

# Österreichische Geologische Gesellschaft

c/o Geologische Bundesanstalt

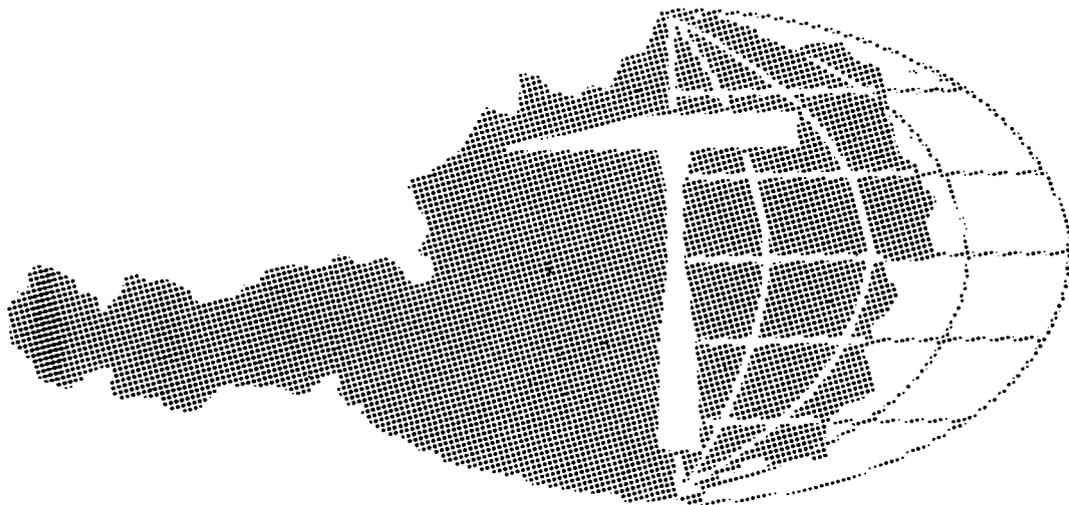
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

## Exkursionsführer

# 1

Zur Geologie des  
**Kristallins und Tertiärs**  
der weiteren Umgebung von  
**EGGENBURG**

8. Oktober 1983



ZUR GEOLOGIE DES KRISTALLINS UND TERTIÄRS  
DER WEITEREN UMGEBUNG VON EGGENBURG

Exkursion der österreichischen Geologischen Gesellschaft  
zum 75jährigen Bestandsjubiläum

I n h a l t

|   |    |
|---|----|
| Zum Geleit .....  | 2  |
| Einführung in die Geologie der<br>Moravischen Zone (G. FRASL) .....   | 4  |
| Tertiär der weiteren Umgebung von<br>Eggenburg, N.Ö. (F.F. STEININGER) .....                                | 19 |
| Exkursionsroute .....   | 26 |
| Haltepunkte   |    |
| 1 Obernholz (F.F. STEININGER) .....   | 27 |
| 2 Tongrube Frings (F.F. STEININGER) .....   | 29 |
| 3 Teichwiesenbachtal (W. VETTERS) .....   | 31 |
| 4 Eggenburg : Brunnstube (F.F. STEININGER) ...  | 38 |
| 5 Maigen (F.F. STEININGER) .....  | 40 |
| 6 Schwarze Brücke (V. HÖCK) .....   | 42 |
| 7 Therasburg (V. HÖCK) .....  | 44 |
| 8 Weitersfeld (V. HÖCK) .....   | 46 |
| 9 Passendorf (V. HÖCK) .....  | 48 |
| 10 Straßeneinschnitt NW Pulkau (G. FRASL) ....  | 50 |
| Literatur   |    |
| Kristallin .....  | 53 |
| Tertiär .....   | 57 |
| Führung   |    |
| Kristallin: G. FRASL      V. HÖCK      W. VETTERS<br>Institut für Geowissenschaften<br>Universität Salzburg |    |
| Tertiär:            F.F. STEININGER<br>Institut für Paläontologie<br>Universität Wien                       |    |

### Zum Geleit

Vor fast genau 75 Jahren, am 28. Mai 1908, fand die erste Exkursion (Ausflug) der kurz zuvor gegründeten Geologischen Gesellschaft in Wien statt. Diese führte unter der Leitung von F.X. SCHAFFER in das Krahuletz-Museum nach Eggenburg und zu den Aufschlüssen des Tertiärs in und um Eggenburg. Eines der damals besuchten Tertiärvorkommen, nämlich die Brunnstube, wird bei der diesjährigen Jubiläumsexkursion wieder besucht werden.

Die Geologie und Petrographie des Moravischen Grundgebirges war zwar nicht Gegenstand der Exkursion vor 75 Jahren, das bedeutet aber nicht, daß die Gesteine des Kristallins zu dieser Zeit nicht bereits bekannt gewesen wären. In diesem Jahr wurde zum Beispiel - wie G. FRASL etwas ausführlicher in der Einführung in die Geologie der Moravischen Zone in diesem Exkursionsführer beschreibt - von F.E.SUESS zum erstenmal die Unterscheidung "moldanubisch" und "moravisch" auf österreichischen Gebiet angewandt.

Die Jubiläumsexkursion des Jahres 1983 führt in das gleiche Gebiet - allerdings nicht auf das Tertiär beschränkt - mit dem Ziel, Befunde von damals mit Ergebnissen und Sichtweisen von heute zu vergleichen: Große Fortschritte wurden auf dem Gebiet der Tertiärforschung erzielt, z.B. durch interregionale Korrelation der marinen Schichtfolgen und deren Faziesentwicklung, oder durch die Einbindung der Fossilfunde im Raum Eggenburg in faunistische und paläogeographische Beziehungen der Paratethys. Auf dem Gebiet der Kristallingeologie des Moravikums liegen nun erste Altersbestimmungen vor, die zwar noch zu diskutieren sind aber doch langsam in Verbindung mit modernen petrologischen Methoden und deren Ergebnissen - etwa die Zunahme der Metamorphose im Moravikum von SE nach NW schräg zum Streichen der Gesteine - ein neues geschlossenes Bild des Werdens des Moravikums entstehen lassen.

In diesem Jahr jährt sich zum zehntenmal der Todestag (3.12.1973) von Leo WALDMANN, ohne dessen minutiöse Geländeaufnahme und ohne detaillierte petrographische Beobachtungen, die in vielen Publikationen niedergelegt sind, der heutige Fortschritt in der Erforschung der Moravischen Zóne gar nicht denkbar wäre.

Das doppelte Gedenken sollte uns Heutige daran erinnern, die Geologische Gesellschaft und damit auch die geologischen Wissenschaften im Sinne ihrer Gründer weiterzuführen und auszubauen. Wenn unsere Leistungen vor dem Urteil der Nachfahren ebenso bestehen können wie die der Gründer unserer Gesellschaft vor unserer Bewertung, dann haben wir unseren Auftrag erfüllt.

## EINFÜHRUNG IN DIE GEOLOGIE DER MORAVISCHEN ZONE

anlässlich der Exkursion der ÖGG am 8. Oktober 1983

von Günther FRASL

### Zur Erforschungsgeschichte:

Die früheste geologische Übersichtskartierung des östlichen Waldviertels erfolgte zwar bereits gleich mit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt (J.CZJZEK, 1853), aber die erste gründliche Erforschungsperiode setzte um die Jahrhundertwende durch die Petrographenschule von F.BECKE und die Geologenschule von F.E.SUESS ein, und sie schloß mit den eingehenden Kartierungen und Beschreibungen von L.WALDMANN und K.PRECLIK in den Zwanzigerjahren ab. In diese heroische Epoche der ersten Erfassung verschiedener Metamorphosestufen überhaupt, sowie der Polymetamorphose einerseits und der Übertragung der Erkenntnisse des Deckenbaues aus den jungen Alpen auf das alte Grundgebirge der Böhmisches Masse fiel auch die erste Exkursion der Geologischen Gesellschaft in Wien vor 75 Jahren, nämlich zu einer Zeit, als die bereits sehr beachtlichen regionalgeologischen Erkenntnisse von F.E.SUESS -- der hier die Fortsetzung seiner Moravischen Zone erkannt hatte (1903) -- eben durch die erste petrographische Dissertation im Raum von Maissau und Eggenburg ergänzt wurde (F.MOCKER, 1911).

Nach einer jahrzehntelangen Pause wurde dann erst in den Sechzigerjahren durch die Aufnahme einer generellen Neukartierung des ganzen Waldviertels durch die Geologische Bundesanstalt die jetzige zweite gründliche Erforschungsperiode eingeleitet. Der Anteil der Moravischen Zone auf Blatt Horn wurde von mir zur Bearbeitung übernommen (FRASL, 1968 etc.), und da ich 1967 mit dem Aufbau des Geologischen Institutes der Universität Salzburg betraut wurde, übernahmen V.HÖCK und W.VETTERS Teile dieses Gebietes, und es schließen sich Dissertations- und Vorarbeiten daran an. Auch von der Universität Wien liegen aus diesem Zeitbereich bereits unveröffentlichte geologische Dissertationen vor (M.EILBEIGUI, 1970, A.ZARRABI, 1972, G.WACHTEL, 1975), sowie eine wichtige Vorarbeit (R.RÖTZEL, 1979)

und auch die Altersbestimmung hat sich bereits mit einigen ersten Studien des hiesigen Gebietes angenommen, wie in der folgenden Kurzbeschreibung freilich nur in Auswahl skizzenhaft etwas näher angeführt werden kann.—Jedenfalls ist die 75-Jahr-Feier ein Anlaß, sich in Erinnerung zu rufen, daß in diesem Jahr 1908 F.E.SUESS den Begriff "moldanubisch" zum erstenmal auf das österreichische Gebiet anwandte (bei Geras), während er die Bezeichnung "Moravische Zone" bereits 1897 in Mähren geprägt hatte, und diese seit 1903 auch auf die Fortsetzung der dafür typischen Gesteinsgesellschaft auf österreichisches Gebiet und damit auf den Eggenburger Raum ausdehnte. Er hatte den Bittescher Gneis als besonders typisches Gestein der Moravischen Zone schon 1903 bis hierher verfolgt, aber dabei noch nicht von der Thayamasse getrennt. Aber bereits 1913 gibt er eine sehr beachtenswerte Übersicht über die Moravische Zone in den Denkschriften der Ak.Wiss.Wien. Im gleichen Jahr war aber auch die geologische Karte des Waldviertels von F.BECKE et al. erschienen, die in der Moravischen Zone vom Manhartsberggebiet bis Eggenburg auch schon eine Reihe von Gesteinsgruppen unterschied. Schließlich hatte F.MOCKER hier schon seine petrographische Dissertation über den Maissauer Granit abgeschlossen (publiziert erst 1911) und F.REINHOLD berichtete 1910 und 1914 über seine Aufnahmen im Manhartsberggebiet. Sogar B.SANDER sah sich schon 1914 angeregt, seine frühen Ideen bezüglich der Gesteinsdeformation und Tektonik auch hier anzuwenden.

Der ganz große Aufschwung in der Erkenntnis der Moravischen Zone im Waldviertel ist aber gebunden an die beiden Schüler von F.BECKE und F.E.SUESS: Leo WALDMANN und K.PRECLIK, die beide in den Zwanzigerjahren hier ihre ersten und doch schon meisterhaften Kartierungen und mikroskopischen Studien durchführten.

L.WALDMANN, dessen Todestag sich heuer im Dezember zum zehntenmal jährt, war dann eine Generation lang der umfassendste und eingehendste Kenner dieses Gebietes und des ganzen Waldviertels, und seine vielen Erkenntnisse über das Moravikum auf den Blättern Horn und Geras sind noch immer höchst beachtlich, obwohl etliche davon in den skizzenhaften Publikationen als Postulate dargeboten werden, deren Verifizierung uns Heutigen oft recht problematisch erscheint, weil er es unterlassen hat, nähere Angaben über die zugrundeliegenden Beobachtungstatsachen zu publizieren. Freilich ist in diesem bisher

absolut fossillere gebliebenen Kristallingebiet in vielem eine Beweisführung, eine stichhaltige Begründung schwer zu erbringen, denken wir nur z.B. an die Probleme der Entstehung der riesigen Platte von Bittescher Gneis (gleich im Westen unseres Exkursionsgebietes und zugleich nach W einfallend; also im Hangenden), dann an eine prostratigraphische Gliederung der Schieferserien zwischen der genannten Gneisplatte und der granitoiden Thayamasse im Liegenden; dann an die Frage, welche Teile der Schieferserien schon zum Alten Dach der Intrusivmasse gehört hatten, und welche am ehesten "nachgranitisch" sind, wenn alles nachher im Deckenbaustil deformiert und damit regionalmetamorph überprägt wurde. Und wo soll man die Grenzen der Decken einzeichnen, wenn die Stratigraphie so wenig geklärt ist?

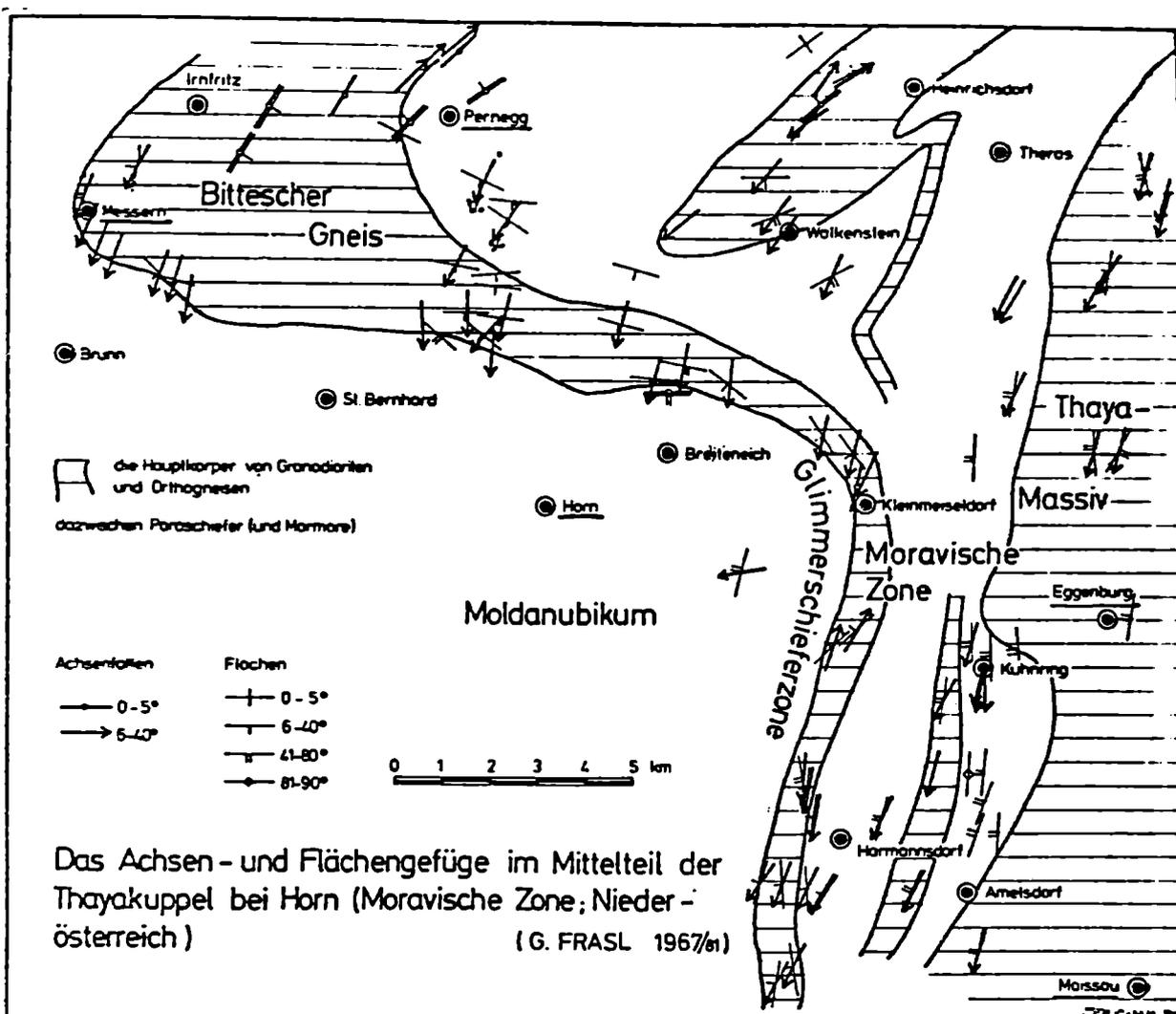


Abb. 1: Kartenskizze der Moravischen Zone im Raum zwischen Eggenburg und dem Messnerer Bogen mit Betonung des Achsen- und Flächengefüges.

Über Umfang und Abgrenzung der Moravischen Zone im Waldviertel:

Wir können dabei noch immer von der Gliederung und der Übersichtskarte bei F.E.SUESS 1913 ausgehen, da zumindest soweit allgemeine Einigkeit besteht, daß von Westen nach Osten der generell westfallende Bittescher Gneis (das "typischste Gestein" der Moravischen Zone), dann die darunterliegende Schieferhülle mit den in sie eingeschalteten kleineren Gneislagen, und schließlich im Osten als tiefste Einheit die Thayamasse dazugehören, die dann nach Osten unter der jungtertiären Molasse verschwindet. SUESS hat damals alle im Westen über dem Bittescher Gneis liegenden Einheiten bereits zum moldanubischen Grundgebirge gestellt. Daß diese Grenzziehung problematisch ist, also der moravische Bereich vermutlich umfangreicher ist und zwar nicht nur auf mährischem Boden, sondern sehr wohl auch in Niederösterreich (vergl. FRASL, 1970; MATURA, 1976) spielt für diese Exkursionsroute keine Rolle, denn diese bleibt im allgemeinen in der klassischen "Moravischen" Zone, und nur am Westende des Profils Kotzendorf/Buttendorf (Teichwiesenbachtal, Haltepunkt 3) sind ein paar Meter der Überlagerung des Bittescher Gneises sichtbar, die üblicherweise bereits zur moldanubischen Glimmerschieferzone gerechnet werden.-Man muß sich aber fragen: warum können diese paar Meter nicht zum primären Dach der Bittescher Gneise oder genauer gesagt zur primären Bedeckung des Edukts dieser Gneise gehören? Muß also zwischen beiden die Überschiebungslinie vom "Moldanubikum" über das "Moravikum" gezeichnet werden, also die große "Moldanubische Überschiebung"? Freilich ist es am einfachsten, die auf-zig Kilometer Länge leicht kartierbare Gneisgrenze auf der Karte zugleich als tektonische Fläche erster Ordnung zu markieren; aber sollte eine so große "Gneisdecke" wirklich weder im Hangenden noch im Liegenden entsprechende Reste einer eigenen Hülle besitzen?

