen Drittel wird die Plattform beiderseits von Knoten begrenzt. Der Mediantrog besitzt seine tiefsten Anteile im Bereich des beknoteten Plattformteiles. Die Plattform ist vom freien Blatt in einem stumpfen Winkel nach unten geknickt. Die Basalhöhle ist gnathoid.

Beziehungen: *I. sinuatus* unterscheidet sich von *I. corrugatus* nur dadurch, daß das freie Blatt zum linken und nicht zum rechten Plattformaußenrand überleitet. Von *I. opimus* ist *I. sinuatus* durch die Ausbildung von Querrippen und dadurch bedingt einen seichteren medianen Longitudinaltrog zu unterscheiden. *I. convexus* besitzt eine schmälere, weniger eingetrogte Plattform und teilweise scharfkantige, erhabene Querrippen.

Bemerkungen: LANE (1967) vertrat die Meinung, daß innerhalb der Gattung *Idiognathoides* die Linksform *I. sinuatus* mit der Rechtsform *I. corrugatus* innerhalb des Conodontentieres ein funktionelles Paar darstellen. Demnach wären beide Formen nomenklatorisch zu vereinen. STRAKA & LANE (1969), LANE in VERVILLE et al. (1973) und LANE & STRAKA (1974) vereinen beide Formen in der Art *I. sinuatus*, die nach LANE (1968) der Symmetrieklasse III b entspricht. Eine ähnliche Auffassung scheint MEISCHNER (1971) zu vertreten, der im Paar *Gnathodus dioskuroi* nom. nud. als Linkselemente an *I. opimus* bzw. *I. sinuatus* und als Rechtsformen an *I. corrugatus* erinnernde Formen vereinigt. Diese Interpretation verlangt neben morphologischen und strukturellen Ähnlichkeiten beider Elemente natürlich auch eine einander entsprechende stratigraphische und regionale Verbreitung. Nach AUSTIN (1972 : 116) ist diese jedoch nicht gegeben. Auch LANE & STRAKA (1974 : 89) weisen darauf hin, daß ihre Synonymie mit Vorsicht zu betrachten sei, da von den meisten Autoren keine Angaben über stratigraphische Reichweite und numerisches Verhältnis beider Form-Arten gegeben werden. Bis zur Klärung dieser Frage erscheint es sinnvoller, beide Formen als getrennte Arten zu führen.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: L/17, 49, 108.

Genus *Neoprioniodus* RHODES & MÜLLER, 1956
Neoprioniodus montanaensis (SCOTT, 1942)

Taf. 2, Fig. 12

*p 1942 *Lochriea montanaensis* n. sp. — SCOTT 289, pl. 29, fig. 9, pl. 40, fig. 12.
1953 *Prioniodus singularis* n. sp. — HASS, 88, pl. 16, fig. 4.
1974b *Prioniodus singularis* HASS — NÖSSING, 44.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone — *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone.

Genus *Pseudopolygnathus* BRANSON & MEHL, 1948
Pseudopolygnathodus triangulus inaequalis VOGES, 1959

* 1959 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* n. ssp. — VOGES, 302, Taf. 34, Fig. 51—58, Abb. 5.
1975 *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis* VOGES — NÖSSING, 89—90, Taf. 1, Fig. 12.

Verbreitung: Untere Sanzenkogelschichten; *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis*-Zone.

Pseudopolygnathus triangulus triangulus VOGES, 1959

* 1959 *Pseudopolygnathus triangula triangula* n. ssp. — VOGES, 304—305, Taf. 35, Fig. 7—13, Fig. 5.
1975 *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* VOGES — NÖSSING, 90, Taf. 1, Fig. 13.
1977 *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* VOGES — NÖSSING in NÖSSING et al., Tab. 2.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Pseudopolygnathus triangulus triangulus*-Zone — *Siphonodella crenulata*-Zone.

Genus *Scaliognathus* BRANSON & MEHL, 1941
Scaliognathus anchoralis BRANSON & MEHL, 1941

Taf. 2, Fig. 1, 2

* 1941 *Scaliognathus anchoralis* n. sp. — BRANSON & MEHL, 102, pl. 19, fig. 29—32.
1957 *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, 51—52, Taf. 2, Fig. 1—6, Abb. 6.
1975 *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL — NÖSSING, 43.
1977 *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL — NÖSSING in NÖSSING et al., 85.

Verbreitung: Obere Sanzenkogelschichten; *Scaliognathus anchoralis*-Zone.

Genus *Siphonodella* BRANSON & MEHL, 1948
Siphonodella crenulata (COOPER, 1939)

* 1939 *Siphonognathus crenulata* n. sp. — COOPER, 409, Taf. 41, Fig. 1, 2.
1975 *Siphonodella crenulata* (COOPER) — NÖSSING, 90, Taf. 1, Fig. 16.

Verbreitung: Sanzenkogelschichten; *Siphonodella crenulata*-Zone — *Scaliognathus anchoralis*-Zone.

