

3. Exkursion 3: 19. September 1991

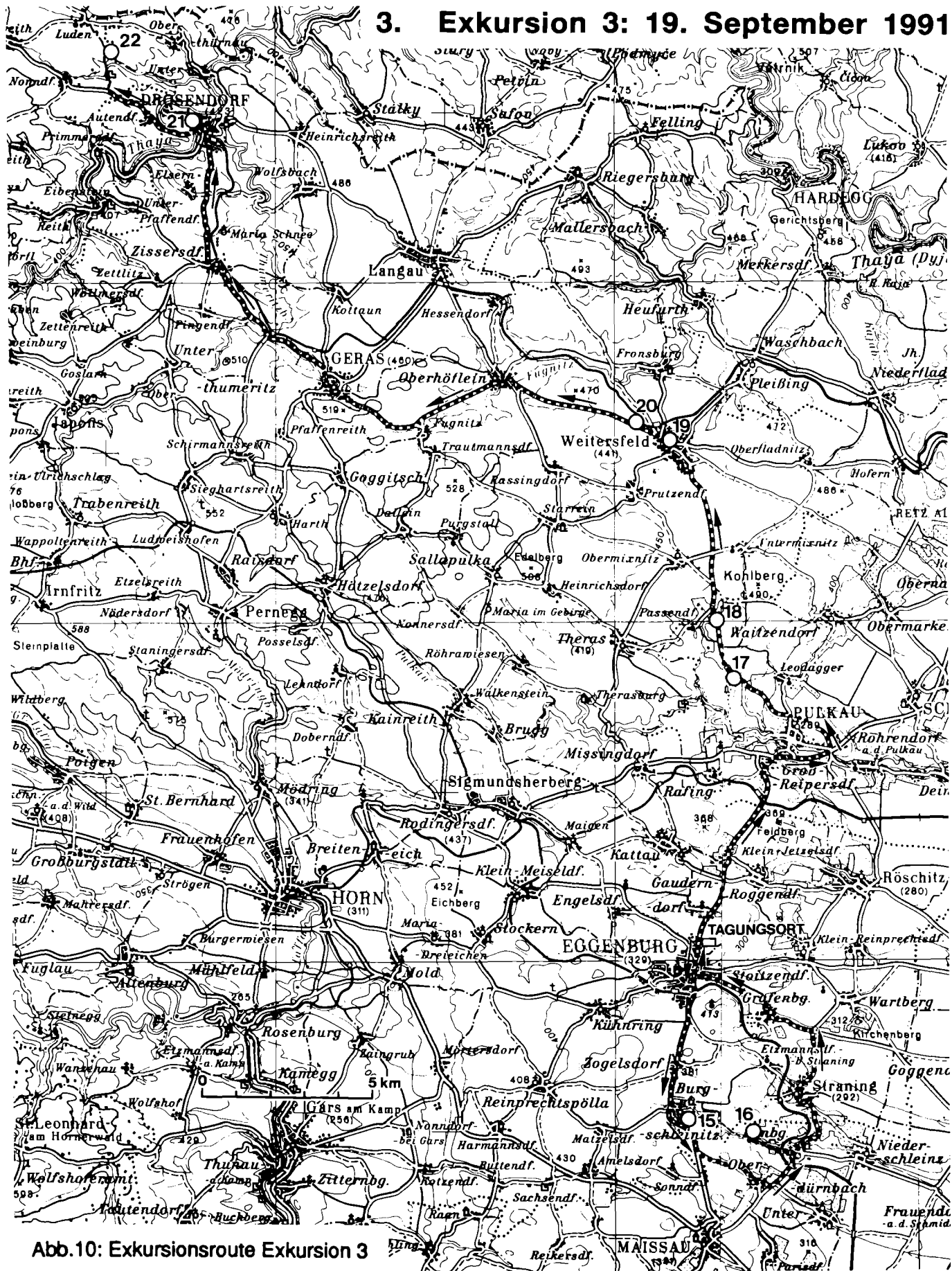


Abb.10: Exkursionsroute Exkursion 3

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.monardi*, *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