Übrigens sind die Bittescher Gneise selbst meist stark ausgewalzt (Plattengneis-Steinbrüche!); und im Teichwiesenbachtal ist dzt. eine Zweiteilung der Bittescher Gneise durch eine Paraeinlagerung gut aufgeschlossen. L.WALDMANN hat schon in seinem zweiten Aufnahmebericht für 1924 allgemein eine solche Zweiteilung der Bittescher Gneise aufgezeigt (in denen manchmal auch Marmore, Fugnitzer Kalksilikatschiefer, Glimmerschiefer etc. auftreten), und ich konnte sie jetzt von da bis zum südlichsten Vorkommen des oberflächlich zusammenhängenden Zuges von Bittescher Gneis (am Pösingerberg E von Schönberg am Kamp) verfolgen, doch ist ein kontinuierliches Durchstreichen

der Paraeinlagerungen in einer horizontbeständigen Position zu bezweifeln.-Die meist stark geschieferten Bittescher Gneise sind im allgemeinen feinkörnig; sie führen zum Teil Kalifeldspat-Augen, sind meist hell, oft auch zweiglimmerig und entsprechen einer etwa granitischen bis leukogranodioritischen Magmenzusammensetzung.

Zur Genese der Bittescher Gneise. Wegen der sehr starken Deformation und der regionalmetamorphen Überprägungen unter grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bedingungen (und zum Teil auch noch postkristalliner Deformation) ist die Abkunft schwer zu ergründen. Während z.B. L.WALDMANN am ehesten die Auswalzung eines Batholith-Anteils in der westlichen Fortsetzung der Thayamasse dachte, wies ich 1970 kurz darauf hin, daß z.B. die vielen, seit SUESS besonders in der Nähe der Hangendgrenze des Bittescher Gneises eingeschaltet gefundenen, cm- bis dm-dünnen Amphibolit- oder Biotitgneislagen eher bei vulkanischer Herkunft des Gneises erklärbar wären (bimodaler Vulkanismus). Damals habe ich aber die Ableitung eines anderen Teiles des dicken Bittescher Gneispaketes aus Intrusivkörpern, also aus einem hochplutonischen bis subvulkanischen Stockwerk ausdrücklich nicht ausgeschlossen: die granitische Ausbildung bei Mellersbach ist ja schon auf dem Spezialkartenblatt Drosendorf eingetragen, und bereits L.WALDMANN faßte die grüngrauen, harten "Fugnitzer Kalksilikatschiefer" als regionalmetamorph überprägte Kontaktgesteine auf, und wies auf darin vorkommende ausgewalzte Aplite und Pegmatite hin, was auch mir von Harth bis Schönberg an einigen Stellen bekannt ist. Das noch offene Problem sehe ich also darin, wo man nach der so durchgreifenden Deformation zum Plattengneis noch ein Trennungsstrich zwischen vulkanogenen und plutonischen Anteilen wird ziehen können. Im Moment fehlt dazu ein geeigneter Maßstab. Aber wie ich schon im Exkursionsführer 1977 ableitete, vermute ich, daß die in den Bittescher Gneis eingeschalteten oder im unmittelbaren Liegenden daran anschließenden Fugnitzer Kalksilikatschiefer einschließlich der damit zusammenhängenden Marmore wirklich zum Alten Dach der ursprünglich hochplutonischen Granitoide gehörten, vergleichbar den von V.M.GOLDSCHMIDT 1911 in seiner klassischen Studie vom Kristianagebiet (Oslo) beschriebenen Kalksilikathornfelsen. Nach meiner Vermutung gehören hierher insbesondere auch die eigenartig getüpfelten Marmore (? ehemalige Silikatmarmore) und die Flatschenglimmerschiefer (? ehemalige Fleckenschiefer, Knotenschiefer ?) in vielen ausgewalzten Kontaktpositionen auf Blatt Horn bis E von Schönberg.-Demnach sind also die vulkanogenen

Indikatoren eher in hangenden Teilen der Bittescher Gneise zu finden. (Im Teichwiesenbachtal sind diese dunklen Interkalationen im Bittescher Gneis recht dürftig ausgebildet im Vergleich zum Thayatal). Und demgegenüber sind die plutonischen Anzeichen eher in liegenden Teilen der Bittescher Gneise zu finden, aber auch die sind im Teichwiesenbachprofil nicht überzeugend entwickelt. - Insgesamt handelt es sich vielleicht bei dieser Verknüpfung von vulkanogenen und plutonischen Anteilen um plutonische Nachschübe in eine ausgedehnte Vulkanitdecke, und dabei ist auch in nicht metamorphen Gebieten manchmal keine scharfe Grenze zwischen beiden Anteilen zu kartieren. Jedenfalls werden derzeit die interessanten Fugnitzer Kalksilikatschiefer im namensgebenden Gebiet von Ing. BERNROIDER, einem Dissertanten von Prof. HÖCK, studiert.

Schon auf bisherigen geol. Übersichtskarten des Waldviertels (Abb.2) sind gleich östlich des Bittescher Gneises gehäuft die Marmorzüge und auch Kalkglimmerschiefer der "Glimmerschiefer-Marmorserie" im Sinne von HÖCK (1972) eingetragen. WALDMANN bezeichnete die Marmore noch als moravische Kalke und erwog im Gefolge seines Lehrers F.E.SUESS dafür ein nachgranitisches Alter (Devon?). Vom Alter dieser Marmore ist aber auch der Zeitpunkt der Regionalmetamorphose abhängig. Ich konnte schon 1968 darauf hinweisen, daß in der Pernegger Kulmination der Moravischen Zone die Marmore dieselbe mesozonale Regionalmetamorphose erlitten haben, wie die damit verbundenen Granatglimmerschiefer mit Staurolithen, aber auch wie die Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Bittescher Gneise. Daher schloß ich: wenn diese Marmore ein devonisches Sedimentationsalter hätten, dann wäre damit das variszische Alter der deckenartigen Deformationen in diesem Raum und auch der bis zur Amphibolitfazies ansteigenden Regionalmetamorphose erwiesen. Heute muß ich klarstellen, daß dieses "wenn", also das devonische Sedimentationsalter der Paraserie unwahrscheinlich ist, und daß ich diese ursprünglichen Kalke, Mergel und Tonschiefer eher für "vorgranitisch" im Bezug auf die hochplutonischen granitoiden Edukte der entsprechenden Teile des Bittescher Gneises halte: eine solche Kontaktmetamorphose kann im seichten Sedimentkörper nach oben sehr bald ausklingen, wie es V.M.GOLDSCHMIDT (s.o.) dargestellt hat, und die Glimmerschiefer zeigen im allgemeinen nur mehr die spätere mesozonale regionale Metamorphose. Ich konnte diesbezüglich bei

einer Postershow anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft im Wien 1981 zeigen, daß bei Pernegg die dort besonders gut ausgebildete und erhaltene Kristallisation der Granate, Staurolithe und Biotite nur noch bei sehr schwachen, uneinheitlich gerichteten Kornrotationen stattgefunden haben, die schwachen Ausweichbewegungen bei einer Plättung entsprechen. Die Formung des Bittescher Gneises zu einem deckenartigen Körper muß dieser Blastese vorausgegangen sein, denn die genannte Kristallisation von Staurolith, Granat und Biotit ist jünger als die in der ganzen Region herrschende einheitliche Achsenprägung, die alle Stockwerke vom Bittescher Gneis bis hinunter zu den westlichen Randteilen der Thayamasse quasi als Homogenbereich mit gleicher NNE-SSW-Richtung einheitlich erfaßt, wie ich in der Kartenskizze Abb.1 zeige (die aus dem weniger verbreiteten Exkursionsführer FRASL 1968 übernommen wurde). Die Staurolithkristallisation habe ich also nicht einer vorgranitischen Metamorphose (wie WALDMANN), sondern der mittelmoravischen Regionalmetamorphose zugeschrieben, wobei ich mich in diesem Fall aber schon an die Dreigliederung WALDMANNs anschließe:

|                 |   |  |
|-----------------|---|--|
| altmoravisch    | = | vorgranitisch, oder mit den Intrusionen der Granitoide zusammenhängend |
| mittelmoravisch | = | nachgranitisch   |
| jungmoravisch   | = | eine streifenweise Diaphthorese.                                       |

#### Zum Alter der Bittescher Gneise, und der Glimmerschiefer-Marmorserie.

Vom Bittescher Gneis liegen derzeit drei verschiedene Altersbestimmungswerte vor: ca. 800 Mio. Jahre: Rb/Sr-Isochrone von S.SCHARBERT, 1977

570  $\pm$  44 Mio. Jahre: Rb/Sr-Gesteinsisochrone, W.MORAUF & E.JÄGER, 1982

480  $\pm$  50 Mio. Jahre: Rb/Sr-Gesteinsisochrone für einen Bittescher Gneis aus Mähren; van BREEMEN et al. 1982.

Ich möchte wegen der chemischen Verwandtschaft des Bittescher Gneises mit den leukogranodioritischen Hauptgesteinspartien der Thayamasse dem mittleren Wert von ca. 570 Mio. Jahren den Vorzug geben, denn dann wären diese Massen etwa gleich alt, und auch der Kenner WALDMANN dachte schon an eine Ableitung der Bittescher Gneise und auch der kleineren Gneislagen in der Mitte der Moravischen Schiefer, ebenso wie der Thayamasse von einem ursprünglich zusammenhängenden Ausgangs-

stockwerk. - Aber nach meiner Einschätzung der oben skizzierten, und aus den Verbandsverhältnissen erschlossenen Altersbeziehungen des Basisteils der Bittescher Gneise gegenüber den Fugnitzer Kalksilikatschiefern und damit auch der Glimmerschiefer-Marmorserie ist diese Sedimentserie jedenfalls älter als das Intrusionsalter des Bittescher Gneises! Somit denke ich heute auch am ehesten an ein algonkisches Alter der Fugnitzer Kalksilikatschiefer und der damit untrennbar verbundenen Glimmerschiefer-Marmorserie, so wie es in der geologischen Übersichtskarte der CSSR 1:500.000 von 1968 bereits aufgrund der dortigen regionalgeologischen Vergleiche eingezeichnet ist. Die bis zur Amphibolitfazies hin reichende Regionalmetamorphose der Pernegger Kuppel muß aber nicht nur jünger sein als die Bildung des Edukts der Bittescher Gneise, sondern auch als der nachfolgende Deckenbau". Und sie ist damit schon wegen des Deckenbaues vermutlich eher variszisch als kaledonisch einzustufen, wobei ich hier nochmals klarstellen möchte: es muß eine Art Deckenbau gewesen sein, aber jedenfalls nicht im Sinne einer nackten Gneisdecke! Diese Lösung hat ja eigentlich auch schon K.PRECLIK vorgeschlagen.-In diesem Zusammenhang kann man sich auch mehr oder minder zusammengeklappte Schiefermulden vorstellen, und auch das hat L.WALDMANN schon aufgrund freilich nicht sehr schön ausgebildeter Symmetrien der Schiefermulden, und zwar zumindest Spuren von Fugnitzer Kalksilikatschiefer jeweils am Rand der Mulde gegen die liegenden und hangenden Gneislagen schon in seinem ersten Aufnahmebericht im Jahre 1924 erwogen.

In die zwischen dem Bittescher Gneis und dem Thayabatholith eingeschaltete Schieferhülle sind aber auch einige schmächtigere Gneiszüge eingeschlichtet, die man gerne als Gneise einer "Pleissingdecke" (= Pleißinger Bewegungsmasse, WALDMANN) zusammengefaßt hat, wobei schon K.PRECLIK aufzeigte, daß solche Gneise wiederum mit einer Reihe von Hüllschiefern zu einer Deckeneinheit zusammengefaßt werden müssen. Es gehören dazu die Weitersdorfer Stengelgneise, gewisse Augengneise und aplitische Gneise, aber auch dunklere Feinkorngneise ("Tonalitgneise" oder Granodioritgneise im Sinne von F.REINHOLD, L.WALDMANN, K.PRECLIK, R.REISS u.a.).

Im Teichwiesenbachtal (Haltepunkt 3) quert die Exkursion einen solchen mächtigen "Tonalitgneiszug", der sich nach Norden und Süden auf 12 km Länge verfolgen läßt. Die frischesten und größten, und zugleich deutlich Hornblende führenden Partien darin entsprechen nach einer Modalanalyse und chemischen Analyse einem Opdalit = dunklen Granodiorit nach der Nomenklatur von TRÖGER 1935. Diese feinkörnigen,

dunklen Gneise machen aber im größeren Ausmaß nicht den Eindruck von ursprünglich plutonischen Bildungen, sondern man möchte sie meist eher als vulkanogen oder als Paragneise einschätzen, ohne freilich eine klare Grenze zwischen den genannten Arten oder auch gegen die biotitreichen Hüllschiefer zeigen zu können. Ähnliche genetische und zugleich Ableitungsprobleme gibt es auch im Gebiet zwischen Pulkau- und Thayatal. - Die seinerzeit von L. WALDMANN gezeichneten Zusammenhänge einzelner Züge zu Bändern, die von der Thaya bis ins Manhartsberggebiet durchstreichen sollen, sind aber kaum zu verifizieren, insbesondere nicht im tertiärüberdeckten Gebiet bei Sigmundsherberg und Maigen.-Übrigens wird schon seit SUESS immer wieder darauf hingewiesen, daß diese schwächeren Gneise teilweise wie Bittescher Gneise aussehen, teilweise aber auch wie Randgneise der Thayamasse, und das betont nur die enge Zusammengehörigkeit des Ausgangsmaterials dieser drei Gneisgebiete und bestätigt zudem die auch schon von F.E. SUESS erkannte Tatsache, daß die Deformation von der extremsten Auswalzung zu Bittescher Plattengneis in Westen unseres Profils, bis zur Erhaltung + ungeschieferter Anteile im randferneren Kerngebiet der Thayamasse nur schrittweise abnimmt, denn auch ein Randstreifen der Thayamasse ist oft noch stark geschiefert.

Zwischen diesen mittleren Gneiszügen und der Thayamasse ist ein breiter Streifen von Hüllschiefern eingeschaltet, die nach HÖCK (in HÖCK & VETTERS - 1975) zur Quarzit-Glimmerschieferserie zusammengefaßt werden können. Diese ist z.T. durch inzwischen ausgewalzte Pegmatite oder Aplitgänge als zum Alten Dach des granitoiden Plutonismus gehörig erkennbar, was seit den Zwanzigerjahren (WALDMANN und PRECLIK) von den verschiedensten Autoren in weiter Verbreitung bestätigt werden konnte. Das geschah auch 1975 wieder durch WACHTEL, der im Pulkautalgebiet auf die in diesem Streifen seit MOCKER 1911 bekannten Pseudomorphosen nach Cordierit hinwies, und einzelne der Gesteinstypen kurz beschrieb. Zusätzlich nannte L. WALDMANN auch Hornfelsquarzite, Kalksilikathornfelse und Turmalinanreicherungen aus diesem Randbereich gegen den Thayapluton, in dem auch verschiedene Paragneise und Migmatitgneise verbreitet sind (Porphyroidgneise dagegen eher selten).

### Serienvergleiche:

Ob dieses "Alte Dach" und damit die Quarzit-Glimmerschieferserie altersmäßig der Glimmerschiefer-Marmorserie gleichzustellen ist, ob sie mit ihr direkt zusammenhängt oder von ihr scharf abzutrennen wäre, ist bei den hiesigen schlechten Aufschlußverhältnissen erklärlicherweise noch offen. A.MATURA hat übrigens 1976 den Versuch gemacht, die kalkarme erstgenannte Gruppe mit der Monotonen Serie im moldanubischen Teil des Waldviertels zu vergleichen, sowie die hiesige kalkreiche Serie mit der dortigen Bunten Serie, obwohl hier die dort so charakteristischen amphibolitischen Gesteine abgehen. - Übrigens hat man schon seit WALDMANNs und PRECLIks Zeiten auch die Frage ventiliert, ob vielleicht manche der niedrigmetamorph erscheinenden Quarzite und Phyllite am Rand des Thayamassivs etwa östlich von Weitersfeld zu einer nachgranitischen Serie zu stellen wären. Während aber dort die Verhältnisse inzwischen nicht genauer untersucht wurden, glaube ich schon, daß beim südlichen Abtauchen der Thayamasse, also am Südfuß des Manhartsberges bei Olbersdorf und Diendorf wirklich eine postgranitische Transgressionsserie vorliegt, so wie schon L.WALDMANN bei seiner Dissertation 1923 vermutet hat: die "Olbersdorfer Formation" (Olbersdorfer Serie, FRASL, 1972). Leider werden da die damals frischen Wegaufschlüsse immer unansehnlicher und für eine Exkursion kaum geeignet, aber der Granitgneis des Manhartsberges wird im Viertelkreis auf etwa 4 km Länge direkt von einer mehrere Meter dicken Lage von Quarziten (auch Arkosequarziten und wahrscheinlich auch Quarzkonglomeraten) überlagert, und damit sind dunkelgraue Phyllite, Tonmergelabkömmlinge, sowie Quarzkeratophyreinslagerungen und meist graue Marmorzüge (zum Teil auch aus Sandkalken und auch Dolomit) verbunden. Die Conodontensuche (EILBEIGUI sowie J.M.SCHRAMM und H.P.SCHÖNLAUB) blieb bisher ohne Erfolg, aber trotzdem ist in dieser Olbersdorfer Serie wohl am ehesten ein Rest eines Altpaläozoikums zu sehen, welches aber freilich der karbonatreichen Entwicklung des Brünner Devons nicht ähnlich sieht, doch schon eher Übereinstimmungen mit dem vergleichbar schwach metamorphen Devon der Kwetnitz (in der Schwarzawakuppel) oder im Altvatergebirge aufweist, wovon ich mich bei Exkursionen mit A.DUDEK überzeugen konnte. Die Olbersdorfer Formation ist jedenfalls eine lokal erhalten gebliebene nachgranitische Bildung, die aber noch in den Deckenbau einbezogen ist, also von den

höheren Gneisdecken von Westen her überfahren wurde und die dabei bloß schwach metamorph geworden ist (beginnende Grünschieferfazies). Die Spuren dieser nachgranitischen Formation verlieren sich am Westrand der Thayamasse westlich vom Gipfel des Manhartsberges, wo dann über den Orthogneisen unmittelbar Migmatitgneise und das Alte Dach mit injizierten Schiefen und Quarziten anschließen. Bei den hiesigen schlechten Aufschlußverhältnissen ist aber auch eine Abgrenzung gegen die vorher genannte Glimmerschiefer-Marmorserie der höheren tektonischen Einheiten stellenweise etwas problematisch, z.B. bei Diendorf und NW von Oberholz.

