

DAS GRANITGEBIET UM PLOCHWALD ZWISCHEN SANDL UND WINDHAAG
IM NORDÖSTLICHEN OBERÖSTERREICH:
MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DES DORTIGEN
PLOCHWALDER GRANIT-TYPS UND DES PSEUDOKINZIGITS

D I P L O M A R B E I T
zur Erlangung des Magistergrades
an der naturwissenschaftlichen Fakultät
der Paris-Lodron-Universität Salzburg

eingereicht von
Bruno Haunschmid



Salzburg 1989

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

Vorwort	3
Zusammenfassung	4
1. EINLEITUNG	5
1.1 Lage des Arbeitsgebiets	5
1.2 Geologischer Rahmen, Erforschungsgeschichte	7
1.3 Zielsetzung der vorliegenden Diplomarbeit	9
2. METHODEN	10
2.1. Kartierung und Probennahme	10
2.2. Gesteinsaufbereitung	10
2.3. Chemische Gesteinsanalyse	11
2.4. Mineralanalysen	12
2.5. Röntgendiffraktometrie	14
2.6. Mikroskopische Untersuchung an petro- graphischen Dünnschliffen	14
2.7. Zirkonuntersuchungen im Streupräparat	15
3. KARTIERUNGSERGEBNISSE und makroskopische GESTEINSKURZCHARAKTERISTIK	17
4. PETROGRAPHIE UND GENESE DER GRANITOIDE	30
4.1. DER WEINSBERGER GRANIT	30
Makroskopischer Eindruck	30
Mikroskopischer Befund	32
Mikrochemischer Befund	42
Geochemie	49
4.2. DER PLOCHWALDER GRANIT	52
Makroskopischer Eindruck	53
Mikroskopischer Befund	55
Mikrochemischer Befund	66
Geochemie	79
Zur Genese des Plochwalder Granits	82
4.3. DER PLESSBERGER GRANIT	85
Makroskopischer Eindruck	85
Mikroskopischer Befund	86
Geochemie	94
Zur Genese	96
4.4. ZWEIGLIMMERGRANITE	97
Makroskopischer Eindruck	97
Mikroskopischer Befund	99
Geochemie	105
Zur Genese	107
4.5. DER FREISTÄDTER GRANODIORIT	108
4.6. DER GRANODIORITPORPHYRIT	111
4.7. DUNKLE GANGGESTEINE	114

5. DER PSEUDOKINZIGIT	116
5.1. PETROGRAPHIE	116
Makroskopischer Eindruck	118
Mikroskopischer Befund	120
Mikrochemischer Befund	131
Geochemie	140
5.2. HINWEISE DER MINERALCHEMISMEN AUF DIE P,T- ENTWICKLUNG DES PSEUDOKINZIGITS	142
5.3. Zur GENESE des Pseudokinzigits	148
Ein gedankliches Modell zur Bildung des Pseudokinzigits	155
Probenfundpunkte	157
Literaturverzeichnis	159
Phototafeln	168

Die vorliegende Diplomarbeit umfaßt 171 Seiten und beinhaltet 38 Abbildungen, 4 Beilagen mit einer geologischen Karte, 10 Photos, 2 Phototafeln und 34 Tabellen.

VORWORT

Bei ganz allgemein interessanten Besuchen im großen Steinbruch "Plochwald" bei Sandl im nordöstlichen Mühlviertel hatte ich das Glück jenes seltene massige Granat-Cordierit-Biotit-Gestein völlig frisch im Verband mit dem Weinsberger Granit anstehend zu finden, welches nach den bisherigen Beschreibungen und Berichten nur in Form von einigen weit verstreuten losen Blöcken bekannt war und als Kinzigit bezeichnet wurde. Einer Anregung von Dr. F. FINGER folgend kam ich im Herbst 1985 mit Prof. G. FRASL und Prof. V. HÖCK überein, diese "Kinzigite" im Rahmen einer Diplomarbeit näher zu untersuchen, und zwar sollte dies ursprünglich vorwiegend in petrographischer Hinsicht geschehen.

Im Zuge der weiteren Geländearbeiten rund um den Steinbruch verschob sich der Schwerpunkt der Diplomarbeit dann zunehmend in "geologische Richtung" insofern, als im großen Steinbruch Plochwald neben dem Kinzigit auch ein "neuer" Granittyp erkannt werden konnte, der Plochwalder Granit, und es schon deshalb notwendig wurde, sich mit der geologischen Stellung dieses Granits, beziehungsweise mit der Intrusionsfolge gleich mehrerer Granitarten im nordöstlichen Mühlviertel im allgemeinen genauer auseinanderzusetzen, und zwar u.a. auf der Basis einer geologischen Kartierung eines weiteren Gebiets um den Steinbruch im Maßstab 1:10.000.

Die Arbeiten wurden im wesentlichen von Prof. Dr. G. FRASL und Dr. F. FINGER betreut. Beiden Herren möchte ich an dieser Stelle sehr herzlich danken für ihr stetes Interesse am Fortgang der Arbeit, sowie für viele nützliche Ratschläge und etliche gemeinsame Exkursionen ins oberösterreichische Kristallingebiet. Dr. E. DACHS danke ich für die Zurverfügungstellung verschiedener Computerprogramme sowie für etliche Ratschläge, welche insbesondere das Fachgebiet der Geothermobarometrie betreffen, ebenso sei J.H. KRUHL für einige Anregungen zum Thema Tektonik und Strukturgeologie gedankt.

Danken möchte ich ferner auch meinen Studienkollegen aus dem kristallingeologischen Arbeitskreis um Prof. G. FRASL und Dr. F. FINGER, namentlich den Kollegen im Mühlviertelzimmer, G. FRIEDL, R. VIELREICHER, G. SCHUBERT, E. KOSCHIER und D. BARTAK, die mir durch zahlreiche Diskussionen bei der Problembewältigung oft sehr weitergeholfen haben.

ZUSAMMENFASSUNG

Ein ca. 17 km² großer, im Norden von Sandl gelegener Ausschnitt des jungpaläozoischen Südböhmischen Granitkomplexes wurde einer geologischen und petrographischen Bearbeitung unterzogen.

Der großkörnige Weinsberger Granit ist hier das älteste Granitoid. Er unterscheidet sich aber von den Vorkommen des Weinsberger Granits im südlichen und westlichen Mühlviertel in petrographischer und geochemischer Hinsicht erheblich und dürfte in einem höheren Stockwerk angeschnitten sein als dort. Neben Paragneisschollen findet man Pseudokinzigit-schollen, beide weisen auf eine Beeinflussung des Weinsberger Granitmagma durch sedimentogenes Material hin.

Der Pseudokinzigit (nov. nom., vorher "Kinzigit"), ein massiges Granat-Cordierit-Biotit-Gestein, das in metergroßen runden Schollen im Weinsberger Granit eingeschlossen ist, ist genetisch mit dem Original-Kinzigit im Schwarzwald - einem hochmetamorphen Paragestein - nicht äquivalent, sondern am ehesten als lokales frühmagmatisches Kumulat der Weinsberger Schmelze anzusehen.

Der Plochwalder Granit (nov. nom.), ein auch beim Neubau der Naturwissenschaftlichen Fakultät Salzburg als Dekorstein genutzter hellbläulichgrauer, grobkörniger Zweiglimmergranit, ist auf Grund feldgeologischer Beobachtungen sowie petrographischer und geochemischer Evidenzen als saurer Nachschub des Weinsberger Granits anzusehen.

Der Pleißberger Granit (nov. nom.), ein dunkler, feinkörniger amphibolführender Biotitgranit, ist jünger als der Weinsberger und Plochwalder Granit aber älter als der Freistädter Granodiorit. Das Gestein ist vermutlich mit dem Karlstifter Granit des nordöstlichen Mühlviertels verwandt.

Vorwiegend fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite durchschlagen den Weinsberger Granit in Form geringmächtiger Gänge und sind älter als der Freistädter Granodiorit. Letzterer ist im Arbeitsgebiet feinkörnig ausgebildet (Kernfazies). Jüngere magmatische Bildungen sind nur noch einige Granodioritporphyritgänge und dunkle Ganggesteine.

Die Granite vom Typus Weinsberg, Plochwald, Karlstift/Pleißberg sind, ebenso wie Teile der Zweiglimmergranite noch deutlich ins regionale herzynische WNW-ESE Streichen eingeschlichtet, also variszisch synorogen. Der Freistädter Granodiorit gehört dagegen zur posttektonischen Generation.

1. EINLEITUNG:

1.1. Lage des Arbeitsgebiets:

Das bearbeitete Gebiet liegt im äußersten nordöstlichen oberösterreichischen Mühlviertel (siehe Abb.1 und Abb.2). Die geologische Aufnahme umfaßt in der Gemeinde Windhaag die Ortschaften Unterwald und Predetschlag, in der Gemeinde Sandl die Ortschaften Plochwald, Hacklbrunn, Hundsberg und Eben. Das Gebiet liegt am Westrand vom ÖK50 Kartenblatt 17 (Großpertholz). Im Norden und Osten wurde die Maltzsch als Begrenzung des Kartierungsgebiets gewählt; gegen Süden wurde die Aufnahme bis hin zum Rand des Freistädter Granodioritkörpers (L. WALDMANN, 1939) ausgedehnt. Das kartierte Gebiet umfaßt damit eine Fläche von ca. 17 km².

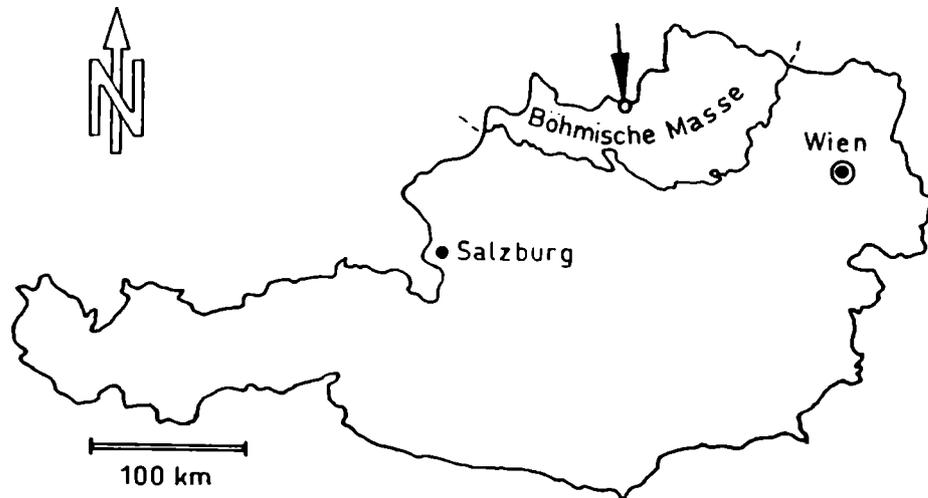


Abb.1: Lage des Arbeitsgebiets in Österreich

Das Landschaftsbild wird einerseits durch den Taleinschnitt der Maltzsch im Osten und Norden des Arbeitsgebietes geprägt, andererseits durch den Höhenzug, der westlich bzw. südlich anschließt und der vom Viehberg (1112 m) im Süden in etwa NNW-licher Richtung bis über Plochwald (P. 1040) hinaus verläuft. Er fällt im Osten gegen die Maltzsch mit relativ steilen Hängen ab, gegen Westen zu ist sein Abfallen dagegen

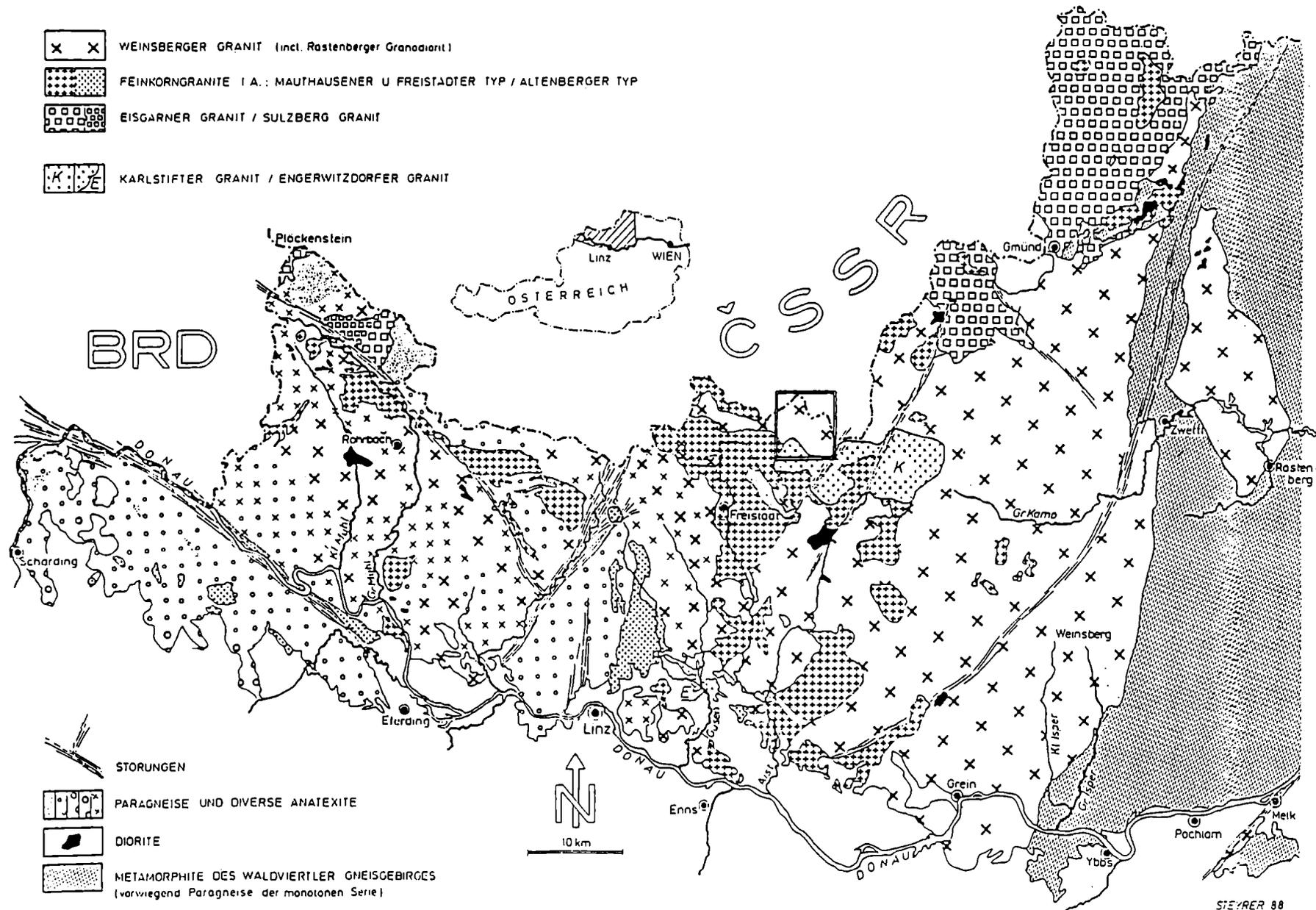


Abb.2: Kristallingeologische Übersichtskarte des Süd-böhmischen Granitmassives (aus F. FINGER & B. HAUNSCHMID 1988, modifiziert nach FUCHS & MATURA, 1976). Das Diplomgebiet ist doppelt umrahmt.

flacher. Der tiefste Punkt des Kartierungsgebietes (740 m) ist im Nordwesten, wo die Maltzsch das Kartenblatt gegen Westen verläßt.

1.2. Geologische Rahmen, Erforschungsgeschichte:

Vom Arbeitsgebiet und seinem Rahmen liegt mit der geologischen Spezialkarte, Blatt 17, Großpertholz (G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1977) bereits seit einigen Jahren eine einigermaßen detaillierte Karte (1:50.000) vor. Diese zeigt hier vor allem Weinsberger Granit auf, der sich als schmaler Streifen noch weit gegen Westen (bis an die tschechische Grenze bei Eisenhut) verfolgen läßt und sich gegen Osten mit dem großen geschlossenen Hauptvorkommen desselben Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel vereinigt (siehe G. FUCHS & A. MATURA, 1976, sowie Abb.2).

An den genannten Streifen von Weinsberger Granit schließen nach obiger Karte im Süden feinkörnige Granite und Granodiorite an. Schon L. WALDMANN hat anlässlich geologischer Begehungen im Raum Freistadt eine grobe Gliederung in den älteren Weinsberger Granit und den "jüngeren Feinkorngranit" ("Freistädter Granodiorit") durchgeführt (L. WALDMANN, 1937, 1939).

Abgesehen von der kartenmäßigen Erfassung blieb der Weinsberger Granit im nordöstlichen Mühlviertel bisher weitgehend unbearbeitet (die bekannte Arbeit von G. KURAT über den Weinsberger Granit hatte nur dessen Vorkommen im südöstlichen Mühlviertel zum Inhalt). Demgegenüber wurde der "feinkörnige Granit" bereits genauer von H. KLOB (1970, 1971) studiert. Dieser Autor prägte auch den Begriff des "Karlstifter Granits". Nach den Aufnahmen von KLOB soll dieser Granittyp den gesamten östlichen Teil des "feinkörnigen Granitvorkommens" der Freistädter Umgebung einnehmen (auf dem geol. Kärtchen in H. KLOB 1970 also auch die in der Karte von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER als "feinkörnige Granite" kartierten Flächen des hiesigen Arbeitsgebietes).

Nach KLOB ist der Karlstifter Granit als der jüngste Granittyp im Freistädter Raum anzusehen. Die neuen Studien von F. FINGER & B. HAUNSCHMID (1988) kamen hingegen zu dem Ergebnis, daß der Karlstifter Granit älter als der Freistädter Granodiorit einzustufen ist, z.B. wegen der sichtlich vom ersteren in den zweiten übernommenen reliktschen Zirkone. In der Zwischenzeit hatten G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER (1977) den Karlstifter Granit und den Freistädter Granodiorit ohne Unterscheidung mit derselben Signatur unter der Bezeichnung "Feinkorngranite" zusammengefaßt eingetragen. Chemische Analysen der feinkörnigen Granite und Granodiorite aus der unmittelbar südlich an das Kartierungsgebiet anschließenden Umgebung wurden von H. KLOB (1970, 1971), S. SCHARBERT (1987), sowie von F. FINGER et al. (1988) publiziert.

Einige Aufmerksamkeit erregte auch schon seit längerem ein massiges granatreiches Gestein des nordöstlichen Mühlviertels, das in der hiesigen geol. Spezialkarte (Großpertholz) von FUCHS und SCHWAIGHOFER an etlichen Punkten als "Kinzigit" eingetragen wurde. Ein vergrustes Vorkommen dieses Gesteins wurde übrigens beim Hungerbauer (ca. 2 km östlich von Harrachstal) bis in das 19. Jahrhundert zwecks Verhüttung abgebaut (W. FREH, 1949, zitiert nach J. HELLERSCHMIDT-ALBER, 1988). Andere Blockvorkommen von Kinzigit wurden in der Ortschaft Hundsberg, die in meinem Kartierungsgebiet liegt, in den 50er und 60er Jahren von der Steinmetzindustrie zu Grabsteinen verarbeitet. Eine erste kurze petrographische Beschreibung dieses auffälligen Gesteins gaben G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER (1978) in den Erläuterungen zur Spezialkarte.- Nun hatte ich im Sommer 1984 das Glück, einen solchen Kinzigit erstmals im natürlichen Verband zu entdecken, und zwar im Verband mit dem Weinsberger Granit an einer ganz frischen Sprengstelle im Steinbruch Plochwald zu entdecken, was genaugenommen zum Beginn der vorliegenden Diplomarbeit den eigentlichen Anlaß gab (siehe Vorwort).

1.3. Zielsetzung der vorliegenden Diplomarbeit:

Wie schon im Vorwort erwähnt, war eine eingehendere petrographische Bearbeitung des "Kinzigits" der Ausgangspunkt für die Diplomarbeit. Im Zuge dieser Arbeiten ergab sich bei der Klärung der weiteren Verbandsverhältnisse bald die Zweckmäßigkeit der Aufgliederung der in der Umgebung des Steinbruchs Plochwald befindlichen Granitvorkommen, weil sich unter diesen einige bislang im Mühlviertel noch unbekannte, bzw. in der geologischen Fachliteratur und den bisherigen geologischen Karten noch unberücksichtigte neue Typen fanden, nämlich schon im selben Steinbruch auch der Plochwalder Granit, oder auch in der Nähe der Pleßberger Granit (nov. nom.). Neben der petrographischen Charakterisierung dieser neu erkannten Granittypen und der kartenmäßigen Erfassung ihrer Verbreitung im Maßstab 1:10.000 war es vor allem auch von Interesse, gleich die Möglichkeit zu nutzen, um durch entsprechende Feldbeobachtungen im Arbeitsgebiet entsprechende Beiträge zur Aufklärung der Intrusionsfolge im nordöstlichen Mühlviertel und damit auch zur Gruppierung in synorogene und postorogene Granitarten sowie zur Magmentwicklung zu leisten.

2. METHODEN:

2.1 Kartierung und Probennahme:

Als Kartierungsgrundlage wurde die ÖK 50, Blatt 17 (Großpertholz) verwendet. Für die Geländeaufnahmen diente eine Vergrößerung im Maßstab 1:10.000. Die Kartierungsergebnisse wurden abschließend im Maßstab 1:25.000 zusammengezeichnet (siehe Beilage 1, jedoch mit einer schwachen Größenänderung beim Kopiervorgang).

Insgesamt wurden etwa 100 Proben genommen. Die Fundpunkte jener Proben, die anschließend zur ausführlichen petrographisch - geochemischen Bearbeitung gelangten sind auf Seite 156 angeführt.

2.2. Gesteinsaufbereitung:

Für die 19 Gesamtgesteinsanalysen wurden die betreffenden Proben nach Vorzerkleinerung mit dem Hammer mit der Achatmörsermühle fein gemahlen, und zwar bei den gröbereren Gesteinen bis zu 2 kg Probenmenge.

Für die Herstellung von Zirkonstreupräparaten wurde im wesentlichen in der von G. FRASL (1963) beschriebenen Weise vorgegangen. Es gelangten jeweils ca. 200 cm³ Probe zur Aufbereitung. In der Scheibenmühle wurde das Gestein zunächst auf ca. 2 mm gebrochen. Das gebrochene Material wurde anschließend ca. 1 Tag in unverdünnte technische Salzsäure gegeben um durch Zerstörung weniger resistenter Minerale (in erster Linie Biotit) eine mechanisch schonungsvolle Gewinnung möglichst vieler darin eingeschlossener Zirkone zu erreichen. Nach gutem Spülen mit Wasser wurden die Proben naß gesiebt und die Fraktion kleiner als 0,25 mm nach entsprechender Trocknung der Schwereretrennung mit Tetrabromäthan (Dichte 2,969 g/cm³) unterzogen. Mit Hilfe des FRANTZ-Magnetscheiders wurde bei maximaler Feldstärke (1,7A) eine weitere Anreicherung der Zirkone erreicht (vergl. W.E. TRÖGER 1971, S.162-163). Die nicht bzw. schwach magnetische Fraktion, die die Zirkone beinhaltet, wurde dann auf einem

Glasobjektträger in Kanadabalsam eingebettet.

2.3. Chemische Gesteinsanalyse:

Die Hauptelementoxide SiO₂, Al₂O₃, FeO_{tot}, MgO, CaO, MnO, K₂O, Na₂O, TiO₂ und P₂O₅ wurden durch EMS- Analyse von Gesteinsgläsern ermittelt. Hierbei handelt es sich um die folgende, von F. FINGER am hiesigen Institut eingeführte Methodik:

Für die Herstellung der Gesteinsgläser wird feines Gesteinspulver mit 60% Flußmittelanteil (Lithiumtetraborat, Spektromelt von Merck) vermengt und aufgeschmolzen. Um eine bessere Homogenisierung zu erreichen, wird nach der Abkühlung das Glas ca. 30 Sekunden lang in der Schwingmühle (unter Verwendung des Widiaeeinsatzes) gemahlen und neuerlich aufgeschmolzen. Erst jetzt wird die Schmelze in eine vorgesehene Platinform gegossen, geschliffen, poliert und mit Kohle bedampft.

Die Messungen selbst erfolgten mit der hauseigenen Mikrosonde des Typs Cambridge MK5. Gemessen wurde gegen internationale Geostandards (BHVO, G-2 und GSP) welche auf dieselbe Weise wie die Proben präpariert wurden. Als Meßbedingungen wurden 20 kV und 50 nA gewählt, bei einer Defokussierung des Elektronenstrahls auf etwa 20 µm. Die Verrechnung und Korrektur der Mikrosondenrohdaten erfolgte nach der Methode von A.E. BENCE & A.L. ALBEE (1968) mit institutseigenen Computerprogrammen.

Die Genauigkeit der beschriebenen Analysenmethode kann auf Grund von mehreren Kontrollanalysen des Geostandards G-2 (Messung und Verrechnung gegen Standard GSP) folgendermaßen abgeschätzt werden (die Sollwerte für den Standard G-2 stammen von S. ABBEY und sind aus E.S. GLADNEY et al. 1983 entnommen):

Element- oxide	G-2 Sollwert	1.Analyse	2.Analyse	3.Analyse
SiO ₂	69.22	68.95	69.18	69.19
TiO ₂	0.48	0.49	0.48	0.49
Al ₂ O ₃	15.40	15.39	15.41	15.43
FeO _{tot}	2.40	2.40	2.34	2.38
MnO	0.03	0.03	0.02	0.04
MgO	0.75	0.77	0.76	0.74
CaO	1.96	1.92	1.94	2.00
Na ₂ O	4.06	4.18	4.12	4.14
K ₂ O	4.46	4.48	4.45	4.46
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.14	0.13

Die Bestimmung des Wassergehalts (und anderer flüchtiger Phasen) erfolgte mit Hilfe der Glühverlustbestimmung. Dazu wurde eine abgewogene Menge des bei 100°C getrocknete Gesteinsmehls eine Stunde lang bei 1000°C geglüht und abermals gewogen.

Die Spurenelemente wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmt. Dazu wurden Preßtabletten hergestellt: 8 g Gesteinsmehl mit 70 ml einer 10%igen Moviollösung vermengt und 5 Minuten lang mit 20 t/cm² in Tablettenform gepreßt. Die Elemente Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ni, Cr, Ba, Ce wurden an der RFA (Gerät der Type Philips PW 1450 am Petrol. Inst. Univ. Wien gegen Geostandards (AN-G, BE-N, BHVO-1, BIR-1, DR-N, G-H, MRG-1, QLO-1, RGM, SCO-1, SY-3) gemessen. Die Verrechnung erfolgte nach der Methode von E.G. NISBET, V.H. DIETRICH & A. ESENWEIN (1979). Die Fehlerabschätzung beträgt: Konzentrationen größer 100 ppm: ±3% relativ; Konzentrationen von 10 bis 100 ppm: ±10% relativ; Konzentrationen unter 10 ppm: ±20% relativ.

2.4. Mineralanalysen:

Sämtliche Mineralanalysen wurden mit Hilfe der EMS am hiesigen Institut (Type Cambridge MK5) durchgeführt und zwar an polierten Dünnschliffen mit fokussiertem Strahl (ca. 1 µm Strahldurchmesser) bei 15 kV und 30 nA. Die Messung der Hauptelementoxide erfolgte gegen die am hiesigen Institut vorhandenen Oxidstandards Adular, Apatit, Bytownit, Diopsid, Granat (Spessartin), Jadeit, Olivin, TiO₂ und Glas Z. Für

die Verrechnung und Korrektur der Analysenrohdaten (Methode nach A.E. BENCE & A.L. ALBEE, 1968) standen Computerprogramme von V. HÖCK & D. BECHTHOLD (1979, unpubl.) sowie H.P. STEYRER & F. FINGER (1983, unpubl.) zur Verfügung. Die Berechnungen von Mineralstrukturformeln aus den gewonnenen Analysendaten wurden bei gegebener Sauerstoffbasis und bei gegebener Anzahl der tetraedrisch koordinierten Ionen nach Computerprogrammen von H.P. STEYRER (1983, unpubl.) sowie von E. DACHS durchgeführt.

Für die geothermometrischen Berechnungen standen teilweise Computerprogramme von E. DACHS zur Verfügung.

Für die chemischen Zirkonanalysen im Streupräparat erfolgte die Zirkonanreicherung, wie weiter oben bei "Aufbereitung" beschrieben. Die angereicherte Fraktion wurde auf einen Glasobjektträger in Körapox-439 (Firma KÖMMERLING) eingebettet, danach angeschliffen und poliert. Die Punktmessungen erfolgten an der hiesigen EMS bei Meßbedingungen von 20 kV und 30 nA. Die Messung der Elementoxide SiO₂, ZrO₂ und HfO₂ erfolgte gegen einen natürlichen Zirkonstandard (Firma MAC); die Oxide CaO und P₂O₅ gegen den am hiesigen Institut vorhandenen Apatitstandard (aus Wilber Fora, Ontario); das UO₂ und ThO₂ gegen einen synthetischen UO₂- bzw. ThO₂- Standard (Firma MAC); das Y₂O₃ und Al₂O₃ gegen einen synthetischen Y₃Al₅O₁₂- Standard (Firma MAC); das FeO gegen den hiesigen Olivinstandard. In der nachstehenden Tabelle sind neben den verwendeten Standards für die jeweils analysierten Elementoxide auch die zur Messung herangezogenen Linien sowie der entsprechende Analysatorkristall aufgelistet:

<u>Element</u>	<u>Kristall</u>	<u>Linie</u>	<u>Standard</u>
SiO ₂	RAP	K $\alpha_{1,2}$ 1. Ordnung	Zirkon (nat.)
ZrO ₂	PET	K α_1 1.0.	Zirkon (nat.)
HfO ₂	RAP	M α 1.0.	Zirkon (nat.)
UO ₂	Quarz	M α_1 1.0.	UO ₂
ThO ₂	Quarz	M α_1 1.0.	ThO ₂
P ₂ O ₅	PET	K α_1 1.0.	Apatit
Y ₂ O ₃	PET	L $\alpha_{1,2}$ 1.0.	Y3Al5O12
CaO	Quarz	K α_1 1.0.	Apatit

Die Korrektur der Mikrosondenrohdaten erfolgte nach der Methode von A.E. BENCE & A.L. ALBEE (1968).

2.5. Röntgendiffraktometrie:

Zur Aufbereitung gelangten einige Großkalifeldspate, die in einem kleinen Achatmörser gemahlen wurden, anschließend wurde das Mehl in eine Messinghalterung gepreßt. Für die Bestimmung der Alkalifeldspattriklinität nach der Methode von J.R. GOLDSMITH & F. LAVES (1954a,b) wurde das am hiesigen Institut befindliche Gerät der Type Siemens verwendet. Die Meßbedingungen waren: Cu-Röhre, 35kV, 20mA.

2.6. Mikroskopische Untersuchungen an petrographischen Dünnschliffen:

Die 28 aus dem Arbeitsgebiet stammenden Dünnschliffe haben eine Dicke von etwa 20 μ m. Für die Mineralbestimmungen wurde insbesondere W.E. TRÖGER (1971) herangezogen.

Die Modalbestände wurden, falls nicht anders angegeben, durch Auszählung von 2000 Punkten mit dem Integrationsokular ermittelt (die Auszählung der Hauptkomponenten des Weinsberger Granits erfolgte makroskopisch an großen Gesteinsanschliffen mit einem Rasterabstand von 5 mm).

2.7. Zirkonuntersuchungen im Streupräparat:

Nachdem das Studium der akzessorischen Zirkone zur Klärung petrogenetischer Fragestellungen äußerst wertvoll sein kann (vergl. z.B. A. POLDERVAART 1959, 1955; G. FRASL 1963; G. HOPPE 1963; H. KÖHLER 1968; J.P. PUPIN 1980, 1985; F. FINGER et al. 1987) wurden etwa 50 Zirkonstreupräparate nach der im Kapitel "Aufbereitung" beschriebenen Methode hergestellt. Bei der Untersuchung der Zirkone im Durchlicht wurde neben dem Habitus und Tracht auch auf Wachstumserscheinungen entsprechend den bisherigen Erkenntnissen geachtet.

Tracht: In den hier vorliegenden Fällen kommt man mit der Unterscheidung von vier Kristallflächen aus, die in mehreren Kombinationen auftreten können: die Prismen (100) und (110), die Pyramiden (101) und (211). Nach empirischen Untersuchungen von J.P. PUPIN & G. TURCO (1972), J.P. PUPIN (1980) soll einer bestimmten Zirkontracht auch eine ungefähre Bildungstemperatur zuzuordnen sein, wobei die Ausbildung der Prismen das diesbezügliche Kriterium darstellen. Die Ausbildung der Pyramidenflächen scheint hingegen in erster Linie von der chemischen Zusammensetzung der Schmelze abzuhängen aus der der Zirkon kristallisiert. J.P. PUPIN (1980) hält hier das Al/Alkalien Verhältnis für entscheidend, während F. FINGER (1987) vor allem einen Zusammenhang mit dem Mol Al_2O_3/K_2O+Na_2O+CaO Verhältnis sieht.

Bei jedem Präparat wurden mindestens 100 Zirkone nacheinander im Streupräparat untersucht, die Ausbildung der jeweiligen Kristallflächen bestimmt und einem Feld im typologischen Diagramm (Abb.3, modifiziert nach J.P. PUPIN, 1980) zugeordnet. Die sich aus dieser Prozedur ergebende prozentuelle Häufigkeitsverteilung ist durch Symbole dargestellt, die aus Abbildung 8 zu entnehmen sind.

Habitus: Einige Autoren (z.B. L.H. LARSEN & A. POLDERVAART, 1957) vermuten, daß Zirkone bei ähnlichen Wachstumsbedingungen, unabhängig von der Kristallgröße, ähnliche Länge/Breite-Verhältnisse ausbilden. Folglich ist eine statistische Erfassung der Längen und Breiten der einzelnen Zirkone bis zu einem gewissen Grad geeignet, Zirkon-

populationen von Gesteinen zu charakterisieren. Die Vorgangsweise war folgendermaßen: Aus einer Probe wurden mindestens 200 unzerbrochene Zirkone möglichst unvoreingenommen drangenommen und mit dem Meßokular bezüglich Länge und Breite vermessen. Das Verhältnis der jeweiligen Länge/Breite wurde gegen deren relative Häufigkeit aufgetragen (Histogramm; Abszisse: L/B-Klassen 1-1,4; 1,4-1,8; 1,8-2,2 usw., Ordinate: relative Häufigkeit in %). Mit dieser Darstellungsweise wurde H. KÖHLER (1968) gefolgt.

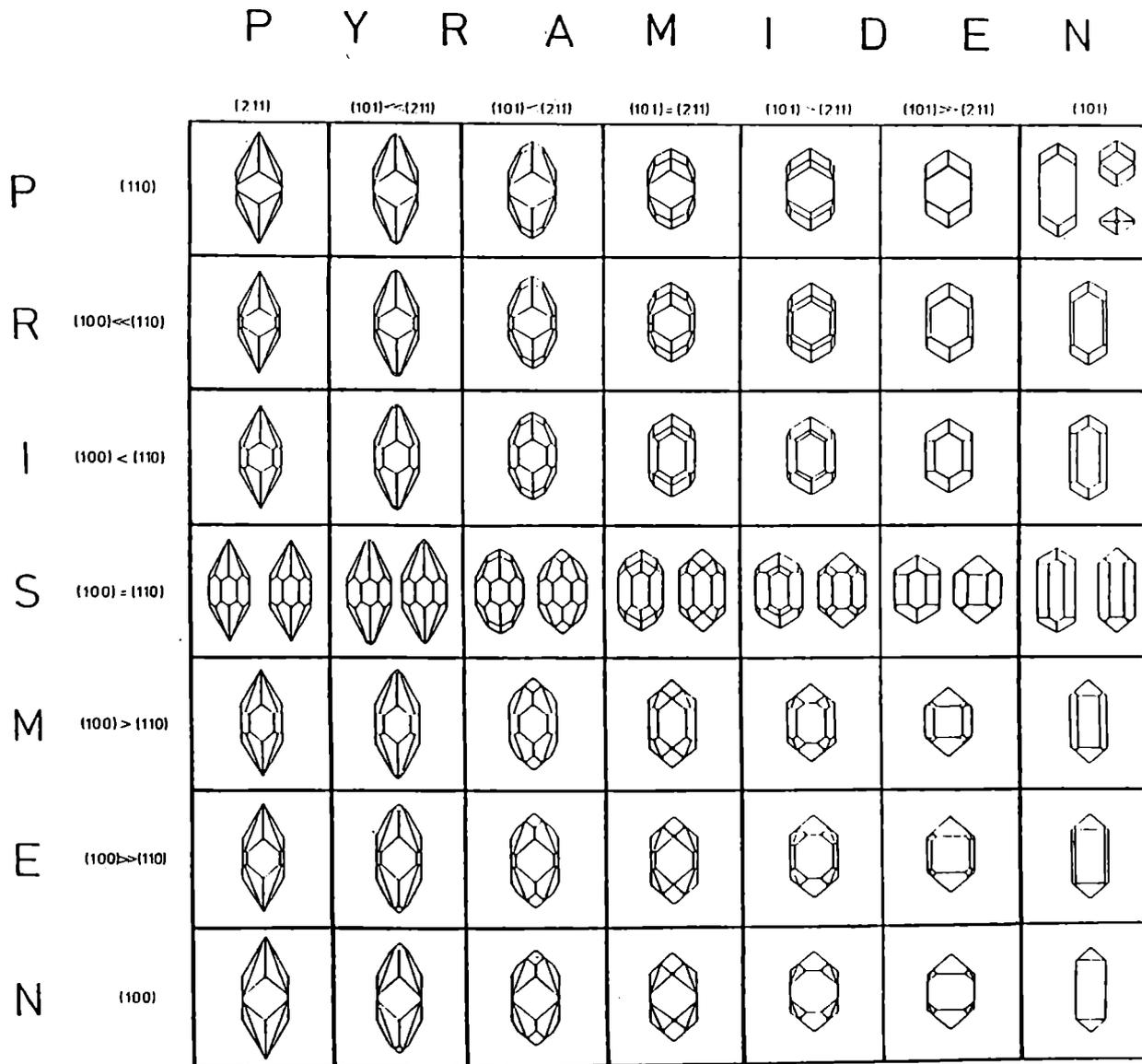


Abb.3: Qualitatives Schema zur Unterterteilung von Zirkonkristallen nach ihrer Tracht (modifiziert nach J.P. PUPIN, 1980). Die senkrechten Spalten trennen unterschiedliche Pyramidenentwicklungen, die waagrechten Spalten trennen unterschiedliche Prismenentwicklungen.

3. Kartierungsergebnisse und makroskopische Gesteinskurzcharakteristik:

Im bearbeiteten Gebiet sind die Aufschlußverhältnisse meist schlecht. Anstehende Gesteine findet man vor allem im Bereich der Höhenzüge. Die in Beilage 1 zusammengestellte geologische Karte ist aus diesem Grund vorwiegend durch Lesestein- und Blockwerkkartierung zustande gekommen. Im Kartierungsgebiet befinden sich zwei Steinbrüche, nämlich der derzeit noch in Betrieb befindliche große Steinbruch Plochwald und ein alter aufgelassener Steinbruch im SW von Oberschlag. Neben den Steinbrüchen waren einige Felsböschungen entlang neuer Forstwege für die geologische Aufnahme, bzw. für die Gewinnung von frischem Probenmaterial zu weiterer Laborbearbeitung von großer Bedeutung. Im Kartierungsgebiet wurden 9 Gesteinsarten unterschieden (siehe die geologische Karte, Beilage 1), und zwar:

- Weinsberger Granit
- Plochwalder Granit
- Pleißberger Granit
- Zweiglimmergranite (fein-
mittel- bis grobkörnig)
- Freistädter Granodiorit
- Granodioritporphyrit
- dunkle Ganggesteine
- Pegmatite
- Pseudokinzigit

Der Großteil des Gebietes wird vom WEINSBERGER GRANIT eingenommen, also von jenem grobkörnigen Biotitgranit mit porphyrischen Kalifeldspaten, der einen Hauptgranittyp der südlichen Böhmischen Masse darstellt (siehe Phototafel 1). Der Name "Weinsberger Granit" geht auf L. WALDMANN 1938 und A. KÖHLER & A. MARCHET 1941 zurück; genauere Beschreibungen der großen Kalifeldspate liefert G. FRASL (1954), solche des Gesteins finden sich z.B. bei G. KURAT 1962, 1965; G. FUCHS & O. THIELE 1968 und F. FINGER 1986. Der Weinsberger Granit bedeckt riesige Flächen im österreichischen Mühl- und

Waldviertel (vergl. geol. Karten von J. SCHADLER 1952; G. FRASL et al. 1965; G. FUCHS & MATURA 1976; G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1977; A. ERICH & B. SCHWAIGHOFER 1977; W. FUCHS & O. THIELE 1982; O. THIELE 1984) und auch im Bayerischen und Regensburger Wald, wo er als Kristallgranit I bezeichnet wird (genauere petrographische Beschreibungen in G. KRAUS 1962).