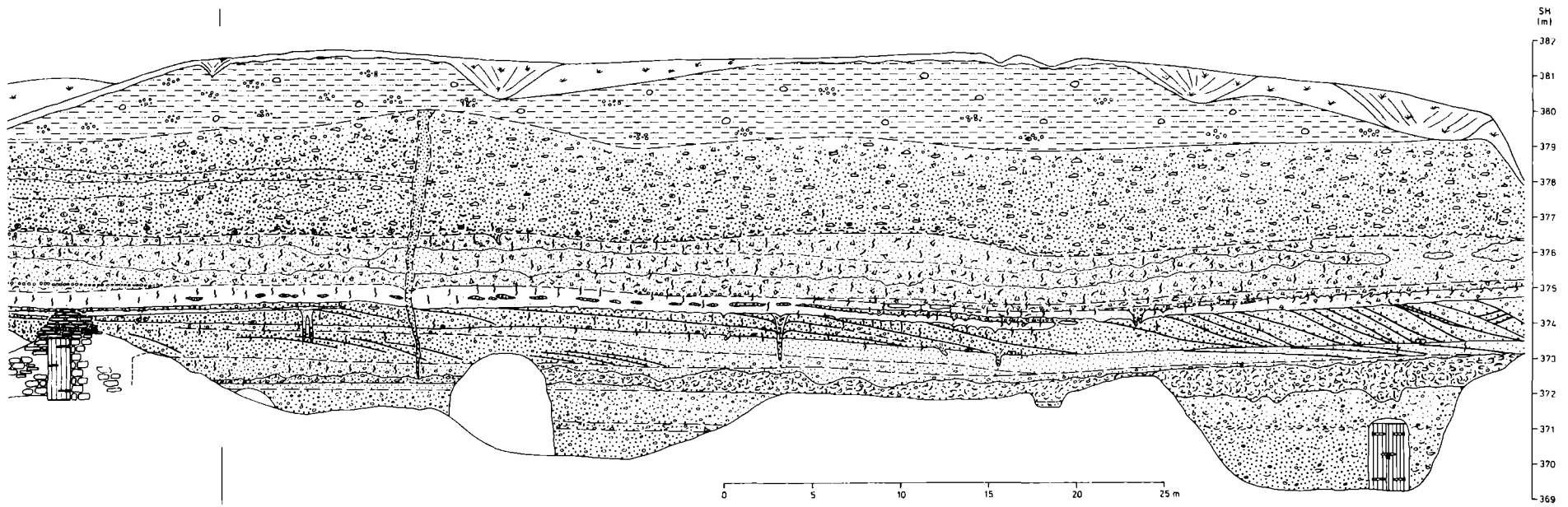
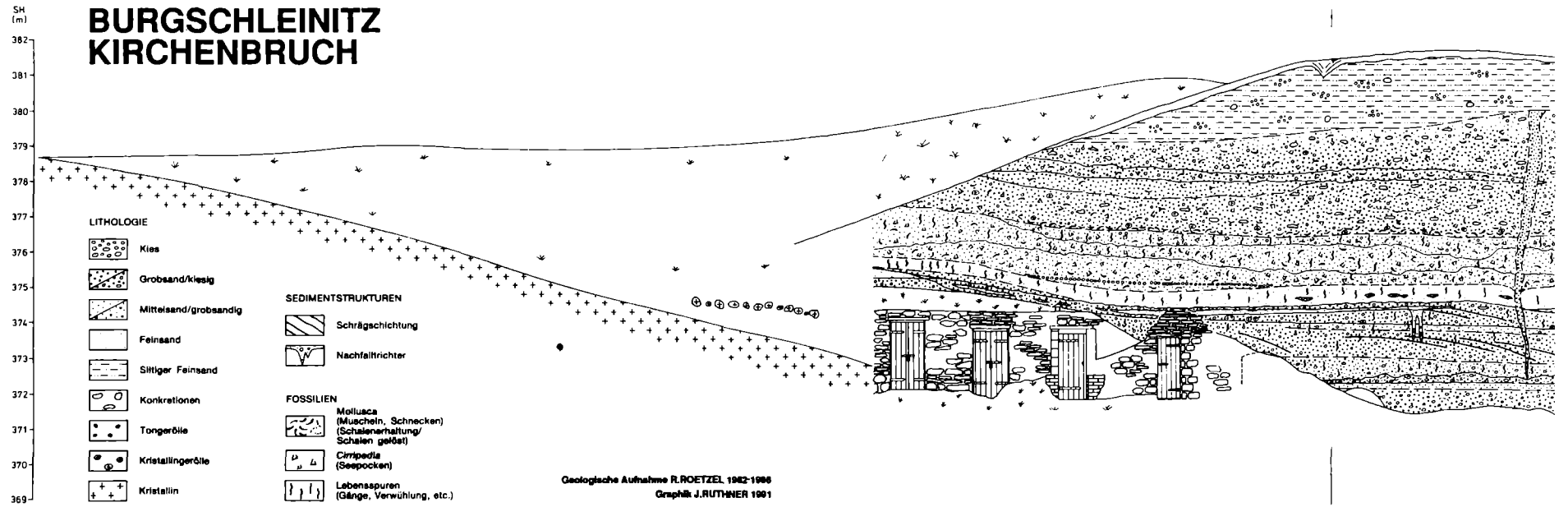


Abb.11: Wandabwicklung des Kirchenbruches in Burgschleinitz bei Eggenburg.

