

1. Exkursion 1: 17. September 1991

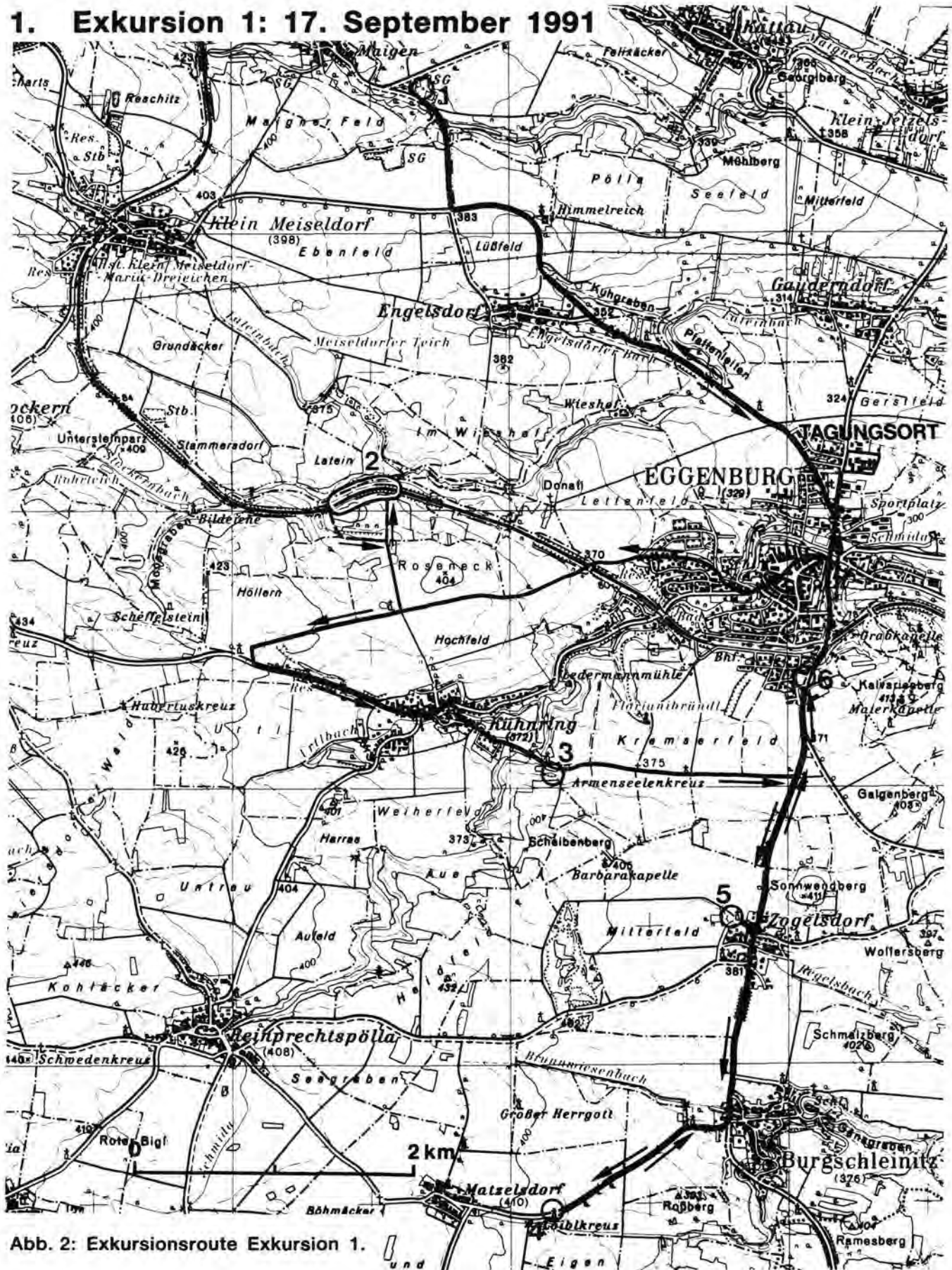


Abb. 2: Exkursionsroute Exkursion 1.

1.1. Haltepunkt 1 Maigen – Sandgrube Stranzl

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER, J. NEBELSICK, Y. JENKE

Thema: Tertiär der Eggenburger Bucht.

Komplette Transgressionsfolge des unteren Eggenburgium mit Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation und Gauderndorf-Formation und Transgression des oberen Eggenburgium mit Zogelsdorf-Formation. Syn- und postsedimentäre Bruchtektonik.

Lithostratigraphische Einheit: Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube der Firma Stranzl, ca. 4,5 km NW Eggenburg, ca. 700 m SE Maigen, an der Straße nach Engelsdorf, östlich der Abzweigung nach Kattau.

Beschreibung (Abb.3 und 4):

Über dem Kristallin (Phyllite des Moravikums) liegen schlecht sortierte Grobsedimente der Kühnring-Subformation (unteres Eggenburgium) mit reichem Fossilinhalt. Darüber folgt die im liegenden Teil aus teilweise fossilreichen Fein- bis Mittelsanden, im hangenden Teil aus schräggeschichteten und stark verwühlten Mittel- bis Grobsanden bestehende Burgschleinitz-Formation (unteres Eggenburgium). Diese geht in die siltigen Feinsande der Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) über. Im Hangenden lagern über einer Transgressionsdiskordanz biogenreiche Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Schichtmächtigkeiten und absolute Höhenlage der einzelnen Formationen sind in der Sandgrube lateral sehr unterschiedlich (vgl. Abb.3) und wurden von syn- bis postsedimentär aktiven Brüchen beeinflusst. Durch diese Brüche wurde jedoch vermutlich bereits präsedimentär das Relief des kristallinen Untergrundes vorgezeichnet.

Die deutlichen Mächtigkeitsunterschiede der Kühnring-Subformation und des liegenden Teiles der Burgschleinitz-Formation können durch Reliefausgleich und synsedimentäre Absenkung am Beginn der Sedimentation erklärt werden. Ein NNE-SSW streichender und mit ca.60° gegen WNW einfallender Bruch, der die Grube in einen West- und Ostteil trennt, belegt dagegen eine postsedimentäre Verstellung des Ostteiles gegenüber dem Westteil um 6-8 m.

Kühnring-Subformation: Diese basale, über dem Kristallin anstehende Formation, besteht überwiegend aus braungelben bis grüngrauen, sehr schlecht sortierten, eckigen, siltigen Kiesen und Grobsanden.

Im Schwermineralspektrum dominieren Staurolith und Turmalin neben Granat, Disthen, Zirkon und Rutil. Im Leichtmineralspektrum überwiegen Gesteinsbruchstücke neben Quarz und etwas Feldspat.

Die Sedimente sind sehr fossilreich. Neben umgelagerten Korallen sind besonders *Ostrea*, *Mytilus*, *Turritella*, *Pirenella*, *Trochus*, *Pitar* und *Cardium* häufig. Von überregionaler stratigraphischer Bedeutung ist die Kleinsäugerfauna (MEIN, 1989) und die reiche Otolithenfauna (BRZOBOHATY, 1989).

Burgschleinitz-Formation: Der liegende Teil der Burgschleinitz-Formation ist durch grüngraue bis braungelbe, teilweise ebenflächig dünn geschichtete, siltige Feinsande mit Lagen und Linsen aus gut gerundetem Grobsand-Feinkies gekennzeichnet.

Im Schwermineralspektrum dominieren, wie in der Kühnring-Subformation, Staurolith und Turmalin neben Granat, Disthen, Zirkon und Rutil. Auch das Leichtmineralspektrum ist im liegenden Teil der Burgschleinitz-Formation ähnlich wie das der Kühnring-Subformation.

Der Fossilinhalt besteht hauptsächlich aus *Tellina* und *Turritella*; dazu kommen *Pirenella*, *Cardium*, *Natica*, *Pitar* und *Diloma*. Im mittleren Grubenteil wurden in einer Bank mit *Mytilus* und *Ostrea*

Panzerreste einer Schildkröte gefunden. Auch hier treten stratigraphisch wichtige Kleinsäugerreste (MEIN, 1989) und eine reiche Otolithenfauna (BRZOBOHATY, 1989) auf.

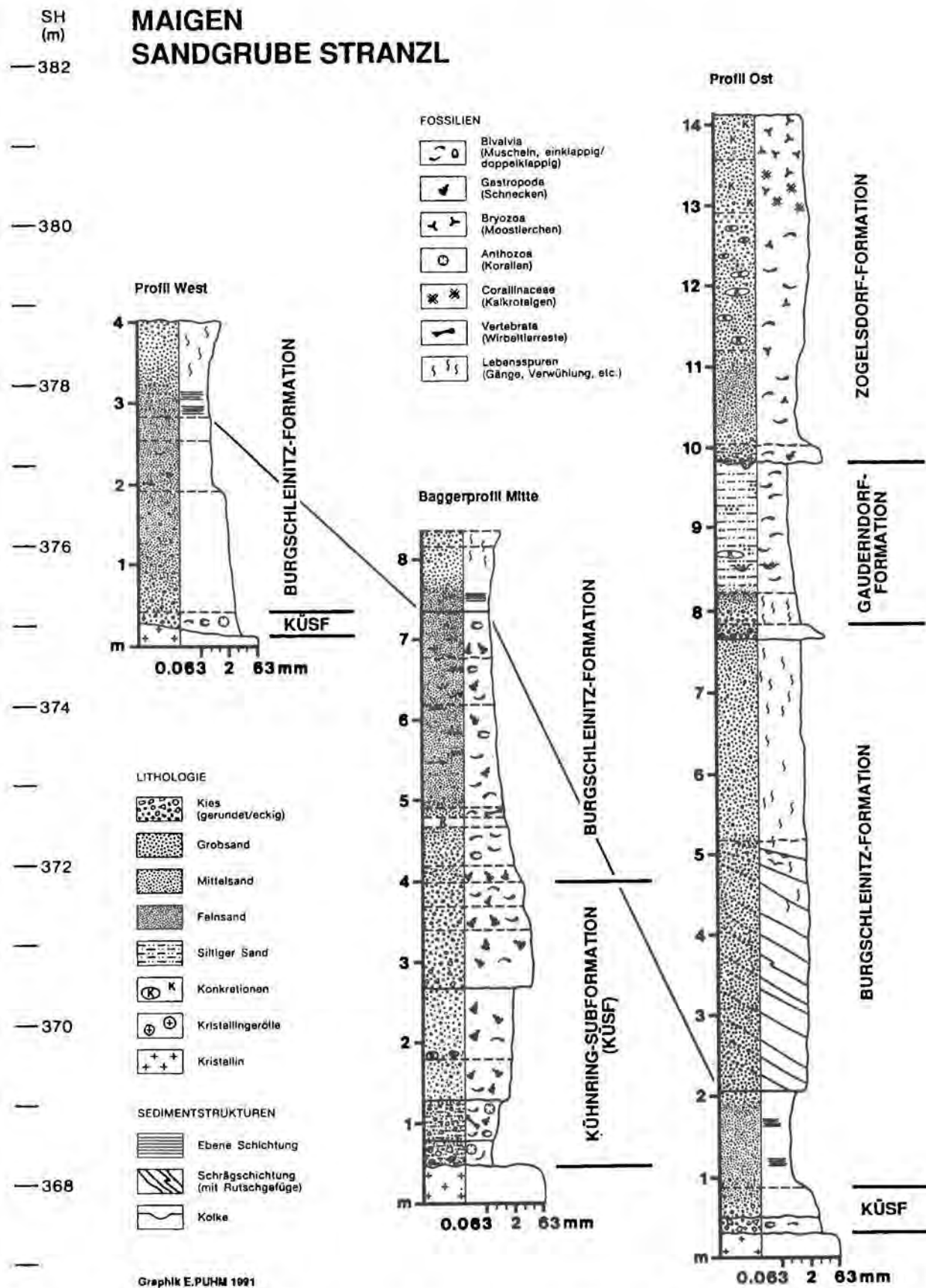


Abb.3: Profile der Sandgrube Stranzl, südöstlich Maigen bei Eggenburg.

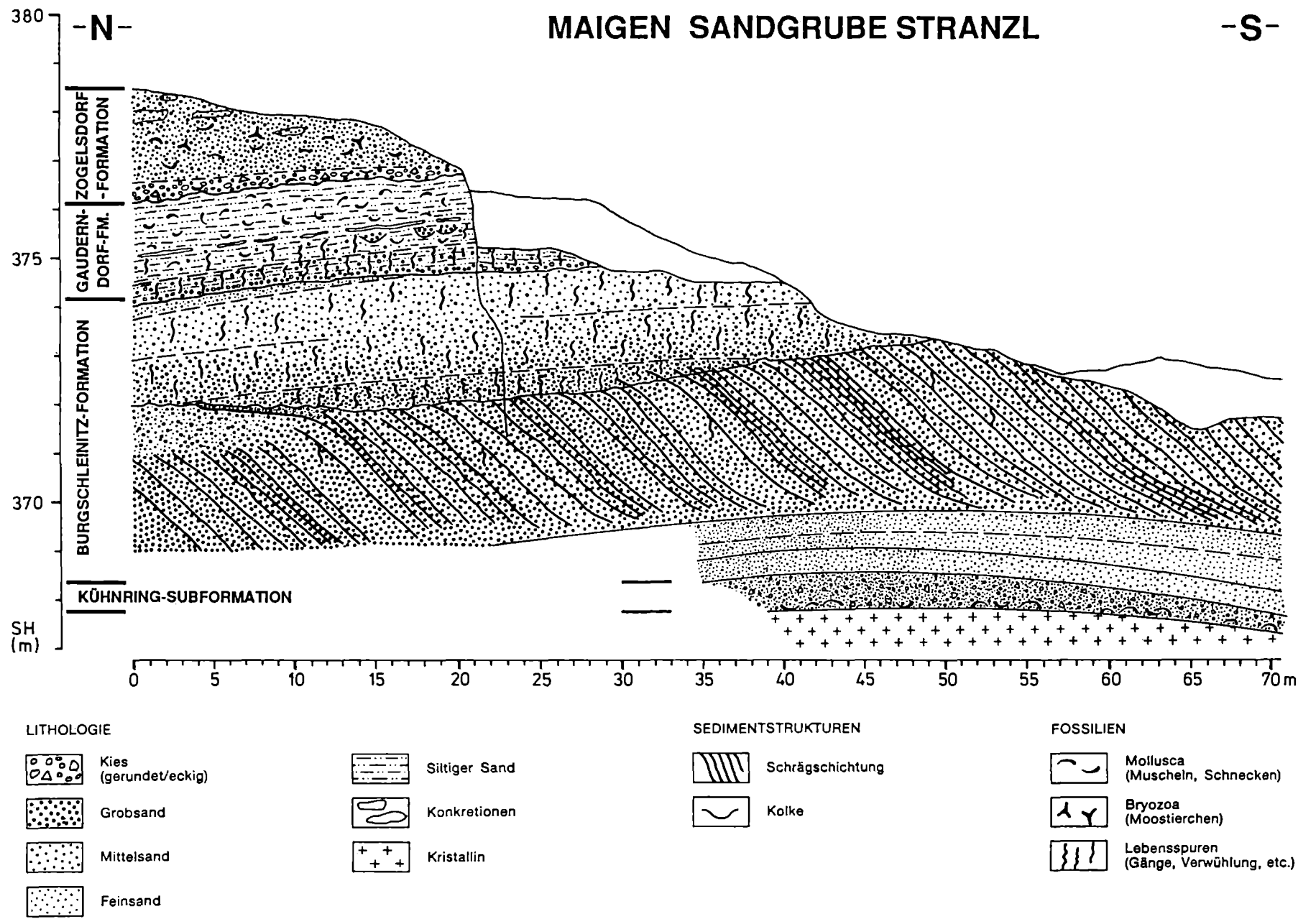


Abb.4: Wandabwicklung am Profil Ost der Sandgrube Stranzl, südöstlich Maigen bei Eggenburg.

Im hangenden Teil wird die Burgschleinitz-Formation von weißgrauen bis gelborangen, steil schräggeschichteten, kiesigen Grobsanden, die teilweise mit grobsandigen Mittel- und Feinsanden wechsellagern, aufgebaut. Vereinzelt treten in dem tafelförmigen Schrägschichtungskörper Rutschgefüge auf den Schichtflächen auf.

Nach oben hin ist ein Übergang in massige, graugelbe bis gelborange Grob- bis Mittelsande zu beobachten, die vollständig mit Gangsystemen vom Typ *Ophiomorpha* durchsetzt sind.

Das Schwermineralspektrum ist in diesen Grobsedimenten bunter als in den liegenden Feinsedimenten. Vorwiegend sind Disthen, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden. Dazu treten Staurolith, Silimanit, Granat und Epidot. Auch das Leichtmineralspektrum dieser Grobsedimente, das neben Feldspat und wenigen Gesteinsbruchstücken von Quarz dominiert wird, ist deutlich anders.

Gauderndorf-Formation: Über Mittelkies bis Grobsand aus gut gerundeten Quarzen und Phyllit und einem geringmächtigen Übergangsbereich aus gelbbraunen, mittel- bis grobsandigen Feinsand-Silt folgen die hellgrauen bis grüngrauen Silte-Feinsande der Gauderndorf-Formation mit einzelnen Grobsand-Feinkies-Nestern.

Das Schwermineralspektrum ist ähnlich wie in den liegenden, schräggeschichteten Grobsanden der Burgschleinitz-Formation. Im Leichtmineralspektrum ist an der Basis eine Zunahme der Gesteinsbruchstücke zu erkennen. Darüber treten wieder viel Quarz, jedoch weniger Feldspat und Gesteinsbruchstücke auf.

Der grobe Übergangsbereich in die Gauderndorf-Formation ist stark verwühlt. In den hangenden Feinsedimenten tritt vorwiegend eine grabende Fauna mit *Solen*, *Maetra*, *Tellina*, *Pitar*, Turritelliden und Naticiden auf.

Zogelsdorf-Formation: An der Basis der Zogelsdorf-Formation ist ein Aufarbeitungshorizont aus konkretionär verfestigten mittel- bis grobsandigen Grob- bis Feinkiesen mit gut gerundeten Quarzen und eckigen Kristallinkomponenten zu finden. Darüber besteht die Zogelsdorf-Formation aus gelbgrauen, siltig-kiesigen Grob- bis Feinsanden mit zahlreichen Konkretionen, wobei die Schichtfolge gegen das Hangende zu feiner wird.

Im Schwermineralspektrum dominieren Staurolith und Granat. Dazu treten Disthen, Turmalin und Rutil. Im Leichtmineralspektrum überwiegt Quarz; aber auch Feldspat und Gesteinsbruchstücke sind, besonders im Grobanteil, etwas häufiger. Die Terrigenkomponenten nehmen gegen das Hangende deutlich ab.

Der Aufarbeitungshorizont an der Basis führt Austern, Pectiniden, Balaniden, *Turritella*, *Pitar* und diverse Bivalvensteinkerne. Dünnschliffe von der Basis zeigen offensichtlich aufgearbeitete Turritellen. Bei diesen Gastropoden liegt eine Schalenerhaltung (neomorphe Ersetzung von Aragonit durch Sparit) vor, welche untypisch für die, sonst meist nur als Steinkerne erhaltenen, aragonit-schaligen Mollusken der Zogelsdorf-Formation ist. Außerdem ist ihre Hohlraumfüllung deutlich feiner als die umliegende Matrix. Darüber sind vor allem *Pecten homensis*, Ostreiden, *Anomia* und Balaniden häufig, die teilweise in Horizonten angereichert sind. Das Sediment ist sehr reich an Bryozoen, sowohl mit celleporiformen als auch ästigen und inkrustierenden Wuchsformen. Im Hangenden treten auch Corallinaceen auf.

Eine Foraminiferenfauna aus schlämbaren Lagen der Zogelsdorf-Formation wird durch das sehr häufige Auftreten von *Cibicidoides pseudoungerianus* dominiert. Häufige Faunenelemente sind weiters *Spiroplectammina pectinata* (REUSS), *Bolivina* div. sp., *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und *Lenticulina inornata* (D'ORB.). Hingegen treten selten *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOBS) und Elphidien auf. Die Planktonrate ist mit ca. 5 % als niedrig zu bezeichnen.

Die Sedimente der Zogelsdorf-Formation von Maigen werden von NEBELSICK (1989a, b) zur Bryozoen-Fazies gestellt.

Interpretation:

Die Schichtfolge von Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation und Gauderndorf-Formation läßt anhand der Lithologie und des Fauneninhalts die Transgression des unteren Eggenburgium deutlich erkennen.

Anhand der Kleinsäugerfauna (MEIN, 1989) ist für die Kühnring-Subformation und Burgschleinitz-Formation eine Einstufung in den älteren Teil der Zone MN 3 (basales Orleanium) möglich (vgl. STEININGER & al., 1990). Ebenso konnte C. MÜLLER (in STEININGER, 1979) in diesen Sedimenten die Nannoplankton-Zone NN2/NN3 nachweisen. Die reiche, charakteristische Molluskenfauna läßt eine Korrelation mit dem tieferen Burdigalium und der kontinentalen Wirbeltierzonierung zu.

Die Sedimente der Kühnring-Subformation sind Ablagerungen in seichter, mariner, schlammreicher, sublitoraler Fazies. Auf zeitweiligen Süßwassereinfluß weisen Einschwemmungen terrestrischer Faunenelemente und die Einschüttung von lokalem Kristallinmaterial hin. Die Otolithen (BRZOBOHATY, 1989) sprechen für ein brackisches Milieu mit einer guten Verbindung zum offenen Meer und ein sehr warmes, subtropisches Klima.

Die Burgschleinitz-Formation kann als etwas tiefere, marine, sandreiche, sublitorale Fazies mit stärkerer Wasserbewegung interpretiert werden. Aus dem Mineralspektrum geht hervor, daß im liegenden Teil der Burgschleinitz-Formation noch lokal geschüttetes Material vorherrscht, das gegen das Hangende von weiter transportiertem und besser aufbereitetem Material abgelöst wird.

Hinter engen Durchlässen, zwischen Kristallinaufragungen kommt es zur Bildung von 3.0 bis 3.5 m mächtigen, tafelförmigen Schrägschichtungskörpern aus Mittel- bis Grobsanden mit steil einfallenden und schwach tangentialen Leeblättern. Vom Schrägschichtungstyp her lassen sich diese Sohlformen mit der Dune-Klasse I von ALLEN (1980) vergleichen. Es handelt sich daher um Sedimentkörper, die bei starker, gleichförmiger und richtungskonstanter Strömung entstanden.

Am flacheren, der Strömung ausgesetzten Luvhang treten häufig Labyrinth von Lebensspuren auf, deren Form und Anlage einen Depositfresser als Verursacher vermuten lassen. Die Ähnlichkeit mit den Bauten mancher rezenten Maulwurfskrebse, auch im Bezug auf die nodosen Wandstrukturen (*Ophiomorpha*) erlaubt es, den Bewohner dieser Systeme unter den Crustaceen zu suchen. Die orientierungsstatistische Analyse dieser Bauten konnte bevorzugte Richtungen in der Anlage der Bauten dokumentieren (HOHENEGGER & PERVESLER, 1985).

Die Sedimente der Gauderndorf-Formation mit der typischen, im Schlamm grabenden Molluskenfauna lassen die Ablagerung in etwas tieferer, mariner, geschützter, feinsandiger, sublitoraler Fazies mit geringer Wasserbewegung erkennen.

Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz folgen die Ablagerungen der Zogelsdorf-Formation des oberen Eggenburgium. Die Sedimente wurden wiederum in tieferer, mariner, sublitoraler Fazies abgelagert.

Die Verfeinerung des Sediments und Abnahme der Terrigenanteile gegen das Hangende deutet auf ruhiger werdende hydrodynamische Energieverhältnisse durch die marine Transgression hin.

Der hohe Schlammanteil, die schlechte Sortierung und das Vorhandensein von Bryozoen, welche ein nicht erhaltungsfähiges, im Schnitt kreisförmiges Substrat umkrusten, könnte auf eine Strömungsverringerung durch Seegrasbewuchs hinweisen, wie dies auch durch die Foraminiferenfauna bestätigt wird.

Literatur

BRZOBOHATY, R. (1989); HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P. (1985); MEIN, P. (1989); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986); ROETZEL, R. (1990b); STEININGER, F. (1977, 1979, 1983); STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1990).

1.2. Haltepunkt 2

Eggenburg Lateinfeld – Eisenbahneinschnitt

W. VETTERS

Thema: Kalksilikatschiefer, Granatquarzit, Glimmerschiefer und Gneise bis schiefrige Gneise des Moravikum.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Eisenbahneinschnitt an der Franz Josef-Bahn, Bahnkilometer 81,6 - 82,2, ca. 2,8 km W Eggenburg, ca. 2,3 km SE Klein Meiseldorf, S der Flur Latein (Lateinfeld).

Beschreibung und Interpretation:

Vgl. Beitrag von W.VETTERS im Teil I (allgemeiner Teil) dieses Tagungsbandes.

1.3. Haltepunkt 3 Kühnring – Gemeindesandgrube

Kristallin: G. FRASL

Tertiär: F.F. STEININGER, P. PERVESLER, R. ROETZEL, Ch. RUPP & Y. JENKE

Thema: Tertiär der Eggenburger Bucht. Burgschleinitz-Formation mit grobem Schutthorizont.
Fundstelle von mehreren Seekuh-Skeletten und eines Delphinschädels. Darüber Gauderndorf-
Formation und Zogelsdorf-Formation.

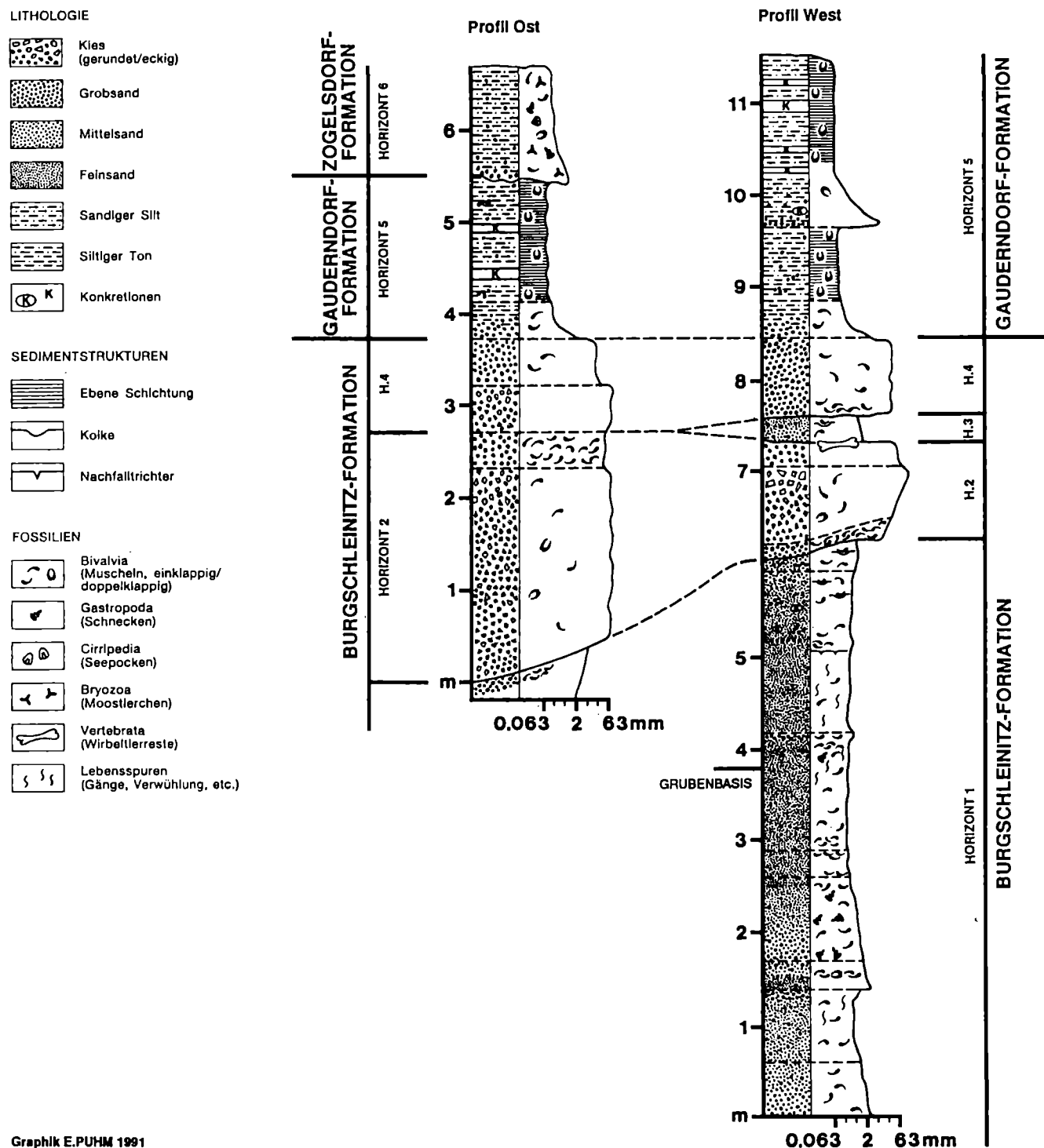


Abb.5: Profil der Gemeindesandgrube Kühnring bei Eggenburg.