Siphonodella sulcata (HUDDLE, 1934)

* 1934 *Polygnathus sulcata* n. sp. — HUDDLE, 101, pl. 8, fig. 22, 23.
p 1975 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) — NÖSSING, 91, Taf. 1, Fig. 19.
1977 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) — NÖSSING in NÖSSING et al., Tab. 2.

Bemerkungen: NÖSSING (1974 b, 1975) stellte *S. sulcata* bis einschließlich der *Pseudopolygnathus triangulus triangulus*-Zone fest. Als Vorbild für diese Bestimmungen diente z. T. CANIS (1968) und SCHÖNLAUB (1969), wo nach KLAPPER et al. (1975) als *S. sulcata* bezeichnete Formen abgebildet werden, die aufgrund der Rostralentwicklung *S. duplicata* bzw. der Basalgrubenform *Polygnathus* zuzuordnen sind. Eine Überprüfung des Materials von NÖSSING bestätigte, daß *S. sulcata* nur auf die *S. sulcata*-Zone beschränkt ist.

Verbreitung: Untere Sanzenkogelschichten; *Siphonodella sulcata*-Zone.

Genus *Streptognathodus* STAUFFER & PLUMMER, 1932

Streptognathodus sp.

Taf. 4, Fig. 16, 17

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Im vorliegenden Material befinden sich zwei Bruchstücke, die eine breitovale Plattform mit medianer Eintrogung zeigen. Die Oralfläche der Plattform wird von durchlaufenden Querrippen gebildet, die im Vorderteil der Plattform kürzer sind als im letzten Drittel. Das freie Blatt trifft in medianer Position auf die Plattform und setzt sich als Carina bis zum Beginn der Eintrogung fort. Beiderseits der Carina treten auf dem Gewölbe unregelmäßig angeordnet Knötchen auf. Die Basalgrube ist gnathoid.

Verbreitung: Kalke der Dult (Basiskalk, Hangendkalk); *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna. Proben: 49, 357.

Literatur

ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN: Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. — Leid. Geol. Meded. 39, 129—193, 3 Taf., Leiden 1967.

AUSTIN, R. L.: Problems of Conodont Taxonomy with special Reference to Upper Carboniferous Forms. — Geologica et Palaeontologica, SB 1, 115—126, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Marburg 1972.

AUSTIN, R. L.: The biostratigraphic distribution of Conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland. — Namur 1974, Intern. Symp. Belg. Micropal. Limits, 3, 2—17, 3 Abb., 1 Taf., Bruxelles 1974.

AUSTIN, R. L.: Modification of the British Avonian Conodont zonation and a reappraisal of European Dinantian Conodont zonation and correlation. — Ann. Soc. Geol. Belgique, 96, 523—532, 1 Tab., 1974.

BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 1 Abb., 2 Taf., 6 Taf., Wiesbaden 1957.

BLESS, M. J. M. et al.: Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massiv in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. — Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S., 27/3, 81—195, 41 Abb., 20 Taf., Heerlen 1976.

BOUCKAERT, J. & HIGGINS, A. C.: The position of the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the Namurian of Belgium. — Col. Strat. Carbonif., Liege 1970, 55, 197—204, Liege 1970.

BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: New and little known Carboniferous conodont genera. — J. Paleont., 15, 97—106, Taf. 19, Chicago 1941.

BUDINGER, P. & KULLMANN, J.: Zur Frage von Sedimentationsunterbrechungen im Goniatiten und Conodonten-führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 414—429, Stuttgart 1964.

CANIS, W. F.: Conodonts and biostratigraphy of the Lower Mississippian of Missouri. — J. Paleont., 42, 525—555, Tulsa 1968.

CLARKE, W. J.: Scottish Carboniferous Conodonts. — Transactions Edinburgh Geol. Soc., 18, 1—31, 5 Taf., Edinburgh 1960.

COLLINSON, C., REXROAD, C. B. & THOMPSON, T. L.: Conodont zonation of the North American Mississippian. — Mem. Geol. Soc. Amer., 127, 353—394, 8 Abb., 1 Tab., Boulder 1971.

CONIL, R. et al.: Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. — Prof. Pap. Serv. géol. Belgique, 13, S. 29, Bruxelles 1967.

CONIL, R., GROESSENS, E. & LYS, M.: Etude Micropaleontologique de la tranchee d Yves-Gomezee. — Bull. Soc. belge Géol., 82, 201—239, 1 Abb., 6 Taf., Bruxelles 1973.

CONIL, R. & GROESSENS, E.: Introduction a la stratigraphie et auxphenomenes recifaux du Dinantien. — In.: R. CONIL, E. GROESSENS, M. LEJEUNE (Mme CARPENTIER), J. PEL & H. H. TSIEN: Livret-Guide Guidebook, 2nd Intern. Symp. Fossilon Corals and Reefs, 39 S., 26 Abb., Serv. Geol. Belg. Bruxelles 1975.

COOPER, C. L.: Conodonts from a Bushberg — Hannibal horizon in Oklahoma. — J. Paleont., 13, 379—422, 2 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Tulsa/Okla. 1939.

