

Österreichische Geologische Gesellschaft

Adresse: Rasumofskygasse 23, Fach 127, A-1031 Wien Tel.: xx43-1-712 56 74, DW 43 oder 67, FAX: xx43-1-712 56 74 56
Bankverbindungen: PSK, BLZ 60000, Kontonr.: 92010084, CA-BV, BLZ 11000, Kontonr.: 0055-22883/00
Umsatzsteuer-Identifikationsnummer: ATU37830905

Exkursionsunterlagen

für die

Wandertagung 1996

Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs

**7. Oktober bis 11. Oktober 1996
in Wels**

Unter dem Ehrenschutz
der Oberösterreichischen Landesregierung
und der Stadt Wels

Redaktion

H. EGGER, Th. HOFMANN & Ch. RUPP

PROGRAMM

Montag, 7.10.1996: Hotel Rosenberger, Adlerstraße 1, 4600 Wels

08.00 Uhr: **Generalversammlung der ÖGG**

Vortragsprogramm:

08.45 Uhr: Eröffnung und Begrüßung

09.00 Uhr G. FRASL & F. FINGER: Die Böhmisches Masse in Oberösterreich

09.40 Uhr G.FRIEDL, A.VON QUADT & F. FINGER: Radiometrische Altersbestimmungen in der südlichen Böhmisches Masse

10.00 - 10.30 Uhr Kaffeepause

10.30 Uhr H. FRITZ : Neue tektonische Konzepte für die südliche Böhmisches Masse

11.00 Uhr E. WALLBRECHER: Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse während variszischer und alpidischer Konvergenz

11.30 Uhr W. UNZOG: Strainanalyse in einem Profil durch die Donauscherzone im Bereich der Schlägener Schlinge

12.00 - 13.30 Uhr Mittagsbuffet

13.30 Uhr L. WAGNER: Die Entwicklung der oberösterreichischen Molasse

14.00 Uhr Ch. RUPP: Stratigraphie der oberösterreichischen Molasse

14.30 Uhr H.-G. KRENMAYR: Sedimentäre Fazies im unteren Ottnangium von Oberösterreich

15.00 - 15.30 Uhr Kaffeepause

15.30 Uhr H. EGGER: Stratigraphie und Tektonik der oberösterreichischen Flyschzone

16.00 Uhr L. KRYSSTYN: Fazies und Tektonik in der Trias zwischen Traunsee und Kremstal

16.30 Uhr H. PERESSON: Kinematische Analyse der Windischgarstener Störung

17.00 Uhr H. WIMMER: Arbeitsschwerpunkte der oberösterreichischen Landesgeologie

20.00 Uhr: Empfang des Landeshauptmannes von Oberösterreich und des Bürgermeisters von Wels (Buffet)

EXKURSIONEN:

A1 Dienstag, 8.10.1996, 08.00 - ca. 19.00 Uhr

Thema: Intrusionsabfolge und Tektonik in der südlichen Böhmisches Masse
Führung: F. FINGER, W. UNZOG, E. WALLBRECHER

- x) Urfahr - Perlgneis
- x) St. Martin - Weinsberger Granit
- x) Sarleinsbach - Weinsberger Granit
- x) Neufelden - Schlierengranit
- x) Untergeng - Schergefüge der Rodl-Scherzone
- x) Gramastetten- Mylonite der Rodl-Scherzone
- x) Haibach - Haibacher Granit
- x) Nibelungenstraße - Mylonite der Donauscherzone
- x) Schlögen - Donauscherzone
- x) Niederranna - Mylonite der Donauscherzone
- x) Aschach-Tal - Protólithe der Scherzonengesteine

A2 Mittwoch, 9.10.1996, 08.00 - ca. 20.00 Uhr

Thema: Stratigraphie und Fazies in der oberösterreichischen Molasse und im Quartär

Führung: H. KOHL, H.G. KRENMAYR, Ch. RUPP, H. WIMMER

- x) Graben - älterer Schlier
- x) Hartberg - Robulusschlier
- x) Kletzenmarkt - Glaukonitsand-Formation
- x) Grieskirchen - Ottnanger Schlier
Mittagessen in Grieskirchen (Gh. Schatzl)
- x) Humplberg - Atzbacher Sande
- x) Offenhausen - Atzbacher Sande
- x) Deponiestandort Bachmanning
- x) Kremsmünster - Weiße Nagelfluh

Besichtigung der Sammlungen des Stiftes Kremsmünster

A3 Donnerstag, 10.10.1996, 08.00 - ca. 18.00 Uhr

Thema: Molasseuntergrund, Molasse, Ultrahelvetikum

Führung: H. EGGER, Ch. RUPP, L. WAGNER

- x) Almtal - Sandrinnenfazies im Robulus Schlier
- x) Kernlager der RAG
Imbiß
- x) Kimeswang - oligozäne Molasse
- x) Rehkogelgraben - spätkretazische Buntmergelserie
- x) Im Fleck - frühkretazische Buntmergelserie

20. 00 Uhr Öffentlicher Vortrag im Hotel Rosenberger:

Dr. W. NACHTMANN: 100 Jahre Kohlenwasserstoff-Förderung in Oberösterreich

A4 Freitag, 11.10.1996, 08.00 - ca. 17.00 Uhr

Thema: Das Grünauer Halbfenster und sein Rahmen

Führung: H. EGGER, L. KRYSZYN, D. VAN HUSEN

- x) Hauergraben - Blockgletscher
- x) E Grünau - Flysch des Halbfensters; Eisrandbildungen
- x) Dachskopf - Kalkalpenbasis; Serpentin
- x) Hochberghaus - Panorama;
Mittagessen
- x) Almsee - Panorama des Toten Gebirges
- x) Wh. Jagersimmerl - Tomalandschaft
- x) Kiesgrube Vielhaber - Bergsturzmaterial in Suspensionsstrom

Die Abfahrt zu den Exkursionen erfolgt jeweils pünktlich um 08.00 Uhr vom Parkplatz beim Hotel Rosenberger. Änderungen des Exkursionsprogramms vorbehalten.

INHALTSVERZEICHNIS

Erster Exkursionstag

FINGER, BÜTTNER & HAUNSCHMID

Anatexis im Tiefenstockwerk des südböhmischen Batholiths:

Die Granitoide der Mühl- und Sauwaldzone..... 6 - 11

WALLBRECHER, BRANDMAYR, HANDLER, LOIZENBAUER & DALLMEYER

Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse:

Variszische und alpidische kinematische Entwicklungen..... 12 - 28

Exkursionshaltepunkte 29 - 31

Zweiter und dritter Exkursionstag

ROETZEL & KRENMAYR

Das Tertiär der Molassezone in Oberösterreich und Salzburg.....:32 - 35

WAGNER

Die tektonisch-stratigrafische Entwicklung der Molasse und deren

Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg.....36 - 65

RÖGL & RUPP

Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs...66 - 72

KOHL

Quartäre Sedimente und Landschaftsentwicklung im Welser Raum.....73 - 74

Exkursionshaltepunkte.....75 - 93

Literatur.....93 - 98

Vierter Exkursionstag

Exkursionsroute.....99

EGGER

Zur Stratigraphie und Tektonik der oberösterreichischen Flyschzone.....100 - 108

PERESSON

Zur Kinematik der Windischgarstener Störung109 - 110

Exkursionshaltepunkte.....112 - 117

Literatur.....118 - 119

Liste der Autoren..... 120

Teilnehmerliste.....120 - 121

Inserate:

Creditanstalt (s.52)

P.S.K. (S.76)

ERSTER EXKURSIONSTAG: KRISTALLIN DER BÖHMISCHEN MASSE

ALLGEMEINE EINFÜHRUNG

I) ANATEXIS IM TIEFENSTOCKWERK DES SÜDBÖHMISCHEN BATHOLITHS: DIE GRANITOIDE DER MÜHL- UND SAUWALDZONE

Fritz Finger, Steffen Büttner und Bruno Haunschmid

Zur Einführung

Der oberösterreichische Anteil der Böhmisches Masse bildet das Kernstück des sogenannten Südböhmischen Batholiths (Abb.1), welcher sich im Dreiländereck Österreich-Bayern-Tschechische Republik über eine Fläche von mehr als 10.000 km² erstreckt. Die magmatischen Prozesse, die zur Entstehung dieses großen Batholiths geführt haben, fallen in die Spätphase der variszischen Orogenese.

Das westlich von Linz gelegene Kristallin der Mühl- und Sauwaldzone, welches im Verlauf dieser Exkursion besucht wird, repräsentiert ein relativ tiefes Niveau des Südböhmischen Batholiths, in dem man insbesondere anatektische und tiefplutonische Phänomene studieren kann. Das vorherrschende Gesteinsmaterial sind hier Migmatite bzw. "unreife" Granitoide mit hohen Restitgehalten, welche sich mehr oder minder in-situ durch die partielle Aufschmelzung älterer Gneisserien gebildet haben.

Der geologische Aufbau des Südböhmischen Batholiths in Österreich ist in Abbildung 1 skizziert. Tektonisch kann das Gebiet westlich von Linz in drei große, durch bedeutende Störungen getrennte Zonen gegliedert werden, die jeweils auch einen etwas unterschiedlichen Gesteinsbestand aufweisen (FUCHS und THIELE 1968). Es sind dies von Norden nach Süden:

- + die Böhmerwaldzone nördlich der Pfahlstörung
- + die Mühlzone zwischen Pfahl- und Donauströrung
- + die Sauwaldzone südlich der Donauströrung

Das Gebiet gleich nordwestlich von Linz (Lichtenbergscholle) wird gemeinhin als ein an der Rodlströrung sinistral verschobener Teil der Sauwaldzone betrachtet (THIELE 1962).

Die Sauwaldzone

Das typische Gestein der Sauwaldzone sind die sogenannten **Perlgneise**. Es handelt sich dabei um fein- bis mittelkörnige Meta- bis Diatexite. Die Perlgneise wirken zumeist ziemlich massig, obwohl eine schwache herzynische Regelung mit bänderig-streifiger Textur sehr oft vorhanden ist. Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat (30 - 50%). Die Biotitgehalte liegen typischerweise zwischen 20 und 30 %, oft tritt etwas Cordierit hinzu. Hellglimmer ist i.a. nur sekundär vorhanden.

Der Perlgneiskomplex der Sauwaldzone geht auf eine spätproterozoische oder eventuell auch altpaläozoische Grauwackenserie zurück, die spätvariszisch (etwa zwischen 335 und 320 Ma) einer penetrativen Anatexis und Umkristallisation im Rahmen einer hochtemperierten Niederdruck-Regionalmetamorphose unterworfen war. Etwas weniger metamorphe Äquivalente derselben Sedimentsequenz dürften auch östlich des Südböhmischen Batholiths in der Monotonen Serie des Waldviertels vorliegen.

Gemeinhin wird für den Sauwald allerdings eine mehrphasige Metamorphoseentwicklung angenommen (FUCHS und THIELE 1968). Der Niedrigdruck-Anatexis, die bei ca. 700-800 °C und 4-5 kb ablief (KNOP et al. 1995), ging jedenfalls schon eine ältere Vergneisung vermutlich unter Mitteldruckbedingungen voraus. Diese ältere Metamorphosephase ist noch nicht datiert, gehört aber höchstwahrscheinlich zum variszischen Zyklus. Umstritten ist, ob bereits vorvariszisch (kale-donisch ?) eine Regionalmetamorphose wirksam war.

Die Strukturen der Anatexis im Sauwald folgen bei generellem NE-Einfallen der herzynischen NW-SE Streichrichtung. Im Norden des Sauwaldes erreicht die spätvariszische Anatexis oft nur ein metatektisches Stadium, sodaß hier größere Anteile älterer Schiefergneisreste erhalten blieben (Abb.1). Die höchsten Aufschmelzungsgrade wurden in den tieferen Teilen des Perlgneiskomplexes, also im Südteil der Sauwaldzone erreicht (THIELE 1962). Die "Perlgneise" in diesem Gebiet (homogenisierte Perlgneise nach THIELE 1962) sehen Graniten bereits sehr ähnlich und können als Diatexite bezeichnet werden (Abb.1). Zahlreiche eingeschlossene Schiefergneisreste belegen aber auch in diesen Diatexiten noch einen erheblichen Gehalt an nicht aufgeschmolzenem Material.

Die ganz im Süden des Sauwaldes auftretenden massigen S-Typ Granite vom Typ **Schärding und Peuerbach** (HORNIGER 1936, SCHUBERT 1989) gehen auf Magmen zurück, die vermutlich aus der gleichen Quelle stammen wie die Diatexite, sich aber von ihrem Aufschmelzungsbereich schon etwas nach oben absetzen konnten.

Einige kleine Stöcke von jüngeren, vermutlich oberkarbonischen Feinkorngraniten schlagen lokal noch durch den anatektischen Bau (NEUHUBER 1990).

Die Mühlzone

Die charakteristischen Gesteine der Mühlzone sind der Schlierengranit und der Weinsberger Granit (Abb.1).

Beim **Weinsberger Granit** handelt es sich um ein allochthones Magma mit einem Alter von etwa 320-330 Ma (FRIEDL et al. 1996), das aus einem noch tieferen, heute nicht aufgeschlossenen Krustenniveau aufgestiegen und ausgesprochen grobkörnig auskristallisiert ist. Die Kalifeldspate des Granits sind in der Regel dicktafelig und mehrere Zentimeter groß. Das besonders kaliumbetonte Magma des Weinsberger Granits entstand vermutlich bei sehr hohen Temperaturen (800-900 °C) durch "trockene" Aufschmelzung von biotitreichen Gneisen (Metagrauwacken) und gleichzeitiger Fraktionierung eines pyroxenreichen Residuals in der Unterkruste (FINGER und CLEMENS 1995).

Das Hauptverbreitungsgebiet des Weinsberger Granits liegt im östlichen Mühl- und westlichen Waldviertel, wo relativ höhere Stockwerke des Batholiths angeschnitten sind. Hier können übrigens nach STÖBICH (1992) und FINGER und CLEMENS (1995) zwei in magmengenetischer Hinsicht etwas divergierende Bereiche des Granits unterschieden werden (Weinsberger Granit I und II; siehe Abb. 1). Im tiefen Niveau der Mühlzone zeigt der Weinsberger Granit häufig Kumulatcharakter, zum Teil sind solche Kumulatvarianten pyroxenführend (Sarleinsbacher Quarzmonzodiorit - FRASL und FINGER 1988, HAUNSCHMID und FINGER 1994).

Die **Schlierengranite** der Mühlzone (FINGER 1986) sind mittel- bis grobkörnige, relativ massige, aber fast immer etwas schlierig-streifig texturierte Granitoide mit porphyrischen, vielfach rosa gefärbten Kalifeldspaten von etwa 1-2 cm Größe. Neben dem Biotit tritt oft Hornblende als dunkler Gemengteil auf, nicht selten sind auch braune, idiomorphe Titanite zu sehen. Im Prinzip handelt es sich bei den Schlierengraniten um jene Gesteinseinheiten der Mühlzone, die von G. FUCHS (z.B. 1962) seinerzeit als Grobkornigneise kartiert wurden. Der neue Gesteinsname "Schlierengranite" wurde vor allem deshalb eingeführt, um den

magmatischen Charakter der Gesteine noch deutlicher hervorzuheben (FINGER 1986). Die Schlierengranite sind ebenso wie die Diatextite des Sauwaldes prinzipiell als unreife, restitreich in-situ Granitoide anzusprechen (FINGER und CLEMENS 1995). Allerdings geht ihre Bildung offensichtlich auf die Aufschmelzung einer andersartigen, aluminiumärmeren Gneislithologie zurück, was zur Ausbildung von I-Typ Eigenschaften führte. Schöllen von dunklen Biotit-Plagioklas-Gneisen, wie sie in den Schlierengraniten besonders häufig zu finden sind, können als Reste des Protolithmaterials der Mühlzone gedeutet werden (KOSCHIER 1989). Die weiträumige Aufschmelzung dieses älteren Gesteinsbestandes wurde vermutlich durch Wärme- und Wasserzufuhr aus dem Weinsberger Granit hervorgerufen (FINGER und CLEMENS 1995).

Die im wesentlichen herzynisch streichenden Körper von Schlierengranit und Weinsberger Granit werden in der Mühlzone häufig diskordant von **kleinkörnigen Biotit-Graniten bis Granodioriten** durchschlagen, von denen das bekannteste Vorkommen der Granitstock von Plöcking ist (SCHARBERT 1955). Die größten Massen solcher jüngerer "Feinkorngranite" befinden sich allerdings weiter im Norden in der Nähe der Pfahlstörung (Abb.1). Man kann annehmen, daß die meisten Feinkorngranite der Mühlzone Äquivalente zum Mauthausener Granit bzw. Freistädter Granodiorit des östlichen Mühlviertels sind und dementsprechend auch etwa 300 Ma alt (FRIEDL et al. 1992). Wie die typisch diskordanten, scharfen Intrusionskontakte zeigen, sind diese Granite erst aufgedrungen, nachdem der ältere anatektische Bau bereits abgekühlt und in ein höheres Stockwerk herausgehoben worden war.

Getrennt zu erwähnen ist schließlich noch der **Haibacher Granit**, ein zweiglimmeriger Feinkorngranit, der im Bereich der Donauschlingen auftritt (FINGER 1984). Im Gegensatz zu den zuvor genannten Graniten des Mauthausener/Freistädter Typs, welche auf Schmelzbildungen im Bereich der Unterkrusten/Mantelgrenze zurückgehen, entstand dieser Granit durch niedrigtemperierte Aufschmelzungsprozesse (unter Wasserpräsenz) im Bereich der Donaustörung. Der Haibacher Granit ist jünger als die regionale Anatexis und kann mit dem sogenannten Altenberger Granittyp des östlichen Mühlviertels (FRASL 1960, FRASL und FINGER 1991) parallelisiert werden.

Die Böhmerwaldzone

Nördlich der Pfahlstörung haben wir ein höheres Niveau des Batholiths vor uns. Ein wichtiges Gestein dieser Zone sind nichtanatektische **Sillimanit-Cordierit-Paragneise (Schiefergneise)**.

Neben Weinsberger Granit tritt hier im Norden eine weitere Hauptgranitvariante des Südböhmischen Batholiths auf, nämlich der **Eisgarner Granit (Bärnsteingranit)**, ein grobkörniger, zweiglimmeriger S-Typ Granit mit typisch flachtafeligen Kalifeldspatleisten. Eine feinerkörnige Abart dieses Granits wird als Sulzberg Granit bezeichnet (FUCHS und THIELE 1968).

Der Eisgarner Granit, dessen Hauptverbreitungsgebiet und Typuslokalität eigentlich im nordwestlichen Waldviertel liegen, wurde bisher traditionell als jüngste Granitart des Südböhmischen Batholiths angesehen (z.B. FUCHS und THIELE 1968, SCHARBERT 1987, FRASL und FINGER 1988). Neue geochronologische Datierungen an Monaziten (FRIEDL et al. 1996) zeigen aber, daß der grobkörnige Eisgarner Granit noch in einer zeitlichen Nahebeziehung zum Weinsberger Granit steht und jedenfalls deutlich älter ist als die Feinkorngranite der Mauthausener/Freistädter Gruppe.

Die magmatische Entwicklungsgeschichte des Südböhmischen Batholiths in Oberösterreich

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand stellt sich die magmatische Entwicklungsgeschichte des Südböhmischen Batholiths in Oberösterreich folgendermaßen dar:

- 1.) **Im Zeitraum zwischen 335 und 320 Ma** entstand eine erste ältere Generation von syntektonischen Granitoiden durch **großräumige Aufschmelzprozesse** in einer heißen, vermutlich durch vorausgehenden variszischen Deckenbau verdickten, spätrogenen Kruste ("Ältere Granitoide" nach FRASL und FINGER 1988, 1991; plus Eisgarner Granit). Der für die Anatexis erforderliche hohe Wärmefluß kann durch eine rasche, annähernd isothermale Hebung dieser orogenen Kruste, verbunden mit magmatischem "underplating" an der Krusten/Mantelgrenze erklärt werden. Hochtemperierte Schmelzprozesse in Gneisanteilen der tieferen Kruste führten zur Bildung des Weinsberger Granitmagma, das in großen Volumina in höhere Krustenniveaus aufdrang und konvektiv weitere Wärme nach oben transportierte. Anatexis in der damaligen mittleren Kruste erzeugte die Perlgneise der Sauwaldzone und die Schlierengranite der Mühlzone. Die Verschiedenheit der anatektischen Produkte resultiert im wesentlichen aus der stofflichen Heterogenität des präbatholithischen Krustenaufbaus. Durch Aufschmelzung metapelitischer Paragneise entstand im Nordteil des Batholiths das Magma des Eisgarner Granits.
- 2.) Erneute **lokale Anatexis**, hervorgerufen durch Wasserzufuhr an den großen Störungszonen, führte in der Folge, vermutlich **in der Zeit zwischen 310 und 320 Ma**, noch zur Bildung der sauren, niedrigtemperierten Schmelzen der **Altenberger Granitgeneration** (FRASL und FINGER 1988, 1991).
- 3.) Eine späte, **posttektonische Generation fein- bis mittelkörniger Granite und Granodiorite (Mauthausener/Freistädter Gruppe** nach FRASL und FINGER 1988, 1991), mit Magmenherden an der Krusten/Mantelgrenze, intrudierte etwa bei 300 Ma.

Zitierte Literatur

- FINGER F. (1984) Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). Jahrbuch Geologische Bundesanstalt 128: 383-402
- FINGER F. (1986) Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). Diss. Univ. Salzburg: 216 p
- FINGER F. & CLEMENS, J.D. (1995) Migmatization and "secondary" granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of "primary" granitoids in Southern Bohemia, Austria. Contrib. Mineral. Petrol. 120: 311-326.
- FRASL G. (1960) Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). Verhandlungen Geologische Bundesanstalt 1960 (3): A23-A27
- FRASL G., FINGER F. (1988) Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald. Reihe der Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft: 30 p
- FRASL G. & FINGER F. (1991) Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. European Journal Mineralogy 3 Beiheft 2: 23-40

- FRASL G., FUCHS G., KURZWEIL H., THIELE O., VOHRZYKA K., VOHRZYKA E., ZIRKL E. (1965) Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, Maßstab 1:100.000. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRIEDL G., VON QUADT A., FINGER F. (1996) Timing der Intrusionstätigkeit im Südböhmischen Batholith. TSK 6 Abstractband, Facultas Universitätsverlag Wien: 127.
- FRIEDL G., VON QUADT A., FRASL G., FINGER F. (1992) Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmischen Masse. Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, 11: 217-218.
- FUCHS G. (1962) Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. Verhandlungen der Geologische Bundesanstalt 1962: 96-117
- FUCHS G. & MATURA A. (1976) Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. Jahrbuch Geologische Bundesanstalt: 119 p
- FUCHS G. & THIELE O. (1968) Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien: 96 p
- HAUNSCHMID B. & FINGER F. (1994) Der Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach: Eine Kumulatvariante des Weinsberger Granits. Mitt. Österr. Mineral. Ges. 139: 310-312.
- HORNINGER G. (1936) Der Schärdinger Granit. Tschermarks Miner Petr Mitt 47
- KNÖP E., BÜTTNER ST., HAUNSCHMID B., FINGER F. & MIRWALD P. (1995) P-T conditions of Variscan metamorphism and migmatization in the Sauwald, Southern Bohemian Massif. EUG Strassbourg, Terra Nova 7, Abstr.Suppl.1: 316
- KOSCHIER E. (1989) Beiträge zur Genese der Schlierengranite und der Weinsberger Granite in Oberösterreich und Niederösterreich aufgrund ihrer Einschlüsse. Dissertation, Salzburg: 170 p
- NEUHUBER G. (1990). Geologisch- petrographische Untersuchungen im Aschachtal im südöstlichen Sauwald (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung der dortigen jungen Granitstöcke. Diplomarbeit Univ. Salzburg: 162 p
- SCHARBERT H. G. (1955) Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. TPM 3, F. 5
- SCHARBERT S. (1987) Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. Mitt Österr Geol Ges 132: 21-37
- SCHUBERT G. (1989) Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung. Diplomarbeit Univ. Salzburg: 205 p
- STÖBICH D.M. (1992) Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel. Diplomarbeit Univ. Salzburg: 60 p
- THIELE O. (1962) Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.Ö.). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1962: 117-129

Adresse der Autoren: Inst. für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg.

II) KONJUGIERTE SCHERZONEN IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE: VARISZISCHE UND ALPIDISCHE KINEMATISCHE ENTWICKLUNGEN

E. Wallbrecher, M. Brandmayr, R. Handler, J. Loizenbauer, R. D. Dallmeyer

Einleitung

Dank der guten Kartierung und geologischen Bearbeitung der Umgebungen der meisten der Blattverschiebungszonen (FUCHS & MATURA, 1976; FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1984) und neuerer petrographischer Detailbearbeitung (FINGER, 1986; FINGER & HÖCK, 1987) sind die Lage der Scherzonen und die Versatzrichtungen bekannt und gut kartiert. Sie werden als spätvariszische Bildungen betrachtet (z.B. THIELE, 1961; FUCHS, 1976; FUCHS & MATURA, 1976; TOLLMANN, 1985); einige Autoren betrachten sie jedoch als jünger (GRABER, 1928; THIELE, 1970; SCHEIDEGGER, 1976). Abb. 1 stellt die Verteilung der Scherzonen und die Versatzrichtungen an ihnen dar. Sie lassen sich nach Streichrichtung und Bewegungssinn in zwei Gruppen gliedern:

- 1) NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungen mit dextralem Schersinn (Pfahl-, Donau-Scherzone und kleinere Scherzonen).
- 2) NE-SW bis NNE-SSW streichende Scherzonen mit sinistralen Schersinn (Rodl-, Vitiser-, Diendorfer-Scherzone und kleinere Scherzonen).

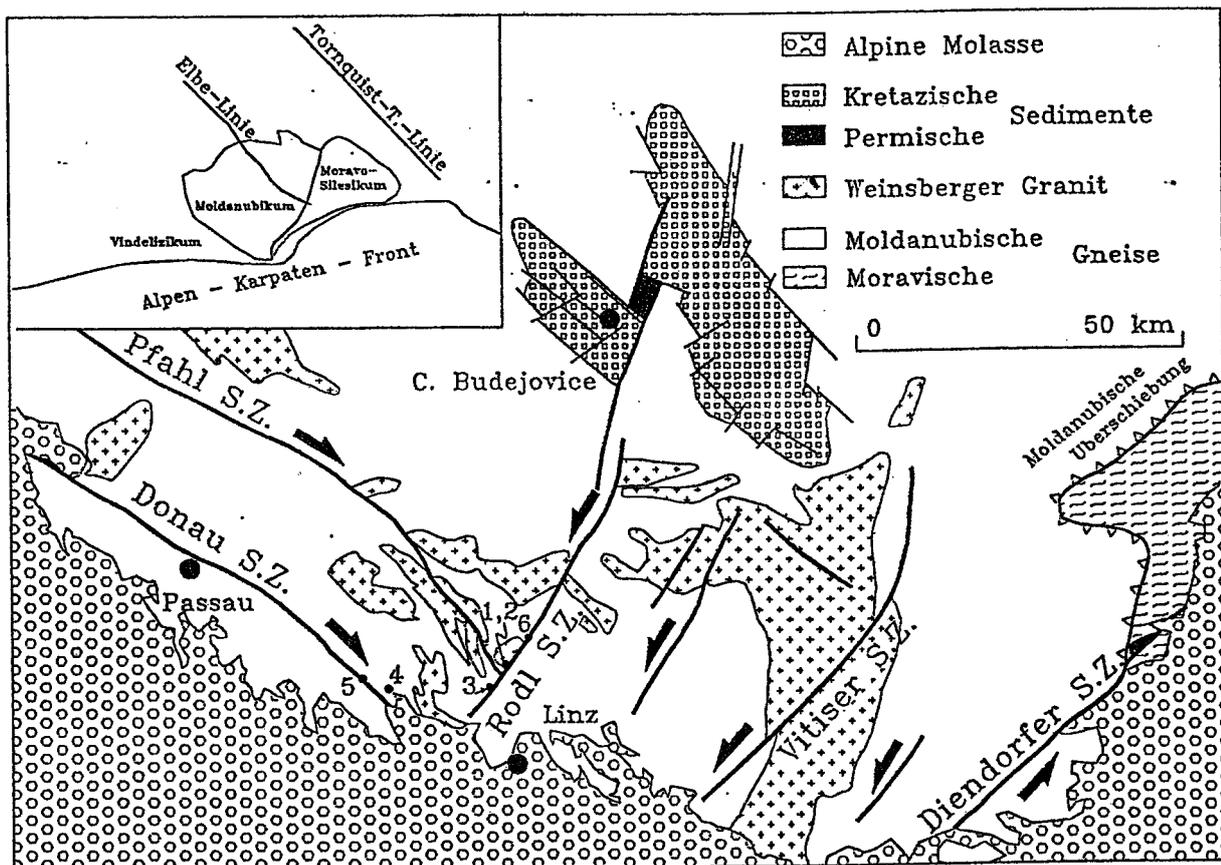


Abb. 2: Stark schematisierte geologische Karte der südlichen Böhmisches Masse

Duktile Deformationen

Die Donau-Scherzone

Generell läßt sich eine polyphase Deformationsentwicklung feststellen, wobei die Deformation in zwei dünnen Mylonithorizonten konzentriert ist. Unter Temperaturen der Amphibolitfazies ($>500\text{ °C}$) lief die Deformation konzentriert in den feinkörnigen Bändermyloniten ab, was syntektonisch gebildete Feldspatrekristallisate belegen. Es treten in diesen Myloniten ebenfalls Kern-Mantel-Texturen bei Feldspäten auf. Bei sinkenden Temperaturen ($<500\text{ °C}$) konnten die Bändermylonite nicht mehr duktil reagieren, dabei verlagerte sich die Deformation zum porphyroklastischen Perlgneismylonitzug. Bei diesem zweitem Zug handelt es sich um Protomylonite (sensu HIGGINS, 1971). Ihre typische Grünfärbung geht auf charakteristische Mineralumwandlungen, wie Chloritisierung der Biotite und Serizitisierung der Feldspäte, zurück.

Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58. Sie weist ein deutliches Streckungslinear in der Streichrichtung auf (Abb. 3).

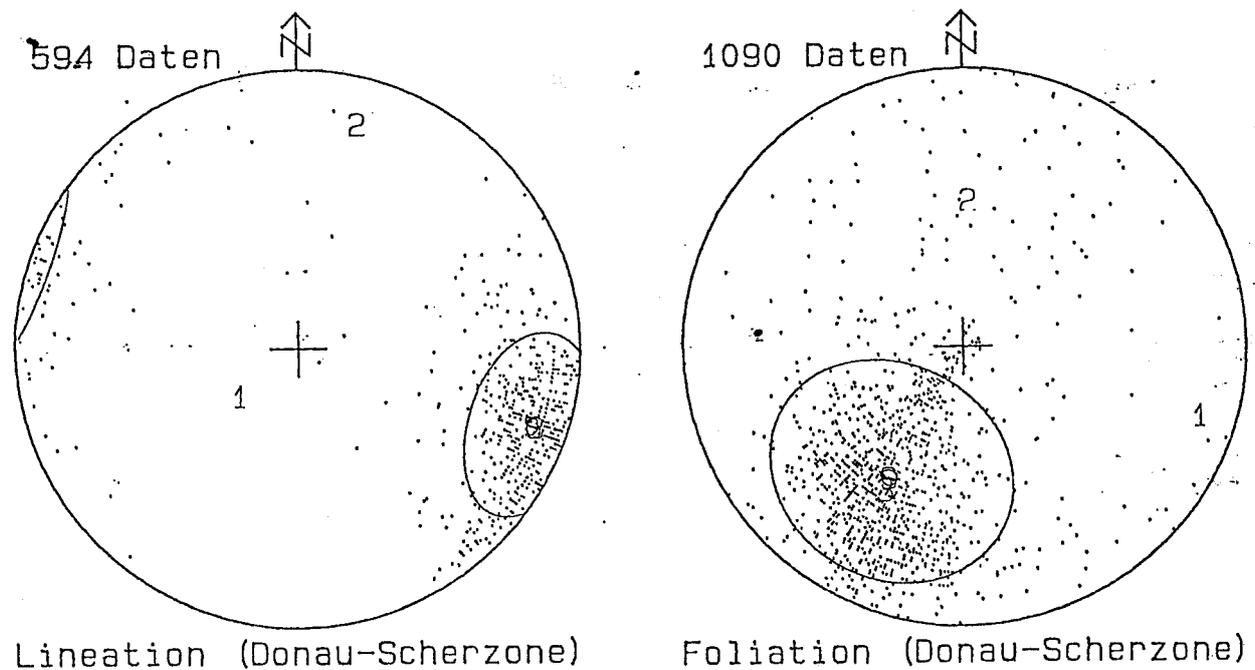


Abb. 3: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Donau-Scherzone zwischen Eferding und Niederranna. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenvektoren (WALLBRECHER, 1986), Lambertische Projektion, untere Halbkugel

Meso- und mikroskopische S-C-Gefüge (Abb. 4) zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dextralen Schersinn. Quarzgefüge aus den zentralen Bereichen der Scherzone, die mit der integralen Messung der Quarz-c-Achsen-Azimute (Photometermethode, WALLBRECHER, 1988) erfaßt und als Richtungsrosen dargestellt wurden, zeigen dextrale Schiefregelungen bei sehr großer Strain-Homogenität (Abb. 5). Röntgentexturaufnahmen des Quarzgefüges zeigen dextrale Schiefgürtel der c-Achsen und eine Clusterregelung der a-Achsen in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Abb. 6).

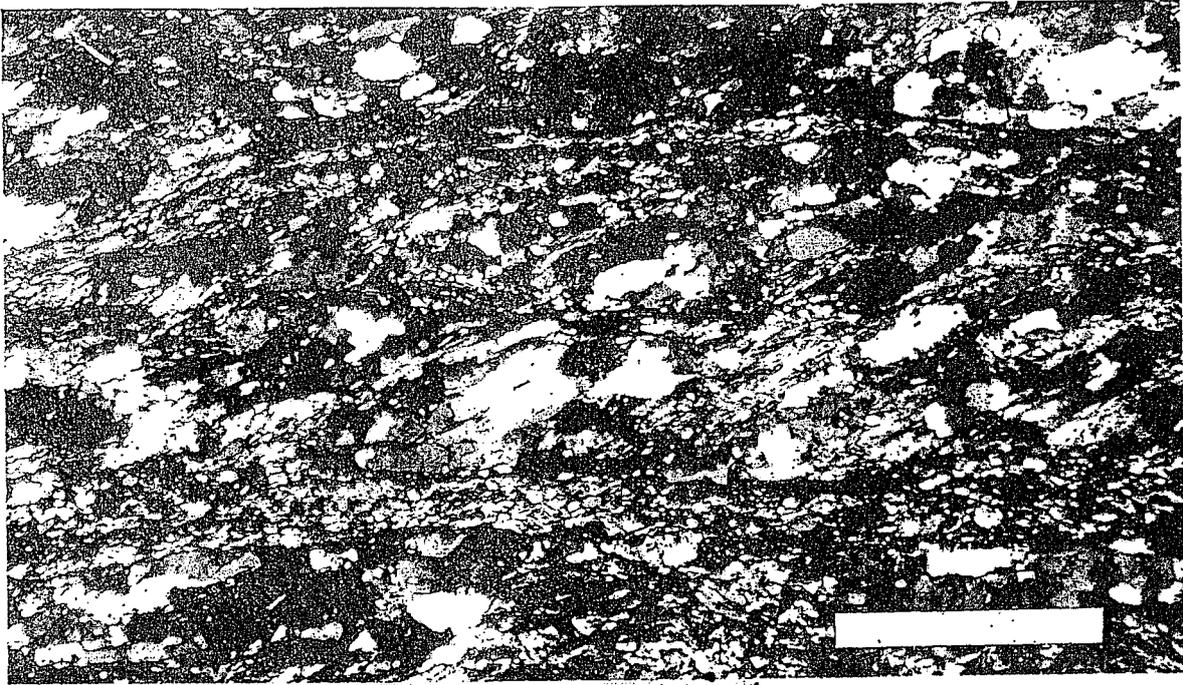


Abb. 4: Dünnschliffaufnahme eines S-C-Gefüges aus einem Mylonit der Donau-Scherzone (xz-Schnitt), Donauschlinge bei Schlögen, Nicols x.

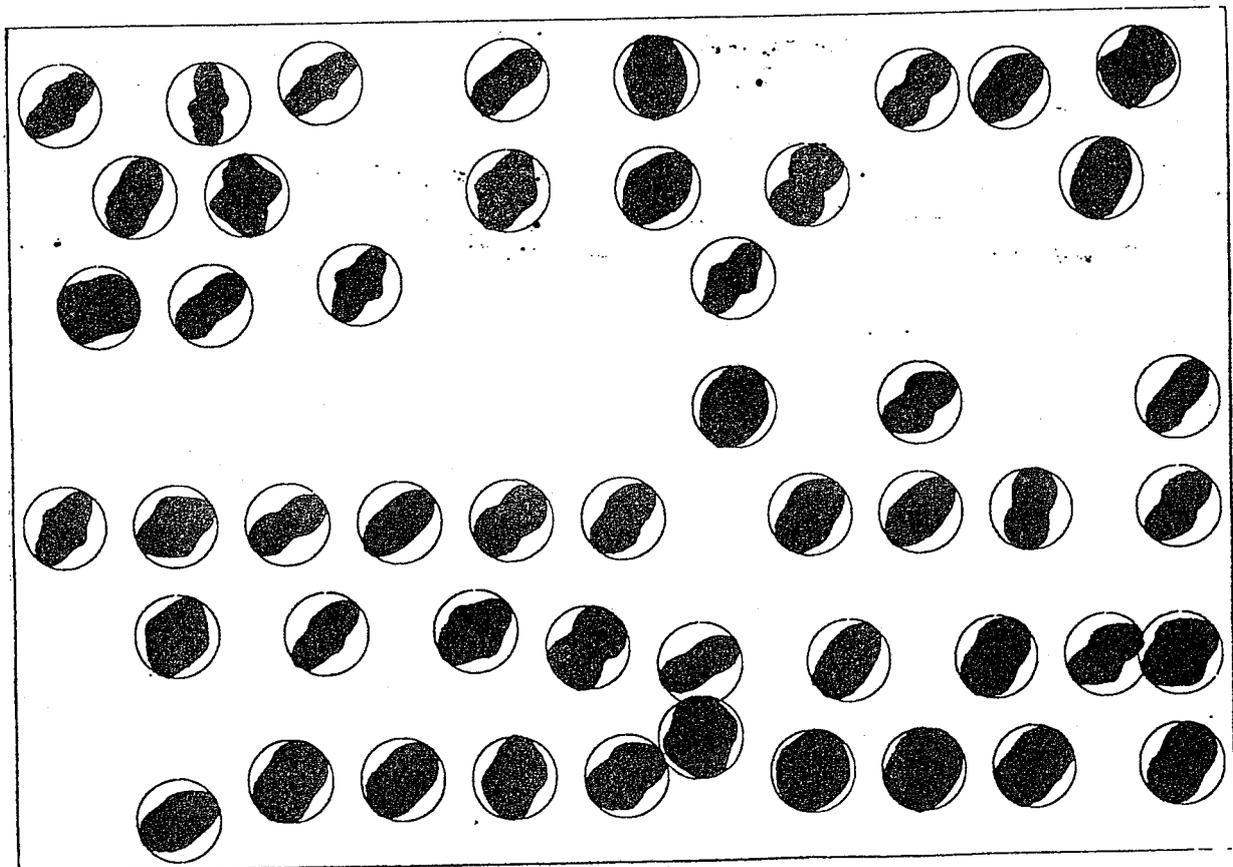


Abb. 5: Richtungsrosen von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen-Azimuthen in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Fotometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen

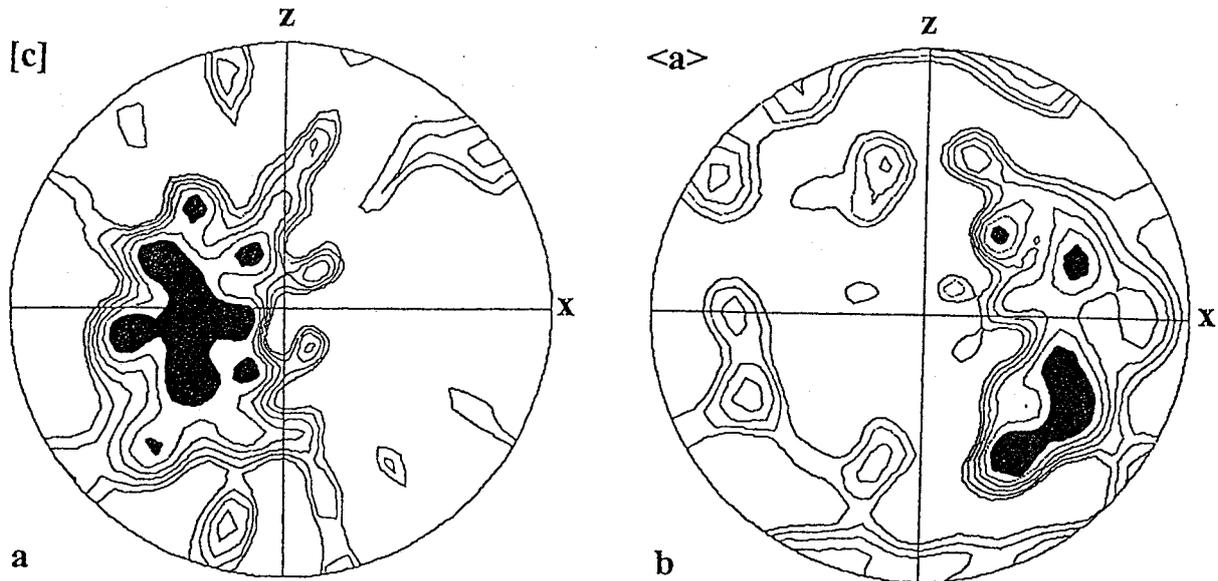


Abb.6: a) Polfigur der $\langle c \rangle$ -Achsen (104), berechnet aus ODF-Koeffizienten; b) Polfigur der $\langle a \rangle$ -Achsen (110) von Quarz, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen; logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung.

Die Pfahl-Scherzone

In der Pfahl-Scherzone sind Protomylonite aus einem Granit- bzw. Orthogneisprotolithen (Weinsberger Granit, Eisgarner Granit und Grobkorngneis) die häufigsten Gesteine an den Scherzonenrändern. Zum Zentrum der Scherzone hin entwickeln sich hieraus Mylonite und Ultramylonite. Duktile Scherbänder und langgezogene asymmetrische Druckschatten und syn- oder antithetisch zerscherzte Feldspatklasten weisen auf eine dextrale Scherung hin.

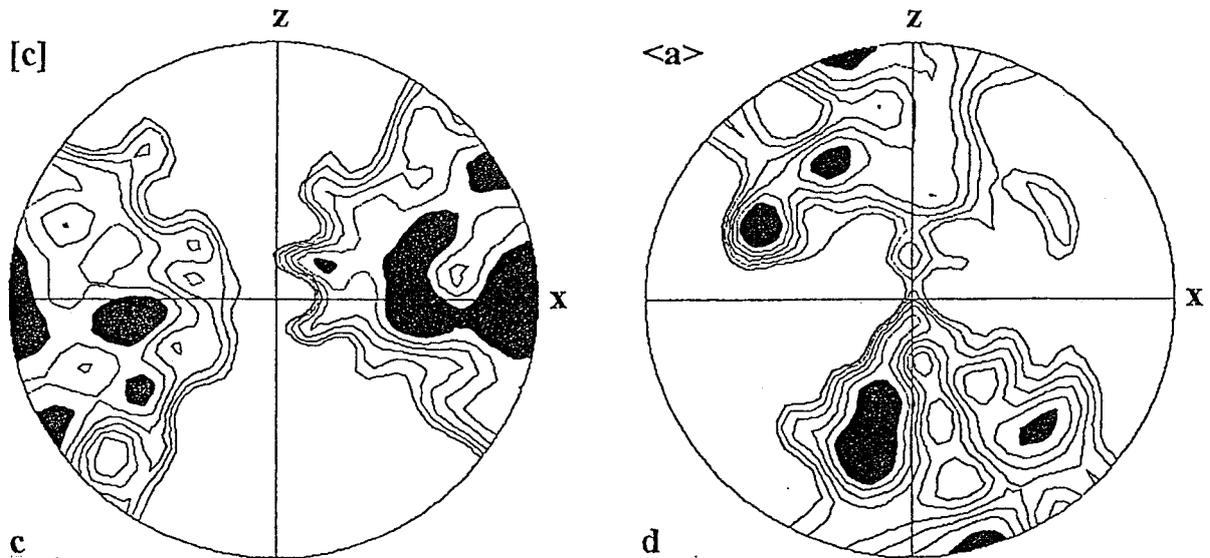


Abb. 7: a) Polfiguren der $\langle c \rangle$ -Achsen (104), berechnet aus ODF-Koeffizienten; b) der $\langle a \rangle$ -Achsen (110) von Quarz, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlthal

Quarz zeigt Rekristallisationsgefüge mit Tripelpunktkorngrenzen von nahezu 120° , die für eine Bildung während dynamischer Rekristallisation sprechen (ETHERIDGE & WILKIE, 1981). Röntgentexturanalysen des Quarzgefüges im Zentrum der Scherzone zeigen Gitterregelungen mit einem sehr deutlichen Maximum der c-Achsen in der x-Richtung des finiten Strainellipsoides und mit einer Verteilung der a-Achsen in einem Gürtel um diese Richtung (Abb. 6). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivierung der Prismenflächen als Gleitflächen und der $\langle c \rangle$ -Achsen als Gleitrichtung unter relativ hohen Temperaturen (ca. 700°C ; MAINPRICE et al., 1986) gedeutet werden. Eine mögliche Erklärung für diese hohen Temperaturen könnte ein sehr früher Beginn der Scherdeformation, unmittelbar nach der Intrusion des spätvariszischen Eisgarner Granites, sein.

Die Rodl-Scherzone

Die Rodl-Scherzone ist südlich von Untergang sehr kompakt und einheitlich, nach Nordosten hingegen spaltet sie sich zunehmend in zahlreiche Äste auf, sodaß schwächer deformierte linsenförmige Bereiche fast vollständig von stärker deformierten Gesteinen umhüllt werden (Abb. 8).

Bei den Gesteinen, die von Mylonitisierung und Phyllonitisierung erfaßt wurden, handelt es sich um Perlgnese, Perldiatexite, Weinsberger Granit und Schlierengranit (Nomenklatur nach FINGER, 1986). Eine Korngrößenreduktion und die Ausbildung einer penetrativen Schieferung und Lineation sind ebenso vorhanden, wie die Beschränkung der Mylonite auf relativ schmale Zonen. Die Schieferungsflächen fallen generell mit etwa 80° nach NW ein, die Streckungslineation streicht in Richtung NE-SW und liegt nahezu horizontal (Abb. 9). Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist (Abb. 10a, b). Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen und asymmetrischen Feldspätaugen läßt sich ein sinistraler Schersinn ableiten. Aufgrund des kataklastischen Verhaltens der Feldspäte kommt es zu einer starken Kornzerkleinerung, die eine Serizitbildung erleichtert, sodaß in hochdeformierten Myloniten schließlich eine vollständige Umwandlung der Feldspäte in Serizit erfolgt. Auch dürfte der erhöhte Fluiddurchsatz, der im unmittelbaren Scherzonenbereich wegen der Erhöhung der Durchlässigkeit der Gesteine ansteigt, für die verstärkte Umwandlung verantwortlich sein. Große Muskovitaltkörner zeigen an ihren Rändern ebenfalls einen schmalen Serizitsaum. Granat, Hornblende und Biotit reagieren auf die Bedingungen während der Deformation in der Art, daß sie sowohl randlich als auch entlang von Spaltflächen in Chlorite umgewandelt werden. Diese Mineralreaktionen sind Zeugen einer retrograden Metamorphose unter grünschieferfaziellen Bedingungen während der Aktivität der Scherzone.

Die am häufigsten beobachteten Quarzgefüge sind äquidimensionale Rekristallisationskörner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von $90 - 120^\circ$ auffallen (Abb. 10a). Die Größe der Rekristallisationskörner schwankt von 0,05 bis 0,15 mm. Meist treten solche Rekristallisationslagenförmig oder in Form von Nestern auf. Sie lassen somit auf die ehemalige Existenz eines großen Altkornes schließen. Daß Rekristallisationskörner aus solchen deformierten Altkörnern entstehen, wird an Kern-Mantel-Texturen deutlich. Dabei handelt es sich um einen meist langgezogenen Mantel aus äquidimensionalen Rekristallisationskörnern, die noch nicht rekristallisierte Bereiche des Altkornes umgeben. Diese Kerne bestehen aus stark gelängten, undulös auslöschenden Körnern oder aus einem Verband von Subkörnern. Solche Texturen sind typisch für den Wechsel der Deformationsmechanismen in Quarz von einer niedrigtemperierten Plastizität zu Bedingungen des 'powerlaw creep'. Die deformierten Altkörner verheilen anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekristallisation (ETHERIDGE & WILKIE, 1979; GOTTSTEIN & MECKING, 1985; WHITE, 1977).

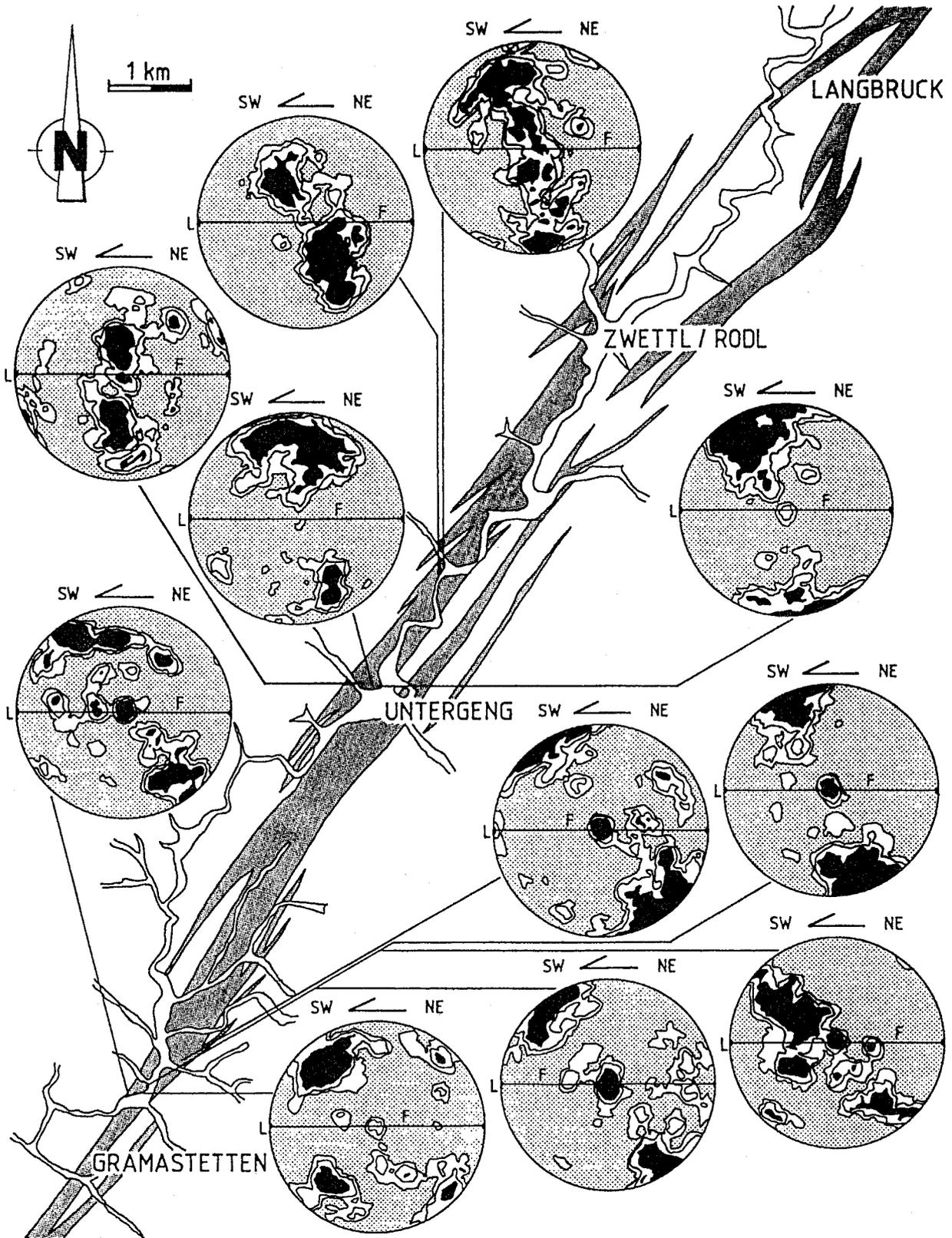


Abb. 8: Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel: Dargestellt sind Quarz $\langle c \rangle$ - Achsen - Regelungen in den Rodl-Myoniten.