Die Intrusion der Thayamasse kann heutzutage als jüngst präkambrisch eingestuft werden (s. Angaben bei HP 10). Es waren jedenfalls mehrere Teilintrusionen von etwas variablem Chemismus von vorwiegend granitischer bis granodioritischer oder auch tonalitischer Zusammensetzung (besonders am stärker verschieferten Westrand der Masse werden solche dunklere Varianten schon von SUESS angegeben; L. WALDMANN'S "Basische Randfazies"). Gesteinseigenschaften und Kontaktverhältnisse weisen zum Teil auf ein hochplutonisches Bildungsstockwerk hin, beispielsweise bei den turmalinaplitischen Randbildungen im Manhartsberggebiet, die sehr an hochplutonische Kontaktverhältnisse im Harz erinnern. Zum Teil ist aber auch das migmatische Stockwerk aufgeschlossen, wie schon PRECLIK nahe der Thaya gezeigt hat. Die umfangreichen Bildungen eines solchen präkambrischen Plutonismus, wie er hier aufgeschlossen ist, reichen nach Osten in der Tiefe bis unter den Alpen- Karpaten-Bogen hinein, wie schon viele Ölbohrungen in Niederösterreich und Mähren zeigten. Allerdings ist die im Manhartsbergzug und bei Pulkau, Retz und Znaim nach Norden zu verfolgende, aufgedeckte Großscholle der Thayamasse selbst gegen Osten hin durch eine wichtige Störungslinie abgegrenzt, die Diendorfer Störung, eine Blattverschiebung (O. SCHERMANN, 1966), und diese läßt sich besonders bei Maissau schon von weitem auch morphologisch gut erkennen.

Zur generellen Vergenz der Deckenbewegungen in der Moravischen Zone ist schließlich noch zu bemerken, daß die österreichischen Geologen seit SUESS und WALDMANN immer an einer Vergenz: Höheres gegen E-SE festhielten; oder mit anderen Worten, das Moldanubikum wurde ostvergent über das Moravikum und da genauer über das Thaya-Halbfenster geschoben. Im Zuge dieser Überschiebung entstand der interne Decken-

bau der Moravischen Zone, und dieser muß noch kilometerweit über den Westrand des Thayamassivs gegen Osten hin gereicht haben, denn auf eine solche Versenkung kann man aus der Metamorphose der Metagranite schließen, die auch beim HP 10 (Pulkau) noch ebenso stark ist, wie vergleichsweise im Venedigermassiv der Hohen Tauern.

Neuere Quarz-Korngefügeanalysen betrafen besonders den extrem ausgewalzten Bittescher Gneis, und da konnte R. RÖTZEL 1979 zwei Hauptdeformationen unterscheiden. Außer einer kräftigen Verschieferung und Achsenprägung im Einklang mit ostvergenten Deckenbewegungen gibt es auch Anzeichen einer kräftigen jüngeren Überprägung, die auf eine Durchbewegungsphase des Bittescher Gneises unter kälteren Bedingungen und mit Nordvergenz des Hangenden hinweisen.

Zur Altersfrage und Stärke der Metamorphoseakte im niederösterreichischen Anteil der Moravischen Zone (Abb. 2).

Im heutigen Mineralgehalt der Gesteine sieht man hauptsächlich die alles überprägende aufsteigende Regionalmetamorphose abgebildet, die zeitlich an die recht allgemeine Verschieferung (Deckentektonik) anschloß. Diese entspricht demnach der nachgranitischen Metamorphose WALDMANNs und wurde als mittelmoravisch eingestuft (WALDMANN, 1952; FRASL, 1968). - Vor dieser mußte es verbreitet sowohl eine Kontakt- als auch eine Regionalmetamorphose bis zur Migmatitbildung im Zusammenhang mit der Primärbildung (Aufschmelzung, Intrusion) der heutigen Gneismassen von der Thayamasse bis zum Bittescher Gneis gegeben haben. Diesen älteren Formenkreis bezeichnen wir als altmoravische Metamorphose. Die Existenz noch älterer Metamorphoseakte, die unabhängig von der Granitbildung gewirkt haben, ist zwar durchaus möglich. Solche Bildungen wären am ehesten im "Alten Dach" zu suchen, aber sie sind bisher trotz gewisser Anregungen von WALDMANN (1928) bisher noch nicht überzeugend abtrennbar. - Und schließlich hatten schon WALDMANN und PRECLIK eine streifenweise das Gebiet durchziehende retrograde Metamorphose gekannt, die sogar bewirkte, daß Teile des Alten Daches sichtlich zu chloritischen Schiefen umgewandelt wurden, und bei der in der Thayamasse z.B. Quetschzonen mit Weißschiefer entstanden sind, die am ehesten steil stehen und auch dem regionalen Streichen etwa angepaßt sind. - Am interessantesten und derzeit am besten erforschbar ist wohl die ungleichmäßige Stärke der aufsteigenden mittelmoravischen Regionalmetamorphose. Ich konnte schon in dem Exkursionsführer 1968 und genauer 1977 zeigen, daß sie in dem breitesten Querschnitt des Moravikums beim Messerner Bogen und bei der Pernegger Kulmination am stärksten ist (Almandin-Amphibolitfazies nach der damaligen Gliederung von H.G.F. WINKLER),

und gegen Osten hin ganz langsam ausklingt, wobei man aber den Metagraniten bei Pulkau gar nicht ansehen möchte, daß ihre Versenkung noch jener des Venedigergebietes entsprochen haben muß, denn die Albit/Oligoklas-Stabilitätsgrenze verläuft E von Pulkau!(Abb. Darüber hinaus war schon WALDMANN und PRECLIK bekannt, daß die Regionalmetamorphose auch gegen das Süd- und Nordende der Thaya-kuppel hin langsam abnimmt. V.HÖCK hat diese aufsteigende Regionalmetamorphose und ihre Verteilung in den Metapeliten erstmals in moderner, petrologischer Art dargestellt (HÖCK, 1975). Es ist aber gar nicht so selbstverständlich, die Wirkung einer einzigen Metamorphose zu studieren, denn wir befinden uns in einem Gebiet, das wahrscheinlich zu einem beachtlichen und noch gar nicht genauer abgrenzbaren Teil polymetamorph ist und es erfordert viel Erfahrung, aus den Schliffbildern der Gesteine die einzelnen Bildungsphasen, die eventuell magmatogenen und altmetamorphen Reliktzustände und die oft mehr oder weniger unausgereiften Überprägungen überzeugend auseinanderzuhalten.

So ist es also eines der Probleme, Bildungen einer schwachen älteren Kontaktmetamorphose noch zu erkennen, wenn darüber eine starke Verschieferung und regionalmetamorphe Überprägung bis Umprägung in Amphibolitfazies gegangen ist. WALDMANN hat in den Zwanzigerjahren solche Gesteine noch intuitiv z.B. als ehemalige Hornfelse angesprochen, aber bei den verbreiteten Staurolithen und Granat z.B. in Glimmerschiefern von Pernegg ist die von ihm angenommene ältere Bildung nicht aufrechtzuerhalten, die lokal auftretenden Hornblendegarbenschiefer haben sich an verschiedenen Stellen nicht als Kontaktbildungen, sondern als regionalmetamorphe Bildungen herausgestellt, die nach dem Deckenbau entstanden sind, und auch die Vesuviane können heute nicht mehr so wie damals als "Leitfossil" für die Kontaktmetamorphose gewertet werden. Aber die Zeit ist für die Klärung solcher petrogenetischer Probleme ebenso reif, wie z.B. für die Altersbestimmung und die strukturgeologische Analyse, und solche Arbeiten sind nun im Gange.

Jedenfalls gebührt den Heroen in der Erforschung dieses Gebietes Franz Eduard SUESS und Leo WALDMANN, aber auch K.PRECLIK, der meist im Schatten steht, alle Achtung für den ersten großen Erkenntnis-aufschwung, der über mindestens ein halbes Jahrhundert praktisch unangefochten dastand und somit einen festen Teil in der Geologie Österreichs bildete.

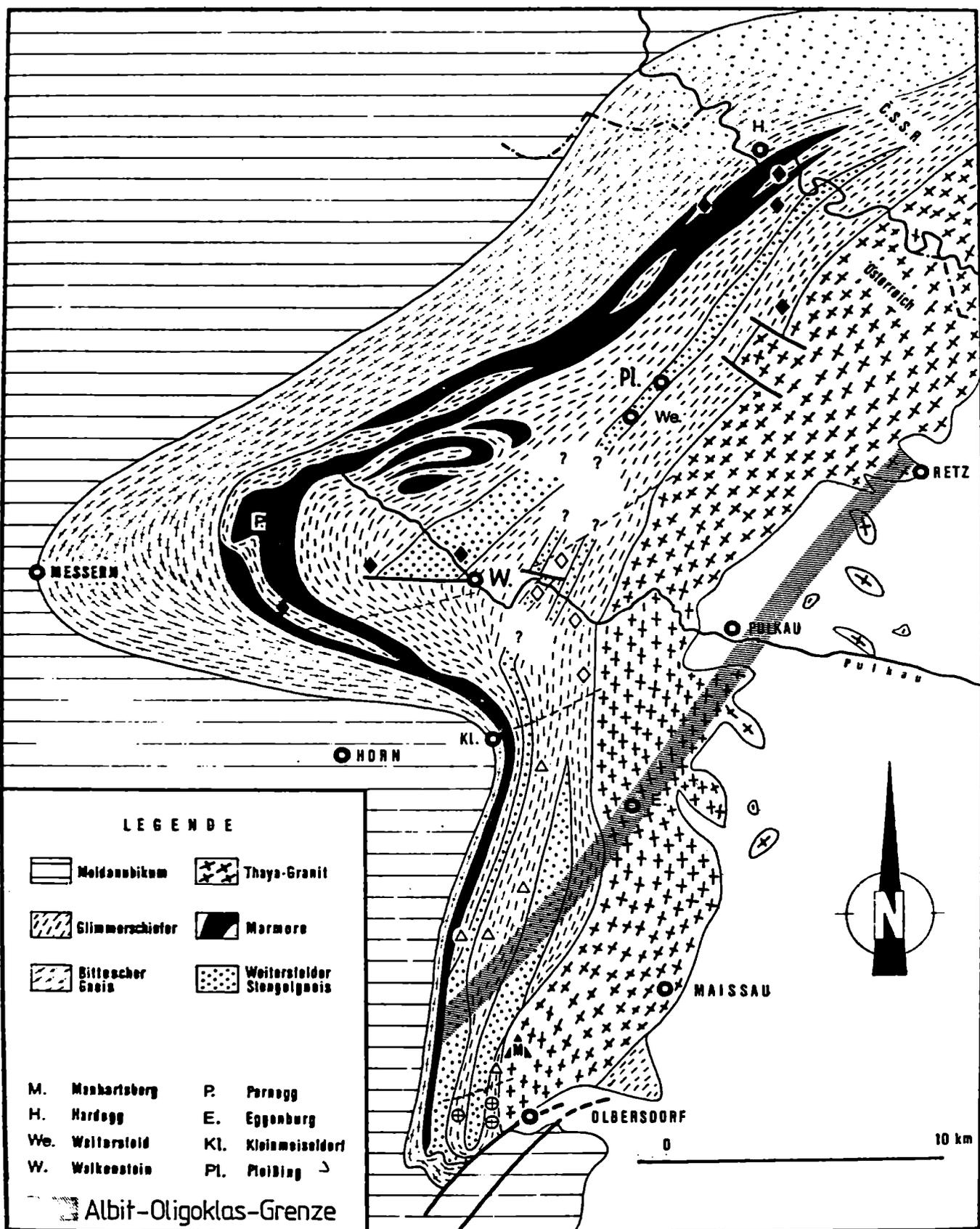


Abb.2: Geologische Übersichtsskizze des Moravikums (Stand 1974, aus HÖCK 1975) mit Mineralzonen in den pelitischen Gesteinen. Östlich der Albit/Oligoklasgrenze findet sich in den Gneisen ausschließlich Albit<sup>x</sup>, westlich dagegen Oligoklas und Andesin.

Mineralzonen

- ⊕ Phengit + Chlorit (Zone I)
- △ Biotit (Zone II)
- ◇ Biotit + Granat (Zone III)
- ◆ Granat + Staurolith (Zone IV)

<sup>x</sup> als Neubildung

Und übrigens können wir uns auch bei unseren heutigen Kartierungen manchmal nur mehr auf die alten Lokalbeschreibungen stützen, denn die betreffenden Aufschlüsse, Steinbrüche, Gruben und Wegraine sind in jüngerer Zeit vielfach durch großflächige Komassierungen oder durch Wegebauten oder Mülldeponien einfach verschwunden.

Abschließend kann ich aber doch auch der Hoffnung Ausdruck geben, daß wir hier in der Moravischen Zone offenbar endlich ein Stück Präkambrium in den Griff bekommen, auch wenn es in wahrscheinlich variszischer Zeit zum Teil kräftig verändert, also tektonisiert und metamorph überprägt worden ist. Man kann also hier für die Arbeit in anderen metamorphen und zum Teil polymetamorphen Gebieten gar manches lernen, und ist zugleich dadurch begünstigt, daß hier der Bau verhältnismäßig einfach ist.

TERTIÄR DER WEITEREN UMGEBUNG VON EGGENBURG , N.Ö.

(Allgemeine Grundlagen)

1 Figur, 1 Tabelle

Fritz F. STEININGER

EINLEITUNG

Tertiäre Sedimente finden sich in der weiteren Umgebung von Eggenburg vor allem im sogenannten Horner Becken und am Ost-Abfall der Böhmisches Masse im weiteren Raum von Pulkau - Eggenburg - Maissau - Hohenwarth, und werden zum Sedimentationsraum der Alpin-Karpathischen Vortiefe der Molasse-Zone gerechnet.

Bereits ab der Mitte des 19. Jahrhunderts waren vor allem die faziell reich gegliederten und fossilreichen marinen Sedimente des Unter-Miozäns gut studiert (ABEL, 1898; CZJZEK, 1853; FUCHS, 1900; HOERNES, 1851, 1870; ROLLE, 1859; SCHAFFER, 1910, 1912, 1914; SUESS, 1866).

Bei der Neugliederung des Neogens der Zentralen Paratethys wurden verschiedene Aufschlüsse dieses Raumes zur Charakterisierung des tiefsten Unter-Miozäns (des Eggenburgien, STEININGER & SENES, 1971) herangezogen. Am NE-E und SE Abfall der Böhmisches Masse wird das Eggenburgien im Raum von Pulkau - Zellerndorf - Limberg - Maissau - Grübern - Ravelsbach - Eggendorf - Mühlbach und Bösendürnbach von höherem Unter-Miozän (Ottangien und Karpatien), sowie Mittel-Miozän (Badenien) überlagert (GRILL, 1968, 1976). Ab dem Badenien sind in diesem Raum die fluviatilen Ablagerungen des Ober-Miozäns (Pannonien) weit verbreitet. Im Rahmen dieser Neugliederung des Neogens der Zentralen Paratethys ist es auch gelungen, die neu erstellte regionale Stufengliederung dieses Raumes mit der Stufengliederung des Mediterranen Raumes weitgehend zu korrelieren (vgl. Tab. 1; STEININGER & al. 1976; PAPP & STEININGER, 1979; RÖGL & STEININGER, 1983).

Im folgenden wird kurz auf die fazielle Ausbildung und generelle Verbreitung der tertiären Sedimente der einzelnen neogenen Stufen eingegangen und vor allem jene des Eggenburgien behandelt, die in mehreren Aufschlüssen während der Exkursion besucht werden.

Im höheren Teil dieser kontinentalen Serie kann ein allmählicher Übergang zum marinen Eggenburgien mit einer Wechselfolge von Braunkohleflözchen und Austernbänken beobachtet werden (Mold - Ma. Dreieichen, Tongrube Frings).

Diese kontinentale Serie ist im gesamten Horner Becken weit verbreitet, im W-E-Ast des Beckens generell grobklastischer entwickelt als im N-S-Ast. Ferner sind größere Vorkommen im Raum Obernholz - Diendorf und Kühnring zu beobachten.

Das marine Eggenburgien ist im Eggenburger Raum flächenhaft weit verbreitet, im Horner Becken nur in Form von Erosionsrelikten am E-Abfall des N-S-Astes zu beobachten.

#### 1.) Lithologisch begründete Schichtglieder im Horner Raum

(vgl. auch Faziesschema Fig. 1):

##### M o l t e r \_ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.112, p.130):

Sandige Mergel bis Feinsande, lokal mit gröberen Komponenten mit *Clithon* div.sp., *Melanopsis impressa*, *Pirenella plicata*, *Tympanotonus margaritaceus*, *Cerithium* div.sp., *Turritella terebralis* ssp., *Protoma cathedralis*, *Ocenebrina* div.sp., *Dorsanum* div.sp., *Anadara moltensis*, *Ostrea* div.sp., *Congerina*, *Chama* sp.

Haltepunkte 3 (Tongrube Frings) und 6 (Maigen)

##### F e l s e r / L o i b e r s d o r f e r \_ S c h i c h t e n

(STEININGER, 1971, p.105, p.157): Fein- bis Mittelsande mit Geröllagen und reicher hochmariner Molluskenfauna mit: *Turritella terebralis* div.ssp., *Protoma cathedralis* div.ssp., *Natica* div.ssp., *Xenophora*, *Strombus*, div. Cyproiden, Fusiden, Coniden, *Anadara fichteli*, *Glycymeris fichteli*, *Chlamys gigas* et ssp., div. Chlamiden, Mytiliden, Ostreiden, *Glossus* div.sp., *Chama*, *Laevicardium kübecki*, div. Cardiidae, *Pitar lilacinoides* et div.sp., *Tellina planata* etc. und Wirbeltierfauna.

Haltepunkte: 1 (Obernholz) und 3 (Tongrube Frings)

##### L i t h o t h a m n i e n - K a l k e (STEININGER, 1971, p.115):

Organogene Kalke mit Lithothamnien-, Echinodermen- und Molluskenresten.