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 hoernesii*, *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 Austernhorizont noch Steinkerne und Schalenbruchstücke von *Pitar gigas*, *Isognomon rollei*, *Mytilus haidingeri*, *Turritella terebralis*, *Turritella* sp., *Panopea menardi*, *Pholadomya* sp., *Anomia ephippium*, *Hinities* 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-Granodioritporphyr

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, gedrunge 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

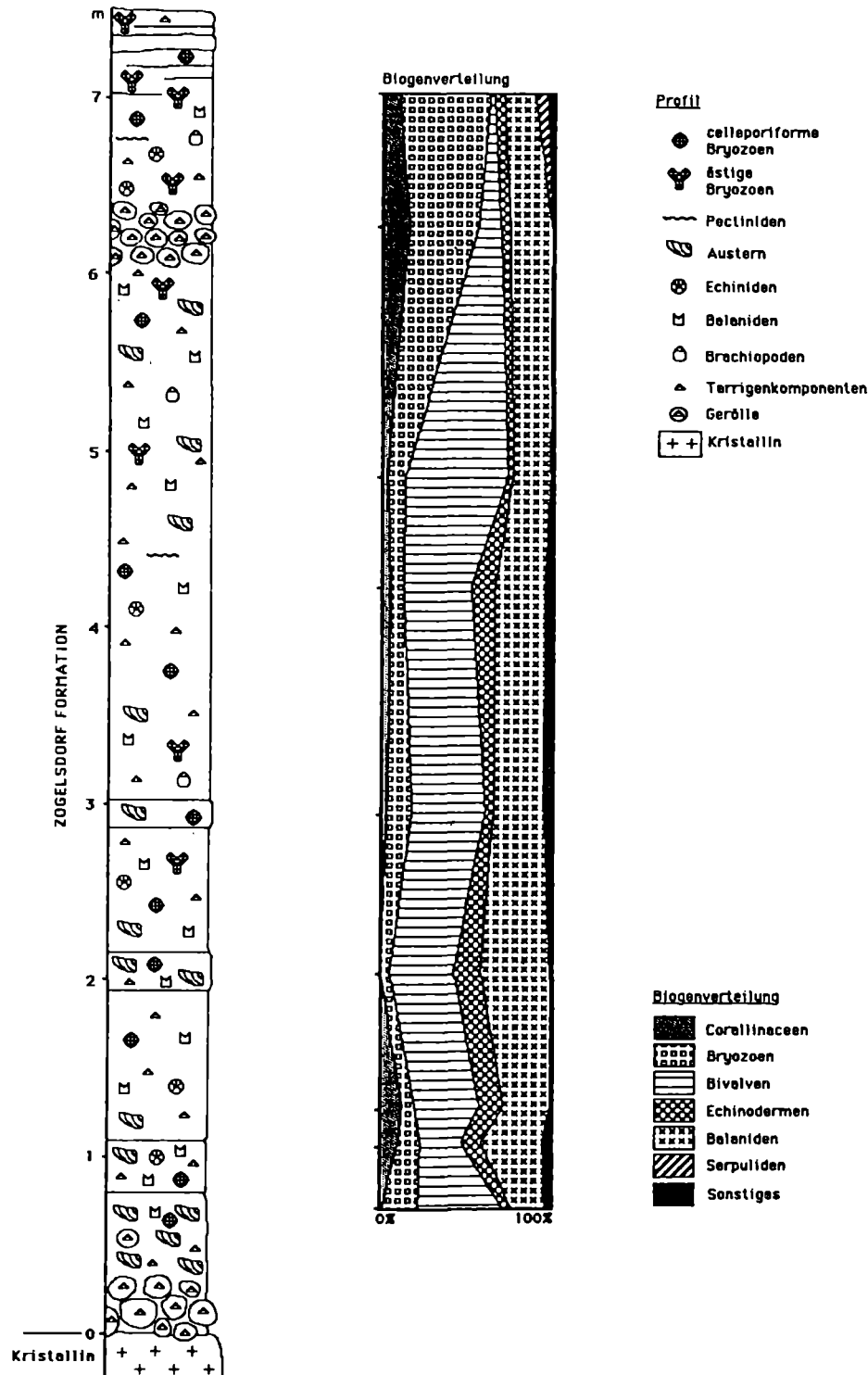


Abb.12: Profil der Zogelsdorf-Formation im Steinbruch der Firma Hengl in Limberg bei Maissau.