Im Arbeitsgebiet tritt der Weinsberger Granit in Form eines mächtigen geschlossenen Körpers von der tschechischen Grenze im Norden bis ca. 600 m nördlich von Sandl auf. Er zeigt dabei stets eine leichte Kornregelung (ähnlich wie auf Blatt Steyregg: G. FRASL (1957) und auch im westlichen Mühlviertel: G. FUCHS 1962; F. FINGER 1986), also eine bevorzugte textuelle Orientierung, die hier etwa WNW-ESE verläuft. Im Unterschied zu den meisten Weinsberger Granitvorkommen im südlichen und westlichen Mühlviertel führt er im hiesigen Gebiet neben dem Biotit auch etwas Hellglimmer. Die porphyrischen Kalifeldspate sind normalerweise zwischen 5 cm und 7 cm lang, die größten erreichen 12 cm. Eine gewisse lokale Variation des Gesteins ist vorwiegend durch die etwas wechselnde Größe und Packungsdichte der Kalifeldspate gegeben. Eine besonders grobe und Kalifeldspat-reiche Variante befindet sich z. B. im Steinbruch Plochwald am westlichen Ende der Nordwand, während der restliche Weinsberger Granit im Steinbruch etwas dunkler ist und in der Körnigkeit der normalen Ausbildung im weiteren Umkreis entspricht. Frische Aufschlüsse findet man außer dem Steinbruch Plochwald (vergl. Abb.4) auch an einer Forststraße 1 km weiter nördlich. Der dortige Weinsberger Granit ist etwas dunkler als der durchschnittliche. Die Höhenzüge des Gebiets werden vorwiegend vom Weinsberger Granit aufgebaut, und dort tritt das Gestein üblicherweise in Form von Wollsäcken reichlich zutage. Gelegentlich findet man im Weinsberger Granit des Arbeitsgebietes dm - m große abgerundete Paragneisschollen, die auf eine Kontamination hinweisen (vergl. auch L. WALDMANN 1939; G. FRASL 1959; G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1978, W. FUCHS & O. THIELE 1987).

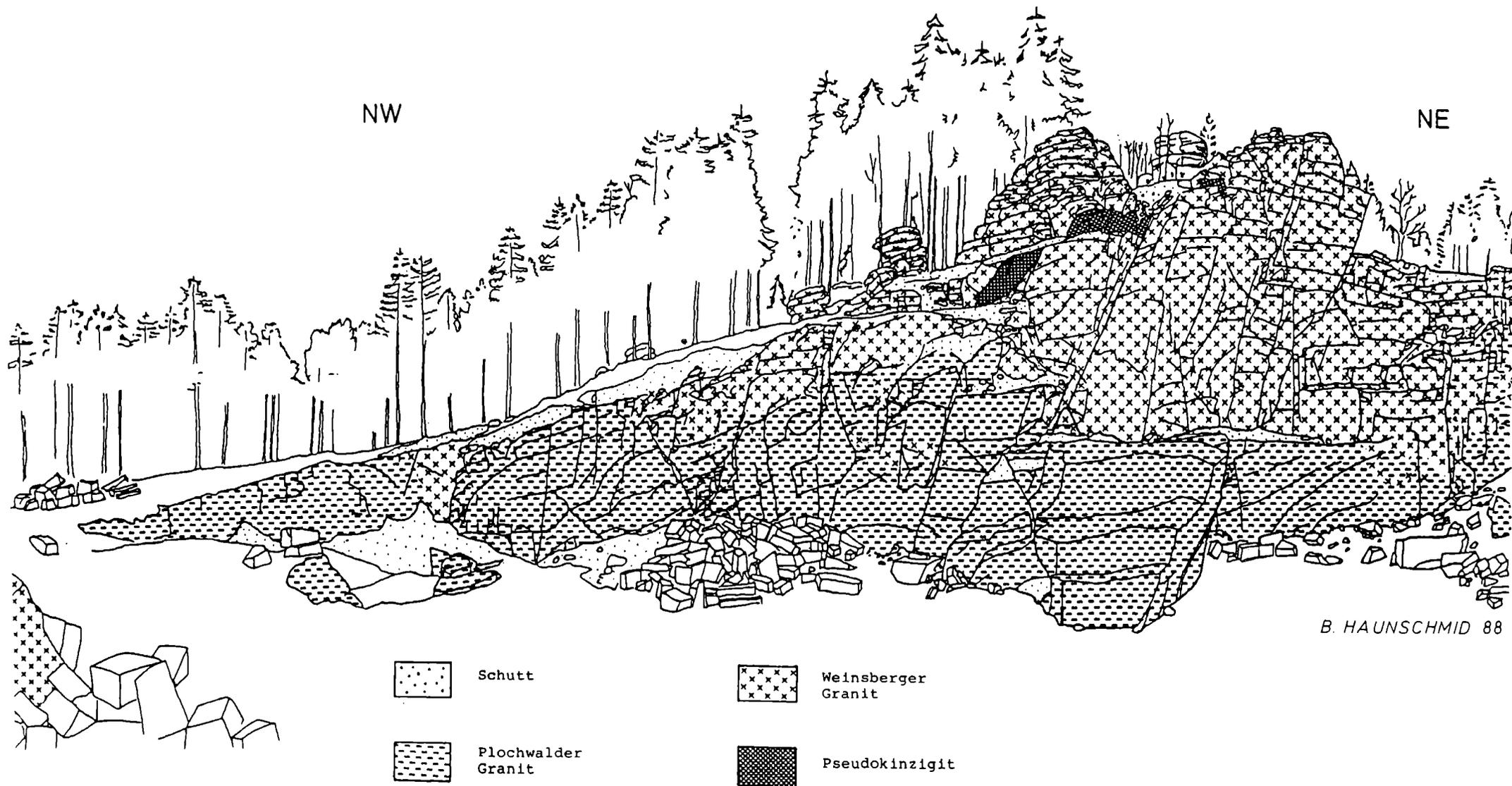


Abb.4: Geologische Skizze des Steinbruches Plochwald. Die Steinbruchwand ist ca. 40 m hoch.

Der Weinsberger Granit wird i. a. zu den ältesten plutonischen Bildungen im südböhmischen Granitmassiv gerechnet (H.V. GRABER bezeichnete ihn früher (z.B. 1936) deshalb als "Altkristallgranit"; Bestätigungen des relativ "frühen" Intrusionsalters des Weinsberger Granits gegenüber anderen Granittypen findet man z.B. auch in: L. WALDMANN 1930, R. OSTADAL 1931, L. KOBER 1938; A. KÖHLER & A. MARCHET 1941, A. KÖHLER 1948, L. WALDMANN 1951, G. FRASL 1959; G. FUCHS & O. THIELE 1968; G. FRASL & F. FINGER 1988). Im Arbeitsgebiet ist er sichtlich der älteste in der Intrusionsfolge der vorkommenden Granitoide.

Der PLOCHWALDER GRANIT (nov. nom. für einen eigenen Typ) ist ein grob- bis grobkörniger, saurer, hellglimmerführender, graublauer Granit mit einzelnen porphyrischen Kalifeldspaten, die bis 7 cm Größe erreichen können. Das Gestein bildet keinen einheitlich geschlossenen Körper, sondern tritt im Kartengebiet in häufiger kleinräumiger Abwechslung mit dem Weinsberger Granit auf, wobei der Plochwalder Granit meist Gänge im Zehnermeterbereich bildet, wie in dem auf Abb.5 gezeigten Beispielfall. Die Grenzen zwischen Weinsberger und Plochwalder Granit können scharf sein; z.T. gibt es aber auch dezimeter- bis metermächtige diffuse Übergänge von der einen in die andere Gesteinsart. Der Plochwalder Granit hat vielfach Schollen von Weinsberger Granit übernommen, die oft starke Auflösungserscheinungen zeigen. Solche Bilder legen schon nahe, daß letztendlich auch die großen porphyrischen Kalifeldspate des Plochwalder Granits im Wesentlichen als Reste von solchem assimilierten Weinsberger Granit zu deuten sind.- Übrigens zeigt der Plochwalder Granit im Allgemeinen ähnlich wie der Weinsberger Granit eine deutliche Kornregelung in WNW-ESE Richtung. Im Plochwalder Steinbruch sieht man die Streckung besonders am Längsbruch. Im Gelände liegen die Längsbrüche im allgemeinen flach, während der Hauptbruch (=s) vorwiegend steil steht.

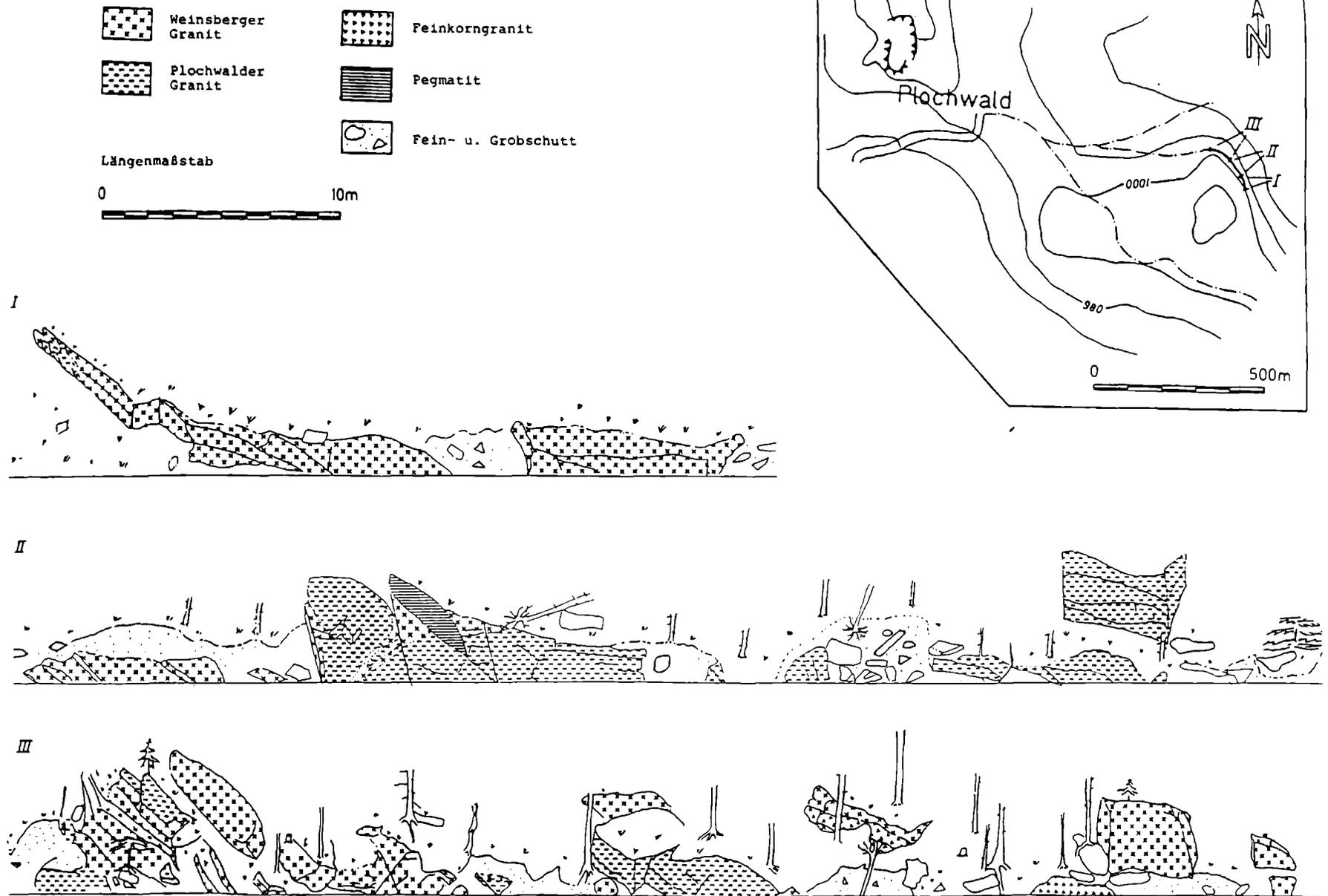


Abb.5: Skizze eines Forststraßenprofils, das den mehrmaligen Wechsel zwischen Weinsberger Granit und Plochwalder Granit zeigt.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Granits erstreckt sich von der Typuslokalität im Steinbruch Plochwald, wo diese Granitart in großen Mengen u.a. als Dekorstein abgebaut wird, gegen Osten, und zwar in einem mehrere hundert Meter breiten Streifen bis an die Maltzsch. Gegen Westen konnte dieser Streifen bis in den Bereich nördlich des Waschenberges verfolgt werden.

Ein weiteres gehäuftes Vorkommen von Blöcken des Plochwalder Granits findet sich südlich der Ortschaft Hundsberg (siehe Karte). Zwischen diesen beiden Hauptverbreitungsgebieten ist die Häufigkeit an Plochwalder Granitblöcken und Lesesteinen viel geringer, aber es sind solche doch immer wieder anzutreffen. Vollkommen isoliert ist hingegen das nördlichste Vorkommen des Granits, das sich ungefähr 1 km nordwestlich von Unterwald, in der Nordwestecke des Kartierungsgebietes befindet.

Im Steinbruch Plochwald konnte beobachtet werden, daß der Plochwalder Granit noch von saureren, helleren dm-mächtigen Granitgängen durchschlagen wird. Auf Grund von Körnigkeit, Farbeindruck und Mineralbestand können diese Gänge dem Plochwalder Granit zugerechnet werden und als unmittelbarer Nachschub dieses Granits gedeutet werden. Sehr selten beinhaltet der Plochwalder Granit auch dm-mächtige, flächige bis schlierige, unscharf abgegrenzte pegmatoide Bereiche mit reichlicher Granatführung, wobei die Granate mehrere cm im Durchmesser erreichen können. Ein scharf durchschlagendes pegmatitisches Gangfolge tritt hingegen im Steinbruch nicht auf.

Im Bereich westlich von Hundsberg kann der Plochwalder Granit in eine mehr aplitische Fazies übergehen. Auch in dieser sind oft etwa 1 cm große Granate zu finden.

Der PLESSBERGER GRANIT (nov. nom.) ist ein eigenständiger Typus von feinkörnigem Biotitgranit. Er bildet einen etwa 1 km² großen geschlossenen Körper, der ca. 1 km südlich von Plochwald zwischen dem Weinsberger Granit im Norden und dem Freistädter Granodiorit im Süden liegt.- Makroskopisch ist

er durch seine auffällig starke Titanitführung leicht von dem in der Körnigkeit ähnlichen Freistädter Granodiorit zu unterscheiden. Der Pleßberger Granit ist auf Grund eines signifikant höheren Biotitgehaltes auch etwas dunkler als der Freistädter Granodiorit. Die meist um 1 mm großen Biotite im Pleßberger Granit scheinen bessere Idiomorphie zu besitzen als im anschließenden "feinen" Freistädter Granodiorit. Sie sind i. a. auch anders gestaltet, nämlich dünne Plättchen statt hohen Säulen, sodaß sie als dünne Leisten erscheinen (Länge meist um 1 mm, Breite nur wenige Zehntel Millimeter). Vereinzelt führt der Pleßberger Granit porphyrische Kalifeldspate von ca. 2 cm Größe, die meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Der Mengenanteil an solchen porphyrischen Kalifeldspaten kann aber stark schwanken. Charakteristisch sind für den Pleßberger Granit weiters kopfgroße, rundliche, feinkörnige, dunkle, dioritische Schollen. Zum Teil führt der Pleßberger Granit auch dm-große Schollen von Weinsberger Granit, die er offenbar bei der Intrusion übernommen hat.

Anstehend ist der Pleßberger Granit im gesamten Kartierungsgebiet leider nicht anzutreffen. In der bereits bestehenden geologischen Karte von G. FUCHS & B. SCWAIGHOFER Blatt 17 (1977) wurde dieser Granit von G. FUCHS als Feinkorngranit mit Dioritschollen ausgeschieden. Vorher war das Gestein von H. KLOB (1970) auch zum "Karlstifter Granit" gerechnet worden. In der Korngröße und im Gefüge bestehen jedoch sowohl gegenüber dem Freistädter Granodiorit als auch gegenüber dem Karlstifter Granit (z.B. an dessen Typuslokalität im Steinbruch "Posthöf- Spörbichl") sehr deutliche Unterschiede. Letzterer ist wesentlich grobkörniger als der Pleßberger Granit. Diesen Tatsachen wurde nun durch die Einführung der neuen Typusbezeichnung "Pleßberger Granit" Rechnung getragen.

Der Pleßberger Granit ist übrigens mit höchster Wahrscheinlichkeit jünger als der Plochwalder Granit. Er wird vom letztgenannten Typus jedenfalls nirgends durchdrungen. Wie aus dem Kartenbild (Beilage 1) hervorgeht, erscheint der Plochwalder Granit an dem geschlossenen Gebiet von

Pleißberger Granit "abgeschnitten".- Andererseits ist der Pleißberger Granit sicher älter als der Freistädter Granodiorit. Zu sehen ist dieses Altersverhältnis z.B. an einem großen Block im Blockaufwerk ungefähr 250 m NW Meinberg, wo ein Dezimeter mächtiger Gang eines Freistädter Granodiorits den Pleißberger Granit mit scharfem Kontakt durchschlägt.

Unter der Signatur "ZWEIGLIMMERGRANITE" wurden in der Karte verschiedene fein- bis grobkörnige Vorkommen zweiglimmeriger Granite zusammengefaßt (Phototafel 2). Meist besitzen diese Granite eine deutliche Glimmerregelung. Im Aussehen gleichen sie in manchen Vorkommen (Tafel 2, Abb. ZGG a-c) dem Altenberger Typ (Namensgebung von J. SCHADLER und von F. WIESER 1942; weitere Beschreibungen von G. FRASL 1959 und in G. FUCHS & O. THIELE 1968) wie er etwa auf dem nahen Gebiet von Blatt "Steyregg" weiträumig auftritt (G. FRASL, 1959; siehe auch geol. Karte von "Linz und Umgebung" von G. FRASL et al. 1964, oder "Linz- Eferding" von J. SCHADLER 1952). Die gröberen Typen ähneln makroskopisch eher dem Eisgarner Granit (Tafel 2, Abb. ZGG d,e).

Ein Vorkommen eines solchen, in diesem Fall feinkörnigen Zweiglimmergranits (Tafel 1, ZGG a) konnte östlich von Unterwald in Form von Lesesteinen und Blöcken in den Feldern bei den Häusern Berghansl, Gregern und Heizer über mehr als einen Kilometer in NW - SE Richtung verfolgt werden. Der Kontakt dieses Granits zum Weinsberger Granit konnte am Weg zum "Zollhaus", 300 m südlich von Heizer, in Seehöhe 855 m, etwa 70 m südlich des Weges, im Anstehenden studiert werden. Der Kontakt ist scharf (der Feinkorngranit ist sichtlich jünger als der Weinsberger Granit) und hat das Einfallen: 230/50, stimmt also mit der streichenden Verbreitung der Lesesteine überein (Beilage 1).

Am Ostufer der Maltsch, 2,2 km östlich Plochwald, im Bereich um die Jagdhütte in 830 m Höhe, tritt ein etwas gröber körniger Zweiglimmergranit auf (Korngrößen um 0,5 cm; vergl. Tafel 2, ZGG d).

Eine weitere, besonders feinkörnige Zweiglimmer-Granit-Varietät, die durch etwa 1 cm große längliche Biotitbutzen gekennzeichnet ist (Tafel 2, ZGG c), tritt 300 m NW des Steinbruchs Plochwald auf; zu verfolgen ist dieses Gestein in Blöcken vom Grat 100 m südlich des Gipfels P. 1040 in SSW Richtung bis in Seehöhe 970 m. Solche Biotitbutzen sind i. a. recht charakteristisch für Zweiglimmergranite des Altenberger Typs (G. FRASL, 1959). Bei der selben Lokalität (an der Forststraße in 980 m Höhe, etwa 350 m SW des Gipfels P. 1040) kommt aber auch eine grobkörnige Zweiglimmergranit-Varietät vor (Tafel 2, ZGG e), die durch ihre subidiomorphen flachtafeligen Kalifeldspate ausgezeichnet ist (Länge oft mehr als 2 cm, Breite wenige Millimeter).

Die relative Altersstellung all dieser Zweiglimmergranitvorkommen konnte zwar nicht durch Verbandsaufschlüsse (Gänge und oder Schollen) eindeutig geklärt werden, auf Grund der deutlichen Glimmerregelung der feineren Zweiglimmergranite sind diese jedoch vermutlich als älter als der normalerweise völlig unregelmäßige, postorogene Freistädter Granodiorit einzustufen.- Die gröberen Zweiglimmergranite ähneln in mancher Hinsicht eher dem Formenkreis der Eisgarner Granite und wären somit nach allgemeiner Auffassung jünger als der Freistädter Granodiorit.

Als FREISTÄDTER GRANODIORIT wurde den Vorgaben von L. WALDMANN (1939); G. FUCHS & O. THIELE (1968) folgend ein im Süden des Arbeitsgebietes vorkommendes feinkörniges Granitoid kartiert ("feiner Kerntyp" des Freistädter Granodiorits nach FRASL, 1957 oder "Kernfazies" nach H. KLOB, 1971). Es handelt sich hier um den Nordrand des großen zusammenhängenden Freistädter Granodioritstocks (vergl. z.B. G. FUCHS & A. MATURA, 1976).

Der Freistädter Granodiorit ist im Arbeitsgebiet sehr homogen ausgebildet. Im Gegensatz zu den meisten Zweiglimmergraniten erscheint er wie gesagt völlig unregelmäßig. Die Plagioklase sind in leicht angewitterten Proben meist als dicktafelige idiomorphe Bestandteile von einigen Milli-

netern Größe gut erkennbar. Hier zeigt sich schon, daß das Gestein eindeutig Plagioklas - Vormacht gegenüber Kalifeldspat besitzt. Die Biotitschuppen erscheinen im hiesigen Freistädter Granodiorit unregelmäßig umgrenzt und weniger idiomorph als z.B. im Pleßberger Granit, wo Biotit auch mengenmäßig stärker vertreten ist. Biotitbutzen wie sie für die Zweiglimmergranite oft typisch sind, kommen im Freistädter Granodiorit nicht vor. Die Kalifeldspate im Freistädter Granodiorit sind meist sehr klein und xenomorph ("amöboid"), weshalb sie makroskopisch oft nur schwer als solche zu erkennen sind. Porphyrische Kalifeldspate, wie sie vergleichsweise öfters im Pleßberger Granit beobachtet werden können, fehlen hier gänzlich.

Der Freistädter Granodiorit kann im Grenzbereich zum Weinsberger Granit einen beträchtlichen Hellglimmergehalt haben, so am Südwesthang des Waschenberges, 200 m bis 500 m nordwestlich des Gasthauses Halthäusl, wo er im Blockwerk innigst mit den Weinsberger Granit verquickt ist.- In typischer Ausbildung ist der Freistädter Granodiorit in dem aufgelassenen Steinbruch im Süden der Ortschaft Oberschlag zu finden.

Ein Vorkommen eines GRANODIORITPORPHYRITS mit porphyrischen Quarzen und Plagioklasen (bis maximal 0,5 cm Größe), splittrigem Bruch und grünlichgrauer Farbe (chloritisierte Biotite) konnte in Form von Lesesteinen in einem bis zu 100 m breiten Streifen auf etwa 3 km Länge von Oberschlag im Süden in NNW-Richtung verfolgt werden. Es dürfte sich dabei um einen steilstehenden Gang handeln, der im Süden den Freistädter Granodiorit noch durchschlägt (siehe geol. Karte, Beilage 1) und gegen Norden über den Waschenberg hinweg in gerader Linie den Weinsberger Granit durchzieht. Im Tal bei "Halthäusl", südlich des Waschenberges hat vermutlich eine sinistrale Versetzung um 100 - 250 m stattgefunden, da die nördliche Fortsetzung des Porphyritganges sich plötzlich weiter im Westen findet.

Auch dunkle Ganggesteine sind im Kartierungsgebiet als Lesesteine zu finden, wenngleich selten. Es handelt sich um massige, extrem feinkörnige, dunkle graugrüne Gesteine, die makroskopisch nur einzelne bis 1 mm große Plagioklaseinsprenglinge und bis 1 cm lange Amphibolstengel erkennen lassen ("Nadeldiorit").

Das Auftreten der dunklen Ganggesteine ist auf den Bereich Hundsberg und auf die nach Osten fallenden Talflanken nördlich davon beschränkt. Ein gehäuftes Auftreten wurde in der ersten Rechtskurve der Straße von Hundsberg nach "Unterer Hüttenhof" in der dortigen Straßenböschung beobachtet. Gegen Norden findet man dann vereinzelt Lesesteine bis in die Gegend westlich der "Alten Säge". Dies zeigt an, daß die Richtung der dunklen Ganggesteine wahrscheinlich im wesentlichen parallel zum nahen Maltsch-Taleinschnitt etwa WNW-ESE verläuft, also ähnlich wie der vorher genannte Granodioritporphyringang.

PEGMATITE sind im gesamten Kartierungsgebiet eher selten. Meist treten sie nur als wenige cm mächtige Gänge auf. Ein gehäuftes Vorkommen von Lesesteinen befindet sich im Wald nördlich der Ortschaft Hundsberg. Nimmt man den Weg von Hundsberg nach Plochwald, so beginnt linkerhand nach 100 m der Wald, nach weiteren 100 m zweigt links eine neue Forststraße ab, an der man, dort und da, neben Weinsberger Granitgrus und -blöcken einige turmalinführende Pegmatite findet. Die Gänge sind dm mächtig und führen in den zentralen Partien cm große idiomorphe Turmalinkristalle, daneben findet sich riesenkörniger Kalifeldspat - oft schriftgranitisch mit Quarz verwachsen - und cm großer Hellglimmer. Gegen die Ränder des Pegmatits wird das Gefüge oft zunehmend einem Granit ähnlich und Biotit tritt als zweiter Glimmer hinzu.

Das Verbreitungsgebiet dieser Pegmatite konnte über etwa 800 m in E-W Richtung verfolgt werden. Die kleineren Vor-

ings vernachlässigt.

Die Altersstellung, bzw. Zugehörigkeit der Pegmatite zu einem der oben angeführten Granite konnte nicht geklärt werden. Die starke Hellglimmerführung, bzw. die Seltenheit von Biotit macht die Zugehörigkeit zu einem der feinkörnigen weiglimmergranite wahrscheinlich.

Der PSEUDOKINZIGIT ist ein sehr massiges, mittelkörniges aus Granat, Biotit, Quarz, Cordierit und Plagioklas bestehendes Gestein (Korngrößen 0.5 - 1cm), das mehrmals in Form metergroßer, runder Schollen im Weinsberger Granit beobachtet werden konnte (vergl. geol. Karte, Beilage 1 und Steinbruchansicht Abb.4). Auf die Namensgebung wird im Kapitel "Zur Genese des Pseudokinzigits" noch ausführlich eingegangen. Die hier als Pseudokinzigit bezeichneten Gesteinsvorkommen des Arbeitsgebietes sind zum Teil schon in der geologischen Karte von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1977 (ÖK 50, Blatt 17, Großpertholz) verzeichnet, und zwar als Vorkommen von "Kinzigit".

Aus der Gegend von Sandl wurden die Blockvorkommen 1960 bei einer Exkursionen der ÖMG unter der Führung von W. FREH gezeigt, und bereits als "Kinzigite" bezeichnet (Hinweis G. RASL). Aus dem Gebiet des Hussensteins bei St. Oswald wurden dann von H. KLOB (1970) weitere Blockvorkommen kartenmäßig als "Kinzigite" erfaßt.

Wesentlich früher wurden "Kinzigite" im südlichen Mühlviertel bereits durch F.H. GRUBER (1930) und J. SCHADLER (1936) aus dem Gebiet westlich von Linz bekannt (vergl. geol. Karte von Linz-Eferding; J. SCHADLER, 1952).

Der hier untersuchte Pseudokinzigit ist in den verschiedenen Vorkommen kaum einer Variation in Korngröße, Mineralbestand und Gefüge unterworfen. Die Schollen sind meist sehr scharf gegen den Weinsberger Granit abgegrenzt; nur selten zeigt sich an den Grenzen eine Art diffuser Mischungsbereich, der dann aber stets geringmächtig (bis etwa 1 dm) entwickelt ist. Ausnahmsweise findet man im Rand-

chollen Gruppen von feinkörnigen, stark geschieferten, abgerundeten Paragneisschollen angelegt, deren Größe i. a. zwischen einigen cm und 1 dm schwankt.

Zur Zeit der Aufnahmen war in der Wand des Steinbruches "Plochwald" eine mehrere Meter große Scholle von sehr frischem Pseudokinzigit zu finden (siehe die Steinbruchskizze, Abb.4). Auch im Blocklager boten einzelne solcher Meterblöcke Gelegenheit zur Untersuchung. Ein weiteres anstehendes, allerdings stark vergrustes Vorkommen von Pseudokinzigit - Schollen in Metergröße konnte in einer Brusgrube am rechten Ufer der Maltsch, 2 km östlich von Plochwald entdeckt werden.

Im Blockwerk ist dieses dunkle Gestein - wie die Kartenbeilage zeigt - im gesamten Gebiet des Weinsberger Granits recht verbreitet anzutreffen, allerdings in der südlichen Hälfte des Kartierungsgebietes häufiger als im Norden. Als leicht erreichbares Beispiel sei ein Fundpunkt am Weg von Plochwald nach Hundsberg angeführt: ca. 400 m südöstlich von Plochwald überquert man eine ca. 300 m lange Lichtung, danach, etwa 30 m im Wald, kann man wenige Meter nördlich des Weges neben Blöcken von Weinsberger Granit auch mehrere, bis 1 m große, kaum verwitterte Blöcke von Pseudokinzigit finden.

Metergroße Blöcke von Pseudokinzigit liegen auch in der Brusgrube 300 m nördlich vom Luckerwald, an der Forststraße von Biberhofer (Eben) zum Oberen Hüttenhof (an der Maltsch) in Seehöhe 970 m.- In der Ortschaft Hundsberg kann man Pseudokinzigit- Blöcke als Baustein in den Mauern einer Hausruine sehen, welche sich gleich neben der Straße, ungefähr 600 m nordwestlich der Abzweigung bei "Unterer Hüttenhof" in Seehöhe 935 m befindet. Etliche Blöcke können auch auf den Wiesen rundherum gefunden werden.

4. PETROGRAPHIE UND GENESE DER GRANITOIDE

4.1. DER WEINSBERGER GRANIT

Der Begriff "Weinsberger Granit" geht auf L. WALDMANN (1938) sowie A. KÖHLER & A. MARCHET (1941) zurück. Aus dem südöstlichen Mühlviertel, ebenso im angrenzenden niederösterreichischen Waldviertel ("Weinsberger Wald"), wo der Granit riesige Flächen einnimmt (vergl. geol. Karten: G. FRASL et al. 1965; G. FUCHS & A. MATURA 1976; Blatt Weitra von A. ERICH & B. SCHWAIGHOFER 1977; Blatt Perg von W. FUCHS & O. THIELE 1982; Blatt Königswiesen von O. THIELE 1984) liegen genauere petrographische Untersuchungen von G. KURAT (1962, 1965) vor. Über den Weinsberger Granit des westlichen Mühlviertels gibt es neuere petrographische Untersuchungen von F. FINGER (1984, 1986). Ein dem Weinsberger vergleichbarer Granittyp findet sich auch im Bayerischen und Regensburger Wald ("Kristallgranit I", siehe G. KRAUS (1962); G. ANDRITZKY (1963); G. PROPACH (1977, 1978)).

Makroskopischer Eindruck (siehe Tafel 1): Der Weinsberger Granit ist ein grobkörniger Biotitgranit mit porphyrischen Kalifeldspaten. Die Größe der tafelig ausgebildeten, meist milchig weißen oder auch grau gefleckten, porphyrischen Kalifeldspate ist variabel. Die meisten Kalifeldspate sind dicktafelig und haben Kornlängen zwischen 3 cm und 7 cm. Vereinzelt gibt es auch mehrere Meter mächtige Bereiche im Weinsberger Granit, die fast ausschließlich aus etwa 10 cm große Kalifeldspaten bestehen (z.B. im Steinbruch Plochwald an der Nordwand, am westlichen Ende direkt über dem Plochwalder Granit). Solche Inhomogenitäten sind gegen den Normaltyp des Weinsberger Granits nicht scharf abgegrenzt. Die Außenflächen der porphyrischen Kalifeldspate sind meist nicht absolut glatt, sondern durch die penetrativen Nachbarkörner im Wachstum gestört.

An geeigneten Bruchflächen lassen sich oft schon makroskopisch Perthitadern erkennen, sowie eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz mit krummer Zwillingsnaht (A. KÖHLER & F. RAAZ, 1945). An angewitterten Spaltflächen kann man öfters recht gut jene idiomorphen, mehrere Millimeter

großen Plagioklaseinschlüsse erkennen, welche sich in der Schmelze als Frühausscheidungen an die Wachstumsflächen des Kalifeldspats parallel angelegt haben und von G. FRASL (1954) an musterhaften Beispielen aus dem Weinsberger Granit schon als typisch magmatische Wachstumserscheinung erkannt wurden. In ähnlicher Weise können im Kalifeldspat auch geordnete Biotiteinschlüsse von bis zu 1 cm Basislänge beobachtet werden.

Die zwischen den porphyrischen Großkalifeldspaten liegende "Matrix" ist frei von Kalifeldspat und besteht aus meist um 1 cm großen, idiomorphen bis hypidiomorphen Plagioklasen, die durch ihre etwas gelbliche Farbe vom Kalifeldspat leicht zu unterscheiden sind, und aus Quarz, der xenomorph ausgebildet ist. Die etwa 1 cm großen Quarz-Aggregate sind meist in wesentlich kleinere Rekristallisationskörner zerlegt. Der makroskopisch dunkelbraun bis schwarz erscheinende Biotit ist i.a. regellos im Gestein verteilt, stellenweise können die bis 1 cm großen Einzelbiotitkörner zu Butzen zusammengeklumpt sein. Auffallend ist im Weinsberger Granit des Kartierungsgebietes die verbreitete Hellglimmerführung, wie sie vergleichsweise im südlichen und westlichen Mühlviertel in diesem Ausmaß eher untypisch ist (vergl. G. KURAT 1962, 1965; F. FINGER 1984). Der Hellglimmer erscheint meist als wenige Millimeter große Flitter in Zusammenhang mit Kalifeldspat (sekundär an Spaltrissen und auch außen) und Biotit. Mengenmäßig ist der Hellglimmer allerdings dem Biotit deutlich nachgeordnet (siehe Tab.1). In tektonisierten Bereichen (in der Nähe von Harnischen) kann aber der Hellglimmer in bedeutenderen Mengen auftreten (mehr als 1 Vol.%).

Eine makroskopische Abschätzung des Modalbestandes (in Vol.%) ergibt für die Probe HA 23 aus dem Steinbruch Plochwald folgende in Tabelle 1 zusammengestellten Werte:

<u>Kfsp.</u>	<u>Plag</u>	<u>Quarz</u>	<u>Biotit</u>	<u>Hellgl.</u>
40	26	20	13	1

Tabelle 1: Modalbestand des Weinsberger Granits aus dem Steinbruch Plochwald (Probe HA 23)

Ein Vergleich mit Modalanalysen von F. FINGER (1984) und G. KURAT (1965), zeigt, daß der Weinsberger Granit im westlichen und südöstlichen Mühlviertel meist Plagioklas-reicher (um 30 Vol%), im westlichen Mühlviertel dafür Quarz-ärmer (unter 20 Vol%) und im südöstlichen Mühlviertel öfters Biotit-ärmer (11 Vol%) ist. Die mittlere Modalzusammensetzung für den Kristallgranit I aus dem Regensburger Wald ergibt nach G. PROPACH (1977) auch 30 Vol% Plagioklas. Der Kalifeldspat- und Biotitgehalt ist dort aber durchschnittlich etwas niedriger (35 Vol% und 10 Vol%), der Quarzgehalt mit 24 Vol% höher als in der Probe aus dem Steinbruch Plochwald. Für genauere Vergleiche wären aber mehr Modalanalysen aus dem Arbeitsgebiet notwendig. Auf eine gewisse Variationsbreite, z.B. in der Packungsdichte der Großkalifeldspate, wurde im Kapitel 3. ("Kartierungsergebnisse") schon hingewiesen.

Mikroskopischer Befund:

Die Minerale sind in der Regel sehr homogen verteilt. Entsprechend der magmatischen Ausscheidungsfolge sind die Kalifeldspate, Biotite und Plagioklase in hypidiomorpher bis idiomorpher Form ausgebildet. Der Quarz füllt hingegen nur in xenomorpher Ausbildung die Zwickel. Kleine xenomorphe Kalifeldspate sind äußerst selten zu finden.

Eine deutliche postkristalline Deformation äußert sich an der Kristallverbiegung von Biotiten, Plagioklasen und Kalifeldspaten durch wandernde Auslöschung. Die Kalifeldspate sind oft auch zerbrochen und die Risse wurden durch Hellglimmer und Quarz verheilt. Die Biotite können in Subkörner zerlegt sein. Die magmatischen Zwickelquarze sind nicht

selten in Aggregate von kleineren Quarzen zerfallen (Rekristallisation). Die einzelnen Rekristallisationskörner sind buchtig miteinander verwachsen und zeigen sogar meist selbst wieder felderhaftes Auslöschchen. Die Ausbildung von Teilen der Großkalifeldspate als "Einfachmikrokline" zeugt von einer einseitigen Beanspruchung während der Triklinisierung (freundl. mündl. Mitt. G. FRASL).

Der außerhalb der großen Kalifeldspate gewachsene Plagioklas zeigt sich in der Regel in hypidiomorpher, dicktafeliger Ausbildung mit Korndurchmessern von durchschnittlich 5 mm. Polysynthetische Verzwillingungen nach dem Albitgesetz sind häufig und erfassen meist den gesamten Kristall. Das Periklingesetz ist demgegenüber nur selten zu beobachten. Primärzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz treten häufig in Erscheinung und i.a. zusätzlich zur Albitlamellierung als Einfachzwillinge. Eine frühe Generation idiomorpher Plagioklase von ungefähr 1 mm - 3 mm ist hier in Form von geregelten Einschlüssen in den porphyrischen Kalifeldspaten reichlich zu sehen (vergl. G. FRASL, 1954).

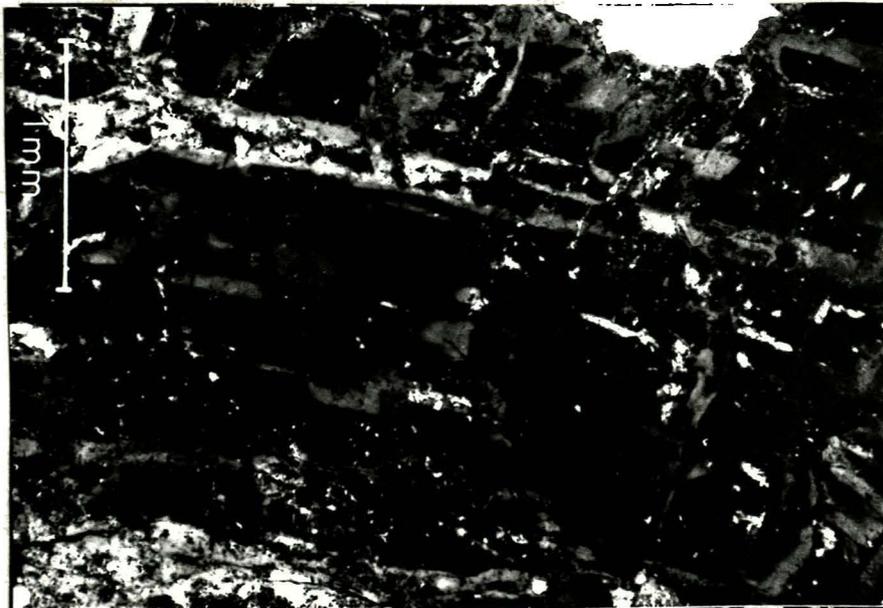


Photo 1: Ausschnitt eines unregelmäßig felderhaft auslöschenden Plagioklases im Weinsberger Granit (gekreuzte Pol.).