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Sandgrube der Gemeinde Kühnring, ca.2 km SW Eggenburg, ca.800 m SE Kühnring, S Weg zum Armenseelenkreuz, am Nordhang des Scheibenberges.

Beschreibung (Abb.5):

In der Gemeindesandgrube von Kühnring, die in einer schmalen, ungefähr West-Ost streichenden und im Norden und Süden von kristallinen Gesteinen begrenzten Senke liegt, sind marine Sedimente der Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation aufgeschlossen (vgl. Abb.5).

Burgschleinitz-Formation: Der liegende Teil der Burgschleinitz-Formation besteht aus gelbbraunen bis gelbgrauen Mittelsanden, Feinsanden und siltigen Feinsanden (Horizont 1). Interne ebenflächige und horizontale Schichtung ist nur durch vereinzelte dünne, gradierte Feinkiesbänder oder Molluskenschillhorizonte erkennbar.

Die Sande sind fast im gesamten Profil äußerst molluskenreich, wobei in den unteren, gröberen Sedimenten vorwiegend Molluskensplitter vorkommen, während darüber überwiegend gut erhaltene Exemplare, bei den Bivalven z.T. Einzelklappen oder doppelklappige Individuen, teilweise sogar in Lebensstellung, auftreten.

In den Sedimenten konnten *Turritella* sp., *Macrochlamys holgeri*, *Pecten pseudobeudanti*, *Tellina planata*, *Divalinga ornata*, *Dosinia exoleta*, *Pitar raulini*, *P.incrassata*, *P.gigas*, *P.sp.*, *Thracia eggenburgensis*, *Cardium moeschanum*, *C.sp.*, *Bucardium hoernesianum*, *Venerupis basteroti*, *Eomilta transversa*, *Calliostotapes vetulus*, *Lucina* sp., *Psammobia* sp., *Panopea* sp., *Mytilus* sp., *Ostrea* sp., *Lutraria* sp., *Thracia* (?), Lucinidae indet. und Mauerkronen von Balaniden bestimmt werden.

Die Foraminiferenfauna wird von der Gruppe *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.) dominiert. Häufig sind weiters *Aubignyna simplex* (EGGER), *Buccella propingua* (REUSS), *Elphidium reussi* MARKS, *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Elphidiella cryptostoma cryptostoma* (EGGER), *Nonion commune* (D'ORB.), *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.). Das Plankton, hauptsächlich durch *Cassigerinella globulosa* (EGGER) und *C. boudecensis* POKORNY vertreten, ist kleinwüchsig und nicht häufig.

Aufgrund der reichen Molluskenfauna sind die Sedimente stark bioturbiert. Besonders im oberen Teil dieses sandigen Abschnittes können Gangsysteme beobachtet werden, die ohne besonders gefestigte Wandbereiche angelegt wurden. Die Durchmesser der Gänge betragen 2-3 cm. In manchen aufgebrochenen Gangabschnitten sind halbmondförmige Stopfstrukturen zu erkennen, andere Bereiche wurden passiv mit Grobsand gefüllt. Als Verursacher dieser Gangsysteme kommen vor allem grabende Crustaceen in Frage.

Der hangende Teil der Burgschleinitz-Formation wird von einer auffallenden Folge aus Kristallin-Grobschutt und Quarzkies (Horizonte 2-4) gebildet.

Es folgt zuerst ein auffallender Grobhorizont (Horizont 2), der im westlichen Teil des Aufschlusses über einem schwachen Erosionsrelief eine gleichmäßige Mächtigkeit um 1 m besitzt, gegen Osten jedoch über einer deutlich ausgebildeten Erosionsdiskordanz bis ca.3 m Mächtigkeit erreicht.

Im westlichen Grubenteil beginnt dieser Grobhorizont an der Basis mit einem äußerst mollusken-schillreichen Mittelsand bis Feinkies der vorwiegend konkav orientierte Einzelklappen von *Arca*, *Glycymeris*, Ostreiden, *Pitar*, *Panopea* und großwüchsigen Turritelliden führt.

Darüber folgt ein invers gradiertes Kristallin-Grobschutthorizont aus Mittel- und Grobkiesen. Die sehr schlecht sortierten Komponenten sind vorwiegend matrixgestützt und chaotisch gelagert; teilweise sogar mit den Längsachsen vertikal im Sediment orientiert. In der Grobfraktion findet man großteils plattige und kantengerundete aplitische Muskovitgneise und Turmalinquarzite. Untergeordnet treten gut bis sehr gut gerundete Quarze auf. Am Top dieses Horizontes sind große Kristallinplatten mit Durchmesser von 10-80 cm auffallend, die im westlichen Grubenabschnitt gegen Osten an Größe und Häufigkeit deutlich zunehmen. Die Analyse der Streichrichtungen der Längsachsen dieser Kristallinplatten ergab drei bevorzugte Richtungen (Mittelwerte bei 67.86°, 118.80° und 166.39°).

Besonders im östlichen Grubenteil, wo dieser Grobhorizont deutlich homogener ist, sind häufig Einzelklappen dickschaliger Mollusken (*Glycymeris*, *Macrochlamys holgeri*, *Pitar* und *Protoma*) in chaotischer Lagerung zu beobachten.

Der hangende, äußerst quarzreiche Abschnitt des Grobhorizontes besteht aus siltigem Grobsand mit einem hohen Anteil von gut bis sehr gut gerundetem Mittel- und Grobkies.

Dieser wird von einem lateral gegen Osten auskeilenden, siltig-kiesigen Fein- bis Mittelsand (Horizont 3) überlagert, in dem Mollusken-Einzelklappen und Schillnester auftreten. Meist eingebettet in diese Sande, am Top des liegenden Grobhorizontes, wurden in den letzten Jahren sechs, unterschiedlich gut erhaltene Skeletteverbände von Seekühen (*Metaxtherium krahulezki*) und eine größere Anzahl von isolierten Skelettelementen sowie ein Delphinschädel gefunden. Im mittleren Grubenteil, wo der Sandhorizont gegen Osten bereits auskeilt, liegen die Skelettreste ebenfalls am Top des Grobhorizontes, jedoch bedeckt vom hangenden Kies.

In diesem Mittel- bis Feinkieshorizont (Horizont 4) mit grob- bis mittelsandiger Matrix überwiegen in der Kiesfraktion, so wie im liegenden Horizont, gut bis sehr gut gerundete Quarze.

Einzelklappen großer Bivalven sind vor allem an der Basis häufig, wo sie meist mit der Wölbung nach unten im Sediment liegen. Es konnten folgende Arten bestimmt werden: *Turritella terebralis*, *T. gradata*, *T. vermicularis*, *Protoma cathedralis*, *Chlamys holgeri*, *Pecten pseudobeudanti*, *Anomia ephippium*, *Pitar raulini*, *P. islandicoides*, *Dosinia exoleta*, *D. ornata*, *Iphigenia lacunosa*, *Glycymeris fichteli*, *Panopea menardi* und *Ostrea* div. sp.

Gauderndorf-Formation: Die insgesamt maximal 3 m mächtige Gauderndorf-Formation (Horizont 5) wird über einer quarzkiesreichen Basis aus grüngrauen bis gelbbraunen, im cm-Bereich ebenflächig bis leicht wellig und gut geschichteten tonigen Silten bis Tonsilten aufgebaut, die vereinzelt Feinkiesnester führen. Im Hangenden fallen besonders mehrere schichtungsparallele Verhärtungshorizonte auf.

Innerhalb der Pelite tritt eine sehr schlecht sortierte, grobe Einschaltung mit sehr gut gerundeten, matrixgestützten Quarzkiesen auf, die mit einem scharfen Kontakt gegen das Liegende einsetzt und normal gradiert ist.

Die reiche, grabende, zartschalige Molluskenfauna dieser Pelite ist oft in Lebensstellung zu beobachten. Häufig sind: *Haliotis*, *Diloma*, Turritellen div. sp., *Ficopsis*, *Euthriofusus*, *Cerastoderma*, mittelgroße Cardien, *Pitar* div. sp., *Paphia*, *Lutraria*, *Tellina* und *Solen*.

Die Foraminiferen-Gesamtf fauna wird stark von kleinwüchsigem Plankton (hauptsächlich Cassigerinellen, daneben *Globigerina ciperoensis ottnangensis* RÖGL, *G. angustiumbilicata* BOLL und *G. brevispira* SUBBOTINA) dominiert. Häufige benthonische Foraminiferen sind neben *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.), *Hanzawaia boueana* und *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) auch *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Caucasina cylindrica* ZAPLETALOVA, *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.), *Epistominella cf. molassica* (HAGN) und *Globocassidulina oblonga* (REUSS). Gegen das Hangende nehmen planokonvexe Arten (*Cibicidoides*, *Hanzawaia*) stetig an Häufigkeit zu.

Zogelsdorf-Formation: Die nur im östlichen Teil der Grube anstehende Zogelsdorf-Formation (Horizont 6) ist über dem Transgressionsrelief des oberen Eggenburgium in typischer basaler Fazies ausgebildet. Die quarzkies- und biogenreichen Kalksteine sind undeutlich geschichtet und teilweise knollig verhärtet. Es sind weißgraue bis braungelbe, sehr matrixreiche kiesige Silte bis Feinsande mit meist sehr gut gerundeten, matrixgestützten Quarzkiesen im Fein- bis Mittelkiesbereich und untergeordnet eckigen bis kantengerundeten Kristallinkomponenten.

Die Zogelsdorf-Formation führt in diesem Aufschluß dickschalige Austern, Pectiniden (*Pecten pseudobeudanti* und *P. homensis* sowie kleinwüchsige Chlamys-Arten), Turritellensteinkerne, meist vollständig erhaltene Balaniden und manchmal in Lagen angereicherte kugelförmige Bryozoenkolonien (*Cellepora*).

Die Foraminiferenfauna wird stark von *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) dominiert. Häufig ist auch *Spiroplectammia pectinata* (REUSS). Weiteres Benthos (*Elphidium* div. sp., *Bolivina* div. sp.) und Plankton (Cassigerinellen) sind in geringeren Prozentsätzen vertreten.

Schwerminerale: Im gesamten Profil der Gemeindesandgrube Kühnring tritt ein auffallend einheitliches und äußerst eintöniges Schwermineralspektrum auf, das von Turmalin mit 89-100 % dominiert wird. Granat, Staurolith und Disthen sind nur im Grobschuttbereich etwas häufiger zu finden. Ebenso hohe Turmalinanteile konnten in mehreren Gruben in der näheren Umgebung der Ge-

meindesandgrube Kühnring, wie z.B. in Amelsdorf, Burgschleinitz und Sonndorf festgestellt werden (vgl. THINSCHMIDT, 1991).

Diese Turmalindominanz ist vermutlich auf Schüttungen aus den turmalinaplitischen Randbildungen im Kontaktbereich zum Thaya-Batholith zurückzuführen (vgl. FRASL in HÖCK & al., 1983).

Interpretation:

Die an der Basis der Gemeindesandgrube von Kühnring aufgeschlossenen, fossilreichen Mittel- bis Feinsande können aufgrund der Molluskenfauna, Foraminiferenfauna und des internen Sedimentaufbaues als typische Ablagerungen des seichten, marinen Sublitorals angesehen werden.

Die Lithologie des darüber folgenden, invers gradierten Horizontes mit groben, matrixgestützten, sehr schlecht sortierten und lokal geschütteten Kristallinkomponenten weist auf einen sehr rasch abgelagerten Schuttstrom (Trümmerstrom, debris flow) hin.

Der Molluskenschillhorizont an der Basis dieses Horizontes ist wahrscheinlich auf ein schweres Sturmereignis zurückzuführen, das vor dem Abgang dieses Schuttstromes stattfand, bzw. der auslösende Faktor gewesen sein könnte. Da die mehr oder weniger vollständig erhaltenen Seekuh-Skelette von *Metaxytherium krahulecki* in verschiedenen Größen- bzw. Altersklassen gemeinsam mit den großen Gesteinsplatten ausschließlich oben auf dem Schutthorizont liegen, ist anzunehmen, daß diese Tiere einem Herdenverband angehörten und gleichzeitig umkamen. (vgl. PERVESLER & STEININGER, 1986).

Wahrscheinlich steht der Tod dieser Seekuhherde in der seichten Meeresbucht in Zusammenhang mit einem schweren Sturm und dem davon ausgelösten, plötzlich eingleitenden Schuttstrom. Es ist zu vermuten, daß, anders als bei Delphinen oder Seehunden, die toten Tiere nicht an der Wasseroberfläche treibend zerfielen, sondern durch den schweren Knochenbau der Seekühe sehr bald und komplett zu Boden sanken. Die Kadaver wurden danach durch Strömung und Wellentätigkeit etwas zerlegt und allmählich von Sanden bedeckt. Dies geschah allerdings nicht sehr rasch, da auf zahlreichen Seekuhknochen der Aufwuchs von Austern zu beobachten ist.

Die Gauderndorf-Formation, die in diesem Aufschluß besonders feinkörnig und gut geschichtet ist, läßt aufgrund der Foraminiferenfauna (verstärktes Auftreten von *Lenticulina*, *Caucasina*, *Globocassidulina* und Plankton) auf einen etwas tieferen Ablagerungsraum mit besserer Verbindung zum offenen Meer schließen. Eine normal gradierte Grobeinschaltung in diesen Feinsedimenten ist wahrscheinlich wieder auf ein Sturmereignis zurückzuführen.

Die diesen Aufschluß beschließenden Sedimente der Zogelsdorf-Formation erscheinen aufgrund der Foraminiferenfauna im mittleren Neritikum zur Ablagerung gekommen zu sein.

Literatur

PERVESLER, P. & STEININGER, F. F. (1986); ROETZEL, R. (1990b).

KRISTALLIN (G.FRASL)

Thema: Hangendkontakt des Thaya Batholiths: Aplitgänge in Kalksilikathornfels - variszisch schwach überprägt.

Ortsangabe: Straßenböschung unmittelbar gegenüber dem Ausgang der Gemeindesandgrube Kühnring.

Beschreibung:

Man sieht mehrere armdicke, steilstehende, aplopegmatitische Gänge, welche ein blockig brechendes, graugrünes, dichtes Nebengestein durchschlagen haben (vgl. Beschreibung von Haltepunkt 19 im Exkursionsführer 1977 sowie Analyse eines hiesigen Metahornfelses auf der dortigen Tabelle III). In Schliften dieses Metahornfelses erkennt man - meist zeitig angereichert - einmal vorwiegend Aktinolitstengelchen (z.T. leicht blaustichig), dann vorwiegend körnigen bis kurzprismatischen Klinozoisit und lagenweise auch mehr Feldspat - und zwar xenomorphe Oligoklase sowie Mikrokline - und auch Quarz.

Die variszische Deformation ist hier in diesen beiden wenig schieferholden Gesteinen so gering, daß man in dem Metahornfels ("Kühnringer Kalksilikatfels", HÖCK & VETTERS, 1979) noch z.T. deutlich die primäre Bänderung erkennen kann, die übrigens stellenweise von den Aplitgängen

schräg abgeschnitten ist. Durch Stoffaufnahme hatten sich stellenweise sogar im Pegmatit, so wie sonst eher im Hornfels, bis halb-cm große, blaßgrünlichgraue Pyroxene gebildet, die zwar meist uralitisiert, zum Teil aber auch noch als solche erhalten sind, was für die schonungsvolle Art der hiesigen Deformation und Metamorphose kennzeichnend ist. Trotzdem erkennt man in den Gängen schon mit freiem Auge an den Feldspaten und Quarzen die deutlichen Veränderungen, Trübungen oder Zerpressungen. Übrigens liegt hier der nächste Granitaufschluß des Thaya Batholiths bereits beim Feldrain am östlichen Ende des Buschwerks. Trotz dieser geringen Entfernung kann die Chemie der sauren Ganggesteine durch den Stoffaustausch mit dem kalkreichen Nebengestein schon bemerkenswert verändert sein.

Interpretation:

Als Ausgangsmaterial der im Hangendkontakt des Thaya Batholiths relativ seltenen, aber vergleichsweise vom Brünner Massiv her altbekannten Hornfelse kann ein kieseliger Mergel angenommen werden. Übrigens hat schon F.E. SUESS (1912) und dann auch WALDMANN (seit 1922) auf solche Hornfelse vom "ehemaligen Kontaktmantel" bei Kühnring hingewiesen, aber die seinerzeitige Fundstelle am Hochfeld mit den zahlreichen, cm-großen Granaten ist längst planiert. Hier ist jedenfalls ein cadomischer Injektionskontakt des Thayaaplutons noch sichtlich gut erhalten und damit ist dies ein Schlüsselpunkt sowohl für den Nachweis der Existenz von Hornfelskontakten in der näheren Umgebung, als auch für Vergleichszwecke mit anderen Gneiskontakten in der Moravischen Zone.

Hier schließen sich gegen das Hangende, also gegen den Ort Kühnring zu, bald glimmerreichere Paragneise und Paraschiefer an. Diese waren besser deformierbar und sind daher mitsamt ihren sauren Ganggesteinen stärker verschliffen worden, wobei auch die ehemaligen Gänge mehr oder minder parallel in das s eingeschlichtet wurden. WALDMANN und später FRASL (Exkursionsführer 1968, Stop II/3) wiesen beim Ort Kühnring auf vermutliche Glimmerpseudomorphosen nach Cordieritknoten in solchen Schiefen hin. In diesem schlecht aufgeschlossenen Bereich kommen im Verband der Paragneise und Paraschiefer inklusive der feldspathhaltigen und unreinen Quarzite in westlicher bis südwestlicher Richtung bis zu den nächsten Ortschaften als Zeugen einer weitverbreiteten Turmalinisierung öfters fast schwarze Turmalin Quarzitblöcke und Turmalin-Quarz-Schlieren, aber auch turmalinhaltige Aplite und Pegmatite vor (vgl. auch HÖCK & VETTERS, 1979). Das bestärkt den Eindruck, daß z.B. im hiesigen Querprofil die ganzen Hülschiefer zwischen dem Thaya Batholith im E, und andererseits dem Gneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla zum "Alten Dach" der cadomischen Granitoide zu rechnen sind, wogegen man bisher noch keinen überzeugenden nachgranitischen Schichtbestand erkennen konnte.

Das gleiche gilt übrigens auch für die südliche Fortsetzung dieses Schieferhüllestreifens, die in der Nähe vom Amelsdorf rapide enger wird und im weiteren Verlauf wohl gegen S aushebt, da sich der Gneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla gegen S hin sichtlich mit der Hauptmasse des Thaya Batholiths vereinigt. Nur sehr bescheidene Reste von Hülschiefern sind etwa in der südlichen Fortsetzung der Amelsdorfer Schiefermulde noch in einer bis ins Dienbachtal verfolgbar Scherzone innerhalb der SW vom Manhartsberg zusammenhängenden Granitmasse eingekleilt.

Zwar gibt es in dem ganzen genannten Gebiet eine Foliation (mit mittelsteilem Einfallen gegen W) und eine wechselnd stark ausgeprägte Streckung (und zwar meist flach S bis SSW einfallend), aber ich sehe keinen triftigen Grund, daß zwischen der injizierten Schiefermulde von Kühnring und den im E und W anschließenden granitoiden Gneisen eine Deckengrenze anzunehmen wäre.

Wir können hier trotz aller Verschieferung und Streckung bei der Vorstellung von einer nicht zu tief reichenden Mulde des Alten Daches auf dem Thaya Batholith bleiben, so ähnlich wie WALDMANN schon 1924/56 postuliert hat, daß die Gneiskerne der moravischen Decken einschließlich des Bittescher Gneises an ihrer Wurzel mit dem Thaya Batholith zusammenhängen. Er konnte damals auch noch z.B. auf eine Symmetrie der aus Kalksilikathornfels hervorgegangenen Kalksilikatschiefer-Vorkommen beiderseits der Mulde hinweisen, was ich noch in Gelände bestätigen konnte, was aber heute durch tiefgründige Planierungsarbeiten im Zuge der Kommassierung der landwirtschaftlich genutzten Flächen nicht mehr sichtbar ist. Insgesamt hat er im Querprofil vom Thaya Batholith bis zum Bittescher Gneis sogar auf fünf Kalksilikatschieferzüge hinweisen können, welche die Gneiszüge begleiten, wobei für ihn die genetische Äquivalenz der Kühnringer Kalksilikatschiefer mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern, die schon im Verband mit dem Bittescher Gneis stehen, außer Zweifel stand. Diese Korrelierbarkeit entspricht auch ganz meiner Erfahrung: die Kalksilikatschiefer sind in den westlicheren Zügen infolge der dort stärker wirksamen variszischen Orogenese meist viel mehr verschiefert und auch zunehmend höher regionalmetamorph. Daher sind die sauren Gänge im Fugnitzer Kalksilikatschiefer meist bis fast zur Unkenntlichkeit der

Gangnatur ausgewalzt und gleichlaufend eingeschichtet. Es gibt aber doch an geschonten Stellen von der Thaya bis nach Schönberg am Kamp (ganz im Süden der Moravischen Zone) auch im Fugnitzer Kalksilikatschiefer eindeutig erhaltene Injektionskontakte (z.B. FRASL, 1974; BERNROIDER, 1989).

Literatur

BERNROIDER, M. (1989); FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977: HP 19); HÖCK, V. & VETTERS, W. (1979); SUESS, F.E. (1912); WALDMANN, L. (1925).

1.4. Haltepunkt 4 Matzelsdorf – Loiblkreuz

G. FRASL, F. FINGER

Thema: Der "Gumpinger Augengneis" am Westrand des Thaya Batholiths.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Loiblkreuz an der Straße zwischen Burgschleinitz und Matzelsdorf. Eine aus mehreren Höckern und Blöcken bestehende Felsaufragung in den Feldern, ca. 800 m E Matzelsdorf, ca. 50 m WNW vom Loiblkreuz, nördlich der Straße.

Beschreibung und Interpretation:

Um einen ersten Eindruck vom variablen Aufbau des cadomischen Thaya Batholiths zu bekommen, stehen wir hier nahe seiner Westgrenze, wo die Verschieferung bei Annäherung an die im Hangenden befindliche Schieferhülle generell zunimmt und ein generelles Westfallen herrscht. Außerdem sind da am Westrand bekanntlich eher die dunkleren Granitoide angereichert. So schrieb schon REINHOLD (1910) über eine basische Fazies des Maissauer Granits bei Gumping und dann nochmals 1914 von einem "basischen, sehr biotitreichen, porphyrtigen Typus bei Matzelsdorf und Gumping", aber dieser Gesteinstyp ist in Fachkreisen bisher wenig bekannt geworden.

Im Zuge der Kartierungsarbeiten habe ich dann die Ortschaft Gumping als den ungefähren Schwerpunkt für die Verbreitung dieses auffällig biotitreichen Augengneises erkannt und damit den einen der vier gut unterscheidbaren, wichtigen Granitypen des Thaya Batholiths nach dieser Lokalität benannt (in FINGER et al., 1989). Seine Verbreitung in dem etwa NNE-SSW längsgestreckten Dreieck zwischen Klein Burgstall und Grübern und der Spitze zwischen Eggenburg und Kühnring ergibt bei einer maximalen Breite von etwas über 2 km eine Mindestlänge von 8 km, aber eine Fortsetzung dürfte sogar noch über die Thaya reichen, wie z.B. der dunkle Augengneis 2 km E von Unanov N von Znaim (M. LOBKOVICZ, freundl. Mitt.) zeigt. Da der ursprüngliche Typusaufschluß, ein seichter Steinbruch am Nordausgang von Gumping, inzwischen zur Straßenbaudeponie umgewandelt wurde, wird der ebenfalls leicht erreichbare Granitbuckel beim Loiblkreuz besucht.

Der dunkle Augengneis ist offensichtlich aus einem porphyrischen Melagranit durch mehr Streckung als Schieferung unter den Bedingungen der variszischen, niedriggradigen Regionalmetamorphose entstanden, und zwar beim Loiblkreuz unter den Stabilitätsbedingungen von Albit und olivbraunem Biotit. Die dickknotigen, 2 bis 3 cm großen Kalifeldspate sind meist in mehrere, etwas verstellte Felder zerpreßt. Die wenige mm-großen Plagioklase sind stark getrübt und meist glanzlos. Massenhaft Biotitschuppen winden sich um die Feldspat-Augen, während der Quarz wenig in Erscheinung tritt. Erst u.d.M. erkennt man den flauen Mikroclin, der manchmal auch z.T. schachbrettalbitisiert sein kann sowie die meist völlig albitisierten Plagioklase mit ihrer unregelmäßigen Epidotfüllung. Nur manchmal sind auch noch reliktsche Oligoklaspartien erhalten. Reichlich sind auch die im Bereich der Biotite angesiedelten Epidote, Titanite, Apatite und Zirkone. Nur in den geschontesten Partien ist bei dem hohen Biotit-Anteil noch zwischen den großen, an die PT-Bedingungen der Metamorphose angepaßten Biotiten und den Biotitfitterbereichen anstelle von Hornblenden zu unterscheiden, die sich dann flächenmäßig etwa die Waage halten.

Nach dem Modalbestand war das Ausgangsgestein ein dunkler Granodiorit bis Quarzmonzodiorit, wobei die im Gestein recht gleichmäßig verteilten, großen Kalifeldspate doch mindestens ein Viertel des Mineralbestandes auszumachen scheinen. Von F. FINGER stammen die drei chemischen Analysen auf Tab. 1.

Tab. 1: Analysen des Gumpinger Augengneises (Analysator: F.FINGER).

