

Österreichische Geologische Gesellschaft

c/o Geologische Bundesanstalt

Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Exkursionsführer

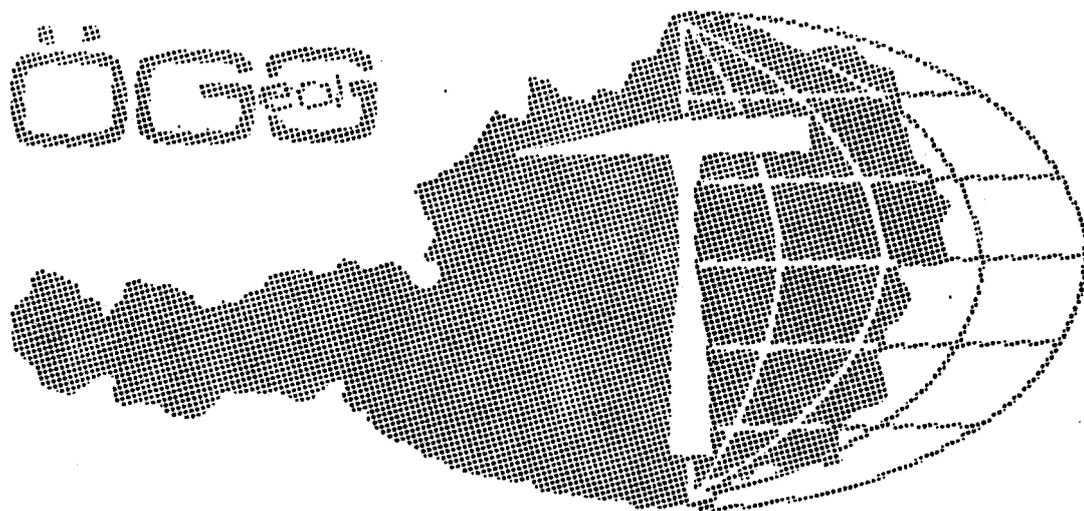
8

JAHRESTAGUNG 1988
ÖSTERREICHISCHE
GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT

Exkursion Mühlviertel
und Sauwald

22. - 23. Sept. 1988

Führung: G. FRASL & F. FINGER



Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen
Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald
am 22. und 23. September 1988

von G. FRASL und F. FINGER
(Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg)
(mit 1 Karte, 1 Tab. und 3 Abb.)

Motto: Zur Vielfalt der jungpaläozoischen Granitoide der
südlichen Böhmisches Masse, ihrer Entwicklung und
Generationsfolge - Zwei Querschnitte durch das Kris-
tallengebiet Oberösterreichs

Zur Einführung

Wir können bei den im Mühlviertel und im Sauwald zutage-
tretenden variszischen Granitoiden von der altbekannten ein-
fachsten Gliederung (KÖHLER, WALDMANN) ausgehen, die die
folgenden Typen in zeitlicher Reihenfolge beinhaltet:

1. den grobkörnigen, z.T. porphyrischen Granit vom Typus Weinsberg, der mit dem Kristallgranit I des Bayerischen und Regensburger Waldes zu parallelisieren ist,
2. den fein- bis mittelkörnigen Granit vom Typus Mauthausen, welcher engst mit dem Freistädter Granodiorit verbunden ist und in jedem seiner kleineren und größeren Stöcke etwas variiert, sowie
3. den grobkörnige Zweiglimmergranit vom Typus Eisgarn mit seinen hiesigen Gegenstücken im Bärenstein- und Dreisesselberg-Gebiet.

Über diese drei genannten Granithaupttypen des Gebietes gibt es eine umfangreiche kristallingeologische und petrographische Literatur, die für das Exkursionsgebiet bis Mitte der Sechzigerjahre in den Erläuterungen zur kristallingeologischen Karte des Mühlviertels und Sauwaldes von FUCHS & THIELE (1968) zusammengestellt ist (eine Auswahl neuerer Literatur findet sich am Ende dieses Exkursionsführers. - Darüber hinaus führen unsere eigenen Erfahrungen zu folgender kurzgefaßter Übersicht über die Genese dieses



WEINSBERGER GRANIT (incl. Rastenberger Granodiorit)



FEINKORNGRANITE I.A.: MAUTHAUSENER U. FREISTÄDTER TYP / ALTENBERGER TYP



EISGARNER GRANIT / SULZBERG GRANIT



KARLSTIFTER GRANIT / ENGERWITZDORFER GRANIT



STÖRUNG

BRD

PFANL ST.

Plöckenstein

Linz

WIEN

ÖSTERREICH

C S S R

Gmünd

6

8

10

7

9

13

12

11

14

ROB. STÖRUNG

Freistadt

Gr. Kamp

Zwettl

Rasten-
berg

Schärding

1

2

3

5

Eferding

4

Linz

16

Enns

15

17

18

Grein

Weinsberg

Kf. Isper

Pöchlarn

Metk

Ybbs



SCHLIERENGRANIT



SCHÄRDINGER u. PEUERBACHER GRANIT



SCHIEFERGNEISGRUPPE / PERLGNEISE (meta- bis diatektisch)



DIORITE



METAMORPHITE DES WALDVIERTLER GNEISGEBIRGES
(vorwiegend Paragneise der monotonen Serie)



10 km

Abb.1 (nach FINGER & HAUNSCHMID 1988)

Granit- und Gneisgebietes (mit Nummern wird der Bezug auf jeweilige Exkursionshaltepunkte hergestellt).

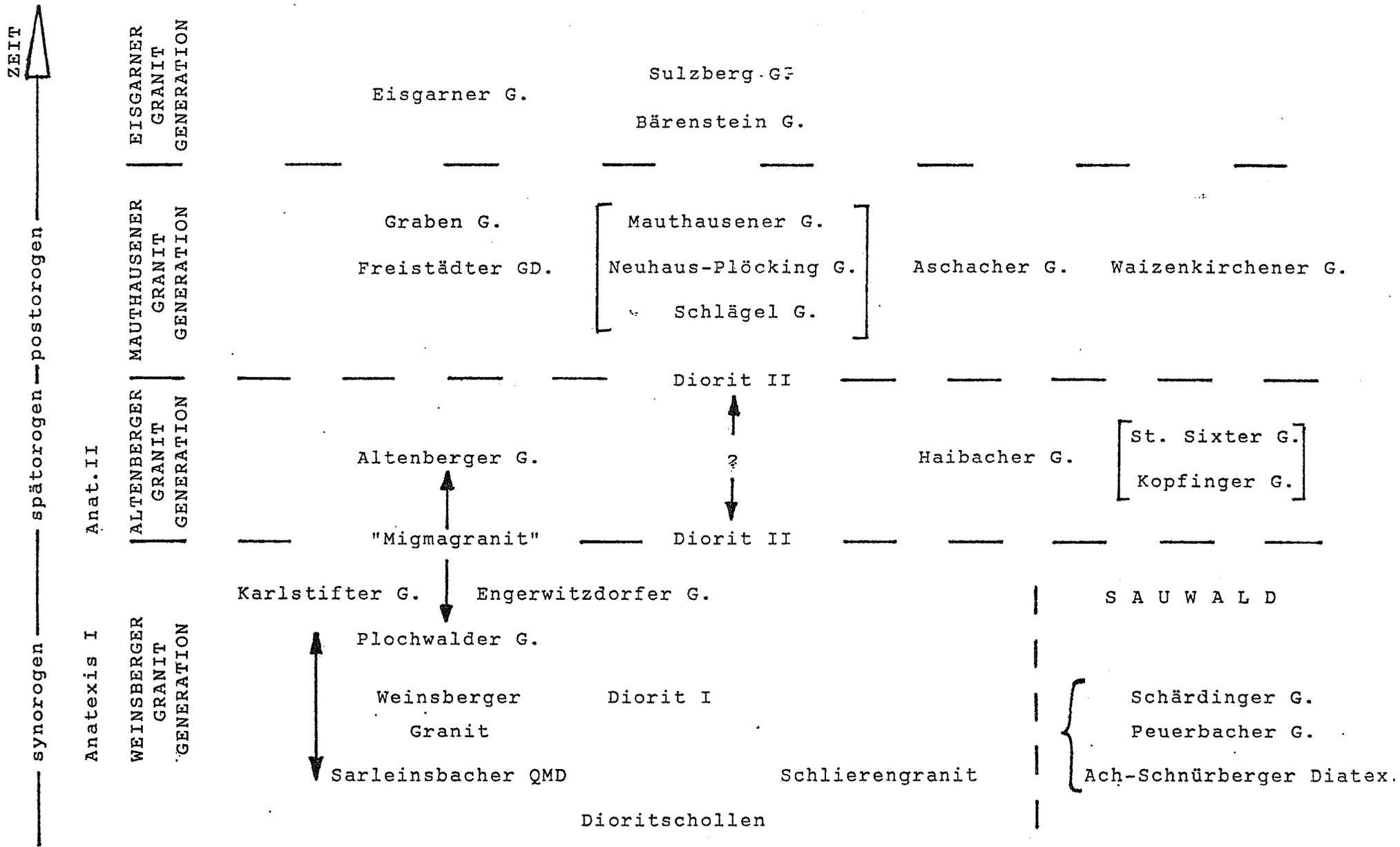
Der westliche Anteil des oberösterreichischen Kristallgebietes kann tektonisch in drei Großschollen gegliedert werden (FUCHS & THIELE 1968). Eine zentrale Stellung nimmt dabei die sogenannte Mühlscholle ein, welche gegen S von der Donaustörung, gegen N von der Pfahlstörung und gegen E von der Rodlstörung begrenzt ist (Abb.1). Dieser Scholle wird südlich der Donaustörung (sowie östlich der Rodlstörung bis etwa zu einer Linie von Linz nach Norden) das Material der Sauwaldscholle gegenübergestellt, andererseits nördlich der Pfahlstörung die Böhmerwaldscholle.