DRUCE, E. C.: Upper Paleozoic and Triassic Conodont Distribution and the Recognitation of Biofacies. — Spez. Pap., Geol. Soc. Amer., 141, 191—237, 1 Abb., 2 Tab., Boulder/Colorado 1973.

DUNN, D. L.: New Pennsylvanian platform Conodonts from Southwestern United States. — J. Paleont., 40, 1294—1303, 2 Abb., 2 Taf., Tulsa/Okla. 1966.

DUNN, D. L.: Middle Carboniferous Conodonts from Western United States and phylogeny of the platform group. — J. Palaeont., 44 312—342, 11 Abb., 4 Taf., Tulsa/Okla. 1970 (1970 a).

DUNN, D. L.: Consinderations of the *Idiognathoides — Declinognathodus — Neognathodus* complex of Middle Carboniferous platform Conodonts. — Lethaia, 4, 15—18, 2 Abb., Oslo 1971.

DUNN, D. L.: Conodont Zonation near the Mississippian-Pennsylvanian Boundary in the Western United States. — Bull. Geol. Soc. Amer. 81, 2959—2974, 4 Abb., Boulder 1970 (1970 b).

EBNER, F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 33, 35—49, Graz 1973.

EBNER, F.: Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. — Anz. Österr. Akad. Wiss., Wien, math.-naturwiss. Kl., 1975, 119—125, Wien 1975.

EBNER, F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1976, 65—93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien 1976.

EBNER, F.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Graz auf Blättern 163, Voitsberg und 164, Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1976, A 154—156, Wien 1977.

EBNER, F.: Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 107, 35—53, 4 Abb., Graz 1977.

EBNER, F.: Die stratigraphischen Verhältnisse im Karbon der Rannachfazies (Paläozoikum von Graz, Österreich). — Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien 1978 (im Druck).

ELLISON, S. P. & GRAVES, R. W.: Lower Pennsylvanian (Dimple Limestone) conodonts of the Marathon Region, Texas. — Bull. Univ. Miss. School Mines Metallurgy Bull., Techn. Ser., 14, 1—21, 1 Abb., 3 Taf., Rolla/Mo. 1941.

ELLISON, S. P.: Conodont Taxonomy in the Pennsylvanian. — Geologica et Palaeontologica, SB 1, 127—146, 3 fig., 3 pl., Marburg 1972.

FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 87, 25—60, 6 Abb., 5 Taf., Graz 1957.

GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Abh. geol. Bundes-Anst., 31, 7 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien 1974.

GROESSENS, E., CONIL, R. & LEES, A.: Problemes relatifs a la limite du Tournaisien et du Viseen en Belgique. — Bull. Soc. belge Geol., 82, 17—50, 12 Abb., 5 Taf., Bruxelles 1973.

GROESSENS, E.: Hypotheses concernant l'evolution de Conodontes utiles a la biostratigraphie du Dinantien. — Namur 1974, Intern. Symp. Belgian Micropal. Limits, 16, 16 S., 6 Taf., Bruxelles 1974.

HARLTON, B. H.: Micropaleontology of the Pennsylvanian Johns Valley Shale of the Ouachita Mountains, Oklahoma, and its relationsship to the Mississippian Caney Shale. — J. Paleont., 7, 3—29, Taf. 1—7, Tulsa/Okla. 1933.

HARRIS, R. W. & HOLLINGSWORTH, R. V.: New Pennsylvanian conodonts from Oklahoma. — Amer. J. Sci., 25, 193—204, 1 Taf., New Haven/Okla. 1933.

HASS, W. H.: Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 294-J, 365—399, 5 pl., Washington 1959.

HASS, W. H.: Conodonts. — In: Treatise on invertebrate paleontolgy part W, Miscellanea, W 3—W 69, Lawrence 1962.

HIGGINS, A. C.: Conodonts from the "Griotte" Limestone of north-west Spain. — Notas Comun. Inst. geol. min. Esp., 65, 5—22. pl. 1—3, Madrid 1962.

HIGGINS, A. C. & BOUCKAERT, J.: Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. — Mem. Serv. Geol. Belgique, 10, 51 S., 6 Abb., 6 Taf., Bruxelles 1968.

HIGGINS, A.: Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. — Namur 1974, Intern. Symp. Belgian Micropal. Limits, 4, 17 S., 7 Abb., Bruxelles 1974.

IGO, H. & KOIKE, T.: Carboniferous Conodonts from the Omi Limestone, Niigata Prefecture, Central Japan (Studies of Asian Conodonts, part I). — Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., 53, 179—193, 2 Taf., Tokyo 1964.

KHOSROVI SAID, A.: Stratigraphische Ergebnisse im Paläozoikum beiderseits des Pailgrabens (Graz-N) mit Hilfe von Conodonten. — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 99, 89—90, Wien 1962.

KLAPPER, G., LINDSTRÖM, M., SWEET W. C. & ZIEGLER, W.: Catalogue of Conodonts (Ed. W. ZIEGLER). — II, 404 S., 26 Abb., 25 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1975.

KODSI, M. G.: Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 415—427, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.