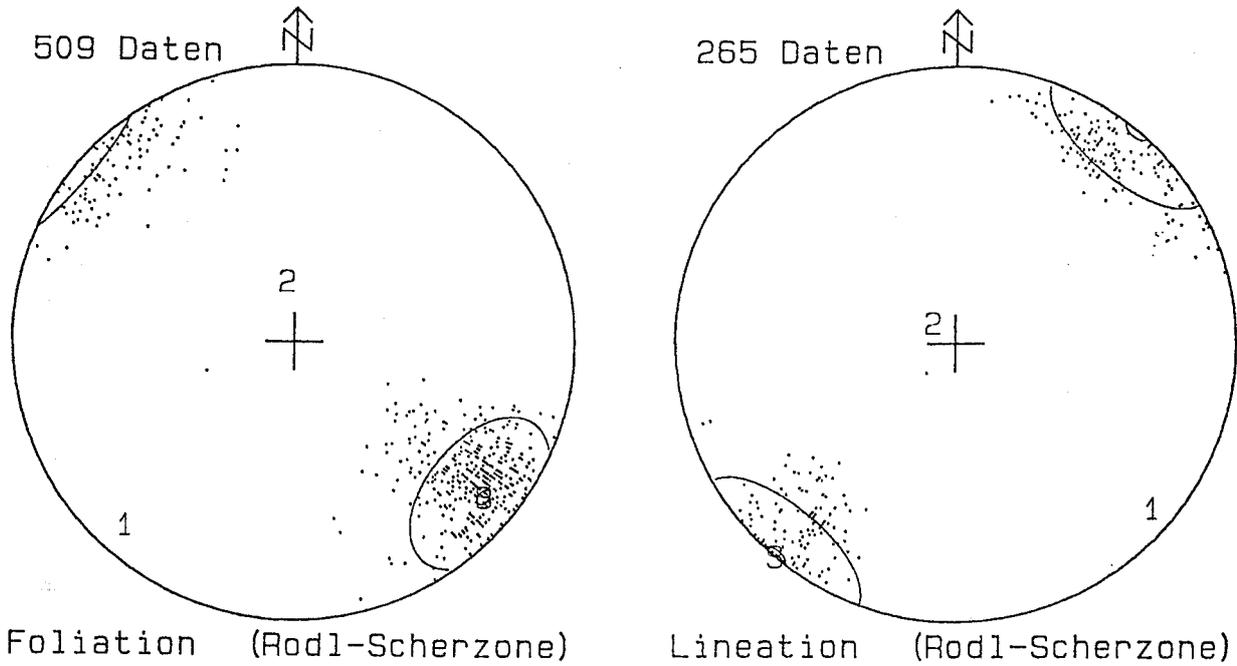


Abb. 9: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

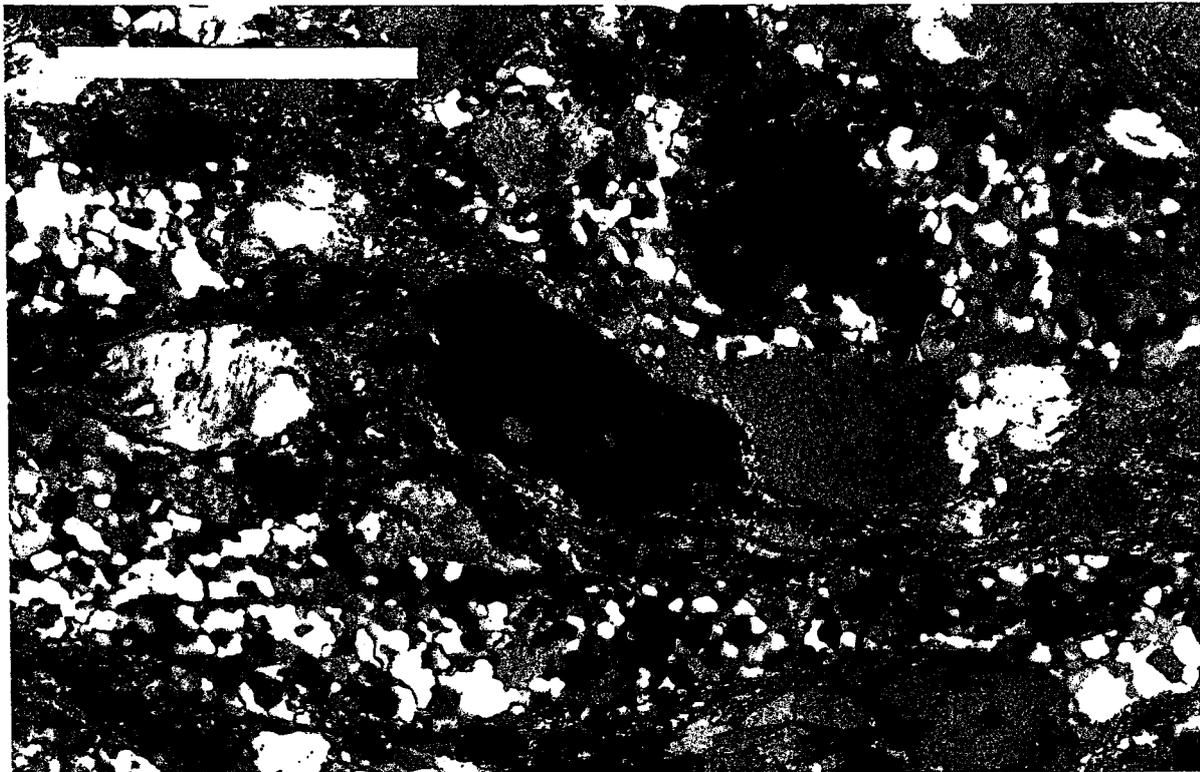


Abb. 10 a: Dünnschliffaufnahmen eines Mylonits aus der Rodl-Scherzone, südlich von Untergeng. Asymmetrischer Feldspatklast (Mitte) mit äquidimensionalen Quarzrekristalliten.

Zur Erstellung der Polfiguren in Abb. 8 wurden pro Dünnschliff jeweils 200 - 300 Quarzrekristallite mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen; daneben wurde auch die Photometermethode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz- c -Achsen-Azimute in Bezug auf das kinematische Koordinatensystem und eine große strain-Homogenität ergab (Abb. 11).



Abb. 10 b: Dünnschliffaufnahmen eines Mylonits aus der Rodl-Scherzone, südlich von Untergeng, kataklastisch deformierter Feldspatklast.

Auffallend sind die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz- c -Achsen in den Diagrammen (Abb. 8). Clusterverteilungen an der Peripherie sind durch die Aktivierung der Basisfläche entstanden. Cluster in Richtung der y -Achse müssen als Prismen- a -Gleitung und durchgehende Schiefgürtelverteilungen, die durch das Zentrum gehen, mit der Aktivierung einer der beiden Rhomboederflächen zusammen mit Basis- a -Gleitung und Prismen- a -Gleitung erklärt werden. Der Wechsel von einer Basisgleitung zu einer Rhomboedergleitung setzt die Überschreitung einer höheren kritischen Scherspannung voraus. Da in den Dünnschliffen oftmals eine Korrelation von feinkörnigen Quarzmikrogefügen mit einer Rhomboedergleitung der Quarzrekristallite zu beobachten ist, scheinen eine lokale Aufheizung des Gesteins durch die Deformationswärme und ein erhöhter Fluiddurchsatz die wesentlichen Faktoren zu sein, die zu diesem Wechsel der Betätigung der aktiven Gleitsysteme geführt haben.

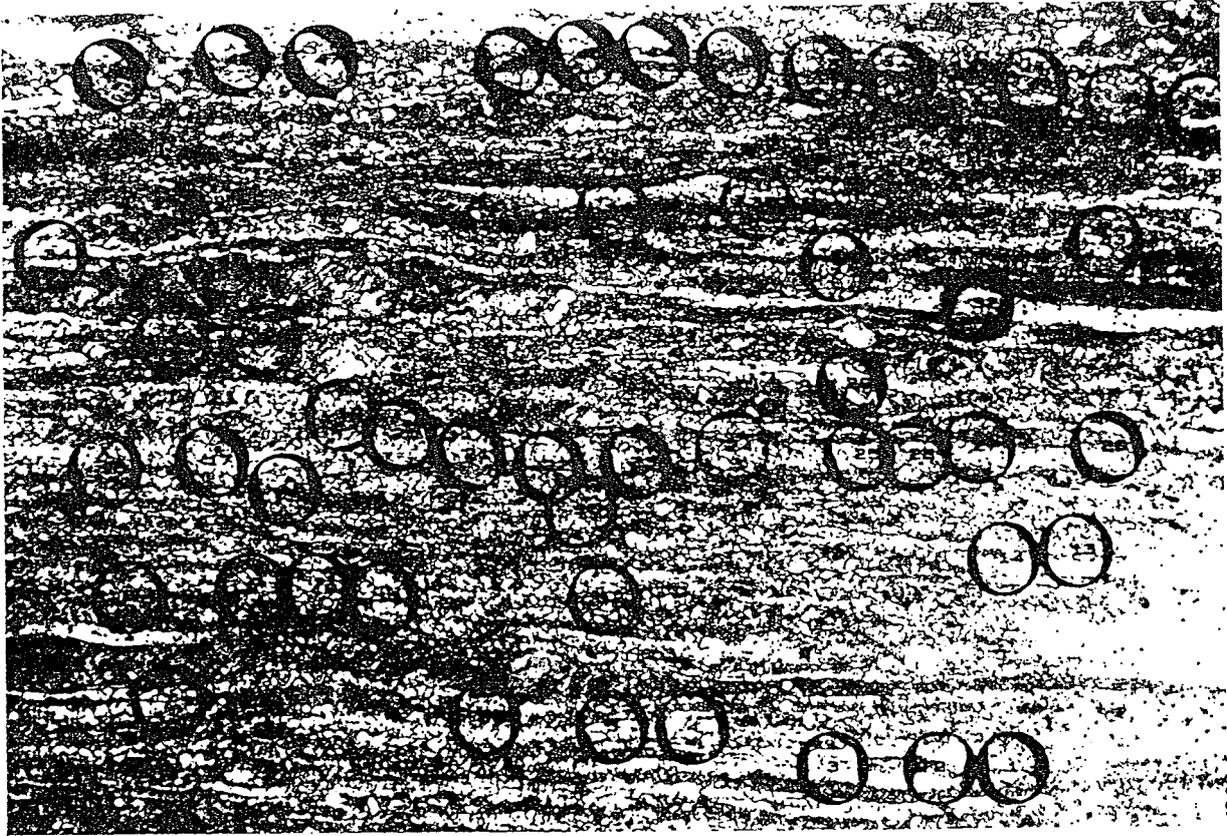


Abb. 11: Richtungsrosen von Quarz c -Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Fotometer, Mylonit aus der Rodl-Störung, südlich von Untergeng

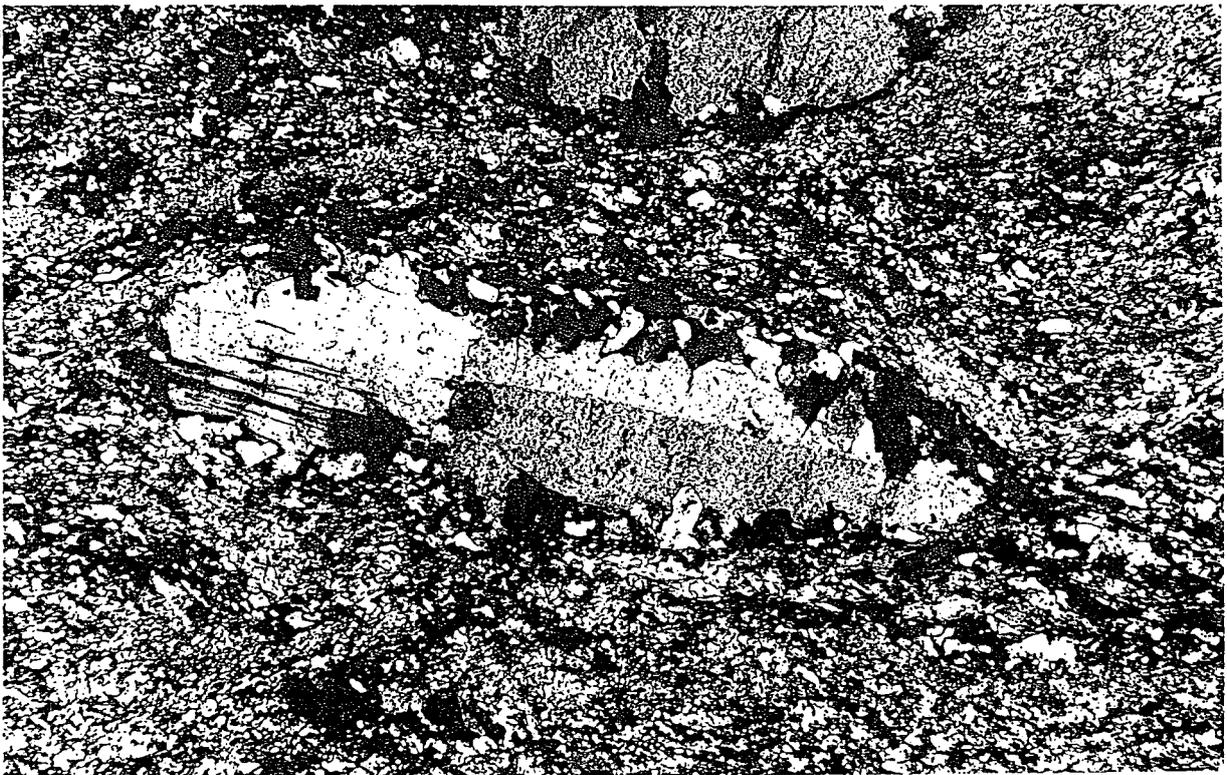


Abb. 12: Rekristallisationsbildungen an Feldspat, Steinbruch bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, Nicols x, Vergr. 234

Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitzonen konnte nur ein Aufschluß mit anstehenden Myloniten bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, gefunden werden. In diesem Aufschluß konnte anhand von Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden. Diese Deformation äußert sich in einer Rekristallisation an den Feldspäten (Abb. 12), was als Hinweis für eine höhere Temperatur (450°C) während der Deformation gedeutet werden muß (TULLIS & YUND, 1987). Als Erklärungsmöglichkeit könnte man auch hier an eine Deformation unmittelbar im Anschluß an die Intrusion des Protolithen (spätvariszischer Feinkorngranit) denken oder an freigewordene Deformationswärme.

Die Vitiser und die Diendorfer Scherzone

Beide Scherzonen zeigen ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß nur Kataklastite gefunden wurden (Abb. 13). Bei der Vitiser Störung, die in den Aufschlüssen bei Rappottenstein und südwestlich von Zwettl im Weinsberger Granit und Granitgneis verläuft, deutet jedoch nichts darauf hin, daß hier die Deformation in einem höheren Krustenstockwerk als in den bisher beschriebenen Scherzonen stattgefunden haben sollte. Eine mögliche Erklärung könnte in einem besonders hohen Fluiddurchsatz gefunden werden, der mit der Intrusion des Granites im Zusammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluiddruck könnte die Scherfestigkeit des Gesteins soweit herabgesetzt haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte.

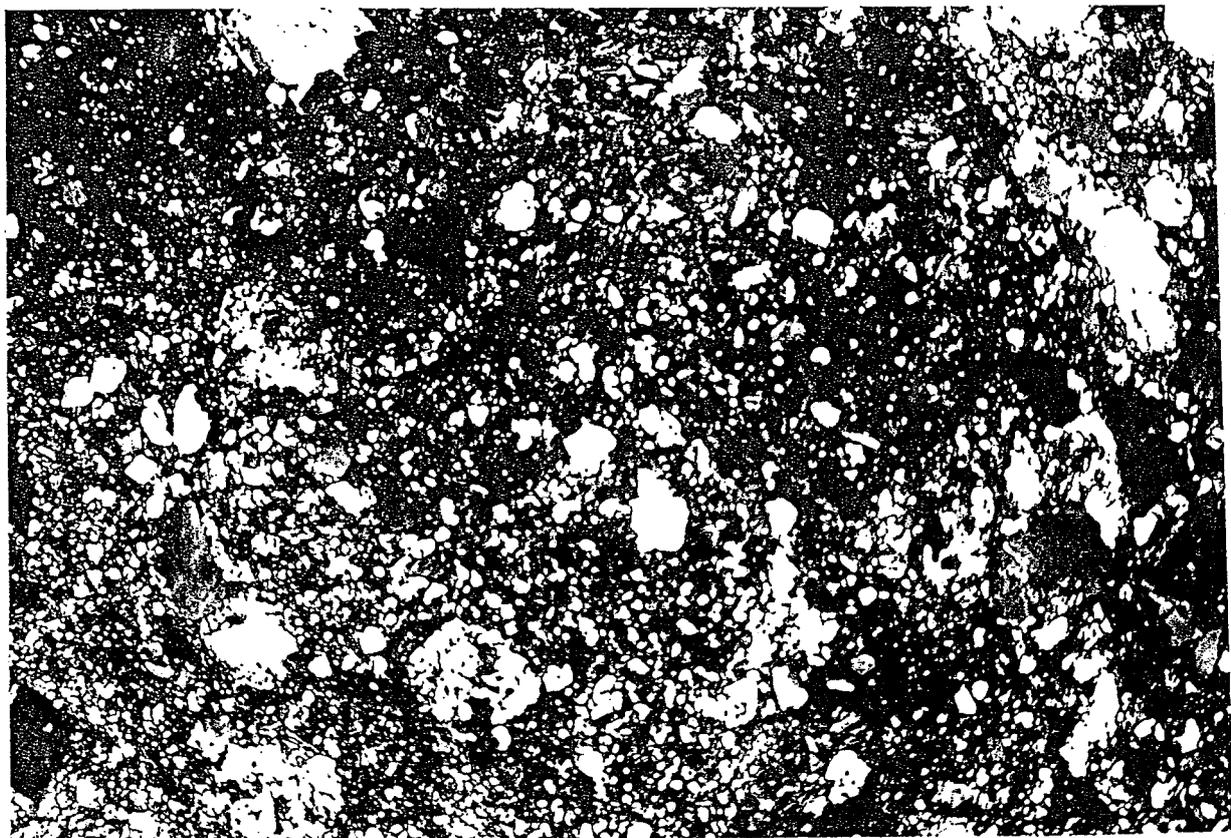


Abb.13: Dünnschliff eines Kataklastits (Vitiser-Scherzone), Rappottenstein, Nicols x

Alter der duktilen Deformation

Über das Alter der Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse gibt es kontroverielle Meinungen. Prädevonische Aktivität an den NW-SE streichenden Störungen wurde von DVORAK (1985) in Erwägung gezogen. Ein alpines Alter wurde von GRABER (1928) vorgeschlagen. Alpine Reaktivierung einer ursprünglich variszischen Struktur wurde von THIELE (1961), FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976) und von TOLLMANN (1985) vermutet. Eine untere Altersgrenze ist durch die Intrusion des Weinsberger Granites gegeben, für den eine 349 ± 4 Ma Gesamtgesteinsisochrone aufgestellt wurde (SCHARBERT, 1987). Datierungen an Hellglimmern aus Myloniten der Rodl-Scherzone und der Donau-Scherzone wurden mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode durchgeführt und ergeben Plateaulalter zwischen $294,5 \pm 0,8$ und $260,3 \pm 1,1$ Ma (Abb. 14).

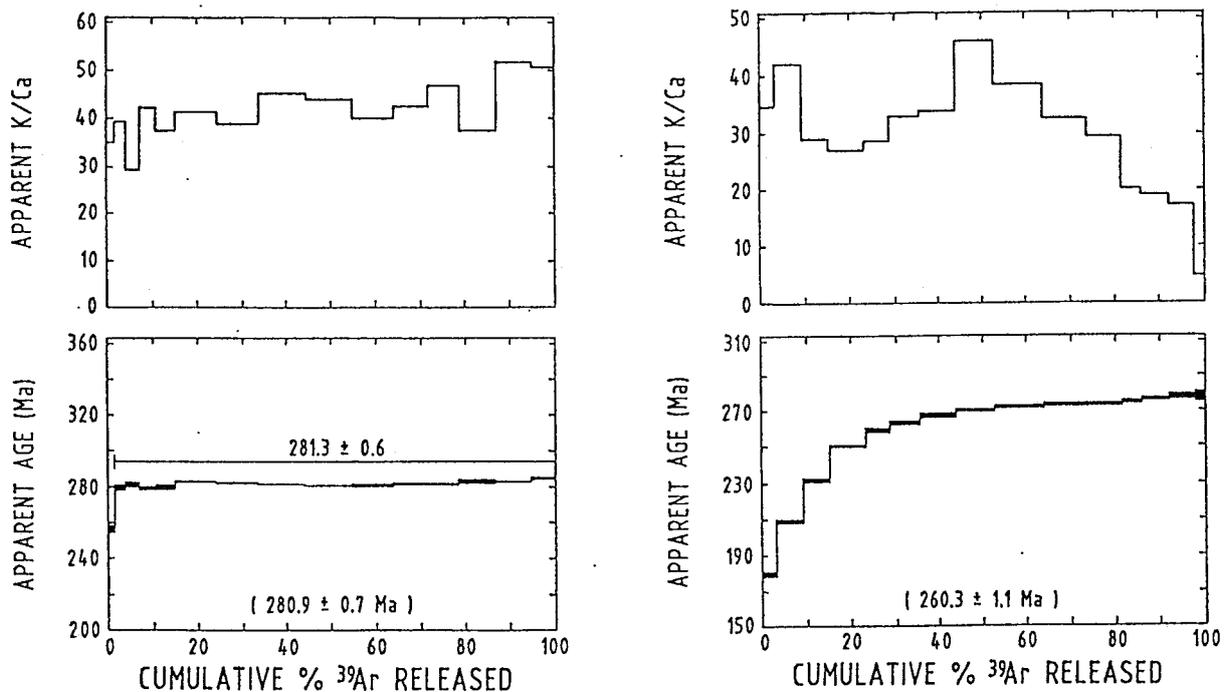


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

- a) Probe 1, große magmatische Muskovite, Rodl-Scherzone bei Untergang
 b) Probe 2A, Hellglimmer der Fraktion 0.15-0.13 mm eines protomylonitischen Granites, 3m von Probe 1

Eine Probe (1) eines deformierten muskovitführenden Granites wurde in einem Steinbruch bei Untergang in der Rodl-Scherzone genommen. Eine niedrigtemperierte metamorphe Überprägung zeigt sich an einer Serizitisierung großer Kalifeldspäte und an einer Chloritisierung des Biotits. Kleine rekristallisierte Quarzkörner sind in dünnen Bändern parallel zur Foliation entwickelt. Kern-Mantel-Texturen zeigen an, daß die Deformation des Quarzes durch niedrigtemperierte Plastizität unter Potenzkriechen erfolgte. Ein Konzentrat großer magmatischer Muskovitkörner, das aus der Probe angefertigt wurde, zeigt ein intern konkordantes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum (Abb. 14a), das einem Plateaulter von 281.3 ± 0.6

Ma entspricht. Hierbei wird eine Schließungstemperatur von 375 25C. angenommen. Eine penetrativ deformierte Probe (2) eines protomylonitischen Granites wurde in 3m Entfernung von (1) genommen. Sehr feinkörnige neu gewachsene Serizite wurden von den Schieferungsflächen in zwei Korngrößenklassen separiert (2A = 0.13-0.15 mm; 2B = 0.11-0.09 mm) REM-Untersuchungen (Abb. 15) zeigen zwei morphologisch deutlich unterscheidbare Korntypen: Große porphyroklastische Körner (Abb. 14B) und Aggregate kleiner Einzelkörner (Abb. 15 C und D). Beide Kornfraktionen zeigen diskordante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektren (Abb. 14b und c), in denen die Alter systematisch im niedrigen Temperaturbereich zunehmen. Im mittleren und hohen Temperaturbereich herrschen Alter von ca. 270 Ma.

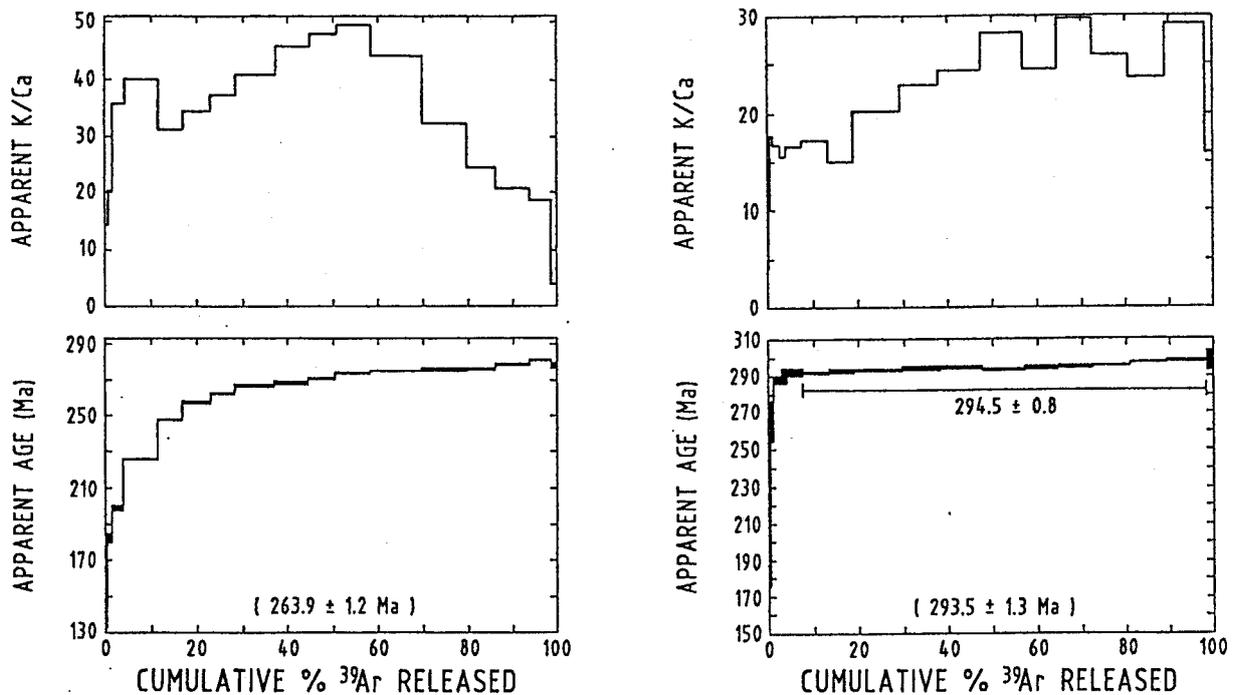


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

c) Probe 2B, Hellglimmer der Fraktion 0.11-0.09 mm eines protomylonitischen Granites, 3m von Probe 1

d) Probe 3, Muskovit eines protomylonitischen Granites, Rodl-Scherzone, Gramastetten

Ein Konzentrat (3) porphyroklastischer Muskovite wurde aus einem protomylonitischen Granit in der Nähe von Gramastetten gewonnen. Feldspäte dieser Probe verhielten sich während der Deformation als rigide Klasten, eingebettet in eine Matrix aus Serizit, Biotit, Quarz, Feldspat und Klinozoisit. Reste von großen Hellglimmern sind umgeben von neugewachsenem feinkörnigen Serizit. Das Hellglimmerkonzentrat ergibt eine progressive Zunahme des Alters mit der Temperatur. Wir nehmen deshalb an, daß ein Muskovit, der ursprünglich älter als 298 Ma war, bei 288 Ma verjüngt wurde (Abb. 14 d).

Eine Probe (4) eines nicht penetrativ geschieferten Zweiglimmer-Granites wurde außerhalb der Donau-Scherzone bei Haibach aufgesammelt. Das Deformationsgefüge wird mit einer

geringen synmagmatischen Beeinflussung durch die Scherzone gedeutet. Ein Konzentrat grobkörniger Hellglimmer zeigt ein konkordantes Altersspektrum (Abb 14e) mit einem Plateau-Alter von 288 ± 0.6 Ma.

Eine Probe (5) eines mylonitischen Paragneises (Abb. 4) wurde in der Donau-Scherzone bei Schlößen genommen. Das Konzentrat porphyroklastischer Muskovite zeigt eine geringe Altersdiskordanz bei den niedrigsten Temperaturen (Abb. 14f). Mehr als 90% des gesamten freigesetzten Argons ergibt jedoch ein Plateau-Alter von 287.3 ± 0.6 Ma. Das gesamte Altersspektrum zeigt eine geringe Verjüngung an.

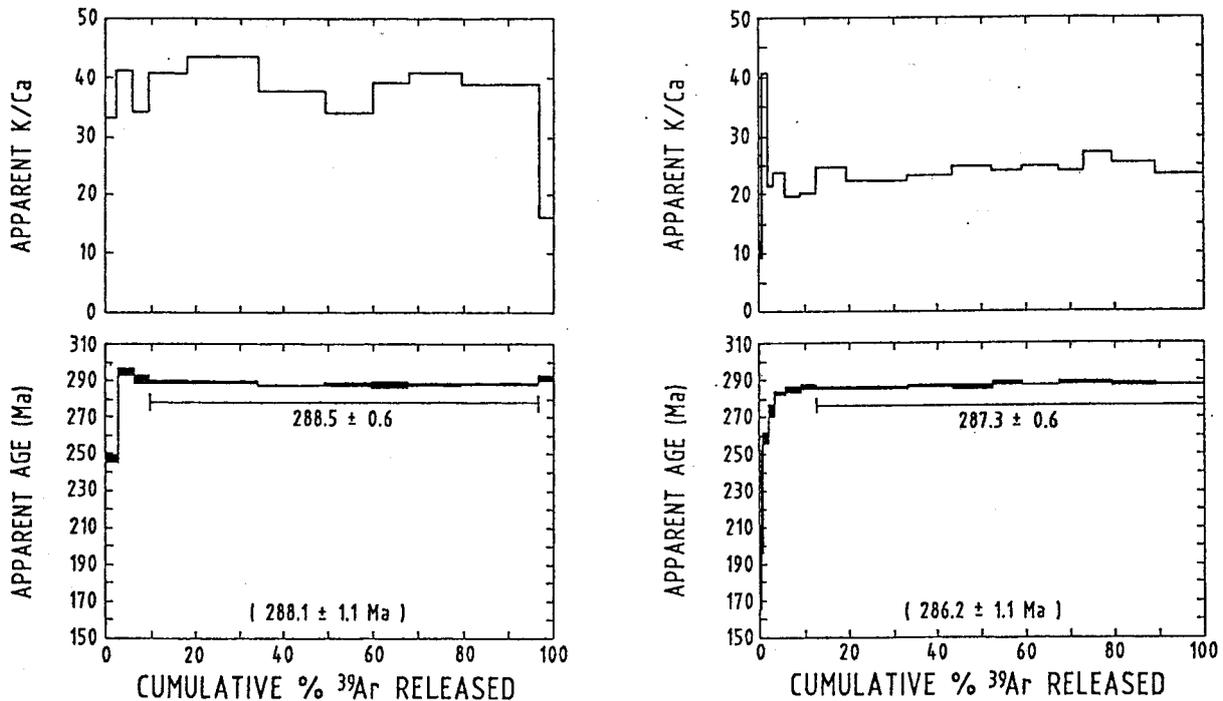


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

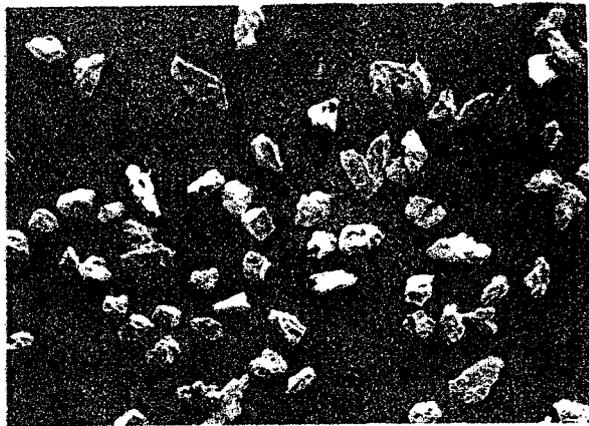
e) Probe 4, Muskovit aus geschiefertem Zweiglimmer-Granit von Haibach, außerhalb der Donau-Scherzone

f) Probe 5, Muskovit aus einem mylonitischen Paragneis, Donau-Scherzone, Schlößen

Die Altersdatierungen zeigen insgesamt eine zeitgleiche tektonothermale Entwicklung an. Die Plateau-Alter der großen magmatischen Muskovite von (1) und (4) (281.3 ± 0.6 Ma für die Rodl-Scherzone und 288.5 ± 0.6 Ma für die Donau-Scherzone) interpretieren wir als postmagmatische Abkühlungsalter. Die Minimalalter von 288 Ma (Probe 3) für die Rodl-Scherzone und das Plateau-Alter von 287.3 ± 0.6 Ma (Probe 5) für die Donau-Scherzone werden als Abkühlungsalter interpretiert, die einer spätpaläozoischen Mylonitisierung folgen. Ein Hinweis auf eine signifikante anschließende Verjüngung, möglicherweise bei einer alpinen Deformation, kann nur aus den niedrigen Temperatur-Inkrementen der Altersspektren und aus dem systematischen Altersanstieg in Probe 5 abgelesen werden. In beiden Scherzonen, Rodl und Donau, erfolgte die Abkühlung gleichzeitig auf die mylonitische Deformation. Dies ist gut vereinbar mit der Anlage der Scherzonen als ein konjugiertes

System.

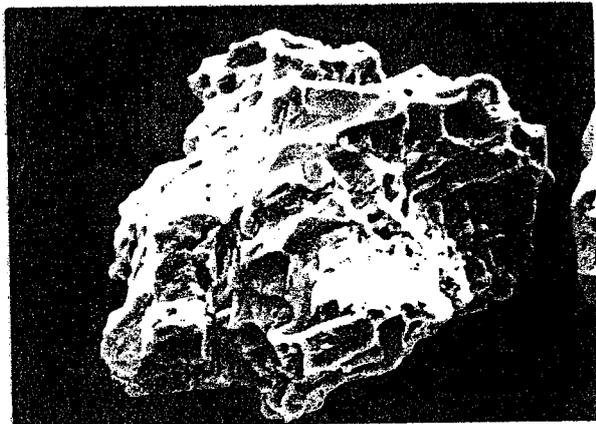
Ein Hinweis auf postvariszische Reaktivierung ist durch die Alter von 180-170 Ma der niedrigen Inkremente der Probe 2 (Rodl) gegeben.



A



B



C



D

Abb. 15: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen der $\approx 1-0.09$ mm Fraktion der Probe 2

A) Überblick über die Kornmorphologie (Strich ist 1.0 mm lang)

B) großer porphyroklastischer Muskovit (Korn 1 in Abb A, Strich gleich 0.1 mm)

C) Aggregate von neugewachsenem sehr feinkörnigen Hellglimmer (Korn 2 in Abb. A, Strich gleich 0.1 mm)

d) Vergrößerung von Korn 2 (Strich gleich 0.01 mm)

Junge Störungen

In allen duktilen Scherzonen durchsetzen jüngere Spröddeformationen die Mylonite. Richtungen von Harnischflächen, Striemungen und Versatzsinn dieser jungen Störungen wurden für eine Paläospannungsanalyse herangezogen. Hierfür wurde ein von uns entwickeltes Computerprogramm eingesetzt, das auf der Methode der Ermittlung der Schnittmenge der Kompressionsdieder (ANGELIER & MECHLER, 1977) beruht. Die Linien gleicher Schnittmengendichte werden dabei in eine Lagenkugelprojektion geplottet (Abb. 16). Für beide Scherzonenrichtungen (NW-SE und NE-SW) ergaben sich dabei identische Anordnungen der Hauptnormalspannungen. Die größte Hauptnormalspannung (s_1) verläuft N-S, die kleinste (s_3) E-W und die mittlere (s_2) steht senkrecht darauf. Dieses einheitliche jüngere Spannungsfeld hat die gleiche räumlich Anordnung, wie das aus den konjugierten duktilen Scherzonensystemen ableitbare spätpaläozoische Spannungsfeld.

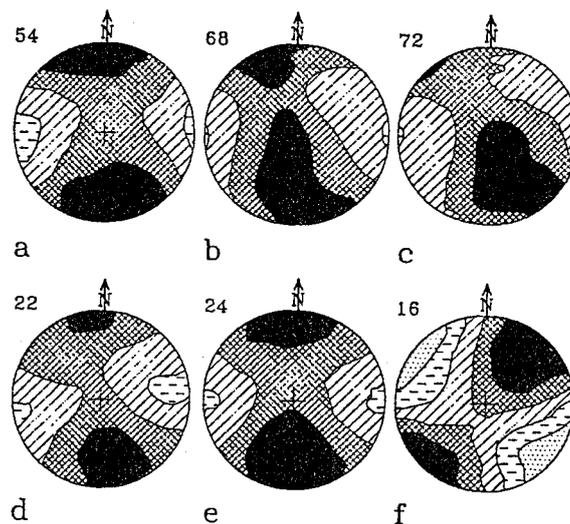


Abb. 16: Orientierung der Hauptnormalspannungen während der jungen Spröddeformation, geplottet mit einem Programm, das die Methode von ANGELIER & MECHLER (1976) benutzt. Zahlen geben die Anzahl der Kompressionsdieder für jedes Diagramm wieder. Isolinien stellen Schnittmengen der Kompressions_Dieder dar: 20-40% gestrichelt, 40-60% schräge Linien, 60-80% Kreuzschraffur, 80-100% schwarz

- a) Pfahl-Scherzone, Steinbrüche bei Aigen, Mühlthal
- b) Donau-Scherzone, westlicher Teil, zwischen Schlögen und dem Rannach-Tal
- c) Donau-Scherzone, östlicher Teil, zwischen Schlögn und Eferding
- d) Rodl-Scherzone zwischen Untergeng und Langzwettl
- e) Scherzone zwischen Vitiser- und Rodl-Scherzone, Steinbrüche in der Umgebung von Karlstift
- f) Diendorfer Scherzone, nahe Zöbing

Diskussion

Die Scherzonen in der südlichen Böhmischen Masse stellen Blattverschiebungen dar, die in Krustenbereichen unterhalb der Übergangszone zwischen spröder und duktiler Deformation angelegt wurden. Einige entstanden unter sehr hohen Temperaturen (Pfahl-Scherzone), was auf eine gleichzeitige Intrusion des Eisgarner Granites hindeutet.

40Ar/39Ar-Datierungen zeigen, daß beide Systeme (NW-SE und NE-SW) gleichzeitig zu spätvariszischer Zeit entstanden sind (BRANDMAYR et al., 1993). Sie können deshalb als ein orthogonal-konjugiertes System von Blattverschiebungen angesehen werden. Dieses System setzt sich nach Tschechien fort und bildet deshalb ein regelmäßiges großräumiges Muster. Eine Richtung (NW-SE) verläuft parallel zu Grenzen großer Krustenblöcke in Mitteleuropa (Elbe-Lineament und Tornquist-Teysseire-Linie, parallel zur SW-Begrenzung der Russischen Tafel, das andere System steht senkrecht darauf. In der Moldanubischen Zone könnten die dextrale Scherung an NW-Se-Scherzonen und die sinistrale Scherung an NE-SW-Systemen dadurch erklärt werden, daß das Moldanubikum einen keilförmigen Indenter zwischen Vindelizischem Block im Westen und Moravikum im Osten bilden würde (Abb. 2), der bei einer spätpaläozoischen variszischen Konvergenz wirksam gewesen wäre (WEBER, 1987).

Da jedoch das gleiche orthogonale System von Scherzonen mit den gleichen Schersinnen auch im Moravikum gefunden wurde (DVORAK, 1985), scheint es wahrscheinlicher, daß sich dieses Scherzonenmuster nach der variszischen Konvergenz von Laurasia und Gondwana in einer breiten Konvergenzzone entwickelte.

Das Muster von dextralen und sinistralen Scherzonen könnte als ein System von "- und -slip-lines" sensu TAPPONNIER & MOLNAR (1976) verstanden werden, das die Trajektorien maximaler Scherspannungen darstellt, die sich auf der Nordflanke eines in E-W-Richtung langgestreckten Indenters entwickelten.

Während der alpinen Orogenese (die das Ergebnis einer gleichartigen Konvergenz von nördlichen und südlichen Krustenblöcken darstellt) war die Böhmisches Masse Vorland. Während dieser Orogenese hat sich im Vorland ein Spannungsfeld aufgebaut, das sehr ähnlich dem variszischen war. Das bedeutet, daß die variszischen Scherzonen in höheren spröden Krustenteilen reaktiviert wurden. Der Graben von Ceske Budejovice (Abb. 1) ist gefüllt mit kretazisch-miozänen Sedimenten und begrenzt von Störungen, die die gleiche Orientierung haben, deshalb wird diese Struktur als alpidisch gedeutet (FUCHS & MATURA, 1976). Die reaktivierten Scherzonen gehören einem System von jungen Scherzonen an, die in ganz Mitteleuropa verbreitet sind und durch alpine N-S-Konvergenz erklärt werden (STACKEBRANDT & FRANZKE, 1989).

Literatur:

- ANGÉLIER, J. & MECHLER, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits.- *Bull. Soc. géol. France*, 19: 1309-1318.
- BRANDMAYR, M, DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. WALLBRECHER, E. 1995: Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and alpine tectonothermal activity.- *Tectonophysics*, 248:97-116
- DVORAK, J., 1985. Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia.- *Jb. Geol. B.-A.*, 127: 551-556, *Vienna*.
- ETHERIDGE, M.A., WILKIE, J.C. 1979: Grain size reduction, grain boundary sliding and flow strength of mylonites.- *Tectonophysics*, 58:159-178
- ETHERIDGE, M.A., WILKIE, J.C. 1981: An assesment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quatz bearing mylonite zones.- *Tectonophysics*, 78:475-508
- FINGER, F., 1986. Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich), *Jb. Geol. B.-A.*, 128: 383-402, *Vienna*
- FINGER, F., HÖCK, V. 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich.- *Jb. Geol. B. A.*, 129:641-642
- FUCHS, G., 1976. Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, 119: 45-61, *Vienna*.

- FUCHS, G. & MATURA, A., 1976. Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, 119: 1-43, Vienna.
- GOTTSTEIN, G., MECKING, H. 1985: Recrystallization.- in: Wenk, H.R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis.- London: Academic Press, 183-218
- GRABER, H.V., 1928. Das Alter der herzynischen Brüche.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 19: 1-17.
- HIGGINS, M.W. 1971: Cataclastic rocks.- *US. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 687, 97S.
- Mainprice, D., Bouchez, J.-L., Blumenfeld, Ph. & Tubia, J.M., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature.- *Geology*, 14: 819-822
- MATURA, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und den niederösterreichischen Waldviertel.- *Jb. Geol. B. A.*, 119:63-74
- SCHARBERT, S., 1987. Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 132: 21-37.
- SCHEIDEGGER, A.E., 1976. Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung. - *Jb. Geol. B.-A.*, 119:83-95.
- STACKEBRANDT, W. & FRANZKE, H.J., 1989. Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere: The activity of some fracture zones in Central Europe.- *Z. geol. Wiss.*, 17: 699-712.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- *Earth Planet. Sci. Let.*, 36: 359-362
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P., 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics.- *Nature*, 264: 319-324.
- THIELE, O., 1961. Zum Alter der Donaustörung.- *Verh. Geol. B.-A.* 1961: 131-133, Vienna
- THIELE, O., 1970. Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.- *Geologie* 19:17-24.
- THIELE, O. 1984: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- *Jb. Geol. B. A.*, 26:513-523
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich, *Band 2, Wien (Deuticke)*.
- TULLIS, J., YUND, R.A. 1987: Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures.- *Geology*, 15:606-609
- WALLBRECHER, E. 1986: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244pp. *Stuttgart (Ferdinand Enke)*
- WALLBRECHER, E. 1988: A ductile shear zone in the Panafrican basement on the northwestern margin of the west African craton.- in: Jacobshagen, V. (Hrsg.): The Atlas System of Morocco, studies on its geodynamic evolution.- *Lecture Notes in Earth Sci.* 15:19-42
- WEBER, K., 1987: The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes.- *IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauretania, Abstracts:* 213-214.
- WHITE, S.H. 1977: Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz.- *Tectonophysics*, 39:143-177

Adressen der Autoren:

- Eckart Wallbrecher, Michael Brandmayr, Jürgen Loizenbauer: Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Austria
- Robert Handler: Institut für Geologie und Paläontologie Paris-Lodron-Universität Salzburg, A-5020 Salzburg, Hellbrunner Straße 34A., Austria
- R. D. Dallmeyer: Department of Geology, University of Georgia, Athens, Ga 3060, USA

EXKURSIONSHALTEPUNKTE

STOP 1: Felswände im Donautal an der Rohrbacher Bundesstraße zwischen Urfahr und Puchenau ("Urfahrwänd")

Die langen Straßenaufschlüsse hier sind in den bestehenden geologischen Karten i.w. als **Perlgneis** verzeichnet. Man sieht Bilder einer Krustenanatexis, wie sie für weite Teile der Sauwaldzone (einschließlich der Lichtenbergscholle) repräsentativ sind. Es dominieren granitoide Gesteinspartien, die wohl weitgehend in-situ durch Aufschmelzung älterer Paragneise entstanden, denn sie beinhalten zahlreiche Reste solcher Gneise in verschiedenen fortgeschrittenen Auflösungszuständen. Nur einige geringmächtige, feinkörnige Zwischenlagen des protolithischen Metasedimentpakets blieben i.w. ungeschmolzen erhalten. Solche Gesteine bilden häufig noch eine ältere Schieferung und z.T. sogar einen reliktschen Faltenbau ab.

Die Texturen der granitoiden Anatexite sind zum Teil metatektisch-streifig, zum Teil nebulitisch, nicht selten bestehen aber auch nahezu idealgranitische Gefüge. Partienweise finden sich reichlich magmatische Großkalifeldspate, weiters treten immer wieder einige pegmatitische Restschmelzen in Erscheinung.

Die anatektischen Prozesse werden von synmagmatischer Deformation begleitet. Das ganze Gesteinspaket fällt steil etwa gegen Osten ein.

STOP 2: Felsiger Einschnitt an der Straße von Aschach nach St. Martin im Mühlkreis, gleich östlich der Ortschaft St. Martin

Zu sehen ist der **Weinsberger Granit**, der hier ausnahmsweise etliche dunkle Schollen führt und gleichzeitig von mehreren Gängen durchbrochen wird. Der grobe Granit mit seinen dicht-gepackten, dicktafeligen Großkalifeldspaten bis über 10 cm Länge hat eine Modalzusammensetzung von 30-40 % Kalifeldspat, 20-30 % Plagioklas, ca. 20 % Quarz und 10 % Biotit. Er weist die für die Mühlzone typische, flach N-NE einfallende magmatische Foliation auf, die i.w. durch die langen Achsen der Kalifeldspat-Großkristalle definiert ist. Ebenso orientiert sind die zum Teil mehrere Meter langen Schollen. Unter diesen befinden sich neben zahlreichen feinkörnigen Gneisschollen auch Schollen von Schlierengranit. Ein mehrere Meter dicker, heller "porphyrischer" Gang durchbricht den Weinsberger Granit in der Nordhälfte des Aufschlusses. Er zeigt deutlich deformierte Bereiche. In Dünnschliffen findet man interessanterweise keine Hinweise auf Festkörperverformung, sodaß eine synmagmatische Entstehung dieser Gefüge anzunehmen ist.

STOP 3: Felsböschung 1 km westlich von Sarleinsbach an der Straße nach Putzleinsdorf

Die hier aufgeschlossene **quarzmonzodioritische Variante des Weinsberger Granits** hat eine Modalzusammensetzung von ca. 20 % Kalifeldspat-Einsprenglingen, 50 % Plagioklas, 10 % Quarz, 10-20 % Biotit und 10-20 % Orthopyroxen (oft weitgehend in Klinopyroxen und Amphibol umgewandelt). Auch dieses Gestein zeigt deutlich ein herzynisch gerichtetes Interngefüge.

Auf Grund mikroskopischer Befunde und geochemischer Daten (HAUNSCHMID und FINGER 1994) kann der Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach am ehesten als eine Kumulatvariante des Weinsberger Granits aufgefaßt werden.

Ein steilstehender, NW-SE streichender Lamprophyrgang durchschlägt den groben Quarzmonzodiorit in der östlichen Aufschlußhälfte.

STOP 4 Felsböschung an der Rohrbacher Bundesstraße, gleich östlich der Mühlbrücke bei Neufelden

Es steht hier **Schlierengranit** an. Das Gestein zeigt im Meterbereich ein nebulitisches, etwas schlierig-migmatisches Aussehen und grobes, im Vergleich zum Weinsberger Granit allerdings etwas kleineres Korn. Letzterem ist der Schlierengranit auch im Mineralbestand ähnlich, obwohl er doch regelmäßig etwas geringere Kalifeldspatanteile (20-30%) und höhere Plagioklas- (30-50 %), Quarz- (20-30 %) und Biotitgehalte (10-20 %) besitzt. Nicht selten kann man etwas Amphibol sowie bis zu 1 cm große Titanite beobachten.

Typisch für die Schlierengranite ist, daß sie verbreitet dunklere, in variablen Auflösungszuständen befindliche Schollen von feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen führen, welche als das hauptsächliche Ausgangsmaterial dieses anatektischen Granits angesehen werden (KOSCHIER 1989, FINGER und CLEMENS 1995). Teilweise sind in diesen Schollen die älteren Gneisstrukturen (Schieferung) noch intakt, häufiger jedoch sind diese Altgefüge durch statische Kornvergrößerung und Blastese von Neukörnern stark überprägt. Die meisten Enklaven zeigen auch Schmelznester oder werden von Schmelzadern durchzogen. Ein weiterer im Schlierengranit verbreiteter, rund begrenzter Schollentyp besteht aus mittelkörnigen Amphiboldioriten, die am ehesten als im Zuge der Aufschmelzung entstandene Kumulate von frühmagmatischen Phasen interpretiert werden können.

Die Orientierung der Biotite, der Kalifeldspat-Großkristalle sowie der mafischen Enklaven definiert eine magmatische Gesteinsregelung, die flach nach N-NE einfällt. Vereinzelt sind schwache, NW-SE orientierte, magmatische Lineationen zu beobachten.

(Aufschluß- u. Gesteinsbeschreibung der Haltepunkte 1 - 4 z.T. nach FRASL & FINGER 1991).