Östlich von Linz ist diese Schollen- bzw. Zonengliederung kaum mehr verfolgbar, und es schließen hier die großen zusammenhängenden Granitmassen des Südböhmischen Plutons an.

Die ältesten Gesteine des oberösterreichischen Moldanubikums sind flächenmäßig wenig bedeutende vorgranitische Metamorphite (Haltepunkte 7,20; vgl. Abb.1), welche meist den biotitreichen Paragneisen der monotonen Serie des Waldviertels, ausnahmsweise aber vermutlich auch der dortigen Bunten Serie einigermaßen entsprechen, z.B. mit sporadischem Marmor, Amphibolit und Graphitschiefer in der Donauleitenserie (DAURER 1976) und in der Herzogsdorfer Zone. Umfangreichere Vorkommen dieser bunten Gruppe finden sich auch gleich jenseits der Staatsgrenze in der Kropfmühlserie in Bayern.

Insgesamt sehen wir im gesamten oberösterreichischen Moldanubikum jedoch hauptsächlich die Auswirkungen einer großbräunigen syn- bis spätorogenen variszischen Anatexis (Unterkarbon ?). Deren Kulmination (also das Produkt der fast vollständigen Krustenaufschmelzung bei weitgehender Magmenhomogenisierung) ist in den großen Tiefplutonen von Weinsberger Granit zu sehen (Haltepunkte 4,5,11,15,18).

Freilich bildeten sich bei einer solchen Entwicklung auch daneben sowie darüber und darunter zusätzlich manche Granitisationsprodukte, die diese Reife nicht ganz erreicht haben. Zum Teil sind solche schon vor dem Weinsberger Granit entstanden, wie z.B. die Schlierengranite (FINGER 1984,1986) des Donauraumes im westlichen Mühlviertel (Haltepunkt 5).



Erster Entwurf einer Generationsgliederung der jungpaläozoischen Granitoide im Mühlfeld und Sauwald (Oberösterreich) -- FRASL & FINGER 1988

Die weite Verbreitung der Schlierengranite entspricht etwa der Eintragung der "Grobkorngneise" sensu FUCHS (1962) in der Mühlviertelkarte der geologischen Bundesanstalt, 1:100.000 (FRASL et al. 1965). Die Schlierengranite bauen also einen wesentlichen Teil der Mühlscholle auf (siehe Abb.1). Ähnliche, nicht ganz ausgereifte und oft inhomogene, meist mittelkörnige Granitoide aus der stofflichen Verwandtschaft mit dem kalifeldspatreichen Weinsberger Granit haben stellenweise aber auch noch Gänge im Weinsberger Granit gebildet oder sie schließen Schollen von ihm ein: das gilt z.B. für den Engerwitzdorfer Typ (FRASL 1959) auf Blatt Steyregg (Haltepunkte 15,16,17) und zu solchen eher schon späteren Bildungen der regionalen Anatexis ist auch der Karlstifter Granit (KLOB 1970, FINGER & HAUNSCHMID 1988) des nordöstlichen Mühlviertels zu rechnen (Haltepunkt 12). Im allgemeinen stehen alle diese kalifeldspatreichen Produkte der variszischen Anatexis mitsamt dem Weinsberger Granit dem I-Typ näher als dem S-Typ, wenngleich manche Varianten eine vermittelnde Stellung einnehmen. Der Weinsberger Granit kann sich lokal aber auch mehr dem S-Typ nähern, wie u.a. dispers verteilter Granat und Cordierit östlich Grein und auch die im NE Mühlviertel bei Windhaag und Sandl auftretenden "Pseudokinzigit"- Schollen anzeigen (Haltepunkt 11), welche als restitische Akkumulation gedeutet werden (HAUNSCHMID 1988). Saure Restschmelzenvarianten des Weinsberger Granits können offenbar sogar zur Ausbildung von grobkörnigen Zweiglimmergraniten mit stärker ausgeprägten S-Typ Eigenschaften führen (z.B. Haltepunkt 11, Plochwalder Granit - HAUNSCHMID 1988).

Die genannten kalifeldspatreichen Granittypen und Varianten der Weinsberger Familie zeigen meist noch eine deutliche Schollenregelung, Flaserung und Streckung in herzynischer Richtung, wobei auch z.T. ein Einströmgefüge in einem während der Auskristallisation noch verhältnismäßig tiefen und dabei transpressiven bis kompressiven Krustenniveau angenommen werden könnte. Die etwa gleichzeitig wirkende Südvergenz der höheren Stockwerke ist im östlichen Bayerischen Wald deutlicher entwickelt als bei uns (z.B. bei

der Donauleitenserie am Südrand der Mühlsholle mit ihrer hochgradigen prograden Regionalmetamorphose - DAURER 1976). Im Sauwald, also im wesentlichen südlich der später wirksamen (jungpaläozoischen) Donaustörung, des weiteren aber auch in einem dreieckigen Raum östlich der Rodlstörung, der durch eine Linksseitenverschiebung in diese Position gelangte, befinden wir uns während der ersten Anatexis vermutlich in einem etwas höherem Krustenstockwerk als in der Mühlsholle. Der Zusammenhang beider Stockwerke ist bei den Donauschlingen oberhalb Aschach kilometerweit erhalten und im Prinzip schon in der geologischen Karte von Linz-Eferding (SCHADLER 1952) dargestellt. Ein solcher Zusammenhang ist auch unmittelbar nördlich und östlich der Stadt Linz erkennbar.

Im Sauwald läßt sich grob genommen in Anlehnung an THIELE (1962) von N nach S folgende anatektische Abfolge erkennen: Perlgneise, worunter man eine Gruppe von mehr oder weniger biotitreichen Meta- und Diatexiten versteht, welche jene zum Namen führenden 2-3 mm großen knotigen Oligoklasperlen zeigen (Haltepunkt 2), gehen über mehrere km Breite in grobschollige, sowie in streifige und schließlich z.T. auch in nebulitische Migmatite über, welche vorwiegend als Diatexite zu bezeichnen sind, da sie einen schon sehr weitgehend schmelzflüssigen Bildungszustand durchlaufen haben (FINGER 1986, FINGER et al. 1986) (Haltepunkt 3). Zu dieser hochgradig anatektischen Gesteinsgesellschaft gehören auch die bekannten cordieritreichen Schollenmigmatite von Wernstein, ebenso wie die meist mit ihren biotithältigeren Fasern etwas unrein erscheinenden Granite von Ach-Schnürberg ("weitgehend homogenisierter Perlgneis" nach THIELE 1962). Im südlichsten Sauwald führt die dortige Kulmination der Anatexis bis zu den z.T. klar diskordanten Graniten vom Typus Schärding, ein cordierithältiger Kleinkorngranit mit vielen kleinen Schieferschöllchen ("Leberflecken") (Haltepunkt 1), sowie zu verschiedenen ähnlichen Granitvarietäten bei Peuerbach (derzeit in Bearbeitung durch G. SCHUBERT). Auffälligerweise zeigen diese hochgradig anatektischen Produkte im Sauwald im Gegensatz zu den vermutlich mehr oder

weniger gleichalterigen kalifeldspatreichen anatektischen Graniten der Mühlzone durchwegs den Charakter von S-Typ Schmelzen und es ist deshalb freilich naheliegend, sie auf die Aufschmelzung jener Paragneise bzw. Schiefergneise zurückzuführen, welche an kleineren Stellen im Sauwald noch in Restbeständen erkennbar sind (Fig.1), und der monotonen Serie des Moldanubikums anzuschließen sein dürften (THIELE 1962). Nicht nur im Sauwald selbst, sondern auch in jenem im E der Rodl-Störung gelegenen und sinistral verschobenen Abschnitt der Sauwaldscholle und im östlich angrenzenden Teil des Mühlviertels folgte der ersten Anatexis eine jüngere Generation von meist feinkörnigen Zweiglimmergraniten, deren Hauptrepräsentant der Granit vom Typus Altenberg ist (loc. typ. NE Linz, vgl. SCHADLER, Karte Linz-Eferding 1:75.000). Daneben kann man aber auch den Haibacher Granit gleich nördlich der Donau-Störung (FINGER 1984), und in der Sauwaldscholle auch die Vorkommen von St. Sixt und Kopfing zu dieser Gruppe rechnen (vgl. Mühlviertelkarte der Geol.B.-A, 1965). FRASL (1959) wies bereits auf die vielen aplitisch-pegmatitischen Gänge besonders zwischen Linz und Neumarkt hin, welche Abspaltungen dieser Altenberger Gruppe sind. Sie hören in auffälliger Weise an der Grenze des Verbreitungsgebietes des postorogenen Freistädter Granodiorits schlagartig auf und sind somit offensichtlich älter als die Freistädter Intrusionen (siehe unten).

Der Altenberger Typ, chemisch ein eindeutiger S-Typ, dessen häufige Biotitbutzen ebenso wie die vielen reliktschen Zirkone sehr deutlich auf eine bevorzugte Ausschmelzung aus dem Perlgneiskomplex hinweisen und damit auf eine zweite, vermutlich aber nur lokal wirksame Anatexis, hat übrigens auch seine Äquivalente im Bayerischen Wald (z.B. Vilshofen, Metten, Neustift), aber ebenso ganz im SE des oberösterreichischen Granitareals auf der Neustadtler Platte, also S von Grein an der Donau, sowie entsprechend noch unveröffentlichten regionalen Vergleichen (G. FRASL) auch bei Litschau im Waldviertel, bei Schweinitz SE České Budějovice (Budweis), und bei Mhlava (Iglau, CSSR). Es handelt sich hier also um einen in der südlichen Böhmis-

Masse sehr weit verbreiteten Typ. In Oberösterreich zeigt er zumeist eine schwache (herzynische) Glimmerregelung und ist damit also noch zu den spätorogenen Bildungen zu rechnen. Gegenüber der kalifeldspatreichen Weinsberger- und Schlierengranit-Familie sind die Vorkommen des Altenberger Typs altersmäßig offensichtlich schon etwas abgesetzt und auch meist durch schärfere diskordante Kontakte gekennzeichnet (Haltepunkte 15,16).