Analysebez.	1 Fi-38/85	2 Fi-89/84	3 Fi-30/85
Hauptelemente (Gew. %):			
SiO ₂	62.02	63.40	63.83
TiO ₂	1.05	0.91	0.87
Al ₂ O ₃	16.14	15.17	16.44
FeO _{tot}	5.84	5.05	5.41
MnO	0.12	0.10	0.10
MgO	1.83	1.53	2.10
CaO	4.02	3.47	0.75
Na ₂ O	3.80	3.66	3.63
K ₂ O	3.21	3.64	4.32
P ₂ O ₅	0.27	0.28	0.31
H ₂ O	1.30	1.30	1.90
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99.60	99.04	99.66
Spurenelemente (ppm):			
Nb	22	12	19
Zr	288	295	293
Y	39	25	15
Sr	337	245	163
Rb	167	142	194
Ni	17	21	10
Cr	23	8	20
Ba	707	831	891

Fundorte: 1 + 2: Kleiner Steinbruch bei Gasthof Wiesent (NE Reikersdorf)
3: Steinbruch N Klein-Burgstall

Der felsige Höcker beim Loiblkreuz befindet sich sichtlich in einer grobblockigen Auflösung, aber auf seiner Nordseite kann man noch das generelle Westfallen und die flache, etwa meridional gerichtete Streckung ablesen, und das sind Orientierungen, die ganz mit den Gefügen in mehreren km Umkreis konform gehen. Die armdicken, zum Teil rosa gefärbten Aplite sind bereits gut in dieses Flächengefüge eingeschichtet. Im Süden, z.B. bei Klein Burgstall ist der Gumpinger Augengneis sogar stark aplitisch-pegmatitisch und von unregelmäßigen Gängen von sauren Feinkorngraniten durchschwärmt, welche vom östlich davon großflächig anschließenden, aplitreichen Maisauer Granit ausgehen dürften und die Deformation wegen der Glimmerarmut weniger aufgenommen haben. -- Übrigens ist das relativ kalireiche, dunkle, cadomische Ausgangsmaterial des variszisch deformierten Augengneises auf den Westen des Thaya Batholiths beschränkt. Ein Pendant fehlt im Bittescher Gneiszug ebenso wie auch in der Brünner Masse und in dem östlich davon erbohrten Teil des Bruno-Vistulikums (oder anders gesagt, Moravo-Silesischen Terraines).

Literatur

FINGER, F. et al. (1989); REINHOLD, F. (1910, 1914).

1.5. Haltepunkt 5 Zogelsdorf – Johannesbruch

J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA, W.E. PILLER

Thema: Fossilreicher Kalkstein der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium). Typuslokalität der Zogelsdorf-Formation. Beispiel für einen Steinbruch des Zogelsdorfer Steines aus dem 19. Jahrhundert mit verschiedenen Abbauspuren.

Lithostratigraphische Einheit: Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Ehemaliger Johannes-Steinbruch von Zogelsdorf, ca. 2,5 km S Eggenburg, beim Sportplatz und bei der Statue des Johannes Nepomuk im nordwestlichen Ortsgebiet von Zogelsdorf.

Geschichte: In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurden große Mengen von Baumaterial für die Prachtbauten der Wiener Ringstraße benötigt, sodaß die großen Zogelsdorfer Brüchen den Bedarf nicht mehr decken konnten. Um 1870 wurde daher der Abbau des Zogelsdorfer Steines im Johannesbruch in Zogelsdorf begonnen. Aus diesem Bruch stammen unter anderem die Blöcke für die vier Herkulesfiguren am Michaelertor in Wien. Die Steinbrüche von Zogelsdorf waren in Besitz des Baron von Suttner und dessen Frau Bertha von Suttner.

Der Johannes-Steinbruch reichte ursprünglich weiter nach Westen, bis auf das Gebiet des heutigen Sportplatzes. Der zugängliche Teil des Steinbruches wurde 1986 und 1990 von Müll gesäubert und soll in Zukunft als Natur- und Industriedenkmal erhalten werden. Von besonderem Interesse für die Bergbaugeschichte sind die Spuren der verschiedenen Abbaumethoden.

Beschreibung (Abb.6):

Der in mehrere Gesteinsbänke gegliederte, fossilreiche Kalkstein ist im gesamten Aufschluß gleichmäßig ausgebildet. Er besteht aus schlammreichen Rudstones, welche durch das massenhafte Auftreten von Bryozoen gekennzeichnet sind. Die relativ reiche Bryozoenfauna lieferte außer den schon makroskopisch auffälligen Vertretern der *Celleporidae* Material der Gattungen *Cellaria*, *Sertella*, *Porella*, *Schizoporella* sowie *Myriapora*; unter den Cyclostomata finden sich *Crisia*, *Entalophora*, *Lichenopora*, *Fron dipora*, *Mesenteriopora*, *Tetrocycloecia*, *Tervia* und *Homera*.

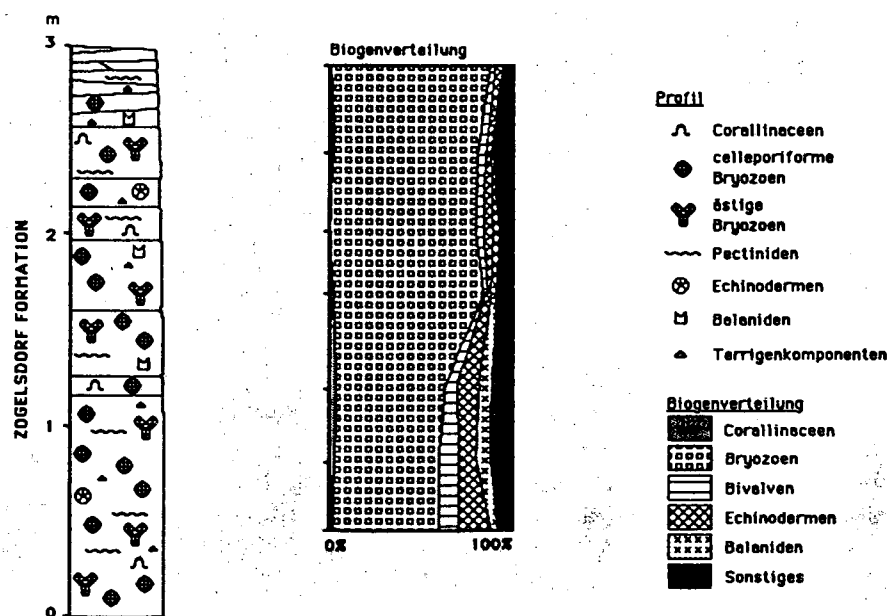


Abb.6: Profil des Johannes-Steinbruches in Zogelsdorf bei Eggenburg.

Die Bryozoen zeigen meist eine rundliche "celleporiforme" Wuchsform, welche als Bryozoen-Makroid bezeichnet werden kann. Diese Komponenten, welche in der gesamten Zogelsdorf-Formation auftreten, können aus einer Kolonie bestehen, oder auch von mehreren aufeinander wachsenden Bryozoen, sowie unter Mitbeteiligung von anderen inkrustierenden Organismen, wie Serpuliden oder Corallinaceen, aufgebaut werden.

Untergeordnete Makrofossilien sind Echinodermen (*Echinoidea*, *Asterozoa*, *Ophiuroidea* und Schwebecrinoiden: *Discometra*), in Lagen auftretende, schichtparallele Pectiniden (meist monospezifische Bänke von *Pecten pseudobeudanti* oder *Pecten hornensis*) sowie Balaniden. Die im Zogelsdorfer Hauptsteinbruch charakteristischen Corallinaceen sind hier weniger vertreten und unbestimmbar. Die Komponenten sind oft zerbrochen sowie stark zerbohrt.

Die Auszählungsergebnisse von Dünnschliffen zeigen die zum Hangenden immer stärker werdende Dominanz von Bryozoen sowie das Abnehmen des prozentuellen Anteiles von Bivalven, Echinodermen und Balaniden. Im Allgemeinen nimmt zum Hangenden der Biogen- und Terrigenanteil ab, der Schlammanteil hingegen zu.

Die schlecht erhaltene Foraminiferenfauna setzt sich aus Cibiciden, Textularien, *Rotaliaceen*, Bolivinen, *Sphaerogypsina*, *Amphistegina* und seltenen planktonischen Formen zusammen.

Interpretation:

Der Johannes-Steinbruch von Zogelsdorf liegt im südlichen Bereich der durch Kristallinschwellen und Inseln vom offenen Molassemeer geschützten "Eggenburger Bucht", in der Kalksteine mit einem geringen Anteil von Terrigenkomponenten dominieren. Die Ablagerungen werden, so wie der Großteil der Zogelsdorf-Formation in der südlichen "Eggenburger Bucht" zur Bryozoen-Fazies gestellt.

Das häufig auftretende Phänomen der Inkrustation und der fehlende Terrigenanteil deuten auf eine niedrige Sedimentationsrate. Der steigende Anteil von Schlamm gegen das Hangende zu deutet auf ruhiger werdende hydrodynamische Energieverhältnisse während der Transgression der Zogelsdorf-Formation hin. Diese Fazies dürfte, gegenüber der etwas exponierteren Echinodermen-Foraminiferen-Fazies, wie sie in der Brunnstube auftritt, in einem bereits tieferen Ablagerungsbereich liegen. In Hinblick auf eine ökologische Auswertung der Bryozoenfauna ist vor allem die große Seltenheit des Genus *Crisia* erstaunlich, die sonst für alle Fundpunkte im Eggenburgium typisch ist und als Anzeiger reichen submarinen Pflanzenwuchses angesehen wird. Die häufig vorkommende *Myriapora truncata* findet sich rezent auf sekundären Hartböden und Felsrücken ab 20 Meter und wird als häufig zwischen 30 und 60 Meter angegeben.

Literatur

HAUER, C. v. (1873); KIESLINGER, A. (1935); MANZONI, A. (1877, 1878); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); VAVRA, N. (1979, 1981); WIESNER, J. (1894).

1.6. Haltepunkt 6 Eggenburg – Brunnstube

J. NEBELSICK, R. ROETZEL, F.F. STEININGER, Ch. RUPP, Y. JENKE, I. DRAXLER

Thema: Feinsande der Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) transgressiv überlagert von fossilreichen und karbonatreichen Sedimenten der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium) mit einem basalen Aufarbeitungshorizont.

Wasserstollen zwischen Brunnstubengraben und Krahuletz-Museum mit faziell differenziertem Nord-Südprofil beiderseits einer Kristallinbarriere durch die Burgschleinitz-Formation bzw. Kühnring-Subformation (unteres Eggenburgium), Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) und Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation, Kühnring-Subformation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Talschluß des Urilbaches, an der Südeinfahrt von Eggenburg, südlich des Lagerhauses, unmittelbar westlich des Straßendamms der Bundesstraße 38 nach Maissau.

Beschreibung (Abb.7):

Brunnstubengraben: Die an der Basis aufgeschlossene Gauderndorf-Formation besteht aus gelbbraunen bis gelbgrauen Silten bis Feinsanden mit Konkretionen und reicher Molluskenführung. Die Sedimente führen die für die Gauderndorf-Formation typischen, grabenden Bivalven mit den häufi-

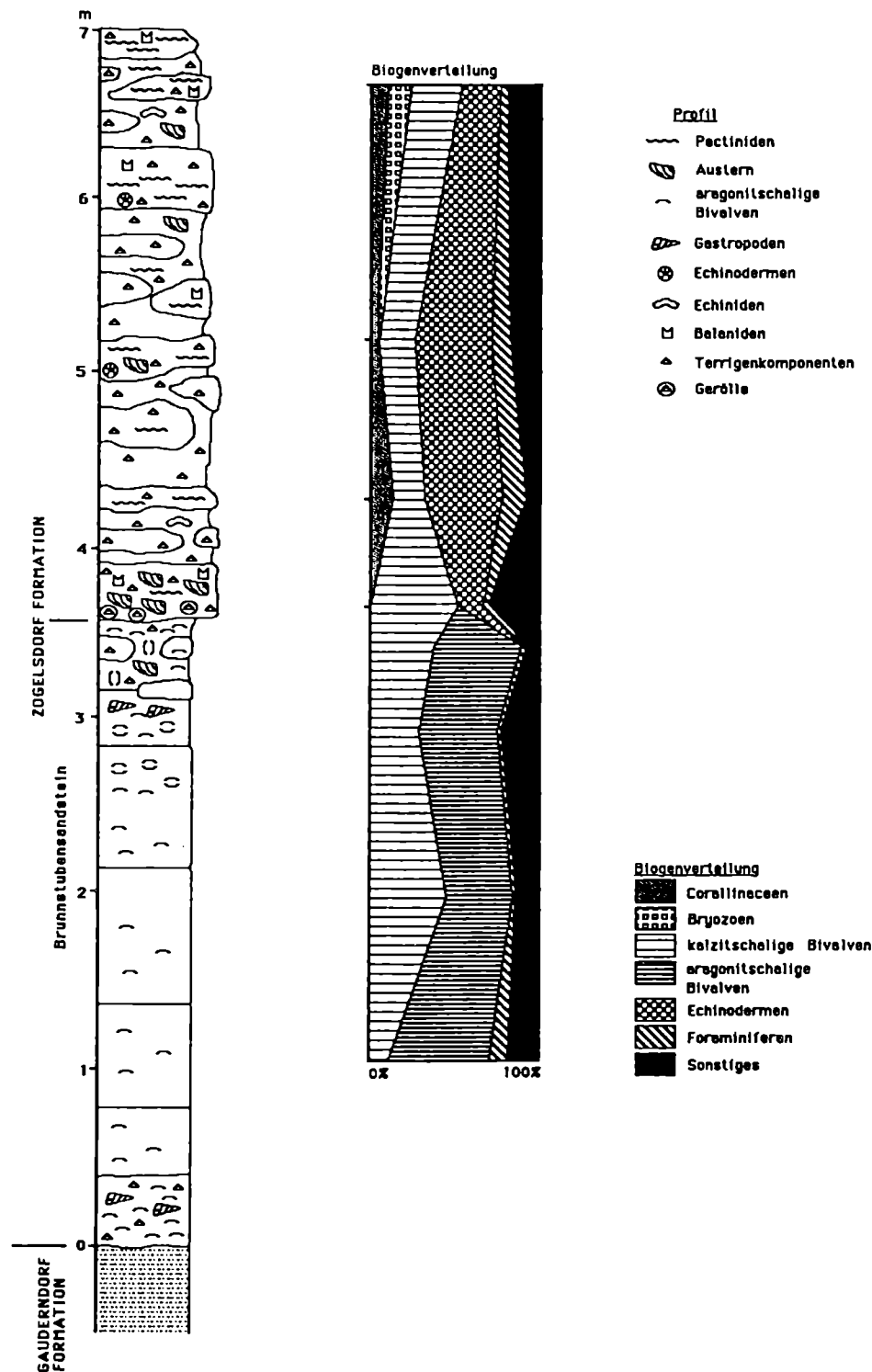


Abb.7: Profil der Brunnstube in Eggenburg.

gen Formen wie *Pitar* div. sp., *Periglypta*, *Venerupis*, *Paphia*, *Macra*, *Lutraria* div. sp., *Eastonia*, *Iphigenia*, *Solecurtus*, *Tellina* und *Thracia* sowie den häufigen Gastropoden wie *Diloma*, *Turritella* div. sp., *Natica*, *Calyptraea*, *Ficus*, *Euthriofusus* und *Tudicla*.

Die darüber folgenden Ablagerungen der Zogelsdorf-Formation lassen über einem basalen, sehr schlecht sortierten Transgressionshorizont mit Quarzgeröllen und Molluskenschill eine deutliche Zweiteilung erkennen.

Im Liegenden sind ca. 3,5 m, zum Teil mürbsandsteinartig verfestigte, biogenreiche, grüngraue bis blaugraue, teilweise grobsandige Silte bis Feinsande anstehend ("Molassesandstein" von SUESS, 1866 bzw. "Brunnstubensandstein" von ABEL, 1898a). Dieser liegende Teil führt, ähnlich wie die Gaudernsdorf-Formation, viele grabende Bivalven, daneben aber auch schon die für die Zogelsdorf-Formation charakteristischen Pectiniden wie *Pecten pseudobeudanti* und *Pecten hornensis*, daneben verschiedene Arten von *Chlamys*, *Anomia*, div. Ostreiden, Arciden, Glycymeriden und Cardien, *Panopea* und *Pholadomya*, Balaniden und Bryozoen.

Die Foraminiferenfauna wird durch planokonvexe Arten wie *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) und *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) dominiert, häufig sind *Lenticulina inornata* (D'ORB.), Elphidien der Gruppe *E. crispum* (L.) - *macellum* (F. & M.) und *Nonion commune* (D'ORB.). Kleinwüchsiges Plankton ist häufig.

In den Schliffen des liegenden Teiles der Zogelsdorf-Formation, die zur Kalksand-Fazies gezählt wird (NEBELSICK, 1989a, b), ist der hohe Schlammanteil und Anteil an Terrigenkomponenten auffallend. Der Biogenanteil wird fast vollständig von Bivalvenresten gebildet, wobei der hohe Anteil an erhaltenen Aragonitschalern bemerkenswert ist.

Der hangende Teil, der durch deutlich hervorspringende, konkretionär verhärtete Bänke und Knollen gekennzeichnet ist, beginnt über einer deutlich ausgebildeten Diskontinuitätsfläche mit einem Schutthorizont aus Austern, Balaniden, Pectiniden und Kristallingeröllen in einer graubraunen, grobkörnigen, terrigenreichen Matrix. Darüber folgen hellgraue, feinkörnige, nach oben etwas gröber werdende siltige Mittel- bis Feinsande mit Austern- und Pectinidenbänken (vor allem *Pecten hornensis*), teilweise vollständig erhaltenen Echinoideen (z.B.: *Echinolampas*, *Spatangus* und *Clypeaster*), Balaniden, Bryozoen und Corallinaceen.

Die Foraminiferenfaunen dieses hangenden Abschnittes sind wiederum von planokonvexen Formen wie *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) (dominant), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) und *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) gekennzeichnet. Weiters sind Elphidien der Gruppe *E. crispum* (L.) - *macellum* (F. & M.) häufig. Die Planktonrate ist gegenüber den liegenden Partien der Zogelsdorf-Formation stark abgesunken.

Die Dünnschliffe der hangenden Kalkarenite zeigen, daß die teilweise schlecht ausgewaschenen, feinkörnigen Grainstones reich an Biogenen aber auch Terrigenkomponenten sind. Im Biogenanteil sind Echinodermen und Bivalven die dominanten Komponenten, während Corallinaceen, Foraminiferen und Bryozoen untergeordnet auftreten. Innerhalb des Profils nehmen gegen das Hangende die, mit der basalen Austernbank plötzlich gehäuft auftretenden Echinodermen und Foraminiferen ab; der Anteil an Bryozoen nimmt dagegen zu.

Dieser hangende Teil der Zogelsdorf-Formation wird zur Echinodermen-Foraminiferen-Fazies gezählt (NEBELSICK, 1989a, b).

Ausführliche Faunenlisten siehe STEININGER & SENES (1971, p.119ff.)

Raimundstollen: Vom Brunnstubengraben führt ein um 1865 gebauter Stollen (Raimundstollen), der das Wasser der dort entspringenden Quellen sammelt und in die Stadt leitet, bis in die Nähe des Krahuletz-Museums.

Die Bedeutung des Profils im Wasserleitungsstollen von Eggenburg für das Verständnis der faziellen Entwicklung im Raum Eggenburg erkannten bereits E.SUESS (1866), Th.FUCHS (1868, 1900a), ABEL (1898a) und SCHAFFER (1914). Die genaue Vermessung und geologische Kartierung des Stollens in den Jahren 1987 und 1988 durch ROETZEL, PERVESLER und DUNGEL ermöglicht aber nun ein besseres Verständnis der lateralen, faziellen Beziehungen der im Stollen aufgeschlossenen Schichtglieder.

Der Raimundstollen zeigt heute ein ca. 440 m langes, faziell differenziertes Nord-Südprofil. Im Norden, zwischen Krahuletz-Museum und Bahnhofsgelände, liegen, angelagert an eine Granitschwelle, molluskenreiche Grob- bis Mittelsande der Burgschleinitz-Formation (unteres Eggenburgium) mit Austernschutthorizonten und einer Anreicherung von Seekuhrippen ("Liegendesande" von Th.FUCHS, 1900a). Diese werden von Silten der Gaudernsdorf-Formation (unteres Eggenburgium) überlagert. Südlich davon, zwischen Bahnhofsgelände und Brunnstubengraben, schließt das Stollenprofil hinter der Kristallinbarriere basal blaugraue, tonige Silte ("Liegendtegel" von

Th.FUCHS, 1900a) auf. Im Hangenden folgt über einem Molluskenschillhorizont wiederum die Gauderndorf-Formation mit sandigen Silten. Die transgressive Überlagerung durch biogen- und karbonatreiche Sedimente der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium) wie im Brunnstubengraben zeigt die oben beschriebene Ausbildung.

Die Foraminiferenfaunen der "Liegendtegel" werden stark von der Gruppe *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.) dominiert. Häufig ist *Elphidium granosum* (D'ORB.), seltener sind *Caucasina cylindrica* ZAPLETALOVA, *Aubignyna simplex* (EGGER), *Nonion commune* (D'ORB.) und *Epistominella cf. molassica* (HAGN). Das Plankton ist kleinwüchsig und selten, hauptsächlich durch Cassigerinellen vertreten. In der Gauderndorf-Formation steigt der Gehalt an planktonischen Foraminiferen stark an, das Benthos wird von den Gattungen *Ammonia* und *Aubignyna* dominiert.

Die "Liegendtegel" aus dem Raimundstollen enthalten weiters einen hohen Prozentsatz an Pollen des *Engelhardia/Oreomunnea*-Habitus (22 %). Dem marinen Ablagerungsmilieu entsprechend sind zahlreiche Arten von Dinoflagellaten-Zysten (60 % vom Gesamtpalynomorphenspektrum), wie z.B. *Cyclonephelium ordinatum reticulosum*, *Systematophora placacantha*, *Bulbodinium seitzii*, *Pleurozonaria*, *Hystrichokalpoma rigaudae* und *Lingulodinium machaeroporum* in diesem Sediment enthalten.

Interpretation:

Das Profil des Raimundstollens zeigt deutlich die fazielle Beeinflussung durch lokal aufragende Hochzonen des Kristallins.

Am Beginn der Transgression im unteren Eggenburgium wurden am Rand einer Kristallinschwelle im Eulitoral bis seichten Sublitoral Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation abgelagert. Bei fortschreitender Transgression wurde die Kristallinschwelle zwar überflutet, beeinflusste jedoch weiterhin die Lithologie der abgelagerten Sedimente. Während nördlich der Schwelle Feinsedimente in typischer, lithologischer Ausbildung der Gauderndorf-Formation abgelagert wurden, erfolgte südlich davon die Sedimentation von Peliten als fazielle Vertretung der Gauderndorf-Formation.

Am Beginn der Transgression im oberen Eggenburgium wurden im Bereich der Brunnstube zuerst Teile der Gauderndorf-Formation wieder aufgearbeitet. Dies ist in der Brunnstube besonders deutlich im unteren Teil der Zogelsdorf-Formation zu erkennen, der sowohl die für die Gauderndorf-Formation typische, grabende Molluskenfauna, daneben aber auch schon die charakteristischen Pectiniden der Zogelsdorf-Formation führt.

Die Lithologie dieser Kalksand-Fazies im liegenden Teil der Zogelsdorf-Formation im Brunnstubengraben weist auf höhere Transportenergie in küstennahen Bereich hin.

Auch die Echinodermen-Foraminiferen-Fazies, zu der der hangende Teil der Zogelsdorf-Formation im Brunnstubengraben gezählt wird, deutet mit dem erhöhten Terrigenanteil auf eine küstennähere Position hin. Der gleichzeitig erhöhte Pelitanteil und die bessere Sortierung lassen jedoch, verglichen mit dem liegenden Teil des Profiles, niederere Energieverhältnisse vermuten.

Als Ablagerungsbereich des hangenden Profiltelles muß daher ein geschützter, sublitoraler Bereich angenommen werden, wofür auch die erhöhten Anteile an Foraminiferen und Echinodermen sprechen.

Biostratigraphisch wurde der "Liegendtegel" durch HOCHULI (1978) in die Pollenzone NGZ II eingestuft; diese Probe wurde durch C.MÜLLER in die Nannoplankton Zone NN2/NN3 eingestuft und führt nach F.RÖGL *Globigerinoides trilobus*.

Literatur

ABEL, O. (1898a); FUCHS, Th. (1868, 1900a); HOCHULI, P. (1978); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); SCHAFFER, F. X. & GRILL, R. (1951); STEININGER, F. (1971, 1977); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983); SUESS, E. (1866).

2. Exkursion 2: 18. September 1991

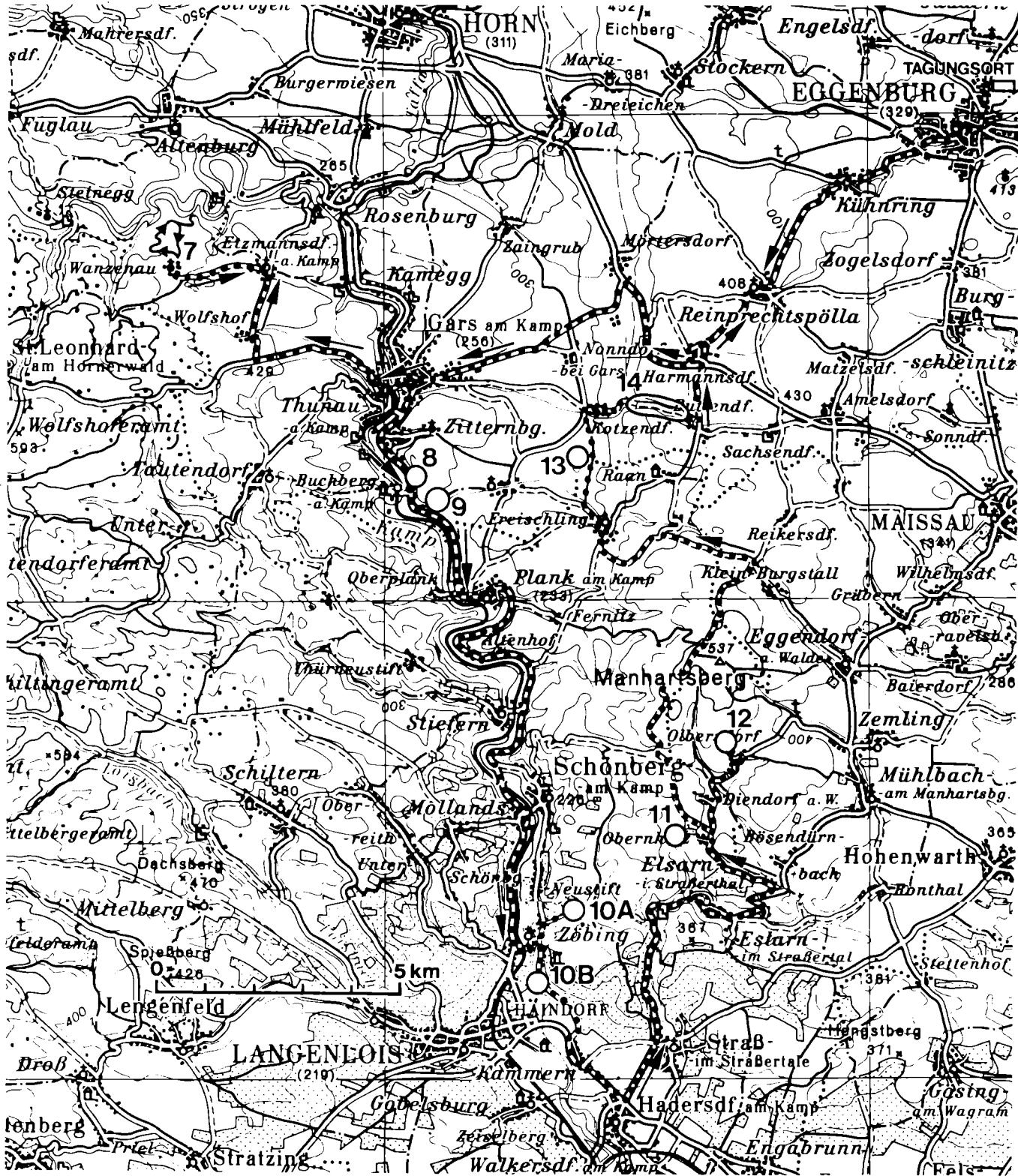


Abb.8: Exkursionsroute Exkursion 2.