Die Plagioklase lassen meist einen normalen Zonarbau erkennen. Im Korninneren liegen die Anorthitgehalte dabei i.a. zwischen 30 und 35 Mol%, in Ausnahmefällen auch bei 40 Mol%. Der Anorthitgehalt nimmt von den Kernen dann kontinuierlich bis auf etwa 20 - 25 Mol% am Rand ab (vergl. dazu EMS Analysen im Kapitel "Mikrochemischer Befund").

Die An-reicheren Kernbereiche sind üblicherweise leicht felderig, fleckig auslöschend (siehe Photo 1). Entlang von Sprüngen scheinen dabei die Plagioklase an niedrigere An-Gehalte (An 20) angepaßt zu sein, sodaß sie oft wie von "Perthitadern" durchzogen wirken.

Als Sekundärbildungen findet man in den Plagioklasen des Weinsberger Granits bis zu 1 mm lange Muskovitblättchen, die meist orientiert nach der Zwillingssebene (010) und entlang der Spaltbarkeit (001) der Feldspate gewachsen sind. Kleinere Hellglimmer und Epidot/ Klinozoisit- Mikrolithen kommen als lockere, wolkenartige Anflüge oft in den Kernbereichen der Plagioklase vor; die Randzonen davon sind meist relativ "rein". Z.T. haben die Plagioklase grobe Antiperthitentmischung.

Die Einschlußplagioklase in Großkalifeldspaten werden oft von einem klaren, wenige Zehntel Millimeter breiten, albitischen Saum umgeben, dessen Entstehung mit der Entmischung des Kalifeldspats zusammenhängen dürfte (O.F. TUTTLE, 1952; G. FRASL, 1954).

An den nicht in Kalifeldspat eingeschlossenen polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen lassen sich besonders gut die deutlichen innerkristallinen Verbiegungen beobachten, die ziemlich häufig auftreten und auf eine postkristalline Deformation hinweisen.

Die durchschnittlich 5 cm langen Großkalifeldspate zeigen meist scharfe Mikroklingitterung, sowie Perthitentmischung (Aderperthit: wobei die Adern schätzungsweise etwa 10% des Kornes ausmachen). Unschärf abgegrenzte, ungegitterte Teilbereiche der Großkalifeldspate sind "Einfachmikrokline" und weisen auf eine lokal stärkere Beanspruchung durch

gerichteten Druck während der Triklinisierung der Kalifeldspate hin.

Ein Großkalifeldspat wurde röntgenographisch untersucht um die Triklinität nach J.R. GOLDSMITH & F. LAVES (1954a,b) zu bestimmen. Dabei ergab sich ein Triklinitätsindex von 0,95 bis 0,97, welcher eine nahezu vollkommene Triklinisierung anzeigt. Diese Triklinitätswerte sind konsistent mit Triklinitätsanalysen sowohl aus dem südlichen (G. KURAT, 1965) als auch dem westlichen Mühlviertel (F. FINGER, 1984).

Die Kristalle sind meist idiomorph bis hypidiomorph mit dicktafeligem Habitus ausgebildet. Karlsbader Verzwillingung mit krummer Zwillingsnaht ist die Regel.

Als Einschlüsse findet man neben den schon erwähnten Plagioklasen auch mehrere mm große Biotite, die teilweise sekundär in Hellglimmer umgewandelt oder chloritisiert sein können. Entlang der Spaltrisse und Rupturen sind oft große Hellglimmerblättchen (bis 0,5 cm) zu beobachten. Quarz kann in rundlicher Ausbildung als Primärquarz eingeschlossen sein, oder auch als sekundäre Füllung dünner Risse. Myrmekitbildungen sind an Kontakten zu Plagioklas nur in geringem Maße entwickelt.

Die Biotite zeigen sich unter dem Mikroskop im allgemeinen als dünne, nach der Basis gestreckte, 0.5 bis 5 mm lange Scheiter, die randlich meist stark ausgefranst wirken. Die Farbe variiert je nach Schnittlage von intensiv rotbraun (ny, nz) nach braungelb (nx).

Als Einschlüsse führt der Biotit häufig Zirkone und Monazite. Beide verursachen intensive pleochroitische Höfe im Wirtsmaterial. Daneben finden sich als Einschlüsse bis 0.5 mm lange Apatitstengel, die z.T. auch sehr schwache pleochroitische Höfe im Biotit hervorrufen. Als weitere Primäreinschlüsse können unter Umständen mehr oder wenig rundliche Erzkörner angesehen werden. Ihre Form steht jedenfalls im Gegensatz zu den schichtparallelen sekundären Entmischungen von Ilmenitblättchen, die vereinzelt beobachtet werden können. Titanentmischung ist auch in Form von Rutilnadeln

bereichsweise in Biotit vorhanden, jedoch sind diese nicht so dicht und regelmäßig entwickelt, daß man von Sagenitgitterung sprechen könnte (G. KURAT 1962 und F. FINGER 1984 haben solche Entmischungsform in ihren Arbeitsgebieten offenbar in besserer Ausbildung beobachten können).

Der Biotit ist manchmal partiell, nämlich schichtenweise parallel zu (001), oder oft sogar gänzlich in Hellglimmer umgewandelt. Umwandlungen in blaßgrünen Chlorit mit anomal blauer Interferenzfarbe sind vergleichsweise seltener zu beobachten; am ehesten findet man diese retrograde Chloritbildung an den meist besser idiomorphen Einschlußbiotiten der Kalifeldspate, was auf eine ursprünglich andere chemische Zusammensetzung der frühen Einschlußbiotite hinweisen dürfte.

Der Quarz kann z.T. als frühmagmatische Generation in runderlicher Ausbildung mit bis 1 mm Durchmesser als Einschluß im Kalifeldspat beobachtet werden (vergl. G. KRAUS, 1962).

Freilich liegt die große Menge des Quarzes wie üblich außerhalb der Kalifeldspate in xenomorpher Ausbildung zwickelfüllend zwischen den Feldspaten und den Biotiten vor. Dementsprechend ist dort die Korngröße sehr variabel (bis 1 cm). Der Quarz führt oft kleinste Zweiphasenflüssigkeitseinschlüsse von ca. 2 - 5 µm, die an gewissen (mehr oder weniger krummen) Flächen scheinbar reihenweise angeordnet sind. Haarförmige Rutilite sind sehr oft zu sehen; seltener kommen idiomorphe, nelkenbraun durchscheinende Ilmenitblättchen als Einschluß vor.

Myrmekitquarze, wie sie sonst bei Graniten oft in größeren Mengen auftreten, konnten in den untersuchten Proben nur selten beobachtet werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß der Hellglimmer i. a. als sekundäre Bildung zu deuten ist. Etwa 90% des Hellglimmers gehen zu etwa gleichen Teilen aus dem Kalifeldspat und Biotit hervor, etwa 10% aus dem Plagioklas. Der Biotit wird teils schichtweise, oft aber auch gänzlich von Hellglimmer verdrängt. Diese aus dem Biotit entstandenen Hell-

Glimmer können bis 3 mm lang sein und zeigen sehr auffällige Ausscheidungen von Ilmenit in Form von dunkler Substanz an den Spaltrissen. An Basisschnitten sieht man gut die einzelnen, durchscheinenden Ilmenitblättchen (siehe Photo 2).

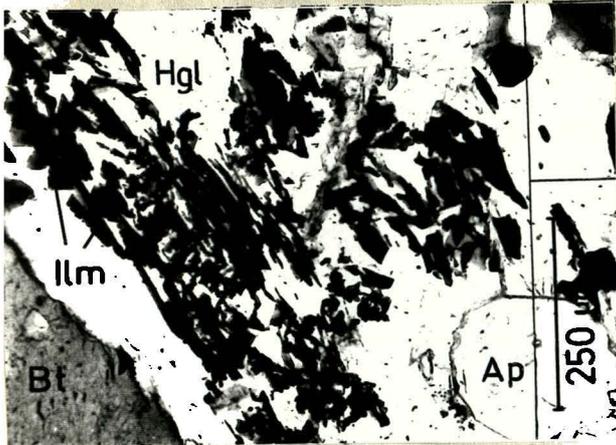


Photo 2: Hellglimmer mit orientierten, teilweise durchscheinenden Ilmenitblättchen.

Abkürzungen: Hgl = Hellglimmer, Bt = Biotit, Ilm = Ilmenit, Ap = Apatit; (ein Pol.).

Kleinere Muskovitblättchen (bis etwa 1 mm Länge) findet man in unbedeutender Menge in Plagioklasen als Anzeichen orientierter "Entmischung" oder beginnender Verdrängung. Häufiger und etwas größer ausgebildet sind aber die sekundären Muskowite im Kalifeldspat. Sie sind z. T. mit kleinen Quarzschlächchen vergesellschaftet.

Der Apatit ist meist in Form gut idiomorpher kurzsäuliger Kristalle ausgebildet, und sechsseitige Querschnitte sind daher oft zu beobachten (vergl. Photo 2). Die Apatitsäulchen können Längen von 0.5 mm erreichen. Sie sind hauptsächlich in Biotit eingeschlossen, seltener in Feldspaten; in Quarz konnten sie nie beobachtet werden. Kleine frühmagmatische Apatitnadeln finden sich als Einschlüsse in Zirkonen.

Weitere Akzessorien sind idiomorphe bis subidiomorphe Monazite und Zirkone, die beide - wie schon erwähnt - am ehesten im Biotit zu finden sind, seltener aber auch in Plagioklas und Kalifeldspat. Als retrograde Bildung kann Chlorit, meist aber nur schichtenweise, den Biotit ver-

Der ZIRKON:

Im Streupräparat lassen sich zwei etwas unterschiedliche Typen unterscheiden, wie schon oft beim Weinsberger Granit beschrieben (G. KURAT 1965; F. FINGER 1984), allerdings sind die hier im nordöstlichen Mühlviertel auftretenden zwei Zirkontypen mit jenen von Weinsberger Granitvorkommen des westlichen und südlichen Mühlviertels nicht identisch. Typische Kristallausbildungen sind in Abb.6 zu sehen.

Der Haupttyp (A), der etwa 80% der Gesamtpopulation bildet ist idiomorph mit scharfen Kanten und glatten Kristallflächen, farblos, klar und hat nur wenige Apatitnadeln und andere Mikrolithen als Einschlüsse (vergl. Abb.6 a, d, e, f, h). Geringfügige, wenige μm - dünne jüngere Überwachsungen einer niedriger licht- und doppelbrechenden Substanz können vereinzelt beobachtet werden. Sie beeinflussen Tracht und Habitus der Kristalle jedoch nicht wesentlich.

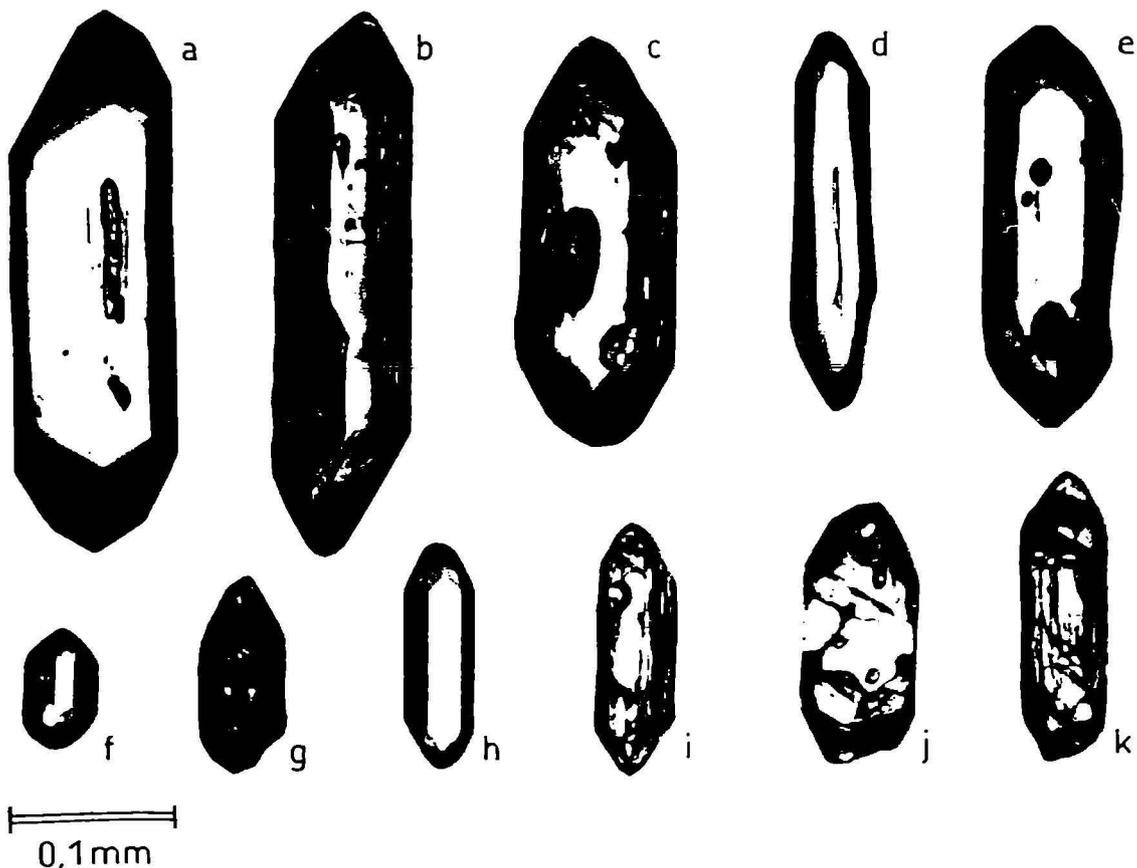


Abb.6: Typische Zirkone aus dem Weinsberger Granit (Probe

Der zweite Typ (B) bildet nur etwa 20% der Gesamtpopulation und unterscheidet sich vor allem durch leicht rosa bis bräunliche Färbung vom Haupttyp (siehe dazu die Beispiele g, i, j, k in Abb.6). Weiters sind diese Zirkone oft von vielen Rissen durchzogen, die bis in die Kernregion reichen, und nicht selten ist auch ein idiomorpher oder rundlicher "Altkern" zu beobachten, der in der Folge von idiomorphen Schalen zonar umwachsen wurde (Abb.6 g). Im Vergleich zum Haupttyp besteht meist ein etwas mehr gedrungener Habitus. Auch sind die Kanten nicht so scharf und die Kristallflächen nicht so glatt wie beim Haupttyp. Der Haupttyp (A) und der Typ B unterscheiden sich nicht in Bezug auf ihre Kristalltracht.

An zwei Proben (HA 6, HA 11, beide stammen aus dem Steinbruch Plochwald) wurden die Abmessungen von 200 unzerbrochenen Kristallen (ohne Unterscheidung der zwei Zirkontypen) statistisch ausgewertet. Die durchschnittlichen Kornlängen liegen in der Regel zwischen 0,1 und 0,2 mm. Aus den zwei Proben wurden folgende mittlere Kornlängen und breiten und die Standardabweichung errechnet.

Probe HA 6 l: 164 (\pm 67) μ m b: 63 (\pm 20) μ m

Probe HA 11 l: 146 (\pm 63) μ m b: 63 (\pm 20) μ m

Elongationshistogramme (Abbildung 7) zeigen bei beiden untersuchten Proben (HA 6 und HA 11), daß etwa 60% aller Kristalle eineinhalb bis zweieinhalb mal so lang sind wie breit, d.h. es besteht verbreitet gedrungener Bau. Der Kurvenverlauf ist bei beiden Proben sehr ähnlich mit einem Maximum bei $L/B = 2$ mit Ordinatenwerten von 20 - 25 %. Nach links fallen die Kurven relativ steiler, nach rechts etwas flacher ab. Nahezu übereinstimmende L/B-Häufigkeitsverteilungskurven wurden von G. KURAT (1962, 1965) und F. FINGER (1984) für die Zirkone des Weinsberger Granits aus dem südlichen und westlichen Mühlviertel erhalten.

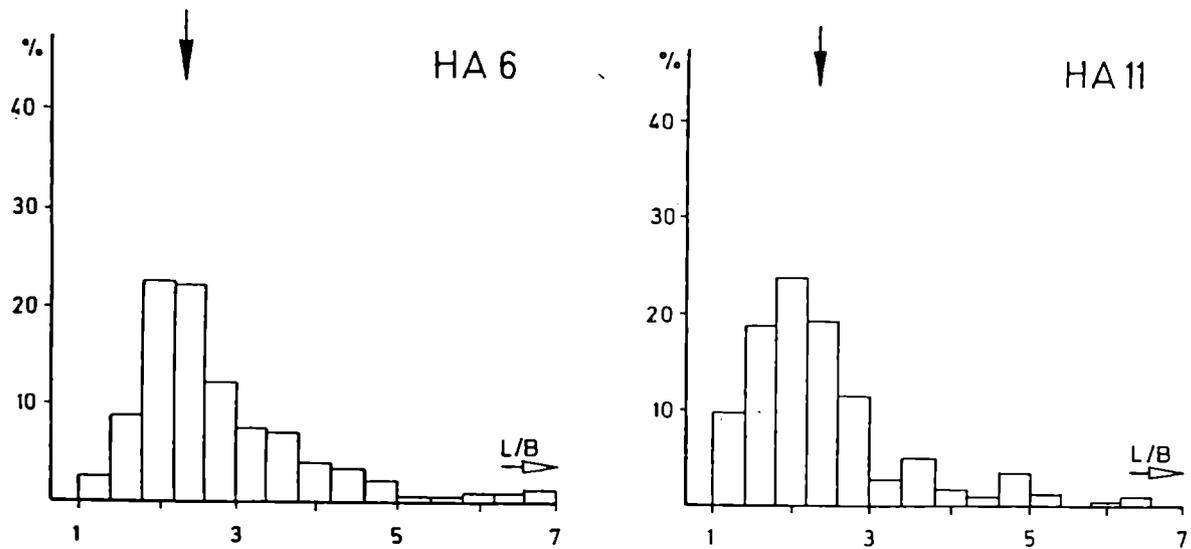


Abb.7: Elongationshistogramme für Zirkone des Weinsberger Granits aus dem Steinbruch Plochwald (Proben HA 6, HA 11).

Die Zirkone des Weinsberger Granits des Arbeitsgebiets sind durch Flächenreichtum charakterisiert. Statistische Trachtauswertungen nach der Methode von PUPIN (1980) wurden an den Proben HA 6 (aus dem Steinbruch Plochwald) und HA 13 (aus der Grusgrube in Hacklbrunn) durchgeführt. Es zeichnet sich dabei ab, daß das Prisma (110) meist über das Prisma (100) größenmäßig etwas dominiert und die Pyramide (211) in der Regel stärker ausgebildet ist als (101). Im Diagramm von J.P. PUPIN (1980) kommt der Schwerpunkt der Eintragungen daher etwas links über der Mitte zu liegen (siehe Abb.8). Dementsprechend könnte nach dem Zirkontracht-Thermometer von J. P. PUPIN & G. TURCO (1972) auf Bildungstemperaturen der Kristalle von ca. 700°C geschlossen werden.

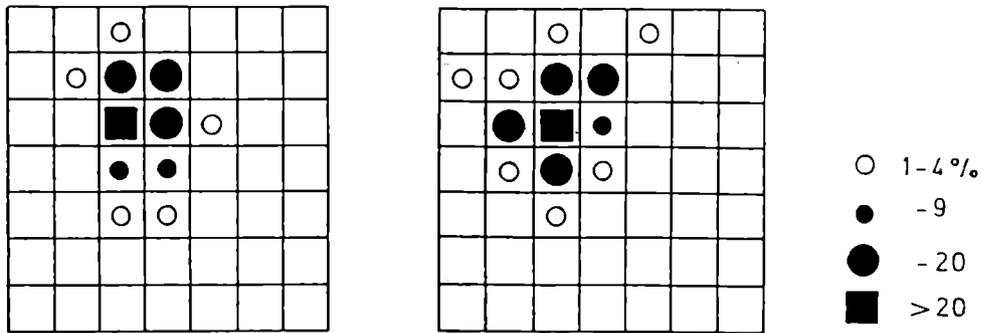


Abb.8: Schematisches Diagramm zur Darstellung der Zirkontrachten des Weinsberger Granits (Probe HA 6 und HA 13). Als Basis dient das modifizierte Diagramm nach PUPIN (1980), Abbildung 3.

Festzuhalten ist, daß die Zirkone im hier betrachteten Weinsberger Granit trachtenmäßig deutlich anders ausgebildet sind als im südöstlichen und westlichen Mühlviertel, wo eher eine Dominanz von (100) und (101) Flächen festzustellen ist (G. KURAT 1965; F. FINGER 1984, 1986; F. FINGER et al. 1987). Was dies in gesteinsgenetischer Hinsicht bedeuten könnte, wird weiter hinten diskutiert.

Mikrochemischer Befund:

Aus der Probe HA 52 (1 km nördl. des Steinbruchs Plochwald) wurden Plagioklaskörner analysiert, ein Großkalifeldspat sowie einige Biotite, Hellglimmer und Zirkone. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 2 bis 6 aufgelistet.

Pl 1.1 und Pl 1.2 sind Meßpunkte an den Rändern eines im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklases (siehe Tab.2). Hier kann mikrochemisch albitische Zusammensetzung nachgewiesen werden. Die Entstehung dieser albitischen Säume dürfte mit der Entmischung des Kalifeldspats zusammenhängen (O.F. TUTTLE, 1952; G. FRASL, 1954). Der innere Bereich des Kornes konnte wegen zu starker sekundärer Füllung nicht analysiert werden.

Andere Meßpunkte betreffen Plagioklase der Matrix. Dabei wurde versucht sowohl die Zusammensetzung der Kernbereiche als auch jene der Ränder zu erfassen. Der höchste hier gemessene Anorthitgehalt eines Kerns liegt bei 33 Mol%, der niedrigsten Anorthitgehalt wurde am Rand von Plagioklas 5 mit An 22 bestimmt (vergl. Tab.2). Die Kalifeldspatkomponente bewegt sich bei allen Plagioklas-Meßpunkten im Bereich von 1 Mol% (0,7 bis 1,7). In Abb.9 sind die Meßergebnisse im Dreieck Ab - Or - An graphisch dargestellt.

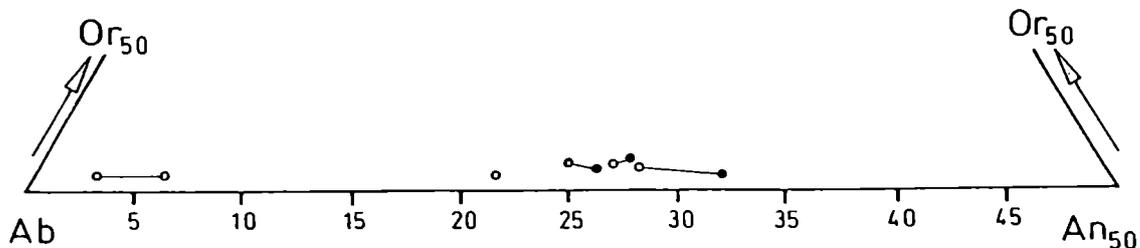


Abb.9: Darstellung der chemischen Zusammensetzung einiger Plagioklase aus dem Weinsberger Granit (Probe HA 52) im Dreieck Albit- Anorthit- Orthoklas.

	P11.1	P11.2	P12.1	P12.2	P13.1	P13.2
SiO ₂	68.88	67.73	61.45	61.45	60.41	59.89
Al ₂ O ₃	20.44	20.25	24.52	24.72	24.71	24.48
CaO	0.88	1.60	5.58	5.77	5.89	6.18
Na ₂ O	11.10	11.11	8.65	8.39	8.24	8.06
K ₂ O	0.18	0.19	0.24	0.17	0.24	0.30
Summe:	101.48	100.88	100.44	100.50	99.49	99.14

Strukturformel berechnet auf O-Basis 32:

Si } ^z	11.868	11.787	10.878	10.862	10.801	10.703
Al } ^z	4.152	4.155	5.117	5.151	5.209	5.311
Ca } ^x	0.162	0.298	1.058	1.093	1.128	1.190
Na } ^x	3.708	3.749	2.967	2.875	2.857	2.807
K } ^x	0.040	0.042	0.054	0.038	0.055	0.069
Z	16.020	15.942	15.995	16.013	16.010	16.013
X	3.910	4.089	4.080	4.007	4.040	4.067
Mol Or	1.012	1.032	1.329	0.957	1.355	1.692
Mol Ab	94.833	91.673	72.729	71.768	70.712	69.037
Mol An	4.155	7.296	25.942	27.275	27.933	29.271

	P14.1	P14.2	P15.1
SiO ₂	59.89	60.71	63.32
Al ₂ O ₃	24.48	25.78	23.48
CaO	5.99	6.98	4.88
Na ₂ O	7.91	7.76	9.20
K ₂ O	0.20	0.14	0.18

Summe: 98.47 101.37 101.06

Si } ^z	10.810	10.669	11.108
Al } ^z	5.209	5.341	4.856
Ca } ^x	1.159	1.314	0.917
Na } ^x	2.767	2.642	3.127
K } ^x	0.046	0.031	0.040
Z	16.020	16.010	15.963
X	3.971	3.988	4.085
Mol Or	1.160	0.787	0.986
Mol Ab	69.667	66.257	76.560
Mol An	29.173	32.956	22.454

Tab. 2: Neun mikrochemische Analysenpunkte an fünf Plagioklasen aus dem Weinsberger Granit.

An einem Großkalifeldspat wurden vier Punkte analysiert, wobei versucht wurde, möglichst klare Bereiche ohne sichtbare Entmischungen (also Bereiche zwischen den zahlreichen Perthit-Adern und -Fasern) zu erfassen. Die Ergebnisse sind aus der Tabelle 3 zu entnehmen.

Die Meßpunkte Kfl.1 und Kfl.2 liegen eher im Zentrum des Großkalifeldspats, Kfl.3 liegt eher am Rand des selben Kalifeldspatkorns; bei allen diesen Meßpunkten ist eine starke Mikroklingitterung entwickelt und in der näheren Umgebung sind oft Perthitadern. Der Meßpunkt Kfl.4 liegt neben einem Einschlußplagioklas, wo punktuell keine starke Mikroklingitterung und auch keine Perthitentmischung zu beobachten ist.

Der Meßpunkt Kf2.1 liegt am Rand eines anderen Großkalifeldspatkorns.

Der Or-Gehalt liegt an allen Meßpunkten zwischen 86 und 90,0 Mol%, der Ab-Gehalt schwankt zwischen 9% und 12 Mol%. Den höchsten Or-Gehalt und niedrigsten Ab-Gehalt weist der Meßpunkt Kfl.4, der sich in der Nähe eines Einschlußplagioklases mit Albitsaum befindet, auf. Der Ce-Anteil (0,6 bis 0,9 Mol%) sowie die An-Gehalte (unter 0,3 Mol%) erwiesen sich als ziemlich niedrig.

Ein Vergleich mit Analysen von Kalifeldspaten aus dem südöstlichen und westlichen Mühlviertel zeigt hier deutlich höhere Celsian- und Anorthitgehalte (FINGER: Ce 1,0 - 1,5, An 0,3 - 0,7 Mol%; KURAT: Ce 0,5 - 1,4, An 1,5 - 2,0 Mol%). Eine Zonierung im Ce-Gehalt, wie sie z.B. von G. KURAT (1962) und F. FINGER (1984) beschrieben wurde, ist hier nicht offensichtlich.

	Kf1.1	Kf1.2	Kf1.3	Kf1.4	Kf2.1
SiO ₂	65.19	64.42	64.51	63.97	65.44
Al ₂ O ₃	18.32	18.54	18.45	18.71	18.51
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06
Na ₂ O	1.20	1.15	1.43	0.98	1.20
K ₂ O	14.33	14.59	14.60	14.74	14.38
BaO	0.48	0.33	0.36	0.37	0.36
Summe:	99.52	99.03	99.37	98.77	99.95

Strukturformeln berechnet auf O - Basis 32:

Si] z	12.040	11.973	11.966	11.934	12.024
Al		3.989	4.062	4.035	4.115	4.010
Ca] x	0.000	0.000	0.004	0.000	0.012
Na		0.430	0.414	0.514	0.355	0.428
K		3.376	3.459	3.455	3.508	3.371
Ba		0.035	0.024	0.026	0.027	0.026
Z		16.028	16.035	16.001	16.050	16.034
X		3.841	3.898	4.000	3.890	3.836
Mol Or		87.908	88.752	86.387	90.191	87.872
Mol Ab		11.188	10.632	12.859	9.113	11.144
Mol An		0.000	0.000	0.099	0.000	0.308
Mol Ce		0.904	0.612	0.654	0.695	0.676

Tab. 3) Mikrosondenanalysen von Kalifeldspaten aus dem Weinsberger Granit (Probe HA52).

	Bi 1	Bi 2	Bi 3	Bi 4
TiO ₂	34.91	35.27	34.90	35.26
TiO ₂	2.49	2.13	2.50	2.49
Al ₂ O ₃	17.68	17.62	17.91	17.61
FeO	20.18	20.05	20.05	19.60
InO	0.21	0.20	0.24	0.24
MgO	6.93	7.40	7.06	7.48
K ₂ O	9.91	9.93	10.48	10.44
Ca ₂ O	0.03	0.05	0.02	0.14
Summe:	92.34	92.65	93.16	93.36

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Ti	=	5.542	5.570	5.506	5.535
Al ^{IV}	=	2.458	2.430	2.494	2.465
Al ^{VI}	=	0.850	0.851	0.838	0.749
Ti	=	0.297	0.253	0.297	0.306
Fe ^{II}	=	2.679	2.648	2.646	2.573
Mn	=	0.028	0.027	0.032	0.032
Mg	=	1.640	1.742	1.660	1.750
K	=	2.007	2.001	2.109	2.091
Ca	=	0.009	0.015	0.006	0.043

$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	0.620	0.603	0.614	0.595
--------------------	-------	-------	-------	-------

Tabelle 4: Mikrosondenanalysen von Biotiten aus dem Weinsberger Granit (Probe HA52); FeO = FeO total.

Die Ergebnisse von vier analysierten (rotbraunen) Biotiten aus der Probe HA 52 sind in der Tabelle 4 zusammengestellt. Das Verhältnis von Fe / Fe + Mg liegt zwischen 0.60 und 0.62 (Vergl. Beilage 3, Abb.36). Ein ähnliches Verhältnis (0,61 - 0,65) gibt auch F. FINGER (1984) für die Weinsberger Granit-Biotite des westlichen Mühlviertels an.

Die TiO₂ Gehalte sind mit 2,13 - 2,50 Gew.% wesentlich niedriger als im südöstlichen Mühlviertel (G. KURAT fand hier 3,44 - 3,77 Gew.%) und auch im westlichen Mühlviertel mit 3,52 - 3,90 Gew.% (nach F. FINGER, 1984).

Die Al- Besetzung der Tetraederposition ist mit 2,43 - 2,49 etwas geringer als im Biotit des westlichen Mühlviertels mit 2,56 - 2,64 Atomen/Formeleinheit.

Die Analysenergebnisse dreier Hellglimmer sind in Tab.5 aufgelistet. Der Punkt MU1 wurde an einem Hellglimmerblättchen (ein sekundäres Produkt) in einem Großkalifeldspat gemessen; MU2 und MU3 sind Hellglimmer, die auf Grund des mikroskopischen Befundes als Umwandlungsprodukt aus Biotit anzusehen sind. Die unterschiedlichen Ausgangsprodukte spiegeln sich auch in der chemischen Zusammensetzung wider.

Der Hellglimmer MU1 ist fast reiner Muskowit, die FeO Gehalte sind mit 0.7 Gew.% niedriger, die MgO Gehalte mit 0.29 Gew.% bedeutend niedriger als in den Hellglimmern MU2 und MU3 (FeO Gehalte 0.8 - 1 Gew.%, MgO Gehalte bei 0.7 Gew.%). Die TiO2 Gehalte liegen in MU1 an der Nachweisgrenze (unter 0,01 Gew.%), während die beiden anderen Hellglimmer trotz starker Ilmenitentmischung immer noch 0.5 Gew.% TiO2 besitzen.

	MU 1	MU 2	MU 3
SiO2	46.15	46.67	46.83
TiO2	0.04	0.52	0.51
Al2O3	34.59	34.34	33.83
FeO	0.70	0.83	1.00
MnO	0.00	0.03	0.02
MgO	0.29	0.61	0.71
CaO	0.00	0.00	0.03
K2O	11.14	11.13	11.13
Na2O	0.42	0.56	0.47
Summe:	93.33	94.69	94.53

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	6.265	6.256	6.292
AlIV	=	1.735	1.744	1.700
AlVI	=	3.801	3.683	3.650
Ti	=	0.004	0.052	0.052
FeII	=	0.079	0.093	0.112
Mn	=	0.000	0.003	0.002
Mg	=	0.059	0.122	0.142
Ca	=	0.000	0.000	0.004
K	=	1.929	1.903	1.908
Na	=	0.111	0.146	0.122

Tabelle 5: Mikrosondenanalysen von Hellglimmern aus dem Weinsberger Granit (HA 52); FeO = FeO total.

In Tabelle 6 finden sich die Ergebnisse von Zirkonanalysen. Fünf klare ZIRKONE (Haupttyp) aus der Probe HA 11, die aus dem Steinbruch Plochwald stammt, wurden analysiert. Alle diese Zirkone zeigen dabei relativ konstante Hf-Gehalte, die zwischen 1,78 Gew.% und 1,87 Gew.% liegen. Die Hf-Gehalte sind damit ähnlich wie jene von O. MEDENBACH (1976) an Zirkonen des Kristallgranit I gemessenen Hf-Werte, und zwar in auflichtmikroskopisch "hellen Bereiche". Demgegenüber stellt MEDENBACH in "dunklen Bereichen" von Zirkonen des Kristallgranit I, die er als nachträgliche Umwandlungen entlang von Rissen deutet, beträchtlich höhere Konzentrationen (bis 3,48 Gew.%) an Hf fest.

	ZR1	ZR2	ZR3	ZR4	ZR5
SiO ₂	31.98	31.88	33.15	31.36	31.07
ZrO ₂	66.39	65.71	66.94	65.50	64.85
HfO ₂	1.87	1.82	1.82	1.78	1.86
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.03	0.03	0.21	0.03	0.10
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.12	0.49	0.72
Y ₂ O ₃	0.15	0.09	0.02	0.39	0.92
CaO	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
FeO	0.01	0.01	0.10	0.03	0.02
Summe:	100.69	99.80	102.39	99.61	99.55

Tab. 6: Mikrochemische Analysen von Zirkonen aus dem Weinsberger Granit (Probe HA11/87).

Die P und Y Gehalte der gemessenen Weinsberger Zirkone sind ziemlich schwankend (P zwischen 0.12 und 0.72 Gew.%, Y zwischen 0.02 und 0.92 Gew.%). Beide Elemente zeigen aber eine positive Korrelation (siehe Beilage 4, Abb.39), sodaß ein stellenweise unterschiedlicher Ersatz des Zirkongitters durch Xenotims substanz wahrscheinlich ist (die orientiert Verwachsung von Zirkon und Xenotim ist seit E. ZSCHAU, 1855 bekannt, zitiert nach O. MEDENBACH, 1976, mit zahlreichen weiteren Literaturhinweisen).

Die U-Th Gehalte liegen unter der hiesigen Nachweisgrenze (übrigens weisen die analysierten Kristallgranit I - Zirkone

von O.MEDENBACH ebenfalls sehr niedrige Gehalte dieser Elemente auf).

Die Al-Gehalte liegen zwischen 0.03 und 0.21 Gew.%, bestreichen also ebenfalls einen großen Bereich. Die Ca-Gehalte liegen um 0.02 Gew.%.

GEOCHEMIE

Vier Großproben von Weinsberger Granit wurden auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Proben HA 8 und HA 23 stammen aus dem Steinbruch Plochwald, HA 52 wurde etwa 1 km nördlich des Steinbruchs aufgesammelt (siehe Probenfundpunkte S.156). Die Probe FI 49/85 stammt aus Harrachstal, also unmittelbar südlich des Feinkorngranitkörpers (siehe geologischen Karte Blatt 17, Großpertholz von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1977). Die Analysenergebnisse sind aus der Tabelle 7 zu entnehmen. Zum Vergleich wurde in die Tabelle auch eine Analyse vom Weinsberger Granit des westlichen Mühlviertels (Fi-2 aus F. FINGER 1984), eine aus dem südlichen Mühlviertel (Steinbruch Zottmann bei St. Georgen aus G. KURAT 1965) und eine Durchschnittsanalyse von Kristallgranit I aus G. PROPACH 1978 aufgenommen.

Hauptelemente: Der SiO₂ Gehalt variiert bei den 4 analysierten Weinsberger Granit-Großproben des nordöstlichen Mühlviertels zwischen 65,94 und 71,18 Gew.%. Die höchsten SiO₂ Gehalte haben die sehr frischen Proben aus dem Steinbruch Plochwald (HA 8 mit 70,83 Gew.% und HA 23 mit 71,18 Gew.%), umgekehrt ist das Al₂O₃ in diesen beiden Proben mit 14,77 und 14,97 Gew.% am niedrigsten. In den nicht so sauren Proben (HA 52 und FI49/85) liegt es bei 15,97 und 16,16 Gew.%. Das zweiwertige Gesamteisen (Fe₂O₃ wurde nicht extra analysiert) wurde mit Korrelation zwischen 2,23 und 2,63 Gew.% bestimmt, das MgO mit 0,55 bis 0,94 Gew.% und das CaO mit 1,77 bis 2,03 Gew.%. Bei den Alkalien überwiegt das K₂O mit 4,34 bis 5,84 Gew.% stets bei weitem das Na₂O (2,64 bis 3,02 Gew.%). Das K₂O/Na₂O Verhältnis liegt zwischen 1,5 und 2.

	HA 8	HA 23	HA 52	FI49/85	Fi-2	IV	K-I
SiO ₂	70.83	71.18	65.94	68.54	61.96	67.22	67
TiO ₂	0.52	0.44	0.48	0.38	0.87	0.50	0
Al ₂ O ₃	14.77	14.97	15.97	16.16	17.73	15.97	15
FeO _{tot}	2.63	2.27	2.75	2.23	5.85	2.68	2
MnO	0.01	0.03	0.03	0.04	0.07	0.02	0
MgO	0.67	0.55	0.94	0.67	1.25	0.94	0
CaO	2.03	1.78	1.88	1.77	3.77	2.36	2
Na ₂ O	3.02	3.00	2.64	2.92	3.48	3.25	3
K ₂ O	4.34	4.97	5.43	5.84	5.08	6.00	5
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.21	0.20	0.33	0.15	0
H ₂ O	0.87	0.81	1.04	1.28	0.44	0.92	1
Summe:	99.91	100.19	97.31	100.03	99.83	100.01	98
Nb	13	13	11	10	19	n.b.	
Zr	218	178	189	162	547	n.b.	
Y	49	33	39	38	29	n.b.	
Sr	168	165	187	207	389	n.b.	
Rb	181	183	193	202	133	n.b.	
Ni	22	18	11	22	28	n.b.	
Cr	15	15	18	n.b.	1	n.b.	1
Ba	973	924	1018	1298	1495	n.b.	
Ce	80.2	n.b.	107.9	n.b.	n.b.	n.b.	1

Tabelle 7: Chemische Analysen von Weinsberger Graniten aus dem hiesigen Kartierungsgebiet (HA 8, HA 23, HA 52), sowie aus Harrachstal (FI49/85). Zum Vergleich dazu eine Analyse vom westlichen Weinsberger "Pluton" (Fi-2) aus F. FINGER 1984, eine vom südlichen Weinsberger Pluton (IV: Steinbruch Zottmann bei St Georgen) aus G. KURAT 1965, und von Kristallgranit I (K-I: Durchschnitt aus 16 Analysen) aus G. PROPACH 1978.

Ein Vergleich mit dem Weinsberger Granit aus dem westlichen und südlichen Mühlviertel (siehe etwa F. FINGER et al. 1988; G. KURAT 1965) zeigt, daß jene im Durchschnitt einen wesentlich niedrigeren SiO₂ Gehalt bei höherem Al₂O₃, FeO, CaO und Na₂O besitzen. Diesen Trend bestätigen auch neue Weinsberger Granit-Analysen aus dem westlichen Mühlviertel (F. FINGER unpubl.). Die Durchschnitts-Analysenwerte von Kristallgranit I des Regensburger Waldes (K-I: Durchschnitt aus 16 Analysen, aus G. PROPACH 1978) kommen hingegen dem Weinsberger Granit des hiesigen Untersuchungsgebietes relativ nahe.