Und gerade weil wir im Hangenden des Granitstockwerks, etwa "oben" bei der Donauleitenserie, eindeutig eine südvergente Faltung und eine zuerst kräftige aufsteigende Metamorphose antreffen, soll auch nicht unerwähnt bleiben, daß die anatektische Kruste z.B. in der tieferen östlichen Fortsetzung der Donauleitenserie während und nach der Erstarrung auch noch weiterhin, wenn auch relativ schwach, penetrativ deformiert wurde, zuerst unter den Bedingungen der Amphibolitfazies, dann der Grünschieferfazies, also unter einer retrograden Metamorphose (FINGER & KRUHL 1987). Damit bahnt sich wahrscheinlich schon die Anlage der Donaustörung in der Krustentiefe an, die dann bei zunehmender Abkühlung (Hebung und Abtragung) von der Blastomylonitbildung bei Biotitstabilität bis zur Mylonitisierung und teilweisen Verquarzung (Bildung der "Hartschiefer") unter absteigenden Temperaturen als steilstehende Störung weiter aktiv ist. Einen Einblick in ein hier anzuschließendes Scherflächensystem, welches Granitoide der Weinsberger Gruppe mit den ihr zugehörigen Aplit- und Pegmatitgeneration bereits vor der später zu erwähnenden auf Dehnungsrissen quer durchschlagenden Generation von gemischten Feinkorngranit und Aplit-Pegmatitgängen der postorogenen Mauthausener Generation durchschert hat, bekommt man bei St. Martin (Haltepunkt 4).- Am ehesten zu den spätorogenen Bildungen ist auch eine etwas biotitreichere, oft schwach schlierig migmatische, also inhomogene Feinkorngranitgruppe zu rechnen, die G. FRASL bei der Kartierung mit dem Arbeitsbegriff "feinkörniger Migmagranit" bezeichnet und von der in kleineren Stöcken und Gängen z.T. ähnlich aussehenden, aber ungeschiefert und hochplutonischen Mauthausener Granitgruppe abgetrennt hat.

Diese Migmagranitgruppe wurde jedenfalls noch von der herzynischen Einspannung erfaßt und sieht dementsprechend lokal fast gneisartig aus (z.B. bei Gallneukirchen, Haltepunkt 16). Gesteinsvorkommen von der Erscheinungsform dieser variablen Feinkorn-Migmagranitgruppe können sich entsprechend manchen Ortsbildern (entweder Gang- oder Schollenform) anscheinend auch mit manchen Altenberger Granitvorkommen oder sogar mit Engerwitzdorfer Graniten in der Altersreihenfolge abwechseln, erklärbar durch kleinräumige und temporär wechselhafte selektive Aufschmelzung unterschiedlicher Altbestandsgneise im Randgebiet der Anatexis. Solche unregelmäßig wechselhafte Teilmobilisationen könnten sich etwa auf Grund lagiger Inhomogenitäten in der vorantektischen Kruste ergeben haben, oder aber durch lokal unterschiedlich intensiven Wärmefluß, ein Prozess der bildlich vergleichbar sein mag mit dem Wabern und Züngeln der Flammen über einem Grillrost.

Noch zur Hauptphase der variszischen Anatexis gehören demgegenüber etliche Vorkommen von meist sehr kleinen Dioritkörpern, bei denen aber wiederum verschiedene Generationen unterschieden werden können:

Ältere Diorite finden sich z.T. als bis metergroße Schollen im Weinsberger Granit, häufiger aber noch im Schlierengranit und Engerwitzdorfer Granit. Daneben gibt es offenbar auch Monzodiorite, die weitgehend kogenetisch mit dem Weinsberger Granit sind (Sarleinsbach; Haltepunkt 6) und wahrscheinlich schließt sich auch der Sprinzensteiner Diorit (Diorit I sensu FUCHS 1962) hier an.

Hingegen durchschlagen jüngere Feinkorndiorite mit lokaler Ausbildung von Titanitfleckendiorit z.B. im Straßenaufschluß Unterweikersdorf (Haltepunkt 15) noch den Weinsberger Granit samt einem Gang aus der Verwandtschaft des Engerwitzdorfer Granits. Der Diorit wird dort lokal begleitet von der feinkörnigen, biotitreichen Migmagranit-Generation, jedoch werden auch diese beiden noch vom Altenberger Granit und dessen sauren Gängen durchschlagen (siehe auch Haltepunkt 16). Es gibt aber auch manche Quarzdiorite, die über Titanitfleckengranite und ebensolche

Fleckengranodiorite (bei Schlägl-St. Wolfgang) noch eng mit den postorogenen kleinen Hochplutonen vom Mauthausener Granittyp verbunden sind, wobei diese Granitvarietäten jedenfalls schon zur im folgenden genannten großen Gruppe der postorogenen Hochplutone gehören.

Die Gruppe der postorogenen Hochplutone samt ihrem Gefolge von granodioritporphyritischen Gängen, seltenen Apliten und später auch Lamprophyren intrudierte im Mühlviertel und im Sauwald erst nach einer weiträumigen Krustenabkühlung, welche wohl mit einer kräftigen Hebung und Abtragung des betreffenden Orogenabschnitts zusammenhing. Die Schmelzen stiegen aus einer heute kaum mehr aufgeschlossenen größeren Tiefe in einem zumeist bereits gut homogenisierten Zustand auf und zeigen scharfe Kontakte zu den älteren Gneisen, Anatexiten sowie syn- bis spätorogenen Granitoiden (Haltepunkte 14,18). Zu den postorogenen Hochplutonen gehören nicht nur der bekannte Granit vom Typus Mauthausen im namengebenden Stock (Haltepunkt 19), sondern auch Feinkorngranitstücke des westlichen Mühlviertels bei Neuhaus-Plöcking, bei Aschach und bei Aigen-Schlägel (siehe Mühlviertelkarte 1:100.000), aber in ganz entsprechender Weise auch jene viel weiter östlich, z.B. bei Gloxwald E Grein und auf den Blättern Perg und Königswiesen gelegene Feinkorngranitvorkommen. Andererseits entsprechen diesem Typ im Bayerischen Wald in etwa die bekannten Vorkommen bei Kaußing und Tittling und wohl auch Teile des Hauzenberger Stocks.

Der ebenso zu dieser postorogenen Gruppe gehörige "Freistädter Granodiorit" ist im namengebenden Pluton im wesentlichen in Form von zwei Hauptvarianten ausgebildet: Der feinerkörnige Kerntyp, der weitgehend dem Mauthausener Granittyp entspricht, und der kalifeldspatärmere mittel- bis grobkörnige Randtyp mit seinen oft relativ großen (bis über 1 cm) kurzsäuligen Biotiten (Haltepunkte 13,14,15). Der grobkörnige Typ wird in Randnähe (Graben bei Freistadt, Haltepunkt 13) sowie NE von Lasberg (FRASL 1960) von Gängen von Feinkorngranodiorit durchschlagen, die intern zониert sind und randlich in Granodioritporphyrite (z.T. mit schönen Porphyr-

quarzen) übergehen. Bei Graben wird schließlich der Freistädter Granodiorit-Randtypus noch von einem verwandten mittelkörnigen, saureren Nachschub aufgespalten ("Graben-Granit" - FRIEDL 1988).

Während die Granite der Mauthausener/Freistädter Gruppe I-Typ Charakter aufweisen, sind die Plutone aus der Verwandtschaft des ebenfalls postorogenen, zweiglimmerigen grobkörnigen Eisgarner Granits, welche vorwiegend ganz im Norden des österreichischen Staatsgebietes auftreten (z.B. Haltepunkt 8), wiederum S-Typ Granite. Nach der geläufigen Ansicht (z.B. FUCHS & THIELE 1968) ist die Eisgarner Gruppe jünger als die Mauthausener/Freistädter Gruppe.

Die späten Lamprophyre treten am ehesten in der Umgebung des Neuhaus-Plöckinger Granitstocks gehäuft auf (SCHADLER 1952), wobei auch dieser Hochpluton meist wieder in herzynischer Richtung von ihnen durchschlagen wird, ähnlich wie bei Sarleinsbach der Quarzmonzodiorit der Weinsberger Generation (Haltepunkt 6).

THIELE hat (1961) aus dem Donautal beschrieben, wie ein Granodioritporphyritgang noch nachweislich Blastomylonite der Donaustörung durchbrochen hat, sodaß das Alter dieser tiefreichenden Störung demnach offenbar als jungpaläozoisch anzunehmen ist; aber die Störung wurde später freilich auch noch bis im Tertiär wiederbelebt (Südwestrand Eferdinger Becken). Übrigens wird die Schar von herzynisch gerichteten Tiefenstörungen (Donaustörung, Pfahlstörung) von der rheinisch gerichteten Rodlstörung abgeschnitten, die über Budweis hinaus nach NNE weiterzieht, und an der auch jene Schlepplungserscheinungen, die bereits SCHADLER auf Blatt Linz-Eferding angedeutet hat, zu einer Linksseitenverschiebung um ca. 25 km (THIELE 1970) passen.

Die Exkursionshaltepunkte am ersten Exkursionstag (22.9.)