2.) Lithologisch begründete Schichtglieder im weiteren Eggenburger Raum  
(vgl. auch Faziesschema Fig. 1):

M o l t e r \_ \_ S c h i c h t e n (siehe oben)

B a s a l e \_ \_ G r o b s a n d e (= Liegendsande) (STEININGER, 1971, p.134, p.146, p.154): Faunistisch den Loibersdorfer Schichten vergleichbar (s.o.), jedoch oft durchgehend als resche grobe Quarzsande entwickelt, z.T. direkt dem Kristallin aufliegend, oft mit Wirbeltierresten (*Metaxytherium* und *Brachiodus onoideus*).

Haltepunkte 5 (Eggenburg/Brunnstube) und 6 (Maigen)

G a u d e r n d o r f e r \_ \_ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.139): Fein- bis mittelkörnige Sande, z.T. Schluffe, oft mit Horizonten von Kalkkonkretionen (sog. "Mugeln") und grobklastischen Lagen mit typischer grabender Bivalvenfauna. Faunistisch den Loibersdorfer Schichten ähnlich (s.o.) Haltepunkte 5 (Eggenburg/Brunnstube) und 6 (Maigen)

E g g e n b u r g e r \_ \_ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.119): Organogene Kalksandsteine mit reicher Bryozoen- und/oder Lithothamnien-Führung und einer charakteristischen Pectinidenfauna mit: *Pecten hornensis*, *Pecten pseudobeudanti*, *Chlamys holgeri*, *Chlamys palmata crestensis*. Im Horner Becken lokal nur *E Breiteneich*.

Haltepunkte 5 (Eggenburg/Brunnstube) und 6 (Maigen)

Wie bereits oben ausgeführt, gehen die Molter Schichten kontinuierlich aus den basalen bunten kontinentalen Sedimenten hervor (Fig. 1), sie stellen einen lagunären, küstennahen, vom temporären, durch Süßwasserfluß beeinflussten Randfaziestypus dar, der räumlich und zeitlich vom Typus der Felser/Loibersdorfer-Fazies bzw. der Grobsandfazies vertreten werden kann. Diese Faziestypen entwickeln sich aus den Molter Schichten bzw. verzahnen damit (Fig. 1).

Im höheren Anteil kommt es dann zu immer feineren Sedimenttypen, die entweder in dem Felser/Loibersdorfer Typus enthalten sind oder als Lithothamnienkalke vorliegen bzw. im weiteren Eggenburger Raum als Gauderndorfer Schichten bezeichnet werden und kontinuierlich mit den tieferen bzw. seitlich vertretenden Schichtgliedern verbunden sind. Durch eine besonders in den randlichen Gebieten tief eingreifende Transgressionsphase bzw. Transgressionsdiskordanz werden die Eggenburger Schichten von den übrigen Schichtgliedern getrennt (Fig. 1).

EGGENBURGIEN (STEININGER & SENES, 1971; STEININGER, 1975)

Das Eggenburgien wird durch eine reiche großwüchsige Molluskenfauna charakterisiert: Chlamys gigas, Chlamys holgeri, Chlamys palmata crestensis, Pecten hornensis, Pecten beudanti, Anadara fichteli, Glycymeris fichteli, Laevicardium kübecki, Pitar lilacinoides, Arctica girondica, Crassostrea gingensis, Cr. crassissima, Diloma amedei, Turritella terebralis, T. eryna, T. vermicularis, T. turris etc.

Wesentlich ist das Erstauftreten von Globigerinoides quadrilobatus trilobus und Globoquadrina dehiscens, sowie von Uvigerina posthantkeni und U. parviformis (CICHA & al., 1971); einer reichen Ostracodenfauna (KOLLMANN, 1971) und einer Wirbeltierfauna mit Metaxytherium und Brachiodus onoides (DAXNER-HÖCK, 1971). In letzter Zeit wurden Nannofloren der Zone NN1/NN2 - NN2 durch C. MÜLLER und E. MARTINI nachgewiesen (STEININGER & al., 1976).

Das Eggenburgien entspricht somit dem höheren Aquitanien und tiefstem Burdigalien der Mediterranen Gliederung (vgl. Tab. 1).

Im gesamten Raum der Zentralen Paratethys lagern die Sedimente des Eggenburgien transgressiv.

Im Raum von Eggenburg und Horn finden sich die marinen Sedimente des Eggenburgien transgressiv z.T. direkt über kristallinen Gesteinen (z.B. Haltepunkt 6: Maigen; Haltepunkt 5: Eggenburg/Brunnstube) oder liegen transgressiv bzw. gehen aus einer bunten kontinentalen Serie hervor (z.B. Haltepunkt 1: Obernholz; Haltepunkt 3: Tongrube Frings): Schichtfolge der St.Marein - Freischling Formation.

Diese St.Marein - Freischling Formation ist eine Folge von schlecht gerundeten bzw. klassierten Schottern (Raum Altenburg - Strögen), Grob- bis Feinsanden mit noch erhaltenen Feldspäten (Raum N Frauenhofen, bei Kotzendorf) und z.T. kaolinreinen Tonen (Horn, Breitenreich, Tongrube Frings). Im Horner Becken finden sich darin häufig verkieselte Hölzer (Raum Altenburg, Strögen, St.Bernhard), seltener Blattfloren (Horn) und Pollenfloren. Die Pollenfloren weisen auf Latdorfisches bis Eggenburgisches Alter hin. Die höchsten Floren in der Tongrube Frings zeigen weitgehende Übereinstimmung mit Floren aus dem marinen Eggenburgien der Brunnstube in Eggenburg (HOCHULI, 1976).

OTTNANGIEN (PAPP, RÖGL & SENES, 1973; RÖGL, 1975)

Das Ottnangien wird in diesem Raum von sandigen, z.T. dunklen Mergeln mit Fischschuppen, Diatomiten und in der küstennahen Fazies durch Kohlesedimente (z.B. Langau) und Ostreenfazies vertreten.

KARPATIEN (CICHA, SENES & TEJKAL, 1967; CICHA, SENES & STEININGER, 1975)

Mikrofaunistisch konnten von GRILL (1976) im Raum von Parisdorf bei Maissau und weiter gegen NE in vereinzelt Proben in Mergeln karpatische Faunen beobachtet werden.

BADENIEN (CICHA, PAPP, SENES & STEININGER, 1975)

In Mergelfazies reicht marines Badenien aus dem Raum von Ziersdorf wahrscheinlich bis nach Ravelsbach, bzw. aus dem Südosten in den Raum von Langenlois, Straß, Krems ins Donautal bzw. in den Raum Göttweig. In Form des Hollenburger-Karlstettener Konglomerates mit marinen Faunen konnte es von GRILL bis zum Heiligstein über dem Perm von Zöbing nachgewiesen werden. Wahrscheinlich gehören auch die sandigen Schotter über dem Eggenburgien bei Obernholz (Haltepunkt 1: Obernholz) zum Badenien.

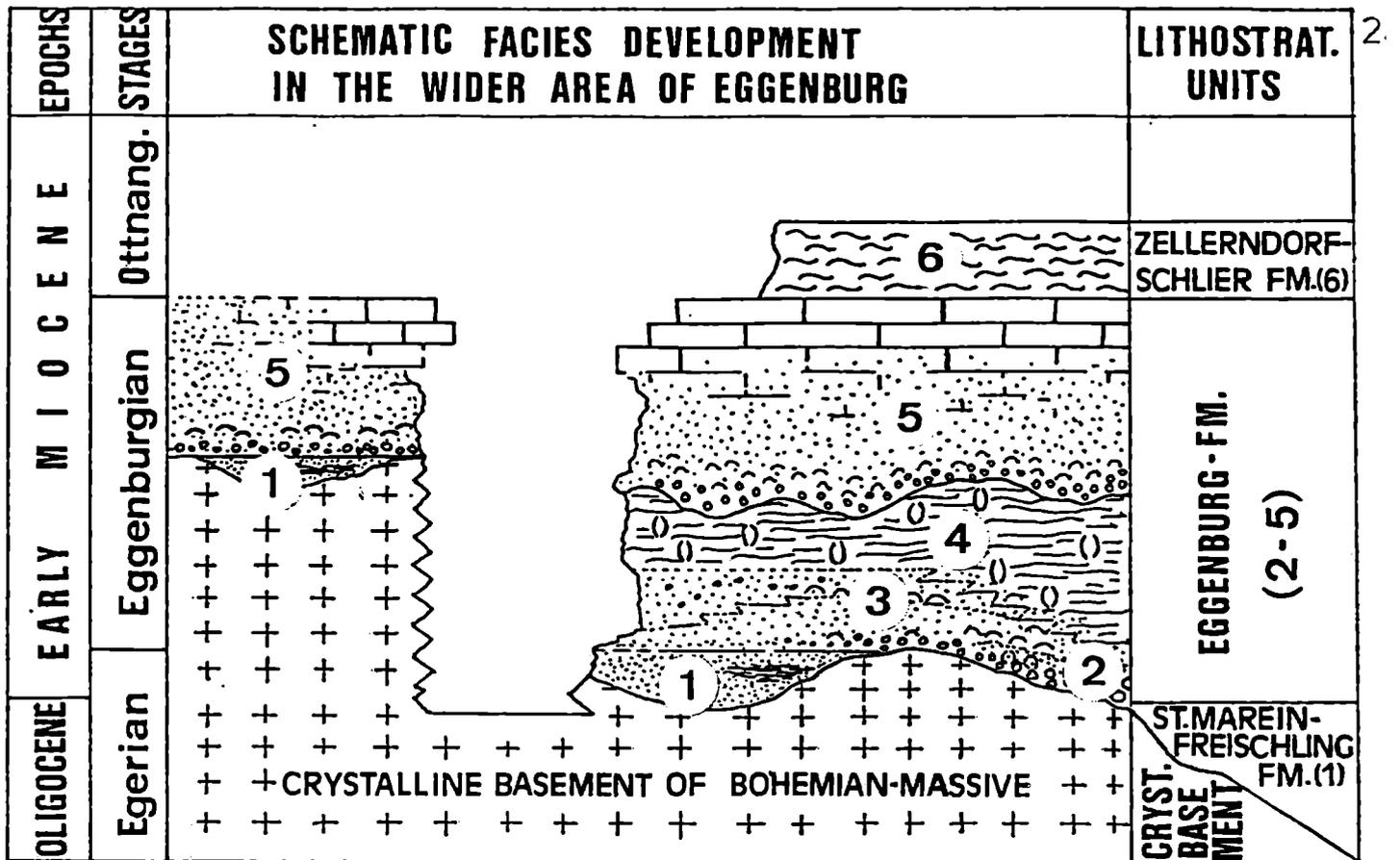
SARMATIEN (PAPP, SENES & MARINESCU, 1974; PAPP & STEININGER, 1975)

Die Fazies des Unter-Sarmats reicht transgressiv aus dem Wiener Becken über Hollabrunn und Ziersdorf bis in den Raum von Langenlois (PAPP, 1962).

PANNONIEN (PAPP & STEININGER, 1975)

Das Unter-Pannon reicht in mergeliger ostracodenführender Fazies aus dem Wiener Becken über Hollabrunn und Ziersdorf bis in den Raum von Langenlois, wie dies neuerdings von GRILL (1974) nachgewiesen werden konnte.

Weit verbreitet ist jedoch die fluviatile Schotterfazies in Form der Hollabrunner-Mistelbacher Schotterflur, die heute als morphologisch markanter Rücken aus dem Langenloiser Raum über Hohenwart-Ziersdorf-Hollabrunn nach Mistelbach ins Wiener Becken reicht.



Figur 1 : Faziesverhältnisse im weiteren Raum von Eggenburg:

Oligozän und tiefes Unter Miozän:

St.Marein - Freischling Formation:

1 -: kontinentale Sedimente mit verkieselten Hölzern, Blattresten und Pollenfloren.

Alter: Einstufung durch Pollenfloren:

Latdorfien (Kiscellian) bis Egerien bis tiefstes Eggenburgien

Unter Miozän :

Eggenburg Formation:

2 -: basale Sande und Gerölle mit Austernbänken (= Basissande, Liegend-, Molter Schichten)

3 -: Grob- bis Feinsande mit typischen Molluskenfaunen (Liegender Sande, Loibersdorfer Sande, Felser Sande)

4 -: Feinsande bis Pelite mit reicher Molluskenfauna (Gauderndorfer Sande)

5 -: Molluskenlumachellen, Kalksandsteine bis biogene Sandsteine (Eggenburger Schichten, Zogelsdorfer Sandstein etc.)

Alter: Eggenburgien

Zellerndorf - Schlier Formation :

6 -: dünn-schichtige, dunkle, kalkfreie Pelite mit Fischresten (Zellerndorfer Schlier)

Alter: Ottnangien

| GEOCHRONOMETRIC SCALE IN MILLION YEARS | MAGNETIC POLARITY EPOCHS | EPOCHS                 | CHRONOSTRATIGRAPHIC STAGE - SYSTEMS<br>MEDITERRAN. & PARATETHYS |                     |                     | BIOSTRATIGRAPHIC ZONATIONS         |   |   |   | EUROPEAN MAMMAL AGES<br>ALBERDI & AGUIRRE, 1977<br>RABEDER, 1981 | NORTH AMERICAN MAMMAL AGES<br>BERGGREN, 1981 |                 |
|--|--------------------------|------------------------|---|---------------------|---------------------|------------------------------------|---|---|---|--|--|-----------------|
|  |                          |                        | MEDI-TERRAN-EAN   | CENTRAL PARA-TETHYS | EASTERN PARA-TETHYS | PLANKTONIC FORAMINIFERA BLOW, 1969 | CALCAREOUS NANNO-PLANKTON / MARTINI, 1971 | SPORO. - PALYNO MORPHIA - ASSEMBLAGE ZONES BENDA & MEULENKAMP, 1979 | EUROPEAN LAND - MAMMAL ZONES MEIN, 1979 |  |  | IRVING - TONIAN |
| 1                                      | BRUNH                    | PLEISTO-GENE<br>0.7 L. |   |                     | BAKUNIAN            |                                    | NN 21                                     |   |   |  |  |                 |
| 2                                      | MATU-YAMA                |                        | 1.8   | CALABRIAN           |                     | APSCHERONIAN                       | N 22                                      | NN 19   | MNO 20                                  | BIHARIAN   |  | IRVING - TONIAN |
| 3                                      | 3 GAUSS                  | PLIOCENE<br>3.4        | PIACENZIAN  | ROMANIAN            | AKTSCHAGYLIAN       | N 21                               | NN 18                                     | MNO 19  | VILLANYIAN                              |  |  |                 |
| 4                                      | GILBERT                  |                        | EARLY   | ZANCLEAN            | DACIAN              | KIMMERIAN                          | N 20                                      | NN 16   | MN 17                                   | OR   |  | BLANCAN         |
| 5                                      |                          | LATE                   |   |                     |                     | N 19                               | NN 15                                     | MN 16   | VILLAFRANCH.                            |  |  |                 |
| 6                                      |                          |                        | MESSINIAN   |                     |                     |                                    | N 18                                      | NN 12   | MN 15                                   | RUSCINIAN  |  |                 |
| 7                                      |                          | MIDDLE                 |   | PONTIAN             | PONTIAN             |                                    | NN 11                                     | MN 14   |   |  | HEMPHILLIAN                                  |                 |
| 8                                      |                          |                        |   |                     |                     |                                    | N 17                                      |   | MN 13                                   | TUROLIAN   |  |                 |
| 9                                      |                          | EARLY                  | TORTONIAN   |                     | MAEOTIAN            |                                    | N 16                                      | NN 10   | MN 12                                   |  |  |                 |
| 10                                     |                          |                        |   | PANNONIAN           |                     | CHERSONIAN                         |   | NN 10   | MN 11                                   | TUROLIAN   |  |                 |
| 11                                     |                          | LATE                   |   |                     | L. BESS-ARABIAN     |                                    | N 15                                      | NN 9  | MN 10                                   | VALLESIAN  | CATALONIAN                                   |                 |
| 12                                     |                          |                        |   |                     |                     | "SARMATIAN"                        |   | N 14  | NN 8                                    |  |  |                 |
| 13                                     |                          | MIDDLE                 | SERRAVALLIAN  | SARMATIAN           | VOLHYNIAN           |                                    | N 13                                      | NN 7  | MN 9                                    |  |  |                 |
| 14                                     |                          |                        |   |                     |                     |                                    | N 14                                      | NN 8  | MN 8                                    | ASTARACIAN   |  | CLARENDONIAN    |
| 15                                     |                          | EARLY                  |   |                     | KONKIAN             |                                    | N 12                                      | NN 6  | MN 7                                    |  |  |                 |
| 16                                     |                          |                        |   | LANGHIAN            | BADENIAN            | KARAGANIAN                         |   | N 11  | NN 5                                    | MN 6   |  | BARSTOVIAN      |
| 17                                     |                          | LATE                   |   |                     | TSCHOKRAKIAN        |                                    | N 10                                      | NN 5  | MN 6                                    |  |  |                 |
| 18                                     |                          |                        |   |                     |                     | TARCHANIAN                         |   | N 9   | NN 5                                    | MN 5   |  |                 |
| 19                                     |                          | EARLY                  |   | KARPATIAN           |                     |                                    | N 8                                       | NN 4  | MN 4                                    |  |  |                 |
| 20                                     |                          |                        |   | BURDIGALIAN         | OTTNANGIAN          | KOZACHURIAN                        |   | N 7   | NN 4                                    | MN 4   |  |                 |
| 21                                     |                          | LATE                   |   |                     | EGGENBURGIAN        | SAKARAU LIAN                       |   | N 6   | NN 3                                    |  |  |                 |
| 22                                     |                          |                        |   |                     |                     |                                    |   | N 5   | NN 2                                    | MN 3   |  | HEMINGFORDIAN   |
| 23                                     |                          | LATE                   | AQUITANIAN  |                     |                     |                                    |   | N 4   | NN 1                                    |  |  |                 |
| 24                                     |                          |                        |   | CHATTIAN            | EGERIAN             | CAUCASIAN                          |   | N 4   | NN 1                                    | MN 2   | AGENIAN                                      |                 |
| 25                                     |                          | OLIGO-GENE             |   |                     |                     |                                    | P 22                                      | NP 25   | MN 1                                    |  | ARIKAREAN                                    |                 |

Tabelle 1 : Korrelation der regionalen Chronostratigraphischen Stufen des Mittelmeerraumes, biostratigraphische Zonierungen und europäische und nordamerikanische Säugetier-Alter (STEININGER und RÖGL, 1983).