Spurenelemente: Von den gemessenen Spurenelementen stellt das Ba den weitaus größten Mengenanteil. Die drei Proben aus dem Kartierungsgebiet haben Ba- Gehalte zwischen 924 ppm und 1018 ppm; in der Probe FI 49/85 ist das Ba mit 1298 ppm etwas höher. Positive Korrelation ergibt sich zwischen Ba und Sr (165 bis 207 ppm) und Ba und Rb (181 bis 202 ppm). Das Zr hingegen ist in der Ba- reichen Probe FI49/85 (Harrachstal) mit 162 ppm etwas niedriger als in den Proben aus dem unmittelbaren Kartierungsgebiet (178 bis 218 ppm). Das Y liegt in den vier Proben von Weinsberger Granit aus dem nordöstlichen Mühlviertel zwischen 33 und 49 ppm, das Nb zwischen 10 und 13 ppm, das Ni zwischen 11 und 18 ppm, das Cr zwischen 15 und 18 ppm.

Beim Vergleich mit der Probe Fi-2 aus dem westlichen Mühlviertel ergeben sich, wie schon bei den Hauptelementen, deutliche Unterschiede. Das Ba ist dort mit 1495 ppm noch höher, das Zr (547 ppm) und Sr (389 ppm) mehr als doppelt so hoch wie in den Proben des hiesigen Arbeitsgebietes. Letztere ähneln dagegen auch in den Spurenelementen der durchschnittlichen Zusammensetzung des Kristallgranit I, wie sie von G. PROPACH angegeben wird. Die Ba Gehalte liegen beide Male um rund 1000 ppm, auch die Konzentration an Sr und Rb sind beide Male ungefähr gleich, das Zr ist im Kristallgranit nur unwesentlich höher.

4.2. DER PLOCHWALDER GRANIT (nov.nom.):

Der Plochwalder Granit, der in Österreich als Dekorstein weit verbreitete Verwendung findet und deshalb in Steinmetz- und Architektenkreisen seit langem ein geläufiger Begriff ist, hat in der geologischen Fachliteratur und auch in den relevanten geologischen Gebietskarten bisher praktisch keine Berücksichtigung gefunden. Der Granit wird zur Zeit in großen Mengen im Steinbruch Plochwald, der Typuslokalität, abgebaut. In der regionalen geologischen Karte von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1978 (Blatt Großpertholz) wurde der Plochwalder Granit im Gebiet des Steinbruches dem Weinsberger Granit zugerechnet. In den Erläuterungen zu der Karte heißt es allerdings im Kapitel "Nutzbare Gesteine" S. 24: "Im Plochwald, nordwestlich von Sandl, wird ein sehr kompakter Weinsberger Granit gewonnen. Die Großkalifeldspäte zeigen hier nicht die gewohnte idiomorphe Form, das Gestein ist "verfilzter" und läßt sich dadurch besser bearbeiten als sonst."

Bei genauer Betrachtung läßt sich der Plochwalder Granit im Steinbruch Plochwald vom Weinsberger Granit, der hier ebenfalls aufgeschlossen ist, gut abtrennen (vergl. Steinbruchskizze, Abb.4). Freilich ist eine gewisse Ähnlichkeit zum Weinsberger Granit stets vorhanden, da der Plochwalder Granit auch ein grobkörniges Gestein ist und überdies, wie eingangs im Kapitel 3. "Kartierungsergebnisse..." beschrieben, bei der Intrusion seine Großkalifeldspäte i. a. vom älteren Weinsberger Granit übernommen hat. Das "verfilzte" Erscheinungsbild des Plochwalder Granits, das FUCHS & SCHWAIGHOFER aufgefallen ist, resultiert aus der intensiven Verwachsung der einzelnen Mineralkomponenten (vergl. Kapitel "Mikroskopischer Befund").

Übrigens dürfte der Plochwalder Granittyp nicht nur auf das hiesige Arbeitsgebiet beschränkt sein. Jedenfalls konnte ich anlässlich von Geländebegehungen im östlichen Mühlviertel ein vergleichbares Gestein mehrfach beobachten: z.B. auf ÖK50 Blatt 16 (Freistadt): südlich von Elmberg bei Windhaag,

in Edlbruck, westlich von Eisenhut; auch auf Blatt 17 (Großpertholz): 500 m südlich von Liebenau; dann auf Blatt 34 (Perg): Straßenaufschluß an der Straße von Unterweißenbach-Zell, ca. 1,25 km westlich von Straß; das südlichste Vorkommen liegt in der Stillensteinklamm, beim Wasserfall (Blattgrenze Amstetten/Königswiesen); nach einer Beschreibung eines Granitvorkommens bei Arbesbach/NÖ (Blatt Königswiesen) von O. THIELE (1968) vermute ich überdies auch dort Plochwalder Granit.

Makroskopischer Eindruck (siehe Phototafel 1):

Der Plochwalder Granit läßt in großen Blöcken - ebenso wie der Weinsberger Granit - eine deutliche, meist steilstehende und herzynisch streichende Regelung erkennen, welche im Handstück allerdings kaum mehr auszumachen ist.

Einen wesentlichen Bestandteil bildet der Kalifeldspat mit etwa einem Drittel des Gesamtvolumens. Es lassen sich im wesentlichen zwei Typen von Kalifeldspaten unterscheiden:

1) Vereinzelte, aber auffallende, und bis etwa 7 cm große, gedrungene, meist milchig weiße Großkalifeldspate, die auf Grund ihrer Form, Verzwilligung und wegen ihrer groben Perthitentmischung als vom Weinsberger Granit übernommen gelten können. Mengenmäßig ist dieser Großkalifeldspat-Typ normalerweise im Plochwalder Granit von eher untergeordneter Bedeutung (etwa 10 Vol% der Kalifeldspatmasse läßt sich eindeutig diesem Typ zuordnen). Die Umrisse vieler dieser übernommenen Kalifeldspatkristalle sind ebensogut idiomorph wie jene des Weinsberger Granits, manche scheinen aber doch durch die Übernahme ins Plochwalder Magma randlich resorbiert worden zu sein, jedenfalls nach den manchmal rundlich buchtigen Umrißformen zu schließen.

2) Die der Plochwalder Granitschmelze selbst zugehörigen Kalifeldspate sind relativ hell graublau und geben dem Granit seine charakteristische Farbe. Die größeren sind meist dünntafelige Karlsbader Zwillinge mit Kornlängen um 1 cm (maximal 3 cm). Die Kristallaußenflächen wirken in der Regel nicht eben, sondern verzahnen sich buchtig mit den anderen

Mineralen. Je kleiner die Kalifeldspate, umso weniger zeigen sie idiomorphe Kristallform. Die kleinsten makroskopisch noch erkennbaren Kalifeldspate können sogar als xenomorph und zwickelfüllend bezeichnet werden.

An angeschliffenen Platten erkennt man, daß größere, flachtafelige Kalifeldspate, wie übrigens auch der Biotit, deutlich im s eingeregelt sind.- Perthitentmischungen sind mit freiem Auge kaum zu erkennen.

Der glasig grau erscheinende, xenomorphe Quarz tritt in diffus verteilten, oft rundlich wirkenden, bis 1,5 cm großen Aggregaten auf, die wiederum aus vielen kleinen Einzelkörnern bestehen.

Der Plagioklas bildet oft subidiomorphe, gedrungene Kristalle mit einer durchschnittlichen Korngröße von ca. 1/2 cm. Ein Zonarbau läßt sich an vielen dieser Plagioklase bereits mit freiem Auge erkennen, indem die mehr oder weniger idiomorph umgrenzten Kernbereiche meist gelblich gefärbt sind und orientierte Hellglimmerentmischung zeigen, während die Außenzone milchig weiß ist und keine Entmischungen aufweist. Neben diesen subidiomorphen Plagioklaskristallen erkennt man aber auch kleinere, nur wenige mm große, hypidiomorphe bis xenomorphe, ungefüllte Plagioklase, die im Aussehen den Randzonen der größeren subidiomorphen Kristalle gleichen.

Der Biotit erscheint im Handstück dunkelbraun bis schwarz und ist i.a. über das Gestein in Form von 0.5 cm langen Scheitern gleichmäßig verteilt. Manchmal ist er butzenartig angehäuft. In solchen "Biotitnestern" findet man hin und wieder tiefroten Granat.

Der Großteil des Hellglimmers scheint in Form mehrerer mm großer Blättchen unregelmäßig in der Matrix verteilt zu sein. In den Plagioklasen kann er, wie schon erwähnt, als beginnende Verglimmerung parallel zu dessen Spaltbarkeit vorkommen.

Neben den dm mächtigen sauren, helleren Nachschüben des Plochwalder Granits (siehe Tafel 1, PWG a) kommen im Steinbruch Plochwald - wie bereits eingangs im Kapitel 3 (Kartierungsergebnisse) erwähnt - hin und wieder auch

pegmatoide Bereiche vor, die gegen den Plochwalder Granit nicht scharf abgegrenzt sind und meist rasch auskeilen (meist nur über wenige Meter verfolgbar). Im Zentrum dieser Pegmatoide fällt der reichliche und relativ große Granat (bis 2 cm) auf. Diese tiefroten Granate sind i.a. durch dunkelgrünen Biotit stark zerlegt. Die zwischen den Granaten liegende "Matrix" scheint etwas gröber und biotitärmer zu sein als im Normaltyp des Plochwalder Granits.

Mikroskopischer Befund:

Neben den schon makroskopisch erkennbaren Gemengteilen Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Hellglimmer und dem seltenen Granat konnten im Dünnschliff als retrograde Bildungen Chlorit, Ilmenit, als primäre Akzessorien Zirkon, Apatit, Monazit und rundliche Erze, pinitisierter Cordierit und Sillimanit beobachtet werden. In Schwermineralanreicherungen wurde vereinzelt auch Andalusit erkannt.

In Tabelle 8 sind drei Modalanalysen von Proben des Plochwalder Granits aus der Typuslokalität "Steinbruch Plochwald" zusammengestellt. Die Proben HA 5 und HA 28 repräsentieren dabei den normalen Plochwalder Granit während die Probe HA 14 eine hellere Varietät darstellt, welche den Normaltyp gangförmig durchdringt und als späte Phase der Plochwalder Granit-Intrusion anzusehen ist.

	Qz	Pl	Kf	Bt	Mu	Rest
HA 5	36.3	20.4	34.1	4.7	3.9	0.3
HA 28	34.3	21.3	36.3	4.6	3.0	0.3
HA 14	46.7	16.8	31.6	1.9	2.8	0.2

Tabelle 8: Modalanalysen von Plochwalder Granit aus dem Steinbruch Plochwald. Es wurden jeweils 2000 Punkte gezählt.

Der Plochwalder Granit (Normaltyp) zeichnet sich durch Quarz- und Kalifeldspatreichtum aus (beide um 35 Vol.%). Der hellere Granitgang (Probe HA 14) ist vor allem reicher an

Quarz und hat bedeutend weniger Biotit als der Normaltyp. Der Hellglimmergehalt ist mengenmäßig im Normaltyp mit 3 bis 4 Vol.% etwas niedriger als der Biotitgehalt (knapp 5 Vol.%). Im Streckeisendiagramm fallen die Modalbestandswerte mitten ins Granitfeld (vergl. Beilage 2, Abb.34).

Die Hauptgemengteile Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas sind in ihren Korngrößen sehr variabel und oft stark buchtig miteinander verwachsen (xenomorphe Verdrängungsformen). Bei den Komponenten Kalifeldspat und Plagioklas besteht eine kontinuierliche Variationsbreite von großen, mehr oder weniger idiomorphen Kristallen zu kleinen xenomorphen Lückenfüllern. Die xenomorphen Verdrängungsformen zwischen Quarz und Kalifeldspat erinnern an ein pegmatoid/aploides Gefüge und dürfte für die gute Festigkeit und Zähigkeit des Plochwalder Granits verantwortlich sein.

Eine postkristalline Beanspruchung äußert sich im Plochwalder Granit, ganz ähnlich wie im Weinsberger Granit z.B. durch Kristallverbiegungen von Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit, was man z. T. auch schon makroskopisch an den gekrümmten Spaltflächen sehen kann.

Der Kalifeldspat kann aber oft auch zerbrochen sein; die Rupturen sind dann durch feine Quarz- und Plagioklas-Neukristallisate (um 0.05 mm) verheilt. Es besteht auch der Verdacht einer begonnenen Rekristallisation des Kalifeldspates an solchen Rupturen.

Die Quarzkörner welche die großen Quarzaggregate des Plochwalder Granits aufbauen, sind buchtig miteinander verwachsen und zeigen Subkornbildung, die sich oft in einer eigentümlich felderhaften, schachbrettartigen Auslöschung bemerkbar macht. Eine derartige Auslöschung wird von P. BLUMENFELD et. al. (1986) als Basisgleitung (C-slip) des Quarzes infolge tektonischer Gesteinsbeanspruchung bei Temperaturen von 700°- 800°C angesehen. Nach mündl. Mitt. von J. KRUIH 1989 ist eine solche Subkornbildung für die höhere Amphibolitfazies bis Granulitfazies charakteristisch. Neben hohen Temperaturen ist auch ein hoher H₂O- Partialdruck für diese Deformationsstrukturen des Quarzes anzunehmen (P. BLUMENFELD). Sind derartig deformierte Gesteine bei

fallender Temperatur weiterer Deformation ausgesetzt, sollte die Basisgleitung (c-slip) von der Prismengleitung (<a>-slip; die Auslöschung ist dabei eher streifenartig) abgelöst und weitgehend überprägt werden. Dies scheint aber im Plochwalder Granit zumindest bereichsweise nicht eingetreten zu sein.

Es gibt aber auch Hinweise auf postkristalline Deformation bei niedrigeren Temperaturen (z.B. Verbiegung der Biotite).

Der Plagioklas ist idiomorph bis subidiomorph (d.h. die Kristalle sind oft außerhalb der mehr oder weniger schön idiomorph zonar gebauten Innenbereiche etwas buchtig). Insgesamt besteht bevorzugt gedrungener Habitus. Die Korndurchmesser betragen für den größten Teil der Plagioklase um 0,5 mm. Zwischen den größeren Komponenten treten stellenweise, zusammen mit feinkörnigem Quarz und Kalifeldspat, wesentlich kleinere (0,1 - 0,5 mm) hypidiomorphe Plagioklase auf.

Die größeren Plagioklase des Plochwalder Granits sind üblicherweise zoniert. Die Anorthitgehalte liegen für die relativ scharf umgrenzten Innenbereiche bei 25 Mol% bis im Extremfall über 40 Mol% (Photo 3 zeigt einen Plagioklas mit starkem idiomorphem Zonarbau). Diese Anreicherungen sind oft stark entmischt, wobei unbestimmbare Mikrolithen, xenomorphe mikrolithische opake Phasen und Hellglimmer auftreten. Letzterer bildet nach Spaltrissen des Wirts orientierte, oft mehr als 0,5 mm große, sehr dünne Blättchen (z.T. besteht starke sekundäre Verglimmerung einzelner Plagioklase). Manche Plagioklaskerne des Plochwalder Granits sind fleckig-felderhaft auslöschend (vergl. Photo 3). In diesem Fall könnte man von Kern-Korrosionserscheinungen sprechen, wie sie von F. BECKE (1892) oder F. KARL (1959) detailliert beschrieben wurden. Manchmal ist diese Erscheinung nur mehr durch eine fleckig verteilte Mikrolithenfüllung nachgezeichnet. Diese wohl übernommenen Plagioklaskerne werden gegen außen hin dann von einem relativ breiter (im mm-Bereich) entmischungsfreier Randbereich mit Angehalten von etwa 18 - 20 Mol% umschlossen, wobei der An-

Gehalt in diesem Bereich kontinuierlich von innen nach außen leicht abnimmt. Ein nur wenige μm breiter äußerster Saum kann dann sogar noch albitische Zusammensetzung haben. Siehe dazu auch "Mikrochemischer Befund" Seite 66 und Abb.13.



Photo 3: Zonar gebauter Plagioklas mit fleckig auslöschendem Kern aus dem Plochwalder Granit (links ein Pol-Filter, rechts + Pol.); Abkürzungen: Ilm = Ilmenit, Hgl = Hellglimmer.

Die kleinen Plagioklase, die mit kleinen Quarzen und Kalifeldspaten insbesondere in den Zwischenräumen zwischen den größeren Kristallen eng verwachsen sind, lassen keinen deutlichen Zonarbau erkennen. Diese Körner zeigen auch nur selten polysynthetische Albitverzwillingung. An den größeren Plagioklasen kann dagegen an mehr als der Hälfte aller

Körner polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz beobachtet werden. Das Periklingesetz und das Karlsbader Gesetz konnten dagegen nur selten nachgewiesen werden. Die in den Kalifeldspaten (vor allem in den großen, aus dem Weinsberger Granit übernommenen Mikroklinen) eingeschlossenen Plagioklase sind in ihrem Habitus etwas flachtafeliger entwickelt und eher idiomorph umgrenzt als die "Matrixplagioklase".

Zum Unterschied von den vereinzelt großen, porphyrischen Mikroklinen, welche der Plochwalder Granit vom Weinsberger Granit übernommen hat, zeigen die eigenen Kalifeldspate des Plochwalder Granits, also die große Menge jener im Handstück graublauen Kalifeldspate, die im Plochwalder Granitmagma gewachsen sind, im allgemeinen weniger gute Idiomorphie. Sie sind auch recht unterschiedlich in der Korngröße. Die größeren solcher Kalifeldspate haben annähernd tafelligen Habitus und sind in der Regel nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Die noch kleineren, etwa mm-großen Individuen, sind meist xenomorph und zwickelfüllend. Dazwischen existieren dabei alle Übergänge.

Kennzeichnend sowohl für die großen (magmacigenen) als auch die kleinen Kalifeldspate des Plochwalder Granits ist eine scharfe Mikroklingitterung, die meist das ganze Korn erfaßt. Perthitentmischung ist hingegen bei größeren Eigenkristallen stärker zu sehen und auch stärker aderperthitisch ausgebildet (allerdings weniger intensiv als beim Kalifeldspat des Weinsberger Granits), während bei kleineren Körnern bestenfalls feine spindelperthitische Entmischung zu beobachten ist. An manchen Kalifeldspatkörnern ist ein Zonarbau angedeutet, der sich durch Spindelperthit in den inneren Zonen äußert, während der Rand mikroskopisch keine Entmischung zeigt.

Der xenomorphe Quarz tritt i.a. in Form von bis zu 1 cm großen Kornaggregaten auf, bestehend aus vielen nur mm großen Einzelkörnern. Als Entmischungseinschlüsse findet man zahlreiche haarförmige Rutilite (oft mehr als 20 Stück pro

0.1 mm² Dünnschlifffläche) und etwa 0.01 mm große idiomorphe, nelkenbraun durchscheinende Ilmenitblättchen. Kleinste, rundliche bis "wurzelförmige" Einschlüsse (teilweise handelt es sich wahrscheinlich um Flüssigkeitseinschlüsse) sind ähnlich wie im Weinsberger Granit an bestimmten Flächen aufgereiht zu finden.

Der Biotit des Plochwalder Granits zeigt ähnliche Farbe wie der Biotit des Weinsberger Granits (nx hellgelbbraun, ny und nz kräftig braun). Er ist allerdings etwas kleiner und bildet meist nur wenige Millimeter lange Scheiter, die seitlich stark ausgefranst wirken (ist der Biotit in Plagioklas oder Kalifeldspat eingeschlossen, kann er auch idiomorph umgrenzt sein).- Der Biotit ist i.a. regellos im Plochwalder Granit verteilt, mitunter findet man butzenförmige Anhäufungen von Biotiten. In diesen Butzen ist schon mit freiem Auge manchmal Granat zu erkennen. Rund um diese Granate und in deren Rissen kann der Biotit olivgrüne bis kräftiggrüne Farbe haben. Ebenso wird der Granat, der in pegmatoiden Bereichen des Plochwalder Granits (siehe Kapitel 3 "Kartierungsergebnisse") auftritt von intensiv grünem Biotit durchwachsen. Grüne Biotite findet man auch, gemeinsam mit Hellglimmer in Pseudomorphosen nach Cordierit. Diese retrograde Bildung hat sich also unter Bedingungen der "höheren Grünschieferfazies" abgewickelt. In Zusammenhang mit den gelegentlich auftretenden pinitisierten Cordieriten, die bis 2 mm Größe erreichen, kommt neben Hellglimmer auch grüner (bis grünbrauner) Biotit vor.

Schichtweise kann der Biotit des Plochwalder Granits manchmal in hellgrünen Chlorit mit anomal blauer Interferenzfarbe umgewandelt sein. Mitunter sieht man auch Zeolithfische, die die Biotitschichten aufweiten (spätere Überprägung unter Bedingungen der "Zeolithfazies"!).

Sekundärer Hellglimmer kann den Biotit ebenso wie der Chlorit schichtparallel ersetzen, allerdings beobachtet man häufiger quergreifende, meist normal auf die Basisflächen des Biotits gewachsene idiomorphe Hellglimmer als Neubildung nach Biotit.

Eingeschlossene Zirkone und Monazite verursachen normalerweise intensive pleochroitische Höfe in den Biotiten des Plochwalder Granits.

Der Hellglimmer tritt insbesondere als retrogrades Produkt auf, und zwar verdrängt er bevorzugt Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas. Gemeinsam mit grünem Biotit bildet er Pseudomorphosen nach den seltenen Cordieriten (Pinit). Die Größe der Hellglimmer ist sehr unterschiedlich, selten aber sind sie größer als 1-2 mm. Nur für einige wenige Hellglimmer, welche sich isoliert vom Biotit finden und bei denen auch eine sekundäre Herkunft aus dem Kalifeldspat oder Plagioklas nicht offensichtlich ist, könnte man unter Umständen eine primäre spätmagmatische Kristallisation aus der Schmelze in Betracht ziehen. Daß die Unterscheidung von magmatischen und sekundären Hellglimmer genaugenommen nicht immer möglich ist, wird in der Fachliteratur vielfach betont (siehe z.B. D.B. CLARKE, 1981).

Eine sekundäre Bildung des Hellglimmers aus Biotit ist jedenfalls immer dann naheliegend, wenn der Hellglimmer in Verwachsung mit diesem ist und kräftige Ilmenitentmischungen nach ehemaligen Biotitpaltrissen oder nach dessen Grenzen zeigt.

Durchsetzen Hellglimmer den Kalifeldspat als oft Millimeter große Scheiter (manchmal auch siebartig), so scheint ebenfalls eine sekundäre Entstehung gesichert zu sein.

Im Plagioklas bildet der Hellglimmer nur dünne, aber oft sehr lange Blättchen, die in der Regel entlang der Spalt- risse des Plagioklases angeordnet sind. Freilich ist auch diese Erscheinung sekundär (s. Photo 3).

Als Einschlüsse findet man in größeren Hellglimmern (mm großen) manchmal stengelige bis nadelige, parallel angeordnete Sillimanite.

Als Akzessorien sind besonders die in den Biotiten eingeschlossenen Zirkone (eine genauere Beschreibung dieser Minerale erfolgt weiter unten) und Monazite auffällig, weil sie pleochroitische Höfe verursachen. Beide Minerale können

aber auch in den anderen Hauptgemengteilen (Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz) in geringerer Menge als Einschlüsse vorkommen. Die Monazite bilden meist subidiomorphe Körner, die mit oft mehreren Zehntel Millimetern im Durchmesser größer sein können als die Zirkone.

Der Apatit ist idiomorph und besitzt üblicherweise gedrungenen Habitus. Als Einschluß findet er sich vor allem in Biotit, seltener auch in Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Der Apatit des Plochwalder Granits gleicht im Habitus dem Apatit des Weinsberger Granits. Mengenmäßig treten die Apatite im Plochwalder Granit allerdings um einiges seltener auf als im Weinsberger Granit. Es ist nicht auszuschließen, daß ein Teil der Apatite des Plochwalder Granits von der Weinsberger Granitschmelze übernommen wurden, wie dies auch bei den Zirkonen der Fall ist (siehe weiter unten).

Der Granat des Plochwalder Granits ist meist hypidiomorph bis xenomorph umgrenzt. Im Normaltyp des Plochwalder Granits fällt er zwar öfters schon makroskopisch auf, mengenmäßig bleibt er jedoch unbedeutend. In den pegmatoiden Bereichen des Plochwalder Granits tritt Granat in großer Menge auf. Im allgemeinen sind die Granate hier in eine Vielzahl von Teilkörnern zerlegt; in deren Zwischenräumen, bzw. in Rissen des Granats wächst hauptsächlich grüner Biotit (etwas Quarz, kaum Plagioklas).

Rundlich bis rechteckig umgrenzte opake Phasen in Plagioklasen (siehe Photo 3) und Biotiten mit einer Größe bis etwa 0,1 mm können als Primäreinschlüsse in Plagioklasen und Biotiten gedeutet werden. Durch Mikrosondenanalysen wurden einige solcher Körnchen als Ilmenit identifiziert. Dazu stehen im Gegensatz die Ilmenite in der Form von schichtparallelen sekundären Entmischungen, welche vor allem in Hellglimmern zu beobachten sind, die sekundär aus Biotit hervorgegangen sind, die aber z.T. auch in Biotiten selbst beobachtet werden können.

Als weiteres Akzessorium konnte (allerdings nur im Schwermineralanreicherungen) Andalusit bestimmt werden. Im Normaltyp des Plochwalder Granits und in den pegmatoiden Bereichen dürfte auch idiomorpher Cordierit existiert haben; dieser

ist aber nun stets zur Gänze pinitisiert.

Die Zirkone des Plochwalder Granits gleichen auf den ersten Blick den Zirkonen des Weinsberger Granits, die bereits auf S.38 beschrieben wurden (einige typische Formen sind in Abb.10 zu sehen).

Nur wenige Kristalle (etwa 10% aller Körner) zeigen andere Tracht, anderen Habitus und andere optische Eigenschaften (vergl. Abb.10, j-n). Diese Zirkone, die im folgenden als Typ C bezeichnet werden, sind nicht klar wie die Weinsberger Zirkontypen, sondern wirken trüb. Sie bestehen aus einer im



Abb.10: Typische Zirkone aus dem Plochwalder Granit. Die Zirkone a-d sind typische Formen wie sie sonst im Weinsberger Granit vorkommen, also übernommene Zirkone, e-h zeigen deutliche Überwachungen an eben diesen übernommenen Zirkonen, j-n sind magmatische

Vergleich zum Weinsberger Zirkontyp niedriger licht- und doppelbrechenden Substanz. Die Außenflächen sind nicht so glatt und die Kanten nicht so scharf wie die Weinsberger Zirkone. Oft sind die Zirkone dieses C-Typs fein zonar gebaut und dunkle mikrolithische Einschlüsse zeichnen bisweilen diesen Zonarbau nach.

Bei genauer Betrachtung fällt auf, daß es im Plochwalder Granit an den gedrungenen großen Zirkonen von Weinsberger Art häufiger jüngere Überwachungserscheinungen gibt, als bei den Zirkonen des Weinsberger Granits selbst. Oft überzieht eine solche, wenige μm dünne Haut, welche aus einer niedriger licht- und doppelbrechenden Zirkonsubstanz besteht, die idiomorphen Zirkone des "Weinsberger Typs". Die ursprüngliche Tracht und Habitus werden von dieser dünnen Überkrustung nicht wesentlich verändert (vergl. Abb.10, e-h).

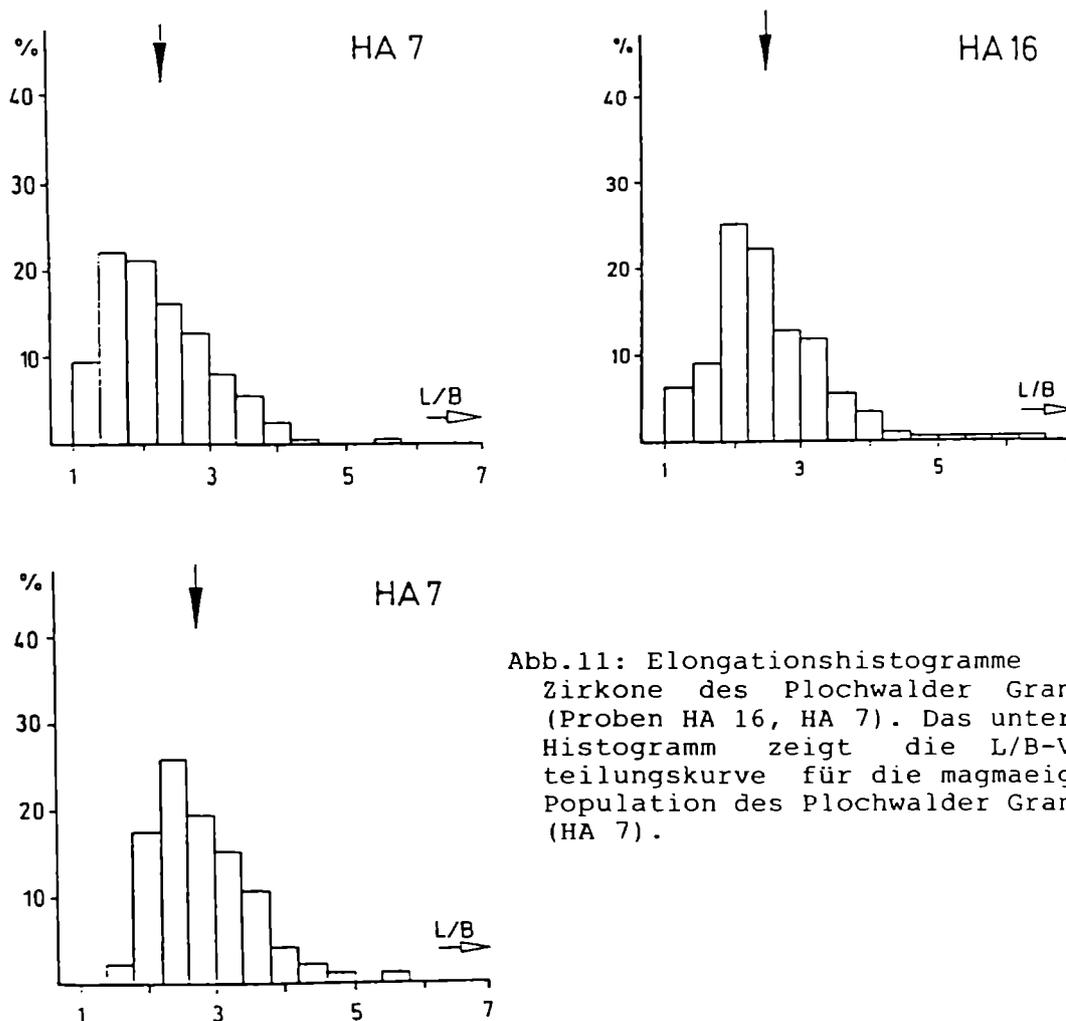


Abb.11: Elongationshistogramme für Zirkone des Plochwalder Granits (Proben HA 16, HA 7). Das unterste Histogramm zeigt die L/B-Verteilungskurve für die magmaeigene Population des Plochwalder Granits (HA 7).

Das Elongationshistogramm ergibt für die Gesamtpopulation der Zirkone des Plochwalder Granits eine ähnliche Verteilung wie für den Weinsberger Granit (vergl. Abb.7, Seite 40). Betrachtet man hingegen nur den hiesigen Zirkontyp C (vergl. Abb.10) so zeigt sich, daß dieser im Durchschnitt etwas schlanker ist als die "Weinsberger" Zirkontypen (A,B).

Die Tracht des Typ C ist nur geringfügig unterschiedlich zu den typischen Weinsberger Zirkonen: Meist ist das Prisma (110) noch etwas stärker ausgebildet, mitunter kann (100) sogar fehlen. Die Pyramide (211) ist vergleichsweise noch stärker entwickelt als im Weinsberger Granit. Im Pupin-Diagramm kommt die Population wegen der mengenmäßigen Vorherrschaft der Zirkone vom Weinsberger Typ trotzdem nur unwesentlich weiter links oben zu liegen als die des Weinsberger Granits (s. Abb.12 und vergleiche mit Abb.8, S.41).

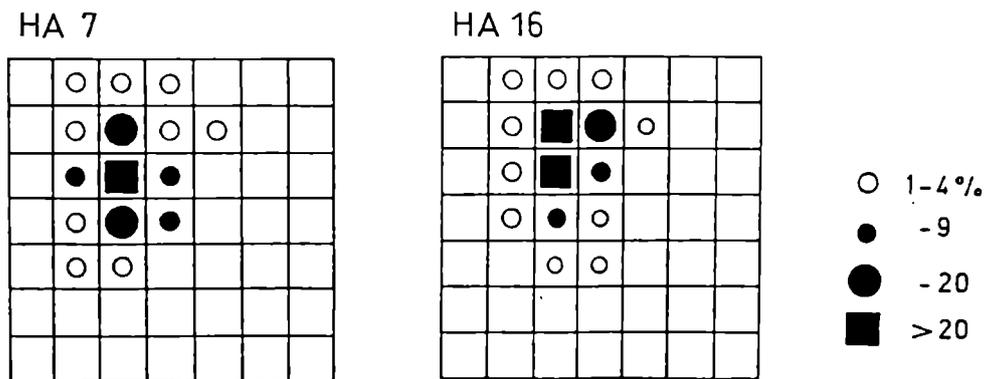


Abb.12: Schematisches Diagramm zur Darstellung der Zirkontrachten des Plochwalder Granits.

Wegen ihrer Ähnlichkeit zu den Zirkonen des Weinsberger Granits, kann der Großteil der Zirkone, die im Plochwalder Granit vorkommen, mit gutem Gewissen als vom Weinsberger übernommen betrachtet werden. Diese Interpretation ist schon deshalb gut vertretbar, weil ja auch an der Übernahme der großen porphyrischen Kalifeldspate kein Zweifel besteht. Nur die Überwachungserscheinungen und die offensichtlich aus der selben Substanz bestehenden wenigen Einzelzirkone des

Typ C können als magmaeigen gedeutet werden.

Es ist freilich bemerkenswert, daß bei den Zirkonen mengenmäßig bei weitem die übernommenen Zirkone vom Weinsberger Typ überwiegen, während bei den Kalifeldspaten der von der Weinsberger Schmelze übernommenen Großkalifeldspate nur etwa 10% der gesamten Kalifeldspatsubstanz im Plochwalder Granit ausmachen. Die Plochwalder Schmelze hat aber offensichtlich selbst kaum mehr eigene Zirkone produziert, aber große Mengen an Kalifeldspat.

Mikrochemischer Befund:

An verschiedenen Plagioklasen, Kalifeldspaten, Biotiten, Hellglimmern, Granaten und Zirkonen des Plochwalder Granits wurden Punktanalysen mit der Elektronenmikrosonde durchgeführt.

Die Ergebnisse von Plagioklasenanalysen aus den Proben HA 29 (Normaltyp des Plochwalder Granits) und Ha 71 (pegmatoider Bereich) sind in Tab.9 und Tab. 10 aufgelistet. Der Meßpunkt Pl2.1 (Tab.9), der einen An- Gehalt von 43 Mol% ergab, liegt in einem fleckig auslöschenden Plagioklaskernbereich, also in einem übernommenen "Kerngerüst" (vergl.Photo 3). Die anschließende Zone (Pl2.2 und Pl2.3) des selben Kornes weist nur mehr Anorthitgehalte von etwa 19 Mol% auf. Der äußerste Saum (Pl2.4) hat mit An 14 schon fast albitische Zusammensetzung. In Abb.13 sind die Analysenergebnisse im Dreieck Or - Ab - An dargestellt. Vergleicht man die Ergebnisse mit dem Weinsberger Granit, so zeigt sich deutlich, daß die äußersten Ränder der Plagioklase des Plochwalder Granits i.a. bedeutend niedrigere An- Gehalten haben. Die Plagioklaskerne sind dagegen oft von ganz ähnlicher Zusammensetzung wie jene im Weinsberger Granit.

	P11.1	P12.1	P12.2	P12.3	P12.4	P13
SiO ₂	65.90	56.04	62.04	62.40	63.57	64.96
Al ₂ O ₃	21.29	27.04	23.10	23.19	22.36	21.47
CaO	1.64	8.97	4.02	4.06	2.97	1.74
Na ₂ O	10.94	6.54	9.05	9.31	10.23	10.67
K ₂ O	0.14	0.14	0.26	0.26	0.14	0.11
Summe:	99.91	98.75	98.48	99.22	99.27	98.95

Strukturformel berechnet auf O-Basis 32:

Si } z	11.593	10.191	11.142	11.133	11.309	11.538
Al } z	4.415	5.801	4.891	4.878	4.690	4.496
Ca } x	0.309	1.748	0.775	0.776	0.566	0.331
Na } x	3.732	2.306	3.151	3.221	3.529	3.675
K } x	0.031	0.032	0.060	0.069	0.032	0.025
Z	16.008	15.992	16.032	16.011	15.999	16.033
X	4.072	4.086	3.986	4.056	4.127	4.031
Mol Or	0.772	0.795	1.494	1.459	0.770	0.618
Mol Ab	91.637	56.432	79.052	79.405	85.511	91.166
Mol An	7.591	42.773	19.453	19.136	13.719	8.216

	P14.1	P14.2	P15	P16
SiO ₂	64.58	63.48	64.68	65.79
Al ₂ O ₃	21.12	22.76	22.40	21.31
CaO	2.53	3.08	2.38	1.80
Na ₂ O	10.82	9.88	10.20	10.46
K ₂ O	0.11	0.26	0.18	0.20
Summe:	99.16	99.46	99.84	99.56

Si } z	11.495	11.269	11.402	11.602
Al } z	4.432	4.763	4.655	4.430
Ca } x	0.483	0.586	0.450	0.340
Na } x	3.734	3.401	3.486	3.577
K } x	0.025	0.059	0.040	0.045
Z	15.927	16.033	16.057	16.032
X	4.242	4.046	3.976	3.962
Mol Or	0.589	1.456	1.018	1.147
Mol Ab	88.035	84.063	87.677	90.281
Mol An	11.376	14.482	11.305	8.572

Tab.9: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen aus dem Plochwalder Granit (Normaltyp, Probe HA29).

	P11	P12.1	P12.2
SiO ₂	62.24	62.33	61.12
Al ₂ O ₃	23.09	23.42	24.75
CaO	4.13	4.03	5.42
Na ₂ O	10.08	9.20	8.32
K ₂ O	0.15	0.18	0.16
Summe:	99.69	99.16	99.77

Strukturformeln berechnet auf O - Basis 32:

Si	} z	11.089	11.116	10.867
Al		4.850	4.924	5.188
Ca	} x	0.788	0.770	1.033
Na		3.482	3.181	2.869
K		0.034	0.041	0.036
Z		15.939	16.040	16.054
X		4.305	3.992	3.937
Mol Or		0.792	1.026	0.922
Mol Ab		80.892	79.685	72.852
Mol An		18.316	19.289	26.227

Tab.10: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen aus dem pegmatoiden Bereich des Plochwalder Granits (Probe HA 71).

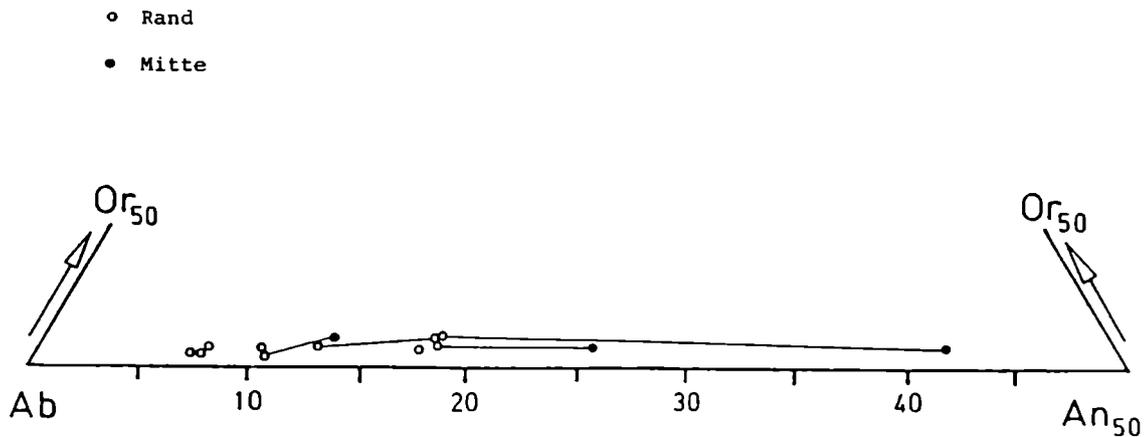


Abb.13: Darstellung der chemischen Zusammensetzung einiger Plagioklase aus dem Plochwalder Granit- Normaltyp (Probe HA 29) und aus einem pegmatoiden Bereich des Plochwalder Granits (Probe HA 71) im Dreieck Albit-Anorthit- Orthoklas.