Zielsetzung: Westlicher Querschnitt durch das oberösterreichische Kristallgebiet. Wir queren von Süden nach Norden die Sauwaldscholle, die Donaustörung, die Mühlsholle und kommen über die Pfahlstörung bis zur Böhmerwaldscholle (Abb.1).

Die Fahrt von Salzburg bis zum Südrand des moldanubischen Kristallgebietes quert die Flyschzone und das Helvetikum am Alpenrand, auch quartäre Bildungen im Bereich des Salzach- und Traungletschers, und dann vor allem die breite Molassezone, deren Sedimente zum Teil buchtig ins noch südlich der Donau gelegene moldanubische Kristallgebiet des Sauwaldes eingreifen.

Von der Sauwaldscholle, welche als erstes besucht wird, liegen hauptsächlich kristallingeologische Untersuchungen von O. THIELE vor. Die Grundgliederung des Sauwaldkristallins folgt dem regionalen "herzynischen" NW-SE Streichen (siehe Abb.1), wobei in diesem hauptsächlich von einer variszischen Anatexis geprägten Gebiet, das vor allem von den sogenannten Perlgneisen aufgebaut wird, i.a. die weniger anatektischen Anteile (Metatexite) eher im NE, also näher der Donau konzentriert sind, während die reifsten Anatexite in Form von Granitplutonen am Südwestrand gelegen sind (Schärdinger, Peuerbacher Granit).

Die von der Anatexis noch am allermeisten verschont gebliebenen Gesteinsanteile werden im Sauwald als Schiefergneise zusammengefaßt (Abb.1) und zeigen auffälligerweise öfters Querstrukturen gegenüber dem herzynischen NW-SE Streichen. THIELE (1962) hat vor allem auf Grund solcher Querstrukturen auf die Bildung der Schiefergneisgruppe schon bei einer älteren, vorvariszischen Regionalmetamorphose geschlossen. Wir halten es aber ebensogut für denkbar, daß die Hauptprägung der Schiefergneise auch schon zum variszischen Zyklus dazugehört und hier zu einem wesentlichen Teil im Zusammenhang mit orogenetischen Erscheinungen knapp vor der Anatexis erfolgte.

Im Sauwald haben wir aus der Vielfalt der im zeitlichen Zusammenhang mit der variszischen Anatexis stehenden Erscheinungen drei Aufschlüsse ausgewählt.

Haltepunkt 1: Im Steinbruch der Schärdinger Granitindustrie in Gopperding (ca. 3 km SE Schärding) zeigen wir den bereits von HORNINGER (1935) ausführlich beschriebenen Schärdinger Granit. Dieser bildet einen recht homogen zusammengesetzten Pluton, der aber nur zum Teil scharfe Grenzen gegen das anschließende Migmatit- bzw. Perlgneisgebiet ausgebildet hat.

Der mittelkörnige Schärdinger Granit besteht ca. aus 30-40 % Kalifeldspat, 20-30 % Plagioklas, 20-30 % Quarz, 10 % Biotit und etwas Cordierit (bis 5 %). Ein bemerkenswertes akzessorisches Mineral ist der relativ häufige Monazit. Der Schärdinger Granit ist normalerweise durch viele dunkle Schöllchen von schiefrigen Paragneisen ("Leberflecken") gekennzeichnet, welche oft sehr biotit- und cordieritreich sein können. Er wird bis in die Zentralalpen häufig als Wasserbau-, sowie Straßen- und Tunnelmaterial verwendet. Mit ihm eng verwandt ist der "variablere" Peuerbacher Granit, ein Stock von vergleichbarer Ausdehnung, der ca. 10-20 km weiter im Südosten auftritt (vgl. Abb.1).

Haltepunkt 2: An einer großen Felsabsprengung kann man an der Straße Schardenberg-Esternberg an der Ostseite der Brücke über den Kößlbach frische Aufschlüsse von Perlgneisen sehen. Diese recht massigen, mittelkörnigen, mehr oder weniger granitoiden, aber ziemlich dunklen Gesteine gehen letztlich auf variable, vorwiegend aber feinkörnige biotitreiche Paragneise zurück, die durch beginnende Anatexis unter weitgehendem Verlust des früheren Zeilen- und Lagenbaues bzw. unter Verlust von früheren Schieferungs- und Faltungsstrukturen in einen breiartigen magmatischen Zustand übergeführt wurden. Vom feinerkörnigen Altbestand finden sich im Aufschlußbereich noch reichlich Schollen und Schöllchen, die in herzynischer Richtung im ebenso schwach herzynisch geregelten Perlgneis eingeschlichtet sind. Namengebend für die

Perlgneise sind die mehr oder weniger rundlichen Oligoklas-"Perlen", die i.a. 40-50 % des Gesteins ausmachen. Dazu kommt viel Biotit (ca.15-30 %), Quarz (ca.20-30 %), sehr häufig auch Cordierit (i.a. bis 10 %, z.T. auch mehr). Zwischen dem sogenannten Perlgneis und dem Schärddinger Granit als kontrastierende Endglieder der anatektischen Entwicklungsreihe im Sauwald, gibt es - regional ungefähr zwischengeschaltet - noch eine Reihe recht verschieden aussehender anatektischer Zwischenstufen, bei denen zwar schon ein hochgradiges Aufschmelzungsstadium bestand, allerdings mit etwas mangelhafter Magmenhomogenisierung, sodaß die Gesteine noch mehr oder weniger migmatischen, vorwiegend nebulitischen Charakter haben. Derartige Bildungen werden von uns zu den Diatexiten gestellt, wobei die Gruppe der Diatexite (Abb.1) ungefähr die von THIELE als "Cordieritreiche Migmatite vom Typus Wernstein" und insbesondere die als "weitgehend homogenisierte Perlgneise" kartierten Gesteinsanteile des Sauwaldes umfaßt (Abb.1). Diatexite sind beim Haltepunkt 3 zu sehen.

Haltepunkt 3: Felsböschung an der Nordwestseite der Straßengabelung Vichtenstein - St.Aegidi - Engelhartzell (1 km N St. Aegidi). Es stehen massige, helle, nebulitische Diatexite an, die zum Teil schon recht granitähnlich sind und große Schollen von zumeist etwas dunkleren Gneisen einschließen, welche sich in verschiedenen Aufschmelzungsstadien befinden. Die grobmigmatische Bildung erinnert im Meterbereich an eine inhomogen aufgeschmolzene Masse, die in mehr oder weniger steif breiartigem Zustand in das herzynische Streichen der Umgebung einbezogen wird und dabei allmählich erstarrt ist. - Hier nahe der Donau ist ebenso wie im Streifen einige km N der Donaustörung (vgl. z.B. Haltepunkt 5 bei Obermühl) generell ein mittleres bis steiles NE Einfallen ausgebildet, das im Verein mit den Faltenbildungen in der marmorführenden und kaum anatektischen "Donauleitenserie" gleich N der Donau (vgl. DAURER 1986) ebenso durch eine regionale SW Vergenz des

Hangenden verstanden werden kann wie im anschließenden Passauer Wald und im Vorderen Bayerischen Wald.

Wir kommen bei Engelhartszell zur herzynisch streichenden breiten Donaustörung und fahren entlang derselben in Richtung Aschach weiter. Während zunächst noch die gegen N von oben her eingreifende Donauleitenserie (in Abb.1 auch mit der Signatur der Schiefergneisgruppe ausgeschieden) für eine klare Trennung zwischen dem Gesteinsbestand der Sauwaldscholle und der hauptsächlich durch die Massen von grobem Weinsberger Granit und von Schlierengranit gekennzeichneten Mühlsholle sorgt, gibt es gegen SE hin, nämlich im Bereich der oberhalb von Aschach tief eingeschnittenen Donauschlingen, einen km-breiten, z.T. durch fließende Übergänge charakterisierten Zusammenhang zwischen dem Perlgneisbereich des Sauwaldes und dem kalifeldspatreichen Granitisationsbereich der Mühlsholle (vgl. auch SCHADLER, 1952, FINGER 1986).

Die Mühlsholle und auch die nördlich anschließende Böhmerwaldscholle wurden kristallingeologisch im wesentlichen von G. FUCHS kartiert und einer Übersichtsuntersuchung unterzogen (siehe z.B. FUCHS 1962). Über die Donaubrücke bei Aschach erreichen wir nachmittags den Haltepunkt 4, der gleich mehrere Aussagen zur mehrphasigen Entwicklung der Mühlsholle erlaubt.

Haltepunkt 4: An einem Straßenaufschluß an der Umfahrungsstraße E von St. Martin im Mühlkreis (4 km N Aschach) ist (bei km 6,8) der Weinsberger Granit mit etlichen Schollen-einschlüssen sowie syn- bis posttektonischen Ganggeneratio-nen zu sehen (vgl. Abb.2; Profildarstellung nach Aufnahmen von FINGER & KOSCHIER).