KOIKE, T.: A Carboniferous Succession of Conodont Faunas from the Atetsu Limestone in Southwest Japan (Studies of Asiatic Conodonts, Part VI). — Sci. Rep. Inst. Geol. Miner. Geograph., Tokyo Kyoiku Daigaku, Sect. C, 93, 279—318, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Tokyo 1967.

KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H.: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6/1, 1—29, 5 Abb., 1 Taf., Innsbruck 1976.

LANE, H. R.: Uppermost Mississippian and Lower Pennsylvanian Conodonts from the Type Morrowan Region, Arkansas. — J. Paleont., 41, 920—942, 2 Abb., 5 Taf., Tulsa/Okla. 1967.

LANE, H. R.: Symmetry in Conodont Element-Pairs. — J. Paleont., 42, 1258—1263, 3 Abb., Tulsa/Okla. 1968.

LANE, H. R., MERILL, G. K., STRAKA II, J. J. & WEBSTER, G. D.: North American Pennsylvanian Conodont Biostratigraphy. — Mem. Geol. Soc. Amer., 127, 395—414, 2 Abb., 1 Taf., Boulder 1971.

LANE, H. R., SANDERSON, G. A. & VERVILLE, G. J.: Uppermost Mississippian-Basal Middle Pennsylvanian Conodonts and Fusulinids from Several Exposures in the South-Central and Southwestern United States. — 24th Intern. Geol. Congr., 1972, Sect. 7, 549—555, 3 Abb., Montreal 1972.

LANE, H. R. & STRAKA II, J. J.: Late Mississippian and Early Pennsylvanian Conodonts Arkansas and Oklahoma. — Spec. Paper Geol. Soc. Amer., 152, 144 S., 31 Abb., 13 Taf., Boulder/Colorado 1974.

MARKS, P. & WENSINK, H.: Conodonts and the Age of the "Griotte" Limestone Formation in the Upper Aragon Valley (Huesca, Spain). I. — Proc. Konikl. Nederl. Akad. Wetenschappen Amsterdam, Ser. B., 73, 238—275, 6 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Amsterdam 1970.

MEISCHNER, D.: Conodonten-Chronologie des Deutschen Karbons. — C. R. 6e Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonif. Sheffield 1967, 1169—1180, Sheffield 1971.

MERILL, G. K.: *Polygnathodella* HARLTON, 1933, or *Idiognathoides* HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933?. — J. Paleont., 37, 504—505, Tulsa/Okla. 1963.

NÖSSING, L.: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1974, 39—41, Wien 1974 (1974 a).

NÖSSING, L.: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. — Inaugural. Diss. Univ. Graz, 103 S., 6 Abb., 5 Taf., 2 Karten, Graz 1974 (1974 b).

NÖSSING, L.: Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 105, 79—92, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Graz 1975.

NÖSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H. W.: Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 107, 81—88, 2 Abb., 2 Tab., Graz 1977.

RHODES, F. H. T. & AUSTIN, R. L.: Carboniferous Conodont Faunas of Europe. — Geol. Soc. Amer., 127, 317—352, 5 Abb., 2 Taf., Boulder 1971.

RHODES, F. H. T., AUSTIN, R. L. & DRUCE, E. C.: British Avonian (Carboniferous) Conodont-faunas, and their value in local and intercontinental correlation. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., Supl. 5, 313 S., 92 Abb., 3 Taf., London 1969.

ROUNDY, P. V.: The micro-fauna in Mississippian formations of San Saba County, Texas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 146, 5—23, Washington 1926.

SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. Bundes-Anst., 112, 321—354, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1969.

SPASSOV, Ch.: Carboniferous Conodont fauna from Western Serbia (Yugoslavia). — Rev. Bulg. Geol. Soc., XXXVII, 129—136, 1 Abb., 2 Taf., Sofia 1976.

STRAKA II, J. J. & LANE, H. R.: Evolution of some Lower Pennsylvanian Conodont species. — Lethaia, 3, 41—49, 1 Abb., 2 Taf., Oslo 1970.

SURENIAN, R.: Stratigraphie und Sedimentologie des Steinbergkalkes (Oberdevon von Graz) an der Typuslokalität. — Inaugural. Diss. Univ. Graz in Vorb.

THOMAS, T. L.: Lower Pennsylvanian Conodonts from McDonald County, Missouri. — J. Paleont., 44, 1041—1048, 2 Abb., 1 Taf., Tulsa/Okla. 1970.

VERVILLE, G. J., SANDERSON, G. A., BRENCKLE, P. L. & LANE, H. R.: Upper Paleozoic Biozonation in the Unit No. 19 Well, Church Buttes Field, Unita County, Wyoming. — 25th Field Conf., 1973, Wyoming Geol. Ass. Guidebook, 165—168, 3 Taf., 1973.

VOGES A.: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia-* und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., 33, 266—314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1959.

VOGES, A.: Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia-* und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinland Westf., 3, 197—228, 5 Abb., 5 Tab., Krefeld 1960.

WIRTH, M.: Zur Gliederung des höheren Palöozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. — N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 127, 179—244, 5 Taf., Stuttgart 1967.

ZIEGLER, W.: Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinland Westf., 17, 343—360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. März 1977.