Exkursionsroute:

Abfahrt: Wien 1., Liebenbergdenkmal, 7,30 Uhr

Route: Wien - Autobahn Korneuburg-Stockerau - Bundesstraße 4 - Großweikersdorf - Ziersdorf - Großmeiseldorf - Hohenwart - Mühlbach - Bösendürnbach - Oberholz (Punkt 1: Tertiär) - Manhartsbergstraße - Kriegenreith - Freischling - Tongrube Frings (Punkt 2: Tertiär) - Kotzendorf - Teichweisenbachprofil (Punkt 3: Kristallin) - Buttendorf - Harmannsdorf - Reinprechtspölla - Kühnring - Eggenburg (Mittagspause: Stadthotel "Zur Sonne", Kremserstraße) - Eggenburg: Brunnstube (Punkt 4: Tertiär) - Maigen (Punkt 5: Tertiär) - Kattau - Missingdorf - Schwarze Brücke (Punkt 6: Kristallin) - Therasburg (Punkt 7: Kristallin) - Theras - Weitersfeld (Punkt 8: Kristallin) - Passendorf (Punkt 9: Kristallin) - Pulkau (Punkt 10: Kristallin) - Zellerndorf - Guntersdorf - Hollabrunn - Stockerau - Wien.

Haltepunkt 1 : Oberholz

Thema: Tertiär: Eggenburgien (St.Marein - Freischling Formation, Loibersdorfer Schichten), Badenien ? (Hollenburger/Karlstettner-Konglomerat)

Ortsangabe: Aufgelassene Sandgrube der Fa.Hammerschmied (Eggenburg/Burgschleinitz), ca. 230 m WNW Oberholz und ca. 80 m S der Straße Oberholz-Schönberg (Blatt 21/Horn der ÖK 50)

Die liegenden kristallinen Gesteine sind heute in der Grube selbst nicht mehr aufgeschlossen.

Über dem Kristalin eine Serie von wechsellagernden Geröllen, Kiesen, Grob- bis Feinsanden mit Feldspaten und Tonlagen, die zum Teil aufgearbeitet und als Gerölle resedimentiert wurden. Die gesamte Serie, durch raschen horizontalen und vertikalen Sedimentationswechsel sowie bunte Verfärbung gekennzeichnet, ursprünglich 700-800 cm mächtig, heute weitgehend verstürzt. Als einzige Makrofossilien treten vereinzelt verkieselte Holzreste auf, die gesamte Schichtfolge wird der St.Marein - Freischling Formation zugerechnet. Diese ist altersmäßig auf Grund von Pollenfloren ins Oligozän / Unter Miozän zu stellen.

Es folgt ein transgressiver Zyklus von mehreren Geröll- und Sandhorizonten, die neben marinen Lebensspuren vor allem Chlamys gigas führen und insgesamt ca. 520-550 cm mächtig sind. Aus dem Transgressionszyklus hervorgehend ca. 120-150 cm mächtige Mittel- bis Grobsande, weißgelb bis hellbraun, z.T. resch, z.T. mürbsandsteinartig verhärtet mit drei deutlichen Schillhorizonten, die eine typische Fauna der Felser Sande/Loibersdorfer Schichten (s.o.) in Steinkernerhaltung führen.

Eine sandig-mergelige Schotterfolge schneidet transgressiv bis fast an die Oberkante der bunten kontinentalen Serie durch. Die Schotter, faust- bis kiesgroß mit vereinzelt größeren Blöcken, werden zum Großteil von Quarzen und Quarziten gebildet, häufig sind bräunliche Sandsteine, dunkle Kalke mit Kalzit adern, helle Dolomite und rötliche Hornsteine. Über den basalen Schottertasche eine Folge von gelben Feinsanden mit eingeschalteten ca. 10-15 cm mächtigen Mergelbändern und gegen Hangend wieder Schotterschnüre. Proben aus diesem Bereich blieben bisher fossillier. Die gesamte Schotterfolge könnte auf Grund

der lithologischen Ausbildung mit dem Hollenburger/Karlstettner Konglomerat (Badenien) verglichen werden. Schwierig erscheint eine Zuordnung zu der pannonen Hollabrunner-Mistelbacher Schotterflur.

Gegen Oberholz und Diendorf schaltet sich zwischen die pectinidenführenden Felser/Loibersdorfer Schichten des Eggenburgien und die Schotterfolge ein graues Mergelpaket mit Fischschuppen und einer Silicoflagellatenflora bzw. benthonischen Foraminiferenfauna ein, die für Ottnangien sprechen.

## Haltepunkt 2: Tongrube Frings

Thema: Tertiär: Eggenburgien (Bunte, kontinentale Serie, Felser/Loibersdorfer Schichten) (F.STEININGER)

Ortsangabe: Tongrube der Fa.Frings (Krems), ca. 850 m E Maiersch, bzw. ca 300 m SE der Kote 277 an der Straße Kotzendorf/Maiersch (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Die auf Grund wasserrechtlicher Schwierigkeiten heute zum Großteil geflutete Tongrube der Fa. Frings zeigt (1) einen kontinuierlichen Übergang aus der St.Marein - Freischling Formation in die marinen Sedimente des Eggenburgien, (2) einen deutlichen generell N-S verlaufenden Bruch, der für die junge N-S Rand-Konfiguration des Horner Beckens von Bedeutung ist.

Die westlich des Bruches aufgeschlossene Schichtfolge fällt generell mit 15-20° gegen Osten ein und zeigt im Liegenden 15-20 m: gelbbraune bis rostbraune grobkörnige, schlecht aufbereitete Sande, kaolinreiche, fette, z.T. leicht sandige, oft bunte Tone mit Sandlinsen und einer 60 cm mächtigen violetten, dunklen kohligen Lage. Mit scharfer Grenze folgt die hangende, 16-18 m mächtige, z.T. stark sandige Kohlentonserie: Im unteren Teil mit oft reschen, z.T. tonigen weißen bis schmutziggrau oder rostbraun verfärbten Sanden, in diese eingeschaltet 2 sandige Kohlebänder, das tiefste mit Anzeichen von Wurzelböden. Dieser sandige liegende Anteil geht mit einem sandigen Kohleton in den tonreichen Abschnitt der Kohlentonserie über. Hier findet sich im tiefsten Tonpaket ca. 270 - 300 cm über dem sandigen Anteil der Kohlentonserie eine ca. 70 cm mächtige Austernbank (*Crassostrea gryphoides*) mit durchwegs doppelklappigen Exemplaren in Lebensstellung. Es folgt ein Wechsel von Tonpaketen mit Kohlentonbändern, die Tone sind grau, grünlich bis braunviolett und stark zerfallend. Vereinzelt finden sich Bivalvenreste (*Polymesoda* ? sp.). Markant tritt dann ein 30 - 35 cm mächtiges Lignitflöz hervor, überlagert durch dunkle sandige Tone.

Mit einem limonitimprägnierten Horizont an der Basis folgen sandige Tonmergel, die in stark tonige Sande und dann in resche weiße mittel- bis feinkörnige Quarzsande übergehen, an deren Basis ein Geröllhorizont mit Quarz-, Ton- und Kohlentongeröllkomponenten liegt. Bemerkenswert sind die Lebensspuren vom Typus

Ophiomorpha in den Quarzsanden, welche auf rein marines Ablagerungsmilieu dieser Sedimente wahrscheinlich ab dem limonitimprägnierten Horizont hinweisen. Diese marine Serie ist ca. 3 - 3,7 m mächtig und entspricht wahrscheinlich den Loibersdorfer Schichten.

Gekappt werden diese Sande durch einen ca. 270 cm mächtigen Horizont mit Blockschuttmaterial, Hauptanteil: Bittescher Gneis, der im oberen Teil deutliche Froststauchungserscheinungen zeigt. Darüber folgt "Gneisschutt"-Boden mit Fließstrukturen, darin wurzelnd der rezente Boden.

Östlich des Bruches finden wir schlecht aufbereitete Grobsande, die den Sanden an der Basis des Profils westlich des Bruches gleichen und entlang des Ostendes des Horner Beckens weit verbreitet sind. Über diesen Sanden folgen meist sandige Tone, aus welchen die brackisch-marinen Molter Schichten hervorgehen.

Der Verlauf des hier aufgeschlossenen Bruches läßt sich gut mit der generellen Richtung des E-Randes des Horner Beckens in Einklang bringen, sowie mit den Ergebnissen einer Bohrung bei Mörtersdorf und einem weiteren aufgeschlossenen Bruchteil in einer Sandgrube SE Breiteneich.

### Haltepunkt 3: Teichwiesenbachtal

Thema: Profil durch die hangenden Anteile des Moravikums,  
Bittescher Gneis, Glimmerschiefer, Marmore, Metatonalite.

Ortsangabe: Profil durch das Teichwiesenbachtal zwischen Kotzen-  
dorf und Buttendorf

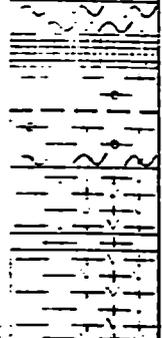
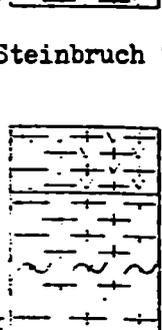
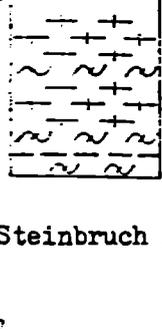
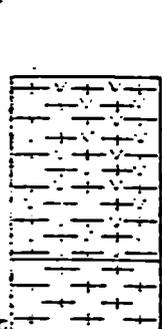
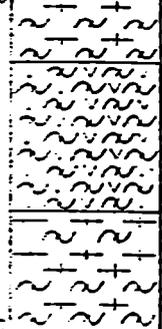
Dieses W-E Profil durch die hangenden Serien des Moravikums wurde dank der intensiven Straßenerweiterung zwischen Kotzendorf und Buttendorf zwischen Herbst 1982 und Sommer 1983 als nahezu lückenloser Aufschluß noch vor der Exkursion fertiggestellt.

Die noch provisorische Säulenprofil-darstellung soll den Exkursions-  
teilnehmern die Möglichkeit zur Diskussion erleichtern.

Die Darstellung der Klüfte und Störungen soll die dominierenden  
Streichrichtungen der Bruchlinien im Kartenbild veranschaulichen  
(Müller-Fähnchen projiziert auf die untere Lagenkugel).

Aufgabe dieses Profils soll vor allem eine Dokumentation des Mo-  
ravikums im Mittelabschnitt (zwischen Schönberg und Horn) sein,  
da es bisher in diesem Bereich keinen derartigen Aufschluß gegeben  
hat.

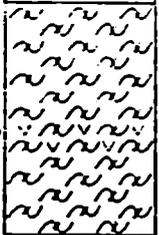
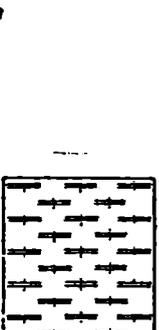
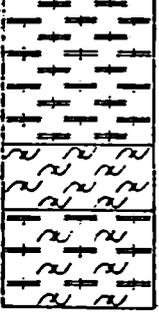
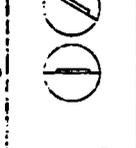
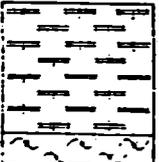
Da in der kurzen Zeit noch keine intensive Probenaufsammlung er-  
folgen konnte, sind noch keine detaillierten neuen Ergebnisse geo-  
logischer und petrologischer Natur vorlegbar, doch wird dieses Pro-  
fil weiter bearbeitet.

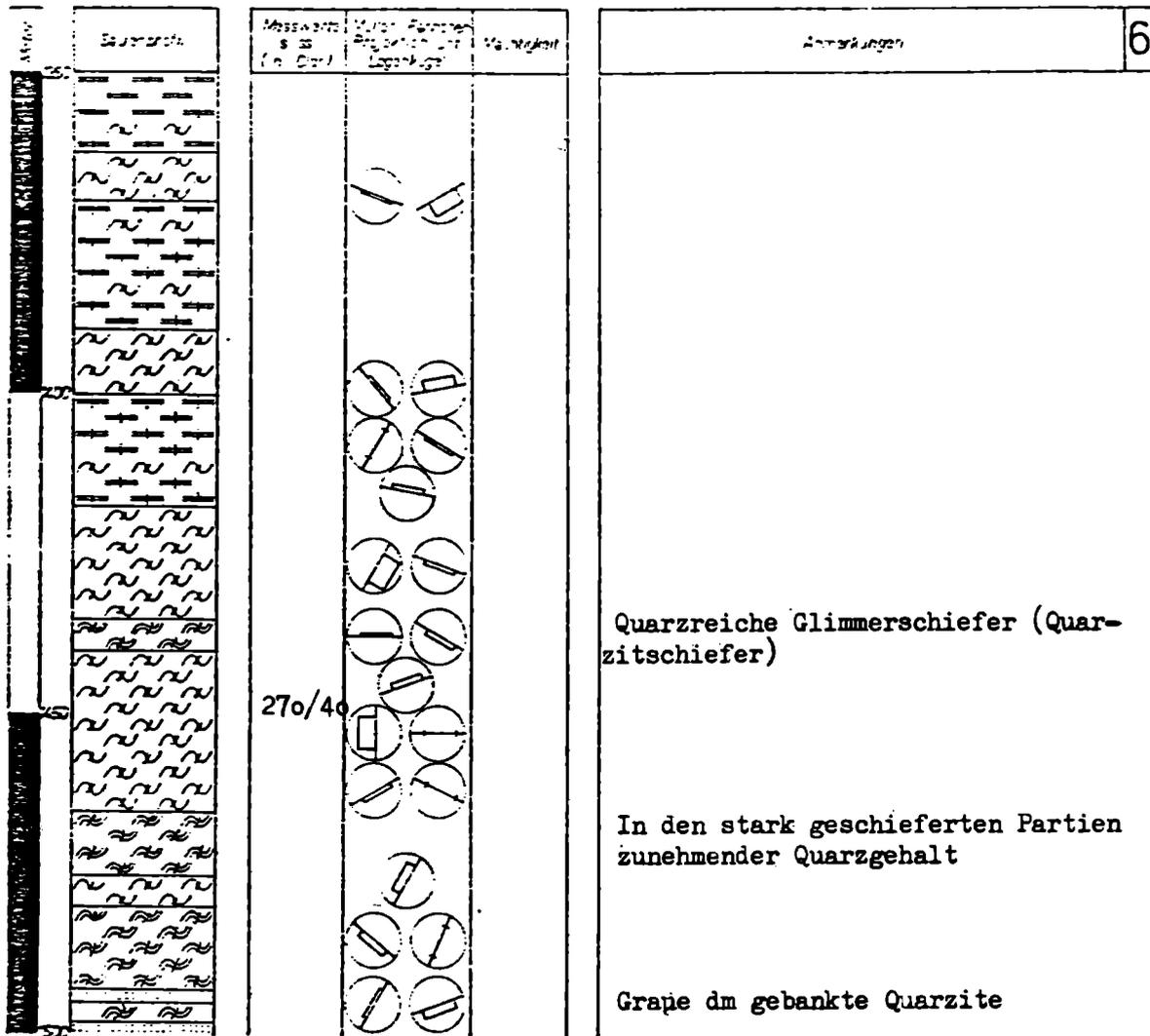
| Menge | Einzelschicht  | Messwerte<br>s. S.<br>in Carl | Voller Fächer<br>Projektion und<br>Lagenfolge                                       | Mächtigkeit | Anmerkungen   |
|-------|--|-------------------------------|---|-------------|---|
|       |                       |                               |    |             | <p>1</p> <p>Glisch; dklgraubraun, feinschuppig bis serizitisch; ? phyllonitisch?<br/>Mylonit hellgrbrn; sandig-grusig<br/>Bittesche Gneis; dünnbankig, gefältelt, Kf-Augen. Zwischen den einzelnen Bänken mm dünne Biotitschieferlagen.<br/>Schutt von B.G.<br/>Dm dicke helle Lagen von B.G.<br/>Schutt von B.G. (Sackung)</p> |
|       | <p>Steinbruch 1</p>   | 270/35                        |   |             | <p>Dm dicke helle B.G.-Bänke mit Kf-Augen (2-4 mm ø)<br/>Dünnbankige B.G.-Bänke wechsellagernd mit Bi.Sch.<br/>Feinlagige Gneise (mm)<br/>Braune dünnbankige B.G.<br/>Bi.Schiefer in dickbankigen (1-2 dm) B.G.<br/>Biotitschiefer wechsellagernd mit dünnen Amphibolitlagen</p>  |
|       | <p>Steinbruch 2</p>  | 280/40                        |   |             | <p>Aufgelockerter Schichtverband<br/>Feinlagige Gneise<br/>Bi.Sch. im Schutt<br/>Verrutscht im Schichtverband</p>   |
|       |                     | 290/30                        |   |             | <p>Bi.Sch. mit B.G. wechsellagernd; an den Grenzflächen Verdrückung, chloritisiert.<br/>Massiger B.G. 0,5 - 0,75 m Bankung<br/>Bi.Sch. mit Chloritisierung</p>  |
|       |                     |                               |  |             |   |

| Meter | Säulenprofil | Masswerte<br>s ss<br>(n. Chr) | Mukor Fährner<br>Projektion und<br>Lagerungsl | Mächtigkeit | Anmerkungen  |
|-------|--------------|-------------------------------|---|-------------|--|
|       |              | 290/40                        |   |             | <p style="text-align: right;">2</p> <p>B.G. massig, Chloritbeläge an den s-Flächen; Quarzschlieren<br/>Quarzkluft<br/>Dm gebankter heller B.Gi</p> |
| 300   |              | 250/30                        |   |             | <p>Grobkörnige, helle B.G. Muskowit auf den s-Flächen (1 - 3 mm<math>\phi</math>)</p>  |
| 400   |              | 250/30                        |   |             | <p>Steinbruch 3</p>  |
| 500   |              |                               |   |             | <p>Schwach gebänderter B.G., Chlorit auf den s-Flächen</p>   |
| 520   |              |                               |   |             | <p>Dünnbankiger B.G.</p>   |

| Meter               | Säulenprofil | Messwert<br>s ss<br>(n. Cnr) | Müller Fähnchen<br>Projektion unt.<br>Lagenkugel | Mächtigkeit | Anmerkungen  | 3 |
|---------------------|--------------|------------------------------|--|-------------|--|---|
| <b>Steinbruch 4</b> |              |                              |  |             |  |   |
| 550                 |              | 260/35                       |  |             | Dickbankiger B.G. (0,5m), gebändert, Kf-Augen; aplitisch.  |   |
| 600                 |              |                              |  |             | Grünlicher B.G. mit rötlichen Kf-Augen. Schichten von mm Dicke in grün und weiß alternierend (?Metatuff - Metatuffit?).  |   |
| 650                 |              |                              |  |             | Schutt von Kalksilikatschiefern.   |   |
| 550                 |              |                              |  |             | Aufgelockertes Blockwerk von Marmor.   |   |
| 700                 |              | 270/35                       |  |             | Massige Marmorlage, grau - graublau<br><b>Kalkglimmerschiefer</b><br>Marmor grau   |   |
| 750                 |              | 255/35                       |  |             | Dunkelgrauer bis schwarzgrauer Marmor<br>Gelblich verwitternder Marmor<br>Dunkelgrauer feinkörniger Gneis<br>Biotitschiefer<br>Gneis z.T auch quarzitisch<br>Biotitschiefer<br>Gelblich verwitternder Marmor |   |
| 800                 |              |                              |  |             | Gneis der "Metatonalitisserie" stark geschiefert (Schiefergneis)<br><br>Kompakte dm mächtige Gneislagen  |   |