2.1. Haltepunkt 7 Wanzenau/Kamptal

G. FUCHS

Thema: Granulit und Granulit-Begleitserie, Wolfshofer Syenitgneis.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Fußmarsch von Wanzenau in die orographisch rechte Flanke des Kamptales (Bründlleiten) und zurück.

Beschreibung:

Bei Wanzenau gelangen wir in den Granulitkörper von St. Leonhard/Hornerwald, das tektonisch höchste Element der Gföhler Einheit. Kräftige NNE-vergente Verfaltung nach WNW-ESE Achsen (FUCHS, 1980) teilt den Granulitkörper in eine südliche Schüssel und einen nach den Achsen gestreckten nördlichen Lappen, in welchem sich unsere Exkursion bewegt.

Am nördlichen Ortsrand queren wir noch Pyroxenamphibolite der Liegendserie, gelangen aber bald in den Granulit.

Wir gehen durch SSW-fallenden Granulit mit einigen eingefalteten Bändern von Ultramafitit, Granat-Pyroxengesteinen und Granat-Pyroxenamphiboliten. Der Granulit ist von der üblichen Zusammensetzung: Granat (Py 32.6, Alm 60.7, Gr 6.6) ist oft gänzlich in Biotit umgewandelt. Granat-Pyroxenamphibolite (bis Pyriklasite) führen Granat (Py 34.3, Alm 39.8, Gr 24.5, Sp 1.4), Klinopyroxen (Ca 48.3, Mg 42.1, Fe 9.6; 6.24 % Al_2O_3), Pargasit und Plagioklas (An 78.7, Ab 21.2, Or 0.1).

Die Ultramafitite (Granatlierzolithe) sind weitgehend serpentiniert. Die kelyphitischen Umwandlungsprodukte der pyropreichen Granate bestehen aus 19 Gew.% Spinell, 23 Gew.% Klinopyroxen und 58 Gew.% Orthopyroxen (SCHARBERT & FUCHS, 1981). Nahe der Fundstelle pyropreicher Reliktgranate finden sich auch Rollstücke von weißem Gelmagnesit.

Zwei Granat-Pyroxengesteine (Bründlleiten und Reuthmühle) wurden als Granatwebsterit (SCHARBERT & CARSWELL, 1983) erkannt. Die Granate sind sehr pyropreich (bis 75.7 Py), Klinopyroxen führt zwischen 3 und 5 % Al_2O_3 und bis gegen 0.53 % Cr_2O_3 , Orthopyroxen tritt als Spindeln im Klinopyroxen oder als granoblastische Körner auf. Eine Probe ist durch besonders Mg-reichen Ilmenit (5.2 % MgO) charakterisiert.

Tab. 2: Gesteinschemismus: Granatwebsterit, Bründlleiten (in Gew.% ; ppm).

SiO ₂	48.60	Ni	1483
TiO ₂	0.30	Cr	8393
Al ₂ O ₃	9.22	Cu	139
Fe ₂ O ₃	0.43	V	138
FeO	3.89	Zn	24
MnO	0.21	Sc	49
MgO	26.12	Ba	23
CaO	9.08	Sr	53
Na ₂ O	0.24	Zr	22
K ₂ O	Sp.	Y	11
H ₂ O	0.21	Rb	1
P ₂ O ₅	0.08		
Total	98.38		

Die Existenz von extrem MgO-reichen Schmelzen im Orogen ist gesichert (komatiitähnlich, undifferenziert).

Den folgenden Biotitschiefer bearbeiteten ZEMANN und Mitarbeiter: Eingelagert in den Pyropserpentinitkörper findet man an einigen Stellen im Meterbereich ein Gestein, das aus etwa 96 Vol.% Biotit, etwa 3 Vol.% Apatit und einem Rest aus wechselnden Mengen von Rutil, Graphit und Ma-

gnetkies besteht (HEDLIK & ZEMANN, 1951; BERAN et al., 1979). Das Gestein hat wechselnd starke Schieferung. Die Korngröße des immer braun pleochroitischen Biotits schwankt von wenigen Millimetern bis fast 1 cm. Der Apatit ist körnig und z.T. im Biotit eingewachsen; sein Chemismus steht dem des Fluor-Endgliedes nahe, der Gesamtgehalt an Seltenen Erden beträgt ca. 4400 ppm. Der Rutil ist immer xenomorph. Der Graphit ist gut kristallisiert; seine Korngröße erreicht ca. 2 mm. Es handelt sich also um ein ultramafisches, K-, Ti- und P-reiches Gestein. Gegen eine Deutung der Genese als Reaktionsprodukt zwischen "Pyropserpentin" und Granulit sprechen sowohl der Chemismus wie der Geländebefund; letzterer liefert auch keine Anhaltspunkte für eine Kalimetasomatose in situ.

In der Bründleiten folgen im Liegenden des Granulits Pyroxenamphibolite der Begleitserie. Lagerbau ist für diese Gesteine charakteristisch: alternierend Amphibolit sowie Plagioklas und Klinopyroxen (relativ hoher Al_2O_3 -Gehalt um 8 %). An manchen Stellen sind diese Liegendamphibolite durch amphibolitreiche, gröberkörnige Partien und reichliches Granatwachstum ausgezeichnet. Granatsprossung kommt auch in hellen Bereichen des Amphibolits vor.

Weiterhin gelangt man in ziemlich leukokrate Sillimanit-Granatgneise mit Granulittendenz sowie in den Wolfshofer Granosyenitgneis. Letzterer ist mit dem Nebengestein durch Intrusivkontakte verbunden und bildet eine mehr oder weniger konkordante Lage im Muldenbau von St. Leonhard/Hornerwald. Dieser Granosyenitgneis, von dem eine Analyse (MARCHET, 1941) angegeben ist, erreicht im Wolfshoferamt seine größte Mächtigkeit. Er ist meist mittelkörnig und nur schwach geschiefert. Mineralinhalt: perthitischer Mikroklin, wenig Quarz, etwas Plagioklas, Biotit, viel Rutil. Ähnliche Gesteine treten allenthalben in der Gföhler Einheit auf (BACON, 1927). Weiter im Liegenden folgen migmatische Paragneise und Amphibolite.

Tab. 3: Gesteinschemismus: Wolfshofer Granosyenitgneis (in Gew.%) (MARCHET, 1941).

SiO ₂	68.67
TiO ₂	0.37
Al ₂ O ₃	15.39
Fe ₂ O ₃	1.48
FeO	1.09
MnO	Sp.
MgO	0.72
CaO	0.76
Na ₂ O	1.82
K ₂ O	9.85
H ₂ O	0.38
Total	100.73

Interpretation:

Die Tatsache, daß der stärkst metamorphe Gesteinskomplex die höchste Position im Moldanubikum einnimmt, ist ein Beweis für Deckenbau. Die auffällig schwache Schieferung des Wolfshofer Syenitgneises, seine Intrusivkontakte mit dem Nebengestein und die konkordante Einschichtung in den Gesamtbau sprechen für eine passive Einschleppung des noch nicht verfestigten Massengesteins während der Deckenbewegungen (FUCHS, 1971). Eine radiometrische Altersbestimmung ergäbe somit das Alter des Deckenbaues, welches, wie bekannt, umstritten ist. Prof. W. FRANK (Universität Wien, pers. Mitt.) sprach sich zuerst für ein Alter von ca. 430 M.a. aus, zog dieses Ergebnis allerdings in der Folge zurück.

Literatur

BERAN, A. et al. (1979); FUCHS, G. (1971); HEDLIK, A. & ZEMANN, J. (1951); SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. (1981).

2.2. Haltepunkt 8 Buchberg/Kamp

G. FUCHS

Thema: Rehberger Amphibolit und migmatitische Gneise.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Bundesstraße am nördlichen Ortsrand von Buchberg/Kamp.

Beschreibung:

Nach WSW-Achsen stark verfalteter Rehberger-Amphibolit. Plattig-bankiger, klein- bis mittelkörniger Amphibolit mit vereinzelt Lagen von Orthogneis sowie Kalksilikat-führenden Bändern. Die gefalteten Gesteine werden von einer Schar W-fallender Scherflächen transversal durchsetzt. In bestimmten Lagen kam es zur Bildung feiner Mobilisate, die den Scherflächen folgen. N der Amphibolite sind migmatitische Gneise aufgeschlossen, welche von Pegmatiten diskordant durchsetzt werden.

Interpretation:

Es ist im östlichsten Teil des Moldanubikums häufig zu beobachten, daß W-fallende Scherflächen in den verschiedensten Gesteinen das Lagengefüge diskordant schneiden. Diese Scherflächen sind mehr oder weniger parallel der Moldanubischen Überschiebung und werden mit dieser in ursächlichem Zusammenhang gesehen. Wie die Scherflächen die gefalteten Gesteine quer durchsetzen, so schneidet die Moldanubische Überschiebung den präexistenten Innenbau des Moldanubikums.

2.3. Haltepunkt 9 Buchberg/Kamp Südost

G. FUCHS

Thema: Der Metagabbro bis -dioritstock von Buchberg in Mischgneisen und Glimmerschiefern.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Mündung des von Maiersch kommenden Tobelbachs in das Kamptal. Die basische Intrusion ist in der Südflanke des Schafberges aufgeschlossen, die Rahmengesteine in den Felsen südlich des Tobelbachs und entlang der Kamptal-Bundesstraße.

Beschreibung:

Die Migmatitgneise tauchen mittelsteil gegen WNW ab und sind nach SW-Achsen verfaltet. W-fallende Scherflächen durchsetzen die Gesteine häufig diskordant und führen zu Schleppungerscheinungen.

Die Mischgneise zeigen Wechsel von bankigen, Quarz-Feldspat-reichen Gneisen, aderig-zeiligen Schiefergneisen sowie flaserigen Zweiglimmerschiefern. Wir befinden uns hier bereits am Rand zur Glimmerschieferzone und es ist zu beobachten, daß die kompakteren Gneisbänke resistent sind, während die glimmerreicheren Gneislagen zur Glimmerschieferbildung neigen.

Jenseits des Tobelbachs, über dem Kreuz, sind im Wald alte Abbaue des Metadiorit und -gabbro. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig struiert, bankig-bänderig, wobei die Körnigkeit und der Anteil der dunklen Minerale bankweise verschieden sind. Es handelt sich um Metadiorite bis -gabbros von wechselnder Zusammensetzung.

Nach Beschreibung durch A. MATURA besteht eine metadioritische Varietät aus einem homogenen, unregelmäßig, fein- bis mittelkörnigen, granoblastischen Gemenge von Labrador (inverszonar 60-70 % An; 52 Vol.%), grüner Hornblende (25 Vol.%) und rotbraunem Biotit (20 Vol.%). Akzessorien: Apatit, Opake, Serizit (nach Plagioklas), Titanit, Chlorit und Epidot.

An gabbroiden Gesteinen zeigte eine Metagabbrovarietät inhomogenes, unregelmäßiges, fein- bis grobkörniges, granoblastisches Gefüge mit den Hauptgemengteilen blaßgrüner Hornblende (45 Vol.%), Diopsid (27 Vol.%) und inverszonarem Labrador (55-69 % An, 25 Vol.%) und Opake (1 Vol.%).

Eine andere Probe ergab Biotit-Pyroxen-Hornblendit bestehend aus Hornblende (50 Vol.%), Diopsid (40 Vol.%), Biotit (7 Vol.%) und Andesin (43 % An; 3 Vol.%). Akzessorien: Titanit (erzeugt pleochroitische Höfe in Hornblende), Opake. Das Gefüge ist inhomogen, undeutlich geregelt, fein- bis grobkörnig granoblastisch.

Interpretation:

Der aus Metadiorit und -gabbro zusammengesetzte Stock von Buchberg ist zwar in den W-fallenden Bau eingeschichtet, zeigt aber verhältnismäßig wenig innere Verformung. So wird die zu beobachtende Bänderung und der massige Charakter als magmatogen betrachtet. Deren Erhaltung dürfte auf das kompakte magmatische Gefüge zurückzuführen sein, denn es ist kaum anzunehmen, daß die Platznahme nach der Prägung der Glimmerschieferzone erfolgt ist. Die umgebenden Mischgneise zeigen in geeigneten Lagen deutliche Umformung in Richtung Glimmerschiefer.

2.4. Haltepunkt 10A Zöbing – Rockenbauerkeller

W. VASICEK

Thema: Graubraune Sandsteine wechsellagernd mit dunkelgrauen Siltsteinen, die im Rockenbauerkeller und in dessen näherer Umgebung anstehen. Etwas weiter im E ist bereits die Kristallinunterlage (Granulitspan von Zöbing-Diendorf) der jungpaläozoischen Sedimentgesteine aufgeschlossen.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Rockenbauer Sandsteine-Member.

Alter: Unterperm, Autun.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 38 Krems.

Östliches Ortsgebiet von Zöbing am Kamp, beim letzten Keller (Rockenbauerkeller) auf der linken Seite des Lauserweges.

Beschreibung:

In der nächsten Umgebung des Rockenbauerkellers und der alten Schachanlage, die vor 163 Jahren an der NE-Ecke des Kellers angelegt wurde, handelt es sich um relativ fossilreiche Schichten, wo bei kleineren Grabungen meist schlecht erhaltene Pflanzenfossilien, hauptsächlich "*Walchia piniformis*", gefunden wurde. Diese Fundstelle war nie großflächig aufgeschlossen, sodaß kein Profil bekannt ist.

Aus den Tonschiefern wurden schon von ETTINGSHAUSEN (1852) zahlreiche Pflanzenreste beschrieben, die von STUR (1870) als eine unterpermische Flora mit *Hymenophyllites semialatus* GEINITZ (Synonym von *Callipteris conferta*), *Walchia piniformis* (SCHLOTH.) FLORIN und *Walchia filiciformis* (SCHLOTH.) STERNBERG erkannt wurde. BERGER (1951) fand die Samen *Samaropsis* sp., *Rhabdocarpus* sp. und cf. *Cordaicarpus cordai* GEINITZ.

Fossilführung: Zweige und Zapfen von *Lebachia* (al. *Walchia*) *piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN, *Ernestiodendron* (al. *Walchia*) *filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, selten *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Odontopteris lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER, *Odontopteris subcrenulata* (ROST) ZEILER. Marksteinkerne von *Calamites gigas* BRONGNIART (VASICEK, 1983).

Weiters wurden die nichtmarinen Bivalven *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthraconaia thuringensis* (GEINITZ) und *Anthracosia* cf. *bohemica* FRITSCH von VASICEK gefunden und von FLÜGEL (1960) beschrieben.

Aus dem Rockenbauer Sandsteine-Member wurde im unteren Teil des Lauserweges (Künette beim Elektromast) *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939) var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY (1958) beschrieben (siehe VASICEK, 1983; p.39, Taf.III, Fig.2).

Interpretation:

In den, die Pflanzenfossilien führenden Sedimenten konnten Kohleschmitzen nur mit größter Seltenheit beobachtet werden. Wie die Koniferen, so wurde auch *Callipteris conferta* von im Relief höher gelegenen Standorten beobachtet (vgl. GOTHAN & GIMM, 1930). Wie die vielen kleinen Fossilreste und vor allem die nur teilweise benadelten Zweiglein zeigen, sind die Fossilien mehr oder weniger weit transportiert und wie aus den nichtmarinen Muscheln hervorgeht, in einem limnischen Milieu abgelagert worden.

Literatur

BERGER, W. (1951); ETTINGSHAUSEN, C.v. (1852); THENIUS, E. (1983); VASICEK, W. (1977, 1983).

2.5. Haltepunkt 10B Zöbing – Langenloiser Bad

W. VASICEK

Thema: Konglomerate mit Arkose-Zwischenmittel.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Heiligenstein Konglomerat-Lagen im Heiligenstein Arkosen-Member.

Alter: Unterperm, Saxon.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 38 Krems.

Von der Zöbinger Kampbrücke ausgehend benutzt man die Dr.Hiesingerstraße und ihre Verlängerung außerhalb der Ortschaft, die Straße nach Kammern. Nach etwa 750 m führt auf der rechten Seite ein schmaler Weg zu einem steinbruchartigen Aufschluß gegenüber dem Langenloiser Bad.

Beschreibung:

In einem, in sehr unterschiedlich mächtige Bänke gegliederten Matrixgestein (mittelkörnige Arenit- bis feinkörnige Kies-Arkosen mit einem Feldspatgehalt bis ungefähr 40 %) befinden sich in Lagen bis zu 3 m Mächtigkeit zumeist dicht gepackte Kristallingerölle. Letztere erreichen Durchmesser bis zu einem Meter, sind sehr unterschiedlich hinsichtlich ihres Rundungsgrades und bestehen vorwiegend aus Granulit, einer größeren Anzahl kristalliner Gesteine der Böhmisches Masse wie Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Gföhler Gneis, Schiefergneis und rote Hornsteine (WALDMANN, 1922; SCHERMANN, 1971). Es kommen auch relativ gut gerundete Vulkanit-Gerölle vor (VASICEK, 1977). Ausgeprägte Schichtfugen sind selten und werden gelegentlich von feinkörnigeren Arkosen ersetzt, wodurch die Bankgliederung "verschwimmt" und es zu einer Wechsellagerung von Konglomeraten und Arkosen kommt.

Interpretation:

Die Konglomerate vertreten im Randfaziesbereich eine maximale Entwicklung, wo die Menge und die Größe der Gerölle zum Ausdruck bringen, daß bedeutsame Reliefunterschiede zwischen Talniederung, Becken- bzw. Furchenrand und Kristallin im Hinterland vorhanden waren. In charakteristischer Weise beinhaltet selbst das Matrixsediment im Bereich der Schichtfugen (zumeist fein- bis grobkörnige Arenit-Arkosen mit etwa 20 % Feldspat) kaum feine Anteile wie Silte und Tone, da diese beckenwärts transportiert, außerhalb dieses Sedimentationsraumes abgelagert worden sind. Da nun aber die Verbreitungsgebiete einer Vielzahl von Waldviertler Gesteinen innerhalb der Lie-

fergebiete liegen, kann angenommen werden, daß mit einer wesentlichen Vergrößerung der Abtragungsflächen es auch zu einem tieferen erosiven Eingreifen, vor allem an den Bruchrändern, gekommen ist und längere Transportwege zustande kamen. Die in den Geröllschüttungen enthaltenen Vulkanit-Gerölle deuten auf eine nähere vulkanische Aktivität hin, was zusätzlich Hebungen und Schollenverstellungen im Hinterland vermuten läßt.

2.6. Haltepunkt 11 Oberholz – Sandgrube Hammerschmid

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER, W.E. PILLER

Thema: Ästuarin-fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) übergehend in marine Litoralablagerungen der Fels-Formation (unteres Eggenburgium). Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz Grobsedimente der Hollenburg-Karlstetten-Formation (unteres Badenium).

Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation, Fels-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation.

Alter: Oberoligozän bis Untermiozän und Mittelmiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium (St. Marein-Freischling-Formation und Fels-Formation) und unteres Badenium (Hollenburg-Karlstetten-Formation).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube der Firma Hammerschmid, ca. 3 km ESE Schönberg am Kamp, ca. 500 m WNW Oberholz, ca. 200 m S der Straße Oberholz-Schönberg am Kamp.

Beschreibung (Abb.9):

Die über dem Kristallin lagernde St. Marein-Freischling-Formation besitzt eine Mächtigkeit von ca. 13,5 m. Sie ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung von hellgrauen bis gelbgrauen, schlecht sortierten Grob- bis Feinkiesen, Grobsanden, Mittelsanden und Einschaltungen von Mittelsanden bis Feinsanden und bunten Tonen. Die Grobsedimente sind teilweise schaufelförmig schräggeschichtet und führen nicht selten resedimentierte Tongerölle. Die Feinsedimente sind oft stark verwühlt. Als einzige Makrofossilien treten vereinzelt verkieselte Holzreste auf.

Das Schwermineralspektrum wird von Staurolith dominiert. Dazu treten Disthen, Turmalin und Epidot. Im Leichtmineralspektrum überwiegen Quarz und Gesteinsbruchstücke; daneben kommen Kalifeldspat und Plagioklas vor.

Die ohne deutliche Diskordanz im Hangenden folgende Fels-Formation wird im Liegenden aus graugelben bis gelbbraunen, gut sortierten Mittel- und Feinsanden aufgebaut. Die Sedimente sind oft intern ebenflächig geschichtet und werden von Einschaltungen aus sehr gut gerundeten Grobsanden und Feinkiesen und drei Kristallinblockhorizonten unterbrochen. In den basalen Feinkiesen sind besonders schwarze, sehr gut gerundete Komponenten aus verkieselten Kalken oder Hornsteinen, letztere mit häufigen, z.T. dicht gepackten, triaxonen Schwammspicula auffallend, die auch bereits in den hangendsten Teilen der St. Marein-Freischling-Formation auftreten. Bei einigen verkieselten Kalken könnte es sich auch um pelletoiden Flachwasserkalke, z. T. auch mit Onkoiden und Ooiden handeln. Neben den Schwammspicula kommen selten Gastropoden und auch Foraminiferen vor. Die Foraminiferenfauna (aus Geröllen in der Fels-Formation von Gösing) mit *Trocholina* und anderen Vertretern der *Involutinina*, textulariiden und milioliden Formen ist mesozoisch, und zwar posttriadischen Alters. Jura scheint von der Foraminiferenfauna her am wahrscheinlichsten. Fazial sind sowohl im außeralpinen, wie im alpinen Jura vergleichbare Gesteine vorhanden.

Im unteren Teil der Fels-Formation sind die Ablagerungen stark verwühlt. Spuren folgender Organismengruppen sind charakteristisch: *Actinaria*, *Crustacea*, *Echinoidea* und *Polychaeta*. Abdrücke von großen Cardien und Pitarien sind häufiger. Im Bereich der Blockhorizonte treten Fluchtspuren und Pflaster mit *Chlamys gigas* auf.

OBERNHOLZ SANDGRUBE HAMMERSCHMID

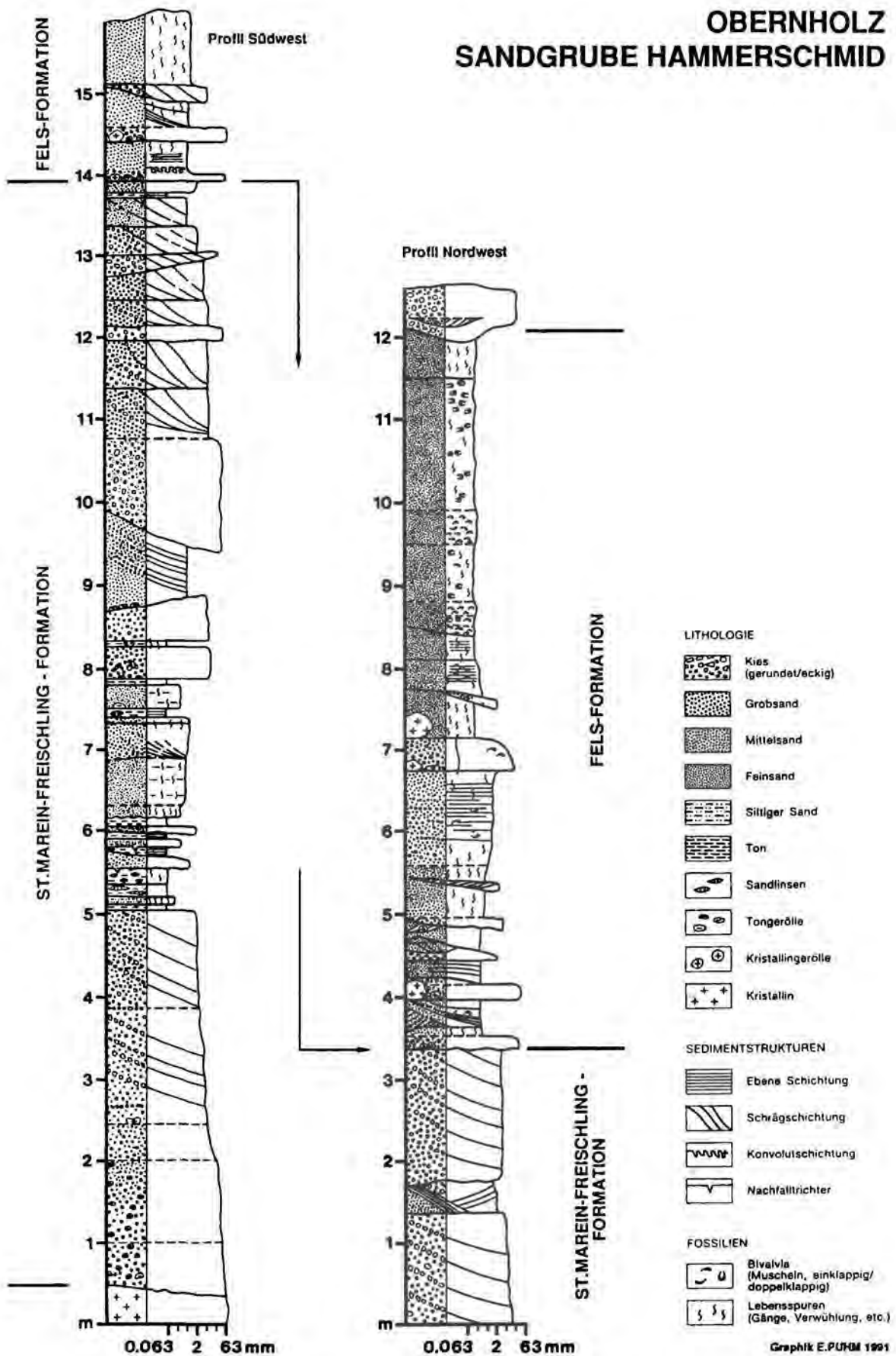


Abb.9: Profil der Sandgrube Hammerschmid bei Oberholz.

Im Hangenden erfolgt ein sehr rascher Wechsel in meist stark verwühlte siltige Feinsande mit Molluskenlumachellen (meist in Abdruck oder Steinkernerhaltung mit *Pitar lilacinoides*, *Glycymeris fichteli*, *Lucina*, *Panopea*, *Cardium grande*, *Diloma* und *Turritella*).

Das Schwermineralspektrum der Fels-Formation ist bunter als das der liegenden Formation und setzt sich aus Staurolith, Granat, Epidot, Disthen, Turmalin, Sillimanit, Zirkon und Rutil zusammen.

Das Leichtmineralspektrum führt gegenüber der St.Marein-Freischling-Formation neben viel Quarz mehr Feldspat (hauptsächlich Plagioklas) und weniger Gesteinsbruchstücke.

Im hangenden Teil der Grube sind erosiv bis fast an die Oberkante der St.Marein-Freischling-Formation braungelbe bis gelbbraune, sehr schlecht sortierte Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix mit Zwischenlagen von Mittelsand-Feinsand eingesenkt. Die Kiese sind sehr gut gerundet und setzen sich vorwiegend aus Quarz- und Kristallin-Komponenten zusammen. Untergeordnet treten dazu Quarzit, bräunlicher Sandstein, dunkler Kalk, heller Dolomit und rötlicher Hornstein auf. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Daneben sind Staurolith, Disthen, Epidot, Sillimanit, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden.

Unklar ist die stratigraphische Zuordnung dieser hangenden Grobsedimente. Aufgrund der Lithologie und der regionalen geologischen Verhältnisse (GRILL, 1957) können sie am ehesten mit der Hollenburg-Karlstetten-Formation des unteren Badenium korreliert werden.

Gegen Oberholz und Diendorf schaltet sich zwischen die Fels-Formation des Eggenburgium und die Hollenburg-Karlstetten-Formation des unteren Badenium eine pelitische Fazies, die der Zellerndorf-Formation des Ottnangium entspricht.

Die grauen, smectitreichen Tonmergel führen Fischschuppen, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und benthonische Foraminiferen.