Die drei Plagioklas- Punktanalysen aus dem pegmatoiden Bereich des Plochwalder Granits unterscheiden sich mit Angehalten um 20 Mol% nicht vom Normaltyp dieses Granits.

Der typische, im Handstück graublau Kalifeldspat (siehe Tab. 11) des Plochwalder Granits unterscheidet sich von den porphyrischen Kalifeldspaten des Weinsberger Granits vor allem durch einen bedeutend niedrigen Ba- Gehalt. Im Weinsberger Granit liegt der Celsian- Gehalt des Mikroklin zwischen 0,6 und 0,9 Mol%, dagegen im Plochwalder Granit unter 0,07 Mol%. Die Kalifeldspate des Plochwalder Granits haben umgekehrt eine höhere Or-Komponente (90 bis 96 Mol%) und weniger Albit (3,5-9,5 Mol%) als die Kalifeldspate des Weinsberger Granits (Or meist kleiner als 90 Mol%, Ab zwischen 9 und 12 Mol%; vergl. Tab.3).

	Kf1	Kf2.1	Kf2.2	Kf2.3	Kf3
SiO ₂	62.95	63.54	63.44	63.15	63.85
Al ₂ O ₃	19.19	19.63	19.16	19.41	19.28
CaO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.72	0.84	0.85	1.08	0.40
K ₂ O	16.47	15.37	15.83	15.54	16.26
BaO	0.03	0.03	0.00	0.03	0.04
Summe:	99.38	99.42	99.29	99.21	99.83

Strukturformeln berechnet auf O - Basis 32:

Si	} z	11.775	11.792	11.824	11.776	11.840
Al		4.232	4.295	4.210	4.267	4.215
Ca	} x	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000
Na		0.261	0.302	0.307	0.391	0.144
K		3.930	3.639	3.764	3.697	3.847
Ba		0.002	0.002	0.000	0.002	0.003
Z		16.007	16.086	16.034	16.044	16.055
X		4.198	3.945	4.073	4.090	3.993
Mol Or		93.631	92.233	92.410	90.398	96.326
Mol Ab		6.221	7.661	7.541	9.548	3.601
Mol An		0.095	0.050	0.049	0.000	0.000
Mol Ce		0.052	0.055	0.000	0.054	0.073

Tab. 11: Mikrosondenanalysen von magmaeigenen Kalifeldspaten aus dem Plochwalder Granit (Probe HA 29).

Die Biotite aus dem pegmatoiden Bereich des Plochwalder Granits (siehe Tab.12) und dem Normaltyp (s. Tab.13) sind sich im Verhältnis $Fe/Fe + Mg$ (um 0,75) und im Al-IV (2,64 - 2,72 Atomprozent pro Formeleinheit) sehr ähnlich. Im Vergleich zum Biotit des Weinsberger Granits unterscheiden sie sich beide durch wesentlich höhere Fe- und Al-IV- Gehalte (vergl. Beilage 3, Abb.36). Die Biotite im normalen Plochwalder Granit gleichen im Ti- Gehalte etwa denen im Weinsberger Granit. Der grüne, den Granat im pegmatoiden Bereich durchsetzende Biotit ist im Gegensatz dazu beinahe Ti- frei. So hat hier der Meßpunkt BI 2 (Tab.12) nur 0,08 Gew.% TiO_2 . Dafür sind in den grünen Biotiten die Al-VI- Gehalte bedeutend höher (vergl. Beilage 3, Abb.37). Im Mangangehalt sind die Biotite des Plochwalder Granits und des Weinsberger Granits mit ca. 0,3 Gew.% gleich; wesentlich niedriger (meist unter 0,1 Gew.%) sind die MnO- Gehalte der intensiv grünen Biotite in den pegmatoiden Bereichen des Plochwalder Granits.

Die Meßergebnisse von Granaten aus dem Plochwalder Normalgranit (Probe HA 29) und aus dem pegmatoiden Typ dieses Granits (Probe HA 71) sind in Tab.14 und Tab.15 aufgelistet. Die Ränder der Granate in den beiden Proben unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung ganz wesentlich voneinander. Auch sind die Zentren der Granatkörner im Normaltyp und im pegmatoiden Typ völlig unterschiedlich zusammengesetzt (vergl. mit Abb.14). Im Normaltyp (HA 29) sind die Ränder Spessartin- reich (Sp bis 15 Mol%), wobei die Pyropgehalte mit ca. 6 Mol% gegenüber dem Kern konstant bleiben. Die Granate aus dem pegmatoiden Bereich sind dagegen im Zentrum viel mehr Pyrop- betont (Py bis 16 Mol%) während der Spessartingehalt vom Kern (etwa 3 Mol%) zum Rand (bis 7 Mol%) leicht zunimmt.

	BI 1	BI 2	BI 5.1	BI 5.2	BI 6
SiO ₂	33.08	33.33	33.57	33.46	33.29
TiO ₂	1.55	0.08	0.68	0.72	1.79
Al ₂ O ₃	20.26	20.40	20.73	20.14	20.15
FeO	25.01	25.99	25.26	25.30	24.86
MnO	0.07	0.12	0.09	0.09	0.12
MgO	4.25	5.16	4.50	4.64	4.36
K ₂ O	9.08	8.88	9.30	8.97	8.99
Na ₂ O	0.17	0.00	0.00	0.47	0.17
Summe:	93.47	93.96	94.13	93.79	93.73

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	5.290	5.312	5.327	5.337	5.300
Al ^{IV}	=	2.710	2.688	2.673	2.663	2.700
Al ^{VI}	=	1.109	1.144	1.203	1.122	1.081
Ti	=	0.186	0.010	0.081	0.086	0.214
Fe ^{II}	=	3.345	3.464	3.352	3.375	3.310
Mn	=	0.009	0.016	0.012	0.012	0.016
Mg	=	1.013	1.226	1.064	1.103	1.035
K	=	1.852	1.805	1.883	1.825	1.826
Na	=	0.053	0.000	0.000	0.145	0.052
Fe						
Fe+Mg		0.768	0.739	0.759	0.754	0.762

Tabelle 12: Mikrosondenanalysen von Biotiten aus einem pegmatoiden Bereich des Plochwalder Granits (Probe HA 71); FeO = FeO total.

	BI 1	BI 2	BI 3	BI 4
SiO ₂	33.36	33.38	33.22	33.51
TiO ₂	2.20	2.47	2.75	3.86
Al ₂ O ₃	19.54	19.31	18.97	18.54
FeO	24.32	24.21	24.32	23.27
MnO	0.31	0.29	0.26	0.32
MgO	5.07	5.10	5.11	4.33
CaO	0.01	0.00	0.01	0.03
K ₂ O	9.49	9.66	9.36	9.33
Na ₂ O	0.06	0.20	0.04	0.11
Summe:	94.48	94.50	94.04	93.30

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	5.280	5.286	5.284	5.347
Al ^{IV}	=	2.720	2.714	2.716	2.653
Al ^{VI}	=	0.926	0.890	0.840	0.833
Ti	=	0.262	0.294	0.329	0.463
Fe ^{II}	=	3.219	3.206	3.235	3.105
Mn	=	0.042	0.039	0.035	0.043
Mg	=	1.196	1.204	1.212	1.030
Ca	=	0.002	0.000	0.002	0.005
K	=	1.916	1.952	1.899	1.899
Na	=	0.061	0.018	0.012	0.034
Fe					
Fe+Mg		0.729	0.727	0.728	0.751

Tabelle 13: Mikrosondenanalysen von Biotiten aus dem Plochwalder Normaltyp (Probe HA 29); FeO = FeO total.

	GR1.1R	GR1.2	GR1.3M	GR1.4	GR1.5	GR1.6R
SiO2	36.34	36.41	36.21	36.28	36.31	36.29
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	21.02	21.16	21.20	21.03	21.37	21.03
FeO	32.79	34.64	35.91	35.30	35.90	35.41
MnO	6.44	3.78	1.84	4.47	3.59	4.33
MgO	1.25	1.54	1.82	1.65	1.88	1.64
CaO	0.78	0.78	0.65	0.65	0.72	0.71
Summe:	98.62	98.31	97.63	99.38	99.77	99.41

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	5.997	6.004	5.997	5.955	5.926	5.955
AlIV	=	0.003	0.000	0.003	0.045	0.074	0.045
AlVI	=	4.087	4.114	4.136	4.025	4.038	4.023
Ti	=	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeII	=	4.526	4.777	4.974	4.846	4.900	4.860
Mn	=	0.900	0.528	0.258	0.622	0.496	0.602
Mg	=	0.307	0.378	0.449	0.404	0.457	0.401
Ca	=	0.138	0.138	0.115	0.114	0.126	0.125

Mol Alm	77.1	82.1	85.8	81.0	82.0	81.2
Mol Sp	15.3	9.1	4.5	10.4	8.3	10.1
Mol Py	5.2	6.5	7.7	6.7	7.6	6.7
Mol Gro	2.4	2.4	2.0	1.9	2.1	2.1

	GR2R	GR3.1	GR3.2
SiO2	36.18	36.27	36.31
TiO2	0.00	0.00	0.00
Al2O3	21.43	21.36	21.27
FeO	34.85	34.79	35.75
MnO	5.82	5.06	4.33
MgO	1.39	1.43	1.49
CaO	0.78	0.70	0.68
Summe:	100.45	99.61	99.83

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	5.897	5.939	5.938
AlIV	=	0.103	0.061	0.062
AlVI	=	4.015	4.062	4.039
Ti	=	0.000	0.000	0.000
FeII	=	4.751	4.764	4.890
Mn	=	0.804	0.702	0.600
Mg	=	0.338	0.349	0.363
Ca	=	0.136	0.123	0.119

Mol Alm	78.8	80.2	81.9
Mol Sp	13.3	11.8	10.0
Mol Py	5.6	5.9	6.1
Mol Gro	2.3	2.1	2.0

Tab.14: Mikrosondenanalysen von Granaten aus dem Plochwalder Granit (Normaltyp, Probe HA 29).
 FeO = FeO total
 Abkürzungen:
 Alm = Almandin
 Sp = Spessartin
 Py = Pyrop
 Gro = Grossular

	GR1.1R	GR1.2M	GR1.3R	GR1.4M	GR2.1R	GR2.2M
SiO ₂	37.50	37.18	36.78	37.04	36.80	36.75
TiO ₂	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.03	21.22	20.93	21.29	21.03	21.20
FeO	35.70	34.34	35.88	34.52	35.76	34.84
MnO	1.34	1.20	2.30	1.17	2.37	1.41
MgO	2.85	3.74	1.81	3.96	1.70	2.94
CaO	0.77	0.68	0.72	0.77	0.71	0.73
Summe:	99.25	98.36	98.42	98.75	98.37	97.87

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	6.067	6.033	6.047	5.994	6.050	6.022
Al ^{IV}	=	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Al ^{VI}	=	4.010	4.058	4.055	4.055	4.075	4.094
Ti	=	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{II}	=	4.831	4.660	4.933	4.672	4.916	4.774
Mn	=	0.184	0.165	0.320	0.160	0.330	0.196
Mg	=	0.687	0.905	0.444	0.955	0.417	0.718
Ca	=	0.133	0.118	0.127	0.134	0.125	0.128
Mol Alm		83.0	79.7	84.7	78.9	85.0	82.1
Mol Sp		3.2	2.8	5.5	2.7	5.7	3.4
Mol Py		11.8	15.5	7.6	16.1	7.2	12.4
Mol Gro		2.3	2.0	2.2	2.3	2.1	2.2

	GR3.1R	GR3.2M	GR3.3R
SiO ₂	36.98	37.51	37.35
TiO ₂	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	20.89	21.49	21.17
FeO	35.31	34.26	35.41
MnO	2.79	1.48	1.64
MgO	1.55	3.33	2.44
CaO	0.67	0.64	0.65
Summe:	98.19	98.71	98.71

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	6.086	6.059	6.076
Al ^{IV}	=	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	=	4.053	4.092	4.060
Ti	=	0.000	0.000	0.006
Fe ^{II}	=	4.860	4.628	4.817
Mn	=	0.389	0.203	0.226
Mg	=	0.380	0.802	0.592
Ca	=	0.118	0.111	0.112
Mol Alm		84.6	80.6	83.8
Mol Sp		6.8	3.5	3.9
Mol Py		6.6	14.0	10.3
Mol Gro		2.1	1.9	2.0

Tab.15: Mikrosondenanalysen von Granaten aus dem pegmatoide Bereich des Plochwalder Granits (Probe HA 71); Abkürzungen:
 Alm = Almandin
 Sp = Spessartin
 Py = Pyrop
 Gro = Grossular

Die Ränder der Granate des pegmatoiden Plochwalder Granits gleichen in ihrer Zusammensetzung den Granatkernen des Plochwalder Normaltyps: Sie bestehen etwa aus 85 Mol% Almandin, 7 Mol% Pyrop, 5 Mol% Spessartin und um 2 Mol% Grossular.

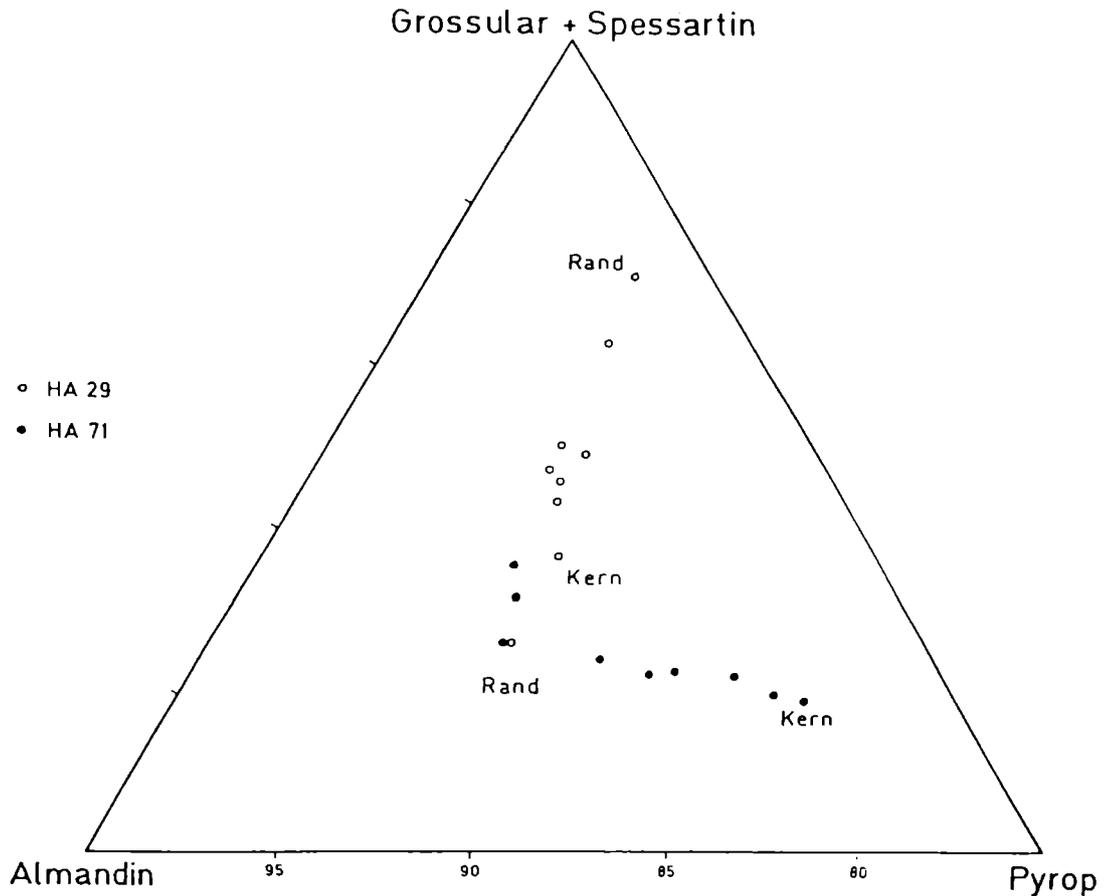


Abb.14: Darstellung der chemischen Zusammensetzung von Granaten aus dem Plochwalder Granit- Normaltyp (Probe HA 29) und aus einem pegmatoiden Bereichen des Plochwalder Granits (Probe HA 71) im Dreieck Almandin-Pyrop- Grossular+Spessartin.

Die Ergebnisse der Analysen von 4 Hellglimmern sind in Tabelle 16 aufgelistet. Wie schon an den Hellglimmern des Weinsberger Granits beobachtet, bestätigt sich auch im Plochwalder Granit, daß der retrograd aus Biotit gebildete Hellglimmer wesentlich höhere Ti-, Fe-, Mg- Gehalte hat als jene Hellglimmer, welche die Feldspate sekundär verdrängen.

Der Meßpunkt Mu 3 liegt auf einem rundherum von Biotit umgebenen idiomorphen Hellglimmerblättchen und weist die höchsten Ti-, Fe- und Mg- Gehalte auf.

Im Gegensatz dazu hat der Punkt Mu 4, der auf einen aus Plagioklas entmischten Hellglimmer liegt, kaum Ti eingebaut. Von den vier analysierten Hellglimmern hat Mu 4 auch die niedrigsten Eisen und Magnesiumgehalte, dafür hat dieser Hellglimmer etwas höhere Gehalte an CaO und Na₂O.

Der Meßpunkt Mu 1 liegt auf einem einen Granat durchsetzenden Hellglimmer und besitzt mit 0,15 Gew.% relativ niederes TiO₂. Das FeO ist demgegenüber mit 1,29 Gew.% ziemlich hoch.

Der Punkt Mu 2 liegt auf einem großen Matrixhellglimmer, der nicht direkt in Zusammenhang mit Biotit steht. Die Gehalte an Ti, Fe und Mg erreichen hier keine hohen Werte.

Für die Punkte Mu 1, Mu 2 und Mu 3 sind die CaO Gehalte unter der Nachweisgrenze, das Na₂O ist mit 0,40 - 0,43 Gew% recht konstant.

	Mu 1	Mu 2	Mu 3	Mu 4
SiO ₂	44.38	44.88	45.22	44.74
TiO ₂	0.15	0.32	0.65	0.08
Al ₂ O ₃	36.24	36.25	35.10	35.68
FeO	1.29	0.98	1.42	0.92
MnO	0.05	0.01	0.02	0.00
MgO	0.32	0.34	0.60	0.26
CaO	0.00	0.01	0.00	0.29
K ₂ O	11.20	10.91	10.81	10.54
Na ₂ O	0.40	0.43	0.43	2.25
Summe:	94.03	94.13	94.25	94.76

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	6.019	6.055	6.107	6.036
Al ^{IV}	=	1.981	1.945	1.893	1.964
Al ^{VI}	=	3.814	3.821	3.696	3.711
Ti	=	0.015	0.032	0.066	0.008
Fe ^{II}	=	0.146	0.111	0.160	0.104
Mn	=	0.006	0.001	0.002	0.000
Mg	=	0.065	0.068	0.121	0.052
K	=	1.938	1.878	1.863	1.814
Na	=	0.105	0.112	0.113	0.589

Tabelle 16: Mikrosondenanalysen von Hellglimmern aus dem Plochwalder Granit (Normaltyp, Probe HA 29).

Bei Zirkonen, welche aus dem Plochwalder Granit gewonnen wurden, wurde versucht, sowohl solche Kristallbereiche, welche aus dem Weinsberger Granit übernommen wurden (vergl. S.63), als auch die neu im Plochwalder Granitmagma kristallisierte Zirkonsubstanz zu erfassen. Einige stichprobenartig ausgewählte Analysenergebnisse sind in Tab.17 und 18 aufgelistet.

Am auffälligsten dabei ist, daß die aus dem Weinsberger Granit übernommenen Kristallbereiche im HfO₂-Gehalt meist unter 2 Gew% liegen,- die im Plochwalder Granitmagma gewachsene Zirkonsubstanz, sowohl an Kornrändern von Weinsberger Granit Zirkonen, als auch im Fall ganzer neuer Körner (Typ C), stets über 2 Gew.%. In Abb.38 (Beilage 4) sind die Ergebnisse (aus Tab.17) im Diagramm ZrO₂ versus HfO₂ eingetragen. Zum Vergleich wurden auch die Zirkone aus einer Probe von Weinsberger Granit (aus Tab.6) eingetragen. Es zeigt sich deutlich, daß die "echten Weinsberger Zirkone" und die "übernommenen Weinsberger Zirkone" des Plochwalder Granits gleiche Hf-Gehalte haben. Damit bestätigt sich auch mikrochemisch die schon aus der mikroskopischen Untersuchung gewonnene Erkenntnis, daß große Teile der Plochwalder Zirkonpopulation letztlich von einer Weinsberger Granitschmelze übernommen wurden.

Was im Zirkon die Gehalte an Y₂O₃ und P₂O₅ betrifft, läßt sich eine positive Korrelation zwischen beiden Elementen ablesen (vergl. Beilage 4, Abb.39), die auf einen Teilersatz des ZrSiO₄ durch Xenotimmoleküle zurückgeführt werden kann (E. ZSCHAU 1855; O. MEDENBACH 1976). Aus der Abb.39 geht auch hervor, daß in den Elementen Y und P keine systematischen Konzentrationsunterschiede zwischen der Weinsberger- und der magmaeigenen Plochwalder Zirkonsubstanz besteht. Die Gehalte von P und Y schwanken beidemale zwischen wenigen hundertstel Gew.% und mehr als 1 Gew.%.

	ZR1.1R●	ZR1.2●	ZR1.3M	ZR2.1M	ZR2.2	ZR2.3R●
SiO ₂	30.75	31.46	31.99	32.25	32.06	31.82
ZrO ₂	63.64	64.52	65.89	66.32	66.37	64.61
HfO ₂	2.33	2.26	1.84	1.92	1.74	2.34
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.15	0.63	0.24	0.05	0.06	0.20
Y ₂ O ₃	0.71	0.83	0.33	0.02	n.b.	0.21
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	97.59	99.70	100.29	100.56	100.23	99.20

	ZR3.1M	ZR3.2R●	ZR4.1M	ZR4.2R●	ZR5.1M	ZR5.2R●
SiO ₂	32.06	31.62	31.99	31.40	31.14	31.43
ZrO ₂	66.22	65.00	66.95	63.63	65.58	65.25
HfO ₂	1.75	2.20	n.b.	2.17	1.94	2.19
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.22	0.38	0.23	0.53	0.45	0.46
Y ₂ O ₃	0.22	0.32	0.22	0.53	0.13	0.26
CaO	0.00	0.01	0.00	0.07	0.02	0.01
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	100.47	99.53	99.39	98.33	99.26	99.60

	ZR6.1M	ZR6.2R●	ZR7■	ZR8■	ZR9■
SiO ₂	32.12	30.84	31.75	30.98	31.40
ZrO ₂	66.31	63.53	65.07	61.37	64.52
HfO ₂	1.49	2.94	2.40	2.19	2.00
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.00	0.60	0.08	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	0.17	0.02
P ₂ O ₅	0.08	0.28	0.13	0.92	0.55
Y ₂ O ₃	0.08	0.30	0.43	0.82	0.49
CaO	0.02	0.00	0.00	0.14	0.01
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	100.10	97.83	99.78	96.42	98.97

Tab. 17: Mikrosondenanalysen von Zirkonen aus dem Plochwalder Granit (Probe HA 7; M = Meßpunkt liegt im Kern, R = Meßpunkt liegt randlich; Punkte = Neue Anwachsung an übernommenen Zirkonen des Weinsberger Magmas, gefüllte Quadrate = vom Keim an im Plochwalder Magma gewachsene Zirkone.

	ZR1.1R [■]	ZR1.2M [■]	ZR1.3M [■]	ZR2.1R [●]	ZR2.2M	ZR3.1R [●]
SiO ₂	31.64	31.70	31.41	32.79	33.43	31.93
ZrO ₂	62.81	63.16	63.71	62.02	66.47	64.14
HfO ₂	2.19	2.83	2.06	2.52	1.92	2.17
ThO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
UO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.43	0.35	0.71	0.33	0.06	0.62
Y ₂ O ₃	0.49	0.57	0.67	0.42	n.b.	0.77
CaO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	97.56	98.61	98.56	98.08	101.88	99.63

	ZR3.2M	ZR3.3M	ZR4.1R [●]	ZR4.2M [■]	ZR5.1R [■]	ZR5.2M [■]
SiO ₂	31.91	32.23	31.64	31.80	32.40	32.77
ZrO ₂	65.64	64.89	65.28	64.43	66.22	64.40
HfO ₂	2.07	2.02	2.20	2.23	2.28	2.33
ThO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
UO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.51	0.15	0.50	0.47	0.15	0.14
Y ₂ O ₃	0.60	0.15	0.47	0.40	0.07	0.13
CaO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	100.73	99.44	100.09	99.33	101.12	99.77

	ZR5.3M [■]	ZR6.1R [■]	ZR6.2M [■]	ZR7.1R	ZR7.1M	ZR8.1R [●]
SiO ₂	32.62	31.96	31.35	32.44	32.29	31.77
ZrO ₂	66.00	64.35	62.56	64.73	65.36	63.62
HfO ₂	2.26	2.25	2.25	1.69	1.66	2.91
ThO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
UO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.15	1.06	1.16	0.20	0.31	0.31
Y ₂ O ₃	0.10	0.70	1.12	0.22	0.21	0.30
CaO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	101.13	100.32	98.44	99.28	99.83	98.91

	ZR8.2M	ZR8.3M	ZR9.1R [■]	ZR9.2M [■]	ZR9.3R [■]
SiO ₂	32.52	32.20	31.95	30.90	31.52
ZrO ₂	66.34	65.20	63.55	62.91	61.80
HfO ₂	1.92	2.12	2.21	2.11	4.11
ThO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
UO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.50	0.99	0.28
Y ₂ O ₃	0.21	0.26	0.54	0.95	0.12
CaO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe:	101.14	100.03	98.75	97.86	97.83

Tab.18: Weitere Mikrosondenanalysen von Zirkonen aus dem Plochwalder Granit (Probe HA 7; M = Meßpunkt liegt im Kern, R = Meßpunkt liegt randlich).

GEOCHEMIE

In diesem Kapitel soll die Geochemie des Plochwalder Granits im Vergleich zum Weinsberger Granit betrachtet werden.

Hauptelementanalysen: Sechs Proben von Plochwalder Granit wurden analysiert. Jedesmal ergaben sich SiO₂- Gehalte über 75 Gew.% (siehe Tab.19), z.T. sogar, wie im Fall des helleren, gangförmigen Nachschubs des Plochwalder Granits im Stbr. Plochwald (HA 14), über 76 Gew.%. Der Plochwalder Granit ist also, wie dem helleren Aussehen entspricht, erheblich saurer als der Weinsberger Granit. Vergleicht man den Normaltyp des Plochwalder Granits (Proben HA 3 und HA 29) mit seinem genannten saureren Nachschub (HA 14), so zeigt sich, daß letztere Probe an den Oxiden FeO und Na₂O etwas "abgereichert" ist, während für TiO₂, MnO, MgO, CaO und K₂O keine deutlichen Unterschiede bestehen. Nach der Nomenklatur von S.J. SHAND (1927) hat der Plochwalder Granit peralumischen Charakter mit Mol Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) zwischen 1,16 und 1,20. Auch der Weinsberger Granit (vergl. mit Abb.35, Beilage 2) des Arbeitsgebietes ist peralumisch, zeigt allerdings etwas niedrigeres Mol Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) Verhältnis (1,1 bis 1,17).

Nach B.W. CHAPPELL & A.J.R. WHITE (1974) sind Al- Indizes über 1,1 typisch für S- Typ Granite. Die Typologie von Weinsberger und Plochwalder Granit wird weiter hinten noch diskutiert.

Spurenelementanalysen wurden an vier Plochwalder Granitproben (HA 3, HA 29, HA 14 und HA 25) durchgeführt (siehe Tab.19). Es fällt dabei auf, daß die saureren Proben (HA 14 und HA 25) niedrigere Konzentrationen der Elemente Nb, Zr, Y und Ba aufweisen, als die etwas SiO₂ ärmeren Proben HA 3 und HA 29.

	HA 3	HA 14	HA 25	HA 29	HA 31	HA 60
SiO ₂	75.28	76.33	75.79	75.22	76.80	76.14
TiO ₂	0.20	0.13	0.10	0.16	0.23	0.08
Al ₂ O ₃	13.42	12.80	13.07	13.60	11.61	12.60
FeO _{tot}	1.52	0.99	1.41	1.55	1.89	1.00
MnO	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	0.27	0.25	0.13	0.25	0.30	0.25
CaO	0.72	0.57	0.54	0.62	0.95	0.73
Na ₂ O	3.01	2.80	2.78	3.15	2.00	2.58
K ₂ O	4.72	4.92	5.34	4.67	4.57	4.76
P ₂ O ₅	0.19	0.14	0.22	0.14	0.11	0.07
H ₂ O	0.67	0.71	0.70	0.67	1.05	0.95
Summe:	100.04	99.66	100.12	100.06	99.45	99.20
Ti	1199	779	600	959	1379	480
Nb	9	7	6	10	n.b.	n.b.
Zr	96	44	59	91	n.b.	n.b.
Y	11	5	15	22	n.b.	n.b.
Sr	47	42	21	42	n.b.	n.b.
Rb	232	204	269	228	n.b.	n.b.
Ni	13	8	15	16	n.b.	n.b.
Cr	10	n.b.	6	3	n.b.	n.b.
Ba	153	135	50	179	n.b.	n.b.
Ce	n.b.	107.9	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Tabelle 19: Chemische Analysen von Plochwalder Graniten.

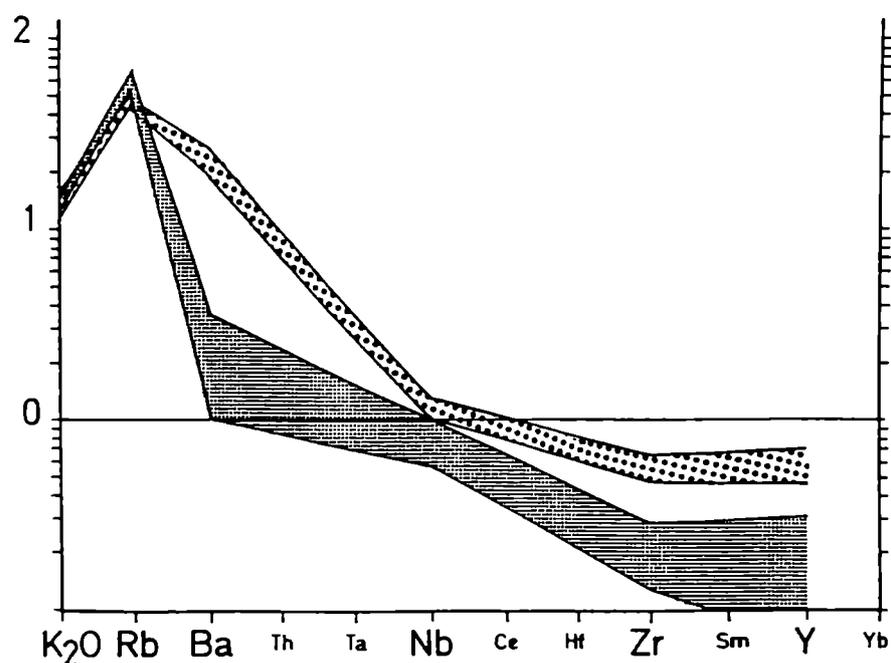


Abb.15: Spurenelementmuster (Streubreite) für vier untersuchte Weinsberger Granite (grob punktiert) und vier Plochwalder Granite (fein punktiert). Die Normierung erfolgte gegen "HORG" nach J. PEARCE 1984.

Die Abbildung 15 zeigt HORG- normierte Spurenelementmuster für den Plochwalder und Weinsberger Granit (siehe bei J. PEARCE, 1984, Tab.3, S.964). Die Abbildung zeigt die Unterschiede zwischen Weinsberger Granit und Plochwalder Granit besonders deutlich:

Das K₂O ist in beiden Gesteinen in etwa gleicher Konzentration vorhanden. Das Rb ist im Plochwalder Granit etwas höher wie im Weinsberger Granit. Die Ba Gehalte sind im Plochwalder Granit mit nur 50- 180 ppm aber bedeutend niedriger als im Weinsberger Granit (900- 1300 ppm). Die Elementkonzentrationen von Nb, Zr und Y sind im Plochwalder Granit ebenfalls niedriger.

Die in den abgebildeten Spurenelementmustern (Abb.15) nicht enthaltenen Sr Gehalte sind im Plochwalder Granit (21- 47 ppm) viel niedriger als im Weinsberger Granit (165- 207 ppm).

Das Verhältnis Rb/Sr liegt für drei Proben des Plochwalder Granits zwischen 4,86 und 5,43, die vierte Probe (HA 25) hat mit 12,81 ein viel höheres Rb/Sr Verhältnis. Im Weinsberger Granit ist das Verhältnis Rb/Sr mit 0,98- 1,11 relativ konstant und wesentlich niedriger als im Plochwalder Granit.

Zur GENESE des Plochwalder Granits:

Mehrere Punkte sprechen dafür, daß die Entstehung des Plochwalder Granits in extrem engen Zusammenhang mit der Genese der Weinsberger Schmelze gestanden haben muß, und zwar:

- 1) Der Plochwalder Granit tritt räumlich gesehen stets in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Weinsberger Granit auf, wobei auf das multiple lagenweise Sich- Ablösen sowie auf die Ausbildung von Vermischungs-, bzw. Angleichungszonen zwischen beiden Graniten schon mehrfach hingewiesen wurde (vergl. Kapitel 3 "Kartierungsergebnisse..." S.20), ebenso wie auf die verbreitete Übernahme von Weinsberger Granitbestandteilen in das Plochwalder Granitmagma zu einem auffällig hohen Prozentsatz.
- 2) Wegen der räumlichen Bindung bzw. vor allem auf Grund der Ausbildung metermächtiger "Vermischungszonen" liegt dann freilich auch die Annahme einer zeitlichen Verknüpfung beider Granitoide nahe. Ein solches zeitliches Naheverhältnis wird indirekt auch dadurch unterstützt, daß
 - + beide Granitoide noch als synorogene Intrusionen anzusehen sind, also in etwa gleichem Maße von der herzynischen penetrativen Tektonik betroffen wurden und meist in konkordantem Lagerungsverhältnis untereinander stehen, sowie daß
 - + keiner der vielen anderen Granitoidtypen des nordöstlichen Mühlviertels eine zeitliche Zwischenstellung zwischen Weinsberger Granit und Plochwalder Granit einnimmt, soweit dies zumindest aus den Durchdringungs- und Lagerungsverhältnissen der Granitoidkörper, also aus den Geländebefunden hervorgeht (siehe Kapitel "Kartierungsergebnisse...").

Auf Grund seiner räumlichen und zeitlichen Nahestellung zum Weinsberger Granit möchte ich den Plochwalder Granit als späten Nachschub dieses Granits interpretieren, und zwar

wegen seiner spezifischen chemischen Eigenschaften (hohes SiO₂, hohes Rb/Sr), als höher differenziertes Endglied der Weinsberger Granitschmelze. Speziell durch Kalifeldspatfraktionierung (und Kalifeldspat ist ja ein Hauptbestandteil des Weinsberger Granits!) könnte dann auch die signifikante Ba- (und Sr-) Abreicherung des Plochwalder Granits erklärt werden (vergl. z.B. die diesbezüglichen Verteilungskoeffizienten von J.A. PHILOTTIS & C.C. SCHNETZLER, 1970). Einer Erklärung des Plochwalder Granitmassas als den etwas späteren Nachschub einer Restschmelze innerhalb des großen Weinsberger Granitkörpers gebe ich den Vorzug gegenüber dem Modell einer Wiederaufschmelzung oder Teileinschmelzung eines bereits verfestigten Weinsberger Granits, wie dies etwa von S. SCHARBERT anlässlich eines Vortrags vor der ÖGG in Salzburg 1988 diskutiert wurde, und zwar vor allem deshalb, da der umgebende Weinsberger Granit keine Spuren eines partiellen Aufschmelzens (Neosome etc.) zeigt.

Daß der Weinsberger Granit im nordöstlichen Mühlviertel, ähnlich wie auch im Waldviertel am Ostrand gegen die Monotone Serie hin oder im Regensburger Wald als echt intrusiver Pluton auftritt, der sich von seinem Magmenherd schon weiter wegbewegt hat, zeigt das Fehlen von Migmatiten in der dortigen Umgebung des Granits, sowie das verbreitete Auftreten scharf abgegrenzter Paragneiseinschlüsse. Im tschechischen Gebiet, gleich nördlich von Sandl/Windhaag jenseits der österreichischen Staatsgrenze bestehen auch scharfe Durchdringungskontakte des Weinsberger Granits gegenüber älteren Paragneisen (L. WALDMANN, 1939), in der selben Weise wie ja auch gegenüber der Monotonen Serie im Waldviertel. Die intrusivplutonische Natur des Weinsberger Granits im nordöstlichen Mühlviertel unterscheidet sich aber von den Verhältnissen im westlichen Mühlviertel, wo der Weinsberger Granit offenbar in einem etwas tieferen Niveau angeschnitten ist. Rundum von Migmatiten (zumeist Schlierengranit) umgeben, liegt er dort seinem ursprünglichen anatektischen Bildungsstockwerk vermutlich noch viel näher. Auf Grund von Isotopenuntersuchungen (S. SCHARBERT, 1987; T.C. LIEW et al. 1989) ist prinzipiell eine anatektische Ent-

stehung der Weinsberger Schmelze in einem tieferen Abschnitt der moldanubischen kontinentalen Kruste wahrscheinlich, ohne daß mit größeren stofflichen Beiträgen aus dem Erdmantel zu rechnen ist. Die im Kapitel 4.1 hervorgehobenen chemischen und petrographischen Unterschiede zwischen dem Weinsberger Granit im Nordosten und im Süden (bzw. Westen) des Mühlviertels (z.B. im SiO₂ Gehalt) könnten durch zunehmende Fraktionierung während des Magmenaufstiegs zustande gekommen sein (z.T. aber auch durch verschiedenes Ausgangsmaterial). Der Weinsberger Granit (und der Plochwalder Granit) zeigen im nordöstlichen Mühlviertel (wie übrigens auch der Kristallgranit I im Regensburger Wald) schon mehr Eigenschaft eines S-typ Granits (z.B. einen stärkeren peraluminischen Charakter). Auch der restitische Pseudokinzigit zeigt ja den Einfluß einer "S-type source". Demgegenüber hat der Weinsberger Granit weiter im Süden und vor allem im Westen eher I-typ Eigenschaft (F. FINGER 1985, F.FINGER et al. 1988).

Ein Ausdruck dieser internen Zonierung sind auch die Unterschiede in der Zirkontracht, welche zwischen dem Weinsberger Granit des südlichen und westlichen Mühlviertels einerseits und dem Weinsberger Granit in meinem Arbeitsgebiet bestehen (siehe auch F. FINGER et al. 1987).

4.3. DER PLESSBERGER GRANIT

Makroskopischer Eindruck:

Der Pleßberger Granit ist ein feinkörniger, relativ dunkler Biotitgranit (bis Granodiorit) mit einzelnen porphyrischen Kalifeldspaten bis 2 cm Größe. Das Gestein führt verbreitet runde Schollen von noch dunklerem, feinkörnigen, dioritischen Material. Eine gewisse makroskopische Variationsbreite ist durch die lokal etwas wechselnde Menge an Großkalifeldspaten gegeben.

Im Handstück (siehe Tafel 1) erscheint der Pleßberger Granit regellos körnig.

Der BIOTIT ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet mit flachtafeligem Habitus, erscheint daher in Schnitten senkrecht zur Basis außergewöhnlich dünn. Der Großteil ist um 1 mm groß, einzelne größere Biotite erreichen 0,5 cm Durchmesser.

Charakteristisch ist für den Pleßberger Granit die reichliche Titanitführung, wobei der Titanit meist um 1 mm groß und dunkelbraun ist. Diese Titanitkristalle werden meist von einem hellen (d.h. biotitfreien) "Hof" umgeben, ähnlich wie bei den sogenannten "Titanitfleckendioriten".

Von den felsischen Komponenten sind einzelne porphyrische Kalifeldspate zwar auffallend, mengenmäßig aber nur von geringer Bedeutung (unter 5 Vol%). Diese flachtafeligen Großkalifeldspate (bis 2 cm) können kleinste Biotittäfelchen eingeschlossen haben. Häufiger ist Kalifeldspat einer späteren Generation in xenomorpher Ausbildung mit Korngrößen um 0,5 cm in der "Matrix" zu beobachten. Er ist hier interessanterweise meist von Biotiten und Plagioklasen derart durchsetzt, daß man die einzelnen Kalifeldspate nur als solche erkennen kann, wenn deren Spaltflächen aufspiegeln.