STOP 5 Tal der Großen Rodl bei Untergeng

Protomylonite, Mylonite und Schergefüge der sinistralen Rodlstörung

STOP 6 Gramastetten

Mylonite der Rodl-Scherzone

STOP 7 Straße bei Haibach a.d. Donau (Donaufähre)

Undeformierter bis schwach deformierter Granit am Rand der Donau-Scherzone

STOP 8 Nibelungenstraße zwischen Steinwend und Schlögen

Protomylonite und Mylonite der Donauscherzone. Schergefüge : s-c-Gefüge, Futteralfalten und andere Schersinn-Kriterien

STOP 9 Donauschlinge bei Schlögen

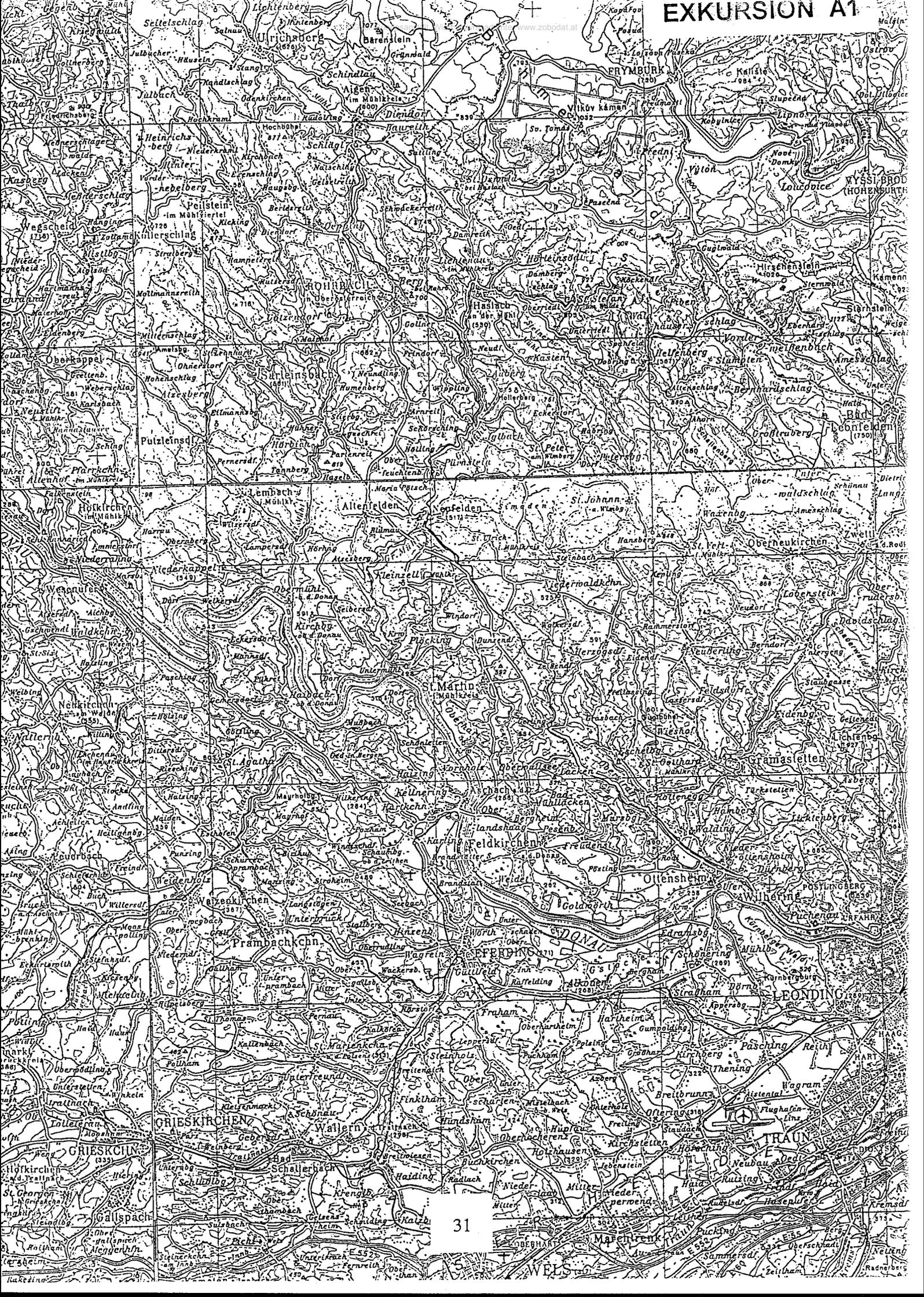
Ein strain-Profil durch die Donau-Scherzone

STOP 10 Niederranna

Strukturen in Myloniten und Ultramyloniten der Donauscherzone

STOP 11 Aschach-Tal zwischen Donau und Waizenkirchen

Protolithe der Scherzonengesteine



Topographic map showing numerous place names and geographical features. Key locations include:
- Top: Lichtenberg, Ulrichsberg, Bärenstein, Grgandl, FRYMBURK, Kaltsie, Ostrov.
- Middle: Schindlau, Aigen im Mühlkreis, Danubio, Vykov káman, Vytón, Lohobice, YVSSI BROD (HOHENBURTH).
- Bottom: GRIESKIRCHEN, WAGRAM, LEONDING, TRAUN, WELS.
The map features a grid, contour lines, and various symbols for roads, rivers, and buildings.

ZWEITER UND DRITTER EXKURSIONSTAG: TERTIÄR UND QUARTÄR DER MOLASSEZONE, MOLASSEUNTERGRUND UND ULTRAHELVETIKUM

ALLGEMEINE EINFÜHRUNG

DAS TERTIÄR DER MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG

(R.Roetzel und H.G. Krenmayr)

In Oberösterreich und Salzburg erstreckt sich die Molassezone zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und der Überschiebungslinie von Helvetikum und Flysch im Süden als ein gegen Westen stetig breiter werdender, weitgehend aus klastischen Sedimenten aufgebauter Bereich.

Dieser asymmetrisch gebaute, gegen Süden rasch tiefer werdende Molassetrog besteht über der kristallinen Basis und autochthonen paläozoischen bis mesozoischen Sedimentresten aus einer bis über 3500 m mächtigen tertiären Sedimentfolge des Obereozän bis Pliozän (FUCHS, 1980; KOLLMANN, 1977; MALZER, 1981; MALZER, et al., 1993; POLESNY, 1983; STEININGER, 1991; STEININGER et al., 1986; TOLLMANN, 1985; WAGNER, 1980). Die Molassezone in Oberösterreich und Salzburg umfaßt großteils die autochthone Molasse, die sich im Süden, unter den alpinen Decken der Flyschzone und des Helvetikum und unter der allochthonen Molasse fortsetzt (vgl. STEININGER et al., 1986).

Die tektonische Entwicklung dieses Teiles der Molassezone ist neben synsedimentärer Bruchtektonik vorwiegend von intensiver, mehrphasiger Überschiebung und Verschuppung entlang der, bis zum Untermiozän (Eggenburgium-Ottnangium) vorrückenden, alpinen Deckenfront geprägt (vgl. STEININGER et al., 1986; WAGNER et al., 1986).

Die Sedimentationsgeschichte der Molassezone (Abb. 17) beginnt im Obereozän mit der Transgression des Meeres aus dem helvetischen Trog nach Norden in das sich absenkende Molassebecken. Beeinflußt von einer Zentralen Schwellenzone und rascherem Absinken im Südwesten erfolgt schon sehr früh eine Faziesdifferenzierung. So stehen transgressive Sedimente der Limnischen Serie und der seichtmarinen Sandsteinstufe im Norden einer Lithothamnienkalkserie im Bereich der Schwellenzone gegenüber (WAGNER, 1980). Südlich dieser Hochzone leitet eine neritische Fazies von Discocyclusmergel und Globigerinenkalken zur Tiefwasserfazies des Helvetikum über.

Mit dem Beginn des Oligozän setzt eine eigenständige Beckenentwicklung der Molassezone ein. Über der teilweise anoxischen Fischechiefer-Fazies des unteren Oligozän werden in der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs im mittleren Oligozän Heller Mergelkalk und Bändermergel in marin-pelagischer Fazies abgelagert. Die darüber folgende Tonmergelstufe des oberen Kiscellium leitet im Beckeninneren die bis ins Ottnangium andauernde Schliersedimentation ein. Gleichzeitig verstärkt sich die Anlieferung des Sedimentmaterials aus dem alpinen Raum im Süden markant (KURZWEIL, 1973).

In Folge der Heraushebung der Alpen wird im oberen Oligozän in der Westlichen Paratethys die marine Sedimentation mit der Unteren Süßwassermolasse unterbrochen. In Ostbayern und Österreich setzt sich die marine Fazies im Oberoligozän fort, ist jedoch faziell stark differenziert. Am nördlichen Molasserand entwickelt sich über den limnisch-brackischen Pielacher Tegeln die klastische Litoralfazies der Linzer Sande, in die fluviatile Schüttungen aus der Böhmisches Masse, wie die des Käfermarkter und Freistädter Tertiärs, eingreifen. Gegen Süden verzahnen die Linzer Sande mit der pelitischen Beckenfazies des Ältern

Schlier. Am Südrand gelangen aus den Alpen grobklastische, submarine Schuttfächer der Unteren und Oberen Puchkirchener Serie in das Becken (MALZER, 1981; MALZER et al. 1993). Die Konglomerate, die mit turbiditischen Sanden und Tonen wechsellagern, verzahnen ebenfalls gegen Norden mit der pelitischen Beckenfazies.

Zu Beginn des Miozäns setzt von Osten her die Transgression des Eggenburgium ein. Ablagerungen dieser Zeitstufe in der oberösterreichischen Molassezone sind vor allem die Sedimente der Haller Serie, die mit einer grobklastischen Basis über der Puchkirchener Serie folgen. Bei der Haller Serie handelt es sich vorwiegend um eine pelitische Beckenfazies mit turbiditartigen, sandigen Einschaltungen, die jedoch in etwas seichterer, mariner Fazies abgelagert wurden als die der Puchkirchener Serie (POLESNY, 1983). Die Haller Serie greift nach Norden weit über den kristallinen Untergrund aus, wobei es auch zu submariner Erosion der älteren Molassesedimente des Egerium kommt. Diese Sedimente werden im Ottnangium allerdings selbst wieder erodiert (MALZER et al., 1993).

Im oberen Eggenburgium wird schließlich die seit dem Oberoligozän unterbrochene Meeresverbindung zur Rhonesenke und zum Westmediterrän wiederhergestellt (RÖGL & STEININGER, 1983).

Ablagerungen dieser untermiozänen Meerestransgression, die sich im Ottnangium weiter fortsetzt, bilden die, in der oberösterreichischen Molassezone weit verbreiteten, marinen Sedimente der Innviertler Gruppe des unteren Ottnangium, die dem mittleren Teil der Oberen Meeresmolasse in Bayern und der Schweiz entsprechen und im Beckeninneren konkordant über der Haller Serie folgen.

Es sind dies Ablagerungen eines sandreichen, subtidalen Flachmeerbereiches mit starker Gezeitenaktivität, die mit dem Zyklus 3. Ordnung Tejas B 2.1 der eustatischen Meeresspiegelkurve (nach HAQ, 1987) korreliert werden können (FAUPL & ROETZEL, 1987, 1990; SZTANO, 1994).

Während im östlichen Teil der oberösterreichischen Molassezone relativ einheitliche pelitische Sedimente des unteren Ottnangium vorherrschen, treten im Westen und am nördlichen Massivrand vielfältig faziell und stratigraphisch gegliederte Pelite, Sande und Schotter mit starker vertikaler und lateraler Verzahnung auf (ABERER, 1958, 1960, 1962; ABERER & BRAUMÜLLER, 1949; BRAUMÜLLER, 1959, 1961; FUCHS, 1968).

Dem unteren Ottnangium gehört der vorwiegend im Osten aufgeschlossene Robulusschlier s.str. an, der gegen Westen im Bereich von Lambach in die Vöckla-Schichten übergeht. Letztere sind an der Oberfläche nur in ihren hangenden Anteilen erschlossen.

Darüber folgen die aus den Vöckla-Schichten durch einen stetigen Übergang hervorgehenden Atzbacher Sande, die aber in ihrem östlichen Verbreitungsgebiet auch den Robulusschlier s.str. überlagern, mit dem sie ebenfalls durch einen raschen lithologischen Übergang verbunden sind.

Die Vöckla-Schichten werden mit den darüber folgenden, etwa 60-80 m mächtigen Atzbacher Sanden und dem Ottnanger Schlier (80-100 m mächtig) zum Robulusschlier s.l. zusammengefaßt (der Begriff "Schlier", eigentlich eine Bezeichnung für sandig-mergelige Silte, ist dabei nur z.T. gerechtfertigt). Innerhalb dieser Schichtglieder des unteren Ottnangium bestehen auch laterale Verzahnungen.

Auch die am Nordrand der Molassezone aufgeschlossenen Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind Ablagerungen des unteren Ottnangium. Der breite, lithologisch gut charakterisierbare Übergangsbereich dieser Sande in die südliche Beckenfazies des Robulusschliers s. str. (im Westen auch in den Robulusschlier s.l.) wurde kürzlich mit dem Namen "Kletzenmarkt Glaukonitsand Formation" belegt (KRENMAYR, 1994). Außerdem tritt im Bereich des Massivrandes, innerhalb der Schlierfazies, mit den Enzenkirchener Sanden noch eine den Atzbacher Sanden äquivalente Sandeinschaltung auf.

Über dem Robulusschlier s.l. folgen die Rieder Schichten (Rotalienschiefer) und die

Glaukonitische Serie mit Mehrnbacher Sanden, Braunauer Schlier und Treubacher Sanden des mittleren Ottnangium. Auch in den Mehrnbacher Sanden ist noch der Einfluß von Gezeitenaktivität nachweisbar.

Im Raum nördlich Salzburg treten in den Fan-Delta-Sedimenten der Sand-Schottergruppe vom oberen Eggenburgium bis zum mittleren Ottnangium mächtige, grobklastische Einschaltungen in feinkörnigen Sanden auf. Diese Ablagerungen verzahnen gegen Norden und Osten mit dem Robulusschlier s.l., dem Rotalienschlier und der Glaukonitischen Serie.

Während des oberen Ottnangium wird die Westverbindung der Paratethys zum Mediterran wieder unterbrochen. Diese regressive Phase ist durch die brackischen Oncophora-Schichten des oberen Ottnangium gekennzeichnet. Die limnisch-fluviatilen Rittsteiger Schichten am Südrand der Böhmisches Masse sind vermutlich ebenfalls in das oberste Ottnangium (? bis Karpatium) einzustufen.

Nach der Verlandung des Molassemeeres folgt im Karpatium eine Erosionsphase und die Bildung eines Oberflächenreliefs.

Im unteren Badanium, vielleicht auch schon im oberen Karpatium, setzt in der oberösterreichischen Molassezone mit den klastischen Ablagerungen der limnisch-fluvioterrestrischen Serie Kohleführender Süßwasserschichten, in Zusammenhang mit einer kontinuierlichen Absenkung gegen Osten, die Obere Süßwassermolasse ein.

Die ältesten Sedimente dieser bunten Folge von Tonen und Sanden mit Kohleflözen sowie Schottern finden sich im Trimmelkammer Kohlerevier aus dem oberen Karpatium (?), Badanium und Sarmatium (CZURDA, 1978). Ebenfalls in den Zeitabschnitt Badanium-Sarmatium wurden bislang die am Südrand der Böhmisches Masse auftretenden Pitzenbergschotter gestellt, wobei sie mit den Quarzrestschottern bzw. Nördlichen Vollschottern in Bayern in Beziehung gebracht wurden. Gleiches gilt für die Steinbergschotter (FUCHS, 1980). Zur Zeit wird aber auch eine Korrelation der Pitzenbergschotter und der Steinbergschotter mit den bayerischen Ortenburger Schottern des oberen Ottnangiums bis Karpatiums diskutiert (mündl. Mitt. H. UNGER, 1996).

Im südlichen Molassebereich sind die Schotter, Kohletone und Kohlen von Radegund-Höring-Munderfing Ablagerungen des oberen Sarmatium.

Im Pannonium verlagert sich der Ablagerungsraum des aus den Alpen angelieferten Sedimentmaterials noch weiter gegen Osten, in das Gebiet des heutigen Hausruck und Kobernauber Waldes.

In dieser Zeit ist deutlich eine Rinnenfazies mit den Schottern des Kobernauber Waldes und eine damit gegen Osten verzahnende Stillwasserfazies mit Kohletonen und Kohlen des Hausruck zu unterscheiden. Mit der Sedimentation der Schotter des Kobernauber Waldes zeichnet sich erstmals eine Schüttung gegen Nord bis Nordnordost ab (MACKENBACH, 1984).

Schließlich werden im oberen Pannonium, wahrscheinlich in Zusammenhang mit starken Hebungen im Westen, die Hausruckschotter erstmals nach Nordosten geschüttet und leiten damit zur Entwässerungsrichtung einer Paläo-Donau über.

Ab dem Pliozän beginnt die Abtragung der Molassesedimente und die Gestaltung der heutigen Oberflächenmorphologie.

		AUTOCHTHONE MOLASSE		ALLOCHTHONE MOLASSE
		NORD	SÜD	
M I O Z Ä N	PLEIS. PLIOZ. HOLOZÄN - O. PLIOZÄN	Schotter	Moränen - Terrassenschotter Schotter	
	PANNONIUM		Hausruckschotter Kobernaußer Wald - Schotter Hausruck & Kohletenserie	
	SARMATIUM	Steinbergschotter ?	Schichten von Radegund - Höring - Munderfing	
	BADENIUM	Pitzenbergschotter ?	Schichten von Trimmelkam	
	KARPATIUM		Rittsteiger Schichten	
	OTTNANGIUM		Oncophora -Schichten	
			Glaukonit. Serie Treubacher Sande Braunauer Schlier Mehrbacher Sande	
			Enzenkirch. Sande Phosphoritsande Fossilr. Grobsande Kletzenmarkt-Glaukonit-sand-Fm. Ottnanger Schlier Atzbacher Sande Osten: Robulus-schlier s. str. Westen: Vöcklaschichten	Rieder Schichten (Rotalienschlier)
	EGGENBURG.		Haller Serie Grobklastische Haller Basisschichten	
	OLIGOZÄN	EGERIUM	Älterer Schlier Linzer Sande	Obere Puchkirchener Serie Untere
KISCELLIUM		Pielacher Tegel	Tonmergelstufe Bändermergel Heller Mergelkalk Fischschiefer	
EOZÄN	O. EOZÄN	Sandsteinstufe Limnische Serie	Lithothamnienkalk - Serie Discocyclinenmergel Globigerinenkalk	

Abb. 17: Schichtfolge der autochthonen und allochthonen Molasse in Oberösterreich und Salzburg (nach Roetzel und Rupp, 1991, mit Ergänzungen).

DIE TEKTONISCH-STRATIGRAFISCHE ENTWICKLUNG DER MOLASSE UND DEREN UNTERGRUNDES IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG

L. Wagner

Einleitung: Das tertiäre Molassebecken ist die nördliche Vortiefe des Alpen-Karpaten Orogens. Der Molasseanteil von Oberösterreich und Salzburg umfaßt das Gebiet zwischen dem SW-Sporn der Böhmisches Masse, der Grenze mit Bayern und dem Alpennordrand an der Oberfläche. Im S ist die Molasse von den Helvetikum-, Flysch- und Kalkalpen-Decken überschoben. Die känozoischen Sedimente werden in drei tektonische Einheiten unterteilt (Steininger & al, 1986). Die autochthone Molasse liegt relativ ungestört auf dem Mesozoikum und Kristallin des europäischen Schelfs. Die allochthone Molasse setzt sich aus den südlichen Molassesedimenten zusammen, die in den alpinen Deckenbau mit einbezogen sind. Die paraautochthone Molasse umfaßt die Molassesedimente, die auf den alpinen Decken und Schuppen abgelagert und weiter verfrachtet wurden.

Die sedimentäre Auflage des Kristallins ist durch drei Hauptzyklen mit marinen Transgressionen und Regressionen gegliedert, die durch Zeiten mit tektonischen Verstellungen und subaerischer Erosionen unterbrochen sind.

Im ersten Zyklus vom mittleren Dogger bis in die Unterkreide war der Molasseuntergrund Teil der mitteleuropäischen Karbonatplattform. Die Öffnung des Atlantik verursachte die Hebungen an der Böhmisches Masse in der Unterkreide. Mehrere marine Vorstöße aus dem helvetischen Meer erreichten in der Unterkreide die Zentrale Schwellenzone.

Im zweiten Hauptzyklus wurden zuerst (im Apt) der Salzach Block und der Perwang Block (Abb. 20) und im Cenoman der gesamte Molasseuntergrund überflutet. Die jüngsten nicht erodierten Kreidesedimente sind im Bereich der Vorlandmolasse Obercampan und in der verschuppten Molasse eingeschupptes Maastricht. Die transpressive Verformung des Molassevorlandes ab dem Alttertiär wird dem Zusammenstoß des alpinen Orogens mit dem Südrand des nordeuropäischen Kratons zugeordnet (Ziegler, 1987).

Im dritten Zyklus entwickelte sich ab dem Obereozän die alpine Orogenese. Dabei entwickelte sich das Molassemeer ab dem Beginn des Oligozän zur pelagischen Vortiefe der Alpen. Die jüngsten Sedimente unter den Flysch-Helvetikum Decken sind Untermiozän (Unteres Eggenburg). Ab dem Untermiozän überprägte die anhaltende Transpression auch die Zerrungsbrüche.

KRISTALLINER UNTERGRUND

Das in den Kernen erhaltene Kristallin entspricht den Gesteinstypen des Moldanubikum (G. Frasl, pers. Mitt. 1985). Gekernt wurden Altenberger-, Schärddinger-, Weinsberger- und Porphyrischer Granit, Cordierit, Bänder-, Ortho- und Perlgneis, sowie Migmatite.

STRUKTURELLE ENTWICKLUNG

Die Böhmisches Masse wird von einem System von konjugaten NW-SE und NE-SW verlaufenden Brüchen zerschnitten. Ein sekundäres Bruchsystem verläuft ungefähr E-W und N-S. Dieses Bruchsystem wurde bereits von J. Stiny (1926) und F. H. Gruber (1931) beschrieben und von Satellitenbildern interpretiert (Tollmann, 1977). Das Hauptbruchsystem begrenzt mit der Diendorfer und Steyrer Störung den anstehenden dreieckigen Kristallinsporn von Amstetten, der sich ca. 40 Kilometer unter den Alpen fortsetzt (Brix, Kröll & Wessely 1977). Das NW und NE gerichtete Bruchsystem hatte sich bereits im Paläozoikum gebildet (Schröder, 1987). Diese Brüche wurden im Unteren Jura, in der Unteren Kreide und im

Unteren Tertiär wiederbelebt. In diesen Perioden wurde der kristalline Untergrund mit seiner Bedeckung auseinandergezogen. Die Bruchschollen wurden in Oberösterreich einheitlich nach Osten geneigt. Die Sprunghöhen des Rieder und des Steyrer Bruches (Abb. 19) erreichten im tieferen Tertiär jeweils über 1000 m. Auf den tektonischen Hochlagen, dem Südrand der Böhmisches Masse, der Zentralen Schwellenzone und unter der Flyschzone auf dem Hoch von Bergern wurde das Mesozoikum stellenweise vollständig erodiert. An der Wende Eozän-Oligozän sank dieses Gebiet der zentralen Paratethys rasch ab und ein Tiefwassertrog entstand im N der Alpen. Mit dem Absinken des Molassebeckens entstand ein dichtes Netz von vorwiegend W-E gerichteten antithetischen und syntethischen Extensionsbrüchen. Im Gegensatz zu Niederösterreich ist dieses Bruchsystem in Oberösterreich und Bayern zum großen Teil noch vorhanden. Diese Phase des Hinunterbiegens der Vorlandkruste ist die Auswirkung vom Auseinanderziehen durch die Subduktion der europäischen Platte unter die periadriatische Platte und das Gewicht der nach N wandernden alpinen Deckeneinheiten (Ziegler, 1987). Aus dem im Oligozän entstandenen beckenparallelen Bruchsystem resultieren die meisten ölführenden Strukturen mit mesozoischen und tertiären Speichergesteinen. Die vertikale Sprunghöhe kann mehr als 100m erreichen. Zusätzlich zu den vertikalen Versetzungen der prätertiären und oligozänen Brüche wurden diese Brüche im jüngeren Tertiär und Quartär durch sinistral und dextral seitenverschiebende Transpressionsbrüche wiederbelebt. Dadurch wurden die Sedimente an den meisten E-W gerichteten Brüchen nach NW oder NE verschoben. Lokal wurden die härteren kalkigen Eozänsedimente von den weicheren tonig-sandigen oligozänen Sedimenten überschoben, besonders an scharfen Biegungen oder Knicken im Bruchsystem. Durch diese Kompression wurden viele der Extensionsbrüche erst dicht für Kohlenwasserstoffe. Daneben fungierten die NW und NE gerichteten Brüche im Miozän als Drainage für die Kohlenwasserstoffe von unterhalb der Alpen aus dem S. Zwei kristalline Bruchschollen, die Schallerbacher und Amstettener Bruchscholle (Abb. 20) blieben metastabil gegenüber ihren benachbarten Bruchschollen, die weiter gegen N bewegt wurden. Die Braunauer Bruchscholle ist ebenfalls eine relativ stabile Scholle, sie wurde allerdings insgesamt gegenüber den beiden oben genannten weiter nach NW bewegt. Die Kremsmünsterer Bruchscholle wurde entlang der Rodlstörung mehrere Kilometer gegen N rotiert. Die Rodlstörung schneidet die Mühl- und Donaustörungen ab. Im Paläozoikum war die Fortsetzung der Steyrer-Bruch eher der Schwannstädter-Bruch als der Donau-Bruch. Die Perwang Bruchscholle hat die Molasseschuppen im Miozän entlang der Mattig- und Oichten-Störungen in die Zentrale Schwelle hineingeschoben. An der Westseite der Perwangscholle wurden die Sedimente des Ottnang entlang der Oichten-Störung und über den hochgeschobenen Perwanger Molasseschuppen bis zu 90 Grad senkrecht aufgestellt (Lokalität: Holzmannsberg). Im N der Mattigstörung und entlang der Rodl-Störung entwickelten sich die tiefer marinen Subbecken von Puchkirchen-Mattighofen, Pfaffstätt und Lindach-Voitsdorf, die ab dem obersten Oligozän tektonisch auseinandergezogen wurden. Diese auseinanderdriftende Zone ist mindestens 10 km breit und 80 km lang. Während sich im Osten der Böhmisches Masse im höheren Miozän das Wiener Becken bilden konnte, bildeten sich im Westen nur Vorstadien, da der Untergrund im süddeutschen Raum keinen Raum zum Ausweichen hatte.

PALÄOZOIKUM

An der Oberfläche sind die Permokarbon Vorkommen die beiden NW- und NE-gerichteten Hauptbruchsysteme (Schröder, 1987; Ziegler, 1982; Meyer, 1989; Vasicek, 1983). Die paläozoischen Sedimente im Untergrund der oberösterreichischen Molasse scheinen auf Grabenstrukturen am Südwestrand der Zentralen Schwelle begrenzt zu sein. In der Bohrung Hochburg1 wurde mehr als 400 m wahrscheinlich paläozoische, fluviatile, dunkel bis hell graue Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine mit Kohlelagen erbohrt. Die Permo-Karbon

Sporen (Stefan - Unter Perm; I. Draxler, pers. Mitt., 1981) könnten in situ vor dem oberen Dogger umgelagert worden sein. In einigen Bohrungen auf der Zentralen Schwelle wurden in obereozänen Sandsteinen umgelagerte Sporen aus dem Rotliegend bestimmt (W. Klaus, pers. Mitt., 1978). Aus bayerischen Bohrungen wurden Pflanzen aus dem Karbon gewonnen (Berger, 1959). In den Mulden kann die rote Verwitterungskruste des Kristallins 30 m erreichen. Sie enthielt bisher keine bestimmbar Sporen. Das Vorkommen von größeren Gehalten an H₂S ist auf Strukturen mit Paläozoikum beschränkt. Bisher wurden keine Kohlewasserstofflagerstätten in paläozoischen Speichern in Österreich entdeckt.

JURA

Die Ablagerungsräume der Zentralen Paratethys sind auf der stratigrafischen Tabelle (Abb. 21, Abb. 22) für Oberösterreich und Salzburg in drei Zonen unterteilt: die Fazies nördlich und südlich der Zentralen Schwellenzone und die Zone unterhalb bzw. ab der Oberkreide innerhalb der Schuppenzone.

DOGGER

Die ältesten erbohrten mesozoischen Gesteine sind Flußsande vom braided stream Typ, die über Sümpfe mit Ton und Kohlelagen in flach marine Sande übergehen. Die Pollen aus den Tonlagen stammen aus dem Bathonien und Bajocien (W. Klaus, pers. Mitt., 1978). Die marinen Anteile dieser Schichten der Grestener Gruppe korrelieren mit der "Oberen Quarz Arenit Serie" in Niederösterreich und den mittelljurassischen Sandgruben bei Regensburg. Ab dem Callovien wurde auf dem tropischen Schelf entlang der Böhmisches Masse den gesamten Oberjura hindurch bis in die Unterkreide Karbonate abgelagert. Die größte Wassertiefe wurde bereits im Callovien im Südwesten unter den Salzburger Alpen erreicht. Das Karbonatprofil beginnt mit dunkel graubraunen, arenitischen, knolligen Mikriten der Höflein-Formation. Sie enthält zahlreiche Hornsteinknollen, Schwammnadeln, stellenweise Lumachellen von Bivalven und vereinzelt Belemniten und unbestimmbare Ammonitenreste. Die Höflein-Formation setzt sich in Niederösterreich (Sauer et al., 1992) und wurde erst kürzlich wieder aus seichten Bohrungen aus der Umgebung von Regensburg beschrieben (Meyer & Schmidt-Kaler, 1993). In Oberösterreich werden aus dem Dogger geringe Mengen Öl aus den Sandsteinen und vor allem aus der sekundären Lösungs-Porosität der Hornsteine in den Feldern Haindorf und Voitsdorf gewonnen.

OBERJURA - MALM

Über der Höflein-Formation korrelieren glaukonitische Kalklagen mit der Glaukonitbank an der Dogger - Malm Grenze in den Aufschlüssen in der fränkischen Plattform in Bayern (Meyer & Schmidt-Kaler, 1984). Die Algen- und Schwammkalke des Kimmeridge und Oxford werden von Korallenriffen und ihrem Detritus überlagert. Die Oolith- und Grainstonefazies des hochenergetischen Bereiches umgibt die Riffe. Im Südosten, im Bereich Voitsdorf, Mayersdorf und Kirchdorf wuchsen die ersten Korallen bereits an der Wende Dogger - Malm. Die Äquivalente des voll marinen Anteils der oberjurassischen Karbonate sind die Altenmarkt Gruppe in Niederösterreich und die Kehlheimer Fazies in Bayern. Die typische Schwamm-Tubiphyten Assoziation der Treuchtlinger-Formation in Franken wurde auf beiden Seiten der Zentralen Schwelle in den Bohrungen Zell am Pettenfirst, Redltal 1 und Mühlberg 1 gekernt. Die Ablagerungen der Salzlagune und Wattfläche des Purbeck vom Tithon bis in das untere Berriasien setzt sich aus dünnbankigen, feinkristallinen, dunklen Dolomiten, Kieselkalken, Stromatolithen und Breccien zusammen. "Bird's eye" (kleine Schrumpfpore in lagunären Dolomiten), "black pebbles" (eingeschwemmte Breccien von Bodenbildungen), fecal pellets (Favreina) und Algenreste (Bankia) sind die charakteristischen

Sedimentstrukturen. Immer wieder werden Characeen aus Süßwasserbereichen eingeschwemmt. Im Oberjura beginnt die allmähliche Verflachung des Meeres zuerst am Südwestrand der Böhmisches Masse und setzt gegen Westen in kontinuierlich jüngeren Sedimenten ein. Die größte Mächtigkeit von Jurakarbonaten wurde bisher mit 557 m in der Bohrung Hochburg 1 durchteuft. In der Unterkreide wurde der Jura großräumig erodiert und stark verkarstet. Nach der Interpretation der Fazies und Seismik sollten in diesem Gebiet ursprünglich zwischen 600 und 1000 m Jura sedimentiert worden sein.

KREIDE

Die Unterkreide (Abb. 23) wurde bisher nur in einem stratigrafisch lückenhaften Profil in den Kalken und Sandsteinen der Bohrung Mühlberg 1 auf der Salzach Bruchscholle südlich der Zentralen Schwelle erbohrt. Ab dem Apt-Alb wurden glaukonitische, kalkige und tonige Gault-Sandsteine durch Stürme auf dem Schelf südlich der Zentralen Schwelle abgelagert (Nachtmann & Wagner, 1987) und sind in Bayern im Feld Hofolding das Speichergestein für Öl. In den vom Karst geformten Vertiefungen im Nordosten der Zentralen Schwellenzone sind mit den hellgrauen, weißen, roten und grünen, fossilleren, grobkörnigen Sandsteinen der Schutzfels-Formation die ältesten Kreide-Sedimente als Reste von Flüssen erhalten geblieben. Die Karstspalten sind bis zu 100 m unter der Juraoberkante noch mit Kreide gefüllt. Die marine Transgression fängt mit dunkelgrünen bis schwarzen Tonmergeln oder gleich mit den Sturmlagen der flachmarinen Glaukonitsandsteine der Regensburg-Formation. Echte Strandsande sind mit maximal einem Meter mächtigen Breccien auf eine schmale NW-SE-gerichtete Zone beschränkt, die subparallel zur erosiven Jura-Karbonatgrenze in Richtung zur Böhmisches Masse verläuft. Die cenomanen Sandsteine erreichen Mächtigkeiten zwischen 15 und 70 m. Der Hauptanteil der Regensburg-Formation besteht aus von Stürmen auf einem breiten Schelf verteilten Sandsteinen. Diese Tempestite sind durch den ständigen Wechsel von lamiierten Sturmlagen mit flach einfallender Schrägschichtung und einzelnen Fluchtgrabgängen und den Lagen, in denen die grabenden Lebewesen genügend Zeit hatten, die Sturmlagen zu durchwühlen, geprägt. In einer vollständigen Abfolge ist der untere Abschnitt kieselig und der höhere kalkig zementiert. Der untere Anteil ist von den Spurenfossilien Ophiomorpha und der mittlere von Skolithos und grabenden Bivalven dominiert. Die oberen Schichten beginnen mit einer dichten kalkigen glaukonitischen Sandsteinlage mit roten Flecken und Zonen, die durch eingeschwemmte oxydierte Tonminerale verursacht wurden. Diesen Marker erkennt man auf dem Log am hohen Widerstand und im Kern an den bis 4 cm großen Quarz- und Feldspatkristallen und den häufigen großen Wühlgängen von Seeigeln. Der oberste Anteil besteht aus einer Abfolge von porösen und dichten kalkigen Glaukonitsandsteinen und spiculitischen Kalkknollen und Lagen (Polesny, 1983). Die basalen und mittleren Schichten wurden unter der normalen Wellenbasis auf dem inneren Schelf abgelagert. Mit dem Marker transgredierte das Kreidemeer weiter auf das Kristallin der Böhmisches Masse und die meisten erhalten gebliebenen Lagen des oberen Cenoman repräsentieren die Ablagerungen des äußeren Schelfs. Die cenomanen Grobklastika werden im Unterturon von schwarzen glaukonitischen Tonmergeln des äußeren Schelfs überlagert. Nach oben schalten sich wieder Tempestite mit Glaukonitsandsteinen ein. Die Ichnofazies wird von Skolithos dominiert. Die Grenze zwischen Cenoman und Turon liegt wahrscheinlich inmitten der unterturonen Schichten, wird aber in der Ölindustrie aus praktischen Gründen an der lithologische Grenze Sandstein-Tonmergel gezogen (Küpper, 1964). Vom Oberturon bis Obercampan wurden Globotruncanen führende Schichten mit schwarzen, dunkelgrünen bis hellgrauen, stark durchwühlten, schwach siltigen Tonmergeln auf dem äußeren Schelf abgelagert. Nördlich der Zentralen Schwelle wurden im Obercampan 300 m Sandsteine akkumuliert, die gegen Südwesten auskeilen. Die größte Kreidemächtigkeit wurde mit 800 m in der Bohrung

Senftenberg 1 durchbohrt. Im östlichsten Teil der oberösterreichischen Kreide entwickelte sich eine sandreiche Sonderfazies, die auf einen schmalen Streifen am Steyrer Bruchsystem beschränkt ist. Diese Fazies wurde in lokale lithostratigrafische Formationen unterteilt (Wessely et al., 1981). In der direkten Nachbarschaft ist kein sandiger Einfluß zu erkennen, was durch eine tektonische Verschiebung der Fazieszonen erklärt werden könnte. Aus den Bohrungen Sierning 1 und Gründberg 1 konnte eine Molluskenfauna bestimmt werden (H. Kollmann pers. Mitt., 1987). In den Molasseschuppen wurden Globotruncanen führende Tonmergel von Campan bis Ober Maastricht mittransportiert. Öl und thermisches Gas wird aus den cenomanen Sandsteinen und aus den Sandsteinen am Steyrer Bruch gefördert. Aus dem ölführenden unterturonen Glaukonitsandstein konnte bisher keine wirtschaftliche Förderung eingerichtet werden.

TERTIÄR

Das Meer hatte sich tieferen Tertiär auf das Flysch und Helvetikum Becken zurückgezogen. Im Obereozän überflutete das Meer wieder den Rand der Böhmisches Masse. Das ist der Anfang des eigentlichen Molassebeckens. In Oberösterreich und Salzburg ist im Gegensatz zu Niederösterreich die gesamte obereozäne Abfolge erhalten geblieben. F. Rögl hat die biostratigrafische Gliederung erstellt und die chronostratigrafischen Reichweiten in der zentralen Paratethys den kürzlich revidierten känozoischen geochronologischen und chronostratigrafischen Tabellen (Abb. 24) zugeordnet (Berggren et al., 1995).

FAZIESVERTEILUNG IM EOZÄN (Abb. 25)

Das an den NW- und NE-streichenden Störungen in gekippte Bruchschollen zerlegte Prätertiär wurde von Flüssen weitgehend eingeebnet. In den verbliebenen tektonischen Tieflagen in Grabenstrukturen und entlang von Brüchen sind die Reste der Fluß und Aulandschaften der Voitsdorf-Formation erhalten. Am weitesten verbreitet sind die von meandrierenden, sandgefüllten Flußkanälen durchschnittenen bunten, roten, olivgrünen, ocker, weiß und grau gefärbten Tone mit Wurzelböden. Lokal z.B. im Feld Voitsdorf werden die fluviatilen Tieflandsedimente noch von den ineinandergreifenden Flußkanalsande des braided stream Bereiches unterlagert. Im Obereozän war die Zentrale Schwellenzone die flache Meereszone, die Lagune im Norden vom offenen Meer im Süden getrennt hatte (Wagner, 1980). Die absinkende Flußlandschaft wird von einer bis 3 m mächtigen, in sumpfigem Gelände entstandener Kohlelage bedeckt. Die darauf folgenden paralischen Cerithien-Schichten werden durch mit Sand gefüllten Gezeitenkanälen durchschnitten und gehen allmählich in periodisch überschwemmte Sandflächen über. In drei Hauptzyklen breitet sich das Meer immer weiter nach Norden aus. An der Küste der Lagune und an der Schwellenzone werden die flachmarinen Sande der Ampfinger-Formation sedimentiert. Die Ichnofazies wird von Ophiomorpha dominiert. Die Rotalgen (Corallinaceen) und Korallenriffe haben ihr Zentrum ungefähr an der Zentralen Schwelle und schütten ihren Detritus nach Norden in die Lagune und nach Süden in den höherenergetischen, offenen marinen Schelf. Die ersten Resultate aus einer Studie über Algenvergesellschaftung im Eozän aus den Bohrkernen, die an der Universität in Wien von M. Rasser durchgeführt wird, deuten ebenfalls auf mindestens drei Zyklen mit Absenkung und Auffüllung hin. Die seichter marine Corallinaceen-Assoziation wechselt mit der etwas tieferen Bereichen zugeordneten Peyssoneliaceen-Assoziation ab. Diese Abfolge läßt sich mit Untersuchungen an den Riffen von Ras Abu Soma in der Bucht von Safaga im Roten Meer vergleichen (Piller & Rasser, 1996; Rasser & Piller, 1996). Am Schelfabhang werden Sedimente von immer tieferen Ablagerungsräumen durch ihre Foraminiferenassoziation unterschieden. Die Zone mit Großforaminiferen, im seichteren Wasser mit Nummuliten und im tieferen mit Discocyclinen,

wird von Sedimenten des tieferen Abhanges mit Uvigerinen und Globigerinen gefolgt. Die lithostratigrafischen Einheiten gliedern sich vom flacheren zum tieferen Bereich in den Nummuliten Sandstein, den Discocyclinen-Kalk und -Mergel der Perwang-Formation, und den Globigerinen-Kalk und -Mergel der Nußdorf-Formation, die z. t. in das untere Oligozän reicht. Öl und thermisches Gas wird aus den Sanden der Voitsdorf-Formation, der Cerithien Schichten, der Ampfing-Formation und dem Nummuliten Sandstein und den Rotalgenkalken gefördert.

OLIGOZÄN (Abb. 26, Abb. 27)

Beckensedimente (Turbidite, Contourite, Rutschungen und Hemipelagite): Die turbiditische Flyschsedimentation wurde im Kiscell vom Flysch-Helvetikum Trog in die Molasse-Vortiefe nach Norden verlagert. Die turbiditischen Sandsteine der Deutenhausen-Formation erreichen in der allochthonen Molasse in Bayern Mächtigkeiten von ca. 1000 m. In der Aufschlußbohrung Aurach 1 wurden ca. 100 m Deutenhausener Sandsteine in der autochthonen Molasse unter der Flyschzone erbohrt. Die Deutenhausener Sandsteine haben meistens vollständige Bouma-Abfolgen mit den aus dem Flysch bekannten Sohlmarken. Nach Norden schließen im Kiscell und unteren Eger die schwarzen bis dunkelgrauen, kalkigen, siltigen und pelitischen distalen Anteile der Turbidite und die hellgrauen kalkigen Sandsteinlagen, Linsen und Rippeln von Contouriten der Rogatsboden-Formation an. Sie beinhalten eine kleinwüchsige Tiefwasser-Foraminiferen Fauna. Die Hauptmasse der oligozäne Schuppensedimente in den Bohrungen Oberhofen 1, Mühlreith 1, Weisenkirchen oder Aurach 1 wird von der Rogatsboden-Formation eingenommen. An der Oberfläche steht sie in der allochthonen Molasse von Rogatsboden an. Die Contourite sind in Bayern in den Bachbetten der Ammer (Lokalität Scheibum) und der Traun bei Siegsdorf aufgeschlossen. In den obersten Molasseschuppen, die ursprünglich am weitesten im Süden sedimentiert wurden, sind große Massen eingerutscht, die nahezu ausschließlich aus Helvetikum-Olistolithen bestehen. Ab dem mittleren Kiscell reichen die dunkelgrauen bis graubraunen, distal kalkigen und pelitischen Turbidite der Zupfing-Formation weit nach Norden auf das Massiv. Lokal verzahnen sie sich mit Turbiditen, die aus dem Norden geschüttet wurden und sich an Brüchen angesammelt haben. Diese Formation steht in Österreich nur im Untergrund an. Das vollständigste Profil wurde in der Bohrung Zupfing im Nordwesten von Ried im Innkreis durchteuft. Mit dem Wandern der alpinen Decken einschließlich der Molasseschuppen nach Norden verlagerte sich die tiefe Beckenachse des Molassebeckens. Ältere Sedimente der Rogatsboden-, Zupfing- oder Eferding-Formation wurden tiefgründig erodiert und kontinuierlich durch jüngere Tiefwassersedimente ersetzt. Die tiefsten Bereiche wurden im Eger und tieferen Eggenburg durch die bis 2000 m mächtigen Sedimente der Puchkirchener Gruppe aufgefüllt. Die Füllung aus Unterer und Oberer Puchkirchen-Formation besteht zu mehr als 80% aus Rutschmassen von den beiden Seiten des Beckens. Rutschmassen von Sedimenten der Zupfing- und Eferding-Formationen aus dem Norden wechseln sich mit Rutschmassen aus den aufgeschobenen Molasseschuppen mit Sedimenten der Rogatsboden-Formation und den bereits wieder umgelagerten Puchkirchen-Formationen. Dazwischen liegen die hellgrauen kalkigen Konglomerate und Sandsteine der neuen Turbidite und Contourite aus dem Süden. Sämtliche Becken und Hangsedimente werden von zahlreichen submarinen Erosionen durchschnitten und umgelagert. In der Oberen Puchkirchen-Formation schneiden die Erosionen von Osten und Norden fortschreitend tiefer in die älteren Puchkirchener Schichten ein bis zur Perwanger Bruchscholle. Diese erosiven Einmündungen wurden von über 300 m mächtigen Puchkirchener Sedimenten im Eggenburg aufgefüllt. Die meisten dünnbankigen Gasspeicher mit feinkörnigen Sandsteinen an der nördlichen Vermergelungszone sind Contourite (z. B. in Gasfeldern Atzbach, Zell am Pettenfirst und Pfaffstätt). In den oberoligozänen Puchkirchener

Konglomeraten wurden in einigen Bohrungen trachy-andesitische vulkanische Aschenlagen gekernt. Diese Aschen könnten mit den oligozänen Intrusionen an der periadriatischen Linie zusammenhängen (Mair et al., 1993).

Hangsedimente (upwelling):

Vom nördlichen Anstieg des tiefen Beckens und am Hang wird die Sedimentabfolge vom System des aufsteigenden Tiefenwassers geprägt (Abb. X2). Die distalen Turbidite aus dem Süden und lokalen Turbidite aus dem Norden gehen allmählich in eine Zone mit lageweisen Massenvorkommen von einzelnen Arten von Nannoplankton über, dem Bändermergel im Kiscell. Der faziell folgende helle Dynow Mergel ist ein reiner Nannoplanktonschlamm. Unter der sauerstoffarmen Zone werden kalkige und pelitische Fishschiefer abgelagert. Der Schöneck-Fishschiefer des unteren Kiscell führt Phosphoritknollen und gilt als Muttergestein für das Molasseöl in Oberösterreich. Die Fishschiefer der Ebelsberg-Formation im jüngeren Oligozän haben lokal große Anhäufungen von Diatomiten und führen ebenfalls Phosphoritknollen.

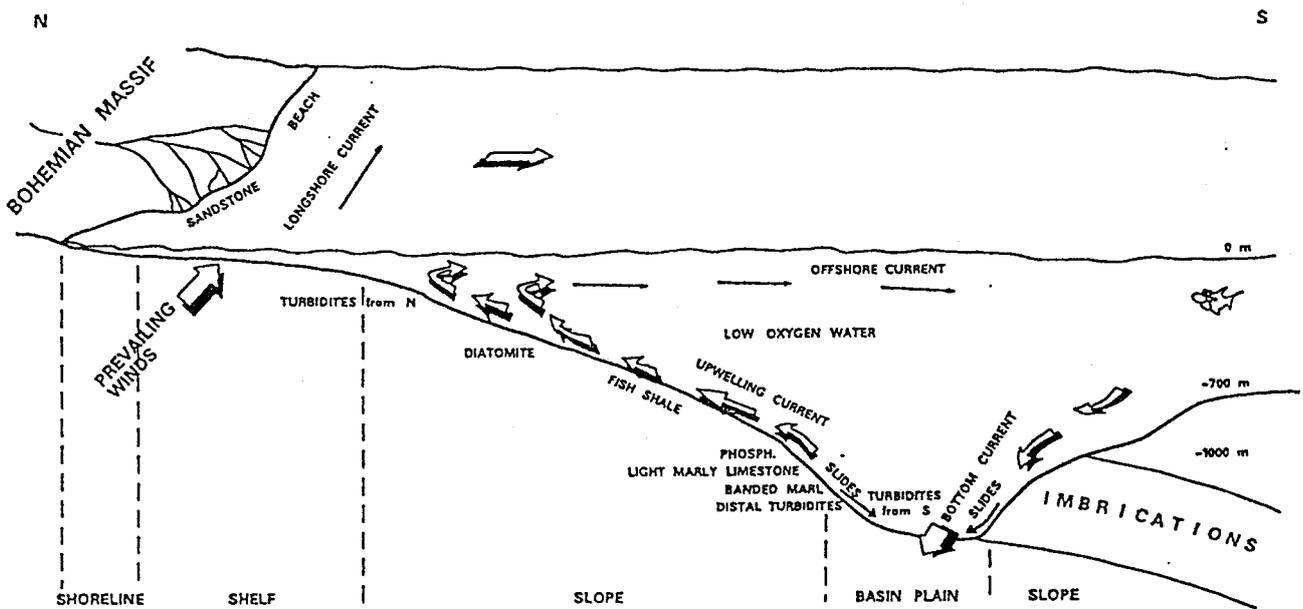


Abb. 18: Upwelling Modell, Meeresströmungen und Faziesbereiche

Schelf und Strand:

Auf dem schmalen Schelf wurde reichlich terrigenes Material in die Pelite der Eferding-Formation geschüttet. Ein schmales Band von den küstennahen Sanden der Linz-Formation verlagerte sich vom Kiscell bis in das obere Eger von der Auskeilungslinie der Eozänsande bis an den heutigen Kristallinrand nach Norden. Das lokale Auftreten von kalkigen Linzer Sanden mit Rotalgen (Corallinaceen) im Eger bei Steyregg wurde im Mittelalter als Baustein verwendet (Rögl & Steininger, 1970). Stellenweise sind unter den Linzer Sanden oder in Tälern die dunkelgrauen paralischen Pelite der Pielach-Formation erhalten. Ebenso sind nur geringe Reste der Fluß und Sumpflandschaften, der St. Marein-Freischling-Formation, mit tropischer bis subtropischer Fauna in Oberösterreich auf dem Kristallin vorhanden (Steininger et al., 1991). Die Vergesellschaftung der Landpflanzen deutet auf ein warmes humides, regenreiches Klima (J. Kovar, 1982).

MIOZÄN

EGGENBURGIUM (Abb. 28)

Wie bereits oben erwähnt wurden in den obersten dreihundert Metern der Oberen Puchkirchener-Formation eine Mikrofauna des Eggenburg bestimmt (F. Rögl, pers. Mitt. 1994). Über der am stärksten ausgeprägten submarinen Erosion, die über das gesamte Vorlandbecken durchzieht, wanderte in der Hall Gruppe eine neue Fauna aus dem Indischen Ozean in Das Molassebecken ein (Rögl & Steininger, 1983). Die ältesten Sedimente der Hall Gruppe sind hellgraue, glimmerige, kalkige Sandsteine, Siltsteine, sandige Pelite und dunklere, tonige Konglomerate mit Rutschstrukturen und Pflanzenresten der Lukasedt-Formation. Die auf den Raum nördlich Salzburg beschränkte Lukasedt-Formation wurde ursprünglich in einem relativ schmalen Erosionskanal auf den Molasseschuppen abgelagert. Der Kanal wurde mit Rutschmassen, Turbiditen und Contouriten gefüllt. Auf den Perwanger Molasseschuppen wurden Sedimente der Eggenburger Lukasedt-Formation und Gleitmassen der Ebelsberg-Formation in einer Wassertiefe von mindestens 500 m abgelagert. Diese wurden mit den Schuppen im Eggenburg hochgehoben. Dabei glitten große Partien an den Flanken hinunter und wurden im Eggenburg resedimentiert. Heute stehen sie nördlich von Salzburg in einer Seehöhe von 500 m über NN an. Das entspricht einer Hebung von 1000 m innerhalb der letzten 20 MJ. Mit der Nordbewegung der Schuppen wurde auch die Zone der submarinen Haupterosion weiter nach Norden verlegt. In der etwas jüngeren Erosionsrinne, die mit der Lindach-Formation gefüllt wurde, herrschten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie zur Zeit der Lukasedt-Formation. Der Verlauf dieser Rinne formt die sich neu bildende Extensionszone im Norden der Schuppen nach. Durch die darüberliegenden hellgrauen bis grüngrauen, glimmerigen, kalkigen, sandig-siltigen Pelite, dem "Haller Schlier", wurde das ganze tiefere Molassebecken angeschüttet. Diese Pelite sind wieder distale Turbidite mit Contouriteinschaltungen. Im Zentrum des Molassebeckens konnten sich hellgraue, glimmerige, kalkige, turbiditische und contouritische Sandsteine und Rutschmassen anhäufen. Die häufigen, starken submarinen Erosionen in der Hall-Formation sind von den Schuppen und den Bruchsystemen vorgezeichnet. Alle von der Ewing Bank im Golf von Mexiko (Shanmugam et al., 1993) beschriebenen diagnostischen Sedimentstrukturen aus Contouriten können an den oberösterreichischen Kernen studiert werden. Die angeführten Kriterien zur Erkennung von aufgearbeiteten Sanden durch Bodenströmungen sind folgende in der Molasse von Salzburg und Oberösterreich: 1. vorwiegend feinkörnige Sande und Silte; 2. dünn-schichtige bis laminierte Sande in Tiefwasser-Peliten; 3. zahlreiche Lagen pro Meter; 4. scharfe untere und obere Kontakte; 5. interne erosive Oberflächen; 6. inverse Gradierung; 7. horizontale Lamination und flachwinkelige Kreuzschichtung; 8. Kreuzschichtung; 9. Linsen, einzelne isolierte Rippeln (lenticular bedding, starved ripples); 10. Strömungsrippeln mit ganzem oder erodiertem Kamm; 11. dünne Tonlagen auf der Leeseite (mud offshoots); 12. Flaserschichtung. Die Contouritesedimente in der Deutenhausen-Formation, der Rogatsboden-Formation, den Puchkirchen- und Hall Gruppen und in der unteren Innviertel Gruppe kommen in Verbindung mit anderen Tiefwasser Faziestypen vor wie Turbidite, Rutschmassen und hemipelagische Pelite.