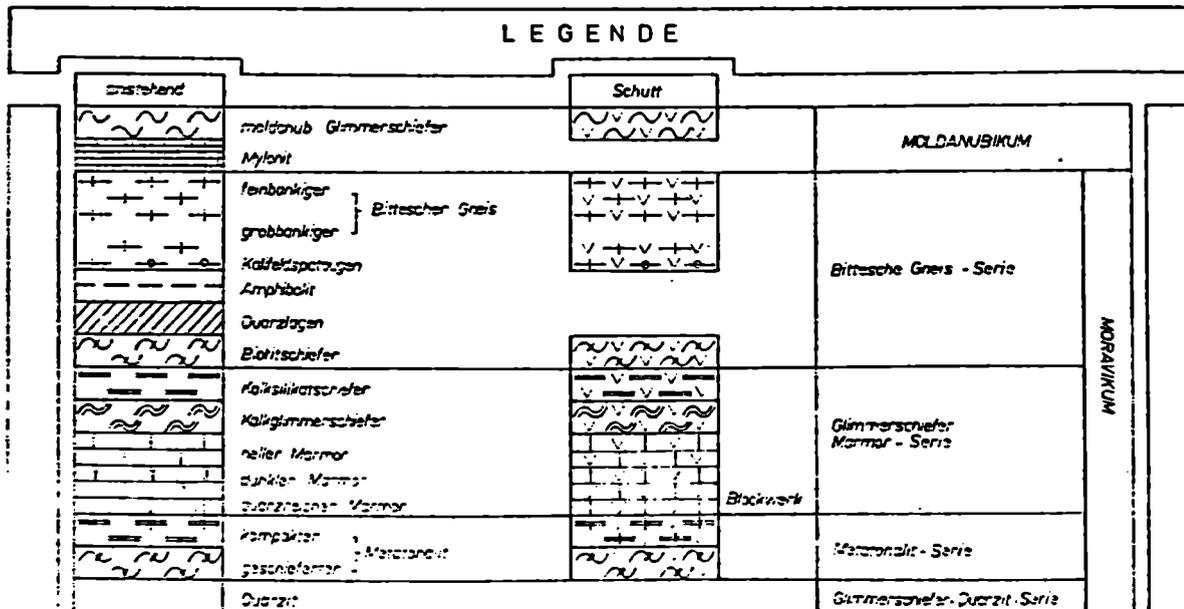
| Mäxter | Saulenprofil | Messwerte<br>s ss<br>(n. Daz) | Muller Fahrten<br>Projektion un.<br>Logarithm | Mächtigkeit | Anmerkungen  | 4 |
|--------|--------------|-------------------------------|---|-------------|--|---|
|        |              | 270/35                        |   |             | Dünbankige bis geschieferte Gneise mit überwiegend feinkörnigen Feldspäten. Dunkelgrau bis schwärzlich (graphitisch) Grau. |   |
| Graben |              | 240/35                        |   |             | Kompakte Gneislage ("Metatonalit")<br><br>Phacoidale Zerschierung durch 2.s.   |   |
|        |              | 250/40                        |   |             | Quarzklüfte und -schnüre in feinschichtigen Gneisen.   |   |

| Asym | Säulprofil  | Messwert<br>s ss<br>(n Carr) | Mittlerer Fährchen<br>Eintrag und<br>Lagekugel                                      | Mächtigkeit | Anmerkungen  | 5 |
|------|---|------------------------------|---|-------------|--|---|
|      |                        |                              |    |             |  |   |
| 750  | Graben  |                              |   |             |  |   |
| 200  |                      | 280/50                       |  |             | <p>Massige, grobkörnige dunkle Gneise<br/>(Feldspäte 1-1,5 mm Ø). Bankung im<br/>dm Bereich.</p> |   |
| 250  |                      |                              |  |             | <p>Wechselagerung von geschieferten<br/>und kompakten Gneistypen.</p>                            |   |
| 300  | Steinbruch 5<br><br> |                              |  |             | <p>Kompakte dm gebankte Gneise</p>   |   |



Steinbruch 6

Westlichstes Haus von Buttendorf am rechten Ufer des Teichwiesenbaches



Profilaufnahme: W.VETTERS und H.OBENHOLZNER

#### Haltepunkt 4    Eggenburg: Brunnstube

Thema: Tertiär: Eggenburgien ("Liegendtegel" bzw. Grobsande, Gauderndorfer-Schichten, "Molassesandstein" = "Brunnstubensandstein" bzw. Eggenburger Schichten)

Ortsangabe: Unmittelbar westlich des Straßendamms für die Bundesstraße 38 an der SSE Stadteinfahrt von Eggenburg (Blatt 21/Horn der ÖK 50)

Als klassischer Aufschluß "Brunnstube" wird der Talschluß des Urtlbaches bezeichnet, der heute durch die Neutrassierung der Bundesstraße 38 (Umfahrung Eggenburg) durch den Straßendamm in zwei Abschnitte geteilt wurde.

Durch die Bemühung der Stadtgemeinde Eggenburg und der N.Ö.-Landesregierung entsteht hier ein künstlicher Aufschluß, der später zum Naturdenkmal erklärt werden soll.

Das liegende Kristallin (Granite) wurde noch nicht erreicht, ist jedoch im Verlauf des hier ausmündenden Wasserstollens Krahuletz-Museum - Brunnstube mehrmals angefahren und tiefgründig verwittert aufgeschlossen. Über diesem Kristallin folgt ein grobsandiger Kies- und Geröllhorizont mit Anreicherung von Knochenresten (bes.: *Metaxytherium*, *Brachiodus* etc.).

Über diesem basalen Geröllhorizont folgen im Stollen graublaue Mergel = "Liegendtegel" und aufgeschlossen grobsandige z.T. kiesführende dunkle Mergel, die gegen den Talausgang zu durch Grobsande = "Liegendsande" (FUCHS, 1900) vertreten werden, bzw. damit verzahnen. Bemerkenswert eine reichere benthonische Foraminiferen- und Ostracodenfauna sowie individuenreiche, jedoch artenarme Molluskenfauna (*Turritella* div.spec., *Paphia* sp., *Panopea*) (STEININGER, 1971, S.123). Von HOCHULI (1976) wurde eine charakteristische Pollenflora beschrieben. Dieses Schichtpaket ist derzeit nicht aufgeschlossen.

Aus diesem Schichtpaket gehen lithologisch und faunistisch typische Gauderndorfer Schichten hervor. Im aufgeschlossenen Teil der Brunnstube finden sich im Bereich der Basis Gerölle und etwas höher eine mächtige Konkretionslage (bis 130 cm); ansonst handelt es sich um Silte bis Feinsande mit Schillagen, die insgesamt ca. 190-230 cm mächtig sind. Fauna s.o. und vgl. STEININGER 1971, S.125.

"Molassesandstein" (SUESS, 1866) bzw. "Brunnstubensandstein" (ABEL, 1898) - unter diesen beiden Bezeichnungen wurden organogene fein- bis grobsandige, z.T. sandsteinartig verfestigte Molluskenschille beschrieben. Sie folgen mit deutlichem Transgressionskontakt über den Silten und Feinsanden der Gauderndorfer Schichten. Die reiche Molluskenfauna führt viele grabende Bivalven z.T. in "Lebensstellung", d.h. Siphonalöffnung gegen Hangend gerichtet, und damit ähnelt diese Fauna der Fauna der Gauderndorfer Schichten. Es finden sich jedoch bereits die charakteristischen Pectiniden der Eggenburger Schichten, so daß auf Grund der Lithologie, der Fauna und der regionalen transgressiven Tendenz dieses Schichtglied eher zum Komplex der Eggenburger Schichten zu zählen ist. Im aufgeschlossenen Bereich finden sich zu unterst blaugrauer harter Molluskensandstein (ca. 70-80 cm), darüber bräunliche mürbe Molluskensandsteine (ca. 130-140 cm) und zu oberst graue, wenig verfestigte Molluskensandsteine (ca. 150-160 cm).

Eine z.T. deutlich ausgebildete Diskontinuitätsfläche trennt diesen Molluskensandstein von z.T. bankig gelagerten hellgrauen Kalksandsteinen. Sie werden durch Ostreen- bzw. Pectinidenbänke, Partien mit Bryozoenrasen und Molluskenslagen gegliedert. Dieses Schichtglied ist z.T. als organogener Kalksandstein, z.T. als Mürbsandstein ausgebildet. In der Brunnstube findet sich als hangendste Partie eine Molluskenbank. Regional folgt im Raum von Eggenburg darüber Bryozoen- und Lithothamniengrus mit einer reichen grabenden Echinodermenfauna. Gesamtmächtigkeit dieses Komplexes in der Brunnstube 470 - 520 cm. Fauna vgl. STEININGER (1971, S.126 ff.).

Haltepunkt 5    Maigen (Sandgrube Stranzl)

Thema: Tertiär: Eggenburgien (Molter Schichten, Grobsande, Gauderndorfer- und Eggenburger Schichten)

Ortsangabe: heute stillgelegte Sandgrube der Fa. Stranzl (Eggenburg) an der Straße Eggenburg-Maigen.Sigmundsherberg, ca. 700 m SE der Ortschaft Maigen (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Die Grube wird durch einen NNE-SSW verlaufenden Verwurf, der mit ca. 40-45° gegen Westen einfällt, in einen West- und Ostteil getrennt. Im Westteil ist das liegende Kristallin derzeit nicht aufgeschlossen, es folgen:

Molter Schichten/Loibersdorfer Schichten aus Mittel- bis Grobsanden, z.T. Feinkies, mit reichem Fossilinhalt - auffällig Pirenellen, Tellinen, die z.T. ungerichtet als Schalenbruchstücke im Sediment verteilt sind. Eingeschaltet finden sich Austern- und Mytilusbänke, die 20-60 cm mächtig werden. Diese tieferen Schichtpakete, ca. 130-145 cm mächtig, stellen den Anteil der Molter Schichten dar.

Daraus kontinuierlich hervorgehend Mittelsande bis Feinkiese, gelblichgrau bis hellolivgrün mit reicher Bivalvenfauna (Veneriden, Cardien, Tellinen) an der Basis, Tellinenbändern und Turritellenbändern im oberen Abschnitt. Dieses höhere Schichtpaket, ca. 240-260 cm mächtig, stellt den Anteil der Loibersdorfer Schichten dar.

Es geht in ein mittelkörniges Quarzsandpaket über, ca. 130 cm mächtig, über welchem das im Ost-Teil der Grube gut aufgeschlossene Schrägschichtungspaket folgt. Die letzten beiden Schichtglieder müssen faziell zu den sogenannten Grobsanden gerechnet werden.

Im Ostteil ist das liegende Kristallin mit verwitterten, z.T. kaolinisierten Phylliten aufgeschlossen.

An der Basis Mittel- bis Grobsandpaket mit Geröllen, hauptsächlich Quarzite und Phyllite, über dem Kristallin Austernbänke, insgesamt ca. 70 cm mächtig. Darüber folgen mehrere waagrecht geschichtete Mittel- bis Grobsandpakete ohne

Gerölle, insgesamt ca. 120-140 cm mächtig. Diese beiden Schichtglieder vertreten die im Westteil als Molter- und Loibersdorfer-Schichten angesprochenen Sedimentpakete.

Es folgen ca. 330 cm mächtige schräggeschichtete Grobsande mit Fe-Verfärbung an den Schichtflächen: hellgrüne Quarzsande mit Wechsellagerungen von Grobsand bis Feinkies z.T. Mittelsand-Anteile, Schichtung in cm- bis dm-Bereich, häufig prielartige Bildungen, die mit grobklastischerem Material gefüllt sind. Fallen der Schrägschichtung zwischen 9 und 25°. Darüber liegen undeutlich waagrecht gelagerte Grobsande, ca. 55-75 cm mächtig, die in den Ophiomorphen-Sand (220-260 cm mächtig) übergehen. Dieses Paket, ein grober, bioturbater Mittelsand, zeigt in den unteren 100 cm vereinzelt Gangbauten vom Typus Ophiomorpha, im höheren Abschnitt ist er davon völlig durchsetzt.

Ein 20 cm mächtiger Geröllhorizont trennt den Ophiomorphen-Sand von den Gauderndorfer Schichten. Diese gehen allmählich aus einem ca. 30 cm mächtigen Grobsandpaket hervor. Es handelt sich um Silte bis Feinsande mit Konkretionen mit reicher Molluskenfauna in Form von Schillagen, die ca. 180-200 cm mächtig sind.

Mit 20-30 cm tiefen Kolken, in die Gauderndorfer Schichten eingreifen, folgen die Eggenburger Schichten. Die Kolke sind mit einem geröllführenden Grobsand gefüllt. Die Geröllkomponenten bestehen aus gutgerundeten Quarziten und kantigem Kristallinmaterial (Phylliten), daneben finden sich aufgearbeitete Konkretionen aus den Gauderndorfer Schichten und Mollusken. Es folgen kalkreiche Mittel- bis Grobsande, wobei gegen Hangend der organogene Grus zunimmt und sich Kalksandsteinbänke bilden. In diesen finden sich 3 Horizonte mit Pectiniden, sowie Lithothamnien-reichere oder Bryozoen-reichere Bänke. Die Eggenburge Schichten sind zwischen 450-550 cm mächtig.

Haltepunkt 6: Schwarze BrückeThema: Glimmerschiefer der Quarzit-GlimmerschieferserieOrtsangabe: Straßenbrücke über die Pulkau, 1.5 km NW Missingdorf

Durch die Straßenerweiterung vor einigen Jahren wurden entlang der Straße an der nördlichen und südlichen Flanke des Pulkautales neue Aufschlüsse in den Glimmerschiefern geschaffen, die leider in der Zwischenzeit zum Teil wieder verwachsen sind. Es handelt sich dabei im wesentlichen um feinkörnige Biotitglimmerschiefer, die der Quarzit-Glimmerschieferserie nach HÖCK in HÖCK & VETTERS, 1975, angehören.

Die Glimmerschiefer bestehen im wesentlichen aus Quarz, etwas Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Muscovit und Chlorit. Zusätzlich treten in einigen chemische geeigneten Glimmerschiefern noch Granaten auf. Diese sind sehr Fe-reich mit Gehalten von

|               |            |                    |
|---------------|------------|--------------------|
| 60 - 78 Mol % | Almandin   |                    |
| 9 - 15 Mol %  | Spessartin |                    |
| 8 - 8 Mol %   | Pyrop      |                    |
| 4 - 16 Mol %  | Grossular  | (Analyse F.FINGER) |

Einige Granaten sind zonar gebaut, sie zeigen Fe-Abnahme und Ca-Zunahme vom Kern zum Rand. Da in den zonierten Granaten gleichzeitig Al gegen den Rand hin abnimmt, dürfte nicht so sehr der Grossular, sondern vielmehr der Andradit ( $\text{CaFe}^{3+}$  Granat) für die Ca-Zunahme am Rand verantwortlich sein (Vertretung des Al durch  $\text{Fe}^{3+}$ ). In diesem Falle müßte man mit recht hohen Werten der  $\text{O}_2$ -Fugazität rechnen, worauf auch die Koexistenz von Hämatit und Magnetit in diesen Gesteinen hinweist.

Der Muscovit ist mit 1,5 Gew.% FeO erstaunlich eisenreich. FeO ist zusammen mit MgO (.4 - .6 Gew.%) als Phengitkomponente im Muscovit eingebaut und macht sich im Dünnschliff durch die erhöhte Lichtbrechung und die blasse Eigenfarbe des Hellglimmers bemerkbar. Der recht eisenreiche Chlorit (Fe-Rhipidolith nach TRÖGER) dürfte im wesentlichen das Produkt einer jüngeren Metamorphose (jungmoravische Phase) darstellen, er tritt im wesentlichen als Zersetzungsprodukt von Granat und Biotit auf.

Die Paragenese almandinreicher Granat + Biotit weist bereits auf beginnende Amphibolitfazies hin ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ ) und fügt sich zwanglos in das regierende Bild der Metamorphose (Abb.2, S.17).

Durchschlagen werden die Biotit-Glimmerschiefer von Apliten und "granitischen" Gängen, die wie ihre umgebenden Gesteine der Regionalmetamorphose unterworfen wurden und parallel zum regionalen Streichen eingeschichtet sind (nordwestliche Talflanke entlang der Straße).

Haltepunkt 7: Therasburg

Thema: Gneise der Therasburg und ihr Vergleich mit denen des Profiles Buttendorf-Kotzendorf

Ortsangabe: Felsaufschluß am Westrand des Therasburger Baches unmittelbar W des Schlosses Therasburg

In den bewaldeten Abhängen des Therasburger Baches sind einige Felsblöcke aufgeschlossen, die im wesentlichen aus feinkörnigem Gneis bestehen. Sein charakteristisches Merkmal ist die deutliche Streckung und Deformation, die der Gneis mit den noch später zu besuchenden Weitersfelder Stengelgneisen gemeinsam hat. Er unterscheidet sich aber in diesem Punkt etwas von den nicht so stark gestreckten etwas glimmerreicheren Granodiorit- bzw. Tonalitgneisen des Profiles Buttendorf-Kotzendorf (Haltepunkt 3).