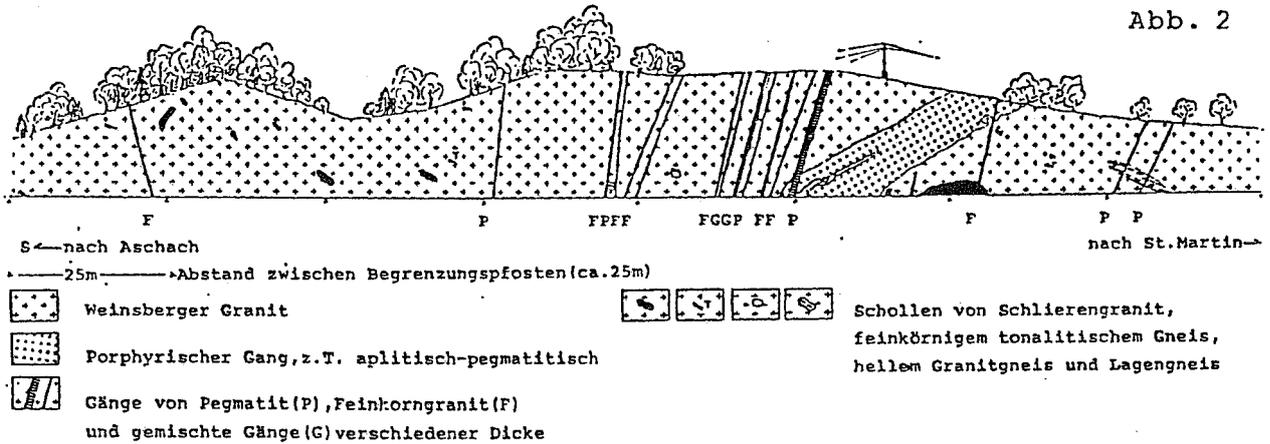
Der Weinsberger Granit ist hier charakterisiert durch sehr grobes Korn mit dicht gepackten blockigen Großkalifeldspaten bis über 10 cm Länge, wobei die Modalzusammensetzung bei ungefähr 30-40 % Kalifeldspat, 20-30 % Plagioklas, ca. 20 % Quarz und 10 % Biotit liegt.

St.Martin im Mühlkreis (Haltepunkt 4)

Straßenaufschluß an der Bundesstraße Aschach-St.Martin (ca.100m südlich der Ortseinfahrt St.Martin)

Stark vereinfachte Darstellung; Blickrichtung nach Westen.

Abb. 2



Der Granit läßt eine mehr oder weniger deutliche, im Durchschnitt mittelsteil nach Norden und Nordwesten einfallende Kornregelung erkennen. In Übereinstimmung mit dieser sind die zum Teil mehrere Meter großen Schollen einigermaßen regelmäßig eingelagert; darunter ein feinkörniger dunkler tonalitischer Gneis und eine flache größere Lagengneisscholle, letztere schon nahe dem Nordende des Aufschlusses. Für die Generationsfolge der Granitoide wichtig sind aber vor allem mehrere z.T. in Auflösung begriffene Schollen von Schlierengranit (vgl. Haltepunkt 5), der hier offensichtlich bereits vor der Weinsberger Schmelze gebildet worden ist. - Der Weinsberger Granit wurde noch in reaktionsfähigem Zustand von einem dicken sauren und saiger stehenden Gang durchschlagen, der z.T. porphyrisches Aussehen besitzt und idiomorphe Plagioklas- und größere Quarzeinsprenglinge führt - denen man eine kräftige Deformation ansieht - und außerdem dunkle Knoten, bestehend aus Granat und Biotit. Zum Teil ist der Gang aber mehr aplitisch und am oberen Ende auch pegmatitisch ausgebildet. Der porphyrische Anteil erinnert etwas an die Pinitporphyre des Regensburger Waldes. Jedenfalls wird der Gang noch durch eine Störungsfläche mit dextraler Schleppung schräg geschnitten. Querschlägt ein zweites, steiles, NE bis NNE streichendes jün-

geres Gangsystem durch, das vermutlich noch im Karbon auf Dehnungsfugen aufgestiegen ist. Es gehören dazu nämlich nicht nur Pegmatite und Aplite, sondern auch graue feinkörnige Ganggranite. Letztere wird man am ehesten der Mauthausener Granitgeneration zurechnen können, zu der auch der ca. 3 km NW auftauchende, kleine Neuhaus-Plöckinger Granitstock gehört (Abb.1).

Die Weiterfahrt geht an dem genannten Granitstock vorbei mehrere km über die Hochfläche, durch Neufelden und Altenfelden, und dann wieder hinunter ins Donautal nach Obermühl an der Mündung der Kleinen Mühl.

Haltepunkt 5: Frische Felsabsprengung an der Straße Obermühl-Altenfelden am nördlichen Ortsausgang von Obermühl schräg gegenüber der dortigen Papierfabrik (km 8,2).

Gezeigt wird die Typuslokalität des Schlierengranits (FINGER 1986). Der Schlierengranit ist ein echter Schmelzflußgranit mit im Meterbereich etwas schlierigem Aussehen, der oft mehr oder minder gut abgegrenzte, fein- bis mittelkörnige, dunkle und dabei dioritisch bis tonalitisch zusammengesetzte Schollen (z.T. mit Gneisgefüge) führt. Der Schlierengranit besitzt grobes, im Vergleich zum Weinsberger Granit allerdings etwas kleineres Korn. Letzterem ist er auch im Mineralbestand ähnlich, obwohl er doch regelmäßig etwas geringere Kalifeldspatanteile (i.a. 20-30 %) und höhere Plagioklas- (30-50 %), Quarz- (20-30 %) und Biotitgehalte (10-20 %) besitzt. In manchen Varianten tritt etwas Amphibol hinzu (bis ca. 5 %). Bemerkenswert sind die relativ häufigen Akzessorien Titanit und Orthit.

Der Schlierengranit ist im Mühlviertel sehr weiträumig verbreitet und umfaßt ziemlich genau jene Gesteine, welche von FUCHS anlässlich seiner Kartierungsarbeiten (siehe z.B. FUCHS 1962) als Grobkorngneise bezeichnet wurden. Von diesem Namen wird deshalb Abstand genommen, weil hier eindeutig Granite vorliegen, auch wenn diese durch die Orientierung von Schollen und Schlieren eine ähnlich deutliche Streckung und Einspannung bei der variszischen Orogenese erkennen lassen - und außerdem neben der Fließregelung im breiartigen

Zustand, auch Anzeichen postkristalliner Deformation - wie der syntektonische Weinsberger Granit auch.

Von Obermühl geht die Fahrt in nördliche Richtung zum dortigen großen Körper von Weinsberger Granit (Abb.1).

Haltepunkt 6: Felsböschung an der Straße Putzleinsdorf-Sarleinsbach, ca. 1 km W vom Ort Sarleinsbach bei Straßenkilometer 7,0. Besucht wird eine quarzmonzodioritische Variante des Weinsberger Granits mit Lamprophyrgang. Im Zuge der Straßensprengung wurde im Inneren des hiesigen großen Weinsberger Granitkörpers eine dunkle Variante freigelegt, welche sonst bei normaler Oberflächenverwitterung vom "normalen" granitischen Weinsberger (siehe Haltepunkt 5) kaum absticht. Die im Vergleich zu letzterem etwas selteneren, aber ebenfalls mehrere cm großen und gedrunghen idiomorphen Kalifeldspate lassen nämlich erst in den frischen Aufschlüssen ihre ursprüngliche klare Ausbildung und dunkle-glasige Erscheinung erkennen, welche auf die Erhaltung als nicht perthitisch entmischter Orthoklas hinweist, was im Gegensatz zum "normalen" Weinsberger Granit steht, wo meist Mikroklinperthit vorliegt. Aber auch die im Sarleinsbacher Typ üblichen Pyroxene bemerkt man mit freiem Auge kaum, wenn das Gestein nicht sehr frisch ist. Die Modalzusammensetzung des Sarleinsbacher Typs liegt etwa bei 20 % Kalifeldspat, 50 % Plagioklas, 10 % Quarz, 10-20 % Biotit und 10-20 % Ortho- und Klinopyroxene. Wie man am selben Hang gegen Westen registriert, ist das Gestein bei den dortigen angewitterten Blöcken nicht scharf vom Weinsberger Granit der Umgebung abgrenzbar. Wir interpretieren den Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach als bereits früh verfestigte Partien der Weinsberger Schmelze. Der Quarzmonzodiorit hat übrigens eine ähnlich deutliche herzynische Regelung wie der "normale" Weinsberger Granit. Im Aufschlußbereich wird er scharf und geradlinig von einem steilen NW-SE streichenden Lamprophyrgang durchschlagen, der offenbar jener Gruppe von etwa gleichlaufenden Gängen angehört, die gegen den unteren Abschnitt der kleinen und großen Mühl eine größere Verbreitung hat (vgl. SCHADLER 1952, SCHARBERT 1957).

Ein dem Sarleinsbacher Typ vergleichbarer Quarzmonzodiorit mit zum Teil klaren Orthoklasen wurde auch beim Straßenbau ca. 1 km SE Sprinzenstein freigelegt, und ein ähnliches Gestein ist außerdem im neuen felsigen Straßenanschnitt der Mühlkreis-Bundesstraße gleich SW vom Friedhof von Annreith in Form von zwei mehrere Meter großen, flachen und in herzynischer Richtung im Weinsberger Granit eingeschichteten dunklen Schollen zu sehen. Die genannten Fundorte von quarzmonzodioritischen Gesteinen des Sarleinsbacher Typs liegen viele km voneinander entfernt, was doch darauf schließen läßt, daß auch basischere Schmelzanteile bei der anatektischen Genese der Weinsberger Granitfamilie eine größere Rolle spielten.

Die Weiterfahrt geht über Sarleinsbach und Sprinzenstein in Richtung Rohrbach. Wir kommen dabei durch einen der größten Dioritkörper des Mühlviertels, der allerdings sehr schlecht aufgeschlossen ist. Ca. 2,2 km vor Sprinzenstein ist am Rand der Straße in einer Linkskurve ein kleiner Aufschluß des Diorits zu sehen. FUCHS (1962) hält das dioritische Gestein für etwas jünger als den Weinsberger Granit und weist auf die Übernahme von aus diesem stammenden Feldspäten hin. - Über Rohrbach geht die Fahrt weiter in Richtung Aigen.