OTTNANGIUM (Abb. 29)

Die Grenze zwischen Eggenburg und Ottnang konnte bisher faunistisch nicht exakt erfaßt werden. Auf den Logs in den Bohrungen und auf der Seismik wird ein Korrelationsmarker an einer regionalen submarinen Erosion, über der häufig Sande liegen, verwendet. Im Norden wurde die Hall-Formation vor dem Ottnang vollständig erodiert. Am Südrand, auf den alpinen Einheiten wurden die untermiozänen Sedimente bei der Hebung der Alpen ebenfalls abgetragen. Daher fehlen die Seichtwassersedimente des Eggenburg. Die sandig-siltigen,

glimmerigen Pelite der "Schlierfazies" wird im Ottang mehrfach von sandigen oder sandreichen Abschnitten unterbrochen. Die gesamte Abfolge wird von starken Strömungen und Erosionen dominiert. In den letzten Jahren wurden die Sande an der Oberfläche genauer untersucht. Sie wurden als subtidale Sandwellen mit starken Strömungen durch den Einfluß der Gezeiten interpretiert (Faupl & Roetzel, 1987; Krenmayer, 1993; Salvenmoser & W. Walser, 1991). Die Assoziation der Skolithos-Cruziana Ichnofazies unterstützt die Interpretation für einen hochenergetischen Bereich. Die Mikrofauna (F. Rögl pers. Mitt.) und die Zusammensetzung der Fischfauna (R. Brzobohaty & Heinrich, 1990) deuten auf einen mesopelagischen Bereich mit großen Anteilen von aufgearbeiteten älteren Faunen hin. F. Aberer (1958) hat die Abfolge der Ottang Sedimente kartiert und die stufenweise Anordnung der Sedimentkeile erkannt. Die Bohrerergebnisse und die Seismik verdeutlichen den Einfluß der Tektonik auf die Sedimentverteilung der miozänen Sedimente. Die submarinen Erosionen schneiden im Ottang regional von Norden und Osten immer tiefer gegen den Mattig-Bruch in die jeweils älteren Sedimente ein. Die Basis der Atzbach-Formation liegt im Osten in der Gegend um Atzbach und Ottang ca. 350 m über der Basis der Innviertel Gruppe. Nahe der Pfaffstätter Störung nähert sich die erosive Basis der Atzbacher Sande bis auf wenige Meter an die Hall Gruppe, d.h. zur Zeit der Atzbach-Formation wurde das Gebiet östlich des Pfaffstätter Bruchs stärker gehoben. Die siltigen, sandigen, glimmerigen grüngrauen Pelite des Robulus Schlier s. str. enden am Mattigbruch gegen Südwesten. Zwischen dem Bruch von Schwanenstadt und einem subparallel im Westen des Rieder Bruches verlaufenden Bruches nehmen die Sandlinsen und Lagen in den lokal im oberen Robulus Schlier entwickelten Vöckla Schichten zu. Die zwei über den Vöcklaschichten liegenden Sandpakete sind die porösen Atzbacher Sande. Die Paläoströmungsrichtungen zeigen mit ihren Maxima nach ENE und WNW in die Richtung des vorherrschenden Bruchsystems (Faupl & Roetzel, 1987), allerdings wurde eine starke Streuung der Messungen betont. Im Untergrund richten sich die sandgefüllten Kanäle nach den Brüchen. Das obere Sandpaket endet abrupt am Rieder Bruch. Die darüberliegenden Pelite des Ottanger Schlier beinhalten eine Fauna aus größeren Wassertiefen (F. Rögl pers. Mitt.). Die sandigen Pelite der Rieder Schichten sind durch die Foraminiferengattung "Rotalia" (=Ammonia) charakterisiert. Die Rieder Schichten werden von den Mehrnbacher Sanden überlagert bzw. verzahnen mit ihnen. Darüber folgen die sandigen Pelite des Braunauer Schliers und die Treubacher Sande. Mit der Oncophora-Formation beginnt der Rückzug des Molassemeeres von Bayern bis nach Niederösterreich. In Oberösterreich sind die Treubacher Sande und die Oncophora-Formation auf kleine Vorkommen an Brüchen auf der Braunauer Bruchscholle beschränkt. Innerhalb des Ottang ist jede Formation durch eine größere submarine Erosion voneinander getrennt. Auf der Braunauer Bruchscholle schneidet eine submarine Erosion durch die Rieder Schichten. Darüber liegen die Sande der glaukonitischen Serie. Auf der Salzach- und Perwang Scholle schneiden die mächtigen grobkörnigen Schotter der Wachtberg-Formation ebenfalls durch die Rieder Schichten und im Süden bis an die Basis der Hall Gruppe ein. Die Glaukonitische Serie liegt über der Wachtberg-Formation. Beide sind somit jünger als die Rieder Schichten. Die litoralen Sande der Plesching-Formation und der Grobsand Serie am Südwestrand der Böhmisches Masse führen häufig Phosphoritknollen. Die Phosphorite sind aus der Ebelsberg-Formation umgelagert. Häufige submarine Erosionen sind für die Rogatsboden-, Puchkirchen-, Zupfing-, Lukasedt-, Wachtberg-, Lindach-, Hall- und Oncophora-Formationen, dem Robulus-, Ottanger- und Braunauer Schlier und die Atzbacher-, Mehrnbacher- und Treubacher Sande charakteristisch.

MITTEL UND OBERMIOZÄN - OBERE SÜßWASSER MOLASSE (Abb. 30)

Nachdem sich das Meer am Ende des Ottang aus der Oberösterreichischen Molasse zurückgezogen hatte, wurden die marinen Sedimente mit den Bruchschollen gekippt und ihre

Oberfläche wurde subaeral abgetragen. Aus der unterschiedlich starken Hebung der einzelnen Bruchschollen ergab sich die tiefergreifende Erosion gegen Osten bis auf den Robulus Schlier bzw. das Oligozän. Bisher sind aus Oberösterreich keine Karpatsedimente bekannt. Im Westen begann die limnisch-fluviatile Sedimentation früher als im Osten. An der bayerischen Grenze wurden im Baden die Trimmelkammer Schichten der Kohlebergwerke sedimentiert (frühestens vor 14,6 MJ.). Der Pitzenberg Schotter folgte im oberen Baden, die Munderfing-Radegund-Höring Schichten im Sarmat, die Hausruck Kohletonserie und die Hausruck Schotter im Pannon. Die Schüttungsrichtung der Flüsse drehte sich im Pannon von WNW auf NE (Mackenbach, 1984). Der Grund dafür ist vermutlich die weitere Hebung der Perwang Bruchscholle. Die Schotterbänke des Hausrucks bestehen aus Geröllen unterschiedlicher Herkunft (Dunkl et al., 1996). Die Abkühlungsalter der roten Sandsteine liegen zwischen 70 und 40, die der Gneise zwischen 40 und 13 und die der Quarzite zwischen 13 und 14 Millionen Jahre. Die jüngeren Apatitkörner könnten aus dem Penninikum stammen. Die Säugetiere aus den Schottern haben pannones Alter (Rögl et al., 1993). Alle Sedimente zwischen vor ca. 8 Millionen Jahren und den Ablagerungen der Eiszeiten wurden abgetragen.

DIE MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER MESOZOISCHEN UND TERTIÄREN KLASTIKA.

An den folgenden Unterschieden in mineralogischen Zusammensetzungen kann zwischen den grobklastischen Sedimenten, die vom Kristallin der Böhmisches Masse geschüttet wurden und den aus den Alpen bezogenen Gesteinen unterschieden werden (H. Kurzweil, pers. Mitt., 1988): Dogger bis Eozän und flach marine und fluviatile Sande des Oligozän und unteren Miozän wurden aus dem Böhmisches Massiv geschüttet: Arkosen, Subarkosen, Quarzarenite; selten lithische Fragmente (Quarzite, Sandsteine, Kalke, Hornstein, Glimmerschiefer); Dominanz von Alkali Feldspat- vorwiegend Mikroklin; Zement: kieselig - Größenwachstum von Quarz, Kaolinit, kalkig. Die Zusammensetzung der fluviatilen und marinen Sedimente ist nahezu identisch. Fluviatile Sande führen generell mehr Feldspat und Kaolinit und kalkiger Zement kommt vorwiegend in Konkretionen vor. Schwermineralien: Dominanz von Zirkon. Tiefmarine oligozäne Grobklastika: Lithische Arenite; vorwiegend lithische Fragmente (Quarz, Quarzite, Gneis, Grünschiefer, Phyllite, Glimmer- und Kalkglimmerschiefer, Chloritschiefer, Andesite, Dolomite, Karbonate, Hornsteine, Pelite, Siltsteine, Sandsteine, Chlorite, Paragonit diagnostisch für alpine Herkunft); Dominanz von Plagioklas; Zement: kalkig, eisenreiche Zemente, Größenwachstum von Quarz und Kaolinit sehr selten. Schwermineralien: Dominanz von Granat und Staurolit, wenig Epidot, Hornblende und Apatit Unteres Miozän: Vorwiegend die gleiche Zusammensetzung wie in den oligozänen tief marinen Sedimente, geringe Beimengungen von Mineralien aus den älteren flach marinen und fluviatilen Sedimenten.

PALINSPASTISCHE REKONSTRUKTION DER MOLASSE IN SALZBURG UND OBERÖSTERREICH

Die zwei geologischen Nordsüd-Profile (Abb. 31) von den Kalkalpen bis auf das Kristallin der Böhmisches Masse über den Osten und Westen des Gebietes sind in ihrem tektonischen Aufbau sehr ähnlich. Das östliche Profil geht über die Flyschbohrung Grünau 1 bis zur Donau. Dieser Schnitt war eine Hauptlinie für eine Beckenstudie über die mögliche Kohlenwasserstoff-Reifestadien. Das westliche Profil schneidet durch die Bohrung Oberhofen 1 (ca. 25 km nordöstlich von Salzburg. diese Linie war die Grundlage für die palinspastische Rückwicklung (Wagner, 1996). Auf beiden Profilen sind große Gebiete der Molasse überschoben und ziehen weit unter das Helvetikum, den Flysch und die Kalkalpen nach Süden (Wagner et al., 1986). Die südlichen Anteile der Molasse sind verschuppt. Das

Gebiet der rezenten Vorlandmolasse ist nur ein schmaler Rest des ursprünglichen Molassebeckens. Am Scheitel der Schwellenzone wurde das Mesozoikum erodiert. Die größten Mächtigkeiten erreichten die Grobklastika jeweils an der Stirn der Molasseschuppen und ab der Hall-Formation an der Stirn der Flysch-Helvetikum Decken. Die Bohrung Oberhofen 1 durchteufte obereozäne Sedimente in sieben verschiedenen tektonischen Einheiten. Wenn man die tektonischen Einheiten in ihre ursprüngliche Positionen zurückzieht, beträgt die rekonstruierte Entfernung zwischen den Flußsedimenten im Norden und dem tiefen Flyschtrogl im Obereozän um 250 km. Im Obereozän sind die südlichen Schelf- und oberen Hangsedimente auf den Nördlichen Kalkalpen erhalten geblieben. Das rekonstruierte Profil setzt sich nach Norden über das tiefe Flyschbecken, den langen Anstieg mit dem Helvetikum und dem Bereich, aus dem später die Molasseschuppen herausgedrückt wurden, bis zur flach marinen Vorlandmolasse. Im unteren Oligozän schoben sich die nördlichen Anteile des Flysch über das Helvetikum und wurden zum südlichen Beckenhang des Molassemeeres. Das Molassebecken übernahm die frühere Position des Flyschtroges als alpine Vortiefe. Mit dem Absenken der Molasse begann im unteren Oligozän das System, das von den aufsteigenden Tiefenwässern gesteuert wurde, sich am nördlichen Beckenhang zu entwickeln. Im mittleren und oberen Oligozän wurde der Südteil des Molassebeckens in die alpine Tektonik mit einbezogen. Die Molasseschuppen schoben sich übereinander. Die tiefsten Beckenanteile lagen sowohl auf den vorderen Schuppen und direkt vor der Schuppenstirn. Der südliche Schelf wurde von den Nördlichen Kalkalpen und Flyschdecken gebildet. Die Zentralalpen schütteten ihren Abraum auf den Schelf und akkumulierten mehrere hundert Meter "Augensteinschotter". Die Schotter wurden als Trübströme weiter in das Molassebecken transportiert. Im unteren Miozän, zur Zeit der Hall-Formation, erreichten die Molasseschuppen ungefähr ihre heutige Position. Nach dem Eggenburg wurden die überlagernden Schichten am Südrand durch Hebungen in den Molasseschuppen nach Norden aufgerichtet. Die Transpressionstektonik und Seitenverschiebungen setzten sich fort. Die Gerölle in den miozänen Schottern sind vorwiegend das gerutschte Material aus den aufgearbeiteten oligozänen Schottern, die tektonisch in den Molasseschuppen hochgehoben wurden. Zusätzlich zu den zentralalpiner Geröllen und dem Helvetikum aus den Olistolithen der Molasseschuppen kommen hellgraue bis beige, flach marine Urgonkalke im Geröllspektrum vor. Einzelne isolierte mesozoische, die möglicherweise aus den Nördlichen Kalkalpen stammen, wurden beschrieben (Hagn, 1983). Am Ende des Oligozän, vor dem Mittelmiozän, zog sich das Molassemeer nach Osten zurück. Von einem Flußsystem (braided river system) wurden während dem mittleren und oberen Miozän mehrere hundert Meter Schotter zwischen Baden und Pannon angeschüttet. Im oberen Miozän und möglicherweise noch im Quartär wurden die alpinen Decken des Flysch, Helvetikum und der Molasseschuppen intern weiter überschoben und gehoben. In Oberösterreich treten die ersten massiven Vorkommen von Geröllen aus den Nördlichen Kalkalpen erst in den pleistozänen Ablagerungen der Eiszeiten auf. Durch extensive Erosion wurde der größte Anteil der obermiozänen und nahezu der gesamte Anteil der flach marinen und fluviatilen Sedimente des Oligozän und Miozän auf den Alpen im Süden und der Böhmisches Masse im Norden und Nordosten entfernt. Auf dieser Rekonstruktion beruhen die Eingabedaten für die 3D Basin Modeling Studie (Schmidt & Erdogan, 1996) über den Ostteil der oberösterreichischen Molasse. Die angenommen Sedimentmächtigkeiten, erodierten Mächtigkeiten, die tektonischen Positionen durch die geologischen Zeiten und die Wassertiefen passen in das Modell.

FAZIESVERTEILUNG IM OLIGOZÄN UND UNTEREN MIOZÄN

Mit der Vertiefung des Molassemeeres im unteren Oligozän entstand der interaktive Prozeß zwischen den kalten, dichten, tiefen Wasserströmungen, den aufsteigenden Tiefenwässern am

Nordhang, den warmen Oberflächenströmungen entlang der Küste und zum Meer und dazwischen eine sauerstoffarme Zone in mittleren Wassertiefen (Parish, 1982). Mit den kalten, tiefen, zirkulierenden Ozeanströmungen wurden ab dem Kiskell das Oligozän hindurch bis in das untere Miozän boreale Faunen zugeführt (F. Rögl, pers. Mitt., Dohmann, 1991). Die extremen ökologischen Bedingungen in der Paratethys, mit den weit verbreiteten dysaeroben Bereichen von den Westalpen bis zur Krim sind die Ursache für das Auftreten aberranter Foraminiferenarten (Rögl, 1994). Ähnliche Foraminiferenfaunen wurden in der Karibik im Cariaco Becken beobachtet. Im Cariaco Trog beeinflussen sich aufsteigendes, kaltes Tiefenwasser und tropisches, warmes Oberflächenwasser gegenseitig. Auch dort leben zur gleichen Zeit subtropische und tropische Faunen und Floren am Land und im Oberflächenwasser. Die Bodenströmungen erodieren tief in die älteren Sedimente an der Stirn der sich nordwärts bewegenden Alpen. Unmittelbar anschließend werden die Tieflagen rasch durch Rutschungen, Turbidite und Contourite wieder aufgefüllt. Die tiefgreifendsten Erosionen fanden in den Transtensions-Zonen im untersten Miozän statt. Die oligozänen Schotter wurden aus den Zentralalpen geschüttet. Die Konglomerate bestehen aus Kristallin, Gneis, Granit, Andesit, Porphyrit, Phyllit, Glimmerschiefer, Quarz, Quarzit, Hornstein, dunkel und hell grauen und braunen Dolomiten und Kalken. Die Gerölle wurden über den Schelf der untergetauchten Nördlichen Kalkalpen und den südlichen Hang aus Flysch und Helvetikum in das Molassebecken verfrachtet. Die Gerölle gehörten zu einem Festland, das ca. 8 bis 12 km über dem heute ausstreichende Kristallin der Zentralalpen lag. Dies wird aufgrund von Spaltspuren-Analysen aus dem Abkühlungsalter des Herkunftsgebietes der Apatite geschlossen (E. Jäger und A. J. Hurford, pers. Mitt., 1986 und 1994). Das Abkühlungsalter der Apatite in der Puchkirchener Gruppe streut zwischen 39 und 56 MJ. von oberen Paleozän bis Obereozän (Hejl & Grundmann, 1989).

MODELL DER SEDIMENTATION IM TIEFMARINEN BECKEN IM OLIGOZÄN UND UNTEREN MIOZÄN

Die sedimentären Prozesse im Becken und Hangbereich des tiefen Troges im Oligozän und Eggenburg wird von den Erosionen der Bodenströmungen geprägt. Die Bodenströmungen werden durch den tektonisch aktiven Südhang, der sich nach Norden bewegt, abgelenkt. Durch die Verlagerung schneiden sie tiefer in den Meeresboden ein. Dabei werden sowohl der Süd- wie auch der Nordhang unterschritten. In den Perioden mit geringerer Strömungsenergie wird das tiefe Becken mit Rutschungen von beiden Beckenrändern und Trübströmen aufgefüllt. In zahlreichen Kernen oder Microscanner Logs (FMS) sind immer wieder drei Fazieszonen zu erkennen:

Fazies A: turbiditische Sande und sandige Konglomerate aus vorwiegend zentralalpinem Material, wieder aufgearbeiteter Molasseuntergrund und Hang und durch Bodenströmungen umgelagerte Contourite.

Fazies B: Die meistens verfalteten, hell grauen, siltigen Tonmergellagen und tonigen Konglomeratlagen sind das Rutschmaterial vom Südhang. Auf dem Log sind sie am hohen Widerstand und niedrigen Gamma ray zu erkennen.

Fazies C: die meistens stark gefalteten, dunkel braunen bis dunkel grauen, weichen Mergel mit viel organischem Material und Diatomiten sind die Rutschmassen der Ebelsberg-Formation vom Nordhang. Auf dem Log ist der Widerstand gering und das Gamma ray hoch.

PTEROPODEN IN DER ÖSTERREICHISCHEN MOLASSE

Die Pteropoden, kleinwüchsige, holoplanktonische Gastropoden, sind Anzeiger für offene marine Bedingungen. In der österreichischen Molasse kommen Pteropoden vom Obereozän (Priabon) bis in das mittlere Miozän (Sarmat) zum Teil massenhaft vor. Die dünnen

Aragonitschalen der planktonischen Gastropoden nur unter besonderen Voraussetzungen fossilisiert. Die borealen, mediterranen und tropischen Arten unterstützen die paläogeographischen Annahmen (Zorn, 1991 a, b).

PALÄOGEOGRAPHISCHE MODELLE

Das relativ breite Obereozän-See nördlich der Zentralalpen hat mehrere Verbindungen über die Alpen zur Tethys (pers. Mitt., T. Baldi, 1986). Der Flyschtrog war die tief marine Vortiefe im Norden der Nördlichen Kalkalpen, die Molasse bildete den nördlichen Schelf. Im mittleren und oberen Oligozän wurde das Molassemeer im Osten von München gegen Westen abgeschnürt. Flüsse schütteten das alpine Vorland der Schweiz und von Süddeutschland mit den Schottern der Unteren Süßwassermolasse rasch zu. Auf dem Meridian von Salzburg bestand weiterhin eine tief marine Verbindung nach Süden über die Alpen hinweg. Diese Auffassung wird unterstützt durch: a) das Zusammenspiel von kalten, weltweit zirkulierenden Bodenströmungen mit dem warmen Oberflächenwasser; b) das System mit aufsteigenden Tiefenwässern am Nordhang mit Diatomiten, Fischschiefern und Phosphoritknollen; c) den größten Sedimentationsraten von Sedimenten aus den größten Wassertiefen in der Molasse liegen in der Umgebung von Salzburg. Ähnliche tief marine Sedimente werden aus Bohrungen in Norditalien (Reverdito, 1987) und von Aufschlüssen im Norden vom Gardasee berichtet (F. Rögl, pers. Mitt.). An der Wende Oligozän-Miozän beginnt sich die Verbindung durch die Nordbewegung der Alpen zu schließen. Im Eggenburg, mit dem Beginn der Hall-Formation, ist die Verbindung nach Süden geschlossen und das Meer transgrediert am Nordrand der Alpen über die Untere Süßwasser Molasse nach Westen. Das Molassemeer verband den Indischen Ozean im Osten wieder mit der Tethys im Westen über den späteren Rhonegraben. Im Eggenburg war das Meer in Oberösterreich immer noch relativ tief. Es sind lediglich die Becken- und Hangsedimente, die Turbidite, Hemipelagite und Rutschmassen erhalten geblieben. Vor der großen submarinen Erosion an der Eggenburg-Ottmang Grenze wurden die Flachwassersedimente des Eggenburg erodiert.

2D SEISMIK UND 3D SEISMIK IN OBERÖSTERREICH

Auf der N-S Linie und der E-W Linie versetzen die antithetischen und syntethischen Brüche das Mesozoikum und tiefere Tertiär. Nach oben verzweigen sie sich in Y- bzw. Flower Strukturen. Sie entstanden bei der Wiederbelebung der alten Brüche durch Transpression und Seitenverschiebung. Die Brüche beeinflussen die Erosion und Sedimentation bis in die jüngsten Schichten. Auf der N-S Linie ist die Stirn der Molasseschuppen stark erodiert. Die aus vielen Einzelerosionen über einen langen Zeitraum resultierende Haupterosion trennt die Beckenfüllung von den autochthonen Sedimenten auf dem Nordhang. Die Massenbewegungen von Nord und Süd machen die Hauptmasse der Beckenfüllung aus. Höchstens 10% sind Turbidite oder Contourite. Die Schwächezonen über Bruchzonen ermöglichen tiefere Erosionen und bildeten Gleitflächen. Zur Zeit der Puchkirchener Gruppe wurden die Erosionsmulden vorwiegend durch Rutschmaterial vom Nordhang angefüllt und in der Hall Gruppe z. T. mit Turbiditen und Contouriten aus dem Süden.

Durch die neue 3D Seismik ist der Einfluß der Seitenverschieber auf die Sedimentation eindeutig zu erkennen. Große Brüche wie der NW gerichtete Mattigbruch wurden immer wieder von querenden E-W Brüchen nach Westen versetzt und anschließend wieder nach NW gestreckt. An der Basis der Hall Gruppe zum Beispiel verdeutlicht die 3D Seismik, daß scharfe submarine Erosionskanten mit den Seitenverschiebern zusammenfallen. Ab dem Untermiozän wurden die NE und NW verlaufenden prätertiären und W-E gerichteten oligozänen Brüche durch Transpressionsbrüche wiederbelebt. Die Bruchfläche wurde steil gestellt und z. T. überkippt. Das Eozän ist teilweise überschoben. Die transpressiven Seitenverschiebungen haben die Brüche abdichtet. Die resultierenden Flower Strukturen

haben die jüngeren Sedimente über diesem Horizont aufgebrochen in ein komplexes Bruchsystem.

KOHLLENWASSERSTOFFVORKOMMEN: ÖL UND THERMISCHES GAS

Der Schöneck Fischechiefer (unteres Oligozän) ist das korrelierte Muttergestein für das Öl in Oberösterreich. Die Ölküche lag vorwiegend unter den alpinen Decken. Die Generierung von Öl begann im Miozän und hält immer noch an (Schmidt und Erdogan, 1996). Die Speichergesteine sind fluviatile und flach marine Sandsteine und Karbonate des Dogger, der Kreide (Cenoman, Turon und Campan), des Obereozän und Oligozän (Kiscell und Eger). Das Öl ist in Bruch-, stratigrafischen-, kombinierten Bruch- und stratigrafischen Fallen und Antiklinal- und Schuppenstrukturen gefangen.

Biogenes Gas: Die Speichergesteine sind oligozäne und miozäne turbiditische Sandsteine und sandige Konglomerate. Das Gas ist in stratigrafischen und Kompaktionsstrukturen oder in einer Kombination aus beiden und Schuppenstrukturen akkumuliert. Das Bruchsystem hat die Verbreitung der Speichergesteine und Fallen vorgezeichnet.

LITHOSTRATIGRAFISCHE EINHEITEN IM EOZÄN, OLIGOZÄN UND MIOZÄN :

A) Terrestrisch, limnisch und fluviatil:

Miozän:

Obere Süßwasser Molasse:

Hausruck Schotter: Schotter aus verflochtenen Flüssen (braided stream gravel) - oberes Pannon.

Kobernauber Wald Schotter: Schotter aus verflochtenen Flüssen und Tone aus dem Überschwemmungsbereich - Pannon.

Hausruck-Kohleton Serie: Kohlesümpfe, limnische Tone - Pannon.

Munderfing-Radegund-Höring Schichten: Schotter aus verflochtenen Flüssen, Kohlesümpfe, limnische Tone - Sarmat.

Pitzenberg Schotter: Schotter aus verflochtenen Flüssen, limnische Tone - oberes Baden.

Trimmelkam Schichten: Kohlesümpfe, limnische Tone, Sande aus meandrierenden Flüssen - Baden.

Oligozän:

St. Marein - Freischling-Formation: Schotter aus verflochtenen Flüssen, Sande aus meandrierenden Flüssen, limnische Tone - Kiscell und Eger.

Eozän:

Voitsdorf-Formation: ("Limnische Serie, Sandsteinstufe"): bunte limnische Tone mit Wurzeln, vorwiegend Sande aus meandrierenden Flüssen, stellenweise Sande aus verflochtenen oder schmalen, langgestreckten Flüssen - Priabon.

B) Paralisch, ästuar, lagunär:

Oligozän:

Pielach-Formation: brackische Tone und Tonmergel - Kiscell bis Eger.

Eozän:

Cerithien Schichten: fossilreiche Tonmergel, Sande aus Gezeitenkanälen - Priabon.

C) Littoral bis innerer Schelf (Wassertiefe geringer als 50 m):

Miozän:

Oncophora-Formation oberer Abschnitt: Sande, Silte, tonige Sande - oberes Ottnang.

Plesching-Formation: transgressive durch die Gezeiten beeinflusste fossilreiche Sande mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen - Ottnang.

Grobsand Serie: transgressive durch die Gezeiten beeinflusste fossilreiche Sande mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen - Ottnang.

Atzbach Sand Nord und Nordost Anteil: subtidale durch Gezeitenströmungen beeinflusste Sande - Ottnang.

Enzenkirchen Sand: isoliertes Äquivalent der Atzbacher Sande, glimmerige Sande, pelitische Lagen und Pelitklasten in Kanälen - Ottnang.

Oligozän:

Linz-Formation: transgressive Küstensande, durch das Relief an den Brüchen beeinflusst mit steil abfallenden Küsten (bei Steyregg Subfazies mit Corallinaceen - oberes Eger) - Kiscell und Eger.

Eozän:

Lithothamnienkalk: Rotalgenkalk (Corallinaceen) mit Absenkungsphasen, eingeschaltet Sandbarren und Kanäle - Priabon.

Ampfing Sandstein: ("Sandsteinstufe") Strand, Lagune, Inundite Quarzarenite und Arkosen - Priabon.

D) Schelf (Wassertiefe 50 to 200 m):

Miozän:

Oncophora-Formation unterer Abschnitt: Sande, Silte, tonige Sande - Ottnang.

Oligozän:

Eferding-Formation: ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier") dunkelgraue, siltige Tonmergel mit terrigenem Material und kalkschaligen Foraminiferen - Kiscell und Eger.

E) Schelf bis Hang:

Innviertel Gruppe (Ottnang):

Glaukonitische Serie: glaukonitische Sande, Silte und Tonmergel, nur im Westen von Oberösterreich und Salzburg.

Wachtberg-Formation: grobkörnige Schotter, nur im Westen von Oberösterreich und Salzburg.

Traubacher Sande: glaukonitische Sande.

Braunauer Schlier: siltige Tonmergel und dünne glaukonitische, glimmerige Sandsteine.

Mehrbacher Sand: glaukonitische Quarzarenite mit dünnen Tonmergellagen.

Rieder Schichten: sandig siltige, glimmerige Tonmergel mit dünnen Sandlagen.

Ottnanger Schlier: sandig siltige, glimmerige Tonmergel.

Atzbacher Sand: SW Anteil: Sande, Sandrutschungen in Kanälen.

Vöckla Schichten: Wechsellagerung aus glimmerigen Sanden und Tonmergeln.

Robulus Schlier: sandig siltige, glimmerige Tonmergel, Sandrippeln und -lagen.

Oligozän:

Ebelsberg-Formation: ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier, Puchkirchener Serie") schwarze bis dunkelbraune, weiche Tonmergel, teilweise bituminös, viele Fischreste, flach marine agglutinierende und kalkschalige Foraminiferen.

F) Hang und Hemipelagisch

Oligozän:

Zupfing-Formation: ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier, Puchkirchener Serie") Hemipelagite und distale Turbidite aus dem S mit Fischresten und dunkelbraunen und grauen Kalkturbiditen mit ausschließlich Nannoflora; hoch poröse Sandturbidite aus dem N - Kiscell und unteres Eger.

Bändermergel: dunkelgraue, laminierte Tonmergel mit dünnen weißen Lagen aus Nannoplankton, häufig tektonisiert, stellenweise Lithothamnienkalk-Gerölle - mittleres

Kiscell.

Dynow-Formation: ("Heller Mergelkalk") hell grauer bis gelblichweißer Kalk, Nannoschlamm - mittleres Kiscell.

Schöneck-Formation: ("Lattorf Fischeschiefer") dunkel brauner oder grauer, tonmergeliger, dünnschichtiger, laminiertes Kalk, zahlreiche Fischreste, kalkschalige und agglutinierende Foraminiferen des mittleren und tiefen Wasserbereiches - unteres Kiscell.

Eozän:

Perwang Gruppe:

Perwang-Formation ("Discocyclinen Mergel"): Lumachellen aus Großforaminiferen (Discocyclina) dunkel grüne und braune Kalke und Tonmergel - Priabon.

G) Hang bis Beckenboden, tief marin

Miozän: (Wassertiefe mehr als 600 m):

Hall Gruppe: - Eggenburg:

Hall-Formation: turbiditische Abfolge aus hell grauen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und Konglomeraten, große agglutinierende Foraminiferen - Eggenburg.

Lukasedt-Formation: Turbidite und Rutschmassen aus hell grauen, dunkel braunen und grünlichen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen Konglomeraten, ursprünglich auf den Molasseschuppen abgelagert, später im Eggenburg und Ottnang hochgehoben aufgestellt und zum Teil abgerutscht - unteres Eggenburg.

Lindach-Formation: Turbidite und Rutschmassen aus hell grauen, dunkel braunen und grünlichen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, häufig kalzitisch zementiert, fast ausschließlich aufgearbeitete ältere Fauna, selten autochthone große agglutinierende Foraminiferen - unteres Eggenburg.

Oligozän: (Wassertiefe mehr als 1000 m):

Puchkirchen Gruppe:

Obere Puchkirchen-Formation: Turbidite, Contourite und Rutschmassen aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen, massenhaft aufgearbeitete Fauna aus der N und S Molasse und dem Helvetikum, ausgezeichnet erhaltene Individuen aus der Kreide und dem Eozän - Oberes Eger bis unteres Eggenburg.

Unter Puchkirchen-Formation: Turbidite, Contourite und Rutschmassen aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen ("Rhabdammina linearis"), massenhaft aufgearbeitete Fauna aus der N und S Molasse und dem Helvetikum, ausgezeichnet erhaltene Individuen aus der Kreide und dem Eozän - unteres Eger.

Deutenhausen-Formation: graue bis grüne turbiditische Sandsteine mit kompletter Bouma-Abfolge und dünne Tonmergellagen aus dem S, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen - unteres Kiscell.

Nußdorf-Formation: Globigerinenmergel - unteres Kiscell.

Eozän:

Nußdorf-Formation: brauner und grauer Globigerinenkalk (Globigerina, Uvigerina) - Priabon.

H) Beckenboden und Hang (Wassertiefe mehr als 1500 m):

Rogatsboden-Formation: Turbidite, Contourite, Rutschmassen und Olistolithe aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten und Breccien, extrem hoher Anteil an aufgearbeiteter Fauna aus der

Kreide und dem Eozän der S Molasse und dem Helvetikum, winzige agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasser Bereichen - Kiscell und unteres Eger.

DANKSAGUNG: Der Autor dankt dem Management oder Rohöl-Aufsuchungs GmbH die Daten aus der Aufschlußtätigkeit veröffentlichen zu dürfen und den Kollegen der geologischen und geophysikalischen Abteilung für ihren Beitrag. Besonderer Dank gilt F. Rögl für seine paläontologische Beratung.



CA, die Bank zum Erfolg,
präsentiert:
Gedanken zum Erfolg.

„Erfolg ist, seiner
Zeit voraus zu
sein und trotz-
dem schon
verstanden zu
werden.“

Univ. Prof.
Dr. Bernd Lötsch,
Ökologe,
Direktor des
Naturhistorischen
Museums, über Erfolg.

 CREDITANSTALT

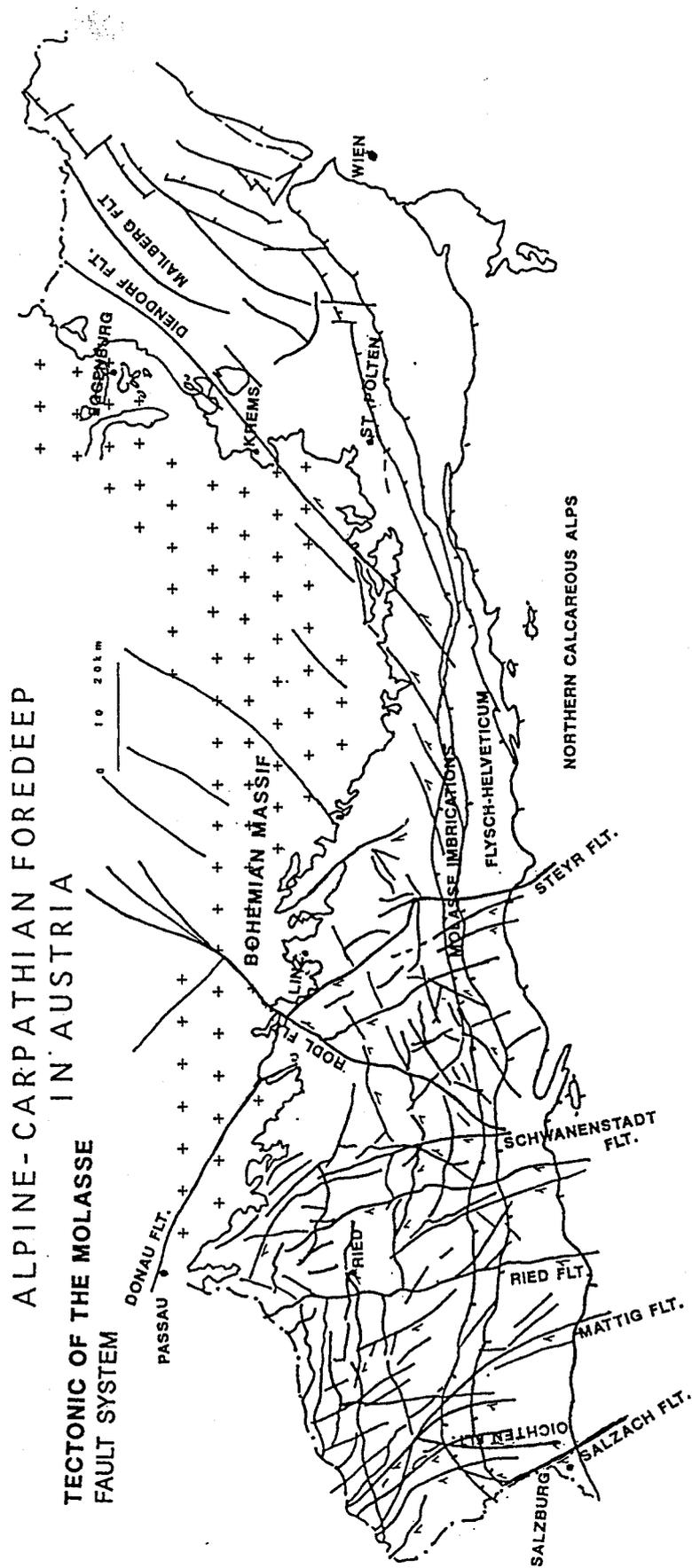


Abb. 19: Bruchsysteme in der Molassezone.

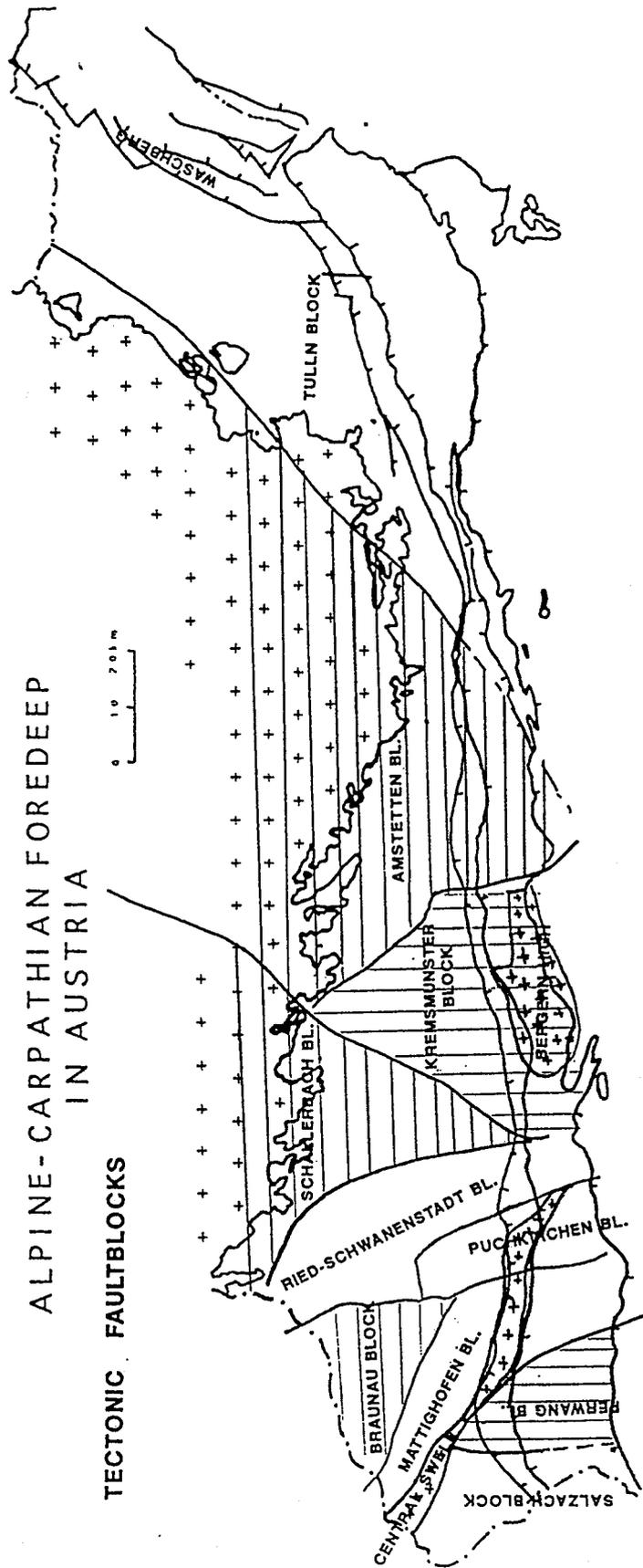


Abb. 20: Bruchschollensystem in der Molassezone.

EPOCH	STAGE	MOLASSE BASEMENT IN AUSTRIA JURASSIC			
		S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL	AUTOCHTHONOUS LOWER AUSTRIA	WASCHBERG ZONE
EARLY CRETACEOUS	BERRIASIAN	ORBITOLINA LM.			
	KIMMERIDGIAN	PURBECK FM.		ERNST- BRUNN LM. KURDEJOW ARENITE	ERNSTBRUNN LM.
	OXFORDIAN	CORAL REEFS	PURBECK FM.	ALTENMARKT FM. FALKENSTEIN FM. MIKULOV FM.	KLENTNITZ FM.
MALM	CALOVIAN	ALGAL- SPONGE BIOHERMS	CORAL REEFS	VRANOVICE LM.	
	BATHONIAN	NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	ALGAL- SPONGE BIOHERMS NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	
	BAJOCIAN	GRESTEN GROUP	GRESTEN GROUP		
DOGGER	AALENIAN			GRESTEN GROUP	
	LIASSIC				

Abb. 21: Schichtfolge im Jura des Molasseuntergrundes

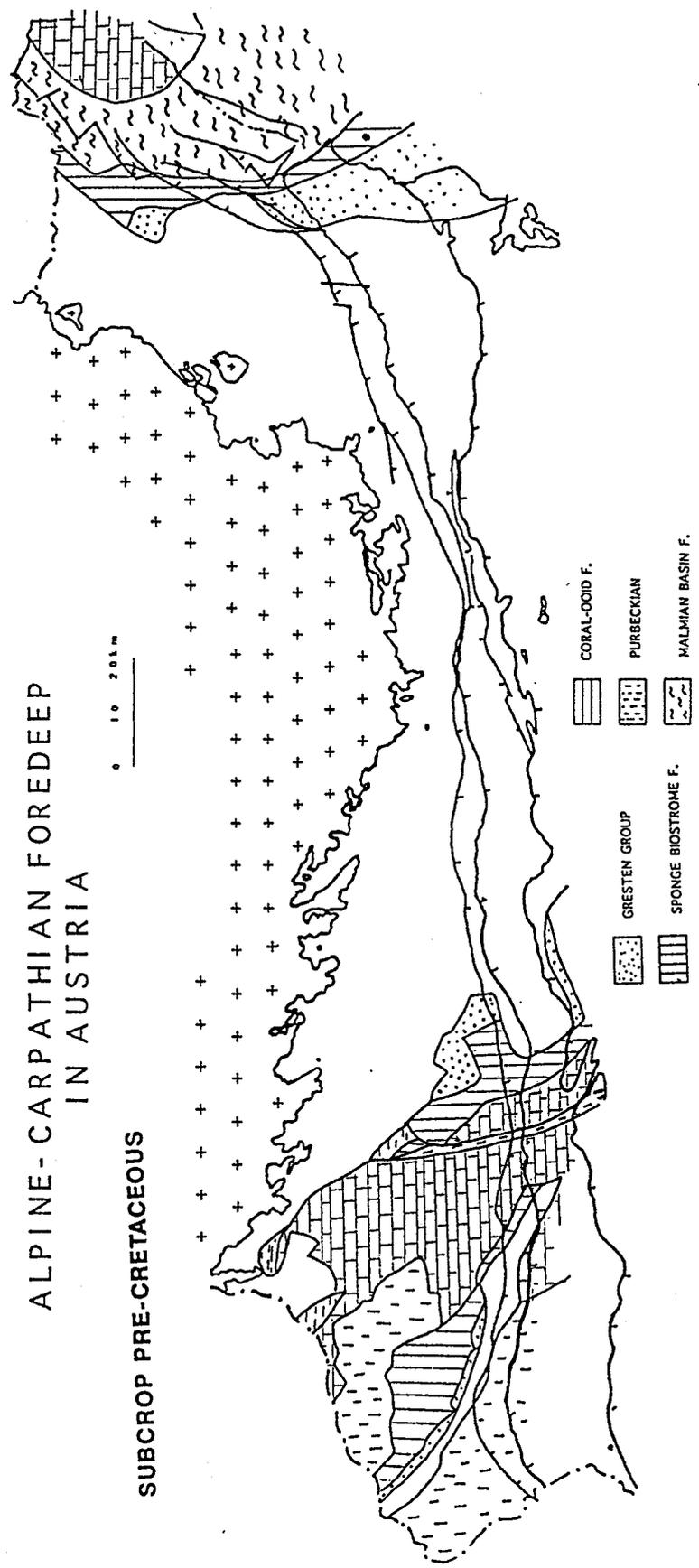


Abb. 22: Faziesverteilung im Jura des Molasseuntergrundes.

EPOCH		MOLASSE BASEMENT IN AUSTRIA CRETACEOUS			
		IMBRICATIONS	S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL	WASCHBERG ZONE
Eocene	LUTETIAN				Haidhof FM.
	YPRESIAN				Waschberg FM.
Paleocene	DANIAN				Zaya FM.
	THANETIAN				Bruderdorf FM.
Late Cretaceous	MAASTRICHTIAN				Teufelsgraben FM.
	CAMPANIAN	GLOBOTRUNCANA MARL		GLOBOTRUNCANA SDST.	Poysdorf Group
	SANTONIAN		GLOBOTRUNCANA MARL	HARMANNSDORF SDST. THANN SDST. STEYR BEDS	Klement FM.
	CONIACIAN			GLOBOTRUNCANA MARL NIEDER-NEUKIRCHEN SDST.	
	TURONIAN		LOW. TUR. GLAUCO. SDST. LOW. TUR. MARLST.	NEUROFEN SDST. PIBERBACH GLAUCON. SDST.	AMEIS GROUP
	CENOMANIAN		REGENSBURG SDST.	SCHIEDBERG GROUP	
				SCHUTZFELS FM.	
Early Cretaceous	ALBIAN		Gault-Sandst.		
	APTIAN				
	BARREM.				
	HAUTERIVIAN TO BERRIASIAN		Mühlberg Sandstones and Limestones		

Abb. 23: Schichtfolge in der Kreide des Molasseuntergrundes.

CENTR. PARATETHYS STAGES	AUSTRIAN MOLASSE BASIN		
	IMBRICATIONS	S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL
PANNONIAN SAR-MATIEN BADENIAN 16.4		UPPER FRESHWATER MOLASSE	HAUSRUCK GRAVEL KOBERNAUSSEN GRAVEL HAUSRUCK KARB. CLAY RADEGUND B. MUNDERFING B. PITZENBERG GR. TRIMMELKAM BEDS
OTTNANGIAN		INNVIERTEL GROUP	ONCOPHORA BEDS GLAUCONITIC BEDS WACHTBERG GRAVEL RIED BEDS OTTNANG SCHLIER ATZBACH SD. VÖCKLA BEDS ROBULUS SCHLIER TREUBACH SD. BRAUNAU SCHLIER MEHRNBACH SD. PLESCHING FM. COARSE SD.
EGGENBURGIAN		HALL GROUP	HALL SCHLIER LINDACH BEDS LUKASEDT FORMATION
EGERIAN 20.8	ROGATSBODEN FM.	PUCHKIRCHEN GROUP	UPPER PUCHKIRCHEN FM. LOWER PUCHKIRCHEN FM. ZUPFING FM.
KISCELLIAN 27.5	BANNED M. DYNOW M. DEUTENHAUSEN FM. SCHONECK FISHSHALE		EBELSBURG FM. LINZ FM. PIELACH FM. ST.MAREIN-F. FM.
PRIABONIAN 33.7	PERWANG GROUP PERWANG FM. MILIOLIDAE NUMMULITIC SD.	PERWANG FM.	LITHOTHAMNIUM LM. AMPFING SD. CERITHIAN BEDS VOITSDORF FM. NUMMULITIC SD.

Abb. 24: Schichtfolge im Tertiär der Molassezone.

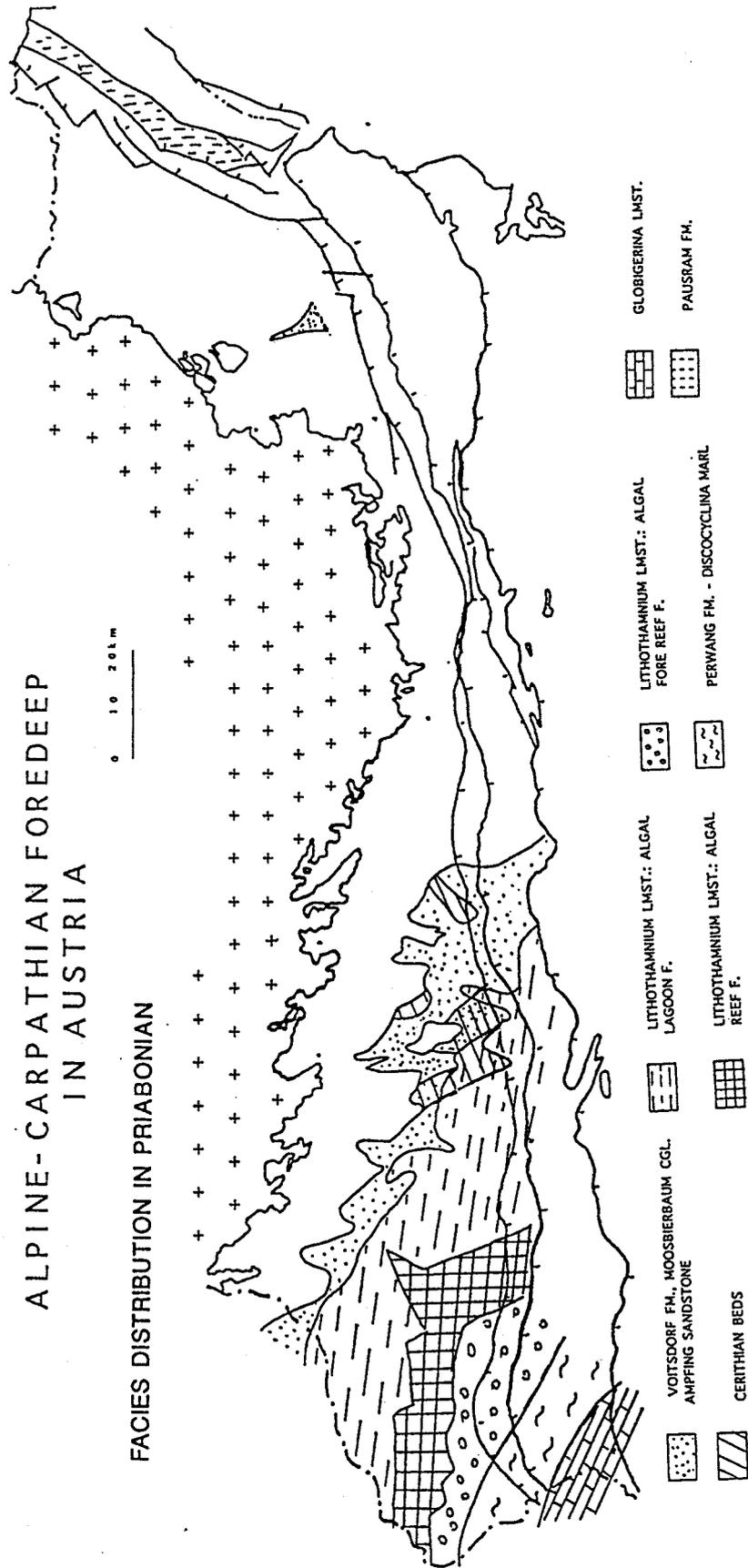


Abb. 25: Faziesverteilung im Obereozän der Molassezone.