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die Gneise tonalitische Zusammensetzung haben, d.h. Plagioklas (An 25-30) ist der einzige Feldspat, Mikroklin fehlt; wohl aber treten neben Biotit auch noch blaugrüner Amphibol bzw. Klinozoisit und Titanit in reichlichem Maße auf. Der Amphibol ist sehr unregelmäßig verteilt und kann durchaus über größere Bereiche fehlen. Hellglimmer konnte bis jetzt in den Gneisen nicht beobachtet werden.

Die E-W Erstreckung der Gneise ist im Bereich der Therasburg und des südlich gelegenen Pulkautales beachtlich, was z.T. wenigstens auf Verfaltungen zurückzuführen ist, doch läßt sich im Norden der Therasburg und im Süden des Pulkautales kaum eine Fortsetzung finden. Lateral gehen die Gneise, die ganz zweifellos Orthocharakter besitzen, sukzessive ohne scharfe Grenze in feinkörnige Metasedimentgesteine über, etwas, das auch bei den Granodiorit- bis Tonalitgneisen des Teichwiesenbachtals zu beobachten ist.

Die Gneise sind zwar relativ feinkörnig, zeigen aber - wenn auch einzelne größere, stark deformierte Formrelikte von Plagioklasen erhalten sind - keine deutlichen strukturellen Hinweise auf ein Effusivgestein (keine porphyrische Struktur!), wenn auch gerade der sukzessive Übergang in offensichtliche Metasedimente ein Argument für effusive Herkunft dieser Gesteine darstellt. Eventuell könnte man auch an eine seichte Intrusion in ein hohes Krustenniveau denken (hochplutonisches - subvulkanisches Stockwerk).

Im s eingeschlichtet finden sich Gänge von Amphiboliten mit und ohne Biotit und Metadazite (vergl. WALDMANN, 1930). Da die Amphibolite sehr feinkörnig sind, also von ehemaligen Basalten bzw. Doleriten stammen und auch die Dazite typische Ergußmerkmale zeigen in Form von Plagioklaseinsprenglingen in einer extrem feinkörnigen Quarz-Feldspat-Matrix, müssen beide in ein oberflächennahes Stockwerk eingedrungen oder auch extrudiert sein.

Was die Metamorphose anbelangt, so liegen die Gneise der Therasburg wie des Teichwiesenbachtals bereits im Oligoklasfeld (Abb. 2, S.17) Dementsprechend liegt der An Gehalt der Plagioklase in den Gneisen und Amphiboliten bei etwa 25 bis 27 % im Kern und ca. 30 % am Rand (inverser Zonarbau). Zusammen mit der Koexistenz von Klinozoisit und Amphibol ist das ein Hinweis auf (noch niedrigtemperierte) Amphibolitfazies. Die Diaphthorese der jungmoravischen Phase ist an der Chloritisierung der Biotite bemerkbar.

Insgesamt zeigt vor allem das mikroskopische Bild und die Zusammensetzung der Gneise der Therasburg doch nicht zu übersehende Ähnlichkeiten mit dem Gneiszug Buttendorf-Kotzendorf, was auch der Anlaß war, beide in derselben Farbe auf der geologischen Karte auszuscheiden. Der Vergleich mit den Weitersfelder Stengelgneisen (Haltepunkt 8) selbst wird dort diskutiert werden.

Haltepunkt 8: Weitersfeld

Thema: Weitersfelder Stengelgneis (sensu strictu)

Ortsangabe: Aufgelassener Steinbruch, nordwestliches Ortsende  
von Weitersfeld am Kirchenhügel

Im geologischen Übersichtskärtchen des Waldviertels von WALDMANN, 1958, sind die "Weitersfelder Stengelgneise, Granodiorit- und Tonalitgneise" in einer Signatur zusammengefaßt und ziehen zusammenhängend von Merkersdorf über Weitersfeld bis in den Bereich N von Walkenstein, wo sie S-förmig umbiegen und über den Pulkaubach in zwei Zügen bis zur Südspitze des Moravikums gezeichnet sind (vergl. auch WALDMANN, 1925). Die Ergebnisse der Neukartierung des Moravikums auf Blatt 21 Horn haben nun eindeutig gezeigt, daß die Gneise zwischen Merkersdorf, Weitersfeld und dem Leeberg W von Walkenstein von den Gneisen der Therasburg und des Teichwiesenbachtals sowohl strukturell als auch mineralogisch und petrographisch unterschieden und kartenmäßig abgetrennt werden müssen (vergl. auch F.E. SUESS, 1912, p.17 bzw.20). Nur für die erste Gneisgruppe (Merkersdorf-Weitersfeld-Leeberg) sollte der Name Weitersfelder Stengelgneis (sensu strictu) beibehalten werden. Freilich kann die Abgrenzung bzw. Zuordnung im Einzelfall problematisch werden, z.B. die isolierten Gneisvorkommen NE Brugg.

Der Typus dieser Gneise ist im Steinbruch von Weitersfeld gut zu studieren. Das Auftreten von zahlreichen Kalifeldspatäugen in einem relativ feinkörnigen Biotit-Muscovit-Quarz-Feldspat-Grundgewebe ist das markanteste Merkmal. Damit ist schon ein wichtiger petrographischer Gesichtspunkt der Unterscheidung vorweggenommen, nämlich das zahlreiche Auftreten von Mikroklinen sowohl in Form von Äugen, als auch im Grundgewebe. Der Weitersfelder Stengelgneis ist also ein Äuengneis mit granitischer Zusammensetzung in den Kalifeldspat den Plagioklas ( $An \sim 25$ ) mengenmäßig überwiegt.

Die Kalifeldspatäugen erreichen in Einzelfällen mehrere cm Durchmesser, ihre ursprüngliche Idiomorphie ist zum Teil noch erhalten. Sie sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und zeigen nicht selten orientierte Plagioklaseinschlüsse, die zonar angeordnet

sind und damit die Wachstumszonen der Kalifeldspäte abbilden. G.FRASL hat 1954 u.a. Erscheinungen der Einschlußregelung von Plagioklasen in Kalifeldspäten ausführlich diskutiert und überzeugend gezeigt, daß die Regelung auf Wachstum in der Schmelze zurückzuführen ist. Gerade solche Erscheinungen lassen auch in metamorphen Gebieten, in denen die Struktur der Feldspäte den neuen Bedingungen vollständig angepaßt wurde, entsprechende genetische Rückschlüsse zu. Umgeben sind die Kalifeldspäte z.T. von jüngeren Anwachsrandern und nicht selten von einem Saum von Myrmekitplagioklasen (Oligoklas).

Klinozoisit sowie Amphibol, die beide so typisch sind für die tonalitischen Gneise der Therasburg aber auch für die randlichen Bereiche des Thayabatholithen, fehlen den Weitersfelder Stengelgneisen vollkommen.

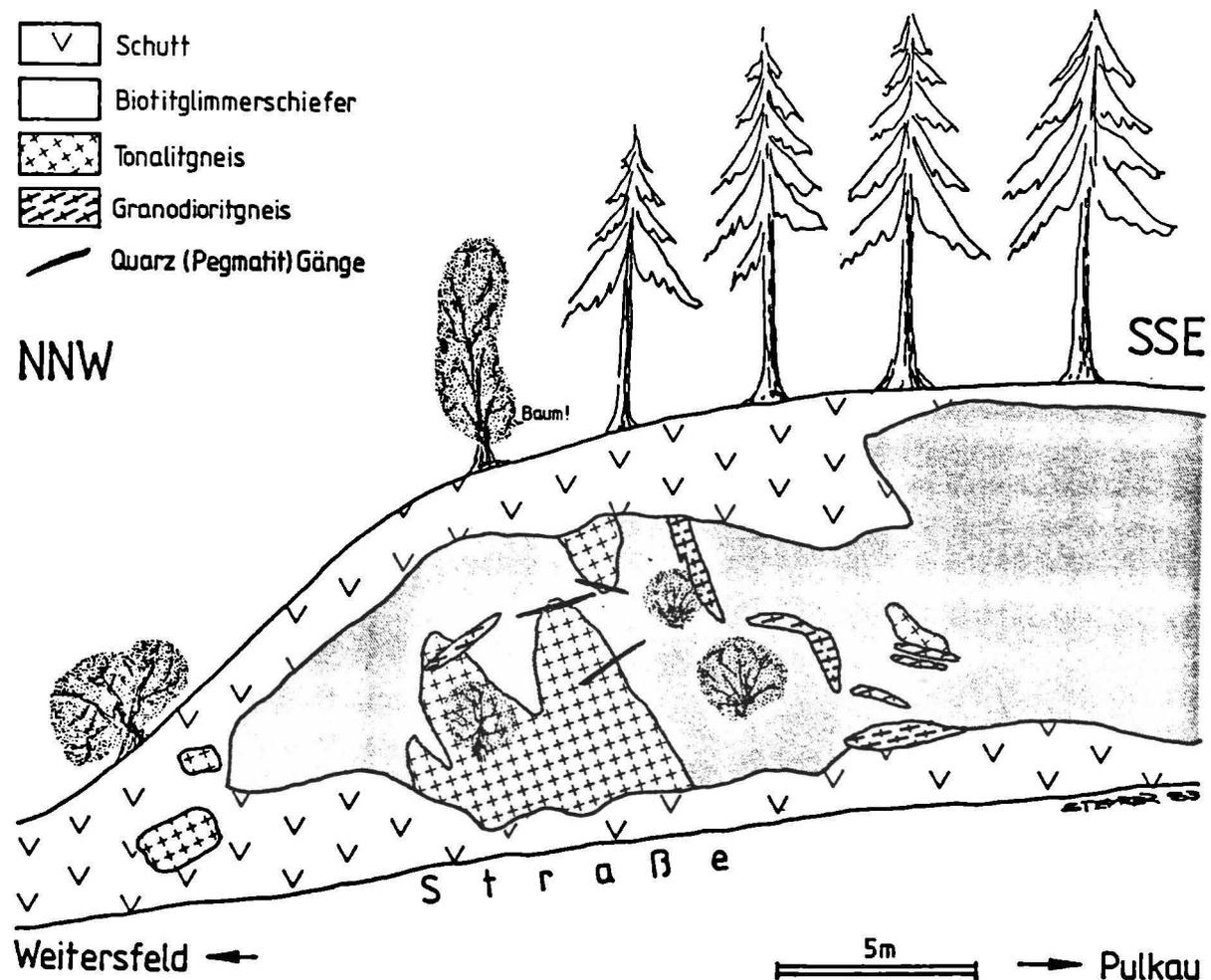
Sie sind in ihrer Gesamtheit sowohl was ihr Gefüge, ihre Textur, ihre Struktur und ihre petrographische Zusammensetzung (Kalifeldspat, Hellglimmer, Fehlen von Ca-Mineralen) betrifft, viel eher mit dem Bittescher Gneis vergleichbar, als etwa den verschiedenen Granit-, Granodiorit- und Tonalitgneisen der Thayamasse. Im Zusammenhang wird damit natürlich auch die Frage aktuell, inwieweit die Weitersfelder Stengelgneise Abkömmlinge von Tiefen- oder Ergußgesteinen darstellen, eine Frage, die bislang noch auf ihre Lösung wartet.

Haltepunkt 9: Passendorf

Thema: Migmatitisches Altes Dach des Thayabatholithen

Ortsangabe: 550 m ENE Passendorf, frischer Straßenaufschluß an der Straße Pulkau-Weitersfeld unmittelbar S der Brücke über den Ebrechtsbach

Bereits im geschlossenen Verbreitungsgebiet der Randgneise des Thayaplutons liegen hier noch in isolierten Linsen Reste des offensichtlich Alten Daches des Thayabatholithen. Dieses besteht im wesentlichen aus grauen, streifigen Paraschiefern im Primärverband mit ursprünglichen Tonaliten, Granodioriten sowie Pegmatit- und Quarzgängen (vergl. auch WACHTEL, 1975, p.57 ff). Der ganze migmatische Verband ist deformiert (die s-Flächen fallen mittelsteil nach WNW ein) und regionalmetamorph überprägt. Die beigefügte Aufschlußskizze veranschaulicht die Situation.



Ehemalige Tonalite - heute vergneist - intrudieren in die z.T. magnetitreichen Biotit-Glimmerschiefer in lappenartigen Formen. Durchschlagen werden die Tonalite von einer jüngeren Generation von hellen Granodioriten bis Quarzdioriten, die zum Teil auch als selbständige Linsen und Gänge im Paraschiefer zu finden sind. Die jüngste Generation bilden Quarz-, Aplit- und Pegmatitgänge.

Die Tonalitgneise bestehen aus Plagioklas ( $An \sim 30$ ), Quarz, Biotit, nicht selten trifft man blaugrüne Amphibole. Klinozoisit ist immer reichlich vorhanden, Kalifeldspat fehlt gänzlich oder ist höchstens in Form kleinster Körnchen im Grundgewebe in ganz geringen Mengen enthalten. Anhäufungen von Klinozoisit in einem Plagioklashaufwerk lassen auf größere, alte, basischere Plagioklase schließen, die durch die Deformation vollständig zerstört wurden und die bei der Metamorphose in Form eines Haufwerks kleiner Plagioklaskörner rekristallisierten.

Die auffallende Übereinstimmung mit verschiedenen Gneisen der Therasburg - wenn man von der dortigen strafferen Regelung absieht - ist nicht zu übersehen. Es drängt sich der Gedanke auf, daß man es hier wie dort (Haltepunkt 7) teilweise wenigstens mit sehr seicht intrudierten Quarzdioriten bis Tonaliten zu tun hätte, die von der Hauptmasse der tonalitischen Gesteine des Thayaplutons abzuleiten wären (F.E. SUESS, 1912, p.20).

Die etwas helleren und offensichtlich jüngeren Gänge von Granodioritgneis enthalten zwar erheblich weniger Biotit, dafür aber reichlich Muscovit, ihre Kalifeldspatführung ist aber gering und auf feine Zwickelfüllungen im Grundgewebe beschränkt. Vergleichbare Gesteine findet man auch im geschlossenen Verbreitungsgebiet des Thayaplutons, nur wenige 100 m NE des Straßenaufschlusses.

Die Metamorphose fügt sich in ihrem Charakter in das regionale Bild ein. Wir finden Oligoklase bis Andesine, z.T. invers zonar gebaut, koexistierend mit Klinozoisit bzw. Amphibol, eine Mineralparagenese der Amphibolitfazies, vergleichbar den Metamorphosebedingungen der vorangegangenen Aufschlüsse (Haltepunkte 6 und 7). Wiederum ist die Chloritisierung von Biotiten Ausdruck des jungmoravischen Ereignisses.

Haltepunkt 10: Straßeneinschnitt NW von Pulkau

Thema: Thayamasse; Hauptgranit der Thayamasse; wenig deformiert, aber metamorph; differentielle Deformation eines Granodioritporphyritganges (Altersbestimmungslokalität!).

Lokalität: 1977 geschaffener Felseinschnitt an der Landesstraße von Pulkau nach Weitersfeld, genau 2 km NW der Kirche von Pulkau.

Beschreibung:

Mittelkörniger, heller Metagranit bis -granodiorit, im Aufschlußbereich etwas variable Zusammensetzung; selten dunkle, etwa nußgroße Einschlüsse. Die Granitoide werden wirr durchschlagen von dm-dicken, wenig deformierten Aplit- und Pegmatitgängen, sowie am Südausgang von einem halbmeterdicken Granodioritporphyritgang, der einem gewinkelten Kluftgefüge folgt, aber im Kern eine viel straffere Gefügeregelung zeigt (Biotitlineale!), als sein mittelkörniges Nebengestein.

Zwei neue chemische Analysen des Hauptgranits der Thayamasse

- 1) Hauptgranit von hier,
- 2) Hauptgranit vom Wartberg bei Zellerndorf (7 km weiter östlich gelegen)

|                                | 1            | 2             |
|--------------------------------|--------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 71,58        | 72,33         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,93        | 14,75         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,41         | 0,38          |
| FeO                            | 1,39         | 1,03          |
| MnO                            | 0,048        | 0,058         |
| MgO                            | 0,50         | 0,41          |
| CaO                            | 2,16         | 2,15          |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,86         | 3,54          |
| K <sub>2</sub> O               | 3,34         | 4,15          |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,30         | 0,26          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06         | 0,05          |
| H <sub>2</sub> O               | 0,12         | 0,11          |
| Glühverl.                      | 0,79         | 0,80          |
|                                | <u>99,49</u> | <u>100,03</u> |

Chem. Analysen von G.ANDORFER, I.BAUMGARTNER, J.MÜHLHAUSER und H.P.STEYRER.

Modalanalysen des Hauptgranits der Thayamasse (G.FRASL, 1982):

Eine Modalanalyse von hier (1); eine vom Wachtberg bei Zellern-  
dorf (2); eine vom Feldberg zwischen Pulkau und Roggendorf (un-  
terste Bruchsohle - zugleich auch Altersbestimmungspunkt!) (3);  
die vierte ist vom Steinbruch am Westfuß des Hardegger Berges  
zwischen Hofern und Retz (4).

|            | 1    | 2    | 3    | 4    |
|------------|------|------|------|------|
| Knaf.      | 14,2 | 19,1 | 28,8 | 10,6 |
| Plag.      | 45,2 | 46,8 | 29,8 | 42,4 |
| Qu         | 36,5 | 28,0 | 33,0 | 42,4 |
| Bi u. Chl. | 3,9  | 5,2  | 7,4  | 4,1  |
| Mu         | -    | 0,3  | -    | 0,2  |
| Ho         | -    | -    | 0,2  | -    |
| Ep         | -    | 0,1  | 0,5  | 0,1  |
| Acc.       | 0,2  | 0,4  | 0,4  | 0,2  |

Isochrone nach S.SCHARBERT und P.BATIK, 1980: ca. 550 Mio. Jahre;  
Danach ist die Magmabildung und Intrusion cadomisch und entspricht  
dem Alter der Brünner Eruptivmasse (K-Ar Daten nach V.JENCEK und  
A.DUDEK, 1971; A.DUDEK & J.MELKOVA, 1975 sowie Zirkondaten nach  
O.van BREMEN et al., 1982: um 585 Mio. Jahre).

Diskussion:

Die Hauptgesteinsart der Thayamasse, die von Znaim bis südlich des  
Manhartsberges bis auf 35 km Länge erschlossen ist, sei unter dem  
bereits von K.PRECLIK, 1927 für den Znaimer Raum geprägten Namen:  
"Hauptgranit" zusammengefaßt. Als typische Fundpunkte frischen Ma-  
terials im Waldviertel können derzeit die vier oben genannten Lo-  
kalitäten angegeben werden.