Die Plagioklase sind meist idiomorph bis hypidiomorph und als tafelige, milchigweise Kristalle entwickelt. Die Größe kann 0,5 cm erreichen, der Großteil der Plagioklase ist jedoch bedeutend kleiner und deshalb makroskopisch oft nicht gut zu erkennen.

Auch der Quarz ist mit freiem Auge wegen der Kleinkörnigkeit des Gesteins nur schwer von den anderen hellen Gemengteilen zu unterscheiden.

Mikroskopischer Befund:

Neben den makroskopisch schon erkennbaren Gemengteilen Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat, Titanit und Quarz, können unter dem Mikroskop noch Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Monazit, Chlorit, Hellglimmer, Prehnit, Pumpellyit, Stilpnomelan, Orthit und opake Phasen erkannt werden. Eine Modalanalyse einer typischen Probe von Pleßberger Granit ist in Tab.20 zusammengestellt. Im Diagramm von A.L. STRECKEISEN (1967) kommt der Pleßberger Granit genau an der Grenze zwischen Granit und Granodiorit zu liegen (siehe Beilage 2, Abb.34).

<u>Plag</u>	<u>Kf</u>	<u>Bio</u>	<u>Qz</u>	<u>Amph</u>	<u>Titanit</u>	<u>Rest</u>
40.4	21.5	16.1	18.3	1.5	0.9	1.2

Tabelle 20 : Modalanalyse des Pleßberger Granits (Probe HA 66), basierend auf 2500 Zählpunkten.

Unter dem Mikroskop fällt auf, daß der Pleßberger Granit ein ausgeprägt "poikilitisches" Gefüge besitzt (siehe Photo 4). Neben dem Kalifeldspat, der schon makroskopisch unzählige Biotit- und Plagioklaseinschlüsse erkennen läßt, umwachsen auch die Quarze als mehrere Millimeter große Körner poikilitisch die regellos verteilten, kleineren Biotite, Plagioklase, Hornblendens und Titanite.

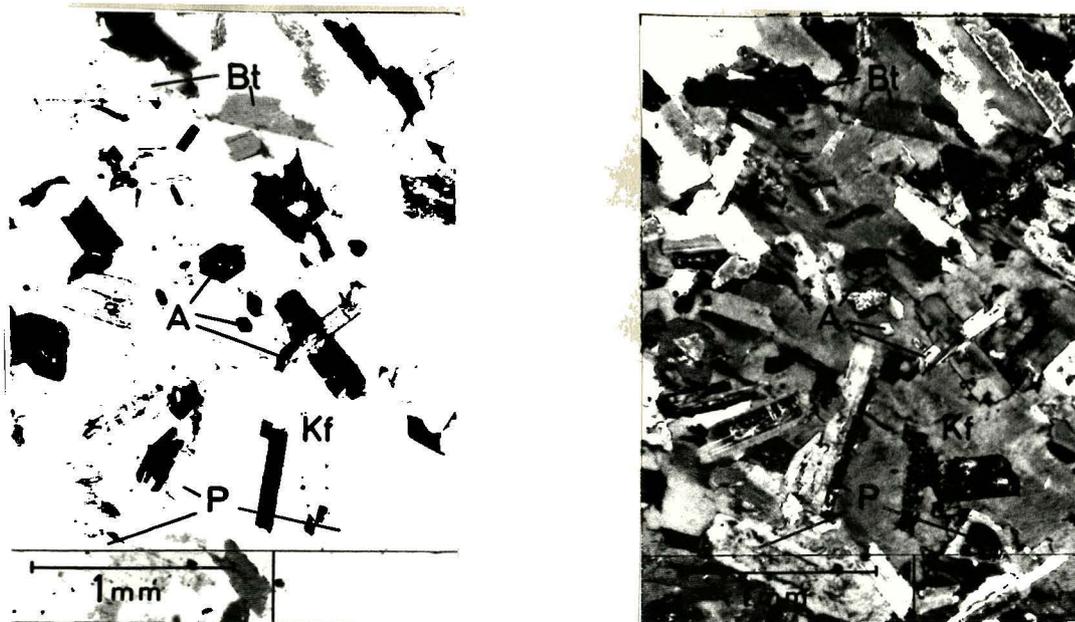


Photo 4: Idiomorphe Plagioklase, Biotite und Amphibole in poikilitischem Kalifeldspat (Pleißberger Granit, Probe HA 66; links ein Pol., rechts + Pol); Abkürzungen: Bt = Biotit, P = Plagioklas, A = Amphibole, Kf = Kalifeldspat.

Aus den Kontakten der einzelnen Minerale zueinander läßt sich folgende Kristallisationsabfolge rekonstruieren: Plagioklase, Biotite und Amphibole sind meist gut idiomorph und ihre Kristallisation dürfte also früh und ungefähr gleichzeitig stattgefunden haben. Der Titanit muß etwas später gewachsen sein, weil er nur gegen den Quarz und den Kalifeldspat seine Eigengestalt behauptet, während er zwischen den Plagioklasen und Biotiten eher zwickelfüllend wirkt. Kalifeldspat und Quarz kommen spät in der Kristallisationsfolge und wachsen dann anscheinend rasch als große xenomorphe Körner gespickt mit den genannten idiomorphen Einschlüssen.

Postkristalline Deformation äußert sich an Kristallverbiegungen (oft bei Biotit, seltener bei Plagioklas). Der Quarz löscht undulös oder felderhaft (Subkornbildung). Die Subkorn Grenzen sind meist mehr oder weniger parallel zueinander und gehen oft durch das gesamte Quarzkorn, was eine Deformation bis in den kalten Zustand bedeutet (Subkornbildung ab 275°C und darüber, undulöses Auslöschen über 200°C; G. VOLL 1976).

Von den Feldspaten dominiert mengenmäßig der PLAGIOKLAS

gegenüber Kalifeldspat (siehe Tab. 20). Der Plagioklas ist hypidiomorph bis idiomorph mit meist dünntafeligem Habitus ausgebildet. Die Kristalle sind meist etwa doppelt so lang wie breit. Ihre Größe ist insgesamt ziemlich variabel (0,1 mm bis über 1 mm), die meisten sind jedoch um 0,5 mm lang.

In der Regel sind die Plagioklase des Pleßberger Granits normal zonar gebaut mit An-reichereren Kernen (bis An 40) und An-ärmeren Rändern (ca. An 20). An den größeren Plagioklasen lassen sich in geeigneten Schnitten von einem etwas unregelmäßig umgrenzten Kern ausgehend (oft ist dieser fleckig auslöschend, was von F. BECKE 1892 oder F. KARL 1959 als Korrosionserscheinung gedeutet wird) nach außen hin bis zu drei idiomorph umgrenzte Rekurrenzen beobachten.

Polysynthetische Verzwilligungen sind in erster Linie nach dem Albitgesetz vorhanden, untergeordnet tritt manchmal das Periklingesetz hinzu. Karlsbader Primärzwillinge sind nicht selten zu finden. Die inneren Bereiche der Plagioklas-kristalle werden häufig von Entmischungen betroffen und man findet dort neben geringen Mengen kleinster Hellglimmerschuppen auch fallweise Epidot/ Klinozoisitmikrolithen.

Als Primäreinschlüssen können sehr oft Apatite und rechteckige Erzkörner (größtenteils Pyrit) beobachtet werden. Auch sind kleine, idiomorphe Amphibolkristalle mitunter zur Gänze in Plagioklas eingeschlossen. Die größeren Amphibole sind oft einseitig von Plagioklasen umgewachsen.

An den Kontakten von Plagioklas zu Kalifeldspat kommt es oft zu lebhafter Myrmekitbildung, also zu einem epimagmatischen Reaktionsgefüge.

Der BIOTIT ist hypidiomorph oder oft auch idiomorph, hat tafeligen Habitus und erreicht meist 1 mm Durchmesser. Die Prismenflächen wirken meist etwas ausgefranst. Die Farbe variiert von hellgelbbraun (nx) bis dunkelgrünbraun (ny, nz). Einzelne Schichtpakete der Biotite können chloritisiert sein. In der Regel ist dieser so gebildete Chlorit hellgrün und zeigt anomale, lederbraune (seltener entenblaue) Interferenzfarben. Die Schichtstapel des Biotits können durch

Prehnitlinsen, die als blaßgelber "Filz" erscheinen, aufgeweitet sein, bzw. es kann Prehnit auch an den Kornrändern des Biotits basisparallel anliegen. Solche Prehnitlinsen können wiederum in Epidot oder grünen Pumpellyit umgewandelt sein. In den Spaltrissen des Biotits oder auch an dessen ausgefranzten Kornenden kann man häufig kleinste, rundliche Titanitkörnchen finden, die als Entmischung in Zusammenhang mit einem Grünerwerden des Biotits zu deuten sind.

Als Primäreinschlüsse führt der Biotit zahlreiche Apatite, nicht genauer bestimmte Erzphasen sowie Zirkone. Letztere verursachen pleochroitische Höfe.

Die AMPHIBOLE sind wie Plagioklase und Biotite in idiomorpher langsäuliger Ausbildung im Pleßberger Granit zu finden. In prismenparallelen Schnitten zeigen sie einen Pleochroismus von hellgelb nach flaschengrün, in Basischnitten von hellgelb nach olivgrün. Der längste beobachtete Amphibolstengel hatte eine Länge von ca. 1 mm und eine Breite von 0,2 mm. Die Auslöschungsschiefe der Amphibole beträgt ca. 15 Grad (Gemeine Hornblende).

Verzwilligungen mit (100) als Zwillingssebene sind häufig zu beobachten. Manchmal sind sogar mehrere Zwillingslamellen an einem Kristall ausgebildet.

Als sekundäre Umwandlungsprodukte können einzelne, bis 0,5 mm große Einschlüsse von Epidotkörnern angesehen werden. Diese Epidote sind manchmal randlich von einem Klinozoisitsaum umwachsen (das ist eigentlich öfters ein Hinweis auf Wachstum bei aufsteigender Metamorphose; H.G.F. WINKLER, 1979). Als Seltenheit fand sich am Rand eines Biotits ein 0,1 mm großer Orthit (xenomorph) mit Klinozoisitsaum gegen den Biotit. Weiters hat sich stellenweise eine büschelförmig blättrige Substanz entlang den Spaltrissen des Amphibols, welche von hier ausgehend partiell den Kristall verdrängt, gebildet. Dabei könnte es sich um Stilpnomelan handeln, etwa passend zum Prehnit, Pumpellyit.

Als Primäreinschlüsse können kleine idiomorphe Biotite, Apatite und opake Phasen gefunden werden. Zirkoneinschlüsse sind selten, nur einmal wurde ein Einschlußzirkon gefunden,

der einen pleochroitischen Hof im Wirtsmineral verursachte.

Der xenomorphe, poikilitische KALIFELDSPAT erreicht meist 1/2 cm Größe und ist durch eine meist flauere Mikroklingitterung charakterisiert. Dürftige mikroperthitische Entmischungen in Form von Faden- bis Spindelperthiten sind vorhanden, jedoch auffallend wenig. Hingegen findet man in den Kalifeldspaten zahlreiche idiomorphe, lange Apatitstengel eingeschlossen.

Die makroskopisch erkennbaren porphyrischen Kalifeldspate wurden mikroskopisch nicht erfaßt.

Der xenomorphe QUARZ umschließt wie der Kalifeldspat poikilitisch die vielen kleinen Plagioklase, Biotite und Amphibole. Im Durchschnitt sind die Quarzkörner jedoch etwas kleiner als die poikilitischen Kalifeldspate, nämlich meist kleiner als 5 mm. Im Quarz scheinen Apatiteinschlüsse seltener zu sein als im Kalifeldspat.

Neben den bereits mehrfach erwähnten Primäreinschlüssen Apatit, Zirkon und den primären opaken Phasen konnte auch mehrmals Monazit in verschiedenen Wirtsmineralen gefunden werden. Er ist mengenmäßig zwar nicht so häufig wie der Zirkon, bildet dafür aber normalerweise größere Kristalle (bis 0,15 mm).

Unter den Akzessorien kommt dem bräunlichen TITANIT, der in Mengen bis zu 1 Vol% im Gestein auftritt, besondere Bedeutung zu. Seine Größe kann oft 0,5 mm betragen. Der Titanit läßt idiomorphe Umrisse mit rautenförmige Querschnitten erkennen, wenn er hauptsächlich an Quarz und Kalifeldspat grenzt. Andererseits fungiert er als Lückenfüller zwischen den Plagioklasen (und hier seltenen Biotiten).

Der APATIT tritt sehr zahlreich, und üblicherweise in idiomorpher Form in fast allen Hauptgemengteilen als Einschluß auf. Er kann nadelig, stengelig oder gedrunken ausgebildet sein. Die Länge der Stengel und Nadeln ist dabei sehr unterschiedlich und variiert von wenigen hundertstel bis zehntel Millimeter Größe.

Der ZIRKON zeigt im Pleßberger Granit immer völlig andere Ausbildung als in den anderen Graniten des Arbeitsgebietes. Typische Zirkone aus dem Streupräparat der Probe HA 8/87 sind in Abb.16 zu sehen.

Die einzelnen Körner lassen sich im wesentlichen in 3 Subtypen einteilen:

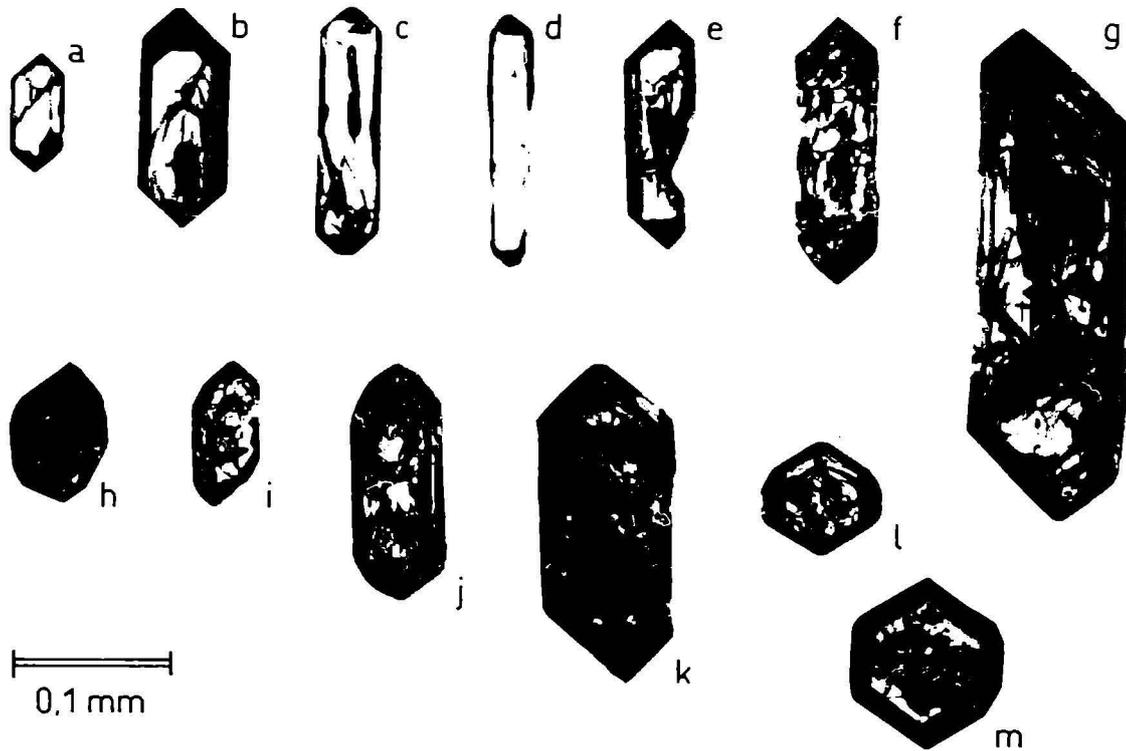


Abb.16: Typische Zirkone aus dem Pleßberger Granit (Probe HA 8/87).

Der erste Typ, der den Großteil der Zirkone ausmacht (vergl. Abb.16, a - g), ist klar, farblos, mit scharfen Kanten und glatten Kristalloberflächen. Dieser Typ läßt oft einzelne Apatitnadeln als Einschlüsse erkennen. Einige dieser Zirkone zeigen einen deutlichen Schalenbau. Zirkone dieser Art und Tracht sind übrigens recht typisch für den Weinsberger Granit im südlichen und westlichen Mühlviertel (siehe G. FRASL 1959, G. KURAT 1962, F. FINGER 1984) und für den Engerwitzdorfer Granit (G. FRASL 1959).

Die Zirkone des zweiten Typs sind meist derart von Rissen durchzogen, und/oder von dunklen, xenomorphen Einschlüssen getrübt, daß sie braun bis undurchsichtig erscheinen (Abb.16, h -k). Dieser Typ läßt sehr oft einen intensiven Zonarbau um einen dunklen, langovalen Kern erkennen. Die Umwachsungen sind dabei zwar idiomorph, die Kristalloberflächen erscheinen allerdings nicht so glatt und die Kanten nicht so scharf wie beim ersten Zirkontyp.

Ein seltener dritter Typ (weniger als 10% aller Zirkone) läßt sich in der Trachtausbildung mit denen von J. SLAVIK (1952) aus dem Zentralböhmischen Pluton beschriebenen, vergleichen. Dieser Typ ist flachtafelig (s. Abb.16, l, m) und hat eine Art Zwillingsnaht. In Österreich wurde dieser Typ erstmals von G. FRASL (1963) aus dem Rastenberger Granit (Waldviertel) beschrieben. Anläßlich gemeinsamer Zirkonuntersuchungen mit F. FINGER (1988, unpubl.) konnte dieser Zirkontyp übrigens auch einige Male im Karlstifter Granit gefunden werden.

Das Elongationshistogramm (Abb.17) zeigt, daß etwa 60% der Zirkone 1 bis 2 mal so lang wie breit sind mit einem Maximum bei 1,5 und Ordinatenwerten von 25%. Insgesamt zeigt das Elongationshistogramm einen gedrungenen Habitus der Zirkone an.

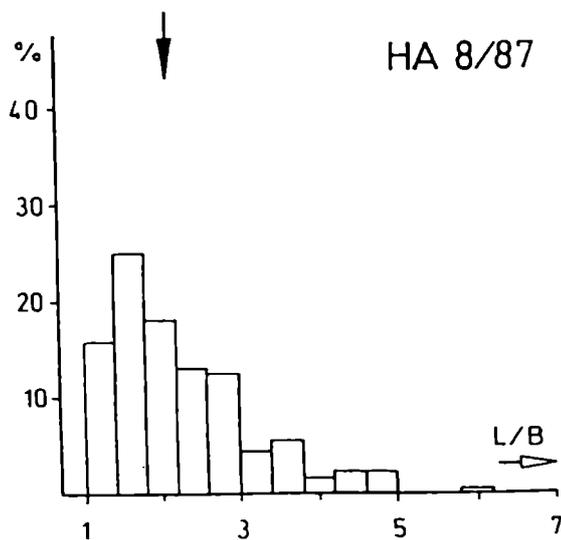


Abb.17: Elongationshistogramm für Zirkone des Pleßberger Granits (Probe HA 8/87).

Die durchschnittliche Größe (in Klammer ist die Standardabweichung angeführt) der Zirkone beträgt:

Länge : 0.110 (\pm 0.049)mm

Breite: 0.052 (\pm 0.023)mm

Die Tracht der Zirkone der Subtypen 1 und 2 wird bestimmt durch das Prisma (100) und die Pyramide (101). Das zweite Prisma (110) und die steile Pyramide (211) sind meist nur schwach entwickelt oder können sogar fehlen. Im Diagramm von J.P. PUPIN kommt der Schwerpunkt der Population damit im rechten unteren Quadranten zu liegen (siehe Abb.18). Nach J.P. PUPIN & G. TURCO (1972), J.P. PUPIN (1980) würde das einer Bildungstemperatur von 800° - 850°C entsprechen, wobei die relativ hohen Temperaturen zur relativen Basizität dieses Granits bis Granodiorits passen würden.

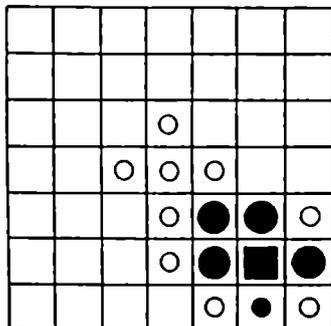


Abb.18: Schematisches Diagramm zur Darstellung der Zirkontrachten des Pleßberger Granits. Symbole siehe Abb.8.

In Habitus, Tracht und optischen Innenerscheinungen sind die Zirkonformen des Pleßberger Granits praktisch ident mit jenen des größeren und etwas saureren Karlstifter Granits (vergl. mit Abb. 8 in F. FINGER & B. HAUNSCHMID, 1988), der, ca. 1 km südlich des Pleßberger Granits beginnend, gegen Osten einen Körper erheblicher Ausdehnung bildet (KLOB, 1970).

GEOCHEMIE:

Zwei Proben des Pleßberger Granits (HA 66 und HA 9/87) wurden auf ihre Hauptelemente analysiert, bei ersterer Probe wurden auch die Spurenelementgehalte bestimmt. Die Analyseergebnisse sind in Tab.21 aufgelistet. Zum Vergleich ist auch eine Analyse des Karlstifter Granits aus dem Steinbruch Posthöf angeführt, weil dieser Granittyp in mancher Hinsicht (vergl. Kapitel "Zirkon" S.81) dem Pleßberger Granit ähnlich erscheint.

Betrachtet man vorerst nur die Hauptelemente und vergleicht diese mit den übrigen Granitoiden des Arbeitsgebietes, so fällt sofort auf, daß der Pleßberger Granit mit SiO₂ Gehalten von 61,09 (bzw. 61,44) Gew.% den am wenigsten sauren Granittyp sämtlicher analysierter Granitoide des Arbeitsgebietes darstellt (vergl. z.B. Abb.38). Aus dem Diagramm "Mol Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO gegen SiO₂" (siehe Beilage 2, Abb.35) ist weiter zu ersehen, daß der Pleßberger Granit auch den niedrigsten Al- Index aller bearbeiteten Granitoide besitzt (0,95, bzw. 0,97). Nach SHAND (1927) läßt sich der Pleßberger Granit somit als "metalumisch" klassifizieren. Von den Granitoiden aus der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes hat wiederum nur der Karlstifter Granit metalumischen Charakter (vergl. Beilage 2, Abb.35).

Der FeO Gehalt ist im Pleßberger Granit mit 4,39-4,80 Gew% mehr als doppelt so hoch wie der MgO Gehalt (2,03-2,12 Gew%), der CaO Gehalt beträgt um 4 Gew.% (4,20, bzw. 3,86 Gew%). Bei den Alkalien überwiegt das K₂O (3,71-3,90 Gew%) etwas gegenüber dem Na₂O (3,44-3,47Gew.%). P₂O₅ ist mit 0.52-0,55 Gew% für Granite ziemlich hoch.

Der verglichene Karlstifter Granit aus dem Steinbruch Posthöf (Analyse G. FRIEDL) ist allgemein etwas saurer als der Pleßberger Granit. Er ist CaO- ärmer (3 Gew% gegenüber 4 Gew% im Pleßberger Granit) und ärmer an femischen Oxiden, dafür Na₂O- (4,24 Gew%) und K₂O- reicher (4,33 Gew%) als der Pleßberger Granit.

	HA 66	HA 9/87	KS
SiO ₂	61.09	61.44	65.10
TiO ₂	0.88	0.87	0.65
Al ₂ O ₃	16.52	16.40	15.80
FeO _{tot}	4.37	4.80	3.55
MnO	0.07	0.08	0.07
MgO	2.03	2.12	1.52
CaO	4.20	3.86	3.02
Na ₂ O	3.47	3.44	4.24
K ₂ O	3.71	3.90	4.33
P ₂ O ₅	0.52	0.55	0.37
H ₂ O	1.50	1.04	1.30
Summe:	98.38	98.50	99.90

Ti	5276	5216	3897
Nb	17	n.b.	7
Zr	258	n.b.	295
Y	31	n.b.	31
Sr	967	n.b.	673
Rb	138	n.b.	171
Ni	7	n.b.	6
Cr	11	n.b.	2
Ba	2442	n.b.	2145
Ce	250	n.b.	n.b.

Tabelle 21: Chemische Analysen von Pleßberger Graniten (Proben: HA 66, HA 9/87) und Karlstifter Granit (Probe: KS).

Bei den gemessenen Spurenelementen überwiegt im Pleßberger Granit das Ba mit 2442 ppm. Das Sr erreicht knapp 1000 ppm (967 ppm) und liegt damit wie das Ba für Granite relativ hoch. Der Rb Gehalt beträgt 139 ppm. Das Verhältnis Rb/Sr ist somit 0,14. Die Elementkonzentrationen für Nb, Zr, Y, Ni und Cr sind aus der Tab.21 zu entnehmen.

Ebenso wie im Pleßberger Granit erreichen Ba und Sr auch im Karlstifter Granit (Analyse: G. FRIEDL) relativ hohe Konzentrationen (siehe Tab.21), das Rb/Sr- Verhältnis ist in beiden Graniten sehr niedrig (Probe KS: Rb/Sr=0,25).

Der Freistädter Granodiorit läßt sich geochemisch in keiner Weise mit dem Pleßberger Granit parallelisieren (Analysen von Freistädter Granodioriten siehe z.B. F. FINGER et al., 1988; S. SCHARBERT, 1988).

Zur GENESE:

Der Pleßberger Granit wird auf Grund vieler petrographischer und chemischer Übereinstimmungen, bzw. auch wegen seiner ähnlichen Zirkonausbildung von mir als Verwandter des Karlstifter Granits aufgefaßt, aber über einen zeitlichen Abstand oder über die Reihenfolge der Intrusionen läßt sich derzeit mangels direkter Kontakte zwischen beiden noch kein Argument vorbringen.

4.4. ZWEIGLIMMERGRANITE

Wie im Kapitel "Kartierungsergebnisse" bereits erwähnt, wird mit dem Begriff "Zweiglimmergranite" eine Gruppe von verschiedenkörnigen Graniten zusammengefaßt, denen neben der auffälligen Hellglimmerführung auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Regelung eigen ist. Der postorogene, völlig unregelmäßige Freistädter Granodiorit wird, obwohl er in seinen Randbereichen etwas Hellglimmer führen kann (siehe Kap. 3 "Kartierungsergebnisse...") nicht zu dieser Gruppe gerechnet.

Die Zweiglimmergranite sind meist nur als geringmächtige Gänge entwickelt. Die bedeutenderen Vorkommen sind in der Geol. Karte (Beilage 1) eingetragen.

Makroskopischer Eindruck:

Nach der Korngröße lassen sich im wesentlichen zwei Typen unterscheiden:

1) Feinkörnige Varianten, oft mit Glimmerbutzen (siehe Phototafel 2, ZGG a, b, c):

Hier gibt es drei Hauptvorkommen:

a) Der feinkörnige Zweiglimmergranit östlich von Unterwald (Probe HA 15/87) besitzt eine Körnigkeit von 1-3 mm. Die Biotite lassen eine leichte Regelung erkennen. Gut erkennbar sind einzelne milchig weiße Plagioklase mit gedrungenem Bau. Die meisten Kalifeldspate sind im Handstück wegen schlechter Idiomorphie und geringer Korngröße meist nicht gut zu erkennen. Einzelne idiomorphe, gedrungene, unverzwillingte Kalifeldspateinsprenglinge erreichen 1 cm Größe. Der Hellglimmergehalt ist mit ca. 3 Vol% nicht so hoch wie in den anderen Zweiglimmergraniten des Arbeitsgebietes.

b) Ein feinkörniger Zweiglimmergranit aus einem etwa 2 m mächtigen Gang am Osthang des Hundsberges (Probe HA 30) zeigt eine deutliche Glimmerregelung. In der Körnigkeit ist er dem soeben besprochenen Typ aus Unterwald ähnlich, dürfte

aber ein wenig gröber zu sein. Die Kalifeldspate sind besser zu erkennen, da sie etwas größer, hypidiomorph mit oft flachtafeligem Habitus ausgebildet sind, und häufig haben sie Karlsbader Verzwilligung. Der Biotit ist hin und wieder in bis 1 cm langen Butzen angereichert.

c) Der feinkörnige Zweiglimmer Granit ca. 300 m NW des Steinbruchs Plochwald ist sehr feinkörnig, mit Korngrößen von ca. 1 mm (Probe HA 20). In den angewitterten Proben ist der gedrungene Plagioklas leicht gelblich. Der Biotit ist in der Regel ebenfalls um 1 mm groß, allerdings tritt er auffallend oft zu ca. 1 cm langen Butzen zusammen. Kalifeldspat, Quarz und Hellglimmer sind wegen zu geringer Korngröße makroskopisch nicht gut zu erfassen.

2) Mittel- bis grobkörnige Varianten (siehe Phototafel 2, ZGG d, e):

Diese Varianten kommen z.B. im Gebiet der Jagdhütte, ca. 2 km östlich von Plochwald vor (Probe HA 59). Eine noch etwas gröbere Abart findet man 50 m südlich der Hausruine "Edlbauer", ca. 350 m NW vom Steinbruch Plochwald (Probe HA 50). Im groben Blockwerk lassen diese Typen eine Mineralregelung erkennen, die im Handstück jedoch nicht mehr deutlich ist. In der Körnigkeit kann die gröbere Variante dem Plochwalder Granit nahe kommen (Probe HA 50), jedoch führt der Zweiglimmergranit viel weniger Quarz, mehr Hellglimmer und Biotit, und außerdem scheinen die für den Plochwalder Granit typischen Großkalifeldspateinsprenglinge hier gänzlich zu fehlen. Insgesamt wirkt der Zweiglimmergranit etwas dunkler als der Plochwalder Granit und macht einen "unruhigen" Eindruck, der auf einer unregelmäßigen Verteilung der größeren Kalifeldspate beruht, - der Plochwalder Granit bietet im Gegensatz dazu ein homogenes Bild.

Die Plagioklase sind subidiomorph mit durchschnittlich 2 mm Größe ausgebildet. Ihre Zentren zeigen oft rosabraune Färbung, die auf eine deutlich größere Empfindlichkeit und daher eine Entmischung der Kernbereiche schließen läßt. Der hypidiomorphe bis subidiomorphe Kalifeldspat ist i.a. flachtafelig ausgebildet (bis 1 cm Länge in Probe HA 59; bis 2 cm

Länge in Probe HA 50) und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Der Quarz tritt oft in rundlichen Körnern auf, die des öfteren einen Durchmesser von 5 mm erreichen. Die Hellglimmer erscheinen als wenige Millimeter große Flitter regellos im Gestein verteilt.

Mikroskopischer Befund:

Dünnschliffe wurden von den feinkörnigen Zweiglimmergraniten des Typ 1a (HA 15/87) und 1b (HA 30) bearbeitet, wie auch von einem gröberen Zweiglimmergranit (HA 59). Neben den schon makroskopisch erkennbaren Mineralen Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit und Hellglimmer konnten in allen Proben opake Erzphasen, sekundärer Chlorit, als primäre Einschlüsse, vor allem in Biotit, Zirkone (siehe dazu Kap. "Zirkon") und Apatite bestimmt werden. Sillimanite konnten in den Proben HA 30 und HA 59 als Einschlüsse in Hellglimmer bestimmt werden. Im Streupräparat konnte in diesen beiden Proben auch Andalusit nachgewiesen werden; die Probe HA 15/87 scheint dagegen weitgehend frei von solchen Alumosilikaten zu sein.- Im Streupräparat der Probe HA 20/87 (Typ 1c) konnte reichlich fibrolithischer Sillimanit und etwas Andalusit bestimmt werden.

In der Tabelle 22 sind die Modalbestände der drei untersuchten Proben aufgelistet.

	Qz	Kf	Pl	Bt	Hgl	Als	Rest
HA 15/87 (1a)	29	34	27	7	3	-	0,2
HA 30 (1b)	31	32	21	6	9	x	0,4
HA 59 (2)	26	35	26	5	7	x	0,1

Tabelle 22: Modalbestände von Zweiglimmergraniten, basierend auf jeweils 2000 Zählpunkten.
Abkürzungen: Qz = Quarz, Kf = Kalifeldspat, Pl = Plagioklas, Bt = Biotit, Hgl = Hellglimmer, Als = Alumosilikat; die in Klammern stehenden Bezeichnungen beziehen sich auf den Text.

Alle diese Gesteine haben granitische Zusammensetzung (siehe Streckeisendiagramm, Beilage 2, Abb.34). Ein wesentlicher Unterschied liegt im Hellglimmergehalt, der von 3-9 Vol% variiert (s. Tab.22) und in der alumosilikatfreien Probe (HA 15/87) mit 3 Vol.% am niedrigsten ist.

Obwohl in der Körnigkeit große Unterschiede bestehen, lassen die Hauptgemengteile unter dem Mikroskop keine deutlichen Unterschiede erkennen:

In allen Typen sind die Plagioklase relativ übereinstimmend gebaut: Vereinzelte größere gedrungene Individuen erreichen in ihren Kernbereichen manchmal Anorthitgehalte von ca. 35 Mol%. Gegen den Rand nimmt der An- Gehalt meist rasch, aber kontinuierlich auf ca. 20 Mol% ab. Nur in der Probe 15/87 konnten an einigen größeren (um 2 mm) Plagioklaskristallen in den Außenzonen 3 Rekurrenzen beobachtet werden. Die Mehrzahl der kleineren Plagioklase haben ebenfalls An- Gehalte um 20 Mol%. Dünne äußerste Säume können auch albitische Zusammensetzung haben. In der Probe HA 59 übersteigen die An- Gehalte auch in den Innenzonen kaum 25 An. Polysynthetische Verzwilligungen sind allgemein relativ selten zu beobachten.

Die Kalifeldspate zeigen in allen Zweiglimmergraniten eine Variationsbreite von großen hypidiomorphen zu kleinen xenomorphen Körnern. Perthitisierungserscheinungen sind weit verbreitet. In den größeren Kalifeldspaten äußert sich diese Entmischung der Plagioklaskomponente als Aderperthit, in den kleineren Plagioklasen meist nur als Faden- bis Spindelperthit. In der Probe HA 15/87 scheinen die Kalifeldspate die Karlsbader Verzwilligung seltener zu zeigen als in den beiden Proben HA 30 und HA 59. In den beiden letztgenannten Proben und in der Probe HA 50 (grobkörnige Varietät, von der kein Modalbestand bestimmt wurde) wird der Kalifeldspat häufig durch Hellglimmer verdrängt (siebartig oder in Form dünner Spieße durchsetzt der Hellglimmer den Kalifeldspat).

Der Quarz dient in allen Zweiglimmergraniten als Zwickelfüller, er ist also stets xenomorph ausgebildet. Die Auslöschung ist meist undulös oder fleckig.

Der Biotit ist in allen Zweiglimmergraniten in der Farbe gleich, nämlich kräftig braun (ny, nz) bis hellgelbbraun (nx). Oft sind Zirkone mit pleochroitischen Höfen in den Biotiten eingeschlossen.

Der Hellglimmer verdrängt, wie schon erwähnt, häufig den Kalifeldspat, manchmal scheint er auch den Plagioklas zu verdrängen. In der Probe HA 30 besteht der Verdacht auf ehemaligen Cordierit (Pinit), der durch Haufwerke von eng verwachsenem groben Hellglimmer und grünem Biotit morphologisch nachgebildet wird. Die größeren Hellglimmerblättchen (um 1 mm), die anscheinend nicht in Zusammenhang mit Verdrängungsreaktionen stehen, enthalten oft Sillimanit. In besonders reichlicher Menge und beeindruckender Größe (bis 0.5 mm Länge, bei 0,1 mm Breite) sind die Sillimanite in der Probe HA 59 zu finden. In den anderen Zweiglimmergraniten ist der Sillimanit viel seltener, und zwar als dünne Stengel bis Nadeln ausgebildet. Nur die Probe Ha 15/87 scheint keinen Sillimanit zu führen.

Die Zirkone sind in den verschiedenen Vorkommen zum Großteil idiomorph ausgebildet und, wie bereits erwähnt, oft in Biotiten eingeschlossen. Insgesamt sind aber auch viele Zirkone als Einschlüsse in den hellen Gemengteilen Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat zu finden. Runde Zirkonformen kommen häufig in der Probe HA 15/87 und HA 50 vor, wo sie ca. 50% aller Zirkonkristalle ausmachen. In den anderen Proben scheinen runde Formen weitaus seltener zu sein. Im Streupräparat lassen sich bei den idiomorphen Zirkonen mehrere Haupttypen unterscheiden (vergl. Abb.19):

- a) klare, gedrungene Typen (Abb.19 a - d): Dieser Typ ist im Durchschnitt groß (Längen bis 200 μm) entwickelt und ist in Tracht und Habitus, sowie in seinen optischen Eigenschaften mit dem Haupttyp (Typ A) im Weinsberger Granit vergleichbar (siehe Kapitel "Weinsberger Granit, S.38).
- b) dunkle, gedrungene, zonargebaute Typen (Abb.19 e, f): Dieser Typ unterscheidet sich vom soeben beschriebenen durch seine stärkere bräunliche Färbung, häufigen Zonarbau sowie Einschlußreichtum. Im großen und ganzen scheint dieser Typ mit dem Typ B des Weinsberger Granits vergleichbar zu sein.
- c) schlanke, spitze, trübe, oft zonargebaute Typen (Abb.19 g - m): Dieser Typ ist wesentlich schlanker, meist kleiner entwickelt und die Lichtbrechung scheint niedriger zu sein als der unter a) und b) beschriebenen Formen. Dieser Typ weist häufig intensiven Zonarbau mit meist zwei stark unterschiedlichen Zonen auf; die äußere Zone kann auch Rekurrenzen haben. Durch mikrolithische Einschlüsse können sie auch dunkel gefärbt sein. In der Tracht dominiert das Prisma (110) über das Prisma (100), letzteres kann sogar fehlen. Die steile Pyramide (211) dominiert stark gegenüber der flachen Pyramide (101).
- d) schlanke, klare, Typen (Abb.19 n-t): Zirkone dieses Typs sind in der Tracht und im Habitus ident mit den unter c) beschriebenen Typ. Sie sind allerdings klar und zeigen keinen Zonarbau. Zwischen den beiden Typen scheinen alle Übergänge zu bestehen (siehe Abb.19, z.B. j, p, r).



Abb.19: Typische Zirkonformen aus den verschiedenen Zweiglimmergranitvorkommen des Arbeitsgebietes. In der obersten Reihe sind Zirkone abgebildet, die vermutlich vom Weinsberger Granit übernommen wurden. Weitere Erklärungen im Text.

Während Typ a und b vermutlich vom Weinsberger Granit übernommen wurden, sind Typ c und d vermutlich die magmaeigenen Zirkone. Die runden Zirkone (Abb.19 u - z) dürften von einem sedimentären Gestein übernommen worden sein. Tabelle 29 zeigt eine Aufstellung der verschiedenen Zweiglimmergranite mit einer Abschätzung der Häufigkeit der typischen Zirkonformen.

Probe	Zirkontypen				
	a	b	c	d	rund
HA 30	40	15	15	20	10
HA 50	-	-	45	5	50
HA 59	25	10	35	15	15
HA 15/87	20	5	20	10	45

Tabelle 29: Prozentverteilung der verschiedenen Zirkontypen in den untersuchten Zweiglimmergraniten.

Aus der Tabelle 29 geht hervor, daß nicht nur die Häufigkeit an runden Zirkonen stark variieren kann, sondern auch die verschiedenen idiomorphen Typen in den diversen Zweiglimmergraniten in recht unterschiedlicher Menge vorkommen.

Bei der statistischen Trachtauswertung der idiomorphen Zirkonformen nach J.P PUPIN (1980) kommt die Population aller Zweiglimmergranite im linken oberen Quadranten zu liegen (siehe Abb.20).

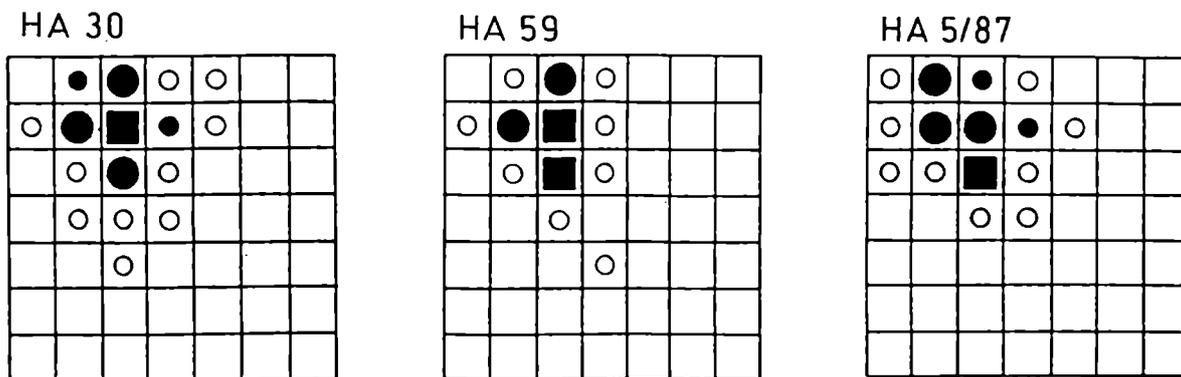


Abb.20: Schematische Diagramme zur Darstellung der Zirkontrachten in den verschiedenen Zweiglimmergraniten. Symbole wie in Abb.8.