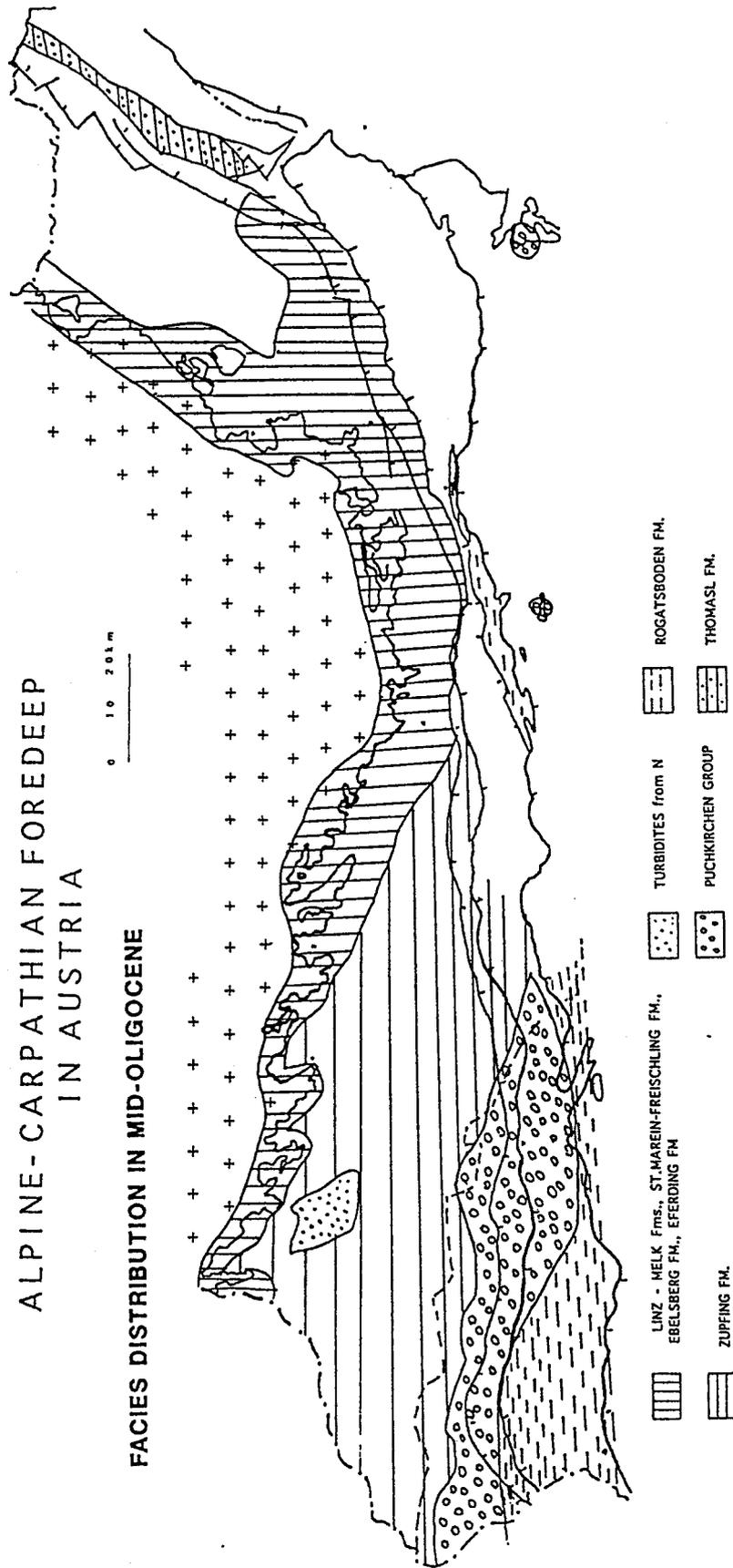


Abb. 26: Faziesverteilung im mittleren Oligozän der Molassezone.

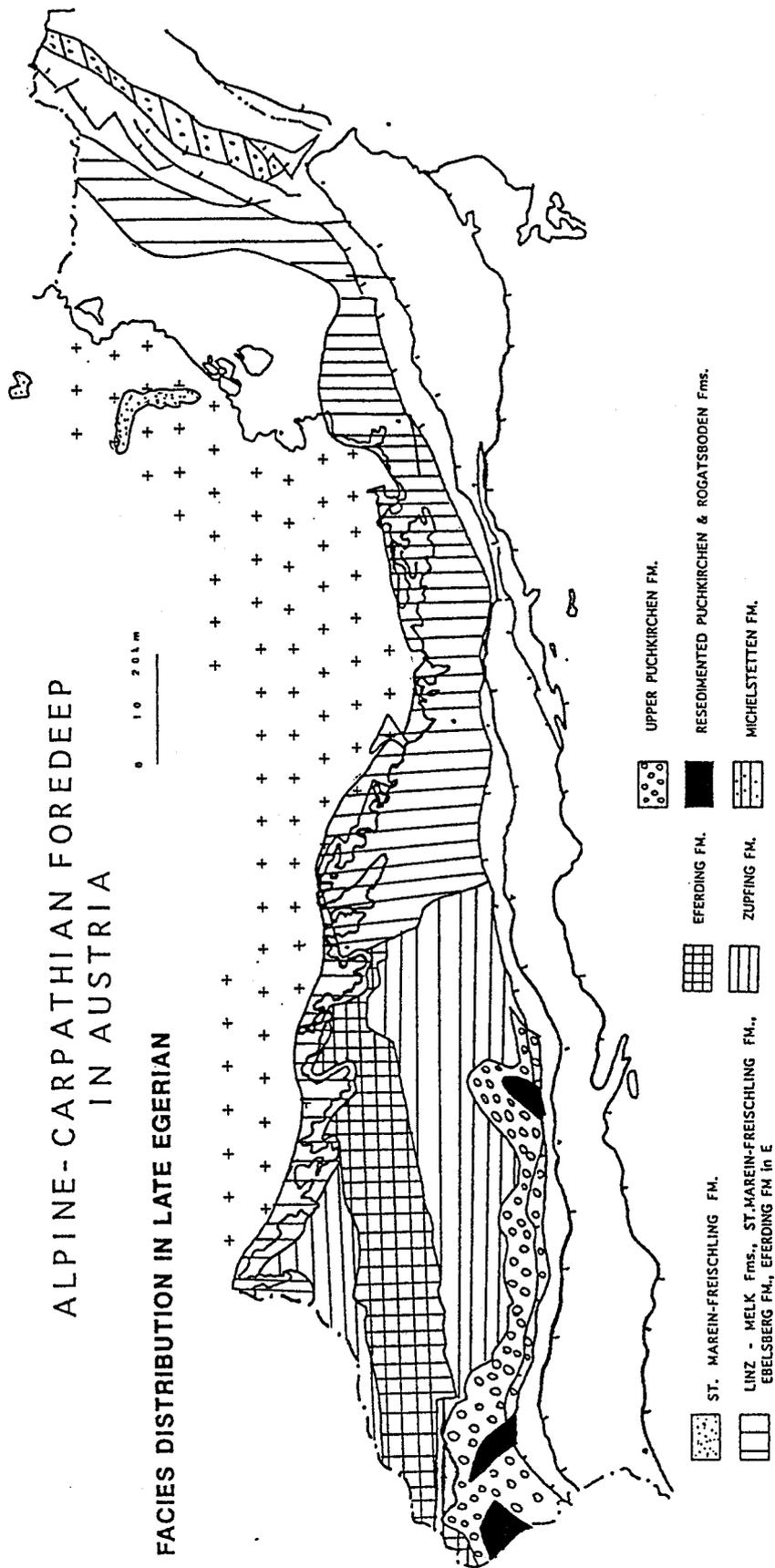


Abb. 27: Faziesverteilung im oberen Egerium der Molassezone.

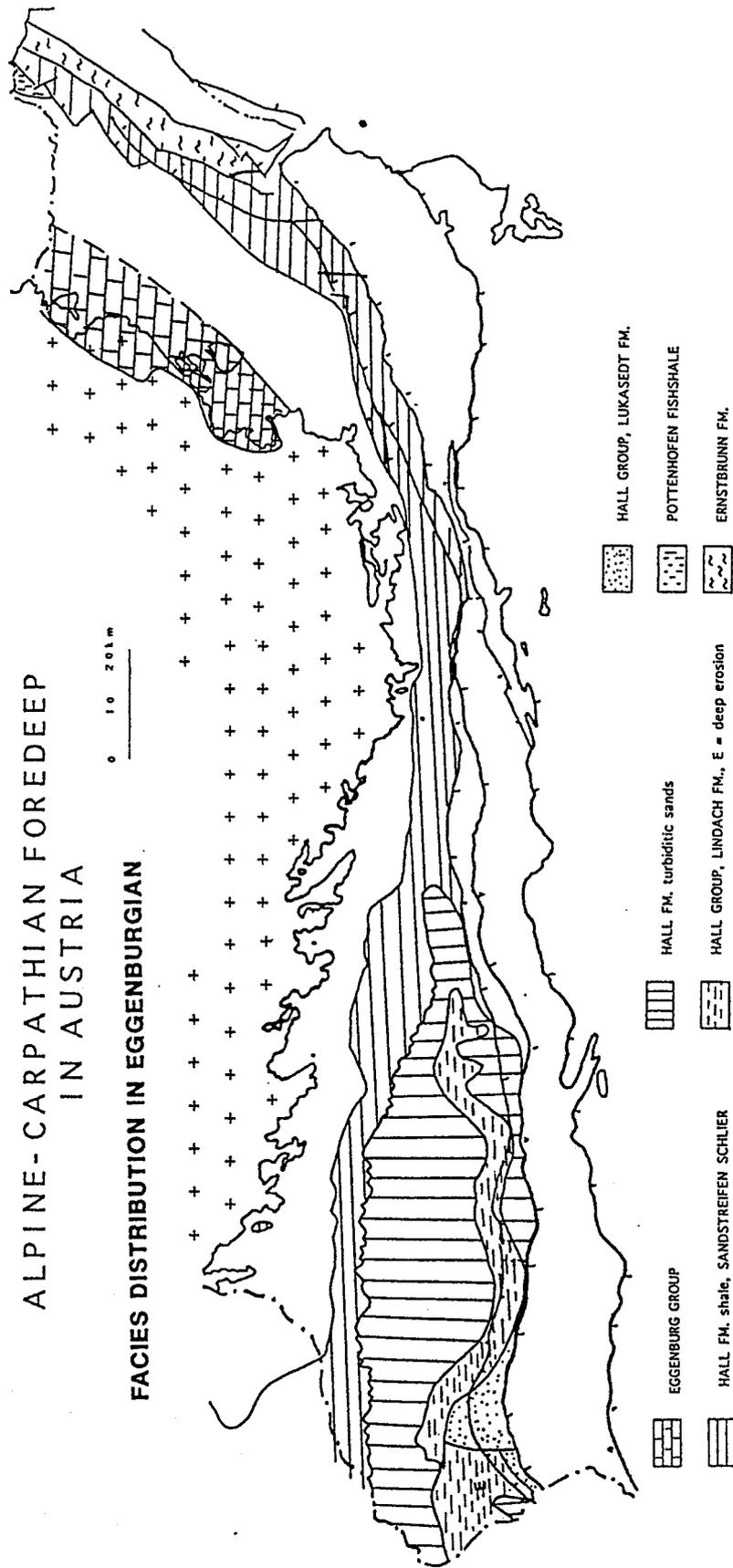


Abb. 28: Faziesverteilung im Eggenburgium der Molassezone.

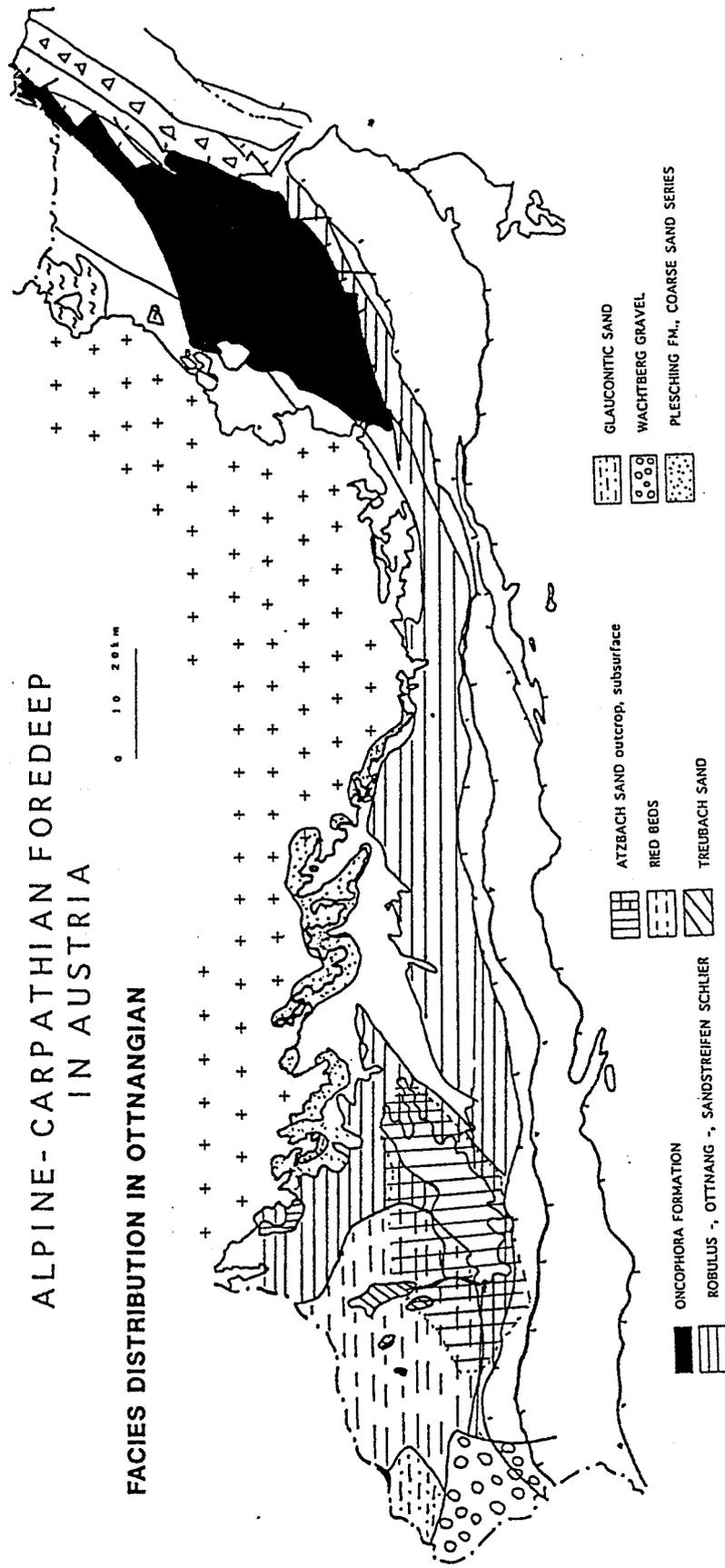


Abb. 29: Faziesverteilung im Ottnangium der Molassezone.

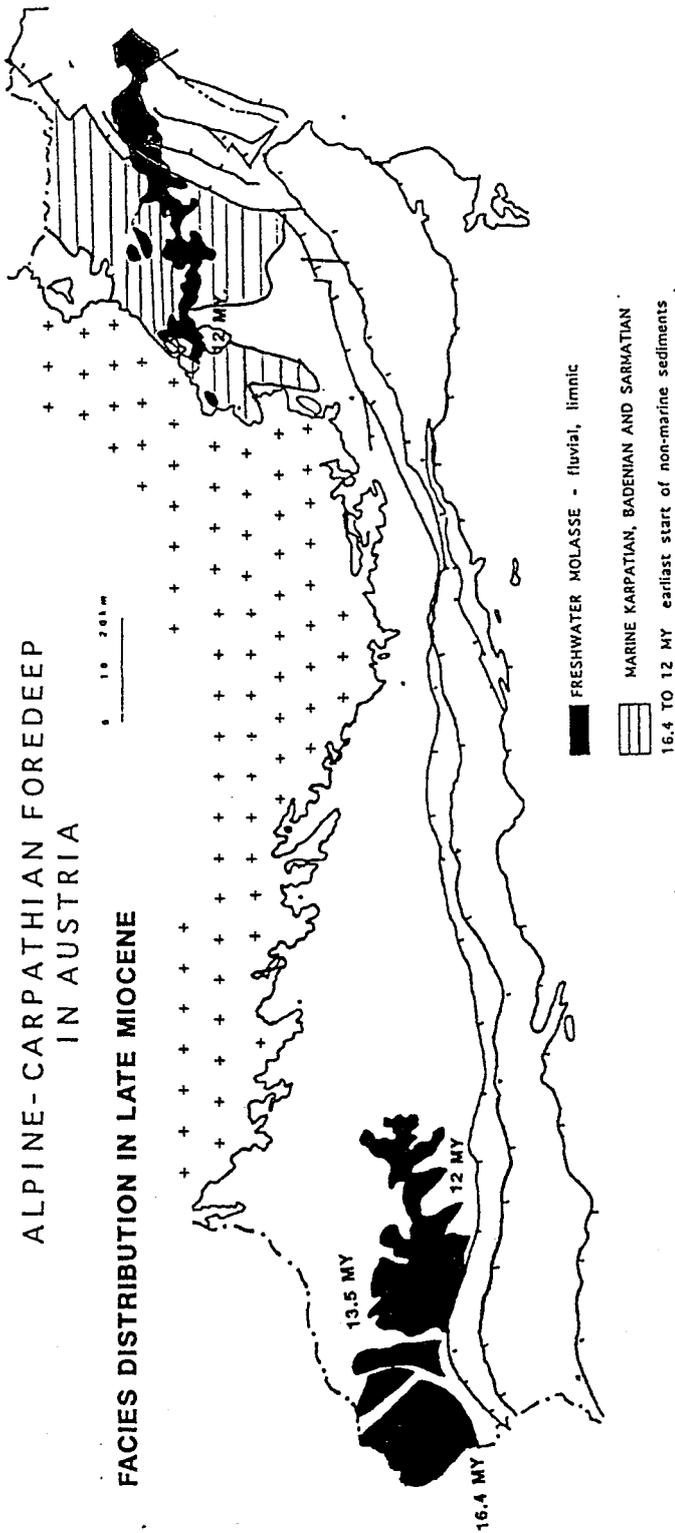


Abb. 30: Faziesverteilung im Mittel- und Obermiozän der Molassezone.

STRATIGRAPHIE IN DER MOLASSEZONE OBERÖSTERREICHS

F. Rögl & Ch. Rupp

Im Obereozän wird der gegen Ende der Kreide trockengefallene Molasseuntergrund aus dem Süden her (aus dem Bereich der Tethys) überflutet. Zahlreiche Faziesbereiche kommen zur Ausbildung: Limnische (Voitsdorf Formation), paralische (Cerithienschichten), Küstenbereiche (Ampfinger Formation), im Bereich der Schwellenzone Rotalgenriffe, um die Riffe Algenschuttkalke, welche nach SW in Nummulitenkalke übergehen. Diese gehen weiter SW in Discocyclinenmergel über, welche ihrerseits in Globigerinenkalke mit *Uvigerina* des tieferen Beckens übergehen (Wagner, 1980).

Die Eozän - Oligozän Grenze wurde in Massignano, Italien neu definiert (Premoli - Silva et al., 1988): aufeinanderfolgend erlöschen *Cribrorhantkenina inflata* HOWE, *Turborotalia cocoaensis* (CUSHMAN) und *Turborotalia cunialensis* (TOURKM. & BOLLI) sowie zuletzt die letzten Hantkenidae an der Grenze zum Oligozän, die in der Nannoplanktonzone NP 21 liegt. In der Paratethys ist diese Grenze, bedingt durch die Seltenheit von Hantkeninen und die vornehmlich von Globigerinen und Subbotinen dominierten Planktonfaunen nur schwer nachzuvollziehen. In Bayern und Österreich wurde die Eozän - Oligozän Grenze an der Grenze der Nannoplanktonzonen NP20 - NP21 gezogen (Martini, 1981). Die obereozänen Algenkalke und Nummulitenkalke der oberösterreichischen Molassezone konnten mit *Nummulites bouillei* DE LA HARPE und *Nummulites variolarius* LAMARCK (Papp, 1958) und mit Discocyclinen (Buchholz, 1989) in das Obereozän eingestuft werden. Ebenfalls für Eozän sprechen die Ostrakodenfaunen aus den Cerithienschichten mit *Schuleridea perforata* (ROEMER), *Haplocytheridea heinzlini* KEIJ und *Hornibrookella macropora* (BOSQUET) (Aberer 1958).

Im Mediterran wird die international gebräuchliche Stufe Rupel für den unteren Abschnitt des Oligozäns verwendet (Abb. 32). Bedingt durch die andersartige paläogeographische und paläobiologische Entwicklung in der Paratethys wurde die Stufe Kiscellium aufgestellt (Baldi, 1969), welche in Ungarn Tard-Tonmergel und Kiscell-Tonmergel umfaßt, ihre Untergrenze liegt im obersten Teil der Buda-Mergel, in der Zone NP 21 (Baldi, 1979, 1984). Die Obergrenze des Kiscelliums, gleichzeitig die Untergrenze der nächsten Stufe, des Egeriums, ist mit dem Erstauftreten von *Miogypsinoides complanatus* (nahe dem Auftreten von *Paragloborotalia opima opima*) definiert (Baldi & Senes, 1975).

In der Molassezone erfolgt zu Beginn des Oligozäns eine rasche, starke Absenkung der Alpenvortiefe, der "Latdorf-Fischschiefer" (Schöneck Formation) kommt zur Ablagerung. Dieser ist in tiefen, durch Schwellen (Böhmischer Sporn) teilweise isolierten Meeresbecken mit einer gut entwickelten Schichtung der Wassermassen (Tiefenwasser: kalt, boreal, Oberflächenwasser: warm, mediterran) entstanden (Dohmann, 1991). Diese stabile Stratifizierung der Wassermassen führt zu Sauerstoffarmut im Becken und dadurch zu einer immer stärker werdenden Benthosarmut bis hin zu nahezu sterilen Sedimenten.

Als Leitformen für den "Latdorf-Fischschiefer" in der oberösterreichischen Molasse gelten *Bulimina sculptilis* CUSHMAN und *Tritaxia szaboi* (HANTKEN), wichtige planktonische Arten sind neben Subbotinen wie *S. angioporoides* (HORNIBROOK) und *S. cryptomphala* (GLAESSNER) vor allem *Tenuitella liverovskae* (BYKOVA), *Chiloguembelina cubensis* (PALMER) und *Ch. gracillima* (ANDREAE) (Rögl et al., in Vorb.). Weitere häufige Elemente sind *Sabellovoluta humboldti* (REUSS), *Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN), *Stilostomella emaciata* (REUSS), sowie diverse Buliminen und Bolivinen. Grundsätzlich sind weite Bereiche der Fischschiefer steril, nur einzelne Horizonte sind reich an Mikrofaunen.

Über dem Fischeschiefer kommt der Helle Mergelkalk (Dynow Fm.) zur Ablagerung, ein gelblich weißer Coccolithenkalk ohne Benthos, eine Tiefseebildung unter ruhigen Bedingungen. Er führt zum Teil monospezifische Nannofloren der Zone NP 23.

Im oberen Kiscell steigt der Sedimenteintrag an, die ("Rupel- ") Bändermergel kommen zur Ablagerung (dunkelgraue bis schwarze, feingeschichtete Tonmergel mit dünnen, weißen Coccolithenmergellagen). Sie sind lagenweise reich an Foraminiferen und enthalten neben *Uvigerina moravia* BOERSMA auch *Globigerina ouachitaensis* HOWE & WALLACE, *G. officinalis* SUBBOTINA, *G. ? euapertura* JENKINS und *Tenuitella munda* (JENKINS). Ein echter "Marker" für den Bändermergel existiert allerdings nicht. Reiche Nannofloren zeigen die Zone NP 23 an.

Ein weiteres Ansteigen der Sedimentzufuhr führt zur Ablagerung der "Rupel-Tonmergel" (Zupfing Fm. p.p.), gebankte, z. T. siltige Tonmergel und dunkelbraune Kalkmergel. Das eigentliche Leitfossil für diese Einheit allerdings ist *Cancris bavaricus* KNIPSCHEER (= "*C. cf. turgidus*", "*C. subconicus*" bei REISER, 1987), weitere häufige benthonische Arten sind *Planulina ambigua* (FRANZENAU) und *Uvigerina steyri* PAPP, die hier ihr Erstauftreten hat. An Plankton kommen u. a. *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. ouachitaensis* HOWE & WALLACE, *G. wagneri* RÖGL, *G. ciperoensis* BOLLI, *Subbotina praeturritillina* BLOW & BANNER, *Globoquadrina globularis* BERMUDEZ, *Gq. winkleri* (BERMUDZ), *Paragloborotalia opima opima* BOLLI (gilt als Leitform für diesen Horizont) und *Beella rohiensis* POPESCU & PROTEA vor.

Die Paratethys-Stufe Egerium (Baldi & Senes, 1975) stellt eine das obere Oligozän und untere Miozän umfassende Stufe dar. Durch das vollständige Fehlen der *Paragloborotalia kugleri* (wichtig für die Grenzziehung Chatt - Aquitan und Oligozän - Miozän) und die kontinuierliche Sedimentations- und Faunenabfolge in der gesamten Paratethys wurde eine solche grenzübergreifende Stufe notwendig. Wichtig für die überregionale Korrelation sind neben dem Nannoplankton (NP 24 bis NN1/2) Großforaminiferen der Gattungen *Miogypsina* und *Miogypsinoidea* (*M. complanatus*, *M. formosensis* etc.). Die Grenze Palaeogen - Neogen wurde im Lemme-Carrosio Profil, Italien festgelegt (Steininger, 1994), wo die Oligozän - Miozän Grenze an der Grenze der Paleomagnetik-Chrons C6Cn2r und C6Cn2n (knapp unterhalb des Erstauftretens von *P. kugleri*, nahe der Basis der NN 1 Zone, Alter: 23,8 Mill. J.) gezogen wurde.

Im Egerium entwickeln sich aus dem "Rupel-Tonmergel" Schlier, Sande und Kiese der Unteren und Oberen Puchkirchen Formation, welche nördlich der Linie Steyr-Burghausen in die pelitische Entwicklung des Älteren Schliers (Zupfing Fm. p.p., Eferding Fm. p.p., Ebelsberg Fm. p.p.) und die Linzer Sande (Linz Fm.) übergehen. Die westliche Molasse verlandet (Schweiz, westliches Bayern). Die Untergrenze der Unteren Puchkirchen Fm. wird durch das kräftige Einsetzen von *Psammosiphonella cylindrica* (GLAESSNER) (= "*Rhabdammina linearis*") definiert, *Reticulophragmien* (*R. acutidorsatum* (HANTKEN), *R. rotundidorsatum* (HANTKEN), *R. aff. amplexens* (GRZYBOWSKI) (- LAD in der UPF), *Budashevaella multicamerata* (VOLOSHINOVA), *Uvigerina steyri* PAPP *Uvigerina rudlingensis* PAPP und diverse Bolivinen sind häufig, außerdem ist das seltene Auftreten von *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER) von Bedeutung. An planktonischen Foraminiferen sind u. a. *Globigerina ciperoensis* BOLLI, *Paragloborotalia opima nana* BOLLI, *Pgr. pseudocontinua* JENKINS, *Globoquadrina globularis* BERMUDEZ, *Gq. winkleri* (BERMUDEZ) sowie *Beella rohiensis* (POPESCU & PROTEA), welche nicht mehr in die Obere Puchkirchen Fm. reicht, anzuführen.

Die Untergrenze der Oberen Puchkirchen Fm. ist durch das Auftreten von *Gaudryinopsis austriacus* RÖGL (= "*Bigenerina* sp. 7") definiert (CICHA et al., in Vorb.). Erwähnenswert ist weiters das häufige Auftreten von *Bulimina alsatica* CUSHMAN & PARKER und

Bolivina versatilis HOFMANN. Aus der Randfazies (Linzer Sande, Plesching) ist das Auftreten von *Miogypsinoidea formosensis* (YABE & HANZAWA) beschrieben (Rögl & Steininger, 1969; Papp, 1975). *Globoturborotalia woodi* (JENKINS), *Paragloborotalia opima nana* BOLLI, *Pgr. pseudocontiniosa* JENKINS sind gängiges Plankton der Oberen Puchkirchen Fm.

Im Eggenburgium (stratigraphisch definiert durch das Auftreten einer sehr diversen Molluskenfauna mit großen Pectiniden der Gattungen *Chlamys*, *Pecten* u. a.) kommt die Nordbewegung der Alpen zum Stillstand. Im Eggenburgium entsteht eine Meeresverbindung zwischen Mittelmeer und Paratethys über das Rhonetal. Das Meeresbecken selbst jedoch verflacht stetig, die Haller Gruppe (Lindach Fm., "Haller Schlier", Lukasedt Fm.) kommt zur Ablagerung. Das Einsetzen von neuen Arten der Gattung *Elphidium* (*E. felsense* PAPP, *E. subtypicum* PAPP und *E. ortenburgense* (EGGER)) bereits in der obersten Puchkirchen Fm. (Wagner, dieser Bd.) belegt in der Beckenfazies die kontinuierliche Sedimentation der Puchkirchen Fm. bis in das Eggenburgium. Weite Strecken wird die Foraminiferenfauna des Haller Schliers von *Bathysiphon filiforme* M. SARS und Bulminen dominiert, gute Leitfossilien für das Eggenburgium in Oberösterreich sind *Lenticulina buergli* (WENGER) und *Uvigerina posthantkeni* PAPP. Ein Horizont mit *Miogypsina intermedia* DROOGER im oberen Haller Schlier ist bemerkenswert. Das Plankton ist vor allem durch *Globigerina ottangiensis* RÖGL, *G. dubia* EGGER und *G. lentiana* RÖGL vertreten, *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) und *Paragloborotalia ? acrostoma* WEZEL setzen im unteren Eggenburgium ein.

Das Ottangium, faunistisch durch das Auftreten kleinwüchsiger Mollusken aus dem atlantisch/borealen Bereich charakterisiert, zeigt eine starke fazielle Differenzierung der Sedimente. Im westlichen Oberösterreich ist die Innviertel Gruppe mit den Vöcklaschichten, Atzbacher Sanden, Ottnanger Schlier, Rieder Schichten ("Rotalienschlier"), Mehrnbacher Sanden, Braunauer Schlier und Treubacher Sanden (Glaukonitische Serie) anzutreffen, im östlichen Oberösterreich verzahnt der "Robulusschlier s. str." mit den Vöcklaschichten. Im Norden, am Rand der Böhmisches Masse, kommen Fossilreiche Grobsande und Phosphoritsande zur Ablagerung. N Salzburg verzahnt die Wachtberg Fm. (Wagner, dieser Bd.) mit der glaukonitischen Serie. Im oberen Ottangium wird die Verbindung zum Mediterran wieder unterbrochen, und die heute nur noch in Erosionsrelikten vorhandenen brachyhalinen "Oncophora"-Schichten beenden die marine Sedimentation.

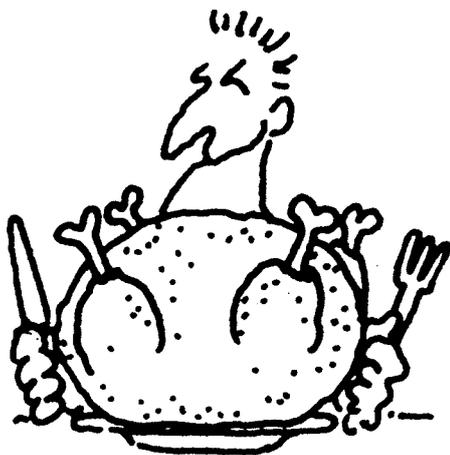
Mikrofaunistisch beginnt das Ottangium in erster Linie mit dem Einsetzen von *Amphicoryna ottangensis* (TOULA). *Sigmoilopsis ottangensis* CICHA, CTYROKA & ZAPL. tritt bereits im obersten Eggenburgium auf, *Bolivina scitula* HOFMANN tritt in der oberösterreichischen Molassezone kaum in Erscheinung und ist daher als Leitfossil von geringem Wert. Das Plankton ist wie im Eggenburgium vor allem durch *Globigerina ottangiensis* RÖGL, *G. dubia* EGGER und *G. lentiana* RÖGL vertreten, *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Paragloborotalia ? acrostoma* WEZEL und Cassigerinellen (*C. boudecensis* POKORNY, *C. globulosa* (EGGER)) sind fallweise häufig. *Cassigerinella spinata* RÖGL kommt im oberösterreichischen Molassebecken nur im mittleren und oberen Ottangium vor (Cicha et al., in Vorb.).

Während der Robulusschlier s. str. im östlichen Oberösterreich sich über eine Übergangsfazies (reich an wahrscheinlich eingeschwemmten Individuen von *Ammonia*, so z. B. im Almtal) aus dem "Haller Schlier" entwickelt und zumeist reich an Lenticulinen (= "Robulus") ist, zeigen die im westlichen Oberösterreich über dem "Haller Schlier" liegenden Vöcklaschichten (die im Raum Schwanenstadt - Lambach mit dem Robulusschlier s. str. verzahnen) eine Fazies, welche von Plankton, *Cibicidoides*, *Lobatula* und *Ammonia*

dominiert wird. Ähnliches gilt für die darüberliegenden Atzbacher Sande. Der Ottnanger Schlier, das jüngste Schichtglied des unteren Ottnangiums (mit Vöcklaschichten und Atzbacher Sanden: Robulusschlier s. I. im westlichen Oberösterreich), führt wieder häufig *Lenticulina*, *Bulimina*, *Valvulineria* etc. Im mittleren Ottnangium verflacht das Molassemeer weiter, Rieder Schichten, Mehrnbacher Sande, Braunauer Schlier und Treubacher Sande weisen von *Ammonia* (= "Rotalia", "Rotalienschlier") dominierte Mikrofaunen auf. Interessant ist hier das Erstauftreten von *Pappina primiformis* PAPP & TURNOVSKY und *Pappina breviformis* PAPP & TURNOVSKY, welche dann im Karpatium Niederösterreichs von Bedeutung sind. Aus den Oncophora-Schichten des oberen Ottnangiums westlich von Ried i. Innkreis wurde bis jetzt nur aus dem basalsten Teil eine kleinwüchsige, von *Ammonia* dominierte Fauna beschrieben.

Unter den Ostrakoden sind folgende Arten stratigraphisch von Bedeutung: *Cytheridea ottmangensis* (TOULA), *Aurila ventrisulcata* WITT und auch *Carinivalva neuhofenensis* (WITT) auf das untere und mittlere Ottnangium beschränkt. *Paracyprideis triebeli* GOERLICH tritt in der Zentralen Paratethys nur in den Oncophora-Schichten auf (Zorn, 1995).

Nach dem Verlanden des Ottnang-Molassemeeres endet die marine Entwicklung in der oberösterreichischen Molassezone.



**Keine Bank
bietet mir fettere
Zinsen.**

**Setzen Sie Ihr Sparguthaben
nicht auf Diät, sondern kom-
men Sie zur P.S.K.! Rechnen
Sie mit den fettesten Zinsen
beim Postsparen. Und mit der
maximalen Sicherheit für
Ihre Spareinlagen. Jetzt in
Ihrer Post und P.S.K.Bank!**

P.S.K.Service-Telefon

0660/6600

Einfach. Clever.

P.S.K. 

M. A.	EPOCH	AGE	CENTRAL PARATETHYS STAGES	EASTERN PARATETHYS STAGES	BIOZONES Berggren & al. 1995		
					Planktonic Foraminifera	Calcareous Nannoplankton	
5	PLIO-CENE	ZANCLEAN	DACIAN	KIMMERIAN	PL1	NN13	
		MESSINIAN	PONTIAN	PONTIAN	M14	NN12	
	Late MIOCENE	TORTONIAN	PANNONIAN	MAEOTIAN	M13	b	NN11
						a	NN10
		SERRAVALLIAN	SARMATIAN	SAR-MATIAN	M12	NN9a/8	
	Middle MIOCENE	LANGHIAN	BADENIAN	Konkian Karaganian Tshokrakian	M7	NN7	
				TARKHANIAN	M6	NN6	
		BURDIGALIAN	KARPATIAN	KOTSAKHURIAN	M4	NN5	
			OTTNANGIAN		M3	NN4	
	Early MIOCENE	AQUITANIAN	EGGERBURGIAN	SAKARAULIAN	M2	NN3	
EGERIAN					CAUCASIAN	M1	NN2
CHATTIAN				a		NN1	
30	OLIGOCENE	RUPELIAN	KISCELLIAN	SOLENOVIAN	P19	NP25	
				ROSHNEAN	P20	NP24	
		PSHEKIAN	P18	NP23			
	Late EOCENE	PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	P17	NP22	
					P16	NP21	
					P15	NP19-20	
						NP18	

Abb. 32: Standard-Stufengliederung und Stufen der Zentralen und Östlichen Paratethys.

QUARTÄRE SEDIMENTE UND LANDSCHAFTSENTWICKLUNG IM WELSER RAUM

H. Kohl

Die Landschaftsentwicklung im Tertiärhügelland ist relativ jung. Sie reicht im Bereich Wels (ÖK 50, Blatt 49 - Wels) nicht weiter als bis ins oberste Pliozän zurück und beginnt im W mit der Gestaltung schotterbedeckter Kuppen im Raum Offenhausen und SW Lambach in etwa 470 m, an die zwischen Grünbach und Innbach die Schotterflächen von See und Untereggen in 450 bis etwa 430 m anschließen. Weiter nach E folgen dann in 430 m, nördlich des Innbaches in 430-410 m, schotterfreie Hochflächenreste mit tiefgründigen Reliktböden, die am Kartenrand nördlich Wallern und auf der Schwelle von Scharthen bis >440 m ansteigen. Südlich Offenhausen erreichen sie >460 m und verzahnen sich hier mit den höheren Schotterkuppen. Die Schotter westlich und nördlich Schlüsselberg/Trattnach in 400-390 m und über dem Innbach in 400-390 m sind bereits talgebunden und geringfügig in die schotterfreie Hochfläche eingetieft.

Diese Gesamtanlage spricht für eine stärkere Anhebung im SW, was auch das hier nach E orientierte Gewässernetz zur Folge hat. Längs einer etwa N-S verlaufenden Linie von Wallern (bzw. Bad Schallerbach) in Richtung Gunskirchen setzen die Hochflächenreste aus, auch die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Innbaches und der Traun fällt über den Linetwald (390-370 m) bis westlich Puchberg bis 355 m ab und das Gewässernetz lenkt in die S-N-Richtung ein, der auch die größeren Nebengerinne des Innbaches, der Schmidinger Bach und der Haidinger Bach, folgen. Dabei rückt die Wasserscheide westlich Puchberg, wie die jüngeren Erosionsgräben zeigen immer noch fortschreitend, auf <0,5 km an die NT des Trauntales heran. Diese S-N-Achse dürfte also einer großräumigen Einmuldung entsprechen, worauf auch der weitere Verlauf der Wasserscheide in N-Richtung hinweist.

Der Durchbruch des Innbaches durch die am nördlichen Blattrand bis >440 m ansteigende Schwelle von Scharthen mit schotterfreien Hochflächenresten spricht ebenfalls für eine junge Hebung im Zuge epirogenetischer Verbiegungen, die hier, bezogen auf das Trattnach-Innbach-Hochland, seit Anlage des Innbachtals etwa 20 m ausmacht. Da bisher in diesem Raum absolute Altersnachweise für die ältesten Formenreste fehlen, kann nur davon ausgegangen werden, daß die höchsten Schichtglieder der Hausruckschotter in das oberste Miozän (Pannon) eingestuft werden, und die ältesten, mit Moränen verknüpften Schotter (ÄDS) dem mittleren Pleistozän angehören, die westlich Gunskirchen mit 380-390 m etwa 40-50 m tiefer liegen als die benachbarten, schotterfreien Altflächenreste bei Wimberg und 60-70 m tiefer als die flächenhaft verbreiteten Schotter von See und Untereggen. Auch die dem ÄDS zuzuordnenden Schotter des Trattnachts bei Unternberg südlich Grieskirchen liegen etwa 40-50 m tiefer als die nächsten Hochflächenreste.

Es ist also während des Pliozäns mit einer beträchtlichen Heraushebung des >700 m hohen Hausrucks gegenüber dem Welser Tertiärhügelland mit wiederholter Schotterumlagerung zu rechnen. Der Übergang von den höchsten kuppenbildenden Schottern bei Offenhausen in >470 m mit einer starken erosiven Phase zu den erhaltenen Flächensystemen, zunächst mit Schottern in 450-440 m und anschließend einer schotterfreien Einebnung könnte auf die besonderen klimatischen Verhältnisse des auslaufenden Pliozäns, bzw. des einsetzenden Ältestpleistozäns zurückzuführen sein. Vor allem die schotterfreie Einebnung wäre somit als Rest einer Pediment- bzw. Glacisbildung zu deuten.

Die nach W orientierte, den heutigen Anfang des nach E fließenden Mühlbaches bildende Quellmulde läßt auf eine geringfügige Verlegung der Wasserscheide durch Anzapfung seitens des Mühlbaches schließen. Der eigenartige Verlauf des Laaber Baches (NE Wels) ist der seitlichen Abdrängung während der Schüttung der HT-Schotter des Trauntales zuzuschreiben.

Die weitere Landschaftsentwicklung während des Quartärs ist durch eine verstärkte Heraushebung des Gesamtbereiches gekennzeichnet, die wie im Tertiärhügelland erkennbar, teilweise differenziert erfolgt ist und damit bei zunehmender Reliefenergie, dort begünstigt durch die eher wasserstauenden tertiären Sedimente, zu einem wesentlich dichteren Gewässernetz geführt hat als in den Lockersedimenten des Quartärs. Die dabei entstandenen kurzen Nebengerinne der wenigen größeren breiten Täler lassen in ihren oft tiefen, grabenartigen Formen ein anhaltendes aggressives Zurückgreifen bis in ihre kurzen, nur wenig in die Hochflächenreste eingesenkten Quellnischen erkennen. Bei Schönau, Wallern und Scharn, wo die liegenden Tonschiefer des Egeriums zutage treten, prägen häufig Rutschungen mit Vernässungen das Formenbild.

Herrscht so im Tertiärhügelland während des Quartärs mit der fortschreitenden Eintiefung der Täler die Abtragung vor, so wird im übrigen Bereich die Landschaftsentwicklung von den relativ kurzfristig wechselnden Klimagegensätzen des Pleistozäns gesteuert. Die wiederholt vorrückenden Gletscher hinterließen ihre Moränen, von denen die gewaltigen Schmelzwasserschüttungen ausgehen, die die Traun-Enns-Platte und das Trauntal beherrschen und bei andauernder Hebung im Wechsel mit Erosion zur Terrassenbildung führten.

Geomorphologisch ist der Gegensatz zwischen dem radial zertalten Schwemmfächer der ÄDS und dem damit verknüpften, im Kleinrelief deutlich quer gewellten Moränenkranz von Sattledt auffallend. Auch die stark erniedrigte End- bzw. Seitenmoräne des bis nördlich Vorchdorf reichenden günzzeitlichen Almgletschers tritt geomorphologisch noch als Wasserscheide zwischen den an deren Innenseite zur Alm und nach außen zur Rettenbach-Eberstallzeller Talung führenden Trockentälchen hervor.

Ganz anders verhalten sich die reliefbetonten mindelzeitlichen Moränen des Steyr-Kremsgletschers bei Voitsdorf und Ried i.Tr., die eine wesentlich kleinräumigere Zertaltung mit Wasserführung schon ab den obersten Quellmulden aufweisen.

Die eiszeitliche Auffüllung von Talrinnen hat laufend zu Flußverlegungen der Alm geführt, die vom Aiterbachtal in der Mindeleiszeit zur Pettenbachrinne in der Rißeiszeit bis zum heutigen Tal reichen, das auch schon früher mehrmals von der Alm eingenommen wurde. Dabei kam es auch zur Ausbildung von Erosionsterrassen über älteren Sedimenten (z.B. Rißterrasse von Vorchdorf). Zum Almtal führten auch Schmelzwässer günz- und mindelzeitlicher Traungletscher.

Neben diesem glazigenen und glazifluvialen Formenschatz ist die periglaziale Landformung nicht zu übersehen, die vor allem alle älteren Aufschüttungen und auch das Tertiärhügelland betroffen hat. Dazu gehören Massenverlagerungen durch frostbedingte Solifluktion, Abspülung, äolische Erosion und Sedimentation von Löß und Staublehm, aber auch fluviale Umlagerungen in den größeren autochthonen Tälern wie am Aiterbach, auch längs Trattnach und Innbach im N. Auch die für die Schotterplatten sehr typischen, mitunter >3 km langen Trockentälchen gehören diesem Formenkreis an. Sie bestehen im Bereich der Lehmdecken aus einem flach eingesenkten oberen, nur episodisch wasserführenden Teil, wo nur infolge landwirtschaftlicher Nutzung rezente Verlagerungen stattfinden, und anschließend einem im Schotterbereich liegenden unteren Teil, in dem die episodisch abgeführten Wässer versiegen. Erst mit Erreichen bzw. Anschneiden des unterlagernden Tertiärsockels treten Quellen mit größeren Versumpfungen auf, womit der unterste, regelmäßig von einem Bach durchflossene Talabschnitt, mit entsprechender holozäner Talsohle einsetzt.

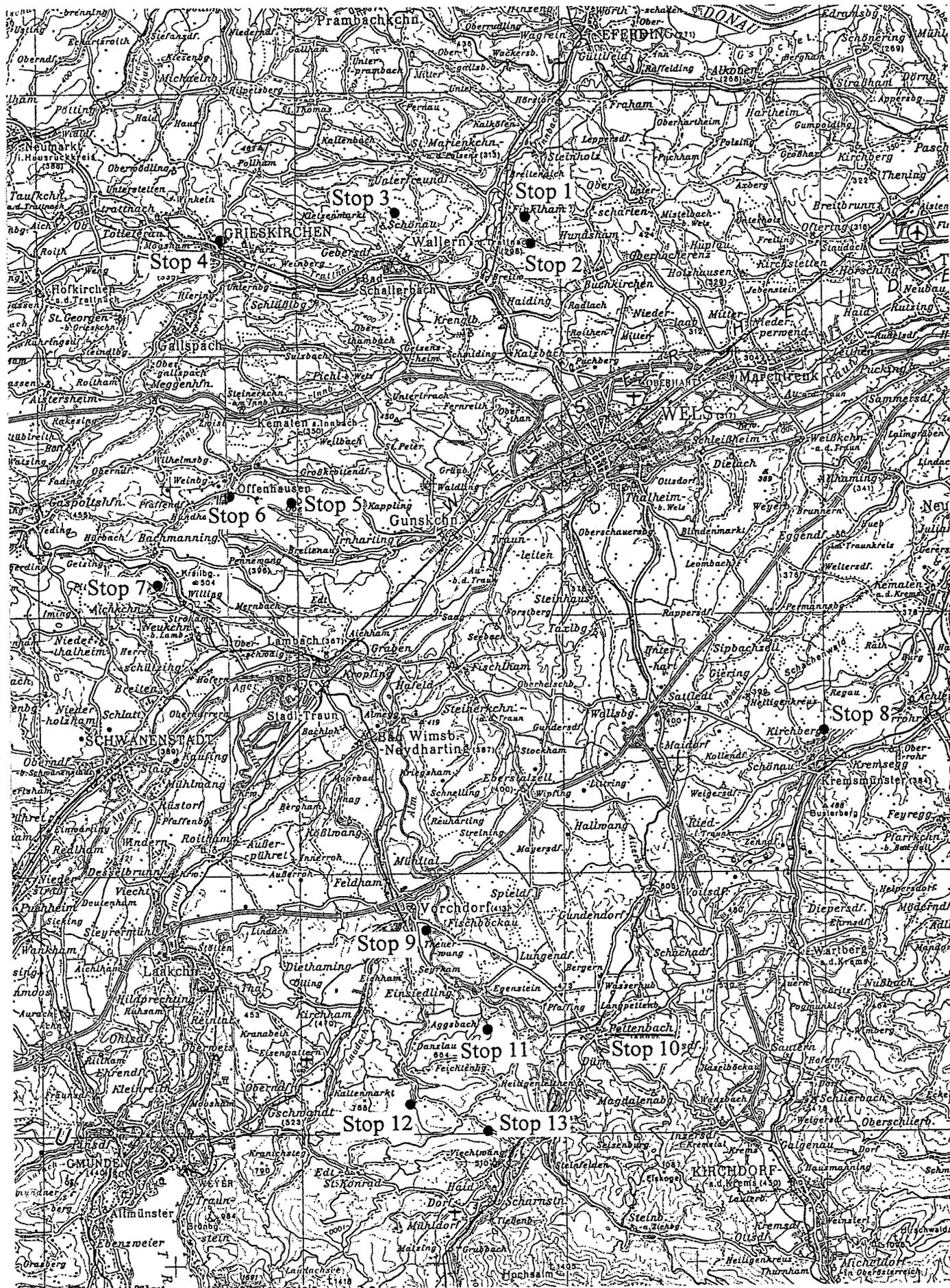


Abb. 35: Exkursionspunkte für die Exkursionen A2 und A3 (2. und 3. Tag).

Exkursionspunkte:

MITTWOCH

**STRATIGRAPHIE UND FAZIES IN DER OBERÖSTERREICHISCHEN MOLASSE
UND IM QUARTÄR**

Führer zu der Exkursion A2 (Mittwoch, 9. 10. 1996; Abb. 35)

Ch. RUPP und H. G. KRENMAYR

mit Beiträgen von

H. KOHL und H. WIMMER

Stop 1: Ziegelgrube Graben, bei Finklham

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Fazies und Fossilinhalt des Älteren Schliers im zentralen Beckenbereich, Bentonitlagen; Robulusschlier s.str. mit diskordanter Auflagerung.

Lithostratigraphische Einheit: Älterer Schlier, Robulusschlier s.str.

Alter: Älterer Schlier: Oberoligozän-Untermiozän, Egerium (Chatt-Aquitän); Robulusschlier s.str.: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Kleiner Abbau für Ziegelrohstoff N' der Gehöftgruppe Graben, 750m W' vom Roithener Kogel.

Beschreibung:

Der liegende Anteil der Grube erschließt den Älteren Schlier. Dieses Sediment ist aufgrund seines hohen Montmorillonit-Gehalts stark rutschanfällig und die Ursache zahlreicher, z.T. eindrucksvoller Massenbewegungen in seinem gesamten Verbreitungsgebiet. Im Grenzbereich zum Robulusschlier s.str., der mit einem submarin gebildeten Erosionsrelief dem Älteren Schlier aufliegt, wird dieser häufig in die Hangbewegungen miteinbezogen. Im Aufschluß sind intensive, z.T. an distinkte Gleitflächen gebundene Schichtverstellungen vor allem im Bereich der Geländeoberkante zu beobachten. Auch die diskordante Grenzfläche zum hangenden Robulusschlier s.str. ist von diesen Bewegungen überprägt.

Der Ältere Schlier ist hier extrem feinblättrig geschichtet, sehr feinkörnig (ca. je 50% Silt und Ton) und nur in wenigen, dünnen Horizonten verwühlt. Die im unverwitterten Zustand schwarze, oberflächennahe braune bis dunkelgraue Sedimentfarbe weist auf den hohen Gehalt an fein verteilter organischer Substanz hin. Der Karbonatgehalt liegt bei ca. 10%. Tonminerale sind mit rund 60% am Sedimentaufbau beteiligt, vor allem handelt es sich dabei um Muskovit-Illit (>40%) und Kaolinit-Smektit (>16%). (Analysedaten von vergleichbaren Ziegelgruben im Älteren Schlier bei Eferding, nach KURZWEIL, 1973). Die Fraktion <2µ besteht zu >50% aus Smektit. Auch Pyrit ist im manchen Proben mit bis zu 2% enthalten. Häufig finden sich im Aufschluß z.T. mehrere Dezimeter-mächtige Menilithlagen (harte,

kieselige Lagen aus lithifizierten Diatomeenschiefern). Der Reichtum an Diatomeen macht sich aber auch durch feinste helle Laminae in dem feingeschichteten Muttersediment bemerkbar.

Eine wenige Zentimeter-dicke, wachsartige, gelbliche Lage in der rechten Aufschlußwand besteht neben geringen Mengen von Quarz und Feldspat fast ausschließlich aus Smektit.

Es finden sich zahlreiche Makrofossilien verschiedenster Gruppen, die allesamt nicht bearbeitet sind: vor allem eine reiche Blattflora (unter anderem Stechpalme), Blasentange, Fische und zahlreiche Fischechuppen, Bivalven. Weiters wurde der Stiel eines Glasschwamms und Koproolithen gefunden.

Von der Formaminiferenfauna sind Gehäuse von *Bathysiphon* bereits mit freiem Auge erkennbar, die Faunen der geschlämmten Proben ($>125\mu$) sind sehr unterschiedlich in ihrer Zusammensetzung. Die Planktonrate variiert sehr stark (von 6% bis 67%), ebenso verhält es sich mit der Foraminiferen-Zahl (=Foraminiferen pro Gramm Sediment). Das Plankton ist durch *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. officinalis* SUBBOTINA, *G. anguliofficialis* BLOW, *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI) und *Tenuitella munda* (JENKINS) vertreten. Häufige benthonische Arten sind *Bolivina crenulata* CUSHMAN, *Bulimina elongata* d.ORB., *Buliminella* sp., *Uvigerina mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS. Stratigraphisch von Interesse ist neben dem Plankton die hier seltene Art *Uvigerina rudlingensis* PAPP.