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*, *Crisidmonea* 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 *Terebratulula 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 Messern. 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 Kalifeldspatauge 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 (Otnangium).

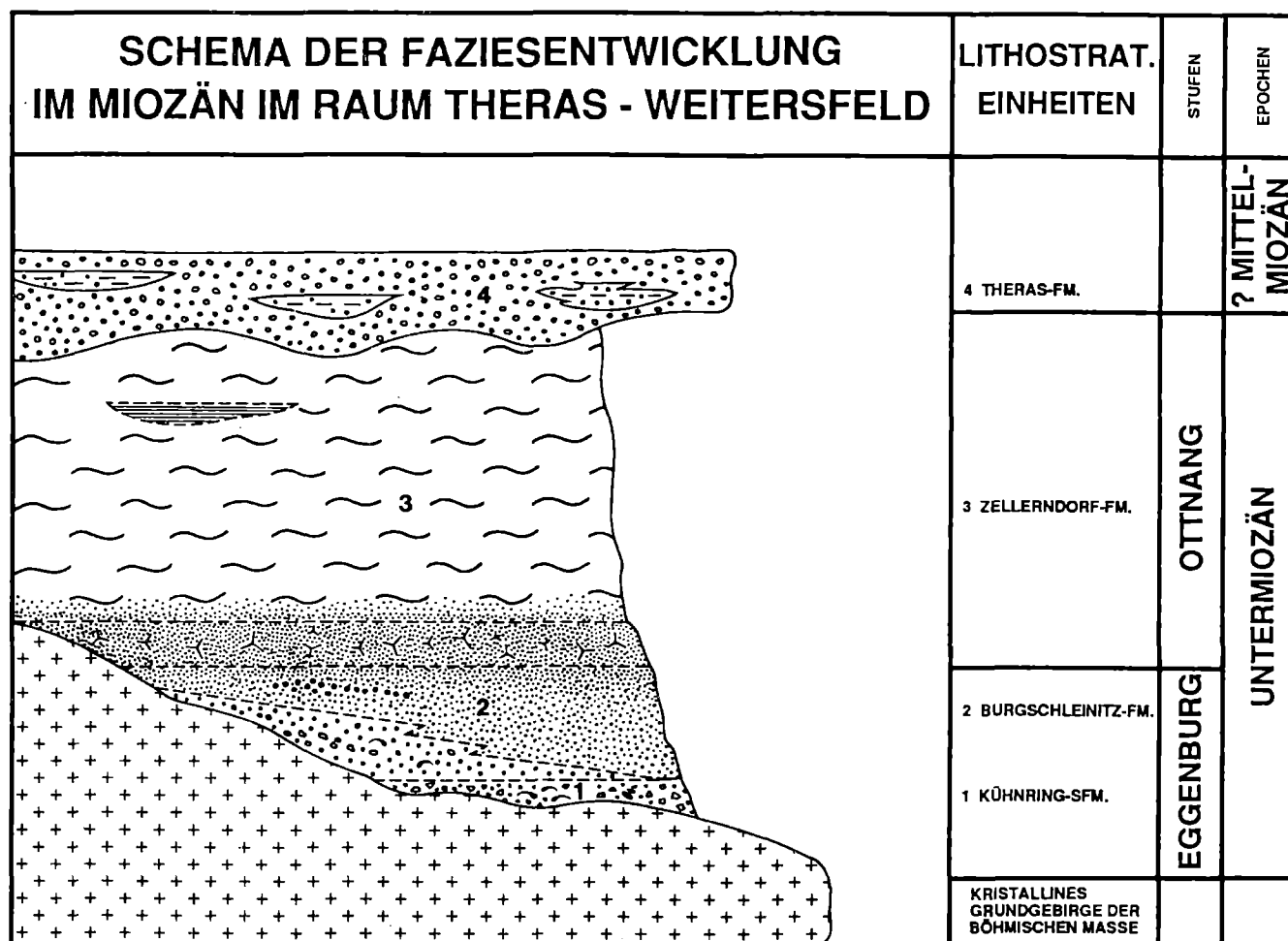
Regionale Abfolge der tertiären Sedimente in der Umgebung von Weitersfeld mit Grobklastika der Kühnring-Subformation und Burgschleinitz-Formation (Eggenburgium) übergehend in die Pelite der Zellerndorf-Formation (Otnangium). Diskordante Überlagerung durch Grobsedimente der Theras-Formation (? oberstes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

Lithostratigraphische Einheit: Zellerndorf-Formation.