Am NE Rand der Mühlscholle treten schon nahe der Pfahlstörung eine Reihe von "Feinkorngranitvorkommen" auf, die üblicherweise zur Gruppe des Mauthausener Granits gerechnet werden. Gleich beim Bahnübergang vor Schlägel können mehrere Varianten dieser Gruppe am Lagerplatz des dortigen Steinmetzbetriebes besichtigt werden. Im Zusammenhang mit den Vorkommen von Feinkorngraniten stehen im Gebiet der Pfahlstörung zum Teil auch feinkörnige Dioritintrusionen, die gegenüber dem zuvor genannten Sprinzensteiner Diorit als jünger und als unmittelbare Vorläufer der Mauthausener Granite gelten. Vor allem im Kontaktbereich beider Gesteine kommt es verbreitet zur Ausbildung von meist hellen Titanitfleckengranodioriten, welche recht gut den bekannten Titanitfleckengesteinen bei Fürstenstein in Bayern, z.B. den

Engelburgiten (TROLL 1964) entsprechen. Ähnliche Gesteine werden am zweiten Exkursionstag bei Haltepunkt 15 gezeigt. Die Weiterfahrt geht vorbei am berühmten Stift Schlägel und durch den Ort Aigen, dann von der Hauptstraße weg, die Höhe des Böhmerwaldes aufwärts in Richtung zum Bärenstein. Wir queren dabei die Pfahlstörung und betreten die Böhmerwaldscholle.

Haltepunkt 7: Kehre der Bärensteinstraße beim Stifterdenkmal: Hier stehen Cordierit-Sillimanit-Schiefergneise an. Diese meist biotitreichen, streifigen Gesteine reichen nach N und E über die CSSR Grenze und besitzen dort große Verbreitung. In ihnen stecken die Zweiglimmergranite des Bärensteingebietes, die zur Granitgruppe des Typus Eisgarn gerechnet werden.

Haltepunkt 8: Bärensteinstraße, 2,4 km N der Abzweigung von der Hauptstraße Aigen-Ulrichsberg. Im Wald neben der Bärensteinstraße gibt es Blockhaufen des porphyrischen grobkörnigen Zweiglimmergranits vom Typus Eisgarn. Charakterisiert ist dieser saure S-Typ Granit durch die Ausbildung von mehrere cm großen, flachtafeligen Kalifeldspaten ähnlich wie in den Zweiglimmergraniten des namensgebenden Eisgarner Gebietes (SCHARBERT 1966). Die Modalzusammensetzung des Eisgarner Granits liegt im Bärensteingebiet bei ca. 30-40 % Kalifeldspat, 30-40 % Quarz, 20-30 % Plagioklas, 5-10 % Hellglimmer und um 5 % Biotit.

Haltepunkt 9: Näher dem Pfahl können wir beim Wasserhochbehälter von Aigen beobachten, wie der Eisgarner Granit lokal gneisartig wird.

Haltepunkt 10: Noch etwas weiter auf den Ort Aigen zu findet man an der Straßenböschung (bei Siedlung ca. 1,1 km N der Abzweigung der Bärensteinstraße von der Hauptstraße) steilstehende Mylonite (Hartschiefer) der Pfahlstörung, hier aus Eisgarner Granit entstanden.

Die Weiterfahrt führt anschließend etwa 70 km quer durch das Mühlviertel in östlicher Richtung nach Freistadt, dem Hauptort des unteren Mühlviertels, wo die Übernachtung erfolgt. Auf der Fahrt queren wir bei Bad Leonfelden die dort breit aufgefächerte Rodlstörung, welche von der Donau bis über Budweis in der CSSR hinaus in rheinischer Richtung (ungefähr NNE-SSW) verläuft. Östlich der Störung erreichen wir ein zusammenhängendes Granitareal, welches man zum sogenannten Südböhmischen Pluton rechnen kann.

Die Haltepunkte am zweiten Exkursionstag (23.9.)

Zielsetzung: Nord-Süd Profil durch das Granitgebiet im östlichen Mühlviertel. Gezeigt werden verschiedene Granittypen im österreichischen Anteil des Südböhmischen Plutons und ihre Generationsfolge.

Vom Übernachtungsort Freistadt fahren wir zunächst nach NE in Richtung Windhaag und zum Steinbruch im Plochwald.

Haltepunkt 11: Steinbruch der Fa. Friepeß im Plochwald, ca. 3,5 km ENE von Windhaag (Aufschluß- und Gesteinsbeschreibung nach B. HAUNSCHMID).

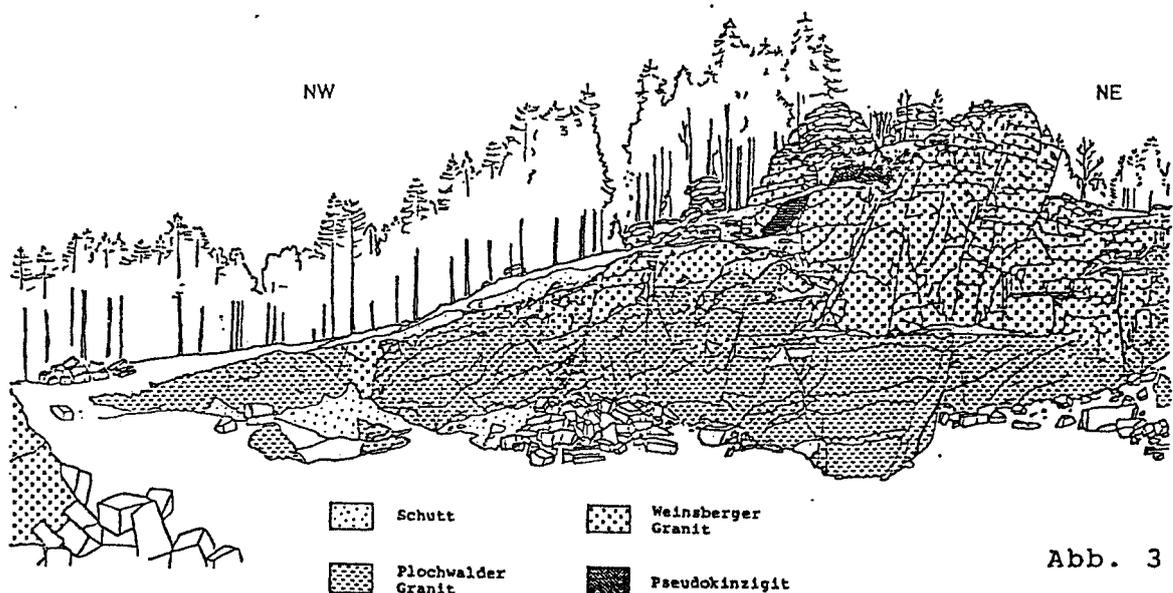


Abb. 3

In der nördlichen Steinbruchwand (vgl. Abb.3) sieht man im oberen Teil den Weinsberger Granit, der hier im nordöstlichen Mühlviertel oft etwas hellglimmerführend ist, ansonsten aber jenem des westlichen Mühlviertels (z.B. Haltepunkt 4) makroskopisch weitgehend gleicht. Im Weinsberger Granit finden sich größere Schollen von sogenanntem Pseudokinzigit (nov.nom. HAUNSCHMID 1988), ein massiges, dunkles, mittel- bis grobkörniges Gestein, bestehend aus ca. 35 % Granat, 30 % Biotit, 20 % Quarz, 8 % Cordierit und 5 % Plagioklas. Idiomorphe Zirkone und Apatite, welche im Granat und Biotit bereits als Einschlüsse vorliegen und in Tracht, Habitus und optischen Eigenschaften mit jenen im Weinsberger Granit völlig übereinstimmen, zeugen von einer Kristallisation des Gesteins in engem Zusammenhang mit der Bildung der Weinsberger Granitschmelze. Auflösungs-, Umkristallisations- und Kumulationsprozesse eines in der Weinsberger Schmelze vorliegenden restitischen Stoffbestands haben bei der Entstehung des Pseudokinzigits vermutlich eine große Rolle gespielt.

Im unteren Teil der nördlichen Steinbruchwand steht eine besondere Granitart an, der sogenannte Plochwalder Granit (nov.nom. HAUNSCHMID 1988). Dieser neuerdings weithin als Dekorationsstein verwendete Typ (z.B. Bodenplatten des Neubaus der naturwiss. Fakultät in Salzburg) ist ein grober, hell bläulichgrauer, schwach geregelter Zweiglimmergranit, in welchem häufig bis 7 cm große blockige Kalifeldspate auffallen. Der Modalbestand ist ca. 35 % Quarz, 35 % Kalifeldspat, 20 % Plagioklas, 5 % Biotit und 3 % Muskovit. Der Plochwalder Granit durchdringt den Weinsberger Granit, die gegenseitigen Kontakte sind zum Teil scharf, zum Teil gibt es aber auch fließende Übergänge im Meterbereich. Sichtlich hat der Plochwalder Granit, der als Restschmelzenvariante des Weinsberger Granits aufgefaßt wird, seine großen Kalifeldspate von letzterem übernommen, ebenso wie zum Teil auch ganze Korngruppen oder sogar größere Schollen, die sich meist mehr oder weniger in Auflösung befinden. Der Plochwalder Granit bildet keinen einzelnen, geschlossenen Stock sondern durchdringt den

Weinsberger Granit im Raum N Sandl in einem mehrere km breiten WNW-ESE streichenden Streifen in Form vieler kleiner lagiger Körper, welche aber alle an der Grenze des Freistädter Granodiorit-Plutons abrupt abgeschnitten werden und sich damit als älter erweisen!