Die Nannoflora (det. J. KRHOVSKY) umfaßt an autochthonen Arten *Zygrhablithus bijugatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Pyrocyclus orangensis*, *Pontosphaera multipora*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Disctyococcites bisectus* und *Helicosphaera obliqua*; an umgelagerten Formen finden sich acht kretazische und elf paläogene Arten.

Der im hangenden geringmächtig und schlecht aufgeschlossenen Robulusschlier s.str. ist stark verwittert und verrutscht.

Interpretation:

Zur Zeit der Sedimentation des Älteren Schliers existierte keine Verbindung zur westlichen Paratethys (Untere Süßwassermolasse in Bayern und weiter westlich). Dadurch war die Zirkulation im Meeresbecken stark eingeschränkt, sodaß es zur Ausbildung extrem ruhiger und sauerstoffverarmter Beckenbereiche, auch in relativer Nähe zum Festland (belegt durch die reiche Blattflora) kommen konnte.

Daß dieses Meeresbecken auch eine beachtliche Tiefe von mehreren hundert Metern hatte, wird durch die Mikrofauna (häufiges Auftreten der Gattungen *Bulimina* und *Uvigerina*, fallweise hohe Planktonrate) und auch durch den Fund eines Glasschwamms belegt.

Die hohen Anteile der Gattungen *Bolivina*, *Bulimina*, *Buliminella* und *Uvigerina* (Detritusfresser mit Toleranz für Sauerstoffreduktion) lassen wie auch die starken Schwankungen der Foraminiferen-Zahlen (s. o.) auf ein Milieu mit hohem Angebot an organischem Material und einem verminderten Sauerstoffgehalt schließen.

Die erwähnte Smektit-reiche Lage stellt eine Bentonitlage dar. Saure Vulkanite dieses Alters sind auch aus Ungarn und besonders der Slowakei bekannt, wo im Egerium Meter-mächtige Tuffhorizonte existieren. Dies erklärt möglicherweise auch den hohen Smektit-Gehalt des übrigen Sediments.

Literatur: H. KURZWEIL (1973).

Stop 2: Ziegelgrube Hartberg, bei Buchkirchen

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Beckenfazies der Innviertler Gruppe.

Lithostratigraphische Einheit: Robulusschlier s.str.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Abbau für Ziegelrohstoff an der Straße nach Finklham 400m NW' Hartberg.

Beschreibung:

Der Aufschluß zeigt einen einheitlichen, horizontal geschichteten, typischen Schlier, der in unverwittertem Zustand eine blaugraue Färbung zeigt. Es handelt sich um feinsandig, mergelige Pelite (>70% Silt, >20% Ton, wenige % Sand) mit einem Karbonatgehalt von 25-30%. Der Großteil des Sediments ist aus ebenflächig bis leicht wellig laminierten Peliten mit feinsandig-siltigen Bestegen und feinen Linsen aufgebaut. Die Bioturbation ist generell mäßig, dicht verwühlte Horizonte sind aber wiederholt eingeschaltet. Ein rythmischer Wechsel zwischen mäßig bis kaum verwühlten und sehr intensiv verwühlten Sedimentpaketen im Dezimeter-Bereich, der in diesem Aufschluß nur undeutlich entwickelt ist, ist für andere Aufschlüsse im Robulusschlier s.str. kennzeichnend.

Auffallend sind mehrfach zu beobachtende dünne Laminae bis Lagen von extrem glaukonitreichem Mittel- bis Grobsand, in denen auch Molluskenschalen angereichert sind. Einzelne Glaukonitkörner können auch Zentimeter-Größe erreichen.

Die Molluskenfauna ist nicht bearbeitet. In einzelnen Horizonten häufig auftretende irreguläre Seeigel wurden als *Brissopsis ottmangensis* HOERNES bestimmt (det. J.H. NEBELSICK). Diese Horizonte sind auch durch den Spurentyp *Scolicia* isp. intensiv verwühlt. Weitere bestimmbare Ichnotaxa sind *Phycosiphon incertum* und *Arenicolites*, möglicherweise auch *Teichichnus*, *Planolithes* und *Cylindrichnus concentricus*.

Die Mikrofauna (>125µ) ist planktonreich (> 50%, mit *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottmangiensis* RÖGL, *Paragloborotalia ? acrostoma* (WEZEL), *Globoquadrina*, *Globigerinoides* und *Cassigerinella*) das Benthos wird von der Gruppe *Cibicidoides-Lobatula* (*C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *L. lobatula* (WALKER & JACOB)) und der Gattung *Lenticulina* (*L. inornata* (d'ORB.), *L. melvilli* (CUSHMAN & RENZ)) dominiert, häufig sind *Charltonina tangentialis* (CLODIUS), die *Ammonia parkinsonisa - tepida* Gruppe und *Heterolepa dutemplei* (d'ORB.). Ostracoden kommen sehr selten vor.

Interpretation:

Der Robulusschlier s.str. stellt die vergleichsweise ruhige, tiefneritische bis flachbathyale Beckenfazies des Unteren Ottnangium dar. Die glaukonitreichen Sandlagen können als das beckenwärtige Ausklingen, der zur grobklastischen Massivrandfazies (Fossilreiche Grobsande und Phosphoritsande) vermittelnden Kletzenmarkt Glaukonitsand Formation angesehen werden, die bei sehr seltenen, extrem hochenergetischen Ereignissen noch in diesen Beckenbereich gelangt sind. Die auffallende Größe der Glaukonitkörner in einzelnen Lagen, die gegen Norden keine Entsprechung haben, spricht allerdings für eine authigene Bildung.

Der in manchen Aufschlüssen entwickelte Wechsel zwischen hoch- und kaum-bioturbaten

Sedimentpaketen könnte durch wechselnde Sedimentationsraten bedingt sein. Die Mikrofauna spricht hier für einen tiefneritischen Ablagerungsbereich, viele Individuen der stark vertretenen Seichtwassergattung *Ammonia* sind schlecht erhalten, klein und möglicherweise größensortiert (zumeist zwischen 0,2 und 0,3mm), was für Umlagerung spricht.

Literatur: KRENMAYR (1994), KRENMAYR & UCHMANN (1996).

Stop 3: Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Nördliches Äquivalent der Atzbacher Sande.

Lithostratigraphische Einheit: Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation.

Alter: Untermiozän, unteres Oligän (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, ESE Kletzenmarkt, NE Schönau.

Beschreibung:

Nördlich Kematen am Innbach verzahnen sich die Atzbacher Sande mit der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation, welche die Atzbacher Sande nach N hin vertreten. Die Typuslokalität dieser Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation ist im Graben NE Schönau zu finden. Es handelt sich hier um bräunliche bis grünliche, laminierte Pelite, die sowohl Linsenschichtung als auch flachwellige Schichtung, z.T. mit feinen Sandbestegen zeigen. Die bis zu 2 cm dicken intern völlig homogenen Pelitlagen bilden aber mitunter Dezimeter-mächtige Pakete ohne trennende Sandbestege. Eingeschaltet in die Pelite sind mittel- bis grobsandige, z.T. auch feinkiesige Pakete und Lagen mit einem auffällig hohen Gehalt an Glaukonit. Diese Einschaltungen sind zumeist nur wenige cm mächtig, vereinzelt werden sie bis zu 50 cm stark und weisen Schrägschichtungsstrukturen auf. Die pelitischen Abschnitte überwiegen zumeist, das Verhältnis Pelit : Sand reicht von rund 7 : 3 bis 1 : 1. Die Glaukonitsandpakete sind häufig verhärtet und sind besonders an der Basis reich an Molluskenschill (*Leda*, *Nucula* u. a.).

In anderen Aufschlüssen konnten feinkiesreiche Schrägschichtungskörper bis zu 3 m Mächtigkeit beobachtet werden, die wahrscheinlich Rinnenfüllungen darstellen.

Eine Auswertung der Paläoströmungsdaten aus verschiedenen Aufschlüssen in der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation ergab eine ESE Richtung für die Hauptströmung und eine WSW Richtung für die Nebenströmung. Im Vergleich zu den Atzbacher Sanden fällt eine geringere Akzentuierung in Haupt- und Nebentransportrichtung sowie der Wechsel beider Transportrichtungen von der Nord- auf die Südseite der Diagrammrose auf.

Die Mikrofaunen (Foraminiferen) aus den pelitischen Abschnitten sind reich an Plankton (zumeist >50%), das Benthos wird von der *Cibicidoides-Lobatula* Gruppe dominiert (*C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *L. lobatula* (WALKER & JACOB)), häufige Elemente sind: *Lenticulina inornata* (d'ORB.), *Bulimina elongata* (d'ORB.), *Fursenkoina acuta* (d'ORB.), *Ammonia parkinsonia* (d'ORB.), *Nonion commune* (d'ORB.), *Charltonina tangentialis* (CLODIUS) und *Hanzawaia boueana* (d'ORB.). Stratigraphisch aussagekräftige

Arten wie *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) sind selten.

Interpretation: Die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation ist wie die Atzbacher Sande in einem von Gezeitenströmungen geprägten Meer zur Ablagerung gekommen. Die allgemeine Dominanz der pelitischen Abschnitte weist schon auf einen lithologischen Übergang von den Atzbacher Sanden über die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation in den Robulusschlier s. str. hin, mit welchem die Glaukonitsande im Nordosten des Kartenblattes Wels (Gronall, Hochscharten etc.) verzahnen. Makrofauna und Mikrofauna geben einen vollmarinen, mäßig tiefen Ablagerungsbereich zu erkennen, in den Flachwasserelemente wie *Ammonia* oder *Elphidium* eingeschwemmt wurden.

Literatur: KRENMAYR (1994).

Stop 4: Grieskirchen - Ottnanger Schlier

(Ch. RUPP & H. G. KRENMAYR)

Thema: Ottnanger Schlier, einmal anders.

Lithostratigraphische Einheit: Ottnanger Schlier.

Alter: Untermiozän, unteres Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Lokalität Grieskirchen, Hohlweg.

Im Ortsgebiet von Grieskirchen, N des Hauptplatzes, stehen in einem Hohlweg hell olivgraue, bräunlich verwitternde Pelite an. Sie zeigen wellige Schichtung mit Sandbestegen und Linsenschichtung; beim sandigen Sedimentanteil handelt es sich vor allem um siltigen Feinsand. Nicht allzu häufig sind Bruchstücke von Mollusken zu finden, der Grad an Bioturbation ist gering. Das beobachtete Verhältnis Sand : Pelit ist maximal mit 1 : 4 zu beziffern.

Am unteren Ende des Hohlweges (Restaurant-Parkplatz, Kriegerdenkmal) stehen Sande der Kletzenmarkter Glaukonitsand-Formation an. Bei den die Glaukonitsande überlagernden Peliten handelt es sich um die östlichen Ausläufer des Ottnanger Schliers. Diese Bezeichnung verdient sich dieser Schliertyp allerdings vor allem durch die Tatsache, daß er die die Atzbacher Sande vertretenden Glaukonitsande überlagert. Lithologisch ist der typische Ottnanger Schlier viel massiger und stärker bioturbat (Ottngang, Schanze) als hier. Auch die Linsenschichtung ist für den Ottnanger Schlier eher untypisch, er läßt sich aber bei der Kartierung von der Typusregion her eindeutig als geschlossene pelitreiche Einheit im Hangenden der sandreicheren Fazies bis in den Raum N und S Grieskirchen verfolgen.

Auch die Mikrofauna (Foraminiferen) zeigt deutliche Unterschiede zu denen des typischen Ottnanger Schliers weiter westlich (Raum Ottnang, Frankenburg): ähnlich der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation dominiert hier das Plankton (rind. 60%) mit *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL und *Tenuitellinata angustiumbilocata* (BOLL) u. a. Das Benthos wird, wieder vergleichbar mit der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation und auch weiten Teilen des Robulusschliers s. str., von der *Cibicidoides-Lobatula* Gruppe (*C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *L. lobatula* (WALKER & JACOB) - in der Typlokalität

Ott nang Schanze dominieren *Bulimina elongata* d'ORB., *Valvulineria complanata* (d'ORB.) und *Oridorsalis umbonatus* (REUSS)) dominiert. Gängige Arten in Grieskirchen sind: *Ammonia parkinsonia* (d'ORB.), *Nonion commune* (d'ORB.) *Lenticulina inornata* (d'ORB.) und *Hanzawaia boueana* (d'ORB.). Besonders bei Cibicidoiden und Ammonien fällt eine Größensortierung (d. h., eine Konzentration auf eine kleine Gehäusegröße bei relativ guter Erhaltung der Gehäuse) auf, was auf Verdriftung schließen läßt. Als Besonderheit sei das seltene Auftreten von *Monspeliensina* cf. *inflata* (ANGLADA & MAGNE) erwähnt. *M. inflata* wurde hauptsächlich aus aquitanen, brackischen Ablagerungen aus dem Rhone-Tal beschrieben. Im oberösterreichischen Molassebecken tritt sie erstmals in sehr geringer Anzahl (eingeschwemmt?) im untersten Ott nangium in Erscheinung (Vöckla-Schichten, Robulusschlier s. str.), häufiger ist sie dann in den brackischen Oncophora Schichten der Slowakei (pers. Mitteil., K. Holcova-Sutovska, Prag) und in den ebenfalls brackischen Sedimenten der karpatischen Korneuburg Formation (Teiritzberg, Korneuburg bei Wien; pers. Mitteil. F. Rögl, Wien). Diese Art scheint nach der Öffnung der Meeresverbindung zwischen Mittelmeer und Paratethys über die Rhone Senke im (obersten?) Eggenburgium in die Paratethys eingewandert und aus randlich marinen bis brackischen Ablagerungsbereichen, welche heute nicht mehr erhalten sind, in das Becken des Ott nangium-Meeres eingeschwemmt worden zu sein.

Zusammenfassend zeigt es sich, daß der Ott nanger Schlier im Raum Grieskirchen lithologisch und faunistisch als Übergangsfazies von den höherenergetischen Sedimentationsräumen der Atzbacher Sande und des Glaukonitsandes, in seine typische Entwicklung weiter westlich zu betrachten ist.

Literatur: KRENMAYR (1994).

Stop 5: Humplberg

(H.G. KRENMAYR & Ch. RUPP)

Thema: Sedimentation, Erosion, Bioturbation und Faziesgegensätze in den Atzbacher Sanden.

Lithostratigraphische Einheit: Atzbacher Sande.

Alter: Untermiozän, unteres Ott nangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, ESE Offenhausen, Straßenkehre 250 m W Humplberg.

Beschreibung:

Die kleine aufgelassene Sandgrube wird von lithologisch sehr unterschiedlichen Sedimenten aufgebaut. Die pelitreichen Sedimentkörper sind z.T. laminiert und nahezu unverwühlt, z.T. aber durch *Cylindrichnus concentricus* gefügeauflösend bioturbat. Diese pelitischen Körper "schwimmen" in teilweise trogförmig schrägeschichteten Sandkörpern, von denen sie allseits erosiv abgeschnitten werden. Pelitklastenanhäufungen, seltener mud drapes auf den Leeblättern sind verbreitet. Die Sandpakete sind häufig durch pelitreiche Partien mit welliger Wechselschichtung und Linsenschichtung unterbrochen.

Die Messung der Schrägschichtungsblätter ergibt ein bipolares Strömungsmuster mit einer Richtung gegen E und einer etwas schwächer entwickelten Richtung gegen NW.

Die schön erhaltene Ichnofauna umfaßt *Planolithes* ? *beverlyensis* BILLINGS 1862, *Cylindrichnus concentricus* TOOTS in HOWARD 1966, *Rosselia socialis* DAHMER 1937, *Ophiomorpha annulata* (KSIAZKIEWICZ 1977), *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN 1891 und *Skolithos* isp.

Die Mikrofauna aus einer pelitischen Lage ist planktonreich (68%, hauptsächlich juvenile und adulte (bis 0,45mm) Globigerinen wie *G. praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL), das Benthos wird wiederum stark von der Gruppe *Cibicidoides-Lobatula* (s. o.) dominiert, häufigere Elemente sind neben *Ammonia* noch *Lenticulina inornata* (d'ORB.), *Melonis* und *Nonion commune* (d'ORB.).

Interpretation:

Der lebhaft Wechsel von Sedimentation und Erosion im Gezeitenmeer des Ottnangiums ist an dieser Lokalität besonders eindrucksvoll dokumentiert und erinnert damit an den Aufschluß in Timelkam (siehe Stop 1 - Vöcklaschichten). Es ist zu sehen, wie an den Rändern pelitischer Körper, die intern als Produkt einer ununterbrochenen feinkörnigen Sedimentation erscheinen, sandige Schrägschichtungskörper in vertikaler Abfolge mehrfach eingreifen. Zum Zeitpunkt der Ablagerung des jeweiligen Sandkörpers war aber sicher die pelitische Sedimentation unterbrochen, und die Erosionsflächen, die die verschiedenen Schrägschichtungseinheiten voneinander trennen, verlaufen (meist unsichtbar) auch durch die pelitischen Sedimentpakete. Daraus ist ein vielfacher Wechsel von hoch- und niedrigerenergetischen (Sub-)Faziestypen mit dazwischenliegenden Erosionsakten abzuleiten. Diese existierten offenbar zeitgleich in unmittelbarer Nachbarschaft, wobei die unterschiedlichen Energieniveaus wohl an die morphologischen Elemente des Meeresbodens wie Rinnen, Rinnenränder, pelitische "Hochzonen" oder Sandwellen- und Rippelfelder gebunden waren.

Möglicherweise steht der besonders kleinräumige Fazieswechsel in Zusammenhang mit der hier nur relativ schwachen Asymmetrie in der Stärke der Gezeitenströmungen. Durch die ständig wechselnden Strömungsrichtungen könnte die lokale Topographie des Meeresbodens besonders instabil gewesen sein.

Die Ichnofauna enthält sowohl Elemente der Skolithos- (*Ophiomorpha*, *Skolithos*) als auch der Cruziana-Ichnofazies (*Rosselia*, *Planolithes*), das gemeinsame Auftreten von sedimentfressenden und filtrierenden Formen ist aber bezeichnend für die Cruziana-Ichnofazies. Eine genaue Environmentinterpretation ist aufgrund der Spurengemeinschaft nicht möglich. Das Fehlen von Echinidenspuren in der Zusammensetzung der Ichnofauna läßt vermuten, daß sich grabende Seeigel und die Erzeuger ortsfester Wohnbauten wie *Rosselia* und vor allem *Ophiomorpha* weitgehend ausschließen. Die stellenweise besonders dichte Besiedlung des Sediments durch *Ophiomorpha* zeigt die fleckenartige Verbreitung derselben.

Die Mikrofauna zeigt wiederum durch das massenhafte Auftreten von juvenilem und adultem Plankton und durch die gut vertretenen Gattungen *Lenticulina*, *Melonis* aber auch durch die etwas selteneren Elemente wie *Spirorutilus*, *Pullenia* oder *Heterolepa* einen tieferen Ablagerungsbereich (? tiefneritisch) an.

Literatur: UCHMAN & KRENMAYR (1995), KRENMAYR & UCHMAN (1996).

Stop 6: Offenhausen - Atzbacher Sande

(Ch. RUPP & H. G. KRENMAYR)

Thema: Übergang vom Robulusschlier s. str. in die Atzbacher Sande.

Lithostratigraphische Einheit: Robulusschlier s. str., Atzbacher Sande.

Alter: Untermiozän, unteres Otnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 49 Wels, Offenhausen.

An der Straße von Offenhausen nach Würting stehen bei der Einmündung eines Seitentales sowohl der Robulusschlier s. str. als auch die darüber liegenden Atzbacher Sande an. Die Pelite des rund 7 m aufgeschlossenen Schliers sind stark bioturbiert und linsengeschichtet und weisen cm-mächtige sandige Lagen auf (Sandanteil ca. 20%). Bivalvenschalen, z.T. zweiklappig treten auf. Gegen das Hangende hin werden die Sandlinsen und -lagen mächtiger. Der hier gut aufgeschlossene, 1,4 m mächtige Übergangsbereich zu den Atzbacher Sanden besteht neben einzelnen, max. 6 cm dicken Sandpaketen überwiegend aus welliger Wechselschichtung mit einem Sand-Pelit Verhältnis von ca. 1:1.

Die eigentlichen Atzbacher Sande setzen mit einem schräggeschichteten Fein- bis Mittelsandpaket ein das in durch mud drapes gegliedert ist. Es folgt ein ca. 4 m mächtiger Abschnitt mit Fein- bis Mittelsand in Form keilförmiger, z.T. auch deutlich trogförmiger Schrägschichtungssets bis max. 40 cm Mächtigkeit. Diese sind durch laminierte Pelitpakete mit Sandlinsen bis -lagen sowie feinen Sandbestegen gegliedert. Sie erreichen nur wenige Zentimeter Dicke. Erosive Strukturen sind wiederholt anhand scharf abgeschnittener Pelitpakete erkennbar. Mud-drapes und Pelitklasten auf den Leebältern der Schrägschichtungssets sind häufig, auch Entwässerungsstrukturen treten auf. Diese Fazies geht gegen Hangend in eine Fazies mit geringermächtigen, allg. tafel- bis flach keilförmigen Schrägschichtungssets über. Das Paläoströmungsdiagramm für diesen Aufschluß fügt sich gut in das generelle Bild der Atzbacher Sande ein und zeigt eine sehr breit gestreute Haupttrichtung gegen ENE sowie vereinzelte Werte im Sektor 180 bis 290°.

Der Pelitanteil beträgt insgesamt um die 20%. In den sandigen Paketen treten laib- und lagenförmige Konkretionen auf. Die Bioturbation der Sandpakete ist schwach bis mäßig, beobachtet wurden unter anderem *Cylindrichnus concentricus* TOOTS in HOWARD, *Macaronichnus segregatis* CLIFTON & THOMPSON, *Rosselia socialis* DAHMER, *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN, *Planolithes ? beverlyensis* BILLINGS und *Scolicia isp.*. Die pelitischen Lagen und Pakete sind kaum bioturbat, es treten nur sehr vereinzelte Grabgänge auf.

Die Mikrofauna (Foraminiferen, >125µ) des Robulusschlier s. str. besteht hier zu mehr als 50% aus Plankton (vornehmlich *Globigerina otnangiensis* RÖGL, *G. praebulloides* BLOW, selten sind: *Paragloborotalia ? acrostoma* WEZEL, *Tenuitellinata angustiumbilocata* (BOLLI) etc.). Das Benthos wird von der *Cibicidoides-Lobatula* Gruppe (*C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *L. lobatula* (WALKER & JACOB)) dominiert, häufig sind neben *Ammonia parkinsonia* (d'ORB.) auch noch *Charltonina tangentialis* (CLODIUS) und *Astacolus crepidulus* (F. & M.). Stratigraphisch aussagekräftige Arten wie *Sigmoilopsis otnangiensis* (CICHA, CTYROKA & ZAPL.) oder *Amphicoryna otnangensis* (TOULA) sind äußerst selten.

Interpretation: Der Robulusschlier s. str. ist als die vergleichsweise ruhige, tiefneritische bis

flachbathyale Beckenfazies des Unteren Ottungiums anzusehen. Der hohe Anteil an (zum Teil größensortieren) Faunenelementen des Flachwasserbereiches in der Mikrofauna zeigt wie die starke Dominanz der planoconvexen, zumeist auf Hartgrund oder Pflanzen etc. aufsitzenden Foraminiferengattungen *Cibicidoides* und *Lobatula*, daß auch dieses Sediment unter zeitweise stärkeren Strömungen zur Ablagerung gekommen ist. Der eigentliche gezeitenbeeinflusste Sedimentkörper jedoch ist in den Atzbacher Sanden zu sehen. Deren Ausbildung hier läßt auf subtidale Sandfelder mit kleinen Sandwellen und Rippeln schließen, wobei die Strömungsenergie gegen Hangend etwas abnimmt.

Stop 7: Bachmanning - Mülldeponie

(H. WIMMER)

Thema: Hydrogeologie des projektierten Sonderabfall-Deponiestandortes
Aichkirchen-Bachmanning.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 48 Vöcklabruck, Bachmanning

Der Standort liegt zwischen den Ortschaften Unterseling im Norden und Pisdorf im Süden, im Bereich eines flachen, beiderseits von flachen Talmulden begrenzten Höhenrückens. In Teilbereichen dieses Areals findet derzeit ein Lehmbau statt.

Die geologische und hydrogeologische Situation wurde im Zuge der Projektierungsarbeiten (Auftraggeber zuletzt A.S.A. Holding) sowie von Amtsgutachten (Auftraggeber BMUJV und Land OÖ) seit 7 Jahren intensiv untersucht. Die Arbeiten wurden anlässlich einer Standort-UVP einem letztgültigen Forschungsstand entsprechend bewertet und durch umfangreiche, zusätzlich notwendig gewordene Forschungsarbeiten komplettiert (Zojer, 1994).

Im Rahmen einer Sedimentgliederung wurde vom Hangenden ins Liegende eine Einteilung in sechs Homogenbereiche vorgenommen:

- Bachsedimente
- Feinsand-Schluff-Sequenz der Lößlehm-Decke
- Atzbacher Sande (vorwiegend mächtige, kompaktierte Feinsandlagen in höchster topographischer Position)
- "Blauer Tegel" (weich- bis steifplastischer Verwitterungsbereich im Übergang zum Schlier)
- stellenweise schluffige Fein- und Mittelsande
- Robulusschlier s. str. (Wechselagerung leicht schluffiger Feinsande mit Schluff - Ton - Lagen, petrographisch den Festgesteinen zuordenbar.)

Klüfte sind in fast allen Einheiten dokumentiert, bevorzugt mit Kluftweiten bis zu mehreren cm im Robulusschlier. Die tektonisch bedingten Hauptkluftrichtungen (NNE bis ESE) sind durch Sekundärklüfte begleitet, die infolge von Entspannungsprozessen gebildet wurden.

Die Existenz großräumig zusammenhängender Zerrüttungen wird als wahrscheinlich bezeichnet, so daß Bereiche höherer Durchlässigkeit über weite Strecken prognostizierbar sind. Im gegenständlichen Bereich bedeutet dies, daß Wasserwegigkeiten primär vom Kluftnetz und nur untergeordnet vom Porenraum induziert sind.

Die bis zur Durchführung der UVP vorliegenden Teilgutachten gaben für den Untergrund der

projektierten Deponie Durchlässigkeitsbeiwerte zwischen 10^{-11} und 10^{-3} m/s an. Diese Streuung beruht auf dem Ineinandergreifen von Kluft- und Porenkörper sowie auf den Untersuchungsmethoden. Eine signifikante Standortdurchlässigkeit konnte daraus nicht ermittelt werden. Erst durch weitere Bohrungen und nach Durchführung detaillierter hydrogeologischer Untersuchungen konnte ein nachvollziehbares hydrogeologisches Bild des Standortes entworfen werden.

Damit war es auch möglich, Infiltrations- und Exfiltrationszonen am Standort zu unterscheiden.

Für den Bereich der projektierten Deponie selbst konnte eine beachtliche Überlagerung der unterschiedlich alten Grundwässer dokumentiert werden. Dadurch wird hier ein längeres Verweilen von Sickerwässern in der ungesättigten Zone bewirkt.

Gegen den Unterselinger Bach im N hin strömt das Grundwasser westlich der Ortschaft Unterseling schnell in den Bach ab, während sich östlich davon eine Mischung verschieden alter Grundwässer entwickelt hat.

Wahrscheinlich sedimentär bedingt ist das Vorkommen relativ alter Grundwässer (20-30 Jahre) im Bereich der Altlast Bachmanning.

Der tektonisch vorgeprägte Steilabfall zum Pisdorfer Bach weist eine an die verstärkte Kluftbildung gebundene Wasserzirkulation auf. Aus dem Vorkommen alter Grundwässer wird auf eine tiefreichende Zirkulation geschlossen. In östlicher Verfolgung der Kluftzone treten Mischwässer aus oberflächennahen Bereichen auf.

Im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes wurden Wässer erbohrt, für die ein Aufstieg in den Vorfluter erst weiter grundwasserstromabwärts prognostiziert wird. Dafür sprechen zwei seichte Quellaustritte in unmittelbarer Umgebung der Bohrungen, das Austreten von Quellen mit nennenswerten Schüttungen an beiden Talrändern zwischen dem Zusammenfluß von Unterselinger- und Pisdorfer Bach und der Ortschaft Willing sowie das Vorkommen von gespanntem (zeitweise sogar artesischem) Grundwasser in Willing. Dieser Raum kann als Exfiltrationsgebiet bezeichnet werden. Die hier aufsteigenden Grundwässer sollten eine natürliche Barriere bewirken für Stoffe, die im dazugehörigen Infiltrationsgebiet versickert sind. Für alle Wässer, die noch nicht im Zwickel zwischen Unterselinger- und Pisdorfer Bach in die Vorflut eingetreten sind, wird hier ihr spätester Aufstieg und der dazugehörige Einströmbereich in den Bach vorhergesagt. Damit konnte neben den Quellen und Vorflutern der Raum für die technische Erfassung von allfällig aus dem geplanten Deponiebereich abstammenden, schadstoffbelasteten Wässern stark eingegrenzt werden. Die Restunsicherheit, daß durch vertikale Sickerbewegungen Sickerwässer in andere als die oben beschriebenen hydraulischen Systeme gelangen könnten, konnte nicht ausgeräumt werden.

Die UVP bewertete aus hydrogeologischer Sicht den Standort als für die Errichtung einer Sonderabfalldeponie bedingt geeignet. Die geplante Kompensation durch technische Sicherungs- und Abwehrmaßnahmen reichte jedoch aus wasserwirtschaftlicher und hydrogeologischer Sicht nicht aus, eine den Schutzziele des Wasserrechtsgesetzes entsprechende positive Beurteilung vorzunehmen.

Die Umweltrechtsabteilung des Landes Oberösterreich hat 1996 für die gegenständliche geplante Sondermülldeponie einen negativen Bescheid erlassen.

Literatur: Zojer, H., 1994

Stop 8: Kremsmünster - Weiße Nagelfluh

(H. KOHL)

Thema: Kaltzeitliche Karbonatgesteins-Konglomerate.

Lithostratigraphische Einheit: Weiße Nagelfluh

Alter: Quartär, ?Haslach Kaltzeit, zwischen Günz und Mindel.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 50 Bad Hall, Kremsmünster.

Innerhalb der von den Günzmoränen umgrenzten Zungenbecken des ehemaligen Steyr-Krems Gletschers und des Almgletschers findet sich ein durch Gesteinszusammensetzung, Körnung und überdurchschnittliche Verfestigung auffallendes Karbonatgesteins-Konglomerat, welches seit Beginn dieses Jahrhunderts als "Weiße Nagelfluh" bezeichnet wird. Die klassischen Aufschlüsse liegen im Kremstal bei Kremsmünster und im Almtal bei Egenstein, knapp 4 km südöstlich Vorchdorf. Zusammengesetzt ist die "Weiße Nagelfluh" überwiegend aus gut gerundeten, feinkörnigen Kalken und zumeist schon mehlig zersetzten Dolomiten. An zweiter Stelle folgen weniger gut gerundete Flyschgerölle, nur vereinzelt finden sich Quarze und Kristallinstücke (zumeist stark zersetzt). Die grundsätzlich stark verfestigten, feinkörnigen Partien gehen mitunter in Lagen grobkörniger Schotter über, die fallweise schwächer verfestigt oder gar unverfestigt sein können. Bemerkenswert ist auch die häufige Einlagerung größerer, eckiger Flyschkomponenten und (seltener) Kalkblöcken bis maximal 1m Durchmesser. Die Verfestigung ist durchgehend flächenhaft entwickelt, damit verbunden ist eine entsprechende Klüftung mit Sinterkrusten und fallweise Kalzit-Kristallbelägen. Dolomite und Kristallingerölle sind einer kräftigen Tiefenverwitterung ausgesetzt, was das löchrige Erscheinungsbild dieser Naelfluh bedingt. An der (meist erodierten Oberfläche) finden sich dünne, verfestigte Lagen eines rötbräunlichen Bodensediments. Im basalen Teil der "Weißen Nagelfluh" tritt von der liegenden Bodenbildung aufgenommener Lehm (manchmal in Blöcken) auf. Die Erhaltung der Lehmblöcke im Schotter wird nur verständlich, wenn man einen Transport in gefrorenem Zustand annimmt. Alle diese besonderen Eigenschaften machen dieses Sediment zu einem Leithorizont innerhalb der oft sehr unterschiedlich zusammengesetzten Schotter.

Die stratigraphische Stellung zwischen den günz- und mindelzeitlichen Sedimenten ist seit Beginn dieses Jahrhunderts bekannt. Erst nach dem zweiten Weltkrieg zeigten Untersuchungen, daß die weiße Nagelfluh eine kaltzeitliche Ablagerung darstellt, welche zwischen zwei, durch fossile Bodenbildungen nachweisbaren Warmzeiten abgelagert wurde. Nicht nur die hangende und liegende Bodenbildung, auch die Einlagerung zahlreicher, eckiger bis kaum gerundeter Blöcke und von Lehmblöcken, die tiefgründige Verwitterung sowie spärliche Pollenreste, welche für eine offene, waldlose oder waldarme Vegetation sprechen, lassen auf eine kaltzeitliche Schüttung schließen. An Wirbeltierresten aus der Weißen Nagelfluh ist nur ein nicht näher bestimmter Molar eines Boviden (Fundort: Großendorf) bekannt, welcher in der Sammlung des Oberösterreichischen Landesmuseum aufbewahrt wird.

Die Mächtigkeit der Weißen Nagelfluh schwankt zwischen 4 und 10m.

Literatur: Kohl, H., 1971, Kohl, H., 1977.

DONNERSTAG

MOLASSEUNTERGRUND, MOLASSE UND ULTRAHELVETIKUM

Führer zu der Exkursion A3 (Donnerstag, 10. 10. 1996; Abb. 35)

H. Egger und Ch. Rupp

mit Beiträgen von

H. G. Krenmayr und F. Rögl

Stop 9: Almtal - Sandrinnen im Robulusschlier

(Ch. RUPP & H. G. KRENMAYR)

Thema: Sandfazies innerhalb des Robulusschliers s. str.

Lithostratigraphische Einheit: Robulusschlier s. str.

Alter: Untermiozän, unterstes Ottnangium (mittleres Burdigal).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 67 Grünau im Almtal, S Vorchdorf, Fischböckau.

In der ersten Flußschleife S Vorchdorf stehen am Prallhang (W Flanke) des Alm-Flußes blaugraue bis hell olivgraue, massige und stark bioturbirte, stark feinsandige, glimmerige Pelite an. Am Top dieses sandigen Pelits liegt eine dünne, kaum bioturbirte Pelitlage. Mit einer scharfen Grenze liegt über diesem Pelit ein gelbgrauer bis grauer, mehrere m mächtiger, glimmeriger Fein- bis Mittelsand. Beim ersten Anblick massig, erweist sich der Sand als sehr diffus schräggeschichtet, teilweise kann man andeutungsweise Bioturbation beobachten. An der Basis des Sandkörpers finden sich ganz vereinzelt kleine Pelitklasten. Dieser Sandkörper läßt sich jedoch an der westlichen Almflanke nicht sehr weit nach S verfolgen. Am Ostufer der Alm (O Pappelleiten) jedoch steht an einem Prallhang ebendieser glimmerige, undeutlich geschichtete Fein- bis Mittelsand an, diesmal nach einer wenige cm mächtigen Übergangszone in welliger Wechselschichtung von Sand und Pelit mit Flaser- und Linsenschichtung von wiederum stark feinsandigem, glimmerigem, massigem Pelit überlagert. Beide Aufschlüsse scheinen den selben Sandkörper anzuschneiden, hier ist demnach eine geringmächtige Sandrinne im Miozänschlier eingebettet.

Die Mikrofaunen des Pelites aus diesem Abschnitt des Almtales zeigen Anzeichen von Größensortierung (d. h., die Hauptmasse der Individuen ist wahrscheinlich - auf Grund der relativ guten Erhaltung der Gehäuse ? synchron allochthon - umgelagert) und werden stark von den Gattungen *Ammonia* und *Cibicidoides* dominiert. Elemente tieferer Meeresbereiche wie *Uvigerina*, *Melonis*, *Pullenia* etc. treten beständig, aber in nur geringer Stückzahl auf. Stratigraphisch aussagekräftiges Benthos ist sehr selten, vereinzelt tritt *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) auf und ermöglicht eine Einstufung in das Ottnangium. Der Planktonanteil der Faunen schwankt stark (von 30% bis weit über 50%), vertreten sind *Globigerina praebulloides* BLOW, *G. cf. praebulloides* BLOW, *G. ottnangiensis* RÖGL, *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI), *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Paragloborotalia ? acrostoma* WEZEL und *Cassigerinella* div. sp.

Interpretation: Dieser unterste Abschnitt des Ottnangium - Schliers (mit *Amphicoryna ottmangensis*) ist nun mit bestem Willen nicht mehr als Robulusschlier zu bezeichnen, führen seine Mikrofaunen ja vornehmlich *Ammonia* und *Cibicidoides*, aber kaum mehr Exemplare der Gattung *Lenticulina* (=Robulus). Viel mehr stellt diese Fazies den Übergang vom Robulusschlier in den Haller Schlier dar (in den Bohrungen der Rohöl-AG weiter westlich wurde an der Basis der Vöcklaschichten ebenfalls ein markanter Horizont mit Ammonienfaunen festgestellt, pers. Mitt. Dr. F. Rögl). Weiter Alm aufwärts, zwischen Pappelleiten und Seyrkam bleibt der Charakter der Mikrofaunen ähnlich, anstelle von *A. ottmangensis* tritt jedoch ihre Vorläufer-Art *Amphicoryna danuviensis* (WENGER) auf, daneben häufen sich für das Eggenburgium typische Elemente wie *Pararotalia rimosa* (REUSS). Die seltenen Schlieraufschlüsse an der Alm auf der Höhe von Einsiedling und SO davon bringen endlich *Lenticulina buergli* (WENGER) zu Tage, der Leitform für das Eggenburgium. Die stratigraphische Grenze zwischen dem Ottnangium- und dem liegenden Eggenburgium-Schlier (Haller Schlier) ist hier nicht exakt zu ziehen, liegt jedoch im Bereich zwischen Fischböckau und Einsiedling.

Das Auftreten einer rein sandigen Fazies **innerhalb** des Robulusschliers s.str. wurde an dieser Stelle erstmals beobachtet. Die Armut an gut erkennbaren Sedimentstrukturen erschwert allerdings die Interpretation hinsichtlich des sedimentären Environments beträchtlich. Da für den Robulusschlier s. str. aufgrund anderer Kriterien (siehe oben) eine Sedimentation in relativ großer Wassertiefe angenommen wird, bietet sich für den hier vorliegenden Sandkörper vorläufig eine Interpretation als Rinnenfüllung an.

Stop 10: RAG Kernlager Pettenbach

(L. WAGNER)

Thema: Molasseuntergrund

Kristalliner Untergrund:

Das in den Kernen erhaltene Kristallin entspricht den Gesteinstypen des Moldanubikum. Kerne aus folgenden Gesteinstypen liegen vor: Altenberger-, Schärdinger-, Weinsberger- und Porphyrischer Granit, Cordierit, Bändergneis, Orthogneis und Perlgneis, sowie Migmatite.

Paläozoikum:

Die paläozoischen Sedimente im Untergrund der oberösterreichischen Molasse scheinen auf Grabenstrukturen am Südwestrand der Zentralen Schwelle begrenzt zu sein. In der Bohrung Hochburg1 wurde mehr als 400 m wahrscheinlich paläozoische, fluviatile, dunkel bis hell graue Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine mit Kohlelagen erbohrt. Aus bayerischen Bohrungen wurden Pflanzen aus dem Karbon gewonnen.

Jura:

Dogger:

Die ältesten erbohrten mesozoischen Gesteine sind Flußsande, die über Sümpfe mit Ton und Kohlelagen in flach marine Sande übergehen (Gresten Gruppe). Die Pollen aus den Tonlagen stammen aus dem Bathonien und Bajocien. Die marinen Anteile dieser Schichten der Grestener Gruppe korrelieren mit der "Oberen Quarz Arenit Serie" in Niederösterreich. Ab

dem Callovien wurde auf dem tropischen Schelf entlang der Böhmisches Masse den gesamten Oberjura hindurch bis in die Unterkreide Karbonate abgelagert. Die größte Wassertiefe wurde bereits im Callovien im Südwesten unter den Salzburger Alpen erreicht. Das Karbonatprofil beginnt mit dunkel graubraunen, arenitischen, knolligen Mikriten der Höflein-Formation. Sie enthält zahlreiche Hornsteinknollen, Schwammnadeln, stellenweise Lumachellen von Bivalven und vereinzelt Belemniten und unbestimmbare Ammonitenreste. Die Höflein-Formation setzt sich in Niederösterreich fort und wurde erst kürzlich wieder aus seichten Bohrungen aus der Umgebung von Regensburg beschrieben. In Oberösterreich werden aus dem Dogger geringe Mengen Öl aus den Sandsteinen und vor allem aus der sekundären Lösungs-Porosität der Hornsteine in den Feldern Haindorf und Voitsdorf gewonnen.

Oberjura - Malm

Über der Höflein-Formation korrelieren glaukonitische Kalklagen mit der Glaukonitbank an der Dogger - Malm Grenze in den Aufschlüssen in der fränkischen Plattform in Bayern. Die Algen- und Schwammkalke des Kimmeridge und Oxford werden von Korallenriffen und ihrem Detritus überlagert. Die Oolith- und Grainstonefazies des hochenergetischen Bereiches umgibt die Riffe. Im Südosten, im Bereich Voitsdorf, Mayersdorf und Kirchdorf wuchsen die ersten Korallen bereits an der Wende Dogger - Malm. Die Äquivalente des voll marinen Anteils der oberjurassischen Karbonate sind die Altenmarkt Gruppe in Niederösterreich und die Kehlheimer Fazies in Bayern. Die typische Schwamm-Tubiphyten Assoziation der Treuchtlinger-Formation in Franken wurde auf beiden Seiten der Zentralen Schwelle in den Bohrungen Zell am Pettenfirst, Redltal 1 und Mühlberg 1 gekernt. Die Ablagerungen der Salzlagune und Wattfläche des Purbeck vom Tithon bis in das untere Berriasien setzt sich aus dünnbankigen, feinkristallinen, dunklen Dolomiten, Kieselkalken, Stromatolithen und Breccien zusammen. Im Oberjura beginnt die allmähliche Verflachung des Meeres zuerst im Osten am Rand der Böhmisches Masse und setzt gegen Westen in kontinuierlich jüngeren Sedimenten ein.

Kreide:

Die Unterkreide wurde bisher nur in einem stratigrafisch lückenhaften Profil in den Kalken und Sandsteinen der Bohrung Mühlberg 1 (Mühlberg Sandsteine und -Kalke, Hauteriv-Berrias) auf der Salzach Bruchscholle südlich der Zentralen Schwelle erbohrt. Ab dem Apt-Alb wurden glaukonitische, kalkige und tonige Gault-Sandsteine auf dem Schelf südlich der Zentralen Schwelle abgelagert. In den vom Karst geformten Vertiefungen im Nordosten der Zentralen Schwellenzone sind mit den hellgrauen, weißen, roten und grünen, fossilleeren, grobkörnigen Sandsteinen der Schutzfels-Formation die ältesten Kreide-Sedimente als Reste von Flüssen erhalten geblieben. Die marine Transgression fängt hier mit dunkelgrünen bis schwarzen Tonmergeln oder gleich mit den Sturmlagen der flachmarinen Glaukonitsandsteine der Regensburg-Formation an. Echte Strandsande sind mit maximal einem Meter mächtigen Breccien auf eine schmale NW-SE-gerichtete Zone beschränkt, die subparallel zur erosiven Jura-Karbonatgrenze in Richtung zur Böhmisches Masse verläuft. Die cenomanen Sandsteine erreichen Mächtigkeiten zwischen 15 und 70 m. Die cenomanen Grobklastika werden im Unterturon von schwarzen glaukonitischen Tonmergeln des äußeren Schelfs überlagert. Nach oben schalten sich wieder Tempestite mit Glaukonitsandsteinen ein. Vom Oberturon bis Obercampan wurden Globotruncanen führende Schichten mit schwarzen, dunkelgrünen bis hellgrauen, stark durchwühlten, schwach siltigen Tonmergeln auf dem äußeren Schelf abgelagert. Nördlich der Zentralen Schwelle wurden im Obercampan 300 m Sandsteine akkumuliert, die gegen Südwesten auskeilen. Die größte Kreidemächtigkeit wurde mit 800 m in der Bohrung Senftenberg 1 durchbohrt. Im östlichsten Teil der oberösterreichischen Kreide entwickelte sich eine sandreiche Sonderfazies, die auf

einen schmalen Streifen am Steyrer Bruchsystem beschränkt ist. Öl und thermisches Gas wird aus den cenomanen Sandsteinen und aus den Sandsteinen am Steyrer Bruch gefördert. Aus dem ölführenden unterturonen Glaukonitsandstein konnte bisher keine wirtschaftliche Förderung eingerichtet werden.

Stop 11: Kimeswang - Schuppenzone

(H. EGGER & Ch. RUPP)

Thema: Aufgeschuppte Molasse und Helvetikum am Nordrand der Flyschzone.

Lithostratigraphische Einheit: Untere Puchkirchner Serie sowie Buntmergelserie.

Alter: Oligozän, Unteres Egerium (Chatt) sowie Paleozän.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 67 Grünau im Almtal, Graben O Ditlgut (4,2 km O Kirchham).

In einem Graben S Pramet stehen in einem Prallhang steil nach S einfallende, graue, stark siltige, geröllführende Mergel ("Rosinenmergel") an. In Wechsellagerung mit diesem Mergel treten gelblich verwitternde, kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf. Sedimente dieses Typus (auch Geröllmergel genannt) sind in der Molassezone obertags aus dem Egerium (Blaue Wand, Bayern) und Eggenburgium (Lukasiedt - Dreimühlen, Salzburg) beschrieben.

Die Mergel enthalten eine reiche Nannoflora (mit einer Vielzahl an umgelagerten Formen), welche durch das gemeinsame Auftreten von *Reticulofenestra hillae* (BURKY & PERCIVAL) und *Discoaster adamanteus* (BRAMLETTE & WILCOXON) ein Oligozän (spätes Rupel bis frühes Eger, Nannoplanktonzonen NP 22-23) belegt.

Eine ebenfalls aus dem "Rosinenmergel" stammende Foraminiferenfauna mit einem hohen Anteil von umgelagerten planktonischen und benthonischen Foraminiferen aus Kreide- und Alttertiärsedimenten enthält an autochthonen Formen: *Lenticulinen* (*L. umbonata* (REUSS) etc.), *Bolivinen*, *Alabama budensis* (HANTKEN), *Spaeroidina bulloides* D'ORB., *Asterigerinata ? praeplanorbis* (HAGN) und *Cibicides* div. sp.

Stratigraphisch aussagekräftige Arten wie *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Bolivina budensis* (HANTKEN), *Bolivina teretra* (CUSHMAN) und *Planulina ambigua* (FRANZENAU) gestatten ebenfalls eine Einstufung in das oberste Unteroligozän ("Rupel" bzw. Kiscellium) bis in das Obere Oligozän (unteres Eger). Das häufige Auftreten von *Bolivina teretra* (CUSHMAN) läßt ein Alter von unterem Untereger am wahrscheinlichsten erscheinen.

Etwa 50m weiter bachaufwärts stehen im Bachbett graugrüne, stark tektonisch zerlegte Mergel an. Zwei Nannoplanktonproben daraus belegen die *Discoaster multiradiatus* - Zone (NP 9, spätes Paleozän). Aufgrund dieser Einstufung und wegen seiner lithofaziellen Ausbildung kann dieser Mergel der ultrahelvetischen Buntmergelserie zugeordnet werden.

Auch im nächsten, westlich gelegenen Graben konnten vergleichbare Mergel angetroffen werden. Diese wurden mit Hilfe des Nannoplanktons in das frühe Paleozän (NP2 - *Cruciplacolithus tenuis*-Zone) eingestuft, die Foraminiferenfauna enthält neben einer Vielzahl von umgelagerten Kreideformen (*Dicarinella*, *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Rosita*, *Rotalipora* etc.) untergeordnet auch paleozänes Plankton wie *Globoconusa daubjergensis*

(BRONNIM.), *Globanomalina compressa* (PLUMMER), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER), *S. trivialis* (SUBBOTINA), *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA), *Eoglobigerina pseudobulloides* (PLUMMER), *E. edita* (SUBBOTINA) und *E. spiralis* (BOLLI). Nach einer vorläufigen Durchsicht dieser Fauna ist ein frühpaleozänes Alter (oberes Danian, Planktonzone P1c) wahrscheinlich.

Interpretation: Alle diese Aufschlüsse werden als an der Flyschfront hochgeschleppte, wurzellose Schuppen von Molasse und Helvetikum gedeutet.

Literatur: Egger, H., 1994

Stop 12: Rehkogelgraben - spätkretazische Buntmergelserie

(H. EGGER & F. RÖGL)

Thema: Stratigraphie und Tektonik des Ultrahelvetikumfensters im Rehkogelgraben

Lithostratigraphische Einheit: Buntmergelserie

Alter: spätes Alb bis frühes Campan

Ortsangabe: ÖK50/Blatt Grünau; Bachprofil im Rehkogelgraben oberhalb der Einmündung des Wahlnergrabens

Beschreibung: Die Zugehörigkeit der pelitischen Gesteine im Rehkogelgraben zum Ultrahelvetikum wurde erstmals von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) erkannt. In der Folge wurde das Fenster von PREY (1951) kartiert und bearbeitet, eine detaillierte mikropaläontologische Untersuchung des Rehgrabenkogel-Profiles wurde von RÖGL (1982) durchgeführt. Die Neukartierung des Fensters und seines Rahmens erfolgte im Zuge der geologischen Landesaufnahme durch EGGER (s. Abb. 44).

Die Buntmergelserie des Fensterinhaltes ist intensiv verschuppt. Das NW-SE streichende Fenster liegt nicht unter einer Überschiebungsfläche, sondern streicht schräg zum Schuppenbau des umgebenden Rhenodanubikums. Das Einfallen der Schichten ist steil nach SW gerichtet. Gefügebildungen weisen auf eine dextrale Scherung hin, sodaß dieses Fenster vermutlich entlang einer Rechtsseitenverschiebung angelegt ist. Im Westen, und vermutlich auch im Osten, wird das Fenster von einer jüngeren NE-SW-streichenden Blattverschiebung abgeschnitten.

Der parallel zum Rehkogelgraben verlaufende Güterweg ermöglicht südlich des Bauernhauses bereits gute Einblicke in die Fazies des Coniac und Santon, die im Bachbett ansteht. Es handelt sich dabei um hellgraue bis weiße Mergelkalkbänke, die mit weicheren roten Mergellagen wechsellagern. Der Prallhang bei den Probenpunkten 180 und 181 lieferte reiche planktonische Foraminiferenfaunen, woraus als wichtigste Arten zu erwähnen sind (RÖGL, 1982): *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Marginotruncana sinuosa* PORTHAULT, *Marginotruncana marginata* (REUSS), *Marginotruncana paraconcovata* PORTHAULT und *Globotruncana lapparenti* BROTZEN. Damit ist ein santones Alter belegt.

Das Santon ist tektonisch von grauen Mergeln mit Fleckenkalkeinschaltungen getrennt

(Probenpunkt 182), welche nur schlecht erhaltene und kleinwüchsige Foraminiferenfaunen lieferten, die auf ein Cenomanalter hindeuten: *Hedbergella cf. planispira* (TAPPAN), *Hedbergella cf. delrioensis* (CARSEY) und *Globigerinelloides sp.*. Die Probenpunkte 183 und 184 lieferten keine altersweisenden Fossilien. Probenpunkt 185 konnte mit *Biticinella breggensis* (GANDOLFI), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Clavihedbergella subcretacea* (TAPPAN) und *Globigerinelloides sp.* in das späte Alb eingestuft werden.

Die roten Mergel, welche am Prallhang unterhalb der kleinen Brücke anstehen lieferten eine Fauna des frühen Campan: *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Marginotruncana marginata* (REUSS), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Globotruncana bulloides* VOGLER und *Globotruncana elevata* (BROTZEN).