Der Name "Maissauer Granit" (F.MOCKER, 1910; R.REISS, 1953) gilt  
nach dem Usus von L.WALDMANN nur für die (durch hydrothermale  
Hämatitfreisetzung) rosa verfärbte Spielart dieses Hauptgranites,  
also jene Spielart, die durch die in Österreich seltenere rosa  
Farbe sowie durch die großen Steinbrüche im Gänsgraben bei Limberg  
besonders bekannt ist.

Für den ganzen Bereich des "Hauptgranits" der Thayamasse ist die  
Mittelkörnigkeit, Glimmerarmut und Vormacht des Plagioklases über  
den Kalifeldspat charakteristisch, was z.T. zu ebenso hellen, aber  
granodioritischen Spielarten überleitet, die im Gelände nicht ab-  
trennbar sind. Die Verschieferung und Metamorphose des Hauptgranits,

wie überhaupt der Thayamasse, nimmt gegen den Westrand hin zu, und zwar bis zur Ausbildung von straff geschieferten Gneisen, wie man sie auch im Verband der Pleissingneise und der Bittescher Gneise, also der viel höheren tektonischen Stockwerke findet (Granit- und Granodioritgneise). Entsprechendes gilt auch für die sauren, granitaplitischen bis turmalinaplitischen Randpartien der Thayamasse, die besonders am Manhartsberg auftreten, sowie für die dunkleren Gneistypen (Granodiorit- und Tonalitgneise, sowie die dunkleren Augengneise), die seit F.E.SUESS, 1913 immer wieder vom W-Rand der Thayamasse genannt und auch beschrieben werden (z.B. WACHTEL, 1975). - Ein Exkursionshaltepunkt mit Granodioritgneisen wäre derzeit ein Blockhaufen zwischen den Haltepunkten 9 und 10, und zwar am Waldrand genau 400 m N der Straßenabzweigung nach Leodagger, wo ein mittelkörniger Granodioritgneis mit bis zu 5 mm großen, dicken sechseckigen Biotittafeln in diversen Verschieferungs- und Umkristallisationsstadien zu studieren ist.

#### Metamorphose:

Wie schon im Exkursionsführer FRASL, 1977 erläutert wird, führen hier beim Pulkauer Straßendurchbruch die Plagioklase der Metagranite neben zonar gebauten Reliktpartien auch Bereiche, in denen der Oligoklas schon reich mit Klinozoisitmikrolithen gefüllt ist, und die Friktionskörnchen haben invers zonaren Bau: außen Oligoklas über der Peristeritlücke. Das typisiert eine aufsteigende Regionalmetamorphose, wobei die Stabilität der jüngsten Mineralgeneration selbst im mm-Bereich nur unvollständig erreicht wurde. Diese Regionalmetamorphose läßt sich mit dem Oligoklasverbreitungsbereich in den Kerngebieten des Tauernfensters (Großvenediger!) vergleichen, und sie nimmt von Pulkau nach W bis zum Messerner Bogen noch langsam zu. Nach Osten hin, also gegen Zellerndorf, wo die reliktschen Plagioklase erst zum Teil albitisiert wurden, nimmt die Metamorphosestärke ab. Diese regionale Stabilitätsgrenze von Albit gegen Oligoklas verläuft in Granitoiden ebenso wie in Metapeliten etwa von Hofern bei Retz, dann östlich von Pulkau vorbei gegen Südwesten, und zwar etwa in der Mitte zwischen Manhartsberg und Schönberg am Kamp durch.

LiteraturKristallin

- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. und GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. - *Tscherm.min.petr.Mitt.* 32, 1913, sowie geol.-petrogr. Karte des Waldviertels 1:100.000. - *Tscherm.min.petr.Mitt.* 33, 1914.
- van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - *Trans.Roy.Soc.Edinburgh: Earth Sciences* 73, 89-108, 1982.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberg. - Beilage z.VII.Bd.Sitzber. math.-naturwiss.KI. Akad.Wiss. Wien, 1983.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. - *GEOLOGIE*, 11, 757-791, Berlin 1962.
- DUDEK, A. & MELKOVA, J.: Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and the Moravian Flysch. - *Vest.Ust.ustav geol.*, 50, Nr.5, 257-264, Praha 1975.
- EILBEIGUI, M.J.: Zur Geologie des Grundgebirges des Manhartsberges (südliche Böhmisches Masse). - Unveröff.Diss. Phil.Fak.Univ.Wien, 1970.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Feldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg granitegneise und Augengneise Österreichs. - *Jahrb.Geöl.B.A.* 97, 71-132, 1954.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. - *Guide to Exk. 32 C; Int.Geol.Congr.XXIII.Sess.*, 13-24, Prag 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - *Nachr.D.Geol.Ges.* 2, 55-60, 1970.

- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. - Verh.Geol.B.A. 1974, Wien 1974.
- FRASL, G.: Einführung und Exkursionsbeschreibung für die Moravische Zone im n.ö. Waldviertel. - Arbeitstagung der Geol.B.A. 1977, Waldviertel; zwischen S.5 u.75, Wien 1977.
- GOLDSCHMIDT, V.M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiete. - Vid.Selsk.Skr.M.-N.Kl., Nr.1, 1911.
- HÖCK, V.: Berichte 1968 und 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21). - Verh.Geol.B.A. 1969, A32-33. und 1970, A32-33.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Berichte 1972 und 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). - Verh.Geol.B.A. 1973 und 1975.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt.Geol.Ges.Wien 66-67, (1973-1974), 49-60, Wien 1975.
- KÖLBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. - Jahrb.Geol.B.A., Wien 1922.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jahrb.Geol.B.A. 119, 63-74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Die Moravische Zone. - Der geologische Aufbau Österreichs, herausgeg.v.d.Geol.B.A.Wien, S.129-132, Springer Wien-New York 1980.
- MOCKER, F.: Der Granit von Maissau - Tscherm.min.petr.Mitt. 29, 1910, 334-352, Wien 1911.
- MORAUF, W. & JÄGER, E.: Rb-Sr-whole rock ages for the Bites Gneiss, Moravicum, Austria. - Terra cognita 2, 60-61, 1982.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatal. - Verh.Geol.B.A., 180-192, Wien 1924.

- PRECLIK, K.: Die Moravische Phyllitzone im Thayatale. - Sbornik  
SGU 6, 180-192, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Erwiderung auf Kapitel V von K.ZAPLETALS Aufsatz  
"Zur Geologie der Böhmisches Masse". - Geol.Rundschau XX, 108-119,  
1929.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. - Vest.SGU, 12,  
34-61, Prag 1937.
- REINHOLD, F.: Bericht über die geol.petr. Aufnahme im Gebiet des  
Manhartsberges (niederösterreichisches Waldviertel). - Tscherm.  
min.petr.Mitt. 29, 1910.
- REINHOLD, F.: Das Gebiet östlich des Kamptales (Das niederöster-  
reichische Waldviertel Nr.3). - Tscherm.min.petr.Mitt. 32, 1914.
- REISS, R.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des niederösterrei-  
chischen Waldviertels. - Unveröff.Diss., Phil.Fak. Univ.Wien 1952.
- ROETZEL, R.: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transport-  
richtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich  
Bittescher Gneis (Moravikum) - Plattengneis (Koralpe und Sieg-  
grabener Serie). - Unveröff.Vorarbeit Geol.Inst.Univ.Wien, 137 S.  
Wien 1979.
- SCHARBERT, S.: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an  
Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstagung der Geol.B.A. 1977,  
Waldviertel, 11-15. Wien 1977.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P.: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. -  
Verh.Geol.B.A. Wien, 325-331, Wien 1980.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der  
Böhmisches Masse. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 16, Wien 1965.
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien 1903.
- SUESS, F.E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und mo-  
ravisches Grundgebirge zwischen Frain und Geras. - Verh.Geol.B.A.,  
Wien 1908.

- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. Akad.Wiss. math.-naturwiss.Kl.Wien, 88, 541-631, Wien 1912.
- SUESS, F.E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. - Borntraeger Berlin, 268 S., Berlin 1926.
- VETTERS, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. - Verh.Geol.B.A. 1976, Wien 1976.
- WACHTEL, G.: Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, NÖ). - Unveröff.Diss., Phil.Fak.Univ.Wien 1975.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. - Jb. Geol.B.A.Wien, 72, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Fünf Aufnahmsberichte über das moravische Grundgebirge in Niederösterreich. - Anzeiger d.Akad.Wiss.Wien 1924-1927.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. - Mitt.Geol.Ges.Wien 21, 133-152, Wien 1930.
- WALDMANN, L.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich.-Blatt Drosendorf. - Geol.B.A. Wien, 64 S. Wien 1931.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - in F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2.Aufl. S 1-105, Wien 1951.
- ZARRABI, A.: Zur Geologie der moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloß Karlslust und Hardegg (N.Ö.). - Unveröff.Diss., Phil.Fak. Univ.Wien 1972.

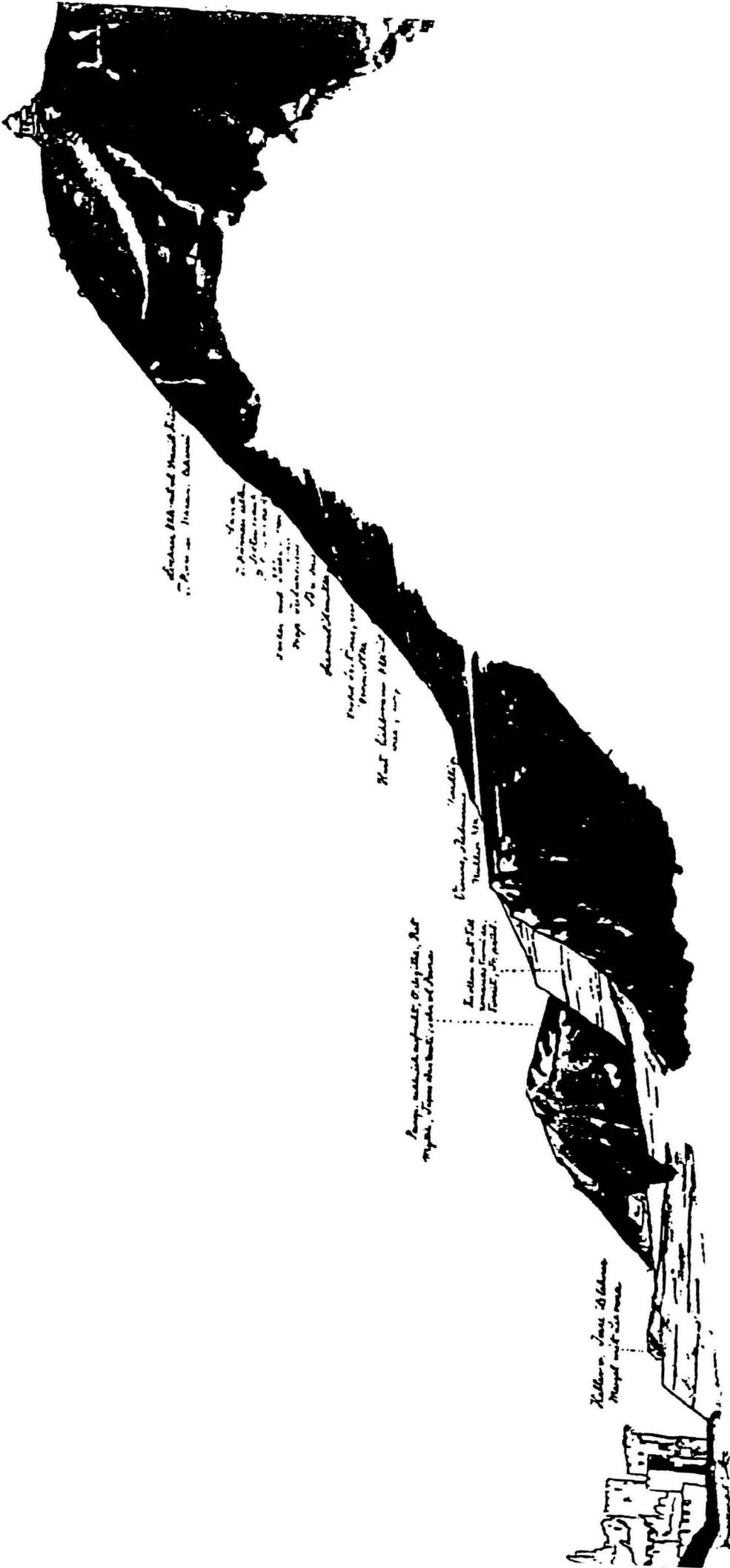
## Literatur

### Tertiär

- ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg. - Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn, 11, S.211-226, Wien 1898.
- ABEL, O.: Der Wasserleitungsstollen der Stadt Eggenburg. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gauderndorfer Schichten. - Verh.Geol.Reichsanst., S.301-312, Wien 1898.
- CICHA, I., PAPP, A., SENES, J. & STEININGER, F.: Badenian. - ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.43-49, Bratislava 1975.
- CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F.: Karpatian. - ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.93-100, Bratislava 1975.
- CICHA, I., SENES, J. & TEJKAL, I.: M3-Karpatien. Die Karpatische Serie und ihr Statotypus. - Chronostrat. & Neostrat., 1, 312 S., Bratislava 1967.
- CICHA, I., ZAPLETALOVA, I., PAPP, A., CTYROKA, J. & LEHOTAYOVA, R.: Die Foraminiferen der Eggenburger Schichtengruppe (incl. Arcellinidae). - ex: STEININGER, F. & SENES, J.: M1-Eggenburgien. - Chronostrat. & Neostrat., 2, S.234-355, Bratislava 1971.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhardsberg. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., 7, Wien 1853.
- DAXNER-HÖCK, G.: Vertebrata (excl. Pisces) der Eggenburger Schichtengruppe. - ex: STEININGER, F. & SENES, J.: M1-Eggenburgien. - Chronostrat. & Neostrat., 2, S.761-777, Bratislava 1971.
- FUCHS, Th.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg. - Sitzber. Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., III, S.1-6, Wien 1900.
- FUCHS, W.: Berichte 1974 und 1975 über geologische Aufnahmen auf Blatt Mautern (37). - Verh.Geol.B.-A., Wien 1975 und 1976.

- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. - Geol.Bundesanst., Wien 1968.
- GRILL, R.: Bericht über ergänzende Begehungen auf den Blättern Mautern (37) und Krems an der Donau (38). - Verh.Geol.B.-A., S.A53-A55, Wien 1974.
- GRILL, R.: Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in den Beckenrandprofilen der Molasse auf Blatt 22, Hollabrunn. - Verh.Geol.B.-A., S.A70-A71, Wien 1976.
- HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Unter-Miozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. - Diss. Univ. Zürich, 1975.
- HOERNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. - 1. Gastropoda. - Abh.: Geol.Reichsanst., 3, 736 S., Wien 1856. 2. Bivalvia. - Abh.Geol.Reichsanst., 4, 479 S., Wien 1870.
- KOLLMANN, K.: Die Ostracoden der Eggenburger Schichtengruppe Niederösterreichs. - ex: STEINIGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: M1-Eggenburgien. - Chronostrat. & Neostrat., 2, S.605-717, Bratislava 1971.
- PAPP, A.: Über das Vorkommen sarmatischer Schichten bei Langenlois am Kamp (N.Ö.). - Verh.Geol.B.-A., Wien 1962.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M2-Ottnangien. - Chronostrat. & Neostrat., 3, 841 S., Bratislava 1973.
- PAPP, A., SENES, J. & MARINESCU, F.: M2-Sarmatien. - Chronostrat. & Neostrat., 4, 707 S., Bratislava 1974.
- PAPP, A. & STEINIGER, F.: Pannonian. - ex: STEINIGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.121-126, Bratislava 1975.
- PAPP, A. & STEINIGER, F.: Sarmatian. - ex: STEINIGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.139-148, Bratislava 1975.

- PAPP, A. & STEININGER, F.F.: Die Äquivalente des Tortonian und Messinian in der Zentralen Paratethys. - Verh.Geol.Bundesanst. Jg.1979/2: 161-170. Wien 1979.
- RÖGL, F.: Ottnangian. - ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.101-120, Bratislava 1975.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethy Die Neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. Ann.Naturhist.Mus.Wien, 85/A: 135-163, 2 Fig., 14 Taf. Wien 1983.
- ROLLE, I.: Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Niederösterreich. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., 36, S.37-87, Wien 1859.
- SCHAFFER, F.X.: Das Miozän von Eggenburg. - Die Bivalven der Miozänbildungen von Eggenburg. - Abh.Geol.Reichsanst., 22, 112 S., Wien 1910.
- SCHAFFER, F.X.: Die Gastropoden der Miozänbildungen von Eggenburg. - Abh.Geol.Reichsanst., 22, S.127-193, Wien 1912.
- SCHAFFER, F.X.: Die tertiären und diluvialen Bildungen. - Abh.Geol.Reichsanst., 22, 124 S., Wien 1914.
- STEININGER, F.: Eggenburgian. - ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages, 2, S.83-91, Bratislava 1975.
- STEININGER, F., RÖGL, F. & MARTINI, E.: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). - Newsl. Stratigr., 4, S.174-202, Berlin-Stuttgart 1976.
- STEININGER, F. & SENES; J.: M1-Eggenburgien. - Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. - Chronostat. & Neostat., 2, 827 S., Bratislava 1971.
- SUESS, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärbildungen. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., S.53-54, Wien 1866.



Sketch 123 out of Mount St. Helens  
in Park in Oregon, Okama

Area  
2. Area with  
3. Area with  
4. Area with  
5. Area with  
6. Area with  
7. Area with  
8. Area with  
9. Area with  
10. Area with

Area with  
Area with

Area with  
Area with

Area with  
Area with

Area with  
Area with  
Area with

Area with  
Area with  
Area with

Area with  
Area with

Area with  
Area with

ZUR GEOLOGIE DES KRISTALLINS UND TERTIÄRS  
DER WEITEREN UMGEBUNG VON

*Eggenburg*



EXKURSION DER  
ÖSTERREICHISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT  
ZUM

75 JÄHRIGEN BESTANDSJUBILÄUM

AM 8. OKTOBER 1983

FÜHRUNG:

V. HÖCK, G. FRASL, F. STEININGER, W. VETTERS