GEOCHEMIE

Drei Zweiglimmergranite sehr unterschiedlicher Korngröße (feinkörnig HA 30; mittelkörnig HA 59 und grobkörnig HA 50) wurden auf Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Analysenergebnisse sind in Tabelle 24 aufgelistet.

	HA 30	HA 50	HA 59
SiO ₂	72.02	72.17	73.40
TiO ₂	0.37	0.33	0.24
Al ₂ O ₃	14.91	14.62	14.36
FeO _{tot}	2.14	1.88	1.64
MnO	0.04	0.01	0.01
MgO	0.70	0.66	0.49
CaO	1.06	1.07	0.68
Na ₂ O	2.44	2.48	3.08
K ₂ O	5.12	5.45	5.05
P ₂ O ₅	0.16	0.10	0.24
H ₂ O	0.95	1.00	0.94
Summe:	99.91	99.77	100.13
Ti	2218	1978	1439
Nb	9	9	9
Zr	140	132	102
Y	15	14	15
Sr	103	133	77
Rb	200	199	383
Ni	8	6	8
Cr	18	16	10
Ba	412	527	321
Ce	52	69	37

Tabelle 24: Chemische Analysen von einem feinkörnigen (Probe HA 30), mittelkörnigen (Probe HA 59) und grobkörnigen (Probe HA 50) Zweiglimmergranit aus dem Arbeitsgebiet.

Die Hauptelementkonzentrationen unterscheiden sich bei den drei Typen nicht signifikant. Das SiO₂ liegt zwischen 72,02 und 73,40 Gew.%. Das Al₂O₃ verhält sich umgekehrt zum SiO₂ und liegt zwischen 14,36 Gew.% in der sauersten Probe (HA 59) und 14,91 Gew.% in der SiO₂ ärmsten Probe (HA 30). Bei allen drei untersuchten Proben handelt es sich um stark

peralumische Granite (SHAND, 1927) mit einem ALI zwischen 1,22 und 1,30 (vergleiche dazu Diagramm ALI vs SiO₂, Abb.35). Von den Alkalien dominiert das K₂O mit über 5 Gew.% gegenüber dem Na₂O mit höchstens 3 Gew.%. Die CaO Gehalte liegen zwischen 0,68 Gew.% und 1,07 Gew.%.

In den Spurenelementen sind sich die Probe HA 30 (feinkörnige Variant) und HA 50 (grobkörnige Variant) sehr ähnlich, während die Probe HA 59 vor allem im Rb, Sr und Ba deutlich abweicht (vergl. Tab.24). Das Verhältnis Rb/Sr beträgt für die Probe HA 30 1,94 und HA 50 1,49; für die Probe HA 59 ist das selbe Verhältnis mit 4,97 bedeutend höher.

Zur GENESE:

Die Zweiglimmergranite lassen sich eindeutig als S- Type Granite im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974) charakterisieren, und zwar sowohl petrographisch (Hellglimmer, Zirkonwachstum mit großer steiler Pyramide) als auch durch den geochemischen Befund (hohes Rb, hohes Mol Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO weit über 1,1). Als Ausgangsmaterial kommen vermutlich moldanubische Paragneise in Betracht, von denen die häufigen Glimmerbutzen, die Sillimanite und auch die vielen runden Zirkone der Zweiglimmergranite abstammen dürften.

Eine Korrelation mit einem der klassischen moldanubischen S- Granittypen (Altenberger, Eisgarner Granit) ist allerdings nicht so leicht und einheitlich möglich.

Auf Grund der Regelung, die die Zweiglimmergranite des nordöstlichen Mühlviertels aufweisen, und wegen der Biotitbutzen ist z.T. eine Verwandtschaft mit dem Altenberger Granit am ehesten wahrscheinlich. Die spätorogene Stellung des Altenberger Granits (der Name geht nach Mitteilung G. FRASL auf J. SCHADLER und F. WIESER, 1942 zurück) und sein höheres Alter gegenüber der postorogenen Mauthausener/Freistädter Granodiorit- Gruppe wurde im wesentlichen von G. FRASL (1958) erkannt (siehe dazu auch die im Exkursionsführer von F. FINGER & G. FRASL 1988 "enthaltene Tabelle zur Generationsgliederung der Mühlviertler Granite" ohne hiesige Kopie).

Dagegen ähneln die Proben HA 50 (350 m NW des Steinbruchs Plochwald) und HA 59 (ca. 2 km östlich des Steinbruchs Plochwald) in mancher Weise eher dem Formenkreis des Types Eisgarn, und der wäre später, nämlich postorogen einzureihen. Möglicherweise sind unsere Zweiglimmergranite aber Ausläufer von beiden verbreiteten Provenienzen, also z.T. zum Altenberger Granit, aber auch z.T. zum Eisgarner Granit gehörig. Bisher haben sich auch keine Intrusionskontakte oder eingeschlossene Schollen gefunden, die der Entscheidung dieser Frage dienen könnten.

4.5. DER FREISTÄDTER GRANODIORIT

Der Freistädter Granodiorit baut den südlichsten Teil des Kartierungsgebietes auf. Es handelt sich hier um den "feinkörnigen Kerntyp" im Sinne von G. FRASL (1957, 1959). Nachdem genaue petrographische Beschreibungen dieses Gesteins von H. KLOB (1971) vorliegen und derzeit auch eine Diplomarbeit (G. FRIEDL) die Problematik der Freistädter Granodiorite behandelt, wurden keine genaueren petrographischen und geochemischen Untersuchungen durchgeführt.

Für die Absicherung der Zuordnung zum Freistädter Granodiorit wurden lediglich die akzessorischen Zirkone genauer studiert (Probe HA 18/87, Steinbruch Obernschlag).

Es konnten dabei die schlanken Zirkone mit einfacher Tracht (110)+(101) gefunden werden, die für den Freistädter Granodiorit sowie für die Granite der Mauthausner Gruppe höchst typisch ist (G. FRASL, 1959; F. FINGER et al. 1987; F. FINGER & B. HAUNSCHMID, 1988). Solche Zirkonformen sind in Abbildung 21 zu sehen (vergl. mit F. FINGER & B. HAUNSCHMID, Abb. 7, 8). Neben diesen magmaeigenen Zirkonen finden sich auch in geringerer Menge (siehe unten) noch übernommene Zirkone, die aus dem Weinsberger Granit und Pleßberger Granit abstammen, und die bei der Intrusion des Freistädter Granodiorits aus dem Nebengestein eingeschleppt wurden.

Die magmaeigenen Zirkone sind klein, schlank, oft zonargebaut (vergl. Abb. 21 a - k). Im Durchschnitt sind sie fast dreimal so lang wie breit (siehe auch F. FINGER & B. HAUNSCHMID, 1988). Die Tracht wird vom Prisma (110) dominiert, bzw. es fehlt in den meisten Fällen sogar das Prisma (100) völlig. Die flache Pyramide (101) dominiert in der Regel gegenüber der steilen Pyramide (211), oft kann letztere auch fehlen. Bei vielen der Zirkone mit dieser einfachen Tracht ist an den flachen Pyramiden eine idiomorphe Überwachsung zu beobachten, wobei aber meist die steile Pyramide stärker zum Tragen kommt (s. Abb. 21, h - k).

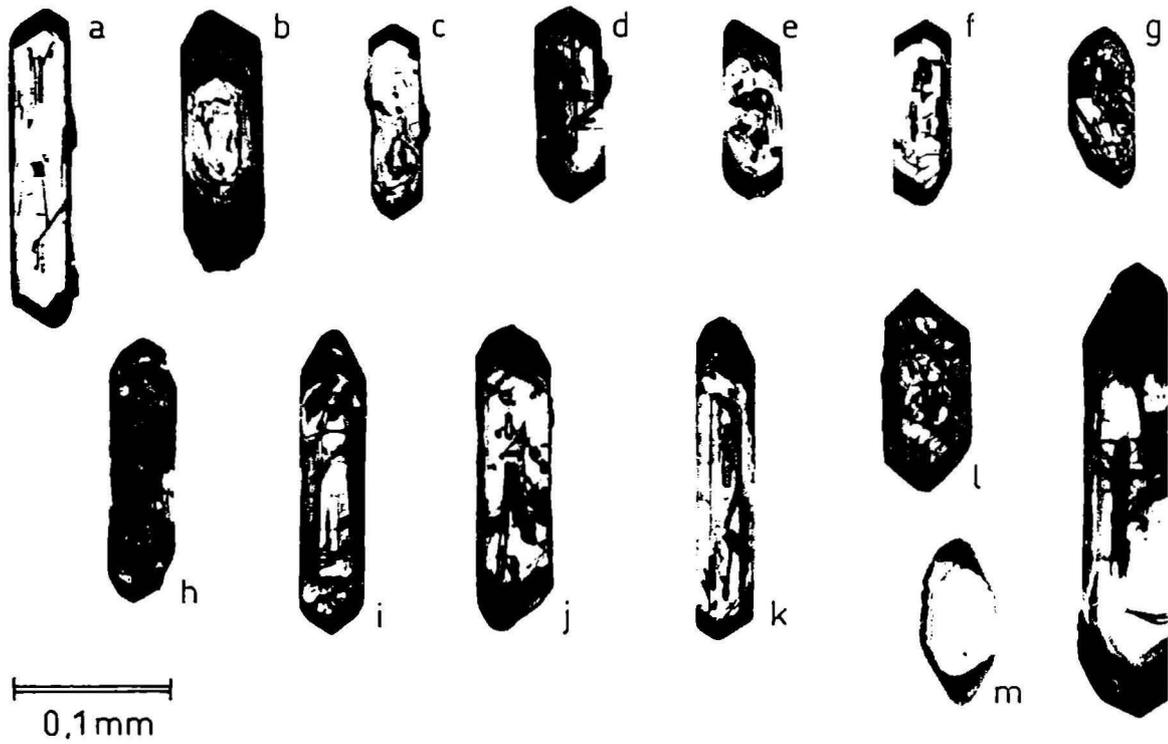


Abb.21: Typische Zirkone aus dem Freistädter Granodiorit (Probe 18/87). Die Zirkone a-k sind als magmaeigen, die Zirkone l, m, n sind als übernommen anzusehen. Siehe Erläuterungen im Text.

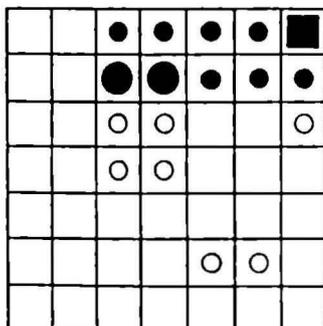


Abb.22: Schematisches Diagramm zur Darstellung der Zirkontrachten des Freistädter Granodiorits (Probe HA 18/87). Symbole wie in Abb.8.

Im Diagramm nach J. PUPIN (1980) kommt die Mehrzahl der Zirkone in die äußerste rechte obere Ecke zu liegen, aber es gibt doch viele, die auf Grund der erwähnten jüngsten Wachstumsphase, nämlich mit der Tendenz zur Ausbildung der steilen Pyramide, im Diagramm beachtlich weiter links zu liegen kommen (siehe Abb.22). Übrigens sind auch die verwandten Mauthausener Zirkontypen häufig mit einer steilen Pyramide neben der flachen (101) ausgestattet (F. FINGER et al. 1987).

Die Zirkone, die vom Weinsberger Granit übernommen wurden (analog F. FINGER & B. HAUNSCHMID, 1988), machen etwa 10% aller Kristallkörner im Streupräparat aus. Sie sind in Habitus und Tracht ident mit den im Kapitel 3.1. "Weinsberger Granit" S.38, beschriebenen Zirkonen (siehe Abb.21 m, n).

Eine völlig andere Ausbildung zeigen jene Zirkone, die vermutlich vom Pleißberger Granit übernommen wurden. Mengemäßig sind diese Zirkontypen mit ihrem Anteil von ca. 3% der Kornpopulation allerdings eher unbedeutend. Die Tracht dieser gedrungenen Zirkone wird durch das Prisma (100) und die flache Pyramide (101) bestimmt. Das Prisma (110) und die steile Pyramide (211) sind meist nur sehr schwach entwickelt (vergl. Abb.21, l).

Die Kontamination, bzw. die Übernahme von Nebengestein macht sich also auch im Pupindiagramm bemerkbar (vergl. Abb.22).

Insgesamt scheint die Kontamination des Freistädter Granodiorits in Oberschlag geringer zu sein als von F. FINGER & B. HAUNSCHMID (1988) im Freistädter Granodiorit des Steinbruchs "Posthöfer Berg" beobachtet, der sich ca. 1 km südlich von Oberschlag befindet.

4.6. DER GRANODIORITPORPHYRIT

Dieses grünlichgraue, porphyrische Gestein ist nach G. FRASL (1957, 1958) genetisch dem Freistädter Granodiorit zuzuordnen. Analog zu den von G. FRASL beschriebenen Vorkommen auf Blatt Steyregg (G. FRASL, 1957) liegt auch im hiesigen Arbeitsgebiet der Porphyrit als steilstehender Gang vor. Vom Freistädter Granodiorithauptkörper im Süden ausgehend, dringt dieser Porphyritgang gegen Norden weit in den Weinsberger Granit hinein (vergl. Beilage 1). Makroskopisch sind einzelne, bis zu 5 mm große, idiomorphe Plagioklase zu erkennen, seltener rundliche Quarze (bis ca. 3 mm Größe). Die grünlichgraue Farbe des Gesteins wird durch sekundären Chlorit (siehe dazu "mikroskopischer Befund") verursacht. Dieser ist meist sehr klein entwickelt ist (kleiner 1 mm), ganz selten erreicht er 2 mm Länge mit einer Dicke unter 1 mm.

Mikroskopischer Befund:

Unter dem Mikroskop fällt sofort das porphyrische Gefüge auf (siehe Photo 5). Die feinkörnige Matrix (Korngröße ca. 25 µm), die an die 50 Vol% des Gesteins ausmacht, besteht zu etwa gleichen Teilen aus xenomorphem Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Als Einsprenglinge findet man hauptsächlich Plagioklas (ca. 35 Vol%), Quarz (ca. 10 Vol%) und Chlorit (ca. 10 Vol%). Als weitere sekundäre Bildung findet man entlang der Spaltrisse des Chlorits, oder an dessen Außenrändern reichlich xenomorphen Titanit. Als Primäreinschlüsse findet man häufig lange, schlanke Zirkone, die im Chlorit schwache pleochroitische Höfe haben. Zirkone können auch in Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen eingeschlossen sein, oder (seltener) frei in der Matrix liegen.

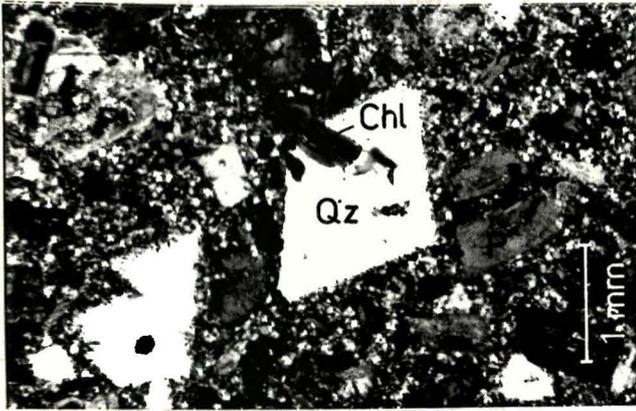


Photo 5: Mikroskopisches Gefügebild des Granodioritporphyrits; Abkürzungen: Qz = Quarz, P = Plagioklas, Chl = Chlorit; (+ Pol.)

Der Plagioklas ist meist idiomorph ausgebildet. Die meisten der Plagioklaseinsprenglinge sind ca. 0,5 mm lang (die größten erreichen 3,5 mm). Es besteht flachtafeliger Habitus. Besonders typisch ist für die Plagioklase der Porphyrite der intensive Schalenbau mit oft bis zu 10 sprunghaften, idiomorphen Rekurrenzen (vergl. G. FRASL 1958). Die großen inneren Kernbereiche (oft 2/3 des Korndurchmessers) haben An-Gehalte von ca. 35 bis 40 Mol% und sind von ziemlich homogener Zusammensetzung, d.h. es treten keine spontanen Schwankungen im An-Gehalt auf. Vereinzelt ist hier aber eine kontinuierliche Abnahme des An-Gehalts nach außen. Gegen den Kornrand folgt dann ein Bereich mit sprunghaften Oszillationen zwischen An 25 und An 20. Der äußerste nur wenige μm breite Rand kann rein albitisch sein. Karlsbader Zwillinge sind ziemlich häufig, Albitverzwillingung ist eher unauffällig und nur in Form einzelner, oft nicht einmal durch das ganze Korn durchgreifender Lamellen entwickelt.

Der Quarz kommt wie schon erwähnt sowohl als Einsprengling vor, als auch - in bedeutendem Maße - in der feinen Grundmasse. Die Quarzeinsprenglinge sind häufig idiomorph entwickelt und zeigen dann oft viereckige Querschnitte. Häufig beobachtet man an den idiomorphen Quarzen Korrosionsbuchten, die im Extremfall geradezu schlauchförmig in das Korninnere vordringen. Hin und wieder erscheinen die Umriss der Einsprenglinge durch das Anschmelzen auch eher rundlich. Die Korndurchmesser liegen meist um 0,5 mm (bis 1 mm). Die Quarzeinsprenglinge geben kaum Hinweis auf eine post-

kristalline Deformation, nur vereinzelt ist eine schwach undulöse Auslöschung zu bemerken.

Der grüne Chlorit ist in kurzprismatischer subidiomorpher Ausbildung im Gestein regellos verteilt. Er ist meist dreimal so lang wie breit (selten erreicht er 1 mm Länge). Die Prismenflächen wirken meist etwas ausgefranst. Solcher Chlorit ist offenbar aus Biotit hervorgegangen weil in seltenen Fällen noch einzelne Schichtpakete von dem ursprünglichen rotbraunen Biotit erhalten sind (öfter ist Biotit noch reliktmäßig in Quarz oder Plagioklas eingeschlossen zu finden). Ein Hinweis auf die Pseudomorphose des Chlorits nach Biotit sind auch die zahlreichen Entmischungskristallite von Titanit entlang der Spaltrisse des Chlorits, oder an dessen Kornrändern.

In der Matrix findet man neben den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat auch dünnste Hellglimmerflitter (ca. 50 μm lang und 5 μm breit). An Akzessorien konnte in der Matrix neben einzelnen Zirkonen und dünnstengeligem Apatiten auch Epidot/Klinozoisit beobachtet werden;- auch an der stellenweisen Entmischung der Plagioklase sind Mikrolithe der Epidotgruppe (ca. 50 μm Größe), neben Hellglimmer häufig beteiligt. In wenigen Fällen konnte fast farblosere Orthit (um 0,1 mm Größe) erkannt werden, der in den angrenzenden Chloriten schwache pleochroitische Höfe verursacht.- Opake Phasen (bis 0,2 mm) sind als xenomorphe, z.T. rundliche Körner regellos im Gestein verteilt.

Die Zirkone sind als Primäreinschlüsse am deutlichsten mit ihren Höfen im Chlorit zu erkennen. Häufig sind Zirkone aber auch in den anderen Einsprenglingen (Quarz und Plagioklas) zu finden; in der Matrix sind sie seltener. Die Zirkone sind idiomorph, klar, mit sehr schlankem Habitus (durchschnittlich noch schlanker als jene des Freistädter Granodiorits). Auch in der Tracht unterscheiden sich diese Zirkone etwas von denen des Freistädter Granodiorits: Die steile Pyramide (211) ist meist deutlich ausgebildet und dominiert oft sogar gegenüber der flachen (101).

4.7. DUNKLE GANGGESTEINE:

Dunkle Gänge sind im Karierungsgebiet eine Seltenheit, und auf den Osten des Arbeitsgebietes beschränkt. In der geol. Karte von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER (1977) wurde ein solches Vorkommen in der Ortschaft "Hundsberg" als Lamprophyr eingetragen. Von diesem Vorkommen ausgehend konnten bei den Aufnahmen gegen NNW weitere Lesesteine gefunden werden, sodaß der Schluß nahe liegt, daß es sich bei dieser Art von dunklen Gesteinen um eine gangförmige Spaltenfüllung handelt, die in etwa NNW-SSE der Richtung der nahen Maltisch folgt.

Makroskopischer Befund:

Mit freiem Auge fallen einzelne etwa 5mm lange, sehr dünne Amphibolstengel auf, die in einer grünlich grauen Matrix "schwimmen" wie bei den "Nadeldioriten" anderer Autoren. In dieser Matrix beobachtet man auch zahlreiche milchig weiße, oft rundliche Plagioklas mit einem Durchmesser von ca. 1 mm, meist sind sie aber noch wesentlich kleiner und verschwinden somit in der dunklen Matrix.

Mikroskopischer Befund:

Die Hauptmasse der Mineralkomponenten bewegt sich in der Korngröße von 0,1 mm. Porphyrisch liegen Hornblenden und einzelne Plagioklase in einer feinkörnigen Grundmasse bestehend aus noch kleineren Plagioklasen, Chlorit und untergeordnet Quarz (weniger als 5%).

Am größten werden die dünnen braunen Hornblendestengel (mehrere Millimeter Länge, ca. 0,2mm Breite), welche häufig einfach verzwilligt sind und eine Auslöschungsschiefe von 15° haben. Die Hornblenden sind randlich oft angegriffen, d.h. es beginnt randlich eine Chloritisierung, die aber auch an den Spaltrissen in das Korninnere der Hornblenden eindringen kann. Die Umwandlung der Hornblende wird teilweise auch von Epidotbildung begleitet.



Photo 6: Dünnschliffbild eines dunklen Ganggesteines (Probe HA 12/87; ein Pol.): Porphyrischer Plagioklas (= P); mit zwei stark gefüllten Zonen; Amphibole (= A).

Der blaßgrüne Chlorit zeigt in der Regel dunkelbraunviolette, in einzelnen Schichtpaketen jedoch auch anomalen blauen Interferenzfarbe. Die Mehrzahl der regellos im Gestein verteilten hypidiomorphen Chlorite ist etwa 0,1 mm lang und 0,05 mm breit. Wie bereits erwähnt, ist der Chlorit oft Zersetzungsprodukt der Hornblenden, aber auch in der Grundmasse bildet er einen wesentlichen Bestandteil.

Der Plagioklas kann als Einsprengling oft 0,5 mm groß sein. Diese Einsprenglingsplagioklase sind oft rundlich umgrenzt und zeigen im Inneren oft einen durch Füllung mit Epidotmineralen verursachten Ring. Die Mehrzahl der Plagioklase ist aber dünntafelig ausgebildet (ca. drei mal so lang wie breit) und auch hier ist bei den größeren (bis 1 mm Länge) ein gefüllter Ring in der mittleren Außenzone zu beobachten. Die meisten dieser flachtafeligen Plagioklase sind Karlsbader Zwillinge, Albitzwillingslamellen sind eher selten. Die Anorthitgehalte erreichen in den Kernen oft mehr als 40 Mol%; unter Ausbildung zahlreicher Rekurrenzen sinkt der An- Gehalt gegen den Rand auf ca. 20 Mol%.

Der Quarz ist in sehr geringer Menge in xenomorpher Form an der Zwickelfüllung beteiligt (ca. 0,05 mm Größe).

Was Akzessorien betrifft, sind Epidotminerale auffällig häufig in Zusammenhang mit Hornblenden zu finden, aber auch in der Grundmasse sind Epidote öfter als hypidiomorphe Stengel von bis zu 0,2 mm Größe zu finden. - Erz ist zahlreich mit 0,02 bis 0,05 mm Größe und oft quadratischen Querschnitten regellos im Gestein verteilt.

5. DER PSEUDOKINZIGIT

5.1. PETROGRAPHIE:

Der Begriff "Kinzigit" wurde erstmals im Schwarzwald für Granat - Biotit - Cordierit - Gesteine verwendet, welche im Kinzigtal in größerer Verbreitung aufgefunden wurden (L.H. FISCHER, 1860, 1861). In weiterer Folge wurde der Name "Kinzigit" an vielen anderen Stellen Europas auf mineralogisch ähnliche Gesteine angewendet, z.B. im Odenwald (G. GREIM, 1888) und in Finnland (siehe A. HIETANEN, 1943, A. SIMONEN, 1953). Aus den Ostalpen wurden Kinzigite bzw. Kinzigitgneise aus dem Kontakthof des Rieserferner Granits/Tonalits beschrieben (L. WALDMANN 1929). Auch im oberösterreichischen Moldanubikum wurden einige Vorkommen von Granat- Cordierit- führenden Gneisen westlich von Linz mit diesem Namen belegt (F.H. GRUBER, 1930; J. SCHADLER, 1936).

Mit der Mineralparagenese Granat- Biotit- Cordierit- Flagioklas- Quarz- Sillimanit- ± Graphit entsprechen alle diese genannten Vorkommen weitgehend dem Originalkinzigit aus dem Schwarzwald. Darüberhinaus sind sie alle wie der Originalkinzigit in Paragneisserien eingeschaltet und werden dementsprechend i.a. auch als hochmetamorphe Paragesteine angesehen (siehe z.B. W. BÜSCH et al., 1980).

Sogenannte "Kinzigite" wurden auch aus der "zona dioritico-kinzigitica" (S. FRANCHI, 1905) vom Südrand der Ivrea Zone beschrieben (z.B. M. BERTOLANI, 1954, 1958). Vor allem das vollständige Fehlen von Cordierit, aber auch die teilweise Anwesenheit von Kalifeldspat unterscheidet jenes Gestein jedoch deutlich vom Original- Kinzigit des Schwarzwaldes. Nach K. R. MEHNERT (1975) ist jenes kinzigitartige Gestein eher ein "Granat- Sillimanit- Restit".

Auch die Granat- Biotit- Cordierit- Gesteine meines Diplomarbeitgebietes wurden ursprünglich von G. FUCHS (im Gebiet des Hussensteins nördlich St. Oswald übrigens auch von H. KLOB, 1970) bei Kartierungsarbeiten auf Blatt Großpertholz (G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1977) als Kinzigite

eingetragen, nachdem sie auch in dieser Gegend z.T. J. SCHADLER bereits bekannt waren und jedenfalls in den 50er Jahren von W. FREH bei Exkursionen in der Nähe von Sandl auch in loser Blockform gezeigt worden sind (Hinweis G. FRASL). Der Zusatz "PSEUDO-" wurde von mir deshalb zum Namen hinzugefügt, weil sich die "Kinzigite" im Nordosten Oberösterreichs trotz mancher mineralogischer Gemeinsamkeiten von dem Originalvorkommen im Schwarzwald vor allem in der Genese wesentlich unterscheiden und vermutlich auch nicht einfach als hochmetamorphe Paragneise mit Restitcharakter gedeutet werden können. Darauf wird im Kapitel "Zur Genese des Pseudokinzigits" genauer eingegangen.

Wie schon in Kapitel 3. "Kartierungsergebnisse..." erwähnt wurde, ist der Pseudokinzigit ein dunkles, massiges, mittelkörniges, granat-, biotit-, cordieritreiches, aber kalifeldspatfreies Gestein (Korngrößen um 0,5 cm), das in Form von besonders zähen und daher schwer bearbeitbaren, mehrere Meter großen Schollen im Weinsberger Granit vorkommt (vergl. mit Abb.4). Die Pseudokinzigit - Schollen sind gegen den Weinsberger Granit hin meist gut abgegrenzt. Sie dürften allem Anschein nach im noch "flüssigen" Weinsberger Granit-magma bereits als mehr oder weniger steife Schollen vorgelegen haben. An den Schollengrenzen sieht man allerdings bisweilen, wie einzelne Großkalifeldspate des Weinsberger Granits in die Pseudokinzigitschollen hineinragen. Überhaupt sieht es so aus, als ob die Großkalifeldspate des Weinsberger Granits sich an den Schollenrändern angelagert und angesammelt hätten. Solche Kalifeldspate sind dann auch besonders häufig postmagmatisch insofern verändert worden, daß in ihrem Inneren die sekundäre Bildung von Hellglimmer zu beobachten ist.- An den Schollengrenzen des Pseudokinzigite zum Weinsberger Granit findet man manchmal auch kleine, d.h. nur mehrere cm bis selten auch dm- große Paragneisschollen mit Biotit, Plagioklas und z.T. Sillimanit angelagert, die meist noch einen ausgeprägten Lagenbau aufweisen.

Die Pseudokinzigitschollen selbst sind im Inneren sehr

homogen aufgebaut und die zahlreichen Findlinge sind im gesamten kartierten Gebiet auch stets sehr einheitlich aufgebaut, und zwar sowohl in ihrer Korngröße als auch im Gefüge und Mineralbestand. Nur an einem Block aus dem Steinbruch Plochwald ist ein randlicher wenige Dezimeter breiter Bereich etwas granatärmer, aber dafür etwas reicher an hellen Gemengteilen, also an Plagioklas und Quarz.

Makroskopischer Eindruck (siehe Photo 7, und Tafel 1):

Die Hauptgemengteile des Pseudokinzigits, nämlich Granat, Biotit, Quarz, Cordierit und Plagioklas sind schon im Handstück gut zu erkennen.

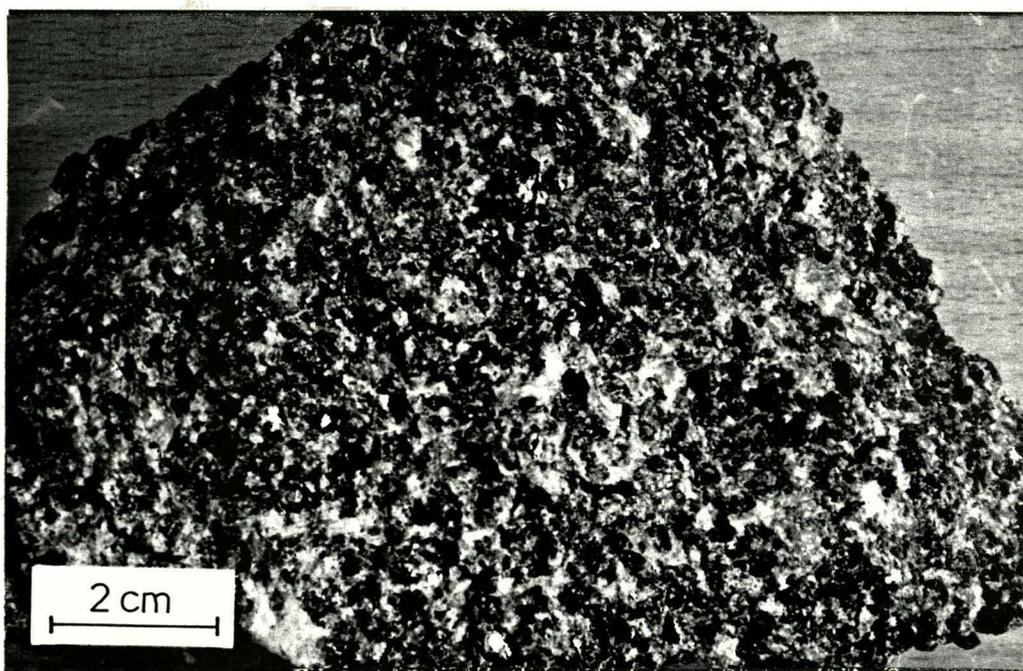


Photo 7: Handstück eines Pseudokinzigits (Probe HA 1)

Der meist etwa 5 mm große, rote Granat ist in hypidiomorpher bis idiomorpher Ausbildung neben Biotit das mengenmäßig dominierende Mineral und zu etwa einem Drittel am Aufbau des Gesteins beteiligt. Die Granate sind als Rhombendodekaeder ausgebildet, wobei auf den einzelnen Dodekaederflächen gegen ihr Zentrum hin stets kleiner werdende Rautenflächen mit Vizinalflächen dadurch sichtbar sind, daß auf jeder Fläche noch ganz flache Stufenpyramiden aufsitzen (siehe Abb.23).

Dadurch treten die Kanten des Rombendodekaeders kaum mehr hervor und der Gesamtkristall erhält eine eher rundliche Form. Schon am Handstück fällt auf, daß die Granate vielfach zersprungen sind und an diesen Sprüngen von dünnen Biotitblättchen durchsetzt werden. Die Sprünge erweisen sich bei genauer Betrachtung in allen Granaten eines Handstücks als mehr oder weniger parallel gerichtet (darauf wurde ich bei einer gemeinsamen Exkursion im Herbst 1987 von Prof. G. FRASL aufmerksam gemacht), wobei die Richtung dieser Sprünge im anstehenden Pseudokinzigit mit ungefähr NNE - SSW (also quer zur herzynischen Richtung) bei steilem Einfallen gegen WNW angegeben werden kann. Diese Beobachtung spricht jedenfalls gegen eine Deutung des herzynisch gerichteten Gefüges im umgebenden Granit als Fließgefüge (Einströmgefüge).

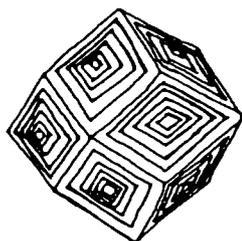


Abb.23: Skizze eines Granatkristalls aus dem Pseudokinzigit.

Biotite sind in etwa gleicher Menge wie der Granat am Gesteinsaufbau beteiligt. Im Handstück fallen sie, sehr groß ausgebildet, als dunkelbraune bis schwarze Blättchen auf. Im Durchschnitt sind sie ca. 0.5 cm groß; sie können aber auch Durchmesser von 1 cm erreichen. Viele der Biotitblättchen haben leicht gekrümmte Spaltflächen und zeigen damit auch eine postkristalline tektonische Beanspruchung des Gesteins an.

Die hellen Gemengteile, die zusammen ebenfalls etwa ein Drittel des Gesteins ausmachen, sind mit freiem Auge oft schwer auseinanderzuhalten. Zum Großteil handelt es sich um Quarz, welcher xenomorphe, weißlichgraue bis gelbliche Körner bildet. Die gelbe Farbe dürfte durch die Ausscheidung von Eisenhydroxyden, also durch meteorische Lösungen sekundär hervorgerufen worden sein. Der bis 0.5 cm große Cordierit ist gut erkennbar, wenn er klar und frisch, d.h. nicht pinitisiert ist. Dann zeigt er noch die bläuliche

Farbe und glasig- fettigen Glanz. Der meist subidiomorphe Plagioklas mit Korngrößen um 0,5 mm ist wie der Quarz auch schwach gelblich gefärbt, bloß ist er meist trüb. Der Plagioklas kann aber leicht mit dem schwach pinitisierten Cordierit verwechselt werden, beide sind etwas gelblich bis grünlich.

Mikroskopischer Befund:

An zwei Proben wurde zunächst der Modalbestand ausgezählt (HA 1, BZ 1, beide aus dem Steinbruch Plochwald). Die Ergebnisse sind in Tab.8 aufgelistet. Neben den makroskopisch schon erkennbaren Hauptgemengteilen Granat, Biotit, Quarz, Cordierit und Plagioklas erkennt man unter dem Mikroskop noch etwas Andalusit, sekundär auch Chlorit, Hellglimmer, Ilmenit und Titanit sowie akzessorischen Apatit, Zirkon, Monazit, opake Phasen, Sillimanit und Turmalin.

	Gra	Qz	Bi	Cd	Pl	And	Chl/Hgl	Opak	Rest
BZ1	32,7	22,2	30,0	7,4	4,6	0,64	0,60	0,82	1,17
HA1	34,9	17,1	29,9	11,2	3,5	X	X	X	3,30

Tabelle 8: Modalanalysen von Pseudokinzigit. Probe BZ1 = 4000 Punkte, Rest = Apatit, Zirkon, Monazit, Sillimanit, Titanit, Turmalin; Probe HA1 = 2000 Punkte, Rest = Andalusit, Chlorit, Hellglimmer, Opake Phasen, Apatit, Zirkon, Monazit, Sillimanit, Titanit, Turmalin.

Die Anordnung der Minerale erscheint völlig regellos. Die i.a. subidiomorphen, etwa 5 mm großen Granate sind homogen über den Dünnschliff verteilt, dazwischen befindet sich ein homogenes Gemenge, das aus Quarz, Biotit und Cordierit besteht.- Der Biotit (meist 5 mm) grenzt zum Granat hin in xenomorphen Außenrissen, legt sich also buchtig an denselben an. Dünne Biotitplättchen durchwachsen häufig den Granat sekundär entlang feiner Adern, bzw. entlang von Sprüngen. Außerdem liegt eine frühe Generation von Biotiten bisweilen in Form idiomorpher, auch mm - großer Einzel-

individuen im Granat eingeschlossen vor.- Der xenomorphe Quarz und Cordierit scheinen nur als Zwickelfüller zu dienen, wodurch sie in ihrer Korngröße sehr variabel sind (Korngrößen meist von 1/10 mm - 6 mm).- Der seltene Plagioklas (meist nur wenige Millimeter groß) kann hingegen eine relativ gute Idiomorphie besitzen, jedoch prägt er wegen seiner geringen Häufigkeit das Schliffbild nicht wesentlich.

Die Dünnschliffuntersuchung läßt sehr deutlich eine postkristalline Beanspruchung des Pseudokinzigits erkennen. Diese äußert sich z.B. an den vielfach verbogenen Biotiten, die z.T. sogar in Subkörner zerlegt sein können. Auch die Plagioklase können verbogen sein, ohne daß eine Rekristallisation stattgefunden hat. Der Quarz rekristallisiert hingegen, und es liegen dann oft bis 1 cm große Anhäufungen von vielen ca. 1 mm großen Einzelkörnern vor. Diese bilden meist keine geraden Korngrenzen zueinander aus, sondern sind buchtig miteinander verwachsen. Sie zeigen undulöses Auslöschen und Subkornbildung. Auch der Cordierit kann deformiert sein und wandernde Auslöschung zeigen, randlich auch Subkornbildung und Rekristallisation. Die Subkörner und Rekristallisate des Cordierits haben Durchmesser von ca. 0,1 mm. Sogar an einem ca. 1 mm großen Apatit konnte eine Verbiegung (wandernde Auslöschung) beobachtet werden. Freilich ist auch die geschilderte Zerlegung der Granate mit mehr oder weniger parallelen Rißscharen letztlich auf eine tektonische Beanspruchung zurückzuführen. Der Umstand, daß diese Risse von Biotit sekundär ausgefüllt werden, zeigt einmal mehr, daß einer vorhergehende Deformation bereits bei relativ hohen Temperaturen (Amphibolitfazies) stattfanden. Die postkristallinen Verbiegungen der Biotite beweisen darüber hinaus, daß eine Deformation auch noch später und bei geringerer Temperatur stattfand.

Die geschilderten Kristalldeformationsverhältnisse belegen das von Tektonik und mehrphasiger Kristallisation geprägte, sehr komplexe retrograde Entwicklungsgeschehen beim Pseudokinzigit (siehe dazu auch die detaillierten Mineralbeschreibungen im Folgenden, sowie die Andalusit- und Chlorit-

bildung im Gestein, die auf S.126 behandelt wird).

Der Granat hat in Schliffdicke eine sehr blaße rosa Eigenfarbe und besteht vor allem aus der Almandinkomponente (siehe "mikrochemischer Befund" S.130). Schon mehrmals erwähnt wurden die vielen Biotit-gefüllten Sprünge, die den Granat regelmäßig durchziehen. Einzelne idiomorphe, flachtafelige, bis etwa 1 mm große Biotite, die vollkommen isoliert in den Granaten vorkommen, können demgegenüber wohl als primäre Einschlüsse angesehen werden. Häufige primäre Einschlüsse sind auch idiomorphe, prismatische Apatite bis 1 mm Länge, deren sechsseitige Querschnitte einen Durchmesser von 0,2 mm erreichen können. Rundliche Einschlüsse von Quarz mit ca. 0,5 mm Durchmesser konnten einige Male beobachtet werden; häufiger ist der Quarz aber neben Biotit bei der sekundären Verheilung von Rissen in Granat beteiligt. Weitere primäre Einschlüsseminerale im Granat sind idiomorphe Zirkone, die später noch im Detail beschrieben werden, daneben einiges an Monazit und rundliche Erzphasen (Ilmenit, Pyrrhotin).