Tafel 1
Vergr. 60 ×

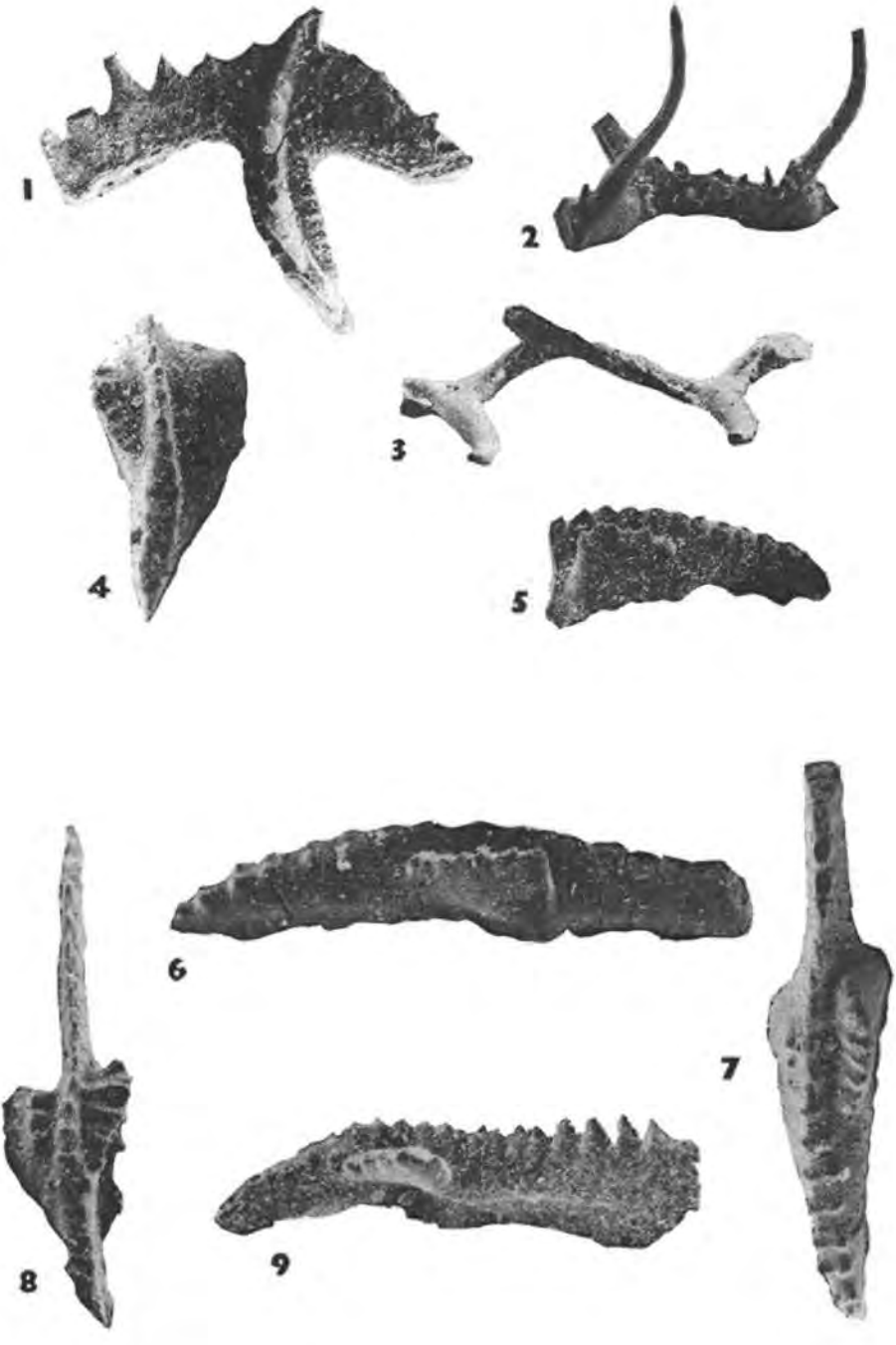
Fig. 1: *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL, 1941; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 300.

Fig. 2, 3: *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, 1957; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 300.

Fig. 4, 5: *Gnathodus antetexanus* REXROAD & SCOTT, 1964; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 301.

Fig. 6, 7: *Gnathodus texanus* ROUNDY, 1926; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Probe 214.

Fig. 8, 9: *Gnathodus typicus* COOPER, 1939; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 214.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel 2

Vergr. 60 ×

Fig. 1, 2: *Gnathodus typicus* COOPER, 1939; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 300.

Fig. 3: *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY, 1926); Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone, Hahngraben, Probe 101.

Fig. 4, 6: *Gnathodus antetexanus* REXROAD & SCOTT, 1964; Obere Sanzenkogelschichten, *Scaliognathus anchoralis*-Zone, Hartbauer, Probe 301.

Fig. 5, 7—10, 13: *Gnathodus* sp. A; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus* sp. A-Zone, Hartbauer, Fig. 5, 7: Probe 398; Fig. 8, 10: Probe 257; Fig. 9, 13: Probe 397.