Haltepunkt 12: Steinbruch der Fa. Friepeß in Spörbichl, ca. 3 km SSE von Windhaag (Posthöfer Bruch). Hier sehen wir den mittel- bis grobkörnigen Karlstifter Granit (KLOB 1970), der aus ca. 30-35 % z.T. porphyrisch hervortretendem Kalifeldspat, 30-35 % Plagioklas, 20-25 % Quarz und ca. 10 % Biotit besteht, schwach herzynisch geregelt ist und nach FINGER & HAUNSCHMID (1988) ebenso wie der später zu besuchende Engerwitzdorfer Granit (Haltepunkte 15,16,17) noch als ein spätes Glied der synorogenen kalifeldspatreichen Weinsberger Familie gedeutet wird. Weiters sehen wir eine helle feinkörnige Variante des Freistädter Granodiorits, die postorogen und daher unregelmäßig ist. Sie durchdringt den Karlstifter Granit im Kontaktbereich bisweilen in Gängen und schließt selten auch Schollen von diesem ein. Die Auffassung von KLOB (1970), wonach der Karlstifter Granit jünger wäre als der Freistädter Granodiorit, ist also hier im Posthöfer Bruch klar widerlegbar.

Der feinkörnige "Kerntyp" des Freistädter Granodiorits besitzt eine ungefähre Modalzusammensetzung von 20-30 % Kalifeldspat, 30-40 % Plagioklas, 20-30 % Quarz und etwa 10 % Biotit, und führt eine Menge kleiner Biotitbutzen. Der gröbere Karlstifter Granit dagegen hat häufig Einschlüsse von feinkörnigen, quartzdioritisch bis tonalitisches zusammengesetzten Gneisschollen. Beide Granite haben einzelne blockige Großkalifeldspate und zum Teil auch Korngruppen sowie kleinere Schollen vom präexistenten Weinsberger Granit übernommen, öfters findet man auch kleine Schollen von schlierengranitähnlichem Material.

Haltepunkt 13: Felsabsprengung gleich am nordöstlichen Ortsausgang von Freistadt, und zwar am nordseitigen Rand der Bundesstraße nach Sandl bei Straßenkilometer 103,0 (Lokalität "Graben"). Der Aufschluß zeigt sehr gut die Intrusionsfolge im komplexen Freistädter Pluton (Aufschluß und Gesteinsbeschreibung z.T. nach G. FRIEDL). Am oberen Ende des ca. 80 m langen Aufschlusses, also in Richtung Sandl, ist die mittel- bis grobkörnige Variante des Freistädter Granodiorits (Randfazies) aufgeschlossen. Das Gestein besitzt etwa die Zusammensetzung 10 % Kalifeldspat, 50 % Plagioklas, 25 % Quarz, sowie ca. 12 % Biotit, und zeichnet sich vor allem auch durch das Auftreten relativ großer idiomorpher (kurzsäuliger) Biotite aus. Geht man den Aufschluß entlang weiter in Richtung Freistadt, sieht man nach ca. 20 m beim Kilometerpflock 103,0, daß die "Randfazies" des Freistädter Granodiorits von einem steilstehenden Gang aus der Verwandtschaft des feinkörnigen "Kerntyps" des Freistädter Granodiorits durchdrungen und in Schollen aufgespalten wird. Der Gang besitzt gegen den Rand zu die Ausbildung eines Granodioritporphyrits, offensichtlich infolge rascher Unterkühlung. — Im scharf abgegrenzten Hangenden, gegen das untere Aufschlußende zu, folgt in Richtung Freistadt eine mittel- bis grobkörnige, höherdifferenzierte Variante des post-orogenen Freistädter Intrusivkomplexes. Dieser saure Granit bildet etwa in Aufschlußmitte auch einen Gang in dem der "Randfazies" des Freistädter Plutons zugerechneten basischeren Granodiorit des zuerst genannten östlicheren Aufschlußbereichs. Der Gang ist etwa in der Aufschlußmitte zu sehen, wo er ca. 5m überhalb der Straße flach ausbeißt. Der saure Granittyp, nach der hiesigen Lokalität neu als Typus "Graben" benannt (G. FRIEDL 1988), setzt sich aus ungefähr 30 % Quarz, 35 % Plagioklas, 25 % Kalifeldspat, 5-8 % Biotit und etwas Hellglimmer (z.T. bis 5 %) zusammen und besitzt nördlich von Freistadt eine geschlossene Verbreitung von etlichen km².

Nach dem Mittagessen Weiterfahrt von Freistadt nach St. Oswald.

Haltepunkt 14: Aufschluß an der Straße St. Oswald - Sandl bei der scharfen Linkskurve unmittelbar vor der Brücke 1,6 km NE St. Oswald. - Zu sehen ist der hochplutonische Kontakt des Freistädter Granodiorit-Stocks gegen sein Dach. - Herzynisch streichende, vorwiegend NE einfallende Paragneise mit lagigen, dem Weinsberger Granit ähnlichen Anatexitbildungen werden am linken Aufschlußende von der Randfazies des Freistädter Granodiorits (siehe Haltepunkt 13) scharf und diskordant abgeschnitten. Gegen das rechte Aufschlußende werden dieselben Gesteine nochmals von einem dm-dicken steilstehenden Gang des Granodiorits durchschlagen, der trotz geringer Mächtigkeit kaum verminderte Korngröße und Idiomorphie der Gemengteile besitzt.

Haltepunkt 15: Großer Straßeneinschnitt an der Bundesstraße Linz - Freistadt, 0,7 km nordöstlich von Unterweikersdorf. Am westseitigen Felsanschnitt zeigen wir die Interferenz mehrerer Typen von Granitoiden. Weinsberger Granit wird hier von dem in Korngröße und Zusammensetzung dem Karlstifter Granit (Haltepunkt 12) oft ähnlichen, allerdings meist etwas rosa gefärbten Engerwitzdorfer Granit durchschlagen, weiters von einem ziemlich dunklen feinkörnigen Migmagranit (alle drei genannten Gesteine besitzen noch die synorogene Kornregelung), und am oberen Aufschlußende gegen Neumarkt hin von einem feinkörnigen Diorit, der teilweise als "Titanitfleckendiorit" ausgebildet ist. Der Diorit jedoch wird ebenso wie der Weinsberger Granit noch vom hellen Altenberger Granit und seinem Gangfolge durchsetzt. Der Altenberger Granit (vgl. auch Haltepunkt 16), ein feinkörniger saurer Zweiglimmergranit, der etwa zu gleichen Teilen aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz besteht, und daneben nur wenige % von hellem und dunklem Glimmer aufweist - besonders in Gängen geht er gerne in aplogranitische Varianten über - bricht oft quer und schräg zur herzynischen Richtung durch, teilweise unrein mit Kontaktsäumen. - Der im östlichen Mühlviertel an mehreren Stellen, und zwar meist in kleineren gangförmigen Vorkommen beobachtbare "Migmagranit" ist ein dunkler, fein- bis

mittelkörniger, oft etwas schlieriger Biotitgranit mit Plagioklasvormacht.

Haltepunkt 16: Aufschluß an der Böschung der Straße Gallneukirchen - Altenberg bei Kilometerpflock 1,4 von Gallneukirchen aus (Aufschlußbeschreibung nach G. FRIEDL & G. SCHUBERT 1988).

