©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Arbeitstagung Geol. B.-A.	ISBN 3-900312-81-8	S. 178–193	Wien, September 1991

2. Exkursion 2: 18. September 1991

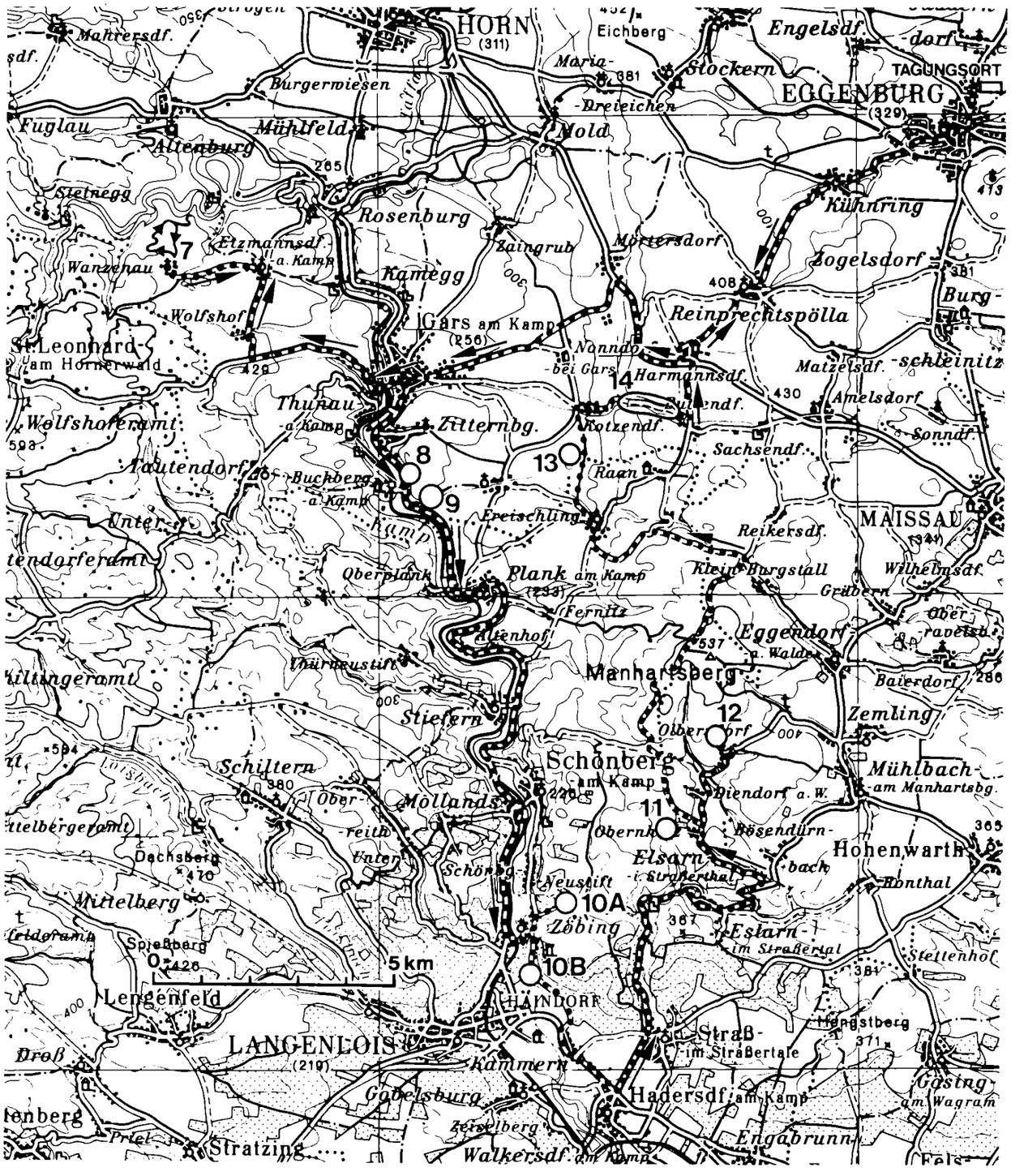

Abb.8: Exkursionsroute Exkursion 2.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 (Granatlherzolithe) sind weitgehend serpentinisiert. 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_2O_3	9.22	Cu	139
Fe_2O_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_2O	0.24	Zr	22
K_2O	Sp.	Y	11
H_2O	0.21	Rb	1
P_2O_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-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gnetkies besteht (HEDLIK & ZEMANN, 1951; BERAN et al., 1979). Das Gestein hat wechselnd starke Schieferung. Die Korngröße des immer braun pleochroitischen Bitotits 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. Lagenbau 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_2O_3	15.39
Fe_2O_3	1.48
FeO	1.09
MnO	Sp.
MgO	0.72
CaO	0.76
Na_2O	1.82
K_2O	9.85
H_2O	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 Einschlichtung 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).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 vereinzelten 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 Schleppungserscheinungen.
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, ungeregelten, 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.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

An gabbroiden Gesteinen zeigte eine Metagabbrovarietät inhomogenes, ungeregeltes, 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 eingeschlichtet, 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 letzen Keller (Rockenbauerkeller) auf der linken Seite des Lauserweges.