Fig. 11: *Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF, 1957; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone, Hartbauer, Probe 155.

Fig. 12: *Neoprioniodus montanaensis* (SCOTT, 1942); Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone, Hartbauer, Probe 261.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 3
Vergr. 60 ×

Fig. 1: *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL, 1941); Obere Sanzenkogelschichten, obere *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone, Hartbauer, Probe 267.

Fig. 2: *Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF, 1957; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 235.

Fig. 3: *Gnathodus commutatus mononodosus* RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 273.

Fig. 4: *Gnathodus commutatus multinodosus* HIGGINS, 1962; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 275.

Fig. 5, 7, 8: *Gnathodus bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT, 1968; Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Fig. 5, 8: Hahngraben, Probe 86: Fig. 7: Pailgraben, Probe 113.

Fig. 6: *Gnathodus bil. bilineatus* → *G. bil. bollandensis* (schmale Übergangsform); Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 234.

Fig. 9: *Gnathodus bil. bilineatus* → *G. bil. bollandensis* (breite Übergangsform); Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 231.

Fig. 10, 11: *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY, 1926); Obere Sanzenkogelschichten, *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 268.

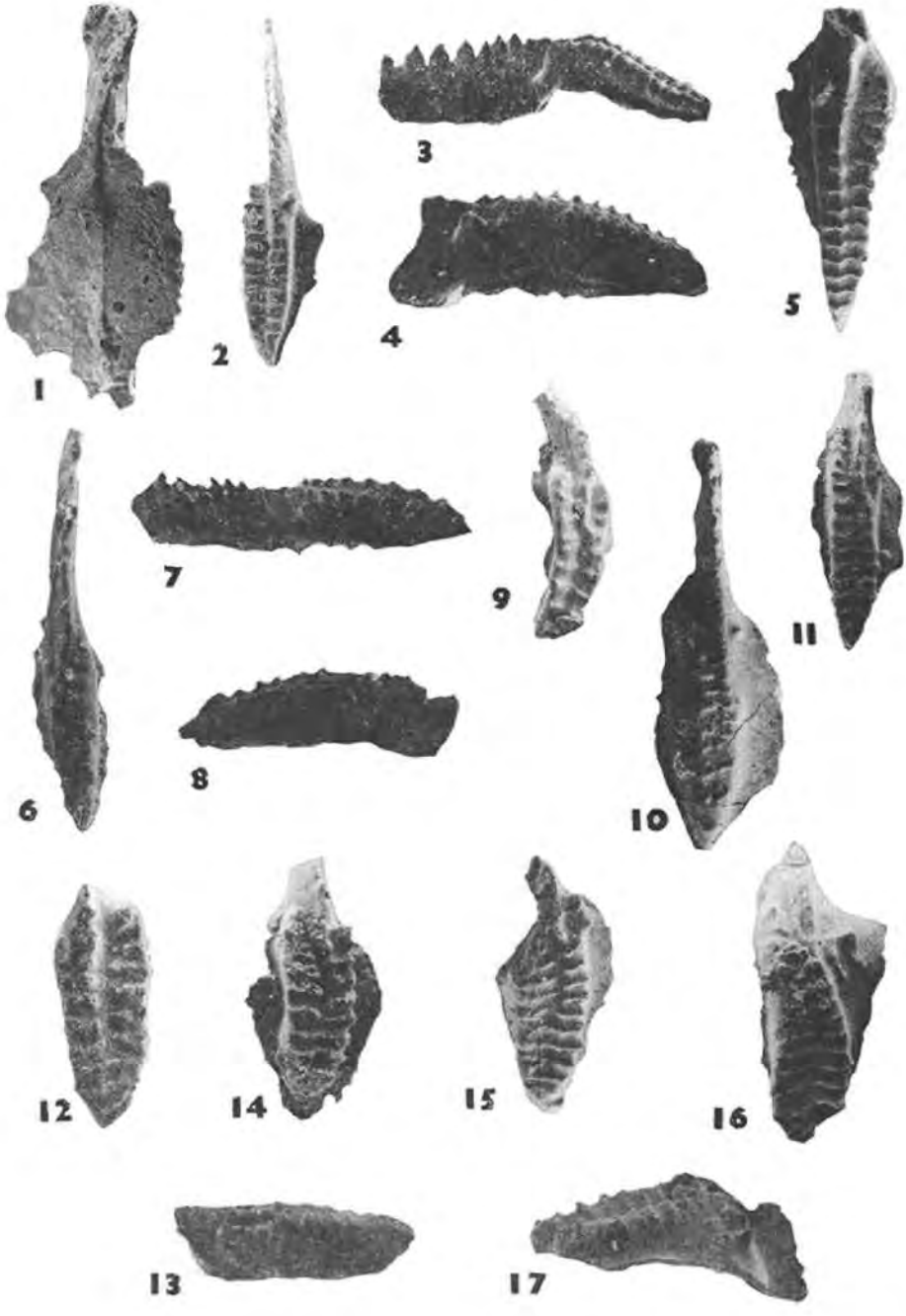
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tafel 4
Vergr. 60 ×

Fig. 1—11: *Declinognathodus noduliferus* (ELLISON & GRAVES, 1941); Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Fig. 1—5: Sanzenkogel, Probe 357; Fig. 6, 7: Schloßwastelgraben, Probe L/17; Fig. 8, 9: Höchkogel, Probe 336; Fig. 11: Hahngraben, Probe 83.