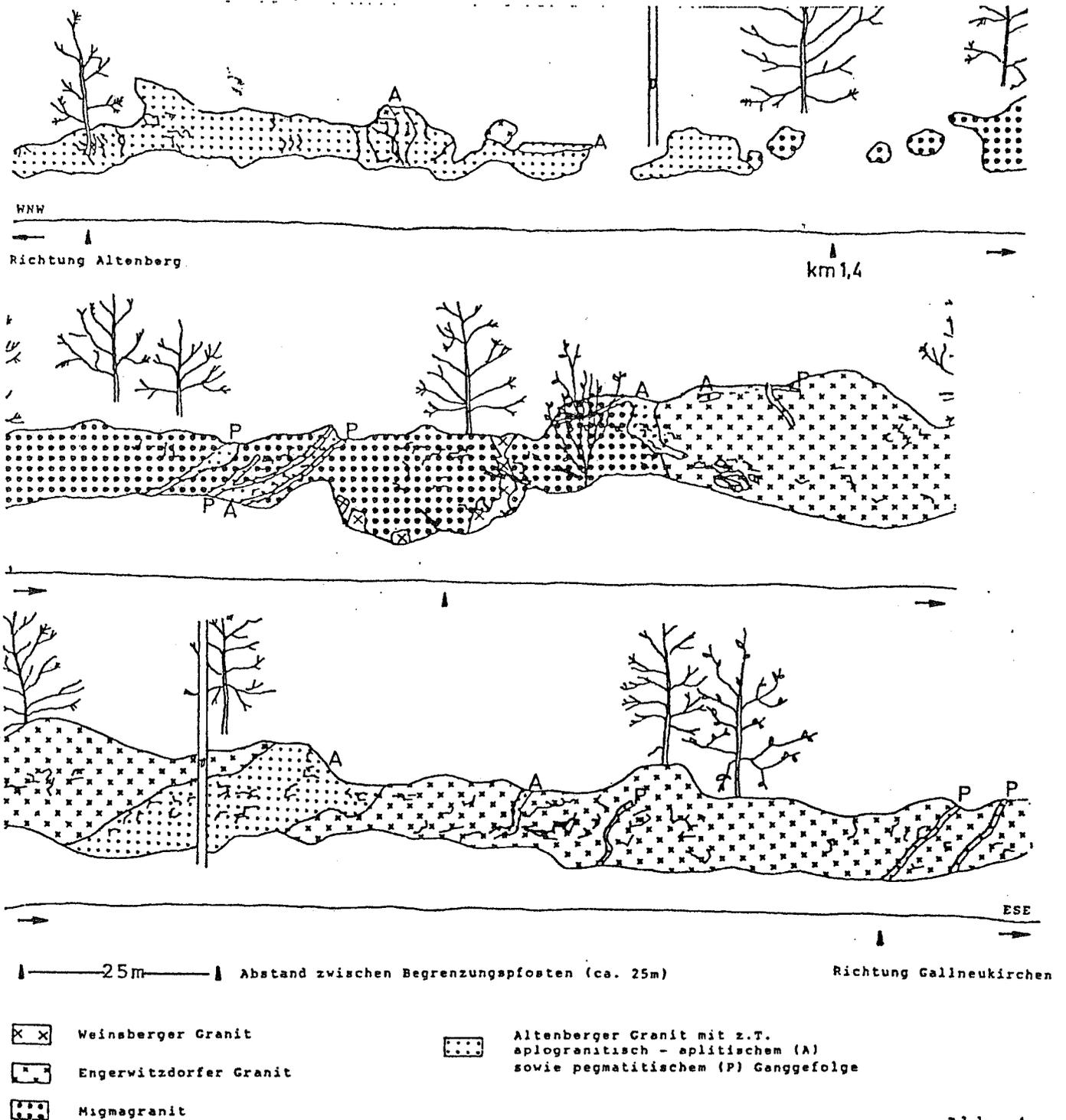


Abb. 4

Man sieht Gänge von Altenberger Granit, die teilweise ins Aplogranitische gehen, quergreifend im Engerwitzdorfer Granit und auch im feinkörnigen dunklen Migmagranit (Abb.4). Beide letztgenannte Granitoide haben wiederum vom Weinsberger Granit Großkalifeldspate und z.T. größere Korngruppen oder Schollen übernommen. Sie zeigen noch deutliche herzynische Internstrukturen: Im Engerwitzdorfer Granit sieht man neben einer schwachen Kornregelung auch eine gewisse lagige Differenziation; der Migmagranit ist deutlich schiefbrig, z.T. fast gneisartig. Am oberen Aufschlußende ist ein größerer Körper von Altenberger Granit angeschnitten. Auch er zeigt eine schwache, herzynische Glimmerregelung.

Haltepunkt 17: An der Felsböschung neben der Straße im Tal der Waldaist W von Stranzberg (ca. 700 m Luftlinie S der Pfahnmühle) steht relativ grob ausgebildeter Granit vom Typ Engerwitzdorf an. Es handelt sich hier um einen rosafarbenen, kalifeldspatreichen und quarzarmen Biotitgranit mit etwas Amphibol, der in der Art und Ausbildung der Gemengteile (Feldspate, Zirkone etc.) sichtlich mit dem Weinsberger Granit verwandt ist. Allerdings ist der Engerwitzdorfer regelmäßig etwas jünger als dieser (siehe Haltepunkt 15, 16), freilich aber auch noch synorogen, was man insbesondere an der steilstehenden NW-SE Regelung der oft vorhandenen dunklen Schöllchen erkennt. Stellenweise wurde der Granit außer von den eigenen, i.a. rosafarbenen Pegmatiten noch von Ganggraniten der Mauthausener Art durchbrochen, andererseits wurde er hier gegen S hin vom Mauthausener Granitmagma in einem breiten Übergangsstreifen auch assimiliert (BARTAK et al. 1987).

Weiterfahrt im Waldaisttal bis knapp vor Schwertberg.

Haltepunkt 18: Bei der Felsenkapelle bei der Nordeinfahrt von Schwertberg (ca. 100 m N von der Burg) findet sich Mauthausener Granit (siehe dazu vor allem Haltepunkt 19), der hier im Randgebiet des namengebenden Plutons in Form von steilen Gängen den großkörnigen Weinsberger Granit durchschlägt; beide Granite sind hier typisch ausgebildet.

Haltepunkt 19: Im Bettelbergbruch am westlichen Ortsausgang von Mauthausen besuchen wir an der Typuslokalität eine klassische Gewinnungsstelle des Mauthausener Granits für das Kopfsteinpflaster der Stadt Wien (MAROSCHEK 1939; RICHTER 1965). Hier im Inneren des Stocks gibt es praktisch keine Nebengesteinskontakte bzw. Schollen in diesem besonders homogenen Biotitgranit, dessen Modalzusammensetzung etwa bei 30 % Kalifeldspat, 35-40 % Plagioklas, 25 % Quarz und 10 % Biotit liegt. Höchstens einige übernommene Kalifeldspate aus dem Weinsberger Granit sind als Fremdbestand freiäugig sichtbar. Vereinzelt sieht man saure aplitische oder pegmatitische Gängchen. Der Granit wird an der Steinbruchoberkante von Löss überlagert.

Die Fahrt wird in Richtung Linz fortgesetzt.

Haltepunkt 20: Als letzten Haltepunkt besucht die Exkursion noch einen Aufschluß an der Bundesstraße Perg - Linz, und zwar unmittelbar an der Abzweigung zur östlichen Ortseinfahrt von Steyregg (Aufschlußbeschreibung nach E. KOSCHIER 1988).

Am nordseitigen Straßenrand ist auf ca. 10 m Länge Schlierengranit und darin enthaltener, deutlich dunklerer und feinkörnigerer, von hellen Schlierengranitanteilen durchzogener und z.T. in Schollen zerlegter voranatektischer (? vorvariszischer) Altbestand aufgeschlossen, welcher von Aussehen und Zusammensetzung her als deutlich geschieferter Biotit-Plagioklas-Gneis mit Ortho-Habitus bezeichnet werden kann. Mit einem Modalbestand von ca. 5-20 % Kalifeldspat, 40-50 % Plagioklas, 15-25 % Quarz, 15-25 % Biotit besitzt der Gneis granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung nach STRECKEISEN. Nachdem ähnliche Gneise im Schlierengranit des Mühlviertels an vielen Stellen als Scholleneinschlüsse gefunden wurden, wird von FINGER & KOSCHIER angenommen, daß die Aufschmelzung dieser Gesteinsart wesentlich zur Bildung der Schlierengranitschmelze beigetragen hat.

Eine kurze Auswahl neuerer geologisch-petrographischer Literatur über das oberösterreichische Kristallengebiet (Zusammenstellung ab 1968; ältere Literatur siehe FUCHS & THIELE 1968)

BARTAK, D., FRASL, G., FINGER, F.: Der Zirkon als Indikator für die Einschmelzung von Granit durch Granit (am Beispiel von Mauthausener und Engerwitzdorfer Granit aus dem östlichen Mühlviertel, Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A. 129, S. 646, Wien 1987.

DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich).- Diss. Univ. Wien, 299 S., Wien 1975.

DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 1-54, Wien 1976.

FINGER, F.: Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 217 S, Salzburg 1984.

FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A. 28, 383-402, Wien 1986.

FINGER, F., FRASL, G., FRIEDL, G., HÖCK, V. & LIEW, T.C.: Geology and petrology of the Late Palaeozoic granitoid complex in the southern Bohemian Massif (Austria).- Proceed. Congr. "The Bohemian Massif", Geol. Surv. Czechoslovakia, Prague 1988.

FINGER, F., FRASL, G. & HÖCK, V.: Some new results on the petrogenesis of continental crust in the western Moldanubian zone of Austria.- Publ. Zentralanst. Met. Geodyn. 67, 13-19, Wien 1986.

FINGER, F. & HAUNSCHMID, B.: Zirkonuntersuchungen als eine Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen Oberösterreichischen Moldanubikum.- Jb. Geol. B.-A. 1988 (in Druck), Wien 1988.

- FINGER, F. & HÖCK, V.: Zur Geochemie von S-Typ Granitoiden aus dem westlichen oberösterreichischen Moldanubikum.- Fortschr. Min., 63/1, S. 280, Stuttgart 1985
- FINGER, F. & KRUHL, H.J.: Zur Deformationsgeschichte von variszischen Graniten in der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich).- Nachr. dtsh. geol. Ges. 35, S. 28, Hannover 1976.
- FUCHS, G.: Das Südböhmische Granitmassiv.- in: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs.- Springer Verlag, 701 S, Wien 1980.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich.- Geol. B.-A., 96 S, Wien 1968.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A. 119, 1-43, Wien 1976.
- GÖD, R. & KOLLER, F.: Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse.- Mitt. Österr. Miner. Ges. 132, 87-101, Wien 1987.
- HAUNSCHMID, B.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich Windhaag bei Freistadt.- Dipl. Arbeit Univ. Salzburg, Salzburg 1988.
- KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ Karlstift).- TMPM 14, 311-323, Wien 1970.
- KLOB, H.: Der Freistädter Granodiorit im östlichen Moldanubikum.- Verh. Geol. B.-A., 1971, 98-142, Wien 1971.
- KOLLER, F., and NIEDERMAYR, G.: Die Petrologie der Diorite im Nördlichen Waldviertel, Niederösterreich.- TMPM, 28, 285-313, Wien 1981.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine der Moldanubikums in Österreich.- Mitt. Österr. Min. Ges. 132, 21-37, Wien 1987.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im Variszischen Orogen.- Geologie, 19, Berlin 1970.

Geologische Karten

- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRYZKA, K.u.E. & ZIRKEL, E.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000.- Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 17 (Großpertholz) mit Erläuterungen.- Geol. B.-A., Wien 1980.
- FUCHS, W. & THIELE, O.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 34 (Perg) mit Erläuterungen.- Geol. B.-A., Wien 1987.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Linz-Eferding.- Geol. B.-A. Wien 1952.
- SCHADLER, J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung, 1:50.000.- Kulturverwaltung der Stadt Linz (Hrsg.), Linz 1964.
- THIELE, O.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 35 (Königswiesen).- Geol. B.-A., Wien 1984.