Alter: Untermiozän: Otnangium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

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



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, Austernbruchstücken, 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

II. EXKURSIONEN

Mit 14 Abbildungen

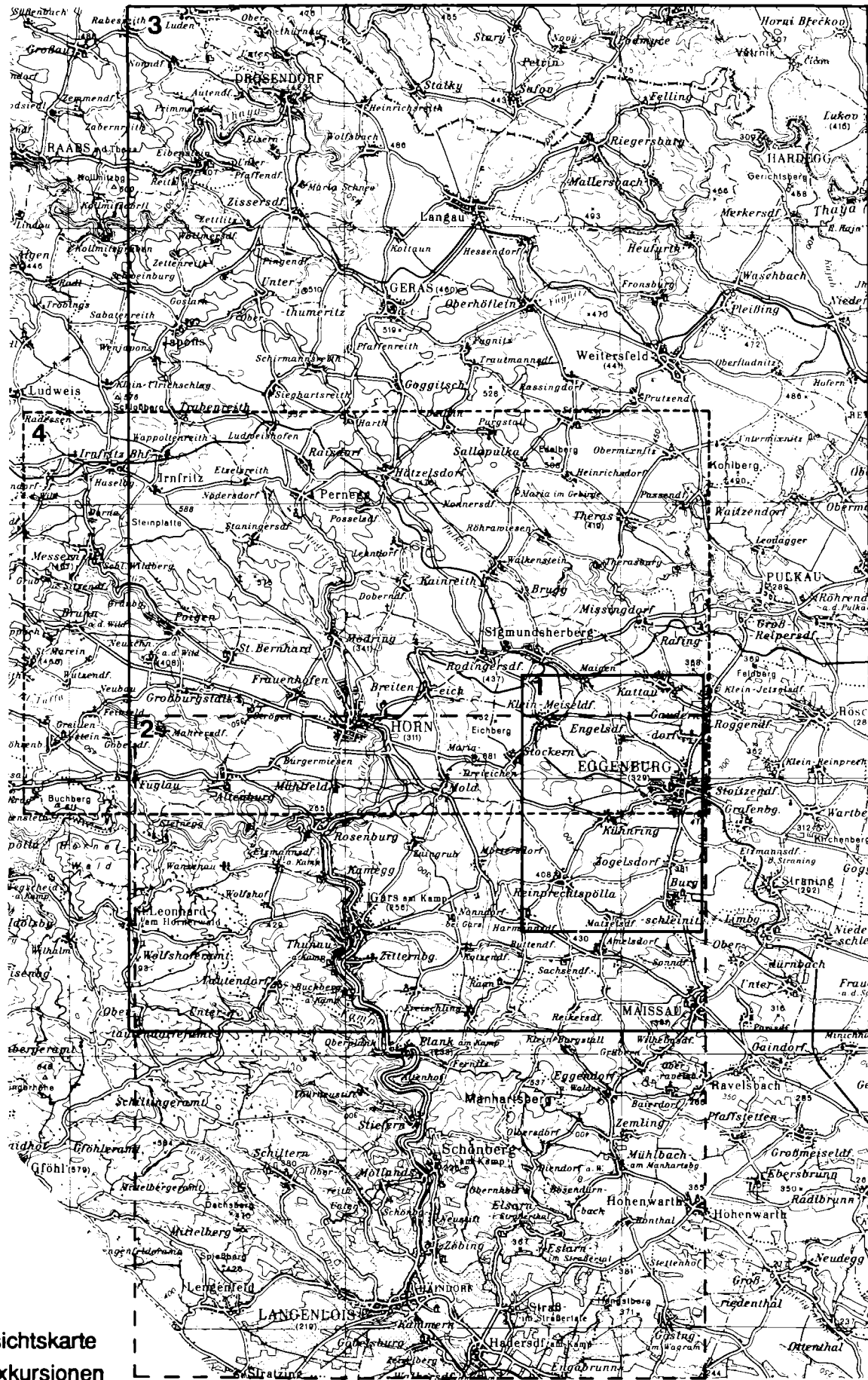


Abb.1: Übersichtskarte der Exkursionen

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: [3. Exkursion 3: 19. September 1991 194-208](#)