Interpretation:

Die basale St.Marein-Freischling-Formation kann entsprechend den Ablagerungen im Horner Becken als ästuarin-fluviatile Fazies mit groben Rinnensedimenten und Einschaltung von Stillwassersedimenten interpretiert werden.

In der darüber folgenden, besser aufbereiteten Fels-Formation weisen im unteren Teil Sedimentstrukturen, wie flache Schrägschichtung, ebene Lamination und Strömungs- bis Wellenrippel, die teilweise als Feinkiesrippel ausgebildet sind, auf die Ablagerung im marinen Eulitoral bis seichten Sublitoral hin. Diese Faziesinterpretation steht in Einklang mit der Molluskenfauna und den vielfältigen Lebensspuren dieser Lithofazies. Die Anreicherungen von Mollusken in Schillhorizonten, Fluchtschichten und das wiederholte Auftreten von Kristallinblocklagen können, so wie hummocky cross stratification innerhalb der Sedimentfolge, als Sturmablagerungen interpretiert werden. Das, im Gegensatz zur St.Marein-Freischling-Formation, deutlich buntere Schwermineralspektrum weist auf den größeren Einzugsbereich der marinen Ablagerungen hin.

In den hangenden Feinsedimenten erfolgt der Übergang in die marine Sublitoralfazies, die in weiterer Folge von der pelitischen Beckenfazies der Zellerndorf-Formation des Ottnangium überlagert werden.

Die der Hollenburg-Karlstetten-Formation zugerechneten Grobsedimente im Hangenden der Grube werden, entsprechend den Ablagerungen dieser Formation im Bereich südlich und nördlich der Donau, als marine Ablagerung im Frontbereich eines Deltas, eines von Süden, aus den Alpen schüttenden Flusses, interpretiert (vgl. GRILL, 1957).

Literatur

GRILL, R. (1957); STEININGER, F. (1968a, b, 1977); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983).

2.7. Haltepunkt 12 Olbersdorf

G. FRASL

Thema: Die "Olbersdorfer Gruppe", die niedrigst metamorphe Schichtfolge der Moravischen Zone im nö. Waldviertel.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Gelegenheitsaufschlüsse vom nordwestlichen Ortsausgang von Olbersdorf bis zur Siedlung beim Wasserreservoir, ca. 4 km ENE Schönberg am Kamp, knapp 2 km S vom Manhartsberg (Kote 537).

Beschreibung:

Der Thaya Batholith taucht hier nach S ab und wird dabei auf max. 4 km Länge etwa halbkreisförmig von der sogenannten "Basisquarzitlage" der Olbersdorfer Gruppe (OG) überlagert. Darüber folgen, ebenso ohne Anzeichen eines ursprünglichen Injektionskontaktes seitens der cadomischen Granitoide, hauptsächlich Phyllite mit kräftigen Einschaltungen eines Spilit-Keratophyr-Vulkanismus und schließlich geringmächtige, unreine Kalklagen. Die heutige Mächtigkeit der ganzen, offenbar nachgranitischen Gruppe dürfte 400 m nicht übersteigen.

F.E. SUESS (1926, 231) und WALDMANN (1922) verglichen den hiesigen Kalk schon mit dem Kalk der sicher devonischen Kwetnizta-Serie im Swratka/Schwarzawa-Fenster in der Fortsetzung der Moravischen Zone im Mähren. FRASL führte die Bezeichnung "Olbersdorfer Serie" ein und gab nähere Beschreibungen (FRASL, 1974 und Exkursionsführer 1977: HP 22). Nach der heutigen Nomenklatur für lithographische Einheiten entspricht die hiesige heterogene Folge aber eher einer "Gruppe".

Im S und W wurde die OG sichtlich von Orthogneisen überschoben. SE von Olbersdorf wird die OG von Tertiärsedimenten überdeckt, aber darunter dürfte sie auch schon ganz nahe vom System der Diendorfer Störung schräg abgeschnitten sein.

Bei der Exkursion kann profilmäßig auf kurzem Wege gezeigt werden, wo beim Wasserreservoir und der anschließenden Siedlung der Metagranit des Thaya Batholiths herauskommt. Daran schließt sich gegen S im Wald eine lockere Kette von weißen Quarzitblöcken an und ein solcher Quarzit ist auch S vom Reservoir in einer kleinen Nische in der ersten steilen Straßenkurve neben meist quarzreicheren Schiefen aufgeschlossen. Ebenso ist an der Böschung über der Straße auf halbem Weg zum nächsten alten Wohnhaus ein graubrauner, wenig fester, vermutlich metatuffitischer Schiefer bloßgelegt. Davon gibt es aber viel mehr am aufgeschürften Grundstück hinter der Gemeindestube (Parkplatz) zu sehen. Dort findet man alle Übergänge von bräunlichgrauen Phylliten zum ungeschiefert erscheinenden, blockig brechenden, schmutzig mittelbaren Metaspilit, wie er dann am Fahrwegansatz hinter der rechten (östlichen) Grundstücksecke ansteht, und zwar unmittelbar neben einer alten, kleinen Steingewinnungsgrube. Hinter dem rechts anschließenden Drahtzaun treten grobflaserig gemengte, graubraune Schiefer auf; dann kommen gleich an der NW-Grenze des eingezäunten Weingartens in einer niedrigen Wand die unreinen Kalklagen als hangendes Glied im Profil ans Tageslicht. Die ganze Serie fällt hier etwa nach S bis SE ein.

Interpretation:

Ein zweites, im Prinzip entsprechend aufgebautes Profil durch die OG liegt 1 km westlich von hier am Forstweg, gleich östlich des Dienbaches. Es zeigte im Hangschutt, im Verband mit deren Basisquarzitzug etliche Blöcke von hellgrauem, gelblich anwitterndem, dichtem Kalk, die nichtmetamorph aussahen, aber noch keine Conodonten lieferten. Der linsig-lagig aufgebaute Kalkstein hat manchmal faustgroße dunkelgraue Quarzknollen anhaften (ehemaliger Hornsteinkalk!). Übrigens fand sich auch am oberen Ende des obengenannten Weingartens ein kopfgroßer Block eines ungeschieferten, blaß rosagrauen Hornsteins oder Jaspilits.

Auch die Phyllit-Spilit-Folge war im Dienbachtal beim Wegebau besser aufgeschlossen. Ein nur meterdicker Kalkzug folgt gegen S und dann kommen schwarze Phyllite. Nach einer ca. 200 m langen, aufschlußlosen Strecke sieht man am gleichen Hang eine kleine ehemalige Steinbruchnische und zwar ein isoliertes Vorkommen von stark aufgemürbtem und angewittertem Granitoid, welches schon zur nächsten, hangenden tektonischen Einheit gehört. Vermutlich ist das eine Fort-

setzung des Tonalitgneiszuges, den wir im Straßenprofil zwischen Buttendorf und Kotzendorf besuchen (Haltepunkt 14), während der darüber noch zu erwartende Bittescher Gneis hier offenbar bereits durch die Diendorfer Störung abgeschnitten ist.

Zur Metamorphose: Es ist an der bisher beschriebenen Folge generell nur eine einzige progressive Regionalmetamorphose erkennbar, die durch die Stabilität von feinstschuppig verbleibendem Chlorit und Serizit gekennzeichnet ist (Näheres dazu in FRASL, 1974 und Exkursionsführer 1977). Es wurden jedoch zwei beachtliche Ausnahmen gefunden, nämlich zwei größere Handstücke von stark gestrecktem Serizitquarzit, in deren seidigglänzenden Hellglimmerfasern bei besonderer Aufmerksamkeit mehrere mm-lange, straff eingeschlichtete Disthenstengelchen erkennbar sind. Im Querschliff waren sie sogar sehr zahlreich, obwohl beide Proben ansonsten den serizitreichen und auch etwas knotig gebauten devonischen Feinkonglomeraten der Kwetniza ganz allgemein und auch bezüglich der starken Streckung zum Verwechseln ähnlich sehen (FRASL, 1973). Da Disthen als Druckindikator so bedeutsam ist, erfolgt hier noch ein Hinweis zur Herkunft der etwas abgerollt erscheinenden Handstücke. Beide wurden im Gehängeschutt beim Basisquarzitzug gefunden, aber das eine westlich von Olbersdorf und eines östlich vom Ort in über 0,5 km Abstand voneinander. Sie müssen irgendwo aus der Nähe stammen; in diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß mir solche flachknotige, serizitische Feinkonglomerate - jedoch ohne Disthen - nur noch von zwei Stellen im Nahebereich des Dienbachtals im Anstehenden bekannt sind, beide im Hangendkontakt des quarzreichen Granits, der durchaus entsprechend große Quarze liefern könnte. Es wird also vermutet, daß hier zuerst eine Kaolinisierung des Granits vorlag, dann zum Teil eine sedimentäre Umlagerung zu Kaolinsand und schließlich die Regionalmetamorphose mit einer stärkeren Druck- als Temperatureinwirkung. Das Dienbachtal ist ja hier durch eine N-S-gerichtete, steile Scherzone bedingt, entlang welcher stellenweise auch Porphyroide und Paragneise in das Granitgebiet eingekeilt sind.

Überblick: Die OG umfaßt über dem Basisquarzit eine etwas mächtigere Schieferserie mit einem bedeutenden keratophyrisch-spilitischen Anteil sowie mit mengenmäßig sehr zurücktretenden kalkigen Lagen. Es gibt Anzeichen, daß die Serie bereits auf dem cadomischen Granit des Thaya Batholiths transgredierte. Der regionale Deckenbau muß jedenfalls jünger sein als die OG, denn sie wurde (offenbar variszisch) noch von höheren Gneisen überschoben und dabei metamorph überprägt, allerdings i.a. nur auffällig schwach überprägt. Die zwei disthenführenden Rollstücke eines serizitreichen, feinen Quarzkonglomerats dürften aus einem nahen Basisquarzitvorkommen stammen, aber von einer Stelle, wo Disthen etwa im Zuge einer tiefen Scherzone bereits bildungsfähig war. Innerhalb regional vergleichbarer altpaläozoischer Gesteinsgruppen ist die Ähnlichkeit der OG mit der devonischen Vrbno-Gruppe im Jeseník-Gebirge (Silesikum) noch immer am größten, aber es kann auch eine frühere Einstufung innerhalb des Altpaläozoikums nicht ausgeschlossen werden.

Literatur

FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977: HP 22); SUESS, F.E. (1926); WALDMANN, L. (1922).

2.8. Haltepunkt 13 Maiersch – Tongrube Frings

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, I. DRAXLER

Thema: Fluviale Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Unter-miozän), im Hangenden transgressiv übergehend in ästuarine, brackische Tone, Kohletone und Kohleflöze der Mold-Formation (unteres Eggenburgium). In der Grube ein generell N-S, parallel zum Beckenrand des Horner Beckens verlaufender Bruch.

Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation und Mold-Formation.

Alter: Oberes Oligozän bis Untermiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Tongrube der Firma Frings, am Süden des Horner Beckens, ca. 4,5 km SE Gars, ca. 1,5 km E Maiersch.

Beschreibung:

In der Tongrube Maiersch der Firma Frings, am Süden des Horner Beckens, werden Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und Mold-Formation für die Baustoffindustrie abgebaut. Die ursprünglich im Westen begonnene und heute weit nach Osten vorgetriebene Grube, schloß lange Zeit einen generell Nord-Süd, parallel zum östlichen Beckenrand des Horner Beckens verlaufenden Bruch auf. Während der Abbauarbeiten konnte festgestellt werden, daß der heute wieder fast vollständig verschüttete Bruch die Grundwasserverhältnisse des Gebietes bedeutend beeinflußt.

Die derzeitigen Aufschlüsse ermöglichen einen Einblick in die Schichtfolge östlich des Bruches.

An der Basis, unterhalb des Grundwasserspiegels und daher meist nur kurzzeitig aufgeschlossen, liegen die Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation. Es sind dies hellgraue, sehr schlecht sortierte, teilweise geschichtete und verwühlte, mitunter lateral verzahnende, siltig-tonige Sande bis Silttone. Darüber folgen über einem deutlichen Erosionsrelief, in die liegenden Sedimente rinnenartig eingesenkt, nochmals mittelgraue bis blaugraue, sehr schlecht sortierte, feinkiesige Sande bis tonige Silte mit Pflanzenhäcksel.

Der Übergang in die Mold-Formation erfolgt mit einer Folge aus olivgrauen bis braungrauen Tonen, Kohletonen und geringmächtigen Flözen (das tiefste Flöz mit Anzeichen eines Wurzelbodens). Die grauen Tone zeigen besonders im Hangenden der Kohle eine deutliche ebenflächige Schichtung im mm- bis cm-Bereich, sind teilweise stark verwühlt und haben vereinzelt Trockenrisse auf den Schichtflächen. Westlich des Bruches war an der Basis der Kohletonserie eine Austerbank mit *Crassostrea gryphoides* mit doppelklappigen Exemplaren in Lebensstellung aufgeschlossen (STEININGER, 1976). Im grauen Ton über der Kohle finden sich Abdrücke von *Polymesoda* sp. und *Pirenella* gemeinsam mit Fischschuppen, Pflanzenteilen (Cuticeln) und einer reichen Samen-, Pollen- und Algenvergesellschaftung. Die ersten Pollen und Sporenfunde wurden von HOCHULI (1978) veröffentlicht. In den Tonen sind in erster Linie Gehölzpflanzen von verschiedenen Vergesellschaftungen vertreten. Es treten aber auch Kolonien der ölabscheidenden Grünalgenart *Botryococcus braunii* und Dinoflagellaten-Zysten auf, die auf offene Gewässer mit geringem Salzgehalt hinweisen. Ufernahe Verlandungszonen sind mit *Potamogeton*, Cyperaceen und *Sparganium* vertreten, die anschließenden Moorgesellschaften mit Cyperaceen, Moorsporen (*Sphagnum*), Poaceen und vor allem mit *Myrica* (13 %) und Cyrillaceen (1 %). Sumpfwaldbestände mit *Carya* und *Nyssa* sind ebenso wie flußbegleitende Auwälder mit *Pinus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Liquidambar*, *Symplocos*, Oleaceen und Onagraceen (*Ludwigia*) nachzuweisen. Einen wesentlichen Anteil an den Pollenspektren der Kohlebegleitschichten haben die Elemente der, die Sumpflandschaft umgebenden, artenreichen mesophilen Wälder, vorwiegend mit *Engelhardia* und *Oreomunnea* (10 %), Mastixiaceen, *Ulmus*, *Tilia*, *Ilex*, Fagaceen, *Juglans*, *Symplocos*, Sapotaceen, rankende Vitaceen (*Partenocissus*), Rutaceen (*Toddalia* sp.), große Farnsporen der Schizaceen (*Lygodium*, 4 %) und Sporen von *Osmunda* (3 %). Den höchsten prozentuellen Anteil mit 48 % weisen bisaccate Pollenformen von verschiedenen Pinusarten auf, weiters *Cathaya*, *Abies* und *Cedrus*. Selten sind Pollenkörner vom Habitus *Tsuga diversifolia* sowie von Cupressaceen und Vertretern trockener Standorte (*Ephedra*). In den Kohlen selbst überwiegen Taxodiaceen gegenüber saccaten Formen. Häufig sind auch kleine, tricolporate Pollenformen (Fagaceen). Ebenso sind auch Oleaceen, *Engelhardia*, Mastixiaceen, *Myrica*, Cyrillaceen und Ericaceen vertreten. KNOBLOCH (1981a) beschreibt aus der Braunkohle Samen und Fruchtreste von *Myrica* sp., *Comptonia cf. longistyla*, *Leucothoe* sp. und *Cladiocarya lusatica*.

Über dieser Kohletonserie folgen hellgraue, gelbbraune bis ziegelrot gefleckte, teilweise geschichtete, plastische Tone mit inkohlten Pflanzenresten und einer weiteren Kohletoneinschaltung. Die Tone sind allgemein sehr reich an Zweischicht-Tonmineralen, die in der Fraktion kleiner 2µm mit 83 % - 87 % vertreten sind. Dabei überwiegt vor allem Fireclay (54 % - 61 %) gegenüber Kaolinit (25 % - 31 %).

Westlich des Bruches waren in einer ähnlichen Schichtfolge über der Kohletonserie gelborange, gut sortierte, meist schräggeschichtete, kiesige Mittel- bis Grobsande mit Grabgängen vom Typ *Ophiomorpha* aufgeschlossen (vgl. STEININGER, 1976, 1977, 1983).

Im Schwermineralspektrum der Pelite sind Turmalin, Disthen, Zirkon und Rutil vorherrschend, zu denen noch Sillimanit und Andalusit hinzutreten. Die Sande führen hauptsächlich Turmalin, Disthen, Sillimanit, Andalusit und Staurolith.

Interpretation:

Die Basis entspricht der fluviatil beeinflussten Fazies der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän), die jedoch im Gegensatz zu äquivalenten Ablagerungen im nördlichen Teil des Horner Beckens aufgrund verschiedener lithologischer Merkmale bereits den Übergang zur Ästuarfazies zeigt.

Im unteren Eggenburgium erfolgt mit der Mold-Formation der Übergang in die brackisch-marine Fazies im Mündungsbereich eines Flusses (Ästuar). Hier kommt es in Stillwasserbereichen vorwiegend zur Ablagerung von Feinkornsedimenten, in abgeschlossenen Bereichen sogar zur Kohlebildung. In Rinnenbereichen, in Abschnitten mit höherer Transportenergie, werden Sandbänke gebildet.

Die Flora zeigt ein tropisches-subtropisches Klima mit hoher Luftfeuchtigkeit an und läßt nach HOCHULI (1978) eine Einstufung in die Pollenzone NGZ II zu, die mit dem unteren Eggenburgium (siehe Haltepunkt 6: Eggenburg Brunnstube) korreliert werden kann.

Literatur

HERNDLER, E. (1979); HOCHULI, P. (1978); HÖNIG, J. (1983); KNOBLOCH, E. (1981a); RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1979); STEININGER, F. (1969, 1976, 1977, 1979); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983).

2.9. Haltepunkt 14 Kotzendorf – Teichwiesenbachtal

G. FRASL, H. FRITZ, H.P. STEYRER

Thema: West-Ost-Querprofil von der Hangendgrenze des Bittescher Gneises bis ins Liegende des obersten Quarzdioritgneis-Zuges einschließlich ihrer Schieferhüllen.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Von den Felsböschungen und dem westlichsten Steinbruch N der Straße durchs Teichwiesenbachtal, östlich Kotzendorf ab Straßenkilometer 3,8 gegen Osten bis zum Ortsanfang von Buttendorf.

Beschreibung: (Zur Beschreibung vgl. auch Beitrag von W.VETTERS im Teil I (allgemeiner Teil) dieses Tagungsbandes).

Dieses ca. 1,5 km lange, durch Straßensprengungen in den letzten zehn Jahren gut aufgeschlossene Querprofil durch die tektonisch höchsten Stockwerke der Moravischen Zone wurde schon anlässlich der Exkursionen 1983 (VETTERS) und 1990 (FRITZ & STEYRER) beschrieben.

Der westlichste Steinbruch N der Straße zeigt beispielhaft die starke Deformation des Bittescher Gneises, also der höchsten Decke der Moravischen Zone, in etwa 100 m Abstand von der Grenze des Gneises gegen das Hangende, nämlich die im allgemeinen schon zum Moldanubikum gerechnete "Glimmerschieferzone".

Das cadomische Ausgangsmaterial des Bittescher Gneises mitsamt seinen Kalifeldspatäugen war auch hier am ehesten ein porphyrischer Granit, doch ist es bei der hiesigen, besonders intensiven Zerreißung der Hauptkomponenten noch schwerer dafür einen Nachweis zu erbringen, als das etwa in Klein Meiseldorf, Rodingersdorf oder in den mächtigeren, nördlich anschließenden Vorkommen des Bittescher Gneises bis zur Thaya der Fall ist.

Die variszische Hauptdeformation wurde in dieser Gegend noch von der mittelmoravischen Regionalmetamorphose unter den Stabilitätsbedingungen für Oligoklas überdauert. Bei der jungmoravischen Diaphthoresis war dann z.T. auch Stilpnomelan stabil und schließlich folgte eine durchge-

hende, postkristalline Deformation. Wegen der letzteren liefern auch ganz frische Sprengungen in diesem Taleinschnitt nur braune - nämlich durch Eisenfreisetzung aus den Biotiten verfärbte - Gneisplatten, und zwar im Gegensatz z.B. zum Haltepunkt 26 (Messern Taffatal) mit seinen vergleichsweise bläulichgrauen, frischen Platten. Gegen das Südende des Thayadomes hin nimmt die progressive Metamorphose des Bittescher Gneises an Intensität ab, dafür nimmt die postkristalline Deformation an Heftigkeit zu.

Im westlichsten Steinbruch sind die dem Bittescher Gneis auch sonst meist in den hangendsten, also westlichsten Partien eingeschalteten, dezimeterdicken Amphibolitlagen zu fingerdicken Biotit-schieferblättern ausgewalzt. Sie verwittern rasch und damit werden manche Bankfugen des Plattengneises in den Felswänden deutlicher sichtbar. Vermutlich waren das vor der extremen Auswalzung Scharen von basischen Gängen im Granit.

Strukturelle Hinweise zum westlichsten Steinbruch im Bittescher Gneis: Flach nach W einfallende, penetrative Foliation (Max. bei 270/25) und etwa senkrecht dazu eine N-S streichende Lineation (Max. bei 200/05). Die Foliation liegt parallel zur (nahegelegenen) Hauptbewegungsfläche zwischen Moldanubikum und Moravikum. Im Bittescher Gneis sind alle Merkmale eines s-c-Gefüges erkennbar: die langen Achsen der gelängten Feldspäte liegen parallel zu den s-Flächen; feinschuppige Hellglimmer bilden die c-Flächen. Es gibt verschiedene weitere Hinweise auf eine bedeutende, nicht-koaxiale Deformation in Zusammenhang mit einer dextralen Blattverschiebung entlang (und in der Umgebung) der Hauptbewegungsbahn Moldanubikum-Moravikum: Zergleitung und Teilrotation von Feldspäten, asymmetrische Druckschatten, Quarzgefüge.

Die hiesige Gesamtsituation wird als die Auswirkung einer dextralen Transpression zwischen der moravischen und der hangenden moldanubischen Einheit entlang einer westgeneigten lateralen Rampe aufgefaßt.

Tab. 4: Chemische Analyse des Bittescher Gneises aus dem Steinbruch der Firma Hammer im Teichwiesenbachtal. Analyse: F. FINGER (Fi-24/85). (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm).

SiO ₂	74.67	Nb	2
TiO ₂	0.12	Zr	90
Al ₂ O ₃	14.23	Y	3
FeO _{tot}	1.25	Sr	325
MnO	0.01	Rb	81
MgO	0.44	Ni	0
CaO	0.97	Cr	11
Na ₂ O	4.39	Ba	778
K ₂ O	2.78		
P ₂ O ₅	0.04		
H ₂ O	1.27		
CO ₂	n.b.		
Total	100.17		

Taleinwärts folgt im Liegenden des Bittescher Gneises beim Bildbaum eine Schieferserie mit einer unreinen grauen Marmorlage von wenigen Metern Mächtigkeit, die in Glimmerschiefer mit wechselndem Karbonatgehalt übergeht. Wegen der starken variszischen Deformation und wegen der, diese Deformation begleitenden Regionalmetamorphose kann man an dieser Stelle eher vermuten als beweisen, daß diese Schieferserie samt dem Marmor vorher bereits dem mehr oder weniger kontaktmetamorphen "Alten Dach" angehört hat. Manche Flatschenschiefer könnten als Indikatoren für diese Deutung dienen, wobei auch noch offen bleiben muß, ob ein solcher Hitzekontakt vom Edukt des Bittescher Gneises oder vom Edukt des nun im Liegenden folgenden Quarzdioritgneises, oder aber von beiden Quellen her erfolgte.

Der östlich anschließende, biotitreiche, und daher relativ rasch verwitternde, dunkle **Buttendorfer Granodioritgneis** ist mehrere hundert Meter mächtig (andere Bezeichnungen: "basische Fazies des Maissauer Granits" (REINHOLD, 1914) oder auch "Tonalitgneiszug", z.T. auch opdalitisch).

Dieser dunkle, feinkörnige Gneiszug mit den meist charakteristischen kleinen Feldspatäugen ist etwa von Sigmundsherg im Norden bis in den Graben östlich vom Mitterberg bei Schönberg im Süden durchgehend zu verfolgen. Übrigens wird dieser Gneiszug gegen Osten von zwei weiteren, schmälere Zügen der gleichen Gneisart begleitet: der eine geht hinter den nördlichsten alten Häusern in Buttendorf hangaufwärts nach Norden, der andere quert die Straße Buttendorf - Sachsendorf an der Waldecke etwa 600 m E der Straßenkreuzung in Buttendorf. Wesentlich ist, daß der letztere, dunkle Granodioritgneis-Zug zugleich den Westrand des Thayabatholithgebietes bildet, und zwar nicht nur hier, wo sich vom Hauptkörper des Batholiths der Granitgneiszug Sachsendorf - Reinprechtspölla abgespalten hat (vgl. Haltepunkt 4, Matzelsdorf Loiblkreuz), sondern auch in der südlichen Fortsetzung des Westrandes des Thayabatholiths, etwa in der Gegend "Kotaschen, Seewiese" SW vom Manhartsberg.

Da also der dunkle Granodioritgneis im zuerst genannten (westlichen) Buttendorfer Gneiszug meist als "der" Gneiskern der "Pleissingdecke" aufgefaßt wird, andererseits jedoch im zuletzt genannten Gneiszug zwischen Buttendorf und Sachsendorf bereits als ein Randteil des Thayabatholiths vorliegt, zeigt sich auch hierin die ursprüngliche Zusammengehörigkeit, und nicht nur - wie schon WALDMANN (1925) erkannt hatte - in den Übereinstimmungen der Hüllen der verschiedenen Gneiszüge von der Thayamasse bis hinauf zum Bittescher Gneis. Die Summe solcher Übereinstimmungen und Verwandtschaften legt den Gedanken an eine Herkunft aus einem ursprünglich zusammenhängenden, cadomischen Krustenstück nahe, welches randlich bei der variszischen Gebirgsbildung gegen Westen hin zunehmend stärker deformiert, d.h. auch zu Duplex- und Triplexstrukturen und zu Lamellen sowie deckenförmig ausgewalzt wurde. Demgegenüber fehlen zwischen ihnen jegliche Indizien (z.B. Ultrabasilinzen), die zur Annahme einer Suture berechtigten würden.

Eine strukturell relativ geschonte, also massige Partie des dunklen Buttendorfer Granodiorits vom ehemaligen Steinbruch, 200 m westlich vom Ortsende Buttendorf gab folgende Modalwerte: 9,6 Kfsp; 38,2 Plag; 18 Qz; 21,1 Bt u. Chl.; 9,7 Hbl; 2,4 freier Klinozoisit; Akz. 1,0 = Apatit, Titanit, Orthit und Zirkon.

Zum Plagioklas: An₃₀₋₃₈ mit Klinozoisitfülle war bei der Hauptmetamorphose stabil, daneben gibt es selten Reliktpartien mit primärem Zonarbau und Rekurrenzen. Die Hornblende besitzt noch dunkle Kerne, und die Titanite sind noch braun gefärbt, was für eine gute Erhaltung dieser primären Komponenten spricht.

Tab. 5: Chemische Analyse des Buttendorfer Granodiorits vom ehemaligen Steinbruch, 200 m westlich vom Ortsende von Buttendorf. Analyse: F. FINGER (Fi-23/85). (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm).