Interpretation: Unter dem Begriff "Buntmergelserie" faßte PREY(1952) alle pelitischen Gesteinen zusammen, die auf dem ultrahelvetischen Hang abgelagert worden waren. In den Bayerischen Alpen werden diese Pelite unter dem Namen "Leimernschichten" kartiert. Aufgrund der verschiedenen Ablagerungstiefen am Kontinentalabhang sind die Faziesausbildungen äußerst unterschiedlich: in manchen Gebieten herrschen Kalkmergel und Mergel (Nordultrahelvetikum) vor, in anderen dagegen Tonsteine, die auf eine Ablagerung unterhalb der lokalen Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) hinweisen (Südultrahelvetikum). Die planktonreichen Mergel und Tonmergel des Rehkogelgraben-Profiles deuten auf durchwegs bathyale Ablagerungstiefen oberhalb der CCD hin.

Literatur: Prey, S., 1952; Rögl, 1982

Stop 13: Im Fleck - frühkretazische Buntmergelserie

(H. EGGER & F. RÖGL)

Thema: Frühkretazische Buntmergelserie des Rehkogelgraben-Fensters

Lithostratigraphische Einheit: Buntmergelserie

Alter: Alb

Ortsangabe: ÖK50/Blatt 67 Grünau; Aufschluß im Bachbett des Greisenbaches unmittelbar westlich des Ortsteiles Im Fleck.

Beschreibung: Der Aufschluß befindet sich in der gleichen Fensterstruktur wie die Buntmergelserie im Rehkogelgraben. Es handelt sich dabei um den besten bekannten Aufschluß von ultrahelvetischer Unterkreide in Österreich. Im Bachbett sind mehrere Zehnermeter von grauen Fleckenmergel mit eingeschalteten Fleckenkalkbänken aufgeschlossen. Wiederum fällt die Steilstellung der Bänke auf. Scherflächen verweisen auf dextrale Bewegungen.

Zwei von F. RÖGL untersuchte Proben vom Beginn bzw. Ende des Aufschlusses enthielten reiche Planktonfaunen ("Hedbergellenfaunen"), die mäßig gut erhalten sind. Das Plankton überwiegt, aber Tiefwasser-Sandschaler sind nicht selten. Außerdem kommen darin rekristallisierte und verdrückte Radiolarien vor. Die Zusammensetzung der Faunen deutet auf eine Ablagerung im bathyalen Raum hin.

Die ältere Probe enthielt als stratigraphisch wichtige Formen: *Rotalipora subficiensis*

(GANDOLFI), *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) und *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW). Damit ist eine Einstufung in die *Rotalipora subticiensis*-Zone des mittleren Alb möglich.

Die jüngere Probe konnte mit *Rotalipora subticiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticiensis* (GANDOLFI), *Ticinella praeticiensis* SIGAL, *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Ticinella raynaudi* SIGAL, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) und *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW) in die *Rotalipora ticiensis*-Zone des tieferen Ober-Alb eingestuft werden.

Interpretation: Die Sedimentation der ultrahelvetischen Buntmergelerde beginnt etwa an der Wende Apt/Alb. Der Aufschluß im Bachbett des Greisenbaches erlaubt daher einen Einblick in die basalen Anteile dieser Formation.

Literatur: Prey, 1951

LITERATUR

- ABERER, F., 1958: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 23-93, 1 geol. Kt., Wien.
- ABERER, F., 1960: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 52 (1959), 7-16, 1 Abb., 1 Beil., Wien.
- ABERER, F., 1962: Bau der Molassezone östlich der Salzach.- Z. dt. Geol. Ges., 113 (1961)/2.-3.Tl., 266-279, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1949: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg.- Jb. Geol. Bundesanst., 92 (1947)/3-4, 129-145, 2 Fig., 1 Taf., Wien.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1958: Ueber Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 49 (1956), 1-39, 3 Taf., Wien.
- BALDI, T., 1986: Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. - 201 pp., Budapest.
- BALDI, T., 1979: Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences on Hungarian marine molluscfaunas since Kiscellian until Eggenburgian times; the stage Kiscellian. - Ann. Geol. Pays Hellen., t. hors ser. 1979, fasc. I: 39-49, Athens.
- BALDI, T., 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. - Eclogae geol. Helv., 77: 1-27, Basel.
- BALDI, T. & SENES, J., (Eds.) 1975: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. V, OM Egerien, Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchner Schichtengruppe und die Bretkaer Formation, 577 p. - (SAV)
- BERGER, W., 1959: Die oberkarbonen Pflanzenreste der Bohrung Kastl bei Altötting/Obb. - Geologica Bavarica Nr. 40, pp. 3-8, München.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C.III & AUBRY, M-B., 1995: A revised geochronology and chronostratigraphy. - SEPM Special Publication No. 54,
- BRAUMÜLLER, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall.- Erdöl-Z., 75/5, 122-130, 3 Taf., Wien-Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E., 1961: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in

- Oberösterreich und Salzburg.- Erdöl-Z., 77/11, 509-520, 2 Taf., Wien-Hamburg.
- BRIX, F., 1993: Molasse und deren Untergrund auf dem Sporn der Böhmisches Masse im Raum östlich Steyr-St. Pölten, westliches Niederösterreich. - in: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.) Erdöl und Erdgas in Österreich. - Naturhistorisches Museum Vienna and F. Berger, Horn, pp. 315-357.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1977: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. - Erdöl - Erdgas - Z., 93, Sonderausgabe, pp. 12-35, Wien/Hamburg.
- BRZOBOHATY, R & HEINRICH, M., 1990: New studies of the otoliths from the marine Ottnangian. - in: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (eds.) Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. - Fed. Geol Surv. Vienna & Geol. Surv. Prague, pp. 245-249, Prag.
- CICHA, I., RÖGL, F., CTYROKA, J. & RUPP, Ch., (Eds.), in Vorbereitung: Oligocene - Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. Abh. Geol. Bundesanst., Wien.
- CZURDA, K., 1978: Sedimentologische Analyse und Ablagerungsmodell der miozänen Kohlenmulden der oberösterreichischen Molasse.- Jb. Geol. Bundesanst., 121/1, 123-154, 21 Abb., 2 Tab., Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H., 1996: Tertiary kinematics in the Alpine - Carpathian - Pannonian System: links between thrusting transform faulting and crustal extension. - in WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. - EAGE Special Publication No. 5. London. in press.
- DOHMANN, L., 1991: Die unteroligozänen Fische in der Molassebecken.-Dissertation Univ. München, 365 pp. München.
- DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & BRÜGEL, A., 1996: " Combined - Pebble - Dating" : A new tool for provenance analysis and for estimating Alpine denudation. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen 9.-15. Mai 1996, Kurzfassungen, Inst f. Geol. & Pal. Univ. Wien, Vienna, p. 27.
- EGGER, H., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. - Jb. Geol. Bundesanst., 137/3, 459, Wien.
- ELIAS, M., & WESSELY, G., 1990: The autochthonous Mesozoic on the eastern flank of the Bohemian Massif - an object of mutual geological efforts between Austria and CSSR. - in: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.) Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. - Fed. Geol Surv. Vienna & Geol. Surv. Prague, pp. 23-32, Prag.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R., 1987: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone.- Jb. Geol. Bundesanst., 130/4, 415-447, 30 Abb., 3 Tab., Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R., 1990: Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone.- Jb. Geol. Bundesanst., 133/2, 157-180, 18 Abb., 1 Tab., Wien.
- FUCHS, W., 1968: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes.- In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich.- 43-58, 1 Taf. (Geol. Bundesanst.), Wien.
- FUCHS, W., 1980: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse.- In: OBERHAUSER, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs.- 1. Aufl., 144-176, 11 Abb. (Springer), Wien-New York.
- FUCHS, G. & MATURA, A., 1980: Die Böhmisches Masse in Österreich, - in OBERHAUSER R., (ed.) Der geologische Aufbau Österreichs, Springer, pp. 121-143,

Wien.

FUCHS, R., WESSELY, G. & SCHREIBER, O., 1984: Die Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes am Südsporn der Böhmisches Masse. - Schriftenreihe der Erdwiss. Kommiss. Akad. Wiss., 7, pp. 193-220, Wien.

FUCHS, R. & WESSELY, G. 1977: Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich. - Jb. Geol. Bundesanst., 120/2, pp. 426-436, Wien.

GRUBER F. H., 1931: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, (1930), pp. 35-84, Wien.

HAGN, H., 1983: Die Kreide- und Alttertiär - Gerölle des Wachtberg - Schotters (Ottang, Subalpine Molasse) N Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol. 23, pp. 125-150, München.

HAQ, B.U. & HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, **235**, 1156-1167, 1987.

HEJL, E. & GRUNDMANN, G., 1989: Apatit - Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. - Jb. Geol. Bundesanst., 132, H.1, pp. 191-212, Wien.

HOCHULI, P., 1978: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. - Beitr. Paläont. Österr. 4, pp. 1-132, Wien.

KOHL, H., 1971: Das Quartärprofil von Kremsmünster in Oberösterreich. - Geogr. Jber. aus Österr., 33 (1969-70), 82-88, Wien.

KOHL, H., 1977: Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. - 120. Jber. Stiftsgym. Kremsmünster, 245-254.

KOLLMANN, K., 1977: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht.- Erdöl Erdgas-Z., 93, Sonderausg.1977, 36-49, 19 Abb., Hamburg-Wien.

KOLLMANN, H.A., BACHMAYER, F., NIEDERMAYER, G., SCHMID, M.E., KENNEDY, W.J., STRADNER, H., PRIEWALDER, H., FUCHS, R. & WESSELY, G., 1977: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. - Jb. Geol. Bundesanst., 120, H.2, pp.401-447, Wien.

KOVAR, J. B., 1982. Eine Blätter-Flora des Egerien (Ober-Oligozän) aus marinen Sedimenten der Zentralen Paratethys im Linzer Raum (Österreich). - Beitr. Paläont. Österr., 9, pp. 1-209, Wien.

KRENMAYR, H.G. & UCHMAN, A. (1996?). Trace fossils versus facies changes in Lower Miocene (Ottangian) shallow-marine molasse deposits of Upper Austria. - submitted to Palaios.

KRENMAYR, H.G. & UCHMANN, A. (1996). Spurenfossilien und Energieniveaus im Unteren Ottangium der Molassezone von Oberösterreich. - Sediment '96, Kurzfassungen der Poster und Vorträge, Institut für Geologie der Universität Wien.

KRENMAYR, H.G., 1991: Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager. - Jb.Geol.Bundesanst., 134/1, 83-100, 14 Abb., 2.Tab., Wien.

KRENMAYR, H.G., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels. - Jb. Geol. Bundesanst., 137/3, 446-447, Wien.

KÜPPER, I. 1964: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (1963), pp. 591-651, Wien.

KURZWEIL, H., 1973: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., **20**, 169-215, 11 Abb., Wien.

LADWEIN, W. 1976: Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des

- autochthonen Malm in NÖ (Raum Altenmarkt - Staats). - Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck.
- MACKENBACH, R., 1984: Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.Österreich).- Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröff. **55**, 175 S., 45 Abb., 2 Tab., Anhang (Tab.1-5), Köln.
- MAIR, V., STINGL, V. & KROIS, P., 1992: Andesitgerölle im Unterinntaler Tertiär - Geochemie, Petrographie und Herkunft. - Mitt. Öst. Min. Ges. 137, pp. 168-170, Wien.
- MALZER, O., 1981: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns.- Erdöl Erdgas-Z., **97/1**, 20-28, 11 Abb., Hamburg-Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F., 1993: Die Molassezone und deren Untergrund. - In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 2. vollst. überarb. Auflg., 281-358, Naturhist. Mus. Wien und F. Berger-Horn, Wien.
- MARTINI, E., 1981: Nannoplankton in der Ober-Kreide, im Alttertiär und im tieferen Jungtertiär von Süddeutschland und dem angrenzenden Österreich. - Geol. Bavarica, **82**: 345-356, München.
- MEYER, R., 1989: Schrägbohrungen durch die Aufschleppungszone von Taxöldern - Pingarten. Erlanger geol. Abh., **117**, pp. 25-34, Erlangen.
- MEYER, R. & SCHMIDT-KALER, H., 1984: Erdgeschichte sichtbar gemacht-ein geologischer Führer durch die Altmühlalp. - Bayerisches Geologisches Landesamt, 2nd. ed., pp.260, München.
- MEYER, R. & SCHMIDT-KALER, H., 1987: Der Jura in neuen Bohrungen in der Umgebung von Regensburg. - Geol. Bl. NO - Bayern, **37 / H 3-4**, pp. 185-216, Erlangen.
- NACHTMANN, W., 1995: Bruchstrukturen und ihre Bedeutung für die Bildung von Kohlenwasserstoff-Fallen in der oberösterreichischen Molasse. - Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, **20**, pp.221-230, Innsbruck.
- NACHTMANN, W. & WAGNER, L., 1987: Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria.-Tectonophysics, **137**, pp. 61-76, Amsterdam.
- PAPP, A., 1958: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. - Mitt. Geol. Ges., **50** (1957): 251-270, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- PAPP, A., 1975: Die Großforaminiferen des Egerien. - In: BALDI, T. & SENES, J., (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. V, OM Egerien, Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchner Schichtengruppe und die Bretkaer Formation, 289-309. - (SAV) Bratislava.
- PARISH, J. T., 1982: Upwelling and petroleum source beds with reference to Paleozoic. Bull. Am. Ass. Pet. Geol., v. **66**, no. 6, pp. 750-774., Tulsa.
- PILLER, W. E. & RASSER, M., 1996: Rhodolith formation induced by reef erosion in the Red Sea, Egypt. - Coral Reefs, **15**.
- POLESNY, H., 1983: Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse.- Erdöl Erdgas-Z., **99/3**, 90-102, 16 Abb., Hamburg-Wien.
- PREMOLI-SILVA, I., COCCIONI, R. & MONTANARI, A. (Eds.) 1988: The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy). - 268 p. - (Int. Union Geol. Sci., Comm. Strat., Int. Subcomm. Paleogene Stratigraphy) Ancona.
- PREY, S., 1951: Alpenexkursion. II. Helvetikum und Flysch. - Verh. Geol. Bundesanst., Sonderh. A, 38-48, Wien.
- RASSER, M. & PILLER, W. E., 1996: Kalkalgen aus dem obereozänen "Lithothamnienkalk" der Molassezone Oberösterreichs. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen 9.-15. Mai 1996, Kurzfassungen, Inst f. Geol. & Pal. Univ. Wien, p. 142, Vienna.
- REISER, H., 1987: Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse. Systematik,

- Stratigraphie und Paläobathymetrie. - Zitteliana, 16: 3-131, 27 Abb., 19 Taf., München.
- REVERDITO, G., (Ed.), 1987: Well evaluation conference - Geology of Italy, Italy 1987, Schlumberger Italy, 396pp.
- ROETZEL, R. & RUPP, Ch., 1991: Die westliche Molassezone in Salzburg und Oberösterreich. - In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Eds.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. 13-57, 11 Abb., (Österr. Paläont. Ges.) Wien.
- RÖGL, F., 1994: Globigerina ciperoensis (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. - Ann. Naturhist. Mus. Wien., 96, pp. 133-159, Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F., 1969: Miogypsina (Miogypsinoidea) formosensis Yabe & Hanzawa, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien, Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. - Mitt. Geol. Ges.: 62, 46-54, Wien.
- RÖGL, F., & STEININGER, F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 85 / A, pp. 135-163, Wien.
- RÖGL, F., REISER, H., RUPP, Ch. & WENGER, W., in Vorbereitung: Bavarian - Austrian Molasse Basins. - In: CICHÁ, I., RÖGL, F., CTYROKA, J. & RUPP, Ch., (Eds.): Oligocene - Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. Abhandl. Geol. Bundesanst., Wien.
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R. L., BRZOBOHATY, R. L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERRMANN, P., RABEDER, G., SCHULZ, O. ZETTER, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzensdorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). - Jb. Geol. Bundesanst., 136/2, 503-526, Wien.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 85, pp. 239, Wien.
- SCHMIDT, F. & ERDOGAN, E., 1996: Paleohydrodynamics in exploration. - in WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.) Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. - EAGE Special Publication No. 5. London. in press.
- SCHRÖDER, B., 1987. Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. - Tectonophysics, 137, pp.93-100, Amsterdam.
- SHANMUGAM, G., SPALDING, T. D. & ROFHEART, D. H., 1993: Process Sedimentology and Reservoir Quality of Deep-Marine Bottom-current Reworked Sands (Sandy Contourites): An Example from the Gulf of Mexico. - AAPG Bulletin V. 77, No. 7, pp. 1241-1259, Tulsa.
- STEININGER, F., 1969: Das Tertiär des Linzer Raumes. - in PODZELT, W. & STEININGER, F., (Eds.) Stadtmuseum Linz und oberösterr. Landesmus.: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes.- Kat. Nr. 64, pp. 35-53, Linz.
- STEININGER, F., 1991: Das Tertiär in Österreich - ein Überblick. - In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. - Österreichische Paläontologische Gesellschaft, 1-11, Wien.
- STEININGER, F.F. (Ed.) 1994: Proposal for the global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Neogene (The Paleogene/Neogene Boundary). - 41 p., (Inst. Palaeont. Univ. Vienna) Wien.
- STEININGER, F., ROETZEL, R. & RÖGL, F., 1991: Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. - in. ROETZEL, R. & NAGL, D., (Eds.) Exkursionen im Tertiär Österreichs. - Österr. Pal. Ges., pp. 63-141, Wien.
- STEININGER, F. & SENES, J., 1971: M1 Eggenburgian. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. - Chronostratigraphie und Neostratotypen, 2, pp. 827, Bratislava.
- STEININGER, F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L., 1986: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. - Gior. Geol. ser. 3, 48, pp.

285-297, 10 figs., Bologna.

STINY, J., 1926: Messungen in den Poschacher Steinbrüchen bei Mauthausen. - Jb. Geol. Bundesanst., pp. 25-34, Wien.

SZTANO, O., 1994: The tide-influenced Petervasara Sandstone, early Miocene, northern Hungary: sedimentology, paleogeography and basin development. - *Geologica ultraiectina*, No. 120, 155 p., Utrecht.

TOLLMANN, A., 1977: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. - N. Jb. Geol. Paläont., 153 /1, pp. 1-27, Stuttgart.

TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich - Bd.2 (Außerzentralalpiner Anteil).- 1. Aufl., XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab. (Deuticke), Wien.

UCHMANN, A. & KRENMAYR, H.G., 1995: Trace fossils from Lower Miocene (Ottangian) molasse deposits of Upper Austria. - *Paläont.Z.*, 69-3/4, 503-524, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

VASICEK, W., 1983: Permffossilien. 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing. - exhibition catalog Krahuletz - Museum, Eggenburg, pp. 15-50.

WAGNER, L., 1980: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän.- *Erdöl Erdgas-Z.*, 96/9, 338-346, 13 Abb., Hamburg-Wien.

WAGNER, L., 1996: Tectono - stratigraphy and Hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. - *Marine and Petroleum Geology Elsevier Science Ltd. Great Britain.* in press.

WAGNER, L., 1996: Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). - in WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe.* - EAGE Special Publication No. 5. London. in press.

WAGNER, L.; KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W., 1986: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen1- Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik.- *Erdöl-Erdgas-Z.*, 102, pp.12-19, Hamburg-Vienna.

WAGNER, L. & WESSELY, G., 1993: Molassezone Österreichs - Relief und Tektonik des Untergrundes. - in: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Eds.): *Erdöl und Erdgas in Österreich.* - Naturhistorisches Museum Vienna and F.Berger, Horn, subcrop map.

WESSELY, G., SCHREIBER, O.S. & FUCHS, R., 1981: Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. *Jahrb. Geol. Bundesanst. (Austria)*. 124/1, pp. 175-281, Vienna.

WESSELY, G. & WAGNER, L., 1993: Die Nordalpen. - in: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Eds.): *Erdöl und Erdgas in Österreich.* - Naturhistorisches Museum Vienna and F. Berger, Horn, pp. 360-370.

ZIEGLER, P. A. 1987: Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamical model. *Tectonophysics*, 137, pp. 389-420, Amsterdam

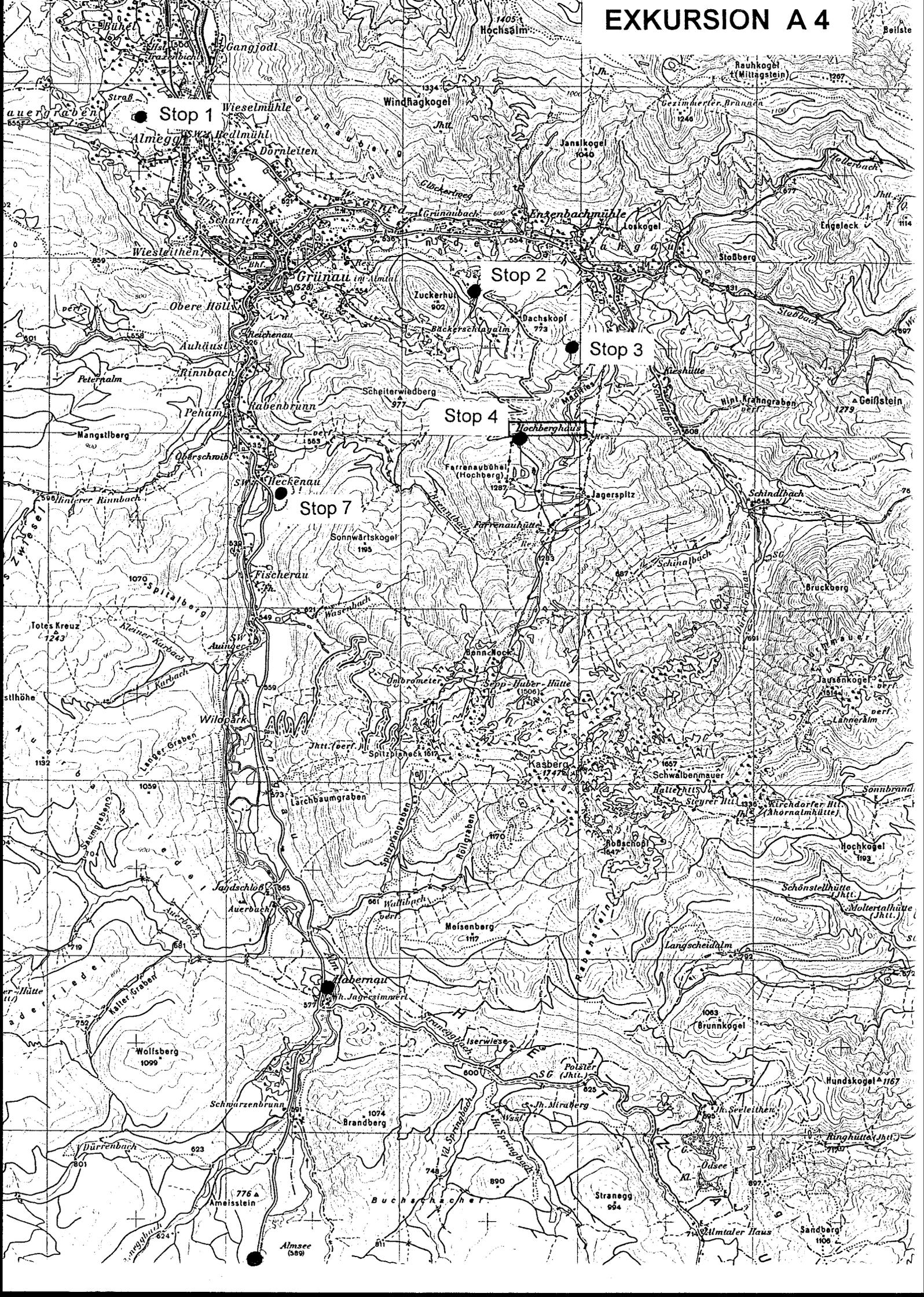
ZOJER, H., 1994: SAD Aichkirchen/Bachmanning: Standort UVP; Gutachten Teilbereich Geologie/Hydrogeologie; Inst. f. Geothermie und Hydrogeologie FGJ, 12 S, Graz.

ZORN, I., 1991b: A systematic account of Tertiary Pteropoda (Gastropoda, Euthecosomata) from Austria. - *Contr. Tert. Quartern. Geol.*, 28/4, pp. 95-139, Leiden.

ZORN, I., 1991a: Pteropoda (Thecosomata, Gastropoda). *Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien, VIc/3c, Gastropoda tertiaria.* - *Österr. Akad. Wiss.*, pp. 69, Vienna.

ZORN, I., 1995: Preliminary report on the ostracodes from the Ottangian (Early Miocene) of Upper Austria. - In: RIHA, J. (Ed.): *Ostracoda and Biostratigraphy*, 237-243, 4 figs., (Balkema), Rotterdam.

EXKURSION A 4



VIERTER EXKURSIONSTAG DAS GRÜNAUER HALBFENSTER UND SEIN RAHMEN

(H. EGGER, D. van HUSEN & L. KRYSZTYN)

ALLGEMEINE EINFÜHRUNG

Zur Stratigraphie und Tektonik der oberösterreichischen Flyschzone

von Hans Egger

Die Flyschzone der Ostalpen wird aus zwei Decken aufgebaut: dem Rhenodanubischem Flysch und dem Helvetikum s.l.. Letzteres kann im hier betrachteten Gebiet weiter unterteilt werden in das Südhelvetikum und das Ultrahelvetikum. Das Südhelvetikum, das in Salzburg noch gut entwickelt ist, ist in Oberösterreich nur in kleinen Vorkommen vorhanden. Die östlichsten bekannten Aufschlüsse des Südhelvetikums, das vor allem durch das Auftreten von eozänen nummulitenführenden Kalksandsteinen in Kressenberger Fazies ausgezeichnet ist, befinden sich am Ostufer des Traunsees, im Gebiet des Gschlifgrabens, wo es mit ultrahelvetischen Gesteinen tektonisch verschuppt ist (s.PREY, 1983).

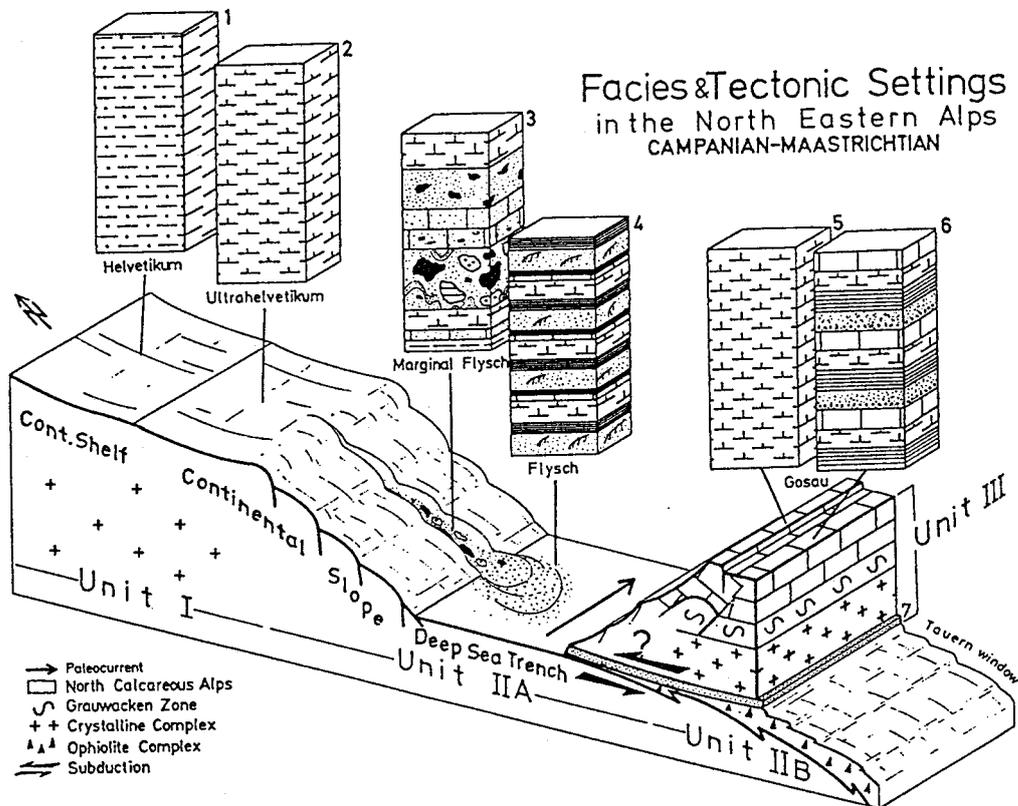


FIGURE 4

Block diagram showing the Late Cretaceous subduction phase in the northern Alps (northern Tethys). Units I and II represent components of the down-going plate, whereas Unit III represents components of the overriding plate. Southern Penninic Oceanic basin (see Fig. 5) was eliminated during the mid-Cretaceous subduction (Unit IIB). 1. Sandstone and marlstone. 2. Calcareous marlstone (foraminiferal-nannofossil marl). 3. Wildflysch with greenschist breccia. 4. Turbidite sequence (black-colored layers represent pelagic interval f, "interplate flysch." 5. As in 2 above. 6. Turbidite sequence showing interbedded pelagic layer (foraminiferal-nannofossil marl), "intraplate flysch." 7. Under-thrusted flysch sediment.

Abb.38 (aus BUTT, 1981) Paläogeographisches Schema der Ablagerungsräume des Rhenodanubischen Flysches und der helvetischen Gesteine.

Das Ultrahelvetikum wurde vermutlich auf dem Kontinentalhang abgelagert, der den südlichen Schelf (Helvetikum) der Europäischen Platte mit jenem Teil des Penninikums verband, auf dem der Rhenodanubische Flysch sedimentiert wurde (s. Abb. 38). Aufgrund der verschiedenen Ablagerungstiefen am Kontinentalhang ist auch die Fazies der ultrahelvetischen Gesteine unterschiedlich ausgebildet. Während in den weniger tiefen Hangabschnitten (Nordultrahelvetikum) Kalkmergel und Mergel zur Sedimentation gelangten, wurden gleichzeitig in größeren Tiefen (Südultrahelvetikum) Tonsteine abgelagert. Es existieren sämtliche Übergänge zwischen diesen Sedimentgesteinstypen, die zudem nach ihrer Ablagerung tektonisch meist stark durchbewegt und intensiv verschuppt wurden. Ein allgemein gültiges Säulenprofil der pelitischen Abfolgen läßt sich daher nicht erstellen, sondern im Sinne von PREY (1952) werden diese Pelite zur "Buntmergelserie" zusammengefaßt. Diese umfaßt stratigraphisch den Zeitraum vom Alb bis in das Eozän. Gelegentlich ist diese Serie noch in sedimentären Kontakt mit frühkretazischen bis jurassischen Gesteinen, mit denen sie die sogenannte Grestener Klippenzone aufbauen.

Im Gegensatz zum Ultrahelvetikum weist der Rhenodanubische Flysch (OBERHAUSER, 1968) in seiner ganzen Erstreckung vom Rheintal bis zum Donautal eine sehr einheitliche Fazies und Formationsgliederung auf. Den Durchbruch zur modereren Stratigraphie des österreichischen Anteiles dieses Flysches brachte die von PREY (1950) vorgenommene Untersuchung der Schichtfolge im Gebiet des Pernecker Kogels zwischen Almtal und Kremstal, die eine Korrelation sowohl mit dem bayerischen Flysch als auch mit dem Wienerwaldflysch ermöglichte. Diese Standardgliederung wurde in der Folge immer weiter verfeinert.

Die besten Profile für den älteren Anteil der Schichtfolge befinden sich in Oberösterreich am Nordhang des zwischen Mondsee und Attersee gelegenen Hochplett (s. Abb. 39), der von PREY (1972) und von BRAUNSTINGL (1989) kartiert wurde. Als ältester Anteil der Schichtfolge treten neokome (vermutlich Barreme) Tristelschichten auf, die aus karbonatreichen Turbiditen mit wenig siliziklastischen Material bestehen. Darüber folgt der Gaultflysch, dessen Leitgesteine glaukonitführende Quarzsandsteine sind, die begleitenden Pelite sind dunkelgraue Tonsteine, die mit grünen bioturbaten Tonsteinen wechsellagern können. Im Grenzbereich Alb-Cenoman folgen darüber rote und grünliche Tonsteine und Mergel, in die dünne turbiditische Siltsteinbänken eingeschaltet sind. Im Hangenden dieser Unteren Bunten Mergel folgt mit einer Mächtigkeit von rund 160m die pelitarme Reiselsberg Formation, die im wesentlichen aus quarz- und hellglimmerreichen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen aufgebaut wird. Das Alter dieser Formation kann nur ungefähr mit Cenoman bis Turon angegeben werden, da darin kaum altersweisende Fossilien auftreten und auch der basale Anteil der hangenden Seisenburg Formation, der aus 5m mächtigen roten Tonsteinen besteht, bisher keine biostratigraphischen Hinweise geliefert hat. Der jüngere Teil der Seisenburg Formation, der von dm-gebankten Siltsteinturbiditen und roten und grünen hemipelagischen Tonsteinen gebildet wird, reicht bis in das basale Campan empor (EGGER, 1993). Die dann folgenden karbonatreichen Turbidite der Zementmergelserie ("Helminthoidenflysch") zeigen einen Großzyklus mit zunehmend dickeren Bänken und größeren Korngrößen gegen das Hangende zu. Die Nannoplanktonauswertungen ergaben daraus durchwegs campane Alter.

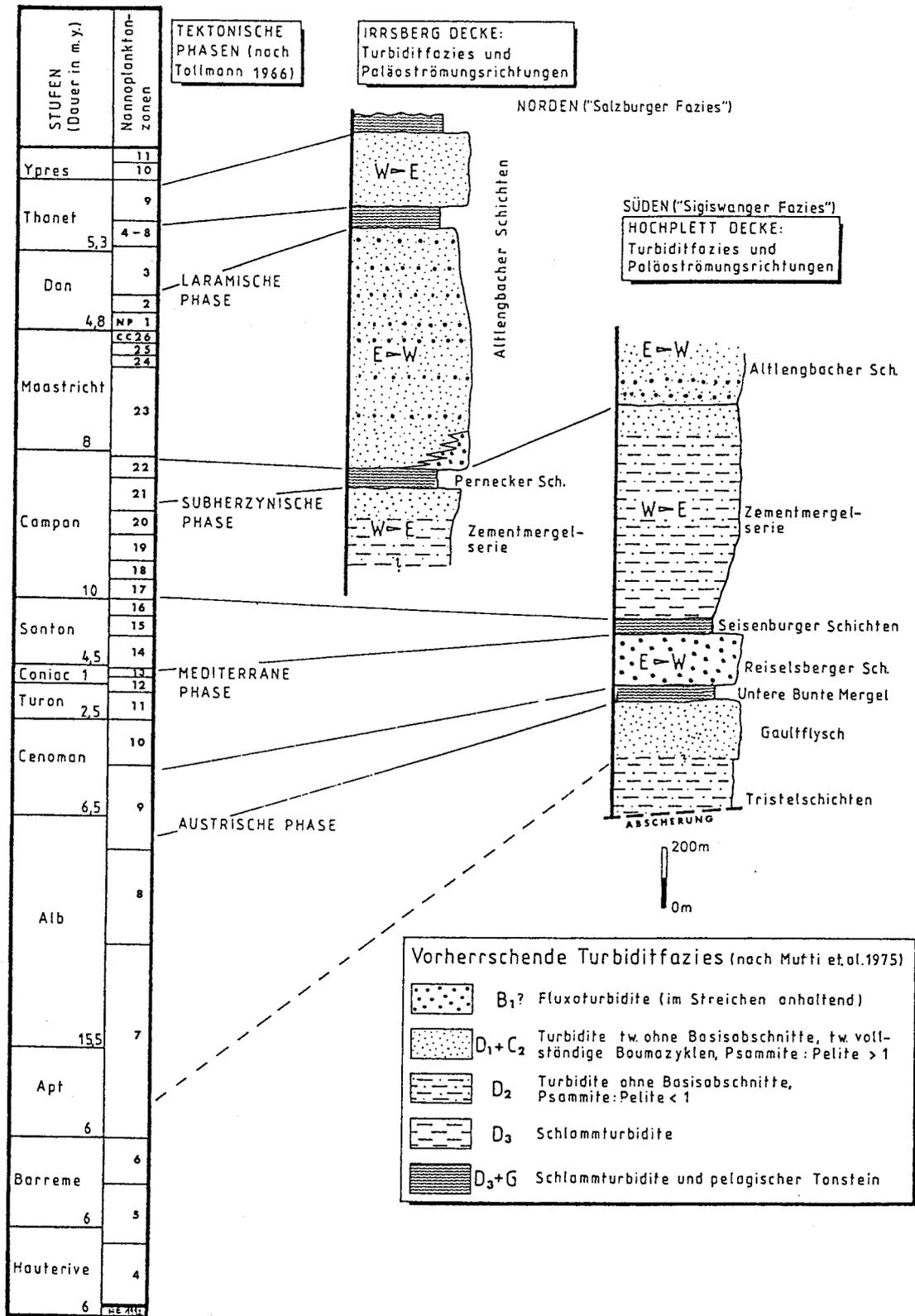


Abb. 39 Turbiditfazies des salzburgisch-oberösterreichischen Rhenodanubikums (aus EGGER, 1992)

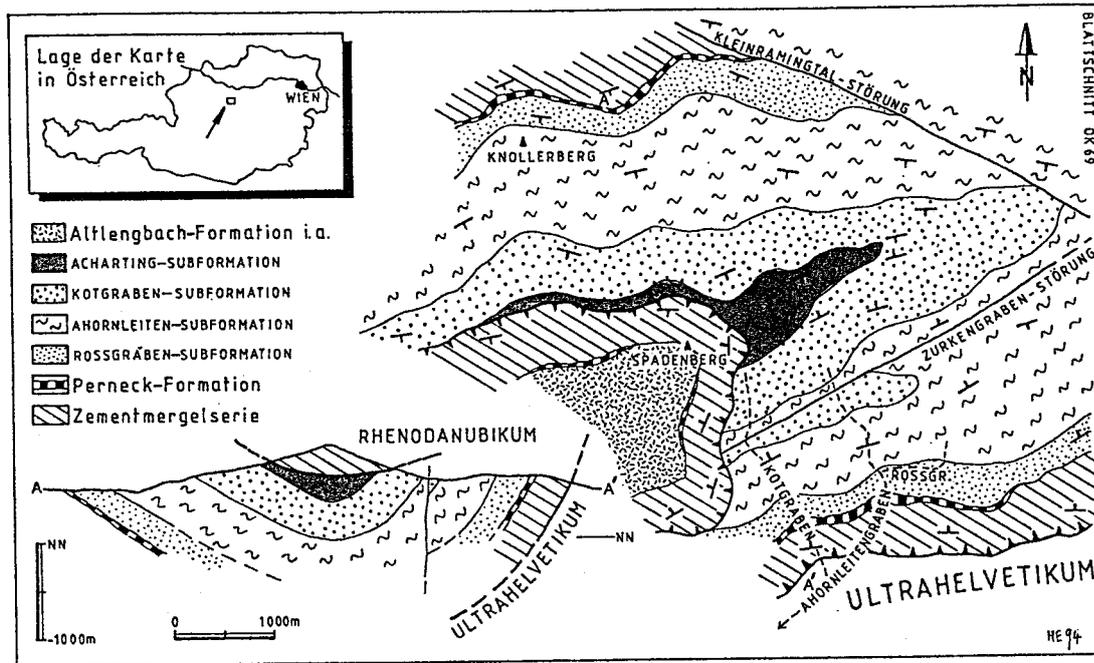


Abb.40 Das Lectostratotypgebiet der Altlengbach -Formation (aus EGGER, 1995)

Die mächtigste Formation des Rhenodanubische Flysches, die Altlengbach Formation des Maastricht und Paleozän, ist am Hochplett nicht vorhanden. Ihr Typprofil liegt im östlichen Oberösterreich, im Bereich des Spadenberges (s. Abb. 40), wo allein der Maastrichtanteil über 1000m mächtig wird (EGGER, 1987 und 1995). Diese mächtigste Formation des Rheno danubischen Flysches kann dort in mehrere Subformationen gegliedert werden (Abb. 41), die auch in anderen Gebieten wiedergefunden werden konnten. Diese Gliederung ist für die Kartierung von großer Bedeutung, weil die Altlengbach Formation aufgrund ihrer großen Mächtigkeit, die größten Flächen innerhalb der Rhenodanubischen Flyschzone aufbaut. Paleozäne Gesteine der Altlengbach Formation wurden in Oberösterreich von zahlreichen Lokalitäten beschrieben, die besten bisher gefundenen Aufschlüsse befinden sich zwischen Attersee und Traunsee, am Nordhang des Hongar (s. EGGER, 1992b).

Über der Altlengbach Formation folgt im allerjüngsten Paleozän die Anthering Formation (EGGER, 1995), die bis in das frühe Eozän hinaufreicht. Als jüngstes Alter konnte vom Verfasser die Nannoplanktonzone NP12 auf Blatt Grünau nachgewiesen werden (EGGER, 1996). Das Leitgestein dieser Formation sind Mergel mit wechselndem Siltgehalt (s. Abb. 42), die als Schlammturbidite interpretiert werden. Die in dankenswerter Weise von Frau Dr. HOMAYOUN durchgeführten Tonmineralanalysen zeigen hohe Anteile von Smektit (62%), während andere Minerale nur mit wesentlich niedrigeren Gehalten (Illit (29%), Chlorit (5%) und Kaolinit (4%) vertreten sind. Der Smektit kann als Produkt eines synsedimentären Vulkanismus interpretiert werden, da gelegentlich auch Bentonitlagen in der Anthering Formation auftreten. In Oberösterreich konnten solche bislang nur im Grabeneinschnitt bei Schafleiten, ca. 2km südöstlich von Oberhofen, beobachtet werden.

Detailprofile aus der Altengbach - Formation

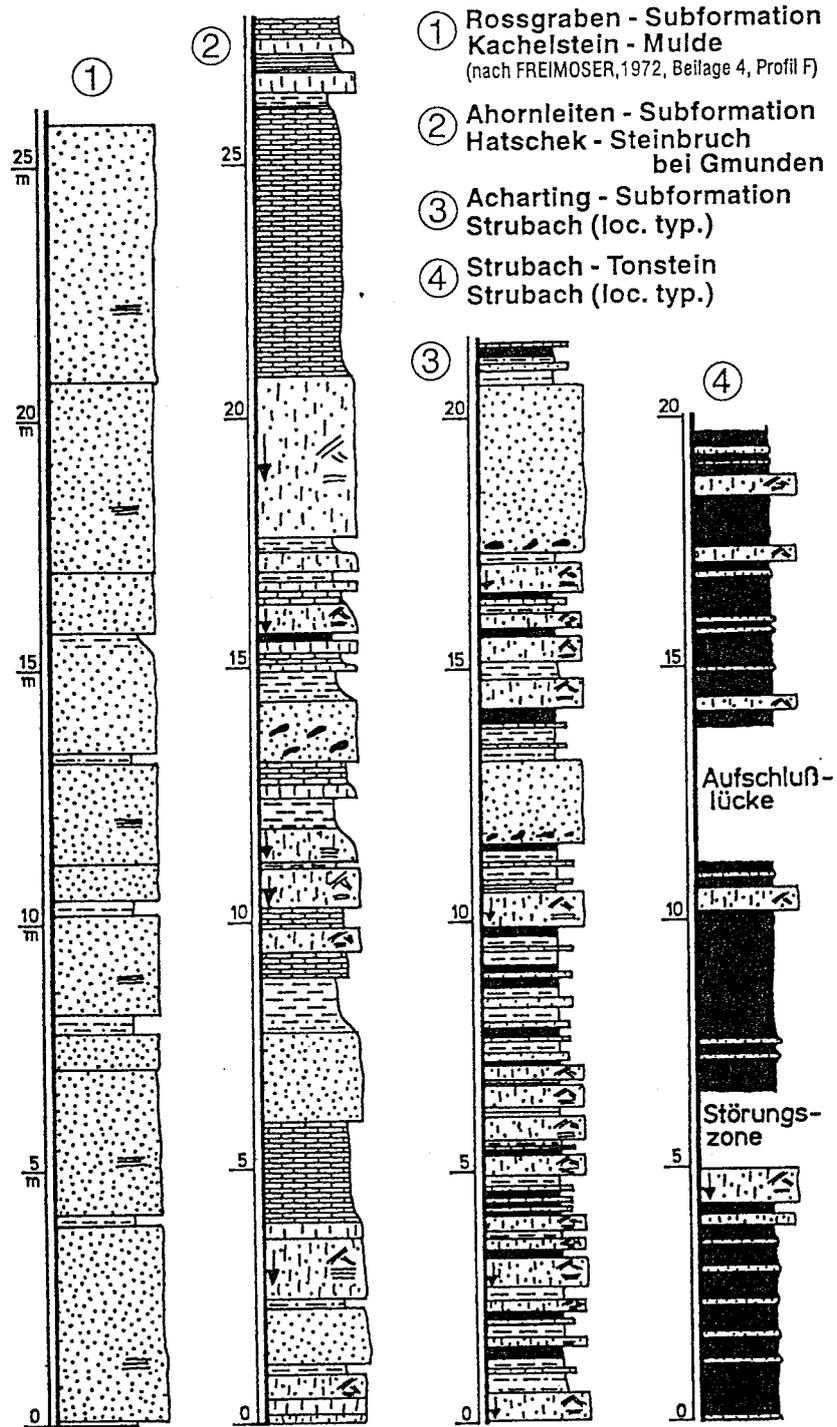


Abb. 41 Die Subformationen der Altengbach-Formation (aus EGGER, 1995)

Das Ultrahelvetikum tritt sowohl am Nordrand und am Südrand der Flyschzone als auch in zahlreichen Streifenfenstern innerhalb des Rhenodanubischen Flysches auf, die erstmals von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) richtig interpretiert wurden. Im Wolfgangsee-Fenster (PLÖCHINGER, 1964) und im Fenster von Windischgarsten (BRINKMANN, 1936; PREY, 1992) tritt ultrahelvetische Buntmergelserie neben den älteren Formationen des Rhenodanubischen Flysches innerhalb der Nördlichen Kalkalpen auf. Letztere stehen auch in dem von GATTINGER (1953) entdecktem Steyrling-Fenster und im ebenfalls von BRINKMANN (1936) erkannten Grünauer Halbfenster an. Als Leitgestein sind vor allem die glaukonitführenden Quarzsandsteine des Gaultflysch zu nennen, da dieser Sedimentgesteinstyp so in den Nördlichen Kalkalpen nicht vorkommt. Daneben kommen

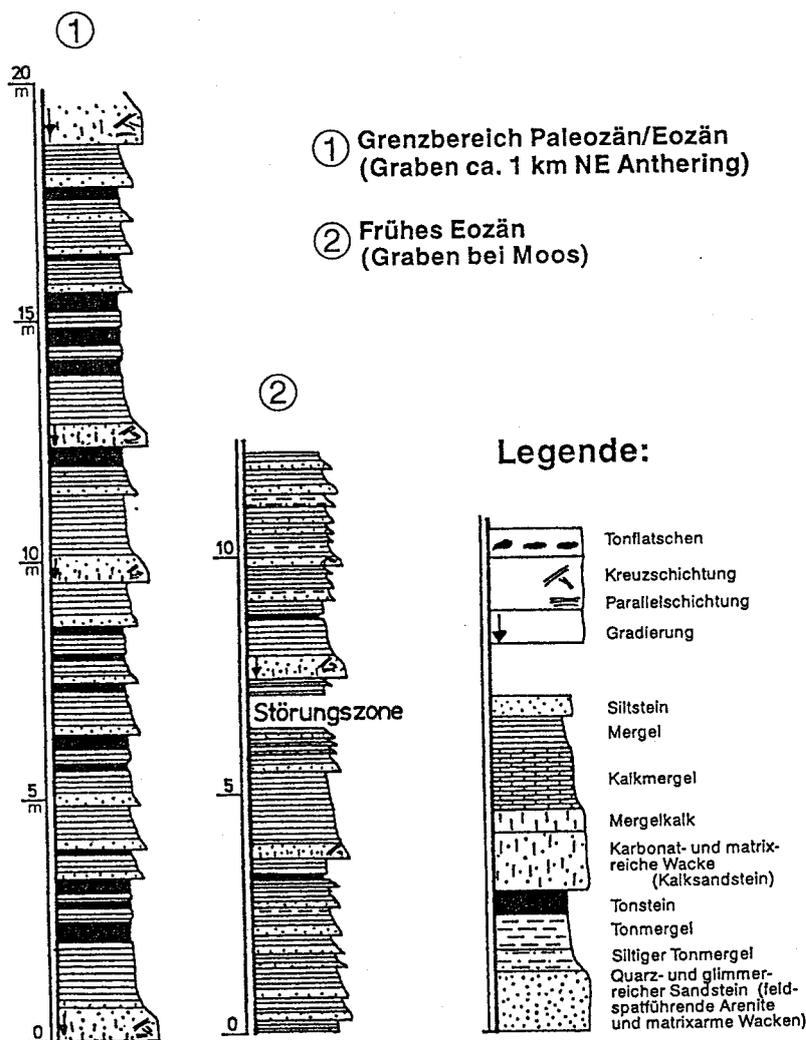


Abb. 42 Die Fazies der Anthering -Formation

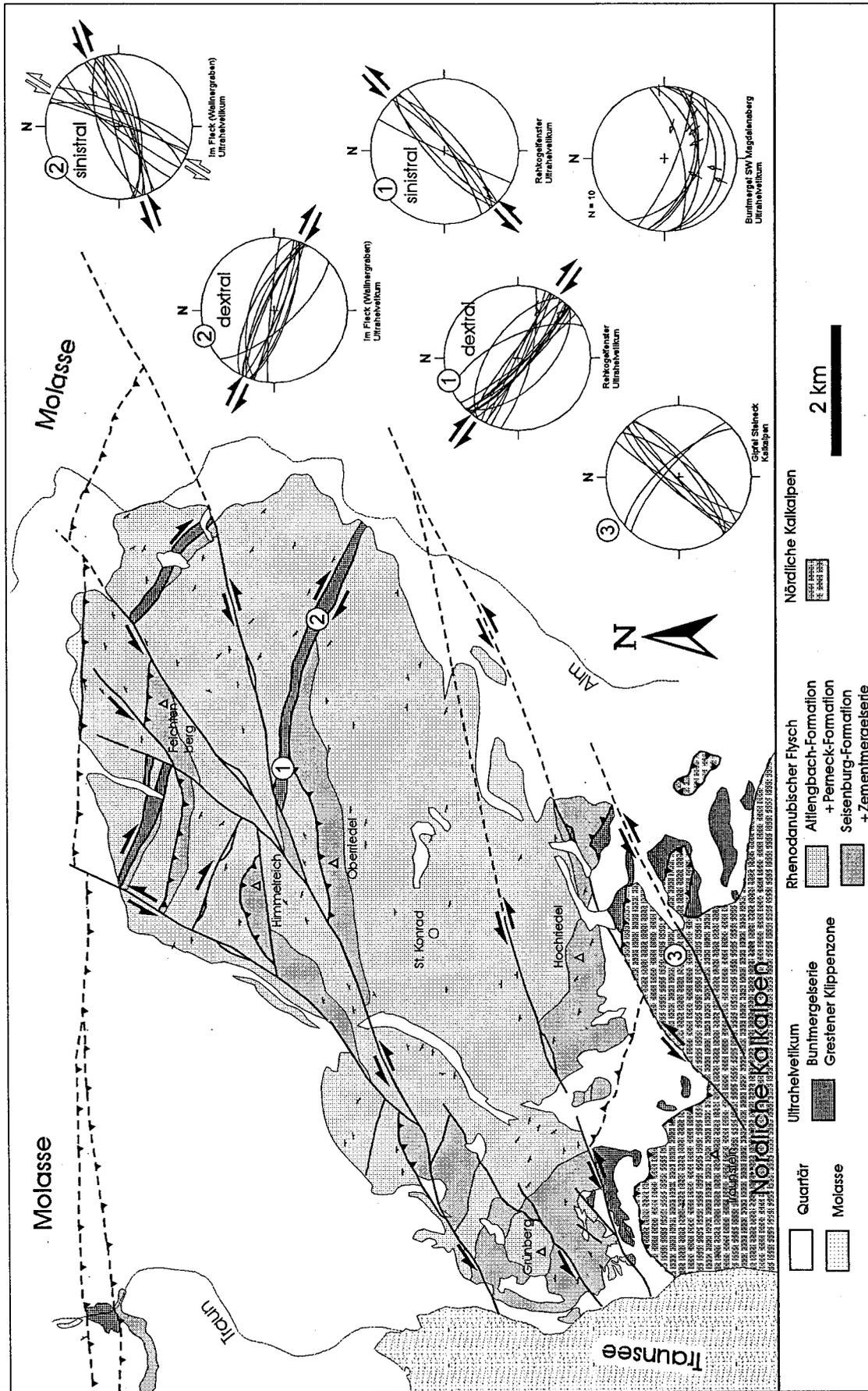


Abbildung 44: Geologische Übersicht der Flyschzone zwischen Traunsee und Almtal. (W)NW-streichende, ultrahelvetische Fenster innerhalb der Flyschzone wurden entlang von dextral-transpressiven Scherzonen in die Flyschzone eingeschichtet. Jüngere, (E)NE-streichende Blattverschiebungen versetzen ältere Strukturen sinistral (Überschiebung Kalkalpen/Flysch und Flysch/Molasse).