Fig. 12—15: *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT, 1968); Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Sanzenkogel, Probe 357.

Fig. 16, 17: *Streptognathodus* sp.; Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Sanzenkogel, Probe 357.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Tafel 5

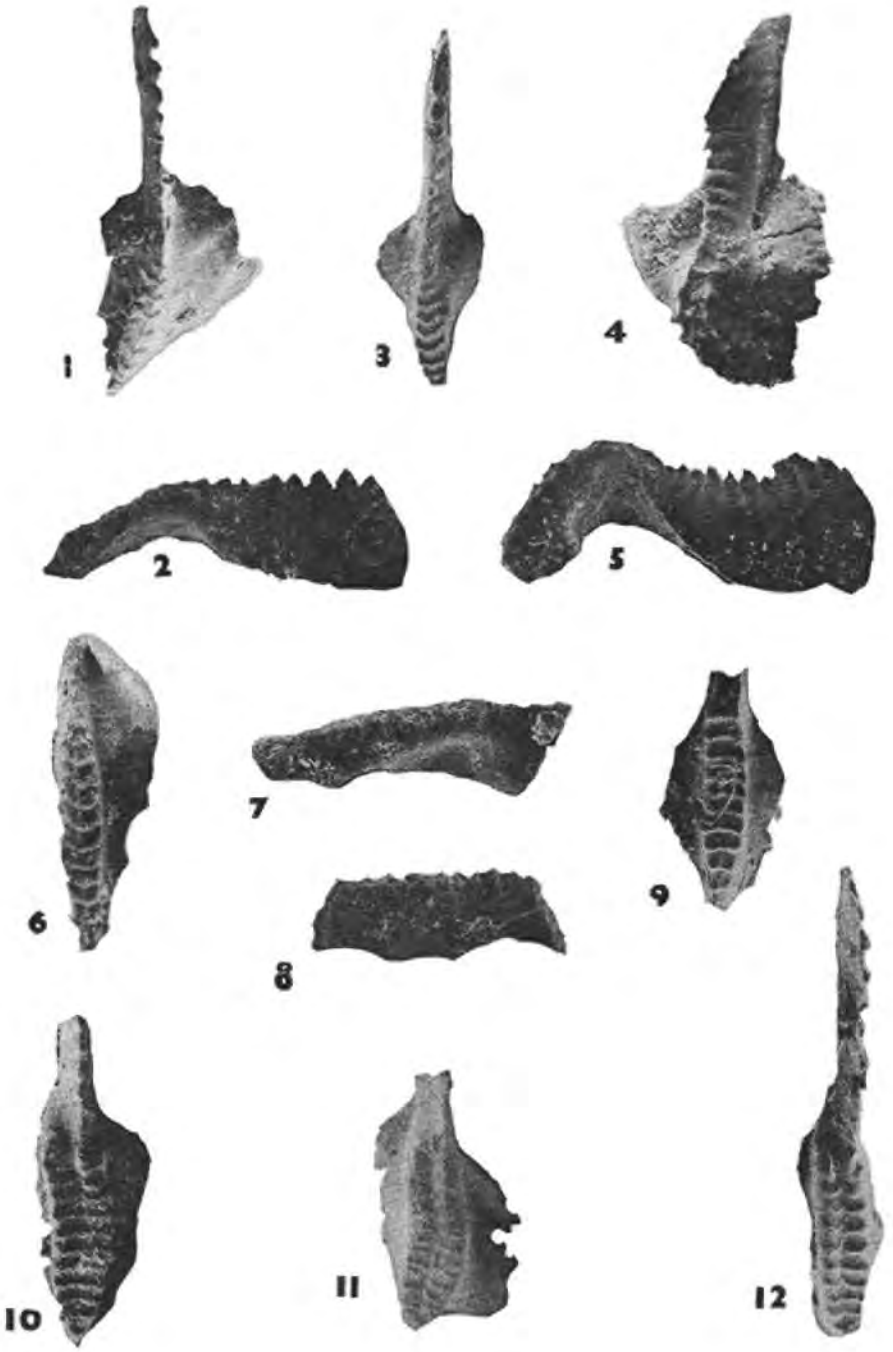
Vergr. 60 ×

Fig. 1—3: *Gnathodus glaber* WIRTH, 1967; Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Gratwein/Au, Probe 285.

Fig. 4, 5: *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES, 1941): Übergangsform, deren Gewölbeausbildung noch an *Gnathodus glaber* erinnert. Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Hahngraben, Probe Dx.

Fig. 6—9: *Idiognathoides convexus* (ELLISON & GRAVES, 1941); Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Hahngraben, Fig. 6, 7: Probe 86; Fig. 8, 9: Probe 83.