SiO ₂	61.73	Nb	16
TiO ₂	0.65	Zr	173
Al ₂ O ₃	14.97	Y	23
FeO _{tot}	5.14	Sr	706
MnO	0.06	Rb	146
MgO	4.02	Ni	37
CaO	4.62	Cr	151
Na ₂ O	2.63	Ba	1291
K ₂ O	3.91		
P ₂ O ₅	0.38		
H ₂ O	1.00		
CO ₂	n.b.		
Total	99.11		

Ca. 100 m vor den ersten Häusern von Buttendorf beginnt die Schieferhülle, oder eigentlich eine Schiefereneinschaltung zwischen zwei solchen Granodioritgneiszügen, und zwar flatschige Glimmerschiefer, welche in graue, bändrige Quarzite übergehen. Darin kann man noch etliche in die Schieferung eingeschichtete, kleine pegmatitische Linsen als Spuren eines ehemaligen Kontakt-hofes zeigen. Nach solchen Indizien, wie den immer in Kontaktnähe auftretenden Flatschenschie-

fern und den pegmatitischen Injektionen oder Exsudationen, wären die Gesteine der Schiefermulden im hiesigen Querprofil am ehesten zum "Alten Dach" der komplexen Thayamasse einschließlich der höheren Gneislamellen, -schuppen oder -decken zu stellen, wogegen die tektonische Einschaltung der postgranitischen Olbersdorfer Gruppe in der südlichen Fortsetzung der Buttendorfer Schiefer einschaltungen erst ca. 5 km S von Buttendorf in schlecht aufgeschlossenem Gelände beginnt (vgl. Haltepunkt 12, Olbersdorf).

Interpretation:

Überblicken wir das ganze Buttendorfer Querprofil von Osten beginnend: Bei allgemeinem Westeinfallen folgen über dem geschlossenen Thayabatholith, bzw. über dessen Abspaltungen von Sachsendorf - Reinprechtspölla (mit flaserigem Migmatitgneis, Schollenmigmatiten und dunklem Granodioritgneis) noch zwei Schiefer einschaltungen, welche sich mit zwei dunklen Granodioritgneiszügen abwechseln, von denen der höhere und mächtigere konventionell als Fortsetzung der "Pleissingdecke" angesprochen wird. Über dessen Hülle mitsamt dem "moravischen Kalk" im Sinne WALDMANN's folgt die im hiesigen Profil durch eine schmale Paragneise einschaltung nur undeutlich zweigeteilte Decke des Bittescher Gneises (WALDMANN, 1925). Darüber kommt im Westen wieder Glimmerschiefer, welcher theoretisch schon dem Moldanubikum zugeschrieben wird. Letztere Glimmerschiefer sehen aber nicht viel anders aus als manche Flatschenglimmerschiefer im Inneren der Bittescher Gneisdecke (bei Raan) und auch im Liegenden derselben sowie manche Glimmerschiefer in der Begleitung der dunklen Granodioritgneiszüge auch. Es spricht einiges dafür, daß solche Schiefer die deckenförmig eingeschichteten Gneiskörper einfach als deren ehemaliges "Altes Dach" begleiten und echt polymetamorph sind, nämlich spätestens anlässlich der cadomischen Intrusionen in den Höfen der Plutone aufgeheizt und dann gemeinsam mit den Plutoniten bei der variszischen Regionalmetamorphose und Diaphthoresè kräftig überprägt wurden.

Literatur

FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977); FRITZ, H. & STEYRER, H.P. (Exkursionsführer 1990: Stop 1.13); HÖCK, V. & VETTERS, W. (1974); REINHOLD, F. (1914); VETTERS, W. (Exkursionsführer 1983: HP 3); WALDMANN, L. (1925).

Raum für Notizen

3. Exkursion 3: 19. September 1991

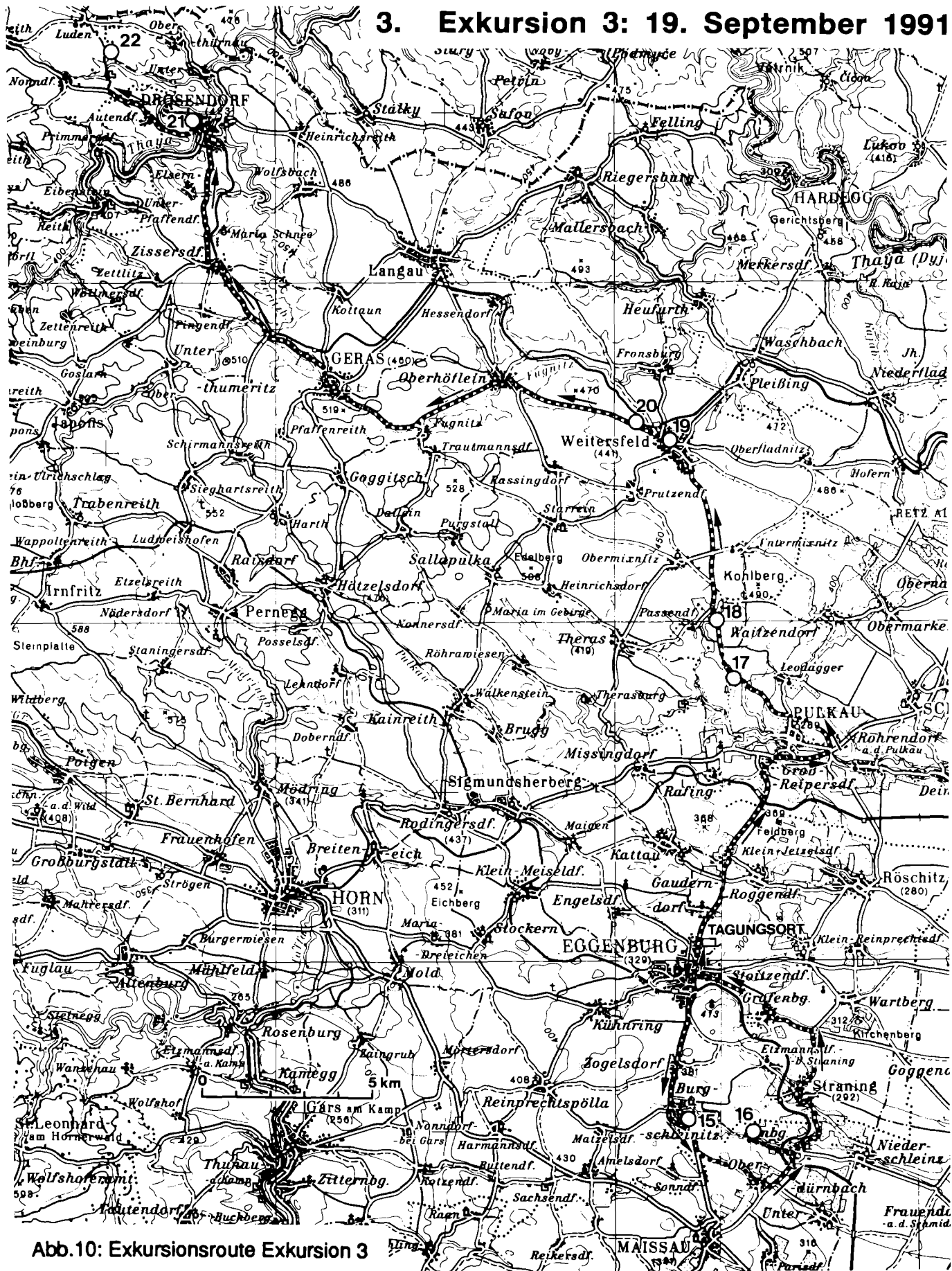


Abb.10: Exkursionsroute Exkursion 3

3.1. Haltepunkt 15

Burgschleinitz – Kirchenbruch

R. ROETZEL, F.F. STEININGER, P. PERVESLER

Thema: Fossilreiche, litorale Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation am Rande eines Kristallinrückens mit Überlagerung durch die Gaudernsdorf-Formation. Typuslokalität der Burgschleinitz-Formation.

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation (Typuslokalität) und Gaudernsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube am Kirchenberg von Burgschleinitz (Kirchenbruch), ca. 150 m S der Kirche.

Beschreibung (Abb.11):

Der Kirchenbruch von Burgschleinitz liegt am Rande einer Granitkuppe, auf der die romanische Kirche und der gotische Kerner des Ortes stehen. An diese Kristallinkuppe sind die im Kirchenbruch aufgeschlossenen tertiären Sedimente angelagert.

Der Granit ist an dem von der Kirche steil hinunter zum Kirchenbruch führenden Weg aufgeschlossen. Kurz vor den vier Kellern ist in der Wegböschung über dem Granit ein Transgressionskonglomerat aus großen, gut gerundeten, mit Balaniden bewachsenen Granitgeröllen anstehend.

Die Burgschleinitz-Formation beginnt an der Basis, über dem heute nicht mehr aufgeschlossenen Kristallin, mit schlecht gerundeten und schlecht sortierten Grobsanden, die gegen das Kristallin zunehmend feinkiesiger werden und auch vermehrt Tonklasten führen. In den Sanden treten Einzelklappen von *Venerupis haidingeri*, *Isognomon rollei*, *Lucina* sp., *Chama* sp. und dickschaligen, kleinen Ostreen auf, die in Horizonten eingeregelt sein können.

Der darüber folgende, bis 1 m mächtige, grobsandige Molluskenschillhorizont besitzt an der Unterkante tiefe Kolke und eine deutlich erosive Oberkante. Er wird gegen das Kristallin unter Zunahme schlecht gerundeter Granitbruchstücke ebenfalls feinkiesig und deutlich dünner und keilt schließlich aus. Darin finden sich vorwiegend Einzelklappen von *Glycymeris fichteli*, *G.menardi*, *Mytilus haidingeri*, *Pinna pectinata*, *Isognomon rollei*, *Venerupis basteroti*, *Pecten pseudobeudanti*, *Chlamys holgeri*, *Ch.gloriamaris*, *Ch.multistriata*, *Saxolucina multilamellata*, div. große Ringicardien, *Ventricola burdigalensis*, *Panopea* sp., *Thracia* sp., *Astrea* sp., *Lucinidae* (cf. *Lucinoma* sp.), *Anomia* div. sp., *Ostreidae* div. sp. sowie Korallen (*Tabellastrea eggenburgensis*, *T.reussiana*) und diverse Balaniden.

Die Burgschleinitz-Formation wird mit einer insgesamt 2 bis 2,5 m mächtigen Folge von flach schräggeschichteten, langgestreckten, keilförmigen Sandkörpern aus kiesigen Grob- und Mittelsanden fortgesetzt. Die 0,5 bis 1 m mächtigen Sets, mit generell gegen S-SW einfallenden Leeblättern, lassen vereinzelt Erosionsreste von feinsandigen Topsets erkennen.










Die Schichtfolge ist, meist ausgehend von diesen feinsandigen Topsets, stark verwühlt. Am auffälligsten sind trichterförmige Strukturen, die von diesem Bereich ausgehend, weit in die unterlagernden Horizonte vordringen und wahrscheinlich wurmförmige Endobenthonten (?*Annelida*, ?*Echiurida*, ?*Enteropneusta*) als Verursacher haben. Gegen das Hangende zu können diese Trichter in büschelförmige Strukturen übergehen, die mit zunehmender Entfernung vom Zentrum des Trichters immer flachere Verläufe zeigen. Besonders auffällig ist die Zunahme der Häufigkeit solcher Bioturbationen mit der Nähe zu den Kristallinaufragungen im Norden dieser Ablagerungen. Gemeinsam mit diesen Trichterstrukturen treten in mäßiger Dichte senkrechte, wenige mm-dicke, zylindrische, passiv gefüllte Lebensspuren auf, die von der jeweiligen Sedimentoberfläche 10 bis 20 cm in das Sediment eindringen (*Skolithos*, ?*Annelida*). Das Spurenspektrum ist ein Hinweis auf mobile Sedimente in geringen Wassertiefen.

Der rund 4 m mächtige, äußerst fossilreiche, hangende Teil der Burgschleinitz-Formation ist durch konkretionär verhärtete Bänke und Knollen gekennzeichnet. In den eckigen und schlecht sortierten Mittel- bis Grobsanden nimmt der Anteil feinkiesiger Gesteinsbruchstücke und Granitgerölle sowohl

SH (m)
382
381
380
379
378
377
376
375
374
373
372
371
370
369

BURGSCHLEINITZ KIRCHENBRUCH




LITHOLOGIE

-  Kies
-  Grobsand/kiesig
-  Mittelsand/grobsandig
-  Feinsand
-  Siltiger Feinsand
-  Konkretionen
-  Tongerböle
-  Kristallingeröle
-  Kristallin

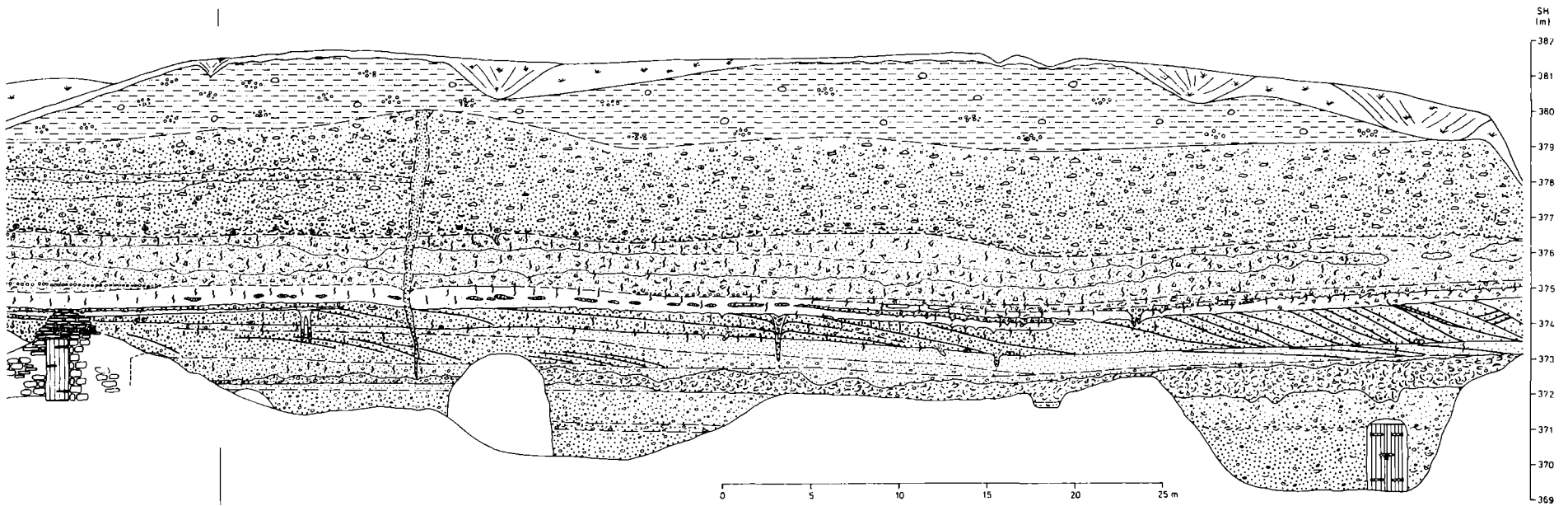
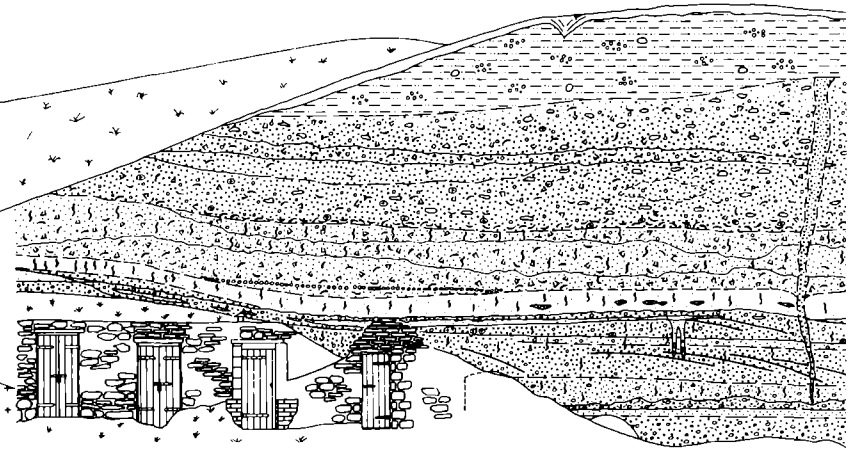
SEDIMENTSTRUKTUREN

-  Schrägschichtung
-  Nachfalltrichter

FOSSILIEN

-  Mollusca (Muscheln, Schnecken) (Schalenhaltung/Schalen gelöst)
-  Cirripedia (Seepecken)
-  Lebensspuren (Gänge, Verwühlung, etc.)

Geologische Aufnahme R.ROETZEL 1942-1996
Graphik J.RUTHNER 1991



SH (m)
382
381
380
379
378
377
376
375
374
373
372
371
370
369

Abb.11: Wandabwicklung des Kirchenbruches in Burgschleinitz bei Eggenburg.

gegen das Kristallin, als auch gegen das Hangende deutlich zu. Im unteren Teil fallen besonders die massenhaft auftretenden Mauerkronenstücke sowie Scuta und Terga von *Balanus* sp. auf, die ebenfalls gegen das Kristallin häufiger werden. Weitere Fossilreste stammen von *Terebratula hoermesi*, *Ostrea edulis*, *Ostrea* div.sp., *Chlamys gloriamaris*, *Ch.holgeri*, *Ch.varia*, *Glycymeris fichteli*, *Pinna* sp., *Thracia* sp., *Diplodonta* sp., *Mytilidae*, *Lucinidae* und *Veneridae*. Zu diesen kommen im hangenden Teil, über einem Austerhorizont noch Steinkerne und Schalenbruchstücke von *Pitar gigas*, *Isognomon rollei*, *Mytilus haidingeri*, *Turritella terebralis*, *Turritella* sp., *Panopea menardi*, *Pholadomya* sp., *Anomia ephippium*, *Hinites* sp., *Lutraria* sp. und *Diloma* sp. Der gesamte hangende Abschnitt der Burgschleinitz-Formation ist intensiv verwühlt. Am augenfälligsten sind sowohl sehr steil als auch flach verlaufende Gangstücke mit Durchmesser im Zentimeterbereich. Es können sowohl Gangstücke mit nodosen Wandstrukturen beobachtet werden (*Ophiomorpha*) als auch nur glatte Verfüllungen von Gängen, was aber häufig nur auf die unterschiedliche Verwitterungsresistenz von Wandbereich und Gangfüllung zurückzuführen ist. Grabende Crustaceen des Subtidal sind mit größter Wahrscheinlichkeit die Verursacher dieser Bauten.

Die von EHRENBERG (1938) beschriebenen "Bauten von *Callianassa* sp." stammen größtenteils aus der ehemaligen Sandgrube Sieber (heute Hammerschmid, inzwischen aufgelassen) etwas südlich vom "Aufschluß bei der Kirche" gelegen, so wie auch das Typusexemplar für den Spurentyp *Thalassinoides callianassae* (EHRENBERG, 1944).

Einen deutlichen Gegensatz zu den meist groben Ablagerungen der Burgschleinitz-Formation bildet die Gauderndorf-Formation, die im obersten Teil des Kirchenbruchs mit einer diffusen Grenze zum Liegenden ansteht. Es sind stark siltige Feinsande mit feinkiesigen Linsen aus Granitgrus und den, für die Gauderndorf-Formation typischen knolligen Konkretionen.

Im Schwermineralspektrum der Sedimente im Kirchenbruch überwiegen neben den opaken Gemengteilen durchwegs Turmalin und Zirkon. Vor allem in den liegenden Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation treten diese beiden Minerale fast ausschließlich auf. Über dem Molluskenschillhorizont sind daneben Granat, Staurolith, Disthen und Rutil etwas häufiger. In den Feinsedimenten der Gauderndorf-Formation sind die Anteile von Granat und Staurolith deutlich erhöht. Ausführliche Faunenlisten siehe STEININGER & SENES (1971, p. 146ff.).

Interpretation:

Die Sedimente der Burgschleinitz-Formation im Kirchenbruch sind Ablagerungen des marinen Eulitoral bis seichten Sublitoral mit starker Wasserbewegung, die sowohl lithologisch als auch faunistisch durch die Nähe von kristallinen Hochzonen geprägt sind.

Neben dem direkt über dem Kristallin aufgeschlossenen Brandungsblockwerk aus großen, gut gerundeten, mit Balaniden bewachsenen Granitgeröllen und dem gegen Norden auskeilenden Molluskenschillhorizont ist besonders die immer wieder erkennbare deutliche Vergrößerung der Sedimente gegen die im Norden anstehende Kristallinkuppe hervorzuheben.

In gleicher Weise läßt die Dominanz von Turmalin und Zirkon im Schwermineralspektrum die direkte Sedimentzufuhr vom Granit erkennen.

Auch die flach schräggeschichteten, keilförmigen Sets weisen mit ihren generell gegen S-SW einfallenden Leebältern auf das im Norden auftauchende Kristallin hin. Diese schräggeschichteten Sandkörper mit Erosionsresten von feinsandigen Topsets können als strandparallele Sandriffe (Longshore Bars) im seichten Litoralbereich interpretiert werden.

Unter den zahlreichen, für die Litoralzone charakteristischen Fossilresten fallen besonders die massenhaft auftretenden Balanidenbruchstücke auf, die ebenfalls gegen das Kristallin häufiger werden.

Das Auftreten der unterschiedlichen bioturbaten Strukturen ist auf die unterschiedlichen Toleranzen der sie verursachenden Organismen hinsichtlich der ökologischen und hydrodynamischen Verhältnisse zurückzuführen und deutet auf eine allmähliche Beruhigung gegen das Hangende des Profils hin.

Weit ruhigere Ablagerungsbedingungen in geschützten, tieferen sublitoralen Bereichen lassen die Feinsedimente der Gauderndorf-Formation erkennen. In diesen Ablagerungen ist durch die fortschreitende Transgression der Einfluß lokaler Schüttungen von Kristallinkuppen nur mehr sehr gering, wie auch aus dem bunteren Schwermineralspektrum zu ersehen ist.

Literatur

EHRENBERG, K. (1938, 1939, 1944); KÜHN, O. (1963); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); SCHAFFER, F. X. & GRILL, R. (1951); STEININGER, F. (1971); TOLLMANN, A. (1957).

3.2. Haltepunkt 16 Limberg – Steinbruch Hengl

Kristallin: G. FRASL, H.P. STEYRER

Tertiär: J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA, Y. JENKE

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 22 Hollabrunn.

Steinbruch der Firma Hengl im Gänsgraben, ca 3,5 km NE Maissau, ca 500 m WNW Limberg.

KRISTALLIN (G.FRASL & H.P.STEYRER)

Thema: Der cadomische Maissauer Metagranit; vor- und nachvariszische Ganggesteine; Metamorphose und Tektonisierung im Inneren des Thaya-Batholiths.

Beschreibung:

Die hierzulande bekannteste Gesteinsvariante innerhalb des cadomischen Thaya-Batholiths ist der sogenannte "Maissauer Granit" (MOCKER, 1910) vom hiesigen Haltepunkt: ein mittelkörniger Metagranit mit meist schwach rosa gefärbten Feldspäten.

Primärer Mineralbestand war um 30 % (22-35 %) Kalifeldspat, etwa 35 % relativ saurer Plagioklas, 27 % Quarz und 4-5 (7) % Biotit; Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit.

Sekundäre Bildungen: U.d.M. sieht man schon an den Biotiten, daß zuerst eine progressive, aber hier schwache "mittelmoravische" Regionalmetamorphose und dann die "spätmoravische" absteigende Metamorphose sowie teilweise hydrothermale Überprägung gewirkt hat. Die ursprünglich braunen Biotite sind unter Entmischung von Titanmineralien (Sagenit und Titanit) auf eine olivbraune bis z.T. sogar dunkelgrüne Farbe umgestellt oder feinst schuppig rekristallisiert, z.T. aber auch chloritisiert worden oder es hat sich grüner Stilpnomelan gebildet. Die Plagioklase sind nun meist schwach mit Klinozoisit gefüllte Albite und die Kalifeldspate sind nun am ehesten flau Mikrokline mit geringer Perthitisierung. Die Bildung von nur z.B. 0,7 % Klinozoisit weist auf einen schon primär relativ geringen Ca-Gehalt des Gesteins hin.

Ganggesteine:

1. Meta-Granodioritporphyrit

Im inneren (westlichen) Bruch gibt es derzeit auf der westlichen Wand eine auffällig dunkle, mehrere Meter breite und steilstehende Scherzone, deren vorwiegend dünnblättrig brechendes Material zum Teil aus einem mittelgrauen, feinkristallinen Ganggestein hervorging. Die Scherzone wurde noch voll von der schon oben gekennzeichneten Regionalmetamorphose betroffen. Vom Primärbestand des Ganggesteines sind m.f.A. am ehesten die trüben, grünlichgrauen, gedrunen gebauten Einsprenglingsplagioklase (ca. 2-3 mm) erkennbar. U.d.M. weist die häufige enge Quarz-Kalifeldspat-Verwachsung in der mikrogranitischen Grundmasse auf die Ganggesteinsnatur hin. Feinstschuppige Biotite. - Eine chemische Analyse eines hiesigen Granodioritporphyrits findet man in der Dissertation von REISS (1952), abgedruckt im Exkursionsführer 1963 (FRASL et al., 1963).

2. Lamprophyrgänge (Minette)

Im äußeren (östlichen) Bruch waren bis 1990 zwei meterdicke, seigere, etwa W-E-streichende dunkle Gänge noch in der vollen Höhe der östlichsten Bruchwand aufgeschlossen, und zwar ohne Zeichen einer Scherzonenbildung und regionalmetamorpher Überprägung. Im bräunlichschwarzen, frischen Gestein waren mit freiem Auge in der dichten Grundmasse nur die vielen wirr gelagerten, 2-3 mm großen, dunkelbraunen Biotite zu erkennen, die aber in der Nähe der ebenen Wände der Gangspalten eine zunehmende Einströmregelung zeigen konnten. U.d.M. fällt besonders der oft mehrschalige idiomorphe Zonarbau der hell rehbraunen Glimmer auf, die keinerlei Entmischung oder Chloritisierung zeigen. Die Grundmassen-Feldspate sind vorwiegend Kalifeldspate. Zusätzlich gibt es weitgehend karbonatisierte, kurzsäulige Pseudomorphosen nach Pyroxen oder/und Hornblende. Viel Apatit.

Strukturgeologische Hinweise: Im Metagranit entspricht die deutliche Foliation mit ca. 105 bis 120/85 dem regionalen Streichen. Von hier gegen Westen, also gegen den Hangendkontakt des Batholiths hin, wird die Foliation zunehmend flacher und regional westfallend.

Auch in der oben beschriebenen Scherzone hatten die Begrenzungs- und internen Scherflächen Werte bei 122/80. Die Streckungslineare hatten darin 210/30. Diese Streckung folgt also ebenso dem auf viele Kilometer einheitlichen, regionalen, variszischen Bauplan, wie auch der eindeutig ablesbare dextrale Schersinn.