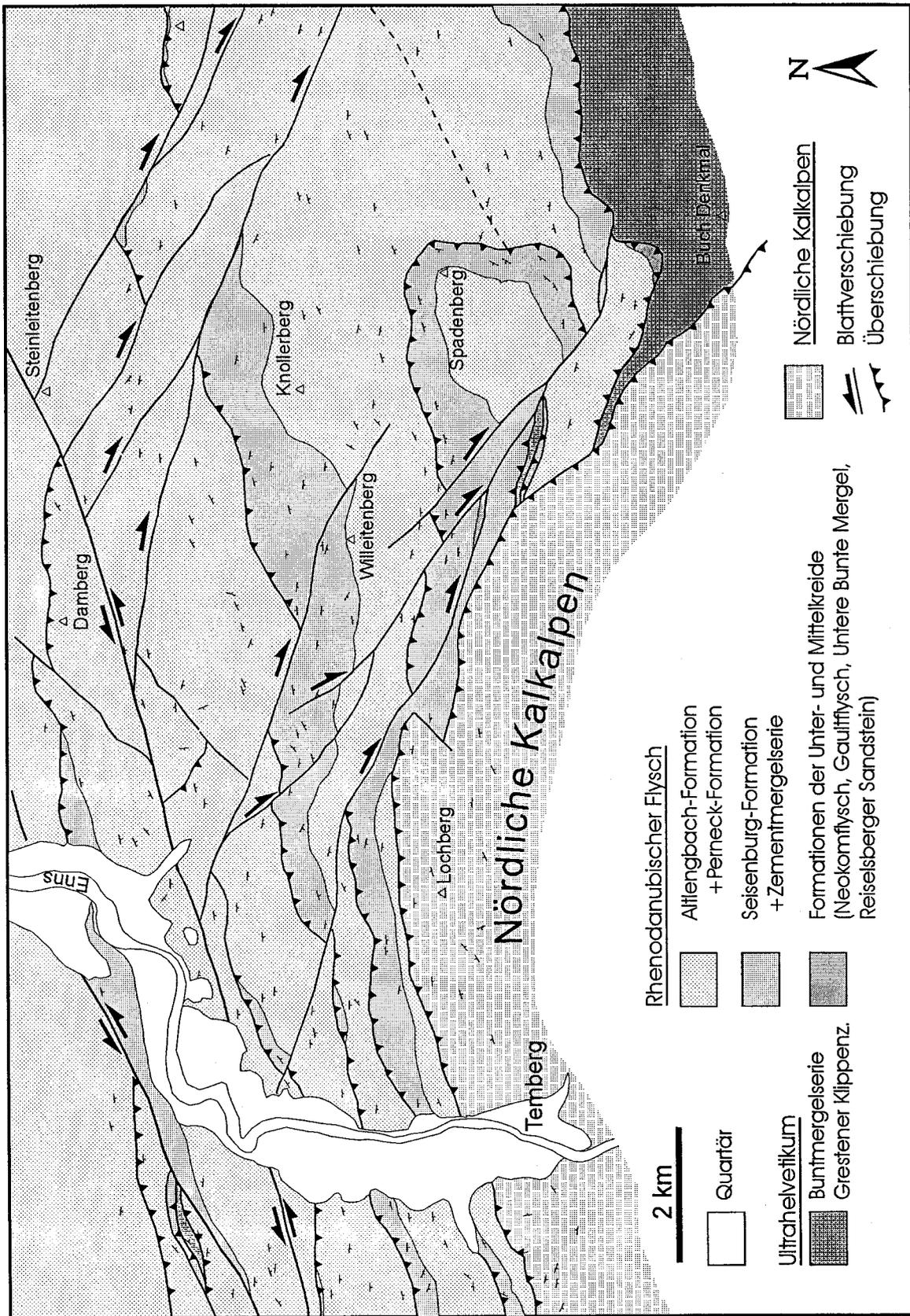


Abbildung 43: Geologisch-Tektonische Übersichtskarte der Flyschzone SE von Steyr. WNW-ESE streichende dextrale Blattverschiebungen werden von ENE-WSW streichenden, sinistralen Blattverschiebungen geschnitten.

Tristelschichten, Reiselsberger Sandstein und die bunten Schiefer der Seisenburg Formation vor. Die jüngeren Anteile der Schichtfolge dagegen, welche die Hauptmasse der Rhenodanubischen Flyschzone weiter im Norden bilden, fehlen in diesen Fenstern dagegen fast völlig. Lediglich im Windischgarstener Fenster tritt etwas Zementmergelserie am Wuhrbauerkogel auf, die mächtige Altlenzbach Formation ist hier, ebenso wie in den anderen Fensterstrukturen, nicht vorhanden.

Die oben erwähnten Fenster und Halbfenster von Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind durchwegs an große dextrale Blattverschiebungssysteme gebunden. Da die Buntmergelserie des Fensterinhaltes bis in das Eozän hinaufreicht ist belegt, daß diese Großstörungen zumindest im Alttertiär noch aktiv waren. Es wäre daher zu erwarten, daß diese Strukturen auch in die Flyschzone hineinstreichen. Kleinere dextrale Blattverschiebungen konnten auch tatsächlich auskartiert werden (z.B. im Bereich westlich des Spadenberges, s. Abb. 43), doch zeigte die jetzt beinahe abgeschlossene Kartierung der salzburgisch - oberösterreichischen Flyschzone, daß die großen Blattverschiebungen der Kalkalpen keine unmittelbaren Fortsetzungen in dieser Zone haben. Reste der dextralen Störungsrichtungen scheinen aber in der Flyschzone auch in Form mancher der oben erwähnten Ultrahelvetikumsfenster erhalten geblieben zu sein.

Aus dem Gebiet zwischen Salzburg und dem Ennstal sind zahlreiche solcher Ultrahelvetikumsfenster bekannt geworden, die unterschiedliche Entstehungsgeschichten aufweisen. Manche dieser Fenster sind an flyschinterne Überschiebungen gebunden (Schürflingsfenster). Zu diesen zählt z.B. das Fenster südlich von Aurach am Hongar (Blatt Gmunden), das zwischen zwei aufrecht gelagerten Flyschschuppen eingeklemmt ist. Andere Fenster dagegen schneiden in spitzem Winkel ältere Überschiebungsstrukturen ab. Ein gutes Beispiel für diesen Fenstertyp ist das NW-SE-streichende Fenster im Rehkogelgraben (s. Abb. 44). Dieses Fenster weist somit die gleiche Streichrichtung wie die großen dextralen Blattverschiebungen in den Kalkalpen auf und gefügekundliche Untersuchungen der Buntmergelserie des Fensterinhaltes belegen hier tatsächlich dextrale Scherbewegungen. Wie die Neukartierung dieses Fensters ergeben hat wird diese Struktur ihrerseits von einer schräg dazu streichenden sinistralen Blattverschiebung (Pettenbacher Störung) abgeschnitten.

Der Versatz an dieser Pettenbacher Störung ist deutlich am Nordrand der Flyschzone erkennbar. So bildet diese Störung zwischen dem Ort Pettenbach und dem Steyrtal die Grenze zwischen Flyschzone und miozäner Molasse und bewirkt hier einen nordostgerichteten Versatz der Flyschzone um rund 15km. Da die verschuppte oligozäne Molasse von diesen tektonischen Bewegungen noch voll erfaßt wurde, kann die Aktivität an dieser Störung auf den Zeitraum des späten Oligozäns bis frühen Miozäns eingengt werden. Die Pettenbacher Störung ist ihrerseits nur ein Segment eines viel größeren Blattverschiebungssystems, das sich nach Westen in der Flyschzone bis etwa Mondsee verfolgen läßt, von dort weg bis Salzburg den Nordrand der Kalkalpen bildet und dann weiter in das Inntal streicht. Von diesem Blattverschiebungssystem, für das der Name Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem (=ISAM -EGGER, in Vorbereitung) vorgeschlagen wird, zweigen zahlreiche Teiläste in die Flyschzone hinein ab. Addiert man die Versatzbeträge dieser Segmente ergibt sich ein gesamter Versatz von rund 60km.

Zur Kinematik der Windischgarstenerstörung

Herwig Peresson

Die Kalkalpen sind von einem System bedeutender WNW-streichender Blattverschiebungen durchschnitten (z.B. Wolfgangsee-, Windischgarsten-, Hochwartstörung) die in Abständen von 20-30 km angeordnet sind. Ihr post-Mitteloziänes Alter ist durch das Vorkommen von mitteloziänen Buntmergeln des Ultrahelvetikums (Plöchinger, 1964), die in konvergenten Flower structures gehoben wurden, bestimmt. Kinematische Strukturen der Störungszonen belegen eine mehrphasige tertiäre Bewegungsgeschichte, die mit der Änderung der regionalen Paläospannungen korreliert (Peresson & Decker, 1996). Der Hauptschersinn an diesen Störungen ist dextral, die letzte Bewegungsphase aber sinistral. Die bedeutendste ist die Windischgarstenerstörung (WSSTÖ). In ihrem Verlauf treten am Nordrand der Kalkalpen bei Grünau und Steyerling, im Bereich Windischgarsten sowie der Admonter Höhe Gesteine der tektonischen Basis der Kalkalpen fensterförmig zutage. Neben tiefbajuvarischen Einheiten wurden vor allem Einheiten der Flyschzone und des Ultrahelvetikums in der Scherzone emporgeschürft (Plöchinger & Prey, 1968, Prey, 1992; Plöchinger, 1994).

Sprödetektonische Strukturdaten belegen eine subvertikale Störungszone in der sich vier postgosauische Bewegungsinkremente ableiten lassen. (1) Die älteste Bewegung entspricht einer dextralen Blattverschiebung unter regionaler NW-SE Kompression, später wurde sie zunehmend transpressiv (2) und zeigte unter N-S Kompression eine konvergente Tektonik mit der Aufschürfung der Flyschgesteine entlang symmetrisch zur Störung angeordneten Schrägaufschiebungsflächen (Flower structures). In Windischgarsten treffen sich die beiden um ca. 2 km linkstretend versetzten Teilstörungsäste der WSSTÖ und bilden einen komplex deformierten, blockierenden Störungsabschnitt (Abb. 45). Der dextrale Versatz beider Störungen wurde in der 9 km langen, konvergenten Transferzone durch extrem transpressive Deformation verbunden mit starken Hebungen aufgenommen (konvergente Strike-slip Duplexe). Dies ist der Grund für das neuerliche Auftreten von Tiefbajuvarikum und Einheiten der Flyschzone 25 km hinter der kalkalpinen Überschiebungsfront, die heute den 800m hohen Wuhrbauernkogel in Windischgarsten bilden. Das Flyschfenster von Windischgarsten verdankt seine Existenz diesem primären oder während der Blattverschiebung entstandenen Knick im Streichen der Störung. 3) Während der mittelmioziänen >6 km weiten NE-gerichteten "out of sequence" Überschiebung der südlich der Störung gelegenen Warscheneckdecke und der Haller Mauern auf die Gosau von Windischgarsten wurde das südliche Ende der WSSTÖ abgedeckt. Ihre Nordfortsetzung in die Flyschzone wurde von neugebildeten (E)NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen versetzt und sie selbst als "high angle reverse fault" reaktiviert. (4) Schließlich fand unter E-W gerichteter Kompression (Obermioziän) ein Schersinnumkehr statt und die WSSTÖ wurde mit geringem Versatz sinistral reaktiviert.

Ein 20-25 km weiter postgosauischer dextraler Versatz ergibt sich aus der Verteilung der Spitzenbachschichten (Gosau Gruppe) zwischen Weyrer Bögen Gosau und Vorkommen bei Windischgarsten (mündl. Mitt. Wagreich).

Plöchinger, B. & Prey, S.: Jb. Geol. B.-A., 111,175-211, 1968

Prey, S.: Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577, 1992

Plöchinger, B.: Jb. Geol. B.-A., 137,331-344, 1994

Peresson & Decker, Tectonophysics, in press

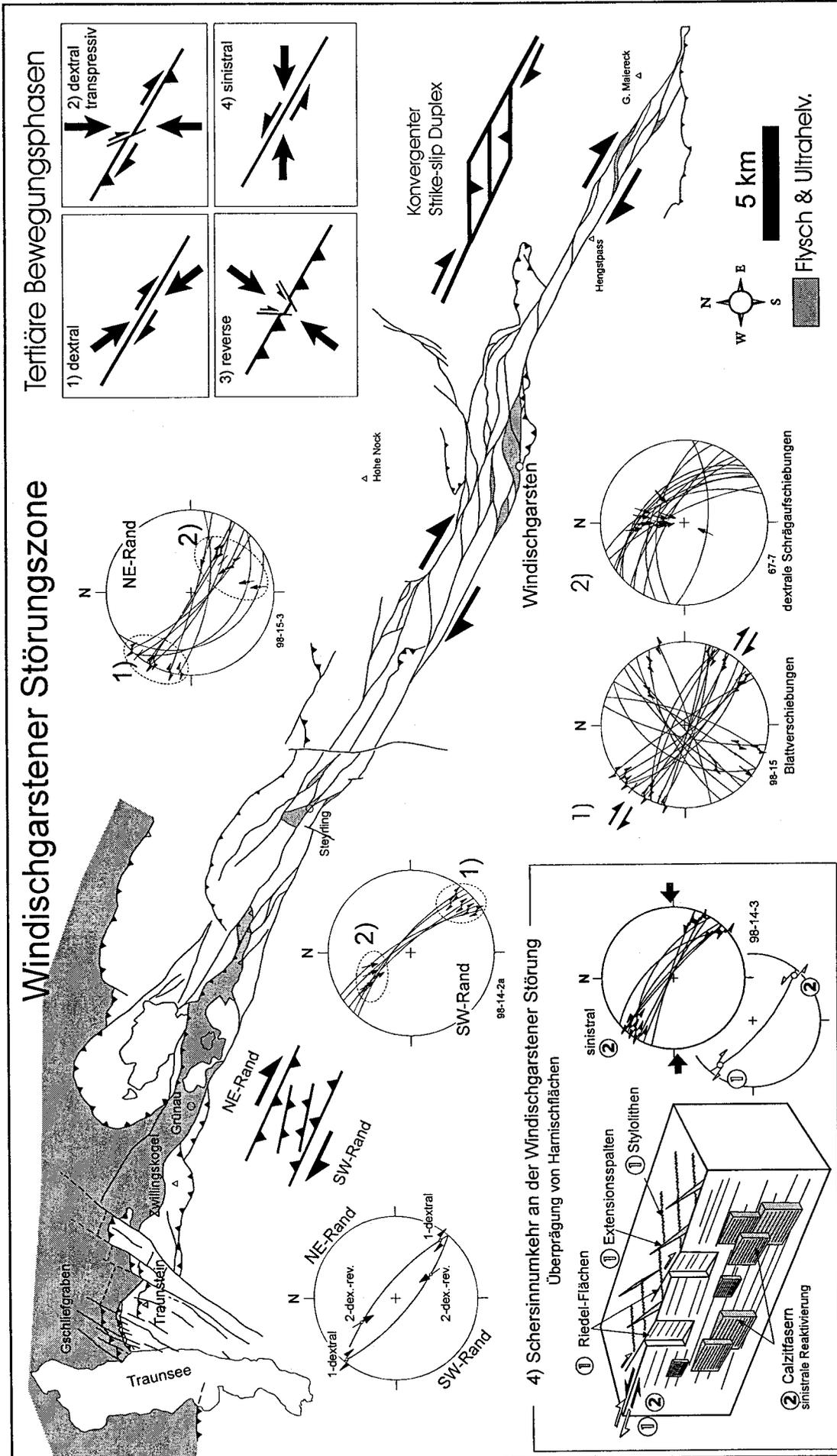


Abb.45: Tektonische Skizze der Windischgarstenerstörung und Beispiele der spröden Deformation während der vier Bewegungsphasen.

EXKURSIONSHALTEPUNKTE

STOP 1: Schuttentnahmestelle am Ausgang des Hauergrabens

Thema: Zungenbereich des würmzeitlichen Blockgletschers

Ortsangabe: ÖK50/Blatt 67 Grünau; ca. 2,5km NW vom Ort Grünau

Der Almgletscher war ein kleiner Lokalgletscher am Nordrand des Toten Gebirges, der nicht mehr mit dem Eisstromnetz der Ostalpen zusammenhing. Während der Rißeiszeit erfüllte er noch weitgehend das Becken von Scharnstein (S.Preyl 1956), während er im Würm nur dessen Südrand erreichte (Abb.46). Hier wird sein Ende, neben undeutlichen Endmoränen und großen erratischen Blöcke, vor allem durch die mächtige Niederterrasse markiert, die hier ansetzt.

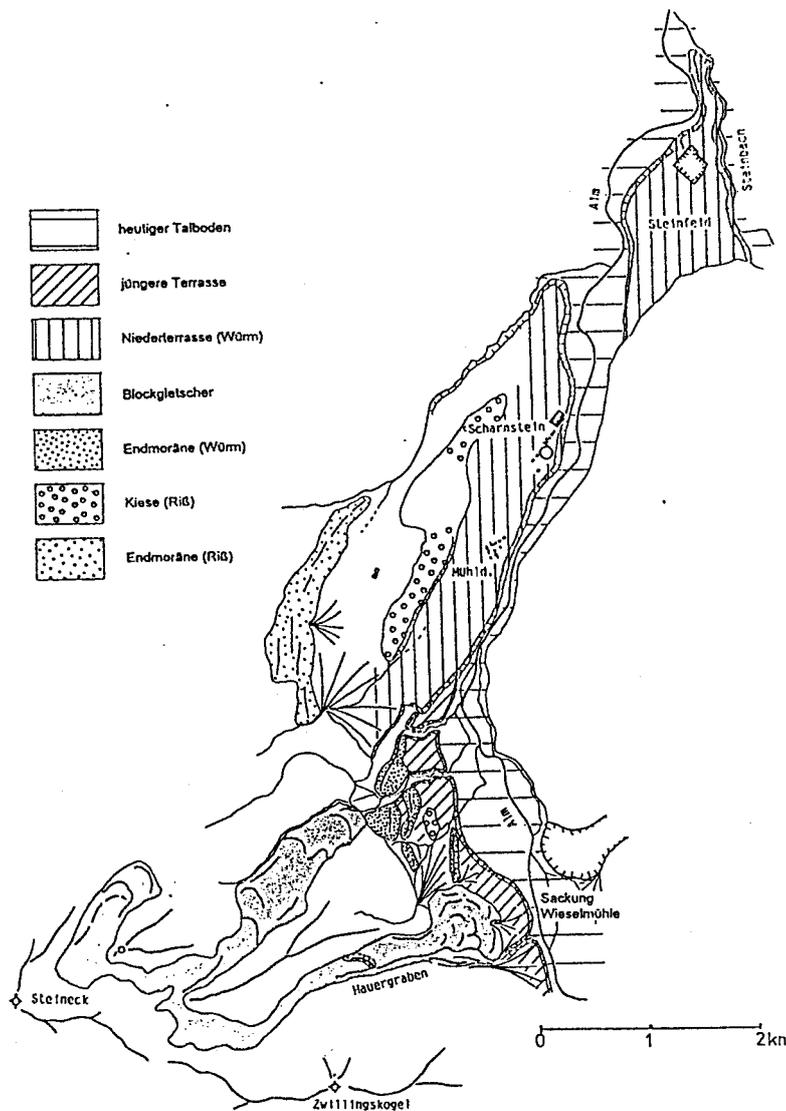


Abb. 46 Quartäre Ablagerungen im Abschnitt Grünau-Scharnstein-Almtal

Neben dem Würmgletscher im Almtal wurden die nordschauenden Kare am Zwillingskogel-Steineckzug mit mächtigen Schuttkörpern gefüllt. Diese Schuttströme weisen sehr mächtige, reich gegliederte, teilweise steilgeböschte Zungenbereiche auf und wurden als Moränenmaterial von Lokalgletschern kartiert (S. Prey 1956). Diese Interpretation würde aber eine Gleichgewichtslinie von ca. 700 m Höhe voraussetzen, die um 300-400 m tiefer läge als die, die üblicherweise an würmzeitlichen Lokalgletschern des Alpennordrandes rekonstruiert werden kann (Lichtenecker 1938).

Bei den Schuttmassen handelt es sich um Blockgletscher der letzten Eiszeit, die aufgrund der großen Schuttproduktion und Exposition entstanden. Sie waren noch einige Zeit nach dem Abschmelzen des Almgletschers aktiv, was durch das Eindringen des Blockgletschers im Hauergraben in breiter Front in das Zungenbecken von Grünau belegt ist. Dadurch wird aber angezeigt, daß noch über einige Zeit auch in den tiefen Bereichen der Talböden - trotz des Abschmelzens des Hauptgletschers - Permafrostbedingungen herrschten.

Übertiefung sowie Übersteilung der Hänge war wohl die Ursache für die große Massenbewegung am orographisch rechten Hang (Grünauberg) bei der Wieselmühle. Sie stellt eine Sackung dar, die zu einer sehr deutlichen Ausbildung der typischen Formen des Talzuschubes (konvexer Hangfuß) führte.

STOP 2 - Flyschaufschlüsse und würmzeitliche Eisrandbildungen östlich von Grünau

Thema: Flyschformationen des Grünauer Halbfensters; Eisrandbildungen (Würm)

Ortsangabe: ÖK50/Blatt 67 Grünau; Grabeneinschnitt E Zuckerhut zwischen 640 m und 660m Seehöhe.

Beschreibung: Westlich des Grabens stehen an der kleinen Zufahrtsstraße massig wirkende Grob- bis Mittelsandsteine an, deren Schwermineralspektren von Granat dominiert werden. Diese Sandsteine streichen auf der orographisch linken Grabenböschung weiter bachabwärts und stehen schließlich im Bachbett selbst an. Dort ist gut der sedimentäre Kontakt zu einer dünnbankigen Flyschfazies aufgeschlossen. Dm-mächtige turbiditische Siltsteinbänkchen wechsellagern mit vorwiegend roten hemipelagischen Tonsteinen. Gelegentlich sind dünne (cm) Lagen von turbiditischen Tonmergeln vorhanden. Diese lieferten eine Nannoflora des späten Turon: *Liliasterites angularis* SVABENICKA & STRADNER, *Lithastrinus moratus* STOVER, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Prediscosphaera* sp.. Diese bunten Flyschschiefer können damit der Seisenburg Formation zugeordnet werden. Die Sandsteine im Liegenden sind somit zur Reiselsberg Formation zu stellen.

Folgt man dem Grabeneinschnitt weiter bachabwärts so stößt man an einem rechtsseitig gelegenen Prallhang auf einen kleinen Aufschluß mit grünen stark bioturbaten Tonsteinen, die der Fazies des Gaultflysch entsprechen. Im anschließenden Waldboden finden sich auch typische Lesesteine von glaukonitführenden Quarzsandsteinen.

Orographisch links werden die Flyschaufschlüsse von schwach talrandverkittetem Schutt überlagert, der eine flach nach N-NW einfallende Schichtung zeigt. Dabei handelt es sich um einen Schwemmkegel der zum Tal hin in eine Terrasse übergeht. Diese markiert in ca. 640m Seehöhe die Oberfläche der ehemaligen würmzeitliche Talfüllung. Im Liegenden des erwähnten Schutts, etwa ab 590m Seehöhe, besteht dieser Talverbau aus rutschfreudigen Bänderschluften. Diese wurden in einem kurzlebigen Stausee abgelagert, dessen Rückstau durch die würmzeitliche Eiszunge des Almgletschers am Talausgang bewirkt wurde, die von Westen her in das Tal eindringen ist. An diesem See endete im Süden, im Bereich des Schindlbaches, auch ein kleiner Lokalgletscher.

STOP 3 - Dachskopf

Thema: Kalkalpenbasis und Grestener Klippenzone

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Aufschlüsse im Wald am Ostabfall des Dachkopfes in ca. 700m Seehöhe.

Beschreibung: Von der Straßenkehre in 750m Seehöhe folgt man einen Forstweg hangabwärts. Der Weg verläuft durch Rutschgebiete, einzelne Triasschollen zeigen starke Auflösungserscheinungen. Im Waldboden finden sich gelegentlich Rollstücke von glimmerreichen Sandsteinen, die manchmal auch kleine Glimmerschieferkomponenten erkennen lassen. Diese Sandsteine können aufgrund von Vergleichen mit dem Gebiet westlich des Almtales der Gresten Formation zugeordnet werden. Man folgt dann einem Stichweg nach Norden, an dessen Ende dünnbankiger Gutensteiner Kalk ansteht. In den anschließenden Grabeneinschnitten liegen Blöcke von Serpentiniten und roten Karbonaten. Auffällig ist die rote Bodenfarbe über den mafischen Gesteinen. Ein kleiner Serpentinataufschluß befindet sich in der Böschung eines kleinen Karrenweges.

STOP 4: Panorama vom Hochberghaus; Mittagessen

STOP 5 (Bei Schönwetter): Panorama des Toten Gebirges vom Almsee aus.

STOP 6 : Tomalandschaft beim Wh. Jagersimmerl

Thema: Spätglazialer Bergsturz

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Tomahügel nördlich vom Parkplatz des Wirtshauses

Nach dem weitgehenden Abschmelzen des Almgletschers ereignete sich ein großer Bergsturz (ABELE 1970), der sich aus dem Nordhang des Hochplatterkogels löste und fast zur Gänze das Tal des Stranegg Baches und Teile des Almtales mit einer mächtigen Bergsturzmasse füllte. Neue Untersuchungen ergaben ein wesentlich detaillierteres Bild über Mechanismen und Ablauf des Bergsturzes (VAN HUSEN 1995).

Als der Bergsturz im Almtal erfolgte, war das Eis aus dem Becken des Almsees, zumindest am Nordrand, weitgehend verschwunden, so daß sich hier ein Nebenstrom ausbreiten konnte. Seine Reste sind am Nordrand immer wieder - teilweise unter dem Hangschutt - aufgeschlossen. Das südlichste Vorkommen stellen die 3-5 m hohen Hügel in der Schwemmkegeloberfläche westlich Schwarzbrunn dar. Ob dieses, nur geringe, Eindringen des Sturzstromes darauf zurückzuführen ist, daß er hier auf eine Eismasse (aktive Gletscherzunge oder Toteiskörper) traf, oder ob es sich nur um einen kleinen Teilstrom handelt, der bald auslief, kann nicht sicher beantwortet werden, obschon erstere Variante die wahrscheinlichere ist. Eine dritte Möglichkeit wäre noch, daß die Bergsturzmateriale in dem etwas übertieften Becken von den jungen Schwemmkegelsedimenten überschüttet wurden und nur die höchsten Teile zu sehen sind. Der Hauptstrom des Bergsturzes ist jedoch nördlich der steilen Nase südwestlich Jagersimmerl, die teilend wirkte, im Almtal abgeflossen.

Bis zum Zusammenfluß des Straneggbaches mit der Alm erfüllte der Bergsturzsuttstrom das Tal des Straneggbaches, bis auf kleine randliche Bereiche, im Süden zur Gänze (Abb.47).

Dabei erreichten die dicht nebeneinander liegenden Tomahügel durchwegs 60-80 m Höhe und sind mit großen Kalkblöcken übersät, wie sie z.B. sehr gut an der Straße Jagersimmerl - Almsee zu sehen sind.

Ab Jagersimmerl ändert sich das Erscheinungsbild der Bergsturzaflagerungen erheblich. Die Tomahügel nehmen rasch an Höhe ab. Ebenso gehen die großen Blöcke an der Oberfläche deutlich zurück und sind bis zum Jagdschloß gänzlich verschwunden. Parallel zu dieser Veränderung entwickelt sich zwischen den Hügeln eine Terrassenebene (z.B. nördlich Jagersimmerl), aus der Tomahügel aufragen. Diese bilden anfänglich neben einzelnen Hügeln noch geschlossene Areale (z.B. westlich Jagersimmerl, nördlich des Jagdschlusses), weiter nördlich talabwärts sind es dann nur noch Einzelhügel, die aus der Terrasse aufragen. Sie sind in abnehmender Zahl, Größe und Höhe bis in die Heckenau zu verfolgen. Ihre Verteilung im Talboden zeigt eine undeutliche Konzentration in einer Linie an, die von einer Talseite zur anderen pendelt, als wäre sie durch einen großen Strom abgelagert worden.

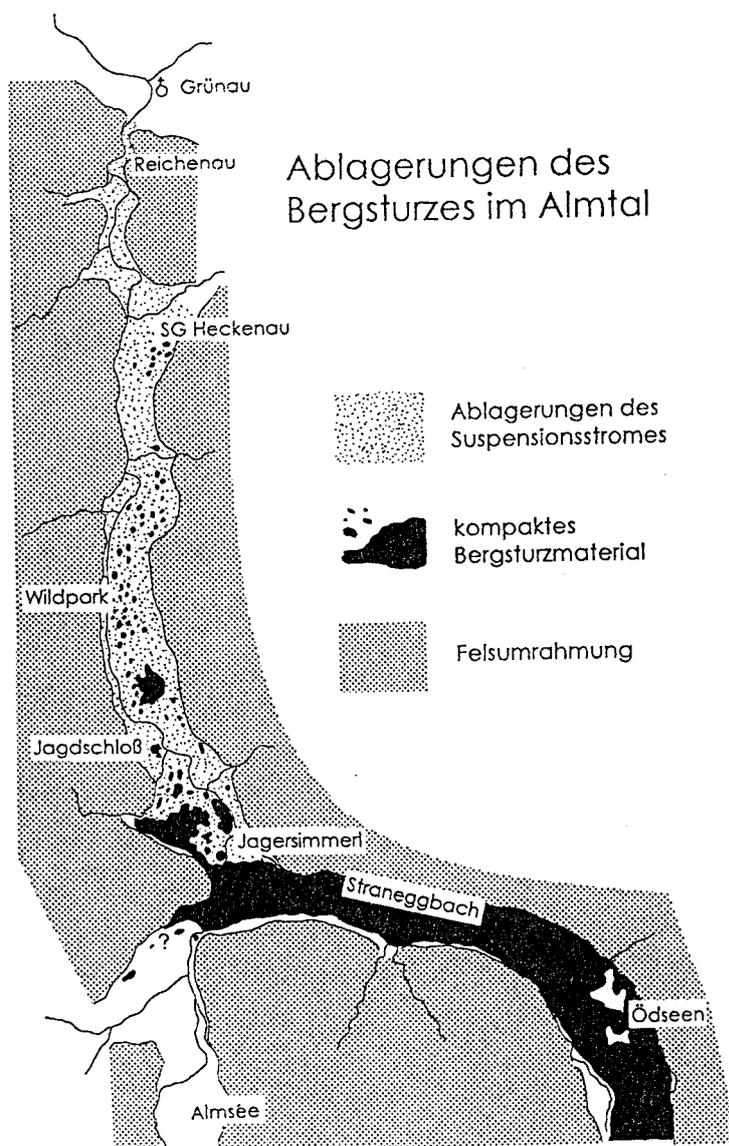


Abb.47 Ablagerungen des Bergsturzes im Almtal

STOP 7: Kiesgrube Vielhaber bei Heckenau

Themen: 1) Bergsturzmaterial in Suspensionsstromablagerungen 2) Bohrung Grünau

Ortsangabe: ÖK50/ Blatt 67 Grünau; Kiesgrube im Almtal, ca. 2,5 km südlich von Grünau

In zwei Kiesgruben (Heckenau/Vielhaber und südlich Auinger) ist eine deutliche Differenzierung innerhalb der Sedimente zu erkennen. Die Materialien unterhalb der ebenen Terrassenfläche sind kantengestoßene Dolomite und Kalke, die nur wenige Prozent an gerundeten Komponenten führen. Diese Materialien sind sehr locker gelagert und weisen einen überproportionierten Hohlraumgehalt auf. Die Sandkomponente fehlt weitgehend. Die Einzelkörner weisen durchwegs einen weißen Überzug von feinst zerriebenem Kalk (Schluff, Ton) auf, der aber nur selten die Hohlräume auch erfüllt. In den bis zu 5 m hohen Aufschlüssen in dem Material war außer einer geringen Verfeinerung des Kornes zum Hangenden zu keine Schichtung oder Klassierung in dem sehr gleichmäßigen Material zu erkennen. Das läßt darauf schließen, daß es sich dabei um eine Ablagerung handelt, die durch einen Suspensionsstrom auf einmal erfolgte (Abb.48).

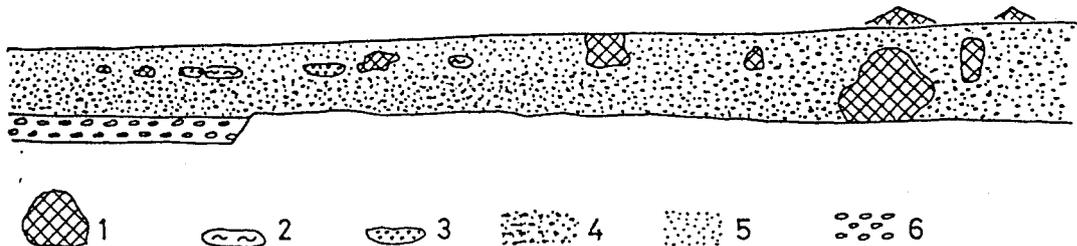


Fig.4: Sketch of the gravel pit Vielhaber.

- 1: floating landslide blocks
- 2: banded clay
- 3: stratified gravel

- 4: coarse debris flow
- 5: fine-grained debris flow
- 6: gravel of the tributary

Abb. 48 Skizze der Abbauwand in der Kiesgrube Vielhaber

In diesen lockeren Ablagerungen schwimmen als Komponenten immer wieder große Blöcke (20-50 cm) von völlig eckigen Karbonaten, sowie Linsen von geschichteten Kieses und Bänderschluften, die bis zu 1,5 m Länge und 0,5 m Mächtigkeit aufweisen. Besonders die Kieslinsen können nur im gefrorenen Zustand transportiert worden sein, da sonst ihre ursprüngliche Schichtung zerstört worden wäre. Die Bänderschluftpakete zeigen manchmal eine deutliche Verbiegung und Faltung, die darauf schließen läßt, daß diese Seesedimente im weichen Zustand transportiert wurden.

Neben diesen Komponenten finden sich immer wieder kleinere (einige dm) und größere (mehrere Meter) Körper von extrem dicht gelagertem Kalkschutt in dem locker gelagerten Suspensionsmaterial. Dieses, die Korngrößen von Ton, Schluff bis Blockgröße umfassende Material ist durch den Bergsturz entstanden und bildet die Tomahügel sowie die geschlossene Masse östlich Jagersimmerl, wo es immer wieder aufgeschlossen war.

In der Kiesgrube Vielhaber war zu sehen, daß diese Körper sowie einer der kleinen Tomahügel des Bergsturzmateriale in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren. Der kleine Tomahügel war an der Oberfläche transportiert worden und ragte 1 m aus der Terrassenfläche auf. Wahrscheinlich sind, entsprechend ihrer Verteilung im Talboden, alle kleinen Tomahügel zwischen Heckenau und dem Jagdschloß derartige schwimmende Brocken von verdichtetem Bergsturzmateriale, die in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren, wodurch ihre Verbreitung im Talboden erklärbar wäre.

Eine mögliche Erklärung für die Bildung dieses Suspensionstromes kann sein, daß der Sturzstrom des Bergsturzes im Almtal im Bereich des Jagersimmerls auf einen See traf. Aus dessen Wasser wurde, mit Teilen der Bergsturzmateriale vermengt, der Suspensionsstrom geformt, in dem noch nicht aufgeschlammte Brocken des primären, kompakten Bergsturzmateriale schwimmend transportiert wurden. Das aufgeschlammte Bergsturzmateriale wurde beim Transport schwach kantengerundet. Aus dem Seegrund müßten auch die Bänderschluflbrocken bezogen werden, die sich immer wieder finden. Die geschichteten Kiese müßten dann aus Terrassen- oder Deltabereichen aufgenommen worden sein (im Winter?).

Der Suspensionsstrom erfüllte das Almtal vom Jagersimmerl an bis mindestens knapp vor das Becken von Grünau, wo bei Reichenau das nördlichste Vorkommen dieser Sedimente zu finden war. Aus diesem Ablauf und dem Mechanismus ist auch verständlich, wieso eine derartig große Transportdistanz des Bergsturzmateriale trotz des scharfen Knickes (Jagersimmerl) im Talverlauf möglich wurde.

Als Zeitpunkt des Ereignisses kann wahrscheinlich das Spätglazial angenommen werden, wie das ABELE (1974) vermutete, da die Verbreitung des Bergsturzmateriale unmittelbar unter dem Abrißgebiet die Existenz einer Gletscherzunge nahelegt. Diese Einstufung wird auch dadurch unterstützt, daß die jetzt durchgeführte palynologische Analyse mehrerer Bänderschluflbrocken durch das spärliche Auftreten von Pollen auf eine fehlende oder sehr schütterere Vegetation zur Bildungszeit des Bänderschlufls hinweist, wie sie am beginnenden Spätglazial in diesem Raum auftrat. Ebenso könnte die mögliche Füllung des Beckens um den Almsee mit Gletschereis auf diesen Zeitraum hindeuten.

In dieser Kiesgrube wurde die Bohrung Grünau der ÖMV niedergebracht (s. Abb.), die unter den Kalkalpen in einer Bohrtiefe von 1969m völlig überraschend auf einen rund 500m mächtigen Serpentinikörper traf. Die Position dieses Serpentinits läßt sich damit unmittelbar mit jenem am Dachkopf (Stop 3) vergleichen, auch die Grestener Fazies im Liegenden wurde in der Bohrung angetroffen. Darunter liegt ein verschupptes Paket von Helvetikum und Molasse. Ab 3445m folgt ruhig lagernde Molasse mit Puchkirchner Serie und der Tonmergelsteinserie, dann Fischechiefer und schließlich als Basis Lithothamnienkalk und Eozänsandstein. Das autochthone Mesozoikum wurde bei 4888m erreicht, das anstehende Kristallin in 5187m.

BOHRPROFIL GRÜNAU 1

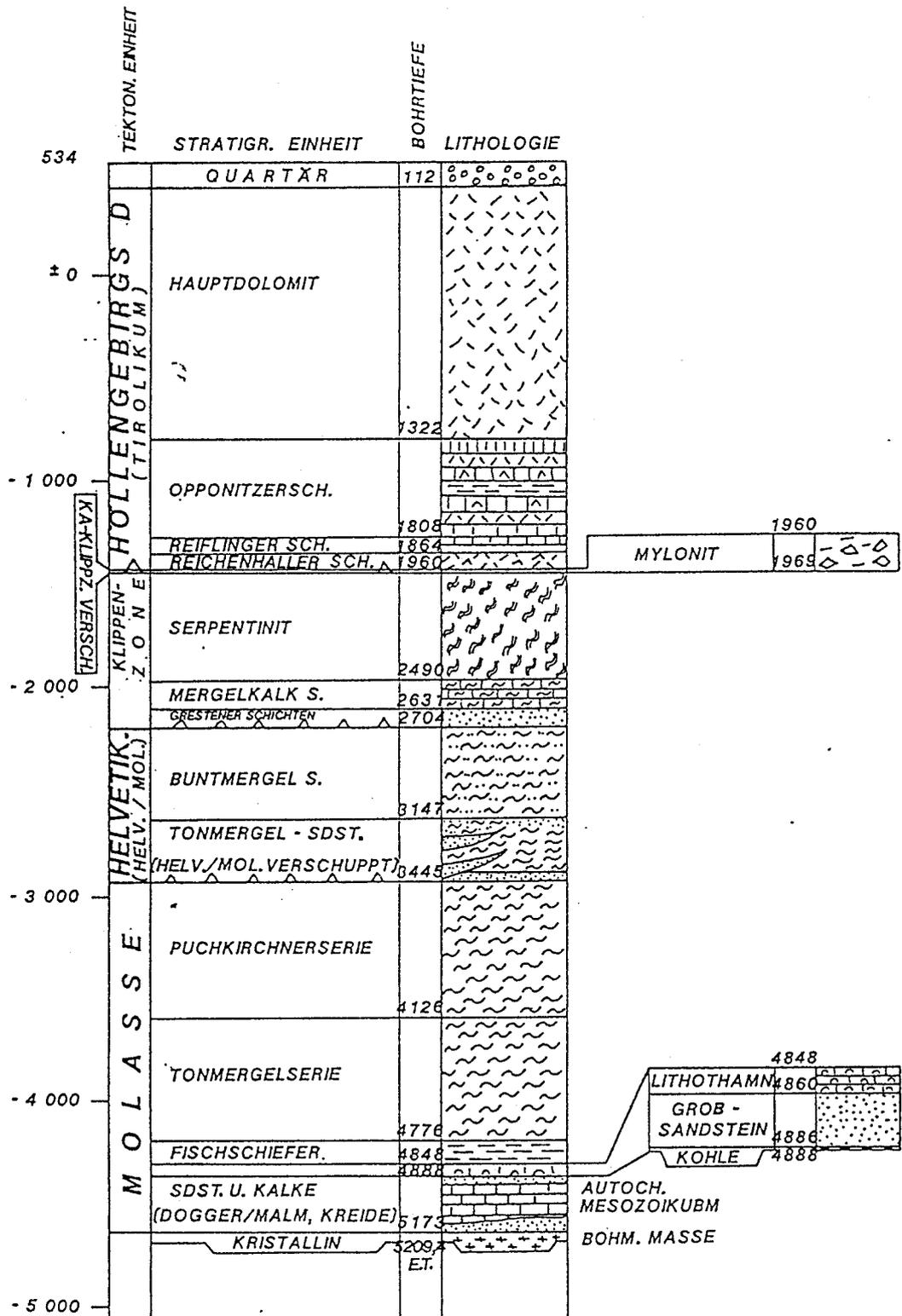


Abb. 49 Bohrprofil der Bohrung Grünau (aus BRIX & HAMILTON, 1989)

Literatur:

- ABELE, G. (1970): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge.- Mitt. Geogr. Ges. Wien, 112, H 1, 120-124, Wien.
- ABELE, G. (1974): Der Bergstürze in den Alpen.- Wiss.AV.Hefte (H. 25), München.
- BRAUNSTINGL (1989): Flyschanteil auf Blatt 65 Mondsee.- Geol. Karte Rep. Österr., Wien (Geol. B.-A).
- BRINKMANN, R.(1936): Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen.- Sitzungsberichte preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.,1936, 31, Berlin.
- BRIX, F. & HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg.- Exkursionsführer österr. geol. Ges., 12, Wien.
- BUTT, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps.- Cushman Foundation Forum. Res., Spec. Publ. 20, 121 S., Washington.
- EGGER, H. (1987): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich).- Jb. Geol. Bundesanst., 130: 139-151, 5 Abb.; Wien.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg.- Jb. Geol. Bundesanst., 132: 375-395, Wien.
- EGGER, H. (1992a): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen.- Z. dt. geol. Ges., 143: 51-65, Hannover.
- EGGER, H. (1992b): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden.- Jb.Geol.B.-A., 690-691, Wien.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn.- Zitteliana, 20: 59-65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum):- N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 196, 69-91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1996): Bericht 1994 und 1995 über geologische Kartierungen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. Jb. Geol.B.-A., 139, Wien.
- GATTINGER, T.E. (1953): Geologie der Kremsmauergruppe.- Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal.- Jb. Geol. B.-A.,138, 490-491, Wien.

KIRCHMAYER, M. (1956): Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 3-28, Wien.

KIRCHMAYER, M. (1957): Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.Ö.) und seiner Umrahmung. II. Tektonischer Teil.- Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, 8, 44-59, Wien.

LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen.- Verh. III. Internat. Quartärkonf., 141-147, Wien.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum.- Jb. Geol. B.-A., 111, 1-88, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich).- Jb. Geol. B.-A., 107, 11-69, Wien.

PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a.d.Krems (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., 94, 93-165, Wien.

PREY, S. (1952): Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone.- Verh. Geol.B.-A., Sdh. C, 98 -102, Wien.

PREY, S. (1953): Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.).- Jb. Geol. B.-A., 96, 301-343, Wien.

PREY, S. (1956) Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden.- Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., 3., 213-233, Innsbruck.

PREY, S. (1972): Flyschanteil auf der geologischen Karte des Wolfgangseegebietes.- Wien (Geol.B.-A.)

PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich).- Jb. Geol.B.-A., 126, 95-127, Wien.

PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung - eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik.- Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577, Wien.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau).- Z. dt. geol. Ges., 92, 416-430, Berlin.

Liste der Autoren:

- M. Brandmayr, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26.
 S. Buettner, Inst. für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg.
 R. D. Dallmeyer, Department of Geology, University of Georgia, Athens, Ga 3060, USA
 H. Egger, Geol. Bundesanst. Wien, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien.
 F. Finger, Inst. für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg.
 R. Handler, Institut für Geologie und Paläontologie Paris-Lodron-Universität Salzburg, A-5020 Salzburg, Hellbrunner Straße 34A., Salzburg.
 B. Haunschmid, Inst. für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg.
 Th. Hofmann, Geol. Bundesanst. Wien, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien.
 D. van Husen, Inst. Geol. TU Wien, Karlsplatz 13, A-1040 Wien
 H. Kohl, Hirschgasse 19, A-4020 Linz.
 H. G. Krenmayr, Geol. Bundesanst. Wien, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien.
 J. Loizenbauer, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Graz.
 H. Peresson, Inst. für Geologie Univ. Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien
 F. Rögl, Naturhist. Museum Wien, Abt. Geol. Paleont., Burgring 7, A-1014 Wien.
 Ch. Rupp, Geol. Bundesanst. Wien, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien.
 L. Wagner, Wolfersbergg. 6, A-1140 Wien.
 E. Wallbrecher, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Graz.
 H. Wimmer, Amt OÖ Landesregierung, Landesgeologie, Kärntnerstr. Linz.

TEILNEHMERLISTE

- AISTLEITNER**, Dr. Mag. Eyjolf - Kapfstraße 99 B, A- 6800 FELDKIRCH
ALEKSEEV, Dr. V.-Inst. Geol. Paläont.Univ. Graz, Heinrichstr. 26, A- 8010 GRAZ
BAMMER, Andreas - Flachberg 41, A- 4810 GMUNDEN
BOROVICZENY, Dr. Franz - Brauhausstr. 11a/14, A- 2320 SCHWECHAT
BRAUNSTINGL, Dr. Rainer - Kirchenstr. 37A, A- 5020 SALZBURG
BUETTNER, Steffen - Inst. Miner. Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A- 5020 SALZBURG
DAVOGG, Dr. Bernhard - c/o Oberösterreich. Kraftwerke AG, Böhmerwaldstr. 3, A-4020 LINZ
EGGER, Dr. Hans - Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
FINGER, Dr. Friedrich - Inst. Miner. Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A- 5020 SALZBURG
FISCHER, Prof. Dr. Hans - Geograph.. Inst., Universitätstr. 7, A- 1010 WIEN
FRIEDL, Dr. G.- Inst. Miner. Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A- 5020 SALZBURG
GAMERITH, Ing. Dr. phil. Walter - Katzianergasse 9, A- 8010 GRAZ
GANGL, Dr.Georg - Fasangasse 4, A- 2102 BISAMBERG
GEBERT, Wilhelm - Weimarerstr. 27/II/16, A- 1180 WIEN
de GRAAFF, Dr. Leo - Univ. Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, NL- 1018 VZ AMSTERDAM
HAUNSCHMID, Dr. Bruno - Inst. Miner. Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A- 5020 SALZBURG
HERMANN, Mag. Siegfried - Heinrichstraße 26, A- 8010 GRAZ
HOFMANN, Mag. Thomas - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
HOLL, Dr. Ing. Alfred - Jupiterweg 1, D- 22391 HAMBURG

HOLL, Dr. Marie-Luise - Jupiterweg 1, D-22391 HAMBURG
 HÖSCH, Dr. Konrad - OMV Aktiengesellschaft, Gerasdorfer Straße 151, A- 1211 WIEN
 van HUSEN, Dr. Dirk - Inst. f. Geologie, TU Wien, Karlsplatz 13, A- 1040 WIEN
 JANOSCHEK, Dr. Werner - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 JARITZ, Mag. Wolfgang - Sagschneiderweg 5, A- 5760 SAALFELDEN
 KIRSCH, Dr. Karl-Heinz - Inst. Paläont. hist. Geol., Richard-Wagner-Str.10, D-80333 MÜNCHEN
 KOCIU, DI,Dr. Arben - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 KOHL, Dr. Hermann - Hirschgasse 19, A- 4020 LINZ
 KRENMAYR, Dr. H.G. - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 KRYSZTYN, Dr. Leo - Inst. Paläont. Univ. Wien, Althanstr. 14, A- 1090 WIEN
 LETOUZÉ, Dr. Gerhard - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 LAHODYNSKI, Dr. Roman - Hörlgasse 9/14, A-1090 WIEN
 LUTERBACHER, Prof. Dr. H.P. - Geol. Inst.Univ. Tübingen, Sigwartstr. 10, D- 72076 TÜBINGEN
 MATURA, Dr. Alois - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 MOSER, Mag. Günter - Schwanthalergasse 4, A- 4810 GMUNDEN
 MOSHAMMER, Dr. Beatrix - Geol.Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 MURTINGER, Elisabeth - Inst. Geol. Paläont.Univ. Graz, Heinrichstr. 26, A- 8010 GRAZ
 PAULUS, Mag. G. - Inst. Geol. Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 SALZBURG
 PERESSON, Mag. Herwig - Inst. f. Geol., Althanstr. 14, A- 1090 WIEN
 PFLEIDERER, Dr. S. - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 PISTOTNIK, Dr. Julian - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 POLESNY, Dr. H. - Rohöl Aufsuchungs AG, Schwarzenbergplatz 16, A- 1015 WIEN
 REITER, Mag. Erich - Weinbergweg 21, A-4060 Leonding
 REITNER, Heinz -Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 REITNER, Mag. Jürgen - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 RUPP, Dr. Christian - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 SCHARBERT, Dr. Susanna - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 SCHWERD, Dr. Klaus - Bayer. Geol.Landesamt, Heßstr. 128, D- 80797 MÜNCHEN
 SLACZKA, Prof. Dr. hab. Andrzej - Inst. Geol. Sci., Univ. Jagiellonian, Ul. Oleandry 2a,
 PL- 30-063 KRAKOW
 SMUK, Dr. Andreas -Rohöl Aufsuchungs AG, Schwarzenbergplatz 16, A- 1015 WIEN
 SCHÖNLAUB, Prof. Dr. H. P. - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 STÜWE, Dr. Kurt - Dept. of Earth Science, Monash University, CLAYTON VIC 3168
 TSCHELAUT, Dr. Werner - -Rohöl Aufsuchungs AG, Schwarzenbergplatz 16, A- 1015 WIEN
 UNZOG, Dr. Wolfgang - Erlengasse 12, A- 8010 GRAZ
 VECER, Dipl. Ing. Barbara - Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A- 1031 WIEN
 WAGNER, Dr. Ludwig - Wolfsberggasse 6, A- 1140 WIEN
 WALLBRECHER, Prof. Dr. E. - Inst. Geol. Paläont.Univ. Graz, Heinrichstr. 26, A- 8010 GRAZ
 WALLBRECHER, Barbara - Inst. Geol. Paläont.Univ. Graz, Heinrichstr. 26, A- 8010 GRAZ
 WEBER, Prof. Dr. Franz - Montanuniv. Leoben, Franz-Josef-Str.18, A- 8700 LEOBEN
 WESSELY, Dr. Godfrid - Siebenbrunnengasse 29, A- 1050 WIEN
 WILK, Prof. Dr. hab. inż. Zbigniew - Akademia Górniczo-Hutnica, im. Stanisława Staszica, Instytut
 Hydrogeologii Geologii Inżynierskiej, Al. Mickiewicza 30, PL- 30-059 KRAKOW
 WIMMER, Dr. Harald - Amt der O.Ö. Landesregierung, Kärntnerstr. 12, A- 4020 LINZ
 WINTERSBERGER, Wilfried - Lederergasse 18, A- 4210 GALLNEUKIRCHEN
 WITT, Dr. Wolfgang - Hangstr. 16, D- 84079 GÜNDLKOEFEN
 WITT, E. -Hangstr. 16, D- 84079 GÜNDLKOEFEN