Beschreibung:
In der nächsten Umgebung des Rockenbauerkellers und der alten Schachtanlage, 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.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Böhmischen 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 feinbis 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-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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
Obernholz – 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 Obernholz, ca. 200 m S der Straße Obernholz-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 pelletoide 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. Faziell 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*, *Echinoides* und *Polychaeta*. Abdrücke von großen Cardien und Pitarien sind häufiger. Im Bereich der Blockhorizonte treten Fluchtspuren und Pflaster mit *Chlamys gigas* auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

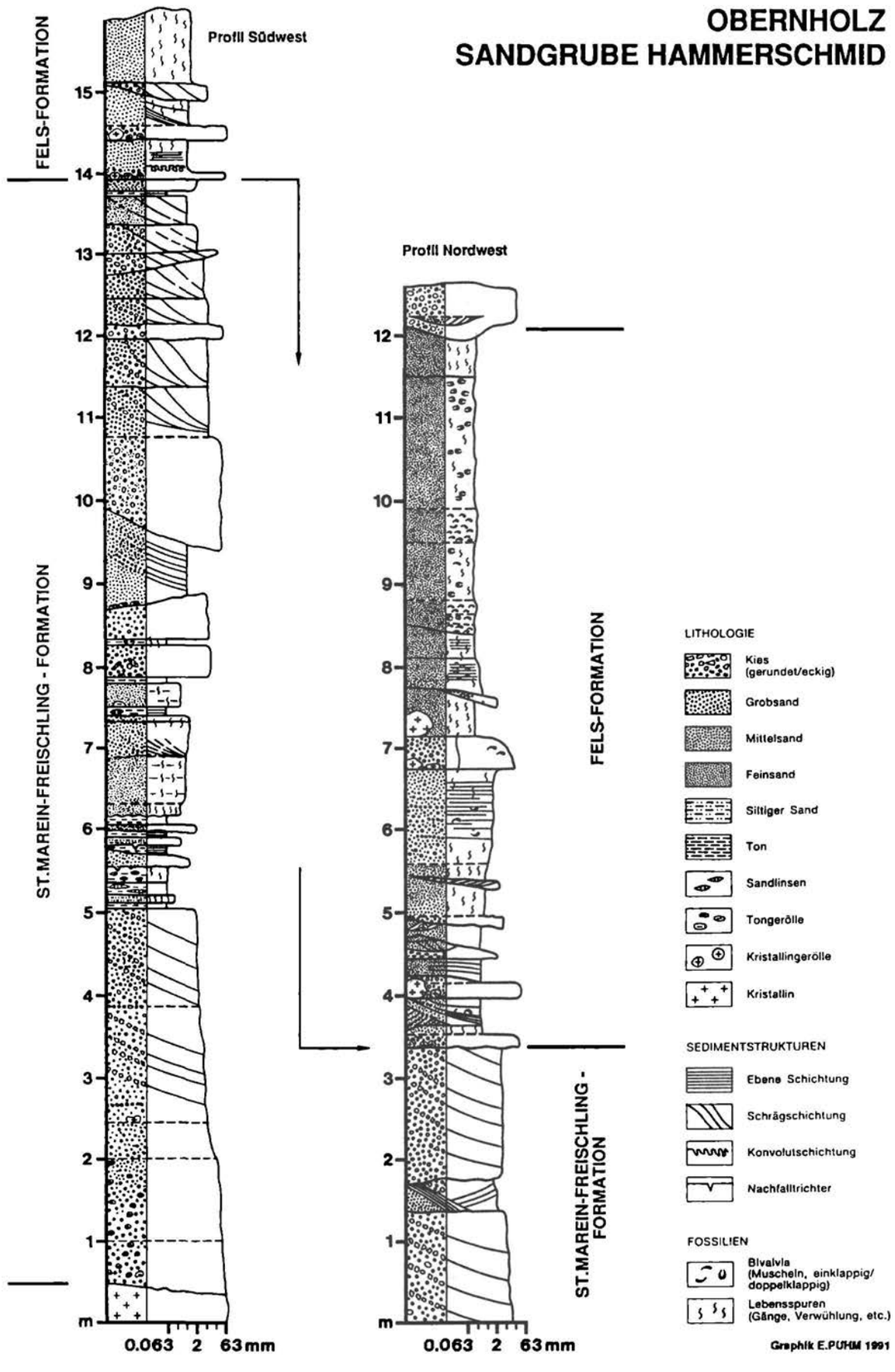

Abb.9: Profil der Sandgrube Hammerschmid bei Obernholz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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, Fluchtspuren 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).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Kwetnitza-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 Schiefern 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-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Hellglimmerflasern 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 Kwetnitza 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 Dienbachtales 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 Jesenik-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: Fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän), 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.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.
Tongrube der Firma Frings, am Südende des Horner Beckens, ca. 4,5 km SE Gars, ca. 1,5 km E Maiersch.