Interpretation:

Schon SUESS und WALDMANN wiesen an vielen Stellen (z.B. F.E.SUESS, 1928) darauf hin, daß die Schieferung und auch Streckung der Granitoide so weit im Inneren des Batholiths sehr gering, aber gegen die Hangendgrenze zu (also am Westrand) stark ausgeprägt ist. Hier im Süden, wo die Moravische Zone noch nicht so breit ist, also wohl noch nicht so hoch herausgehoben worden ist

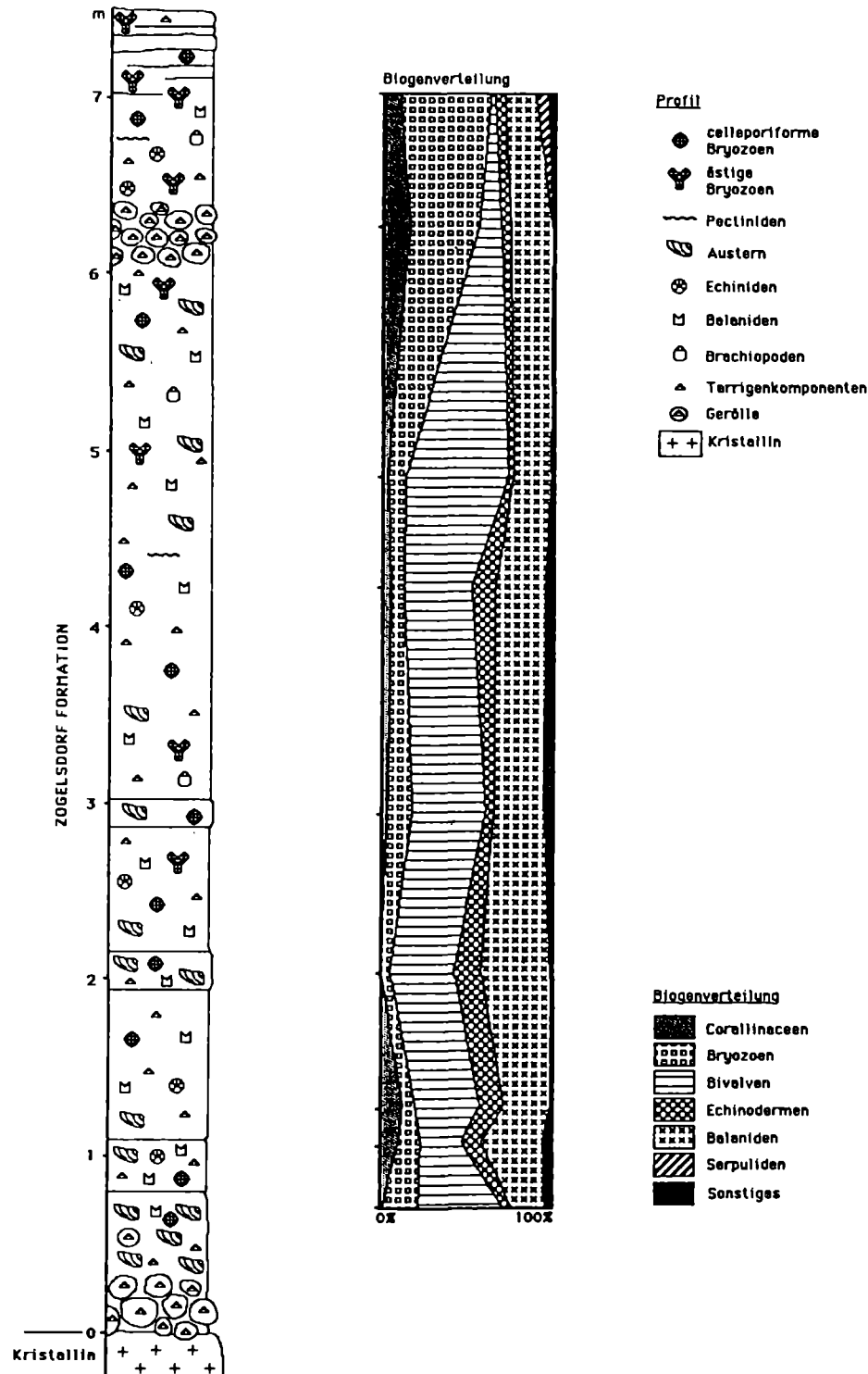


Abb.12: Profil der Zogelsdorf-Formation im Steinbruch der Firma Hengl in Limberg bei Maissau.

wie beim Haltepunkt 17 (Pulkau Heidberg), erreicht auch die prograde variszische Regionalmetamorphose bloß die höhere Subfazies der Grünschieferfazies (Albitstabilität). -- Mehr zur Typengliederung der Granitoide des Thaya-Batholiths siehe bei den Haltepunkten 17 (Pulkau Heidberg) und 4 (Matzelsdorf Loiblkreuz). -- Bei Pulkau gibt es übrigens viel häufiger Meta-Granodioritporphyritgänge. Der hiesige postvulkanische Lamprophyr ist jedoch meines Wissens ein Unikat innerhalb der Moravischen Zone auf österreichischem Gebiet, wenn man von einem vereinzelt, glimmerreichen, aber rotbraun verfärbten Minette-Block absieht, der vor ca. 15 Jahren bei einem Forststraßenbau zwischen Olbersdorf (vgl. Haltepunkt 12) und dem Dienbachtal aufgeschürft wurde, und zwar unmittelbar an der Südgrenze des sogenannten Basisquarzit-Zuges.

Literatur:

Exkursionsführer 1963 und 1990; MOCKER, F. (1910); REISS, R. (1952).

TERTIÄR (J.NEBELSICK, F.F.STEININGER, N.VAVRA & Y.JENKE)

Thema: Transgressive Überlagerung des Kristallins der Thaya-Masse von biogenreichen Grobse-dimenten der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Lithostratigraphische Einheit: Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: oberes Eggenburgium.

Beschreibung (Abb.12):

Die transgressive Überlagerung der Zogelsdorf-Formation über den Graniten und Granitgneisen der Thaya Masse ist im Steinbruch Hengl bei Limberg besonders eindrucksvoll aufgeschlossen.

Die gegen Westen auskeilende, ca. 7 m mächtige, durchwegs ebenflächig geschichtete Kalksandsteinfolge beginnt über dem teilweise kaolinitisierten Kristallin mit einem auffallenden Geröllhorizont. Dieses Transgressionskonglomerat führt gut bis mäßig gerundete, komponentengestützte Granitgerölle bis 30 cm Durchmesser in einer schlecht sortierten Sandmatrix. Darüber folgt ein ca.140 cm mächtiger, terrigenreicher Austernhorizont, der untergeordnet auch Balaniden, Bryozoen und Echinodermenreste führt. Die weitere, ca. 5 m mächtige Schichtfolge bis zum hangenden, zweiten Geröllhorizont besteht aus schlecht sortierten, schlammreichen Rudstones mit hohem Terrigenanteil. Die Größe der Gesteinskomponenten nimmt dabei gegen das Hangende ab. Die Biogene werden von Bivalven und Balaniden dominiert. Untergeordnet treten Echinodermen, Bryozoen, und Serpuliden auf. Der zweite Geröllhorizont führt gut gerundete und sortierte, 5-10 cm große Kristallingerölle in einer sandigen Matrix und einem ähnlichen Biogeninhalt wie die hangenden Sedimente. Über diesem Grobhorizont ist das Sediment bis zum Hangenden weiterhin terrigenreich. Es ist im Gegensatz zu den liegenden Sedimenten jedoch deutlich feiner und wird im Biogeninhalt von Bryozoen (z.B. den Gattungen: *Sertella*, *Myriapora*, *Tetrocycloecia*, *Lichenopora*, *Hornera*, *Crisidmona* und *Celleporidae*), Balaniden und Corallinaceen dominiert.

Obwohl der Großteil der Biogene als zerbrochene Fragmente vorhanden ist, kann eine exzellente Makrofossilhaltung vorliegen. Dies wird besonders beim Auftreten von kompletten Echinodermen, wie Seeigeln (u.a. *Clypeaster*, *Parascutella*, *Echinolampas*), Seesternen (*Astropecten*), Crinoiden (*Discometra*) und Schlangensteinen verdeutlicht und weist auf ein plötzliches Zuschütten dieser Organismen hin. Daneben treten ferner häufig Ostreiden, *Macrochlamys holgeri*, div. kleine Chlamiden, *Anomia*, sowie *Terebratula hoernesii* und eine inartikuläre Brachiopode (*Discinisca* sp.) auf.

In der diversen Foraminiferenfauna sind *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOBS) und die Gruppe *Elphidium macellum* (F.& M.) - *Elphidium crispum* (L.) annähernd gleich stark vertreten. Die hohe Diversität wird durch Faunenelemente wie *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.), *Eponides repandus* (FICHTEL & MOLL), *Escornebovina cuvillieri* (POIGNANT), div. glabratellide Formen, *Pararotalia rimosa* (REUSS), *Hanzawaia boueanum* (D'ORB.), *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.) und *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL) charakterisiert. Das Plankton, hauptsächlich durch *Globigerina praebulloides* (BLOW) und *Globigerina ciperoensis ottnangensis* (RÖGL) vertreten, nimmt mit ca. 20 % der Gesamtfauna einen hohen Anteil ein.

Die Ablagerungen über dem Basiskonglomerat und dem Austernhorizont und mit Unterbrechung durch den zweiten Geröllhorizont werden gänzlich der terrigenreichen Bivalven-Balaniden-Fazies zugerechnet (J. H. NEBELSICK, 1989a, b).

Interpretation:

Der Aufschluß der Zogelsdorf-Formation im Steinbruch Hengl bei Limberg liegt am exponierten Außenrand, außerhalb der Eggenburger Bucht.

Die Geröll-Fazies und Austern-Fazies, die Dominanz von Terrigenanteilen und das Überwiegen von Balaniden und Bivalven sind Hinweise auf hochenergetische Bereiche in sublitoraler Fazies. Der erhöhte Anteil an Bryozoen im hangenden Teil kann auf abnehmende hydrodynamische Energie und verringerte terrigene Einflüsse aufgrund der fortschreitenden Transgression zurückgeführt werden. Auffallend ist das reiche Vorkommen der netzartigen Zoarien des Genus *Sertella*, ein Zoarialtyp, der sich im rezenten Mediterran am extremen Schattengebiet des Felslitorales und auf sekundären Hartböden, an inneren Höhlenwänden ab 2m, an Überhängen ab 5m und auf Corallinaceenböden ab 25 m findet. Auf unmittelbaren Küstenbereich weisen auch die im obersten Profilbereich gemeinsam mit den Seesternen vorkommenden articulaten (*Terebratula*) und inarticulaten (*Discinisca*) Brachiopoden hin (RADWANSKA & RADWANSKI, 1989). In diesem Profilabschnitt weist die Foraminiferenfauna auf ein Seegrasswiesen-Biotop mit Verbindung zum offenen Meer hin.

Literatur

NEBELSICK, J. H. (1989a, b); VAVRA, N. (1979).

3.3. Haltepunkt 17 Pulkau – Heidberg

G. FRASL, H.P. STEYRER

Thema: Heller Granodiorit im Inneren des Thaya Batholiths mit verschiedenen vorvariszischen Ganggesteinsgenerationen; die differenzielle variszische Deformation wird überdauert von einer prograden Metamorphose, bei welcher Oligoklas über der Peristeritlücke stabil wird.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 22 Hollabrunn.

Felseinschnitt an der Straße Pulkau - Weitersfeld (Umfahrungsstraße), 2 km NW der Kirche von Pulkau, ca. 400 m ENE Kote 416 (Heidberg).

Beschreibung:

Der helle, mittelkörnige, massige Meta-Granodiorit ist repräsentativ für die im Vergleich zum Maissauer Granit andere, nämlich granodioritische, nicht rosa-gefärbte Variante der weitverbreiteten mittelkörnigen Kerngesteine des Thaya-Batholiths, welche zuerst PRECLIK und dann FRASL und FINGER als "Hauptgranit" zusammengefaßt haben und welche vom Manhartsberg im Süden bis weit über Znaim hinaus nach Norden bekannt ist.

Primärer Modalbestand des hiesigen Leukogranodiorits: ca. 45 % Plagioklas, 14 % Kalifeldspat, 36 % Quarz, nur 4 % Biotit und 0,2 % Akzessorien. Eine chemische Analyse von hier gibt es im Exkursionsführer 1977, eine neue Analyse im Führer 1990 sowie zwei Analysen aus anderen Lokalitäten bei FINGER et al. (1989).

Für das mikroskopische Erscheinungsbild ist es gegenüber dem Maissauer Granit charakteristisch, daß die primär offenbar etwas basischeren Plagioklase vorwiegend unter viel dichterem und größerer Entmischung von Klinozoisit-Füllmikrolithen (aber auch von etwas Hellglimmer und sogar Granat) der Regionalmetamorphose angepaßt wurden als im Maissauer Granit, und auch die Biotite sind durch intensivere Titanitausscheidung gekennzeichnet. An dieser Stelle sowie in Kattau konnte zuerst gezeigt werden (FRASL, 1968 und besonders Exkursionsführer 1977), wie weit das Gebiet der Oligoklasstabilität der aufsteigenden mittelmoravischen Metamorphose hier von W her auch noch bis ins Innere des Thaya-Batholiths hineinzieht. Es gibt hier nämlich noch z.B. sogenannte Friktionsplagioklase, die invers zonar gewachsen sind und deren Rand die Oligoklaszusammensetzung über der Peristeritlücke aufweist.

Das massige Hauptgestein wird in verschiedenen Richtungen von Aplit- und Pegmatitgängen durchschlagen, und auch diese sind nur schwach deformiert. Erst die nachfolgenden, feinstkörnigen porphyrischen Ganggesteine granodioritischer Zusammensetzung lassen die straff nach Süden geneigte Streckungsachse der regionalen Bewegungen sowie die ebenfalls mittelmoravische Regionalmetamorphose deutlich erkennen. Ein solcher dunkler Meta-Granodioritporphyrit-Gang durchsetzt die südliche Sprengwand an ihrem SE-Ende steil. Außer den weißlichen Plagioklaseinsprenglingen erkennt man in der Grundmasse noch am ehesten die Biotitfitter-Lineale, welche die Streckungsachse markieren. Auf der gegenüberliegenden Böschung sind die Reste eines sehr hellen Meta-Granodioritporphyrits zu finden. Darin läßt sich nicht nur das Streckungslinear mit 190/36 in Verbindung mit einer ausgeprägten Foliation (260/70, etwa gleichlaufend der Gangwand) erkennen, sondern man kann durch Scherkriterien (Zergleitung und Teilrotation von Feldspateinsprenglingen sowie Druckschatten) auf eine Aufschiebung des Hangenden nach Norden schließen. Das paßt regional gesehen vortrefflich in das Regime der rechtsseitigen großräumigen Scherung.

Interpretation:

Diese Scherung steigert sich in den höheren Bewegungshorizonten des Moravikums bis ins Extrem, also von hier über 20 km weit bis im Bittescher Plattengneis und dessen Bogen bei Mesern. Aber gerade hier ist es schön sichtbar, daß diese rechtsseitige Scherung noch von der beschriebenen Regionalmetamorphose überdauert wird. Gegen E hin wird die etwa gleichgerichtete Scherung schwächer, zieht aber doch noch kilometertief weiter in das Innere des Thaya-Batholiths hinein, sodaß sie auch noch bei den, in fast 10 km Entfernung am Horizont sichtbaren Granitauftragungen bei Zellemdorf feststellbar ist.

Literatur

FINGER, F. et al. (1989); FRASL, G. (Exkursionsführer 1968: HP 2, besonders Exkursionsführer 1977: HP 17, dann Exkursionsführer 1983: HP 10 sowie Exkursionsführer 1990: Stop 2, p.137); PRECLIK, K. (1937); SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980).

3.4. Haltepunkt 18 Passendorf Ost

V. HÖCK, E. LIBOWITZKY

Thema: Therasburger Formation, Altes Dach des Thaya Batholithen.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Straße Pulkau - Weitersfeld, 550 m E Passendorf.

Beschreibung:

Glimmerschiefer bilden innerhalb des Tonalits längliche Körper mit folgenden Mineralen: Muskovit, Biotit, Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Klinozoisit; Granat und Amphibol sind selten. Turmalin, Apatit, Zirkon und Titanit finden sich als akzessorische Minerale. Letzterer ist bis zu 20 Vol.% an den Gesteinen beteiligt. Chemisch sind die Chlorit-(Biotit-)Schiefer durch bis zu 20 Gew.% $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ und 3 Gew.% TiO_2 charakterisiert (vgl. Analysentabelle 6). Entscheidend zur Deutung der Herkunft der Erzminerale sind sowohl Beobachtungen von reliktschen Titanomagnetiten aus dem Bereich Passendorf, als auch einige Proben mit einer reliktschen, sedimentären Bänderung. Diese tritt sowohl makroskopisch (dunkle Bänder von Magnetit diskordant zur Schieferung) als auch im Mikrobereich (Lagen von gerundeten Apatiten im Schliff) auf. - Es mag verwundern, daß ein sedimentäres Gefüge den Beanspruchungen durch mindestens zwei metamorphe Ereignisse standhalten konnte; doch sei daran erinnert, daß gerade auch die Granite der Thayamasse ihr ursprüngliches Gefüge in weiten Bereichen erhalten konnten und trotz der Metamorphose nicht zu Gneisen ausgewalzt

wurden. - Wie schon im allgemeinen Teil erwähnt, wird durch diesen Befund die Herkunft der Erze als eine klastische Sedimentbildung (vergleichbar mit "blacksands") unterstützt. Dem Chemismus der Magnetite zufolge (TiO_2 bis 1 Gew.%, Cr_2O_3 und V_2O_5 bis 0.5 Gew.%) muß das Abtragungsgebiet ein basischer Magmatit gewesen sein (LIBOWITZKY, 1990). Chlorit ist im wesentlichen ein Produkt der späteren, retrograden Metamorphose und wird auf Kosten von Biotit und Granat gebildet. Die Tonalite bestehen aus Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Quarz und etwas Amphibol. Klinozoisit ist häufig, Feldspat hingegen fehlt im allgemeinen. Die Metatonalite zeigen gut petrographische Übereinstimmung mit den tonalitischen Typen der Therasburger Gneise.

Interpretation:

Die Chlorit-(Biotit-) Schiefer der Therasburger Formation werden von Tonaliten, Granodioriten und Pegmatiten des Thaya Batholiths intrudiert. Der magmatische Kontakt ist durch die variszische Regionalmetamorphose überprägt. Die deutlichen Intrusionsbeziehungen zwischen den Glimmerschiefern auf der einen Seite und den Gesteinen des cadomischen Thaya Batholiths auf der anderen Seite mit einem Alter von 550 M.a. (SCHARBERT & BATIK, 1980) machen ein oberproterozoisches Alter für die Therasburger Formation wahrscheinlich.

Tab. 6: Einige Gesteinsanalysen (geglüht) von Chlorit- (Biotit-) Schiefer der Therasburger Formation.

	Passendorf Straßenaufschluß	Kattau Sägewerk	Theras * Durchschnitt
Hauptelemente (Gew.%):			
SiO_2	50.55	49.49	60.3
Al_2O_3	18.81	12.66	17.5
$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$	14.95	21.02	12.2
MnO	0.09	0.30	0.1
MgO	2.26	5.96	2.7
CaO	3.13	3.80	1.1
Na_2O	3.20	1.79	1.7
K_2O	2.85	1.40	2.8
TiO_2	3.04	3.45	1.5
P_2O_5	0.87	0.10	0.2
Summe	99.75	99.97	100.1
Spurenelemente (ppm):			
Nb	28	15	25
Zr	316	171	230
Y	44	40	35
Sr	248	171	135
Rb	109	65	120
Zn	92	165	125
Cu	57	212	70
Ni	81	146	90
Cr	152	203	115
V	288	531	185

*Mittelwerte aus 45 Gesteinsproben aus dem gesamten Chloritglimmerschiefer-Hauptzug der magnetischen Anomalie (von Schwarzer Brücke bis Ruine Kaja / Umlaufberg)

Literatur

LIBOWITZKY, E. (1989, 1990); SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980).

3.5. Haltepunkt 19 Weitersfeld – Kirchenbruch

V. HÖCK

Thema: Stengelgneis von Weitersfeld.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Ortsbereich von Weitersfeld, kleiner aufgelassener Steinbruch unterhalb (westlich) der Kirche von Weitersfeld.

Beschreibung:

Der Steinbruch ist die Typlokalität des sogenannten Weitersfelder Stengelgneises, eines kräftig deformierten Augengneises granitischer Zusammensetzung. Er ist auf den Nordteil der Moravischen Zone beschränkt und muß aufgrund petrographischer Befunde vom Therasburger Gneis mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung unterschieden werden. Die Kalifeldspat-Augen sind das charakteristische Merkmal; sie sind öfters idiomorph, verzwilligt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Kalifeldspäte liegen in einer Matrix von Biotit, Muskovit, Plagioklas (An₂₅), Kalifeldspat und Quarz. Klinozoisit und Amphibol fehlen. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO₂, K₂O, Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO. Sie zeigen aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung I-Typ Charakteristik. Aufgrund ihrer Spurenelementverteilung werden sie von BERNROIDER (1989) als Inselbogengranite interpretiert. Die Foliation im Steinbruch ist beinahe horizontal, die Lineationen folgen dem allgemeinen Trend und fallen mit einem geringen Winkel nach NE ein.

Interpretation:

Ganz generell gesprochen ähnelt der Weitersfelder Stengelgneis in seiner Textur und Struktur mineralogisch und geochemisch dem Bittescher Gneis. Jedenfalls weist er mit diesem wesentlich mehr Ähnlichkeiten auf als mit den Granodioriten und Tonalitgneisen des Thaya Batholithen bzw. der Therasburger Gneise. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Alter an Muskoviten ergaben variszische Abkühlalter von 328,5 ± 0,7 M.a. (DALLMEYER et al., 1990).

Literatur

BERNROIDER, M. (1989); DALLMEYER, R.D. et al. (1990); FINGER, F. et al. (1989).

3.6. Haltepunkt 20 Weitersfeld – Lagerhaus

R. ROETZEL, Z. ŘEHÁKOVÁ

Thema: Pelite der Zellerndorf-Formation (Ottningium).

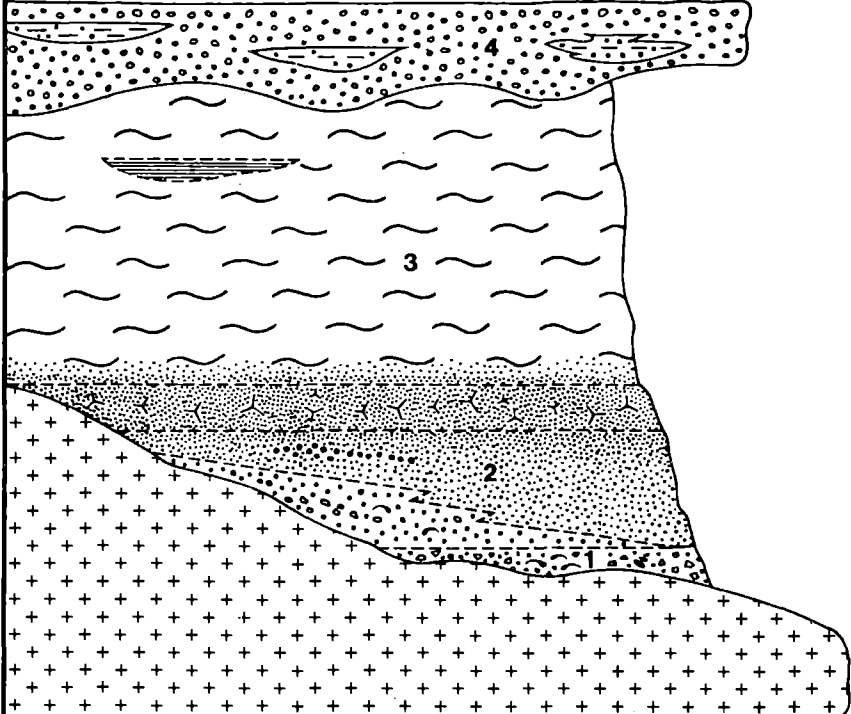
Regionale Abfolge der tertiären Sedimente in der Umgebung von Weitersfeld mit Grobklastika der Kühnring-Subformation und Burgschleinitz-Formation (Eggenburgium) übergehend in die Pelite der Zellerndorf-Formation (Ottningium). Diskordante Überlagerung durch Grobsedimente der Theras-Formation (? oberstes Untermiozän - Mittelmiozän).

Lithostratigraphische Einheit: Zellerndorf-Formation.

Alter: Untermiozän: Ottningium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Materialentnahmegrube beim Lagerhaus, am nordwestlichen Ortsausgang von Weitersfeld, an der Straße nach Oberhöflein.

SCHEMA DER FAZIESENTWICKLUNG IM MIOZÄN IM RAUM THERAS - WEITERSFELD	LITHOSTRAT. EINHEITEN	STUFEN	EPOCHEN
	4 THERAS-FM.		? MITTEL- MIOZÄN
	3 ZELLERNDORF-FM.	OTTNANG	UNTERMIOZÄN
	2 BURGSCHEINITZ-FM. 1 KÜHNRING-SFM.	EGGENBURG	
	KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE DER BÖHMISCHEN MASSE		

Graphik E.PUHM 1991

Abb.13: Schema der Faziesentwicklung im Miozän im Raum Theras - Weitersfeld.

Beschreibung:

Beim Lagerhaus von Weitersfeld sind unter einer Soliflukationsdecke mit Kieskomponenten und Löß-Lehm grüngraue bis hellgraue, oft Kalkschlieren und -konkretionen führende, fette Tone aufgeschlossen.

Die Pelite besitzen Tonanteile kleiner $2\mu\text{m}$ von 54 % - 64 % und sind als Silttone einzustufen.

Nach tonmineralogischen Analysen ist der Anteil von Smectit in der Fraktion kleiner $2\mu\text{m}$ mit 65 % bis 85 % fast immer sehr hoch, während Zweischicht-Tonminerale (Kaolinit, Fireclay), Illit und Vermiculit meist untergeordnet vorkommen.

Die Tone sind mit Ausnahme der Konkretionen durchwegs entkalkt und auch sonst weitgehend fossilfrei. Nur östlich von Weitersfeld konnte als Einschaltung in diese Tone ein weißgrauer Ton gefunden werden, der eine reiche Vergesellschaftung kieseliger Diatomeen und selten Reste von Kiesel-spongien und Archæomonaden-Zysten führt. Die Diatomeenflora setzt sich aus *Actinocyclus undatus* (CLEVE) RATTR., *A. ehrenbergii* f. *minuta* PANT., *A. hungaricus* (PANT.), HAJ. var. *hungaricus*, *A. hungaricus* var. *szaboi* (PANT.) RATTR., *Coscinodiscus grunowii* PANT., *C. grunowii* var. *minor* (PANT.) RATTR., *C. intumescens* PANT., *C. stokesianus* (GREV.) GRUN., *C. clivus* PANT., *C. apiculiferus* RATTR., *Podosira* ? *subspiralis* GRUN., *Melosira sol* (EHR.) KUTZ., *Aulacoseira praegrnulata* (JOUSE) SIM., *Diploneis* cf. *crabro* EHR., *Raphidodiscus microtatos* (PANT.) TEMP. et PER., und *Raphoneis* sp. zusammen.

Die Diatomeenflora ist stratigraphisch auf das obere Untermiozän (Ottningium-Karpatium) beschränkt und in ihrer Zusammensetzung typisch für den brackisch beeinflussten Ablagerungsraum. Sie kann in die *Actinocyclus undatus* Zone (REHAKOVA, 1978; unveröff. Bericht) eingestuft werden. Die tonigen Ablagerungen sind daher wahrscheinlich brackische Äquivalente der Zellerndorf-Formation des Ottningium.

Im basalen Teil nimmt der Silt- und Feinsandanteil deutlich zu, sodaß die Pelite im Liegenden der grüngrauen Tone in gelbgraue bis gelbbraune, glimmerreiche siltige Feinsande übergehen. Auffallend ist in diesen Feinsande die oft große Mengen von Spongiennadeln.

Die Tone sind im Raum Theras-Heinrichsdorf-Starrein-Prutzendorf-Weitersfeld-Fronsburg weit verbreitet. Die Pelite sind sehr oft in Depressionen zwischen lokalen Kristallinauftragungen eingebettet und konnten südlich von Weitersfeld bis zu einer Mächtigkeit von 16.4 m erbohrt werden. Sie liegen entweder direkt auf dem meist stark verwitterten Kristallin oder seltener, so wie im Ortsbereich von Weitersfeld, über einer grobklastischen Fazies.