Fig. 10—12: *Idiognathoides corrugatus* (HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933); Kalke der Dult (Basiskalk), Fig. 10: Hahngraben, Probe 149; Fig. 11: NNE Kloster Dult; Probe 178; Fig. 12: Hahngraben, Probe 85.


1
3
4
2
5
6
7
9
8
10
11
12

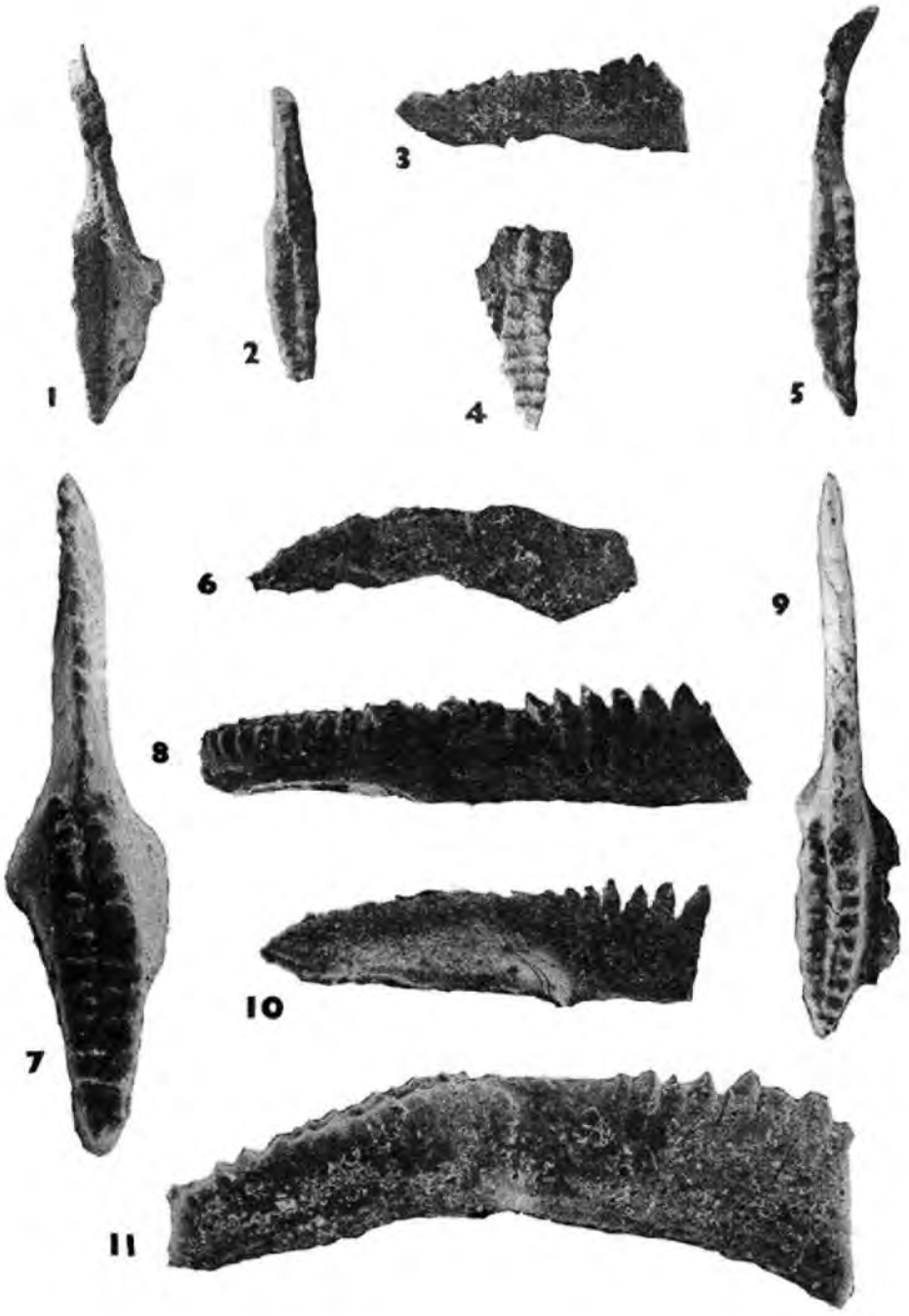
Tafel 6
Vergr. 60 ×

Fig. 1—3, 8, 9: *Idiognathoides opimus* (IGO & KOIKE, 1964); Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Hahngraben, Fig. 1: Probe 85; Fig. 2, 3: Probe 83, Fig. 8, 9: Probe Dx.

Fig. 4—6: *Idiognathoides sinuatus* HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933; Kalke der Dult (Hangendkalk), obere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, NNE Kloster Dult, Probe 49.

Fig. 7, 10: *Idiognathoides corrugatus* (HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1933); Kalke der Dult (Basiskalk), untere *Declinognathodus-Idiognathoides*-Fauna, Hahngraben, Probe 108.

Fig. 10: *Gnathodus bil. bilineatus* → *G. bil. bollandensis* (breite Übergangsform); Obere Sanzenkogelschichten; *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone, Hartbauer, Probe 231.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11