Beschreibung:
In der Tongrube Maiersch der Firma Frings, am Südende 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 Austernbank 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 Schizeaceen (*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).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Kalifeldspataugen war auch hier am ehesten ein porphyrischer Granit, doch ist es bei der hiesigen, besonders intensiven Zerreibung 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 Diaphthorese war dann z.T. auch Stilpnomelan stabil und schließlich folgte eine durchge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Biotitschieferblättern 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 Feldspaten, 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_2O_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_2O	4.39	Ba	778
K_2O	2.78		
P_2O_5	0.04		
H_2O	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).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieser dunkle, feinkörnige Gneiszug mit den meist charakteristischen kleinen Feldspataugen ist etwa von Sigmundsherberg 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, schmäleren 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, anderenteils 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. Ultrabasitlinsen), die zur Annahme einer Sutur berechtigen 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: An $_{30\text{-}38}$ 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_2O_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_2O	2.63	Ba	1291
K_2O	3.91		
P_2O_5	0.38		
H_2O	1.00		
CO_2	n.b.		
Total	99.11		

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

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 Schiefereinschaltungen 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 Schiefereinschaltungen, 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 Paragneiseinschaltung 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 eingeschlichteten 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 Diaphthorese 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

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

II. EXKURSIONEN

Mit 14 Abbildungen

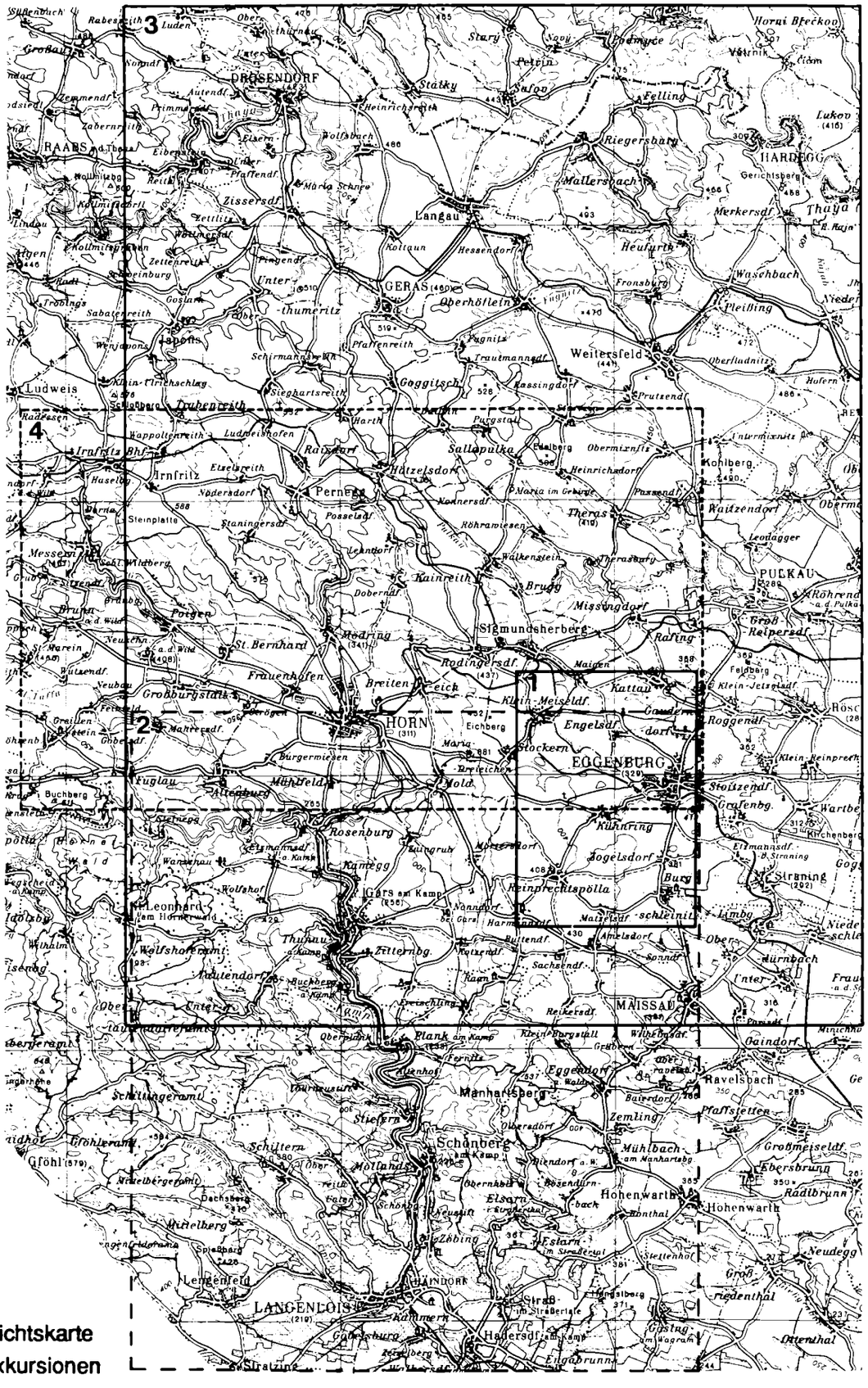

Abb. 1: Übersichtskarte der Exkursionen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: 1991

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: Exkursion 2: 18. September 1991 178-193