Aufschlüsse in Kellern und auch in der ehemaligen Sandgrube Weitersfeld zeigen hellgraue bis gelbgraue, resche, gut sortierte Mittel- bis Grobsande und teilweise verwühlte, siltige Mittel- bis Feinsande mit Grobsandlinsen, Kristallineinstreuungen und Kristallinschutthorizonten.

Die Makrofossilführung dieser Sande mit *Chlamys holgeri*, *Pecten* sp., diversen Bivalvensteinkernen, Austerbruchstücken, Balanidenresten und Rippen von *Metaxytherium* läßt nach F.STEININGER eine Einstufung ins Eggenburgium zu. Aufgrund des lithologischen Aufbaues und der Fossilführung können die Sedimente zur seichtmarinen Grobfazies der Burgschleinitz-Formation mit basalen Anteilen der brackischen Kühnring-Subformation gestellt werden.

Im Hangenden werden die Tone meist über einem deutlich ausgebildeten Relief diskordant von Schottern und Sanden der Theras-Formation überlagert. Es sind vorwiegend sehr schlecht sortierte, teilweise schräggeschichtete Grob- bis Feinkiese und Grobsande in rotbrauner bis ockerbrauner, siltig-sandiger Matrix, aber auch gelbgraue bis gelborange, pelitreiche, kiesige Grob- bis Mittelsande. Die Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit, sind sehr gut gerundet und haben fast immer eine gelbbraune Oberfläche. Die Mächtigkeit dieser grobklastischen Sedimente im Raum Weitersfeld-Obermixnitz-Starrein beträgt meist 4 - 5 m, manchmal aber auch über 12 m.

Die sedimentpetrologischen Untersuchungen der Sedimente dieses Gebietes lassen deutlich unterscheidbare Schwermineralspektren der tertiären Formationen erkennen. Während die basalen Sande der Burgschleinitz-Formation ein typisches Staurolith-Granat-Turmalin Spektrum mit einem auffallend hohen Granatgehalt besitzen, überwiegt in den Sedimenten der darüber folgenden pelitreichen Zellerndorf-Formation der Staurolith mit manchmal über 90 %. Kennzeichnend für die Theras-Formation mit Schottern und Grobsanden im Hangenden ist ein gegenüber den beiden anderen Formationen relativ buntes Spektrum mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Staurolith, Disthen und Silimanit, ein äußerst geringer Granatgehalt und ein sehr hoher Opakanteil.

Interpretation:

Im gesamten südöstlichen Teil des Kartenblattes Geras und des nordöstlichen Teiles des Kartenblattes Horn, im Bereich zwischen Theras und Weitersfeld-Fronsburg kann eine weitgehend gleichbleibende tertiäre Schichtfolge beobachtet werden (vgl. Abb.13).

Über dem Kristallin liegen in diesem Raum Erosionsreste von hellgrauen bis gelbgrauen, reschen Mittel- bis Feinsanden, die gegen das Hangende zunehmend siltiger werden und schließlich in grüngraue bis hellgraue, fette, smectitreiche Tone übergehen. Über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief folgen Kiese in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix.

Die liegenden grobklastischen Sedimente können sowohl lithologisch als auch faunistisch der Burgschleinitz-Formation bzw. Kühnring-Subformation des Eggenburgium zugeordnet werden.

Die darüber folgenden Pelite können aufgrund der Lithologie und der Diatomeenflora am ehesten zur Zellerndorf-Formation des Ottnangium gestellt werden. Die brackisch beeinflusste Diatomeenflora läßt den Übergang der vollmarinen Fazies im Osten in die limnisch-brackische Fazies im Westen, im Raum Geras-Langau, vermuten. Der hohe Smectitanteil der Tone ist am ehesten aus tuffitischen Einschaltungen abzuleiten, besonders da in äquivalenten Ablagerungen des obersten Eggenburgium aus dem Raum Znaim Reste vulkanischer Gläser gefunden werden konnten (CTYROKY, 1982). Die tuffitischen Ablagerungen sind vermutlich dem sauren, rhyolitischen Vulkanismus des Karpatenbogens zuzuordnen (vgl. UNGER & NIEMEYER, 1985).

Schwierig ist die stratigraphische Einstufung der fossilleeren Schotter und Sande der Theras-Formation, die in einem ausgeprägten Relief über den Peliten folgen. Es kann nur festgestellt werden, daß diese Sedimente entweder aus dem oberen Ottnangium stammen oder ein Alter jünger als Ottnangium haben und damit möglicherweise in das oberste Untermiozän bis Mittelmiozän gestellt werden müssen.

Literatur: ROETZEL, R. (1983,1988,1989,1990a).

3.7. Haltepunkt 21 Drosendorf

G. FUCHS

Thema: Bunte Serie des Moldanubikums.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Straßenaufschlüsse entlang der Straße von Drosendorf nach Autendorf bis zur Thayabrücke.

Beschreibung:

Die Straßenaufschlüsse vermitteln ein Bild von der Gesteinsvielfalt und dem raschen Wechsel in der Bunten Serie. Diese ist nach WSW-Achsen steil verfaltet, taucht aber regional gegen NW ab.

Zunächst sind Paragneise mit Lagen von Marmor und Amphibolit zu beobachten. Es folgt eine Zone reich an weiß, grau, bräunlich, violett gebändertem Quarzit. In ihr treten Sillimanitschiefergneise und Amphibolit in dünnen Lagen auf. Nach einer Sedimentgneis-reichen Zone folgt ca. 6 m mächtiger Marmor mit einigen dünnen Amphibolitlagen. In den folgenden Schiefergneisen sind einige Bänke von grau-weiß gebändertem, grobkristallinem Marmor sowie feinkörnige Amphibolite (+ Granat) eingeschaltet.

Bis zur Brücke begegnet man Schiefergneisen mit Lagen von Kalksilikatfels, Kalksilikatmarmor und Amphibolit. Bei der Brücke steht harter, grün-grau gebänderter Kalksilikatfels an, der sich als Zug auch im Gelände weiter verfolgen ließ. Auch eine geringmächtige Linse von Turmalin- und Muskovit-führendem Pegmatit ist zu beobachten.

NW des gezeigten Profils kann man in den Felsabstürzen des Drosendorfer Umlaufberges einige Zehnermeter-mächtige Züge von Marmor und Quarzit erkennen.

Interpretation:

Der Charakter der Bunten Serie verrät als Ausgangsserie eine Wechselfolge von tonigen, sandigen, karbonatischen und organogenen (Graphitschiefer) Ablagerungen verbunden mit basischem Vulkanismus. Als Ablagerungsraum ist wohl ein Schelf anzunehmen, ein passiver Kontinentalrand, möglicherweise mit Rifting.

Die stark verfalteten Gesteine sind Teil des östlichen, überkippten Flügels des Drosendorfer Fensters. Sie überlagern die östlich angrenzenden Serien der Gföhler Einheit, die den Rahmen des Fensters bilden. Der bereits existente Deckenbau des Moldanubikums wurde auch hier E-vergent verfaltet.

Literatur

FUCHS, G. (1976).

3.8. Haltepunkt 22 Gaberkirche

G. FUCHS

Thema: Spitzer Granodioritgneis im Kern des Drosendorfer Fensters.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Gabergraben N der Gaberkirche am westlichen Blattrand von Blatt Geras, WNW Drosendorf.

Beschreibung:

Entlang des Weges von der Gaberkirche (Ruine) in den Gabergraben Aufschlüsse von Schiefergneisen der Bunten Serie. Im Graben mittelsteil bis sanft W-fallende Bänke von mittelkörnigem, grauem Gneis. Es ist ein etwas Hornblende-führender Granodioritgneis. U.d.M. wurden folgende

Gemengteile festgestellt: Oligoklas (25 % An), Quarz, Alkalifeldspat, grüne bis blaugrüne Hornblende, brauner Biotit, Titanit und Apatit.

Interpretation:

Nach den Erfahrungen von Blatt 36, Ottenschlag bildet der Spitzer Granodioritgneis, so wie der Dobra-Gneis, die basalen Teile der Bunten Serie. Über den genannten Orthogneisen enthalten die Paragneise häufig Einschaltungen von Kalksilikatfels und erst darüber folgt der Marmor-reiche Teil der Bunten Serie. Diese Abfolge wird als stratigraphisch betrachtet und das Vorkommen bezeichnet demnach den Kern des Drosendorfer Fensters.

Literatur

FUCHS, G. (1975).

Raum für Notizen

4. Exkursion 4: 20. September 1991

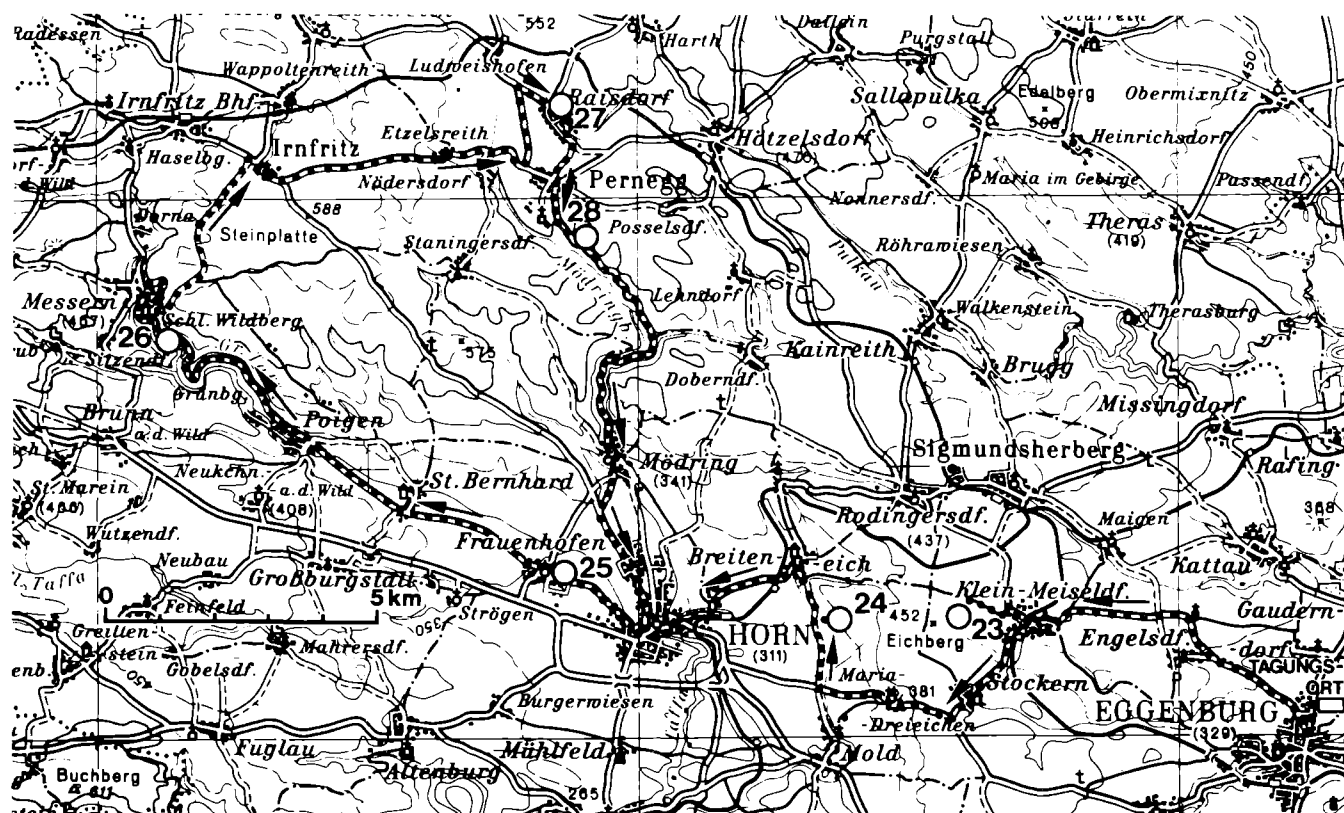


Abb.14: Exkursionsroute Exkursion 4

4.1. Haltepunkt 23 Kleinmeiselsdorf West

G. FUCHS

Thema: Granulit und Gföhler Gneis in der Glimmerschieferzone.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

1 km W von Kleinmeiselsdorf, Gesteinsblöcke aus angrenzendem Feld.

Beschreibung:

Im östlichen Teil der Glimmerschieferzone, schon nahe der Moravikumgrenze, ist ein Band von Gföhler Gneis und untergeordnetem Granulit zu verfolgen. Beide Gesteine sind von starker Muskovitisierung betroffen, die aber im "trockenen" Granulit den ausgeprägten Gesteinscharakter nicht wesentlich verändert hat. Das plattige Gestein ist weiß-grauviolett gebändert. Die eingestreuten, bis mehrere mm großen Granate sind meist gut erhalten. Der Muskovit sproßt vorwiegend auf den Schichtflächen. U.d.M.: Granulitisches Mosaik von Quarz (z.T. Plattenquarz), Orthoklasmesoperthit (Or 41.4, Ab 55.8, An 2.8), Plagioklas (An 9.8, Ab 89.3, Or 0.9), Granat und Disthen. Die Granate sind arm an CaO und MgO. Die homogenen Kristalle haben die gleiche Zusammensetzung wie die Ränder der zonaren. Die Kerne der zonaren erreichen Grossularwerte bis 9 Mol.%; Spessartin bleibt unterhalb 3 Mol.%; der Almandingehalt ist verhältnismäßig hoch. Die sekundären Muskovite treten in Einzelschuppen und Zeilen auf (FUCHS & SCHARBERT, 1979; S.42).

Interpretation:

Das Auftreten von Granulit und Gföhler Gneis - Charaktergesteine des Moldanubikums - in der Glimmerschieferzone belegt deren Zugehörigkeit zum Moldanubikum im Sinne von F.E. SUESS. Im Falle der muskovitreichen Gföhler Gneise kann man darüber diskutieren, ob der Muskovit sekundär ist oder primär, was THIELE (1977) annimmt, der demnach von Zweiglimmergranitgneisen spricht. Das Auftreten des Muskovit im Granulit hingegen ist ein eindeutiger Beweis für dessen sekundäre Natur. Das Vorkommen ist somit ein wichtiger Beleg für das Konzept von F.E. SUESS, daß die Glimmerschieferzone das Produkt retrograder Metamorphose moldanubischer Gesteine an der Überschiebung über das Moravikum darstellt.

Literatur

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G. (1979); SUESS, F. E. (1903, 1912); THIELE, O. (1977).

4.2. Haltepunkt 24 Breiteneich Südost

R. ROETZEL, F.F. STEININGER

Thema: Fluviale Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) an einem gegen SE einfallenden Bruch des Kristallins (Ostrandbruch des Horner Beckens).

Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation und ? Mold-Formation.

Alter: Oberoligozän bis Untermiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Sandgrube und Steinbruch am Waldrand, ca. 3,4 km E Horn, ca. 1,3 km SE Breiteneich.

Beschreibung:

Im östlichen Teil der Grube wird Rehberger Amphibolit in einem Steinbruch abgebaut. Westlich davon, an einem steil gegen SW einfallenden Bruch des Kristallins (Ostrandbruch des Horner Beckens), schließen Sedimente der St.Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) an. Über dem Kristallin liegen etwas besser gerundete und sortierte Grobsande bis Feinkiese, die möglicherweise gemeinsam mit den im Wald über der Grube manchmal aufgeschlossenen Silten und Sanden mit Austernsplittern bereits zur Mold-Formation (unteres Eggenburgium) gehören.

Die Ablagerungen der St.Marein-Freischling-Formation bestehen vorwiegend aus graugelben bis gelborangen, schlecht sortierten, teilweise schräggeschichteten, feldspatreichen, kiesigen Mittel- bis Grobsanden. Einschaltungen von grauen, intern ebenflächig geschichteten Horizonten und Linsen aus Feinsand-Silt und aufgearbeitete Tonklasten sind häufig zu beobachten.

Das Schwermineralspektrum wird besonders von Disthen und Turmalin geprägt und enthält weiters Sillimanit, Staurolith, Andalusit, Rutil, Zirkon und Granat.

In den äußerst fossilarmen Grobsedimenten konnten in dieser Grube bisher nur verkieselte Hölzer gefunden werden. KNOBLOCH (1977, 1981b) beschreibt aus der nahegelegenen Mülldeponie Horn eine artenarme aber individuenreiche Blätterflora mit *Sequoia abietina*, *Taxodium dubium*, *Populus hornensis*, *Zelkova zelkovaefolia*, *Acer* aff. *haselbachense* und *Acer* sp.

Palynologische Untersuchungen von Proben einer nahe gelegenen Bohrung durch HOCHULI (1983) belegen das oligozäne Alter (Pg.Z.20a) der Sedimente.

Interpretation:

Die Ablagerungen der St.Marein-Freischling-Formation haben ihre Hauptverbreitung im Horner Becken. Dabei überwiegen im West-Ost-Ast, im Bereich Thaurer-Neupölla-St.Marein-Horn grobklastische Sedimente, während im Nord-Süd-Ast, zwischen Horn und Freischling zu den Grobsedimenten Pelite hinzutreten. Westlich des Horner Beckens treten vergleichbare Sedimente im Raum Großpoppen-Schlagles-Dietreichs und Ganz-Germanns-Kirchberg/Wald auf.

Aufgrund der Lithologie und Sedimentstrukturen können die Grobklastika als fluviatile Rinnensedimente interpretiert werden.

Es handelt sich durchwegs um Ablagerungen der von Südböhmen quer über das Waldviertel verlaufenden fluviatilen Rinne, die wahrscheinlich von der Oberkreide bis ins Jungtertiär aktiv war. Die Sedimente der St.Marein-Freischling-Formation sind aufgrund der Pollenflora (HOCHULI, 1983) und Blätterflora (KNOBLOCH, 1981b) wahrscheinlich in das Oligozän zu stellen. Die im Bereich südlich Horn vorkommenden pelitische Ablagerungen können wahrscheinlich als ästuarine Stillwassersedimente im Unterlauf des Flusses interpretiert werden.

Literatur

HERNDLER, E. (1979); HOCHULI, P. (1983); KNOBLOCH, E. (1977, 1981b).

4.3. Haltepunkt 25 Frauenhofen

G. FUCHS

Thema: Gföhler Gneis in der Ausbildung von Horn.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Felsaufschlüsse im Bereich der Kirche von Frauenhofen, westlich von Horn.

Beschreibung:

Flach gewellt, vorwiegend gegen W einfallender Gföhler Gneis. Das helle, zeilig-aderig struierte Gestein ist gefältelt und durch transversale Scherflächen deformiert. Lineationen und Faltenachsen schwanken beträchtlich, was auf jüngere Rotation zurückzuführen ist. Beim Bau der Umfahrungsstraße Horn war zu beobachten, daß ältere Lineationen innerhalb eines Handstücks in die ver-

schiedensten Richtungen geschleppt und verzerrt oder richtig geknittert wurden. Häufig ist zu beobachten, daß sich Mobilisate bildeten, die z.T. den Scherflächen folgen. Massige Partien von Neosom erreichen gelegentlich mehrere dm Mächtigkeit. Bei der Umkristallisation im Zuge der Mobilisation löst sich nicht nur das ältere Gefüge auf, sondern es ändern sich auch die Gesteinskomponenten. Zunächst verschwindet der Sillimanit durch Umwandlung in Muskovit, dann wird auch der Granat biotitisiert. Im Gegensatz zum unveränderten Gföhler Gneis handelt es sich im Horner Raum durchgehend um Zweiglimmergneise.

Die mikroskopische Beschreibung einer Reihe von Schliffen dieses Gneises aus dem Raume Frauenhofen-Mühlfeld durch A. MATURA ergab folgendes: Das Gefüge ist granoblastisch und deutlich geschiefert, lagenweise wechselnd fein- bis mittelkörnig. Die Hauptgemengteile sind Mikroklin (40-28 Vol.%), Quarz (mäßig undulös, 60-30 Vol.%), Oligoklas (25 % An; 25-0 Vol.%), brauner Biotit (5-4 Vol.%) sowie Hellglimmer in Blasten und feinem Filz (4-1 Vol.%). In geringen Mengen (3-1 Vol.%) finden sich frischer Granat, Disthen und Sillimanit (teilweise Umwandlung in Hellglimmer). Akzessorien sind Zirkon, Apatit und Rutil sowie sekundärer Chlorit (nach Biotit).

Interpretation:

Die Veränderungen des Gföhler Gneises zeigen sich erstmals im Bereich von Gobelsdorf und steigern sich ostwärts gegen Horn zu (vgl. geol. Karte Blatt 20, Gföhl). Vermutlich stehen sie im Zusammenhang mit den retrograden Veränderungen des moldanubischen Kristallins im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung.

Literatur

FUCHS, G. (1976); FUCHS, G. et al. (1984); THIELE, O. (1977).

4.4. Haltepunkt 26 Messern – Taffatal

V. Höck

Thema: Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 20 Gföhl.

Steinbruch Hattey an der Straße Poigen-Messern im Taffatal, etwa 1 km SE von Messern.

Beschreibung:

Der Steinbruch ist in den höchsten Partien des Bittescher Gneises angelegt und zeigt zahlreiche Zwischenlagen von Amphiboliten. Der Bittescher Gneis ist ein stark deformierter Augengneis mit vorwiegend granitischer, manchmal auch granodioritischer Zusammensetzung. Plagioklas (Oligoklas) überwiegt im allgemeinen über Kalifeldspat. Letzterer bildet Augen, die manchmal noch gut erhaltene, zonar orientierte Einschlüsse von Plagioklas enthalten. Quarz und Feldspat bauen bis zu 90% des Mineralbestandes auf. Der Rest besteht aus Biotit, Muskovit, Granat, Apatit, Fe-Oxiden und ein wenig retrogradem Chlorit. Die Amphibolitlagen schwanken von wenigen Zentimetern bis zu maximal einem halben Meter Mächtigkeit. Sie bestehen aus grünen Amphibolen (Magnesio-Hornblende, chloritreicher Plagioklas, 40-50 % An) mit einer deutlichen inversen Zonierung. Zusätzlich tritt noch Biotit, Titanit, Ilmenit und Apatit auf mit wenig retrogradem Chlorit.

Interpretation:

Die Amphibolite sind auf die obersten 30 m des Bittescher Gneises beschränkt und wurden häufig als Relikte eines vulkanischen Ereignisses gedeutet. Sie wurden auch vielfach als Argument für eine effusive Natur, zumindest der obersten Teile des Bittescher Gneises herangezogen. In jüngster Zeit favorisiert FRASL (1989) eine Interpretation dieser Amphibolite als Gänge in einem Gra-

nitkörper. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Plateaualter von Amphibolen und Hellglimmern ergeben Alter von $328,7 \pm 3,3$ M.a. bzw. $328,7 \pm 0,8$ M.a. Die überraschende Übereinstimmung von Amphibolaltern und Hellglimmeraltern spricht für eine extrem rasche Hebung und Abkühlung im Anschluß an die variszische Metamorphose aufgrund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen vom Amphibolen und Hellglimmern.

Literatur

DALLMEYER, R.D. et al. (1990); FRASL, G. (1989).

4.5. Haltepunkt 27 Raisdorf

V. Höck

Thema: Fugnitzer Kalksilikatschiefer.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Kleine, aufgelassene Steinbrüche 250 m N Raisdorf am Halterberg.

Beschreibung:

Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die den Bittescher Gneis besonders in seinem Nordteil fast lückenlos an seiner Liegendgrenze begleiten, aber auch dünne Lagen im Bittescher Gneis bilden, sind hier schön aufgeschlossen. Eine jüngere petrographische und mineralchemische Untersuchung der Fugnitzer Kalksilikatschiefer stammt von BERNROIDER (1989). Sie zeigen eine große Variationsbreite von karbonatfreien, amphibolitischen Typen bis hin zu Calcit-Granat - Pyroxen Felsen. Im vorliegenden Aufschluß sind sie recht einheitlich feinkörnig, schwach gebändert und können als karbonatführende Amphibol-Klinopyroxen-Klinozoisit Schiefer bezeichnet werden. Sie bestehen im wesentlichen aus blaugrünem Amphibol mit einer Zusammensetzung Richtung Edenit bzw. Pargasit. Ein deutlicher Zonarbau ist weder optisch noch mineralchemisch nachzuweisen. Der Klinopyroxen ist diopsidisch bis salitisch. Der Plagioklas weist eine deutliche Zonierung auf, die von Oligoklas bis Andesin reicht. Der Zonarbau ist teils invers, häufig jedoch normal mit An-reichen Kernen (40-48 An) und Rändern zwischen 30 und 40 An (BERNROIDER 1989). Er steht mit den blaugrünen Amphibolen im Gleichgewicht. Weiters treten noch Klinozoisit, Kalifeldspat (Or >90), Quarz, etwas Titanit und reichlich Calcit auf.

Interpretation:

Die Mineralparagenese zeigt deutlich den regionalen Charakter der Metamorphose mit der klaren Orientierung der Amphibole parallel zur regionalen Richtung der Lineationen. Die Mineralparagenese fügt sich zwanglos in die variszische Metamorphose mit ihrem amphibolitfaziellen Charakter ein. BERNROIDER (1989) gibt zwar nur Temperaturen von 490 - 540°C für den Bereich Raisdorf an, die damit etwas niedriger liegen als die aus dem Granat-Biotit Geothermometer errechneten Temperaturen für die Metapelite (580 - 600°C). Allerdings basieren die Temperaturen von BERNROIDER auf Drucken von 4 - 5 kbar. Höhere Drücke, wie sie für die Metapelite abschätzbar sind, würden auch für die Kalksilikatschiefer entsprechend höhere Temperaturen, die mit denen der Metapelite konsistent sind, ergeben.

Literatur

BERNROIDER, M. (1989).

4.6. Haltepunkt 28 Pernegger Graben

V. Höck

Thema: Pernegger Formation, Granat-Staurolith-Glimmerschiefer.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Straße Mödring-Pernegg, ca. 1200 m S von Pernegg.

Beschreibung:

Im Nordteil des Pernegger Grabens sind die typischen Granat-Staurolith-Biotit-Glimmerschiefer der Pernegger Formation bestens aufgeschlossen mit Staurolithen, die bis zu 1 cm Länge erreichen. Quarz, Oligoklas, Muskovit und Ilmenit bilden die weiteren Mineralphasen. Die Granate sind von speziellem Interesse. Sie zeigen ein mehrphasiges Wachstum mit einem einschlußarmen Kern und einem deutlich abgesetzten, einschlußreichen Randsaum, dessen innerer Teil die meisten Einschlüsse aufweist. Radiales Wachstum der Kerne ist vielfach beobachtbar, abzulesen an den sternförmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Mineralchemisch zeigen die Granate typische Glockenform-Verteilung der Elemente mit Anreicherung der Elemente Mn und Ca im Kern und Mg/Fe-reichen Rändern. Jüngste systematische Elementkartierungen der Granate zeigen, daß die Randstruktur sich auch in der Chemie widerspiegelt.

Interpretation:

Neben dem sternförmigen Wachstum sind häufig s-förmige Einschlußzüge in den Granaten vorhanden. Das Wachstum folgt vielfach dem vorgegebenen Gefüge und ist älter als die Hauptdeformation. Lediglich in wenigen Fällen sind die äußersten Randzonen noch in die Hauptdeformation eingebunden. Temperaturen von 580 bis 600°C für die Randzone der Granate lassen sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie ableiten. Die Druckabschätzung ist wesentlich schwieriger, da entsprechende Al_2SiO_5 Phasen fehlen. Aufgrund von Phengit-Barometrie in Bittescher Gneisen ist auch hier mit Drucken von 5 bis 7 kbar zu rechnen. Das Sedimentalter ist unbekannt, die regionale Metamorphose ist variszisch.

Literatur

HÖCK, V. et al. (1991).

Raum für Notizen