Der Biotit kommt wie gesagt in zwei Generationen im Granat vor, insbesondere ist er aber ein wesentlicher Bestandteil der zwischen den Granaten liegenden "Matrix". Der Biotit hat fast immer kastanienbraunen (ny,z) bis hellroten (n) Pleochroismus. Die Einzeltafeln können in Richtung c bis 0,5 cm erreichen, also kurz säulig ausgebildet sein; dabei sind die Tafeln dort eher flach als hoch, und überdies sind die äußeren Abgrenzungen auch in Basisschnitten kaum idiomorph ausgebildet. In den beschriebenen schwach diffus verheilten Randzonen der Pseudokinzigit-Schollen zum Weinsberger Granat hin, wo die Granate vergleichsweise stärker sekundär umgewandelt, bzw. zerlegt sind, kann der sekundäre Biotit im Granat auch einen mehr grünbräunlichen Farbton annehmen, offenbar eine Anpassung an niedrigere Temperaturen.

Der "Matrix"-Biotit führt als Einschlüsse zahlreiche Zirkone, die im Wirtsmaterial starke pleochroitische Höcker verursachen (s. Photo 8). Apatiteinschlüsse sind ebenfalls

häufig und gleich ausgebildet wie im Granat, d.h. sie bilden kurzsäulige, idiomorphe Kristalle. Der Apatit verursacht im Biotit z.T. auch einen sehr schwachen pleochroitischen Hof. Weitere Einschlüsse sind idiomorphe Monazite, sehr selten bis 0.2 mm lange, hypidiomorphe Titanite und häufiger rundliche Erzkörner mit Durchmessern um 0.1 mm.



Photo 8: Biotite mit zahlreichen Primäreinschlüssen (Ap = Apatit, Zr = Zirkon) und Ilmenitentmischung entlang der Spaltbarkeit (Probe HA 1; ein Pol.).

Ilmenitblättchen, die so dünn sein können, daß sie bereits bräunlich durchscheinend sind, müssen wohl als eine Form der sekundären Titanentmischung des Biotits angesehen werden. Sie sind einerseits entlang der Spaltrisse im Biotit, andererseits an dessen Außenrändern oder um die Einschlußminerale herum konzentriert (siehe Photo 8).- Hellgrüner Chlorit mit anomal blauer Interferenzfarbe kann in seltenen Fällen den Biotit schichtparallel ersetzen.

Der Cordierit kann, ähnlich wie der Biotit in zwei Generationen vorkommen. Eine eher seltene frühe Generation bildet jene Cordierite, die in Granat und Plagioklas als meist idiomorphe, nur wenige μm große Einschlüsse zu finden sind. Weitaus häufiger ist eine späte Cordieritgeneration, die

sich am Aufbau der "Matrix" beteiligt und dementsprechend ist dieser Cordierit xenomorph mit stark schwankenden Korngrößen. Er kann Korndurchmesser bis 5 mm erreichen, meist ist er jedoch nur 1 - 2 mm groß.

An manchen Körnern können Verzwilligungen (meist einfach, nur ausnahmsweise optisch anders orientierte einzelne Lamellen) beobachtet werden, die Zwillingsnähte sind dabei stets geradlinig (siehe Photo 9).



Photo 9: Verzwilligter und deformierter Cordierit (= Cd) im Dünnschliff (Probe HA 1; + Pol.).

Der Erhaltungszustand des Cordierits kann sehr verschieden sein: Der am wenigsten veränderte, klare und farblose Cordierit wird oft nur entlang von Rissen von einer feinsten, schuppigen Substanz (Hellglimmer ?) durchzogen, wobei die Risse vom Rand her in das Korninnere reichen und dort blind enden können. Bei weiterer sekundärer Umwandlung des Cordierits werden diese Nähte breiter und mit gelblicher Substanz gefüllt. Bei noch fortschreitender Umwandlung wird das gesamte Korn leicht gelblich (oft ist er dort dann isotrop). Stellenweise lassen sich aber sogar Biotit, Chlorit, Hellglimmer und Andalusit noch als Neubildungen in Zusammenhang mit einem Cordieritabbau identifizieren. Eine retrograde Bildung von Andalusit aus Cordierit in der Art, wie

sie z.B. von R. H. VERNON (1978) beschrieben wird, könnte auch für jene (bis ca. 1 mm großen) Andalusite des Pseudokinzigits gelten (siehe Kap. Andalusit), die randlich mit amorpher Cordieritsubstanz symplectitisch verwachsen sind (siehe Photo 10).

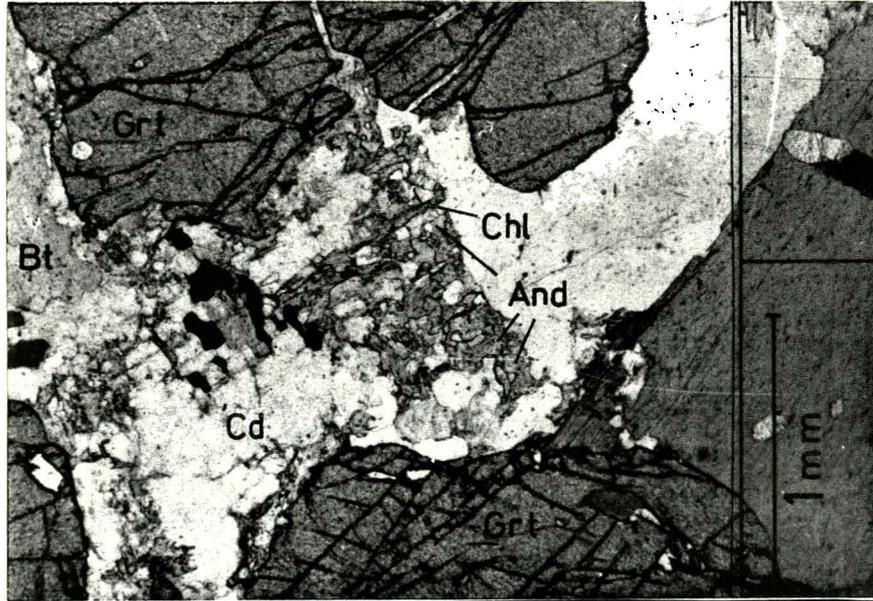


Photo 10: Randlich in Andalusit und Chlorit umgewandelter Cordierit (ein pol.); Abkürzungen: Cd = Cordierit, And = Andalusit, Chl = Chlorit, Bt = Biotit, Grt = Granat.

Der "Matrix"- Cordierit steht oft in Korngrenzenkontakt mit Granat und Biotit. Kontakte zu Quarz und Plagioklas konnten ebenfalls beobachtet werden.

Der Cordierit kann, allerdings seltener als der Granat und der Biotit, idiomorphe Apatite eingeschlossen haben.

Die Plagioklase haben meist nur wenige Millimeter bis maximal 1 cm Größe und zeigen nur annähernde Idiomorphie. Meist ist ein normaler idiomorpher Zonarbau zu erkennen (An 20-40) wobei der Anorthitgehalt vom Kern mehr oder wenig kontinuierlich zum Rand hin abnimmt (die chemische Zusammensetzung wird im Kapitel Mikrochemie S.135 noch diskutiert). An manchen Körnern kann man auch, ähnlich wie bei den Plagioklasen des Weinsberger Granits (siehe dort), einen unregelmäßig begrenzten, leicht fleckig auslöschenden Kern beobachten.

Polysynthetische Albitverzwillingung ist an den meisten Körnern zu finden; das Periklingesetz kann untergeordnet, meist in Form einzelner Lamellen hinzutreten. Karlbader Verzwillingung konnte bloß an wenigen Körnern nachgewiesen werden.

Primäreinschlüsse wie Apatite und Zirkone sind im Plagioklas weitaus seltener als im Granat oder Biotit. Auch sekundäre Füllungsminerale sind eher selten anzutreffen. Vereinzelt finden sich wolkenartige "Anflüge" von winzigsten Mikrolithen, deren Natur nicht genauer bestimmt werden konnten; nur einzelne größere Flitter konnten als Hellglimmer identifiziert werden.

Eine ganz andere Art von Plagioklasen, nämlich Myrmekitplagioklase, treten insbesondere in den Grenzbereichen der Pseudokinzigit - Schollen zum Weinsberger Granit häufig auf. Dort umhüllen sie regelrecht (mit Korngrößen um 0,5 mm) den Kalifeldspat oder durchsetzen ihn intensiv an Rissen. Die Glimmer zeigen in diesen Randbereichen zum Kalifeldspat Verdrängungserscheinungen entlang ihrer Spaltbarkeit.

Der Quarz ist xenomorph ausgebildet. Seine Rekristallisationshaufen können 0,5 cm Größe überschreiten. Der Quarz ist meist frei von Einschlüssen. Vereinzelt findet man einige Rutilnadeln, die oft nach der Hauptachse des Quarzes orientiert sind, sowie idiomorphe, nelkenbraun durchscheinende Ilmenitblättchen. Einmal konnte ein großer Monazitkristall von etwa 0.5mm Durchmesser als Einschluß in

Quarz gefunden werden.

Die Andalusite können bis einige Millimeter groß sein. In Schliffdicke sind sie farblos. Die größeren Körner lassen einzelne Spaltrisse erkennen. Die kleineren (um 0,1 mm) Individuen sind oft rundlich bis stengelig und in Cordierit oder Plagioklas eingeschlossen. Daneben sind auch Sillimanitnadeln in Plagioklas und Cordierit zu finden, sodaß man hier die kleinen, rundlichen Andalusite als retrograde Bildung nach älterem Sillimanit angesehen kann. Ein etwa 0.2 mm großes schwammiges, myrmekitquarzähnliches, dicht verwachsenes Gebilde aus Andalusit - die dazwischenliegende niedriger lichtbrechende Substanz ist mikroskopisch nicht mehr zu erkennen - liegt warzenartig in den Rand eines Plagioklases reichend vor.

Die größeren Andalusite sind hingegen oft in Zusammenhang mit Cordierit zu finden, sodaß eine retrograde Bildung nach Cordierit wahrscheinlich ist, also in ähnlicher Weise wie von R.H.VERNON (1978) beschrieben. Das Auftreten von Andalusit belegt wieder sehr deutlich die Vorgänge im Pseudokinzigit bei abfallender Temperatur und Druck.

Der Apatit ist wie erwähnt in großer Menge in Biotit und Granat eingeschlossen, seltener in Plagioklas und Cordierit. Er ist, ganz gleich wie im Weinsberger Granit, kurzsäulig ausgebildet. Daher sind häufig sechsseitige Querschnitte zu sehen. Die Korngröße ist variabel; meist haben die Apatite einen Durchmesser um 0.2 mm, im Extremfall erreichen sie eine Dicke von 1 mm. Gedrungene große Apatite können kleinere Zirkone als Einschlüsse führen. Umgekehrt können nadelige Apatitmikrolithen auch schon als primäre Einschlüsse in Zirkonkristallen vorkommen.

Der Zirkon: Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Zirkone häufig in Biotit eingeschlossen sind, wo sie intensive pleochroitische Höfe verursachen. Im Granat kann man sie ebenfalls finden, freilich sind sie dort auf Grund der fehlenden Strahlungshöfe nicht so auffällig. Als Einschluß in Plagio-

klas können Zirkone auch manchmal vorkommen; in Cordierit und Quarz sind sie hingegen kaum zu finden.

Im Streupräparat (siehe dazu Abb.24) lassen die Zirkonkristalle des Pseudokinzigit keine wie immer gearteten Unterschiede zu den akzessorischen Zirkonen im Weinsberger Granit erkennen. Wieder läßt sich ein klarer Typ A von einem dunkleren, oft zonargebauten und einschluBreichen Typ B unterscheiden, der etwa 20% der Population ausmacht.

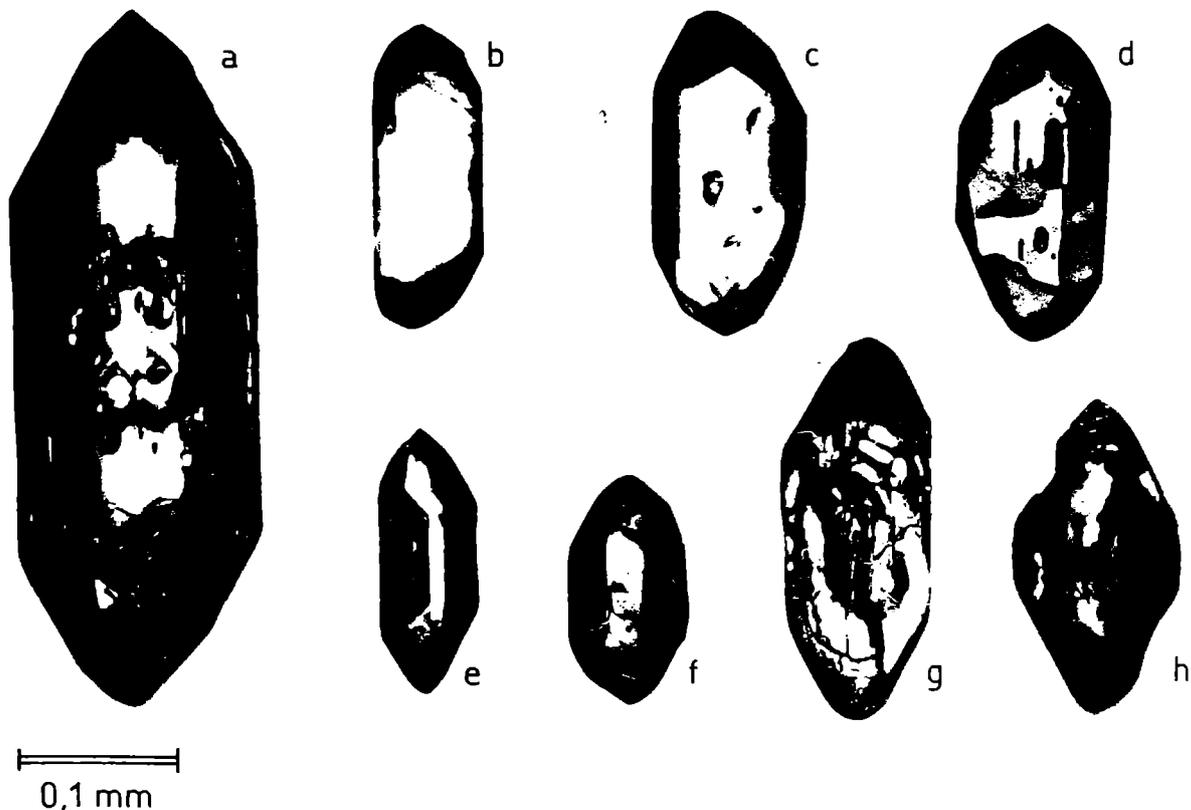


Abb.24: Typische Zirkone aus dem Pseudokinzigit (Probe BZ 1).

Das Elongationshistogramm für die Probe BZ 1 (Abb.25) gleicht in seiner Form aufs Beste dem des Weinsberger Granits (vergl. Abb.7). Beide haben ihr Maximum bei 2, mit Ordinatenwerten von mehr als 20%. Auch beim Versuch einer statistischen Flächenauswertung (siehe Pupindiagramme, Abb.26, und vergl. mit Abb.8) für die Proben BZ 1 (Stbr. Plochwald) und HA 39 (Hundsberg) ergaben sich keine Unter-

schiede zwischen den beiden Gesteinen. Es dominiert statistisch gesehen beidemale das Prisma (110) über (100) und die steile Pyramide (211) über die flache Pyramide (101).

Die Art der Zirkonausbildung, die jener im Weinsberger Granit absolut entspricht, stellt jedenfalls, das sei schon vorweggenommen, ein sehr wichtiges Argument bei der späteren Deutung der Genese des Pseudokinzigits dar.

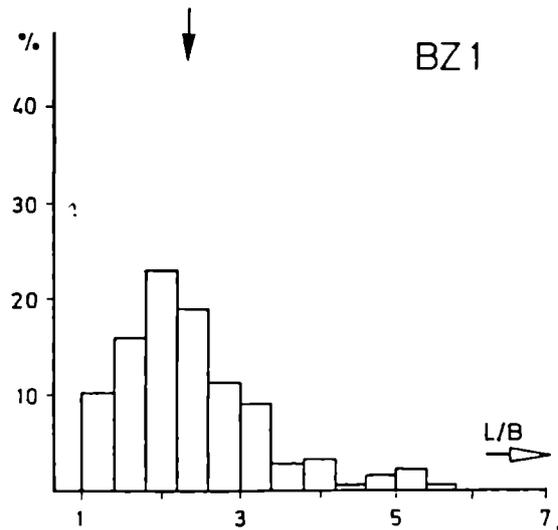


Abb.25: Elongationshistogramm für Zirkone des Pseudokinzigits (Probe BZ 1).

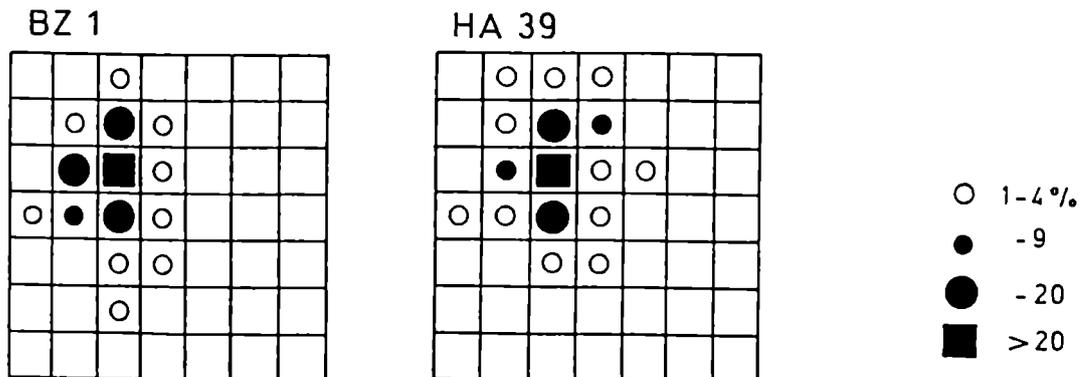


Abb.26: Schematische Diagramme zur Darstellung der Zirkontrachten im Pseudokinzigit (Probe BZ 1 aus dem Steinbruch Plochwald, HA 39 aus Hundsberg).

Weitere Akzessorien: Als retrograde Bildung, vor allem nach Biotit und Cordierit kommt vereinzelt hellgrüner Chlorit mit anomal blauer Interferenzfarbe vor. In Zusammenhang mit Plagioklas oder Cordierit beobachtet man geringe Mengen von sekundärem Hellglimmer. Als retrograd sind auch die zahlreichen an Biotit gebundenen Ilmenite zu deuten (s. Photo 8), - weitaus seltener Titanit.

Als primäre Einschlüsse sehe ich hingegen den i.a. idiomorph ausgebildeten Monazit (bis 0,2 mm) an, der selbst noch kleinste Zirkone eingeschlossen haben kann. Die rundlichen Erzkörner, die man häufig in Granat und Biotit eingeschlossen findet, scheinen auch von primärer Entstehung zu sein. Sehr selten findet man blaugrünen Turmalin von wenigen Zehntel Millimeter Korngröße und mit gedrungensäuligem Habitus.

Mikrochemischer Befund:

In diesem Kapitel sind die Ergebnisse einer Reihe von Mikrosondenanalysen zusammengestellt, die an den verschiedenen Pseudokinzigitmineralen durchgeführt wurden. Die Meßergebnisse werden des weiteren im Kapitel "Hinweise der Mineralchemismen auf die P,T- Entwicklung des Pseudokinzigits" ausgewertet.

Der Granat: Mit Hilfe von Punktmessungen mit der Elektronenmikrosonde wurde versucht Randzonen und Innenbereiche getrennt zu erfassen. Die in Tabelle 26 aufgelisteten Meßergebnisse zeigen sieben Paare von Meßpunkten an sieben verschiedenen Granatkörnern, wobei die Meßpunkte mit der Bezeichnung R an den Rändern, die mit der Bezeichnung M im Inneren der jeweiligen Körner gewählt wurden. Die Analysen zeigen, daß es sich allgemein um recht almandinreiche Granate handelt (vergleiche Tab.26 und Abb.27a,b). Die Ränder haben die höchsten Almandingehalte um 85 Mol%, die "Kerne" um bzw. unter 80 Mol%. Die Ränder sind auch spessartinreicher (Sp um 5 Mol%), dafür aber pyropärmer (Py um 7 Mol%) als die Zentren der Granate (Sp um 3 Mol%, Py 10 - 16 Mol%). Der CaO Gehalt (das gesamte Kalzium wurde als Grossular verrechnet) scheint mit 3 - 4 Mol% Grossular in den Kernen und Randzonen aller Granate ziemlich konstant, aber mengenmäßig unbedeutend zu sein.

Abb.28 zeigt die Verteilung der Elemente Fe und Mg entlang einer Linie (EMS Line Scan), welche durch das Zentrum eines Granatkorns gelegt wurde. Dieses Korn wird auch von biotitgefüllten Rissen durchzogen, die sich im "Line scan" deutlich zeigen. Interessant ist dabei, daß der Fe Gehalt im Granat jeweils zum Biotit hin zunimmt, umgekehrt nimmt der Mg Gehalt dabei ab. Dieses Phänomen zeigt eindeutig eine sekundäre Veränderung der Fe/Mg Verteilung im Granat an, die unter absteigender Temperatur erfolgte und auf die Elementdiffusion zwischen Granat und Biotit zurückzuführen ist (ausführliche Studien über dieses sekundäre Phänomen eines retrograden "Zonarbaues" finden sich in R.J. TRACY et al., 1976).

SiO2	37.26	37.38	36.88	37.33	36.98	36.84
TiO2	0.08	0.08	0.23	0.09	0.06	0.10
Al2O3	20.94	21.21	21.01	21.17	21.30	21.14
FeO	37.05	35.29	36.29	34.99	36.36	34.82
MnO	2.34	1.50	2.22	1.52	2.32	1.36
Mgo	1.45	3.06	1.80	3.17	2.08	3.19
CaO	0.67	1.27	1.17	1.25	1.22	1.26
Summe:	99.79	99.79	99.60	99.52	100.32	98.71

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	6.062	6.018	6.004	6.020	5.977	5.991
AlIV	=	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.009
AlVI	=	4.016	4.024	4.031	4.023	4.035	4.043
Ti	=	0.010	0.010	0.028	0.011	0.007	0.012
FeII	=	5.041	4.751	4.941	4.719	4.915	4.736
Mn	=	0.322	0.205	0.306	0.208	0.318	0.187
Mg	=	0.352	0.734	0.437	0.762	0.501	0.773
Ca	=	0.117	0.219	0.204	0.216	0.211	0.220

Mol Alm	86.4	80.4	83.9	79.9	82.7	80.1
Mol Sp	5.5	3.5	5.2	3.5	5.3	3.2
Mol Py	6.0	12.4	7.4	12.9	8.4	13.1
Mol Gro	2.0	3.7	3.5	3.7	3.5	3.7

	Gr 4R	Gr 4M	Gr 5R	Gr 5M	Gr 6R	Gr 6M
SiO2	36.51	37.36	37.51	37.67	36.93	37.56
TiO2	0.00	0.05	0.08	0.08	0.08	0.11
Al2O3	20.89	21.47	21.10	20.91	21.10	21.37
FeO	36.25	34.39	36.34	36.17	36.41	34.10
MnO	2.31	1.17	2.37	2.21	2.54	1.34
MgO	1.84	3.88	1.93	2.04	1.89	3.89
CaO	1.31	1.08	1.34	1.33	1.36	1.35
Summe:	99.11	99.40	100.67	100.41	100.31	99.72

Strukturformel berechnet auf O-Basis 24:

Si	=	5.987	6.000	6.036	6.067	5.982	6.011
AlIV	=	0.013	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000
AlVI	=	4.024	4.064	4.001	3.969	4.011	4.031
Ti	=	0.000	0.006	0.010	0.010	0.010	0.013
FeII	=	4.971	4.619	4.890	4.827	4.933	4.564
Mn	=	0.321	0.159	0.323	0.301	0.349	0.182
Mg	=	0.450	0.929	0.463	0.490	0.456	0.928
Ca	=	0.230	0.186	0.231	0.230	0.236	0.231

Mol Alm	83.2	78.4	82.8	82.7	82.6	77.3
Mol Sp	5.4	2.7	5.5	5.1	5.8	3.1
Mol Py	7.5	15.8	7.8	8.3	7.6	15.7
Mol Gro	3.9	3.2	3.9	3.9	4.0	3.9

SiO2	36.07	36.82
TiO2	0.05	0.04
Al2O3	20.82	21.43
FeO	36.77	34.37
MnO	2.28	1.21
Mgo	1.53	3.88
CaO	1.01	1.01
Summe:	98.53	98.82

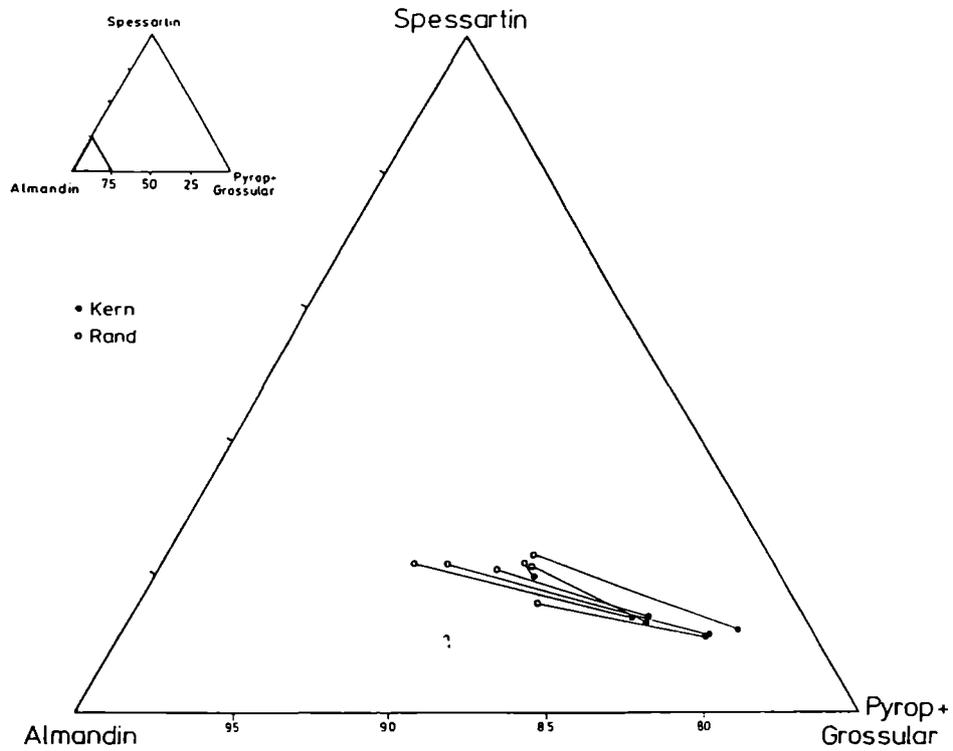
Strukturformel berechnet auf O-Basis 24

Si	=	5.967	5.966
AlIV	=	0.033	0.034
AlVI	=	4.027	4.054
Ti	=	0.006	0.005
FeII	=	5.087	4.650
Mn	=	0.319	0.166
Mg	=	0.377	0.935
Ca	=	0.179	0.175

Mol Alm	85.3	78.5
Mol Sp	5.4	2.8
Mol Py	6.3	15.8
Mol Gro	3.0	3.0

Tabelle 26: Mikrosondenanalysen von Granaten aus dem Pseudokinzigit (Probe BZ1); FeO = FeO total. Abkürzungen: Alm = Almandin, Sp = Spessartin, Py = Pyrop, Gro = Grossular (R = Meßpunkt am Kornrand, M = Meßpunkt eher im Kornzentrum).

a)



b)

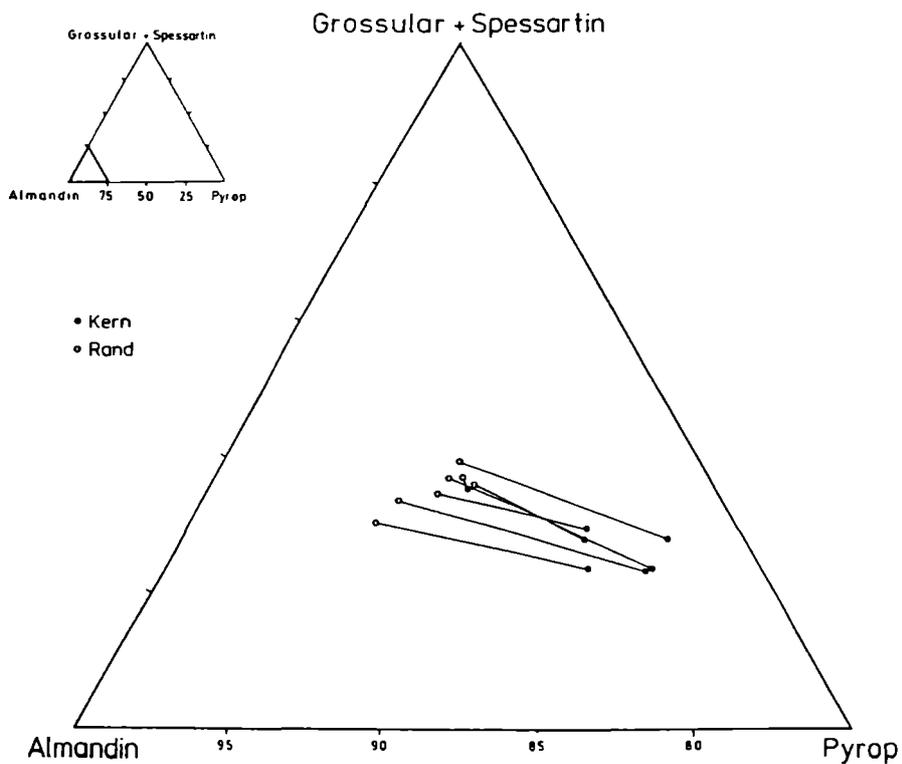


Abb.27: Darstellung der chemischen Zusammensetzung von Granaten des Pseudokinzigits im Dreiecksdiagramm a) Almandin - Spessartin - Pyrop+Grossular, b) Almandin - Pyrop - Grossular+Spessartin.

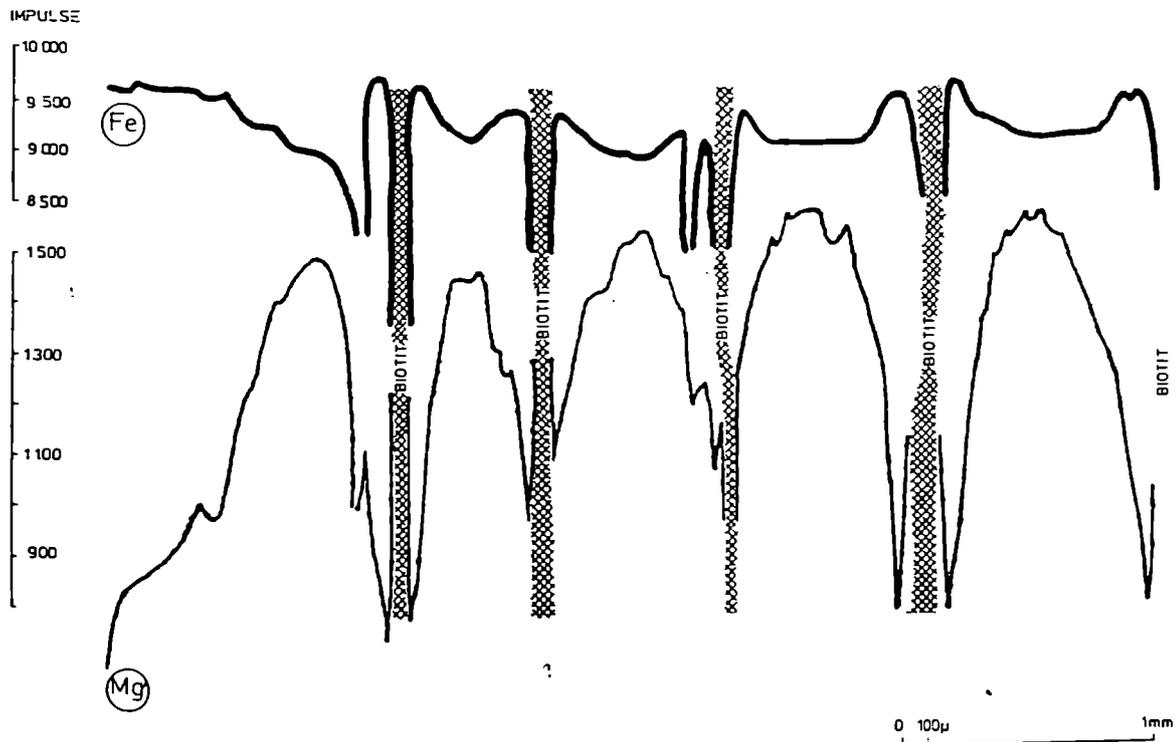


Abb.28: Verteilung der Elemente Fe und Mg entlang einer Linie durch einen Granat mit biotitgefüllten Rissen (EMS-Linescan).

An verschiedenen Biotiten wurden 10 Punkte analysiert, deren Ergebnisse aus der Tabelle 27 zu entnehmen sind. Am Biotit Bi 1 wurden 5 Punkte, linear über das Korn verteilt, gemessen, an den anderen Körnern nur ein Punkt am Rand und einer in der Mitte (bezeichnet mit R und M). Es zeigt sich, daß die Biotite sehr einheitliche Zusammensetzung haben. In Abb.36 (Beilage 3) sind die Fe/Mg und Si/Al^{IV} Verhältnisse graphisch dargestellt. Aus der Abb.37 (Beilage 3), die einen Ausschnitt aus dem Dreieck Al^{VI} - Ti - Fe + Mg darstellt, geht hervor, daß die Ti- und Al- Gehalte der analysierten Biotite relativ konstant sind und sich von den Biotiten des Weinsberger Granits durch ein höheres Al^{VI} /Fe+Mg unterscheiden. Ein chemischer Unterschied zwischen den "Matrixbiotiten" und den sekundären Biotiten im Granat besteht nicht.

	Bi 1A	Bi 1B	Bi 1C	Bi 1D	Bi 1E
SiO ₂	35.17	35.04	35.15	34.68	35.25
TiO ₂	2.19	2.10	1.52	2.24	2.32
Al ₂ O ₃	19.31	19.32	19.46	19.00	19.23
FeO	22.22	22.04	22.46	22.54	22.56
MnO	0.05	0.04	0.09	0.05	0.02
MgO	6.55	6.41	6.72	6.41	6.54
K ₂ O	8.81	8.86	9.01	8.75	8.91
Na ₂ O	0.31	0.30	0.23	0.30	0.32
Summe:	94.61	93.93	94.64	93.97	95.12

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	5.445	5.458	5.452	5.425	5.435
Al ^{IV}	=	2.555	2.542	2.548	2.575	2.565
Al ^{VI}	=	0.970	1.005	1.010	0.928	0.934
Ti	=	0.255	0.246	0.177	0.264	0.269
Fe ^{II}	=	2.877	2.871	2.913	2.949	2.912
Mn	=	0.007	0.005	0.012	0.007	0.003
Mg	=	1.511	1.488	1.553	1.494	1.504
K	=	1.740	1.725	1.783	1.746	1.754
Na	=	0.093	0.091	0.069	0.091	0.096

<u>Fe</u>					
Fe+Mg	0.656	0.654	0.652	0.664	0.659

	Bi 2R	Bi 2M	Bi 3R	Bi 3M	Bi 4R
SiO ₂	35.10	35.34	35.52	35.63	35.27
TiO ₂	2.11	2.18	1.21	2.52	2.25
Al ₂ O ₃	18.84	18.85	19.32	18.73	19.25
FeO	22.02	21.79	21.36	21.78	22.47
MnO	0.02	0.06	0.05	0.06	0.08
MgO	6.91	6.77	6.75	6.81	6.35
K ₂ O	8.77	8.79	8.84	8.53	8.87
Na ₂ O	0.31	0.36	0.33	0.50	0.38
Summe:	94.08	94.14	94.38	93.56	94.92

Strukturformel berechnet auf O-Basis 22:

Si	=	5.464	5.490	5.486	5.422	5.452
Al ^{IV}	=	2.536	2.510	2.514	2.578	2.548
Al ^{VI}	=	0.922	0.943	1.003	0.879	0.960
Ti	=	0.247	0.255	0.257	0.297	0.262
Fe ^{II}	=	2.867	2.831	2.759	2.852	2.905
Mn	=	0.003	0.008	0.007	0.008	0.010
Mg	=	1.603	1.567	1.554	1.589	1.463
K	=	1.742	1.742	1.742	1.704	1.749
Na	=	0.094	0.108	0.099	0.152	0.114

<u>Fe</u>					
Fe+Mg	0.641	0.644	0.640	0.642	0.665

Tabelle 27: Zehn Mikrosondenanalysen von vier Biotiten, dem Pseudokinzigit (Probe BZ1); FeO = FeO total

Vier Cordieritkörner wurden analysiert, deren Ergebnisse aus der Tabelle 28 zu entnehmen sind. Es wurde versucht herauszufinden, ob chemische Unterschiede in Kern- und Randzone, bzw. in den Randbereichen zu verschiedenen Kontaktmineralen bestehen. Die Meßpunkte Cor 1R, Cor 4Ra,b,c sind im Randbereich zu Biotitkörnern, Cor 2R und Cor 3R im Grenzbereich zu Granat. Systematische Unterschiede in der Zusammensetzung bestehen hier aber anscheinend nicht, ebensowenig wie zwischen Kern und Rand.

Die Cordierite sind generell eisenreich, das Verhältnis Fe/Fe+Mg liegt zwischen 0.534 und 0.575. Die Mn Gehalte liegen zwischen 0.12 und 0.24 Gew.%. Die Na₂O Gehalte liegen meist unter 0.5 Gew.%.

An vier Plagioklasen wurde jeweils ein Punkt im Kornzentrum und am Rand gemessen. Die Analyseergebnisse sind in Tab.29 angeführt. Die Abb.29 zeigt die Messergebnisse eingetragen in das Feldspatdreieck Ab - An - Or. Die An-Gehalte liegen zwischen 38 Mol% im Kern und ca. 22 Mol% am Rand; die Or-Gehalte sind in den Kernbereichen systematisch höher (zwischen 0,456 und 1.060 Mol%) als in den Randbereichen (maximal 0,396 Mol%).

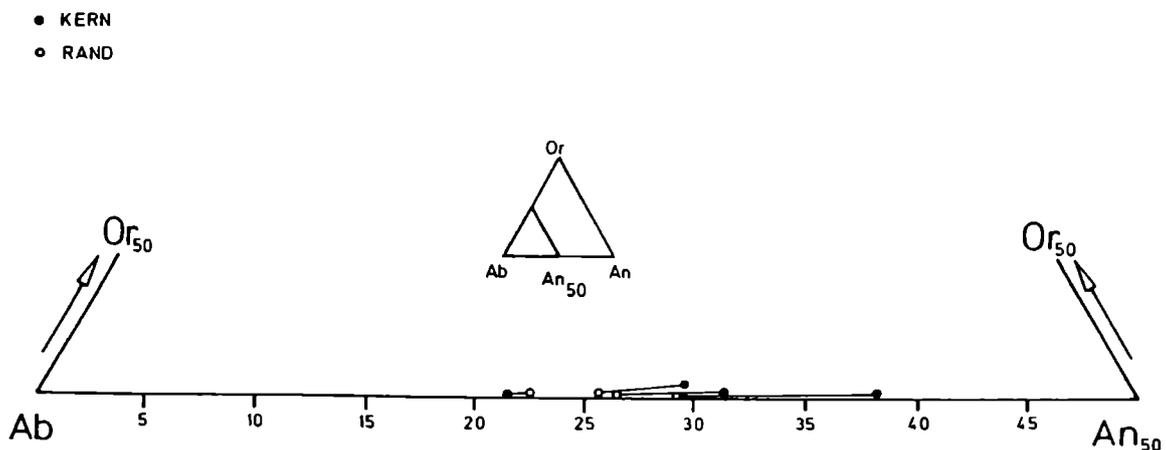


Abb.29: Darstellung der chemischen Zusammensetzungen von Plagioklasen aus dem Pseudokinzigit (Probe HA 1) im Dreieck Albit - Anorthit - Orthoklas.

	Cor 1R	Cor 1M	Cor 2R	Cor 2M	Cor 3R
SiO ₂	47.63	47.77	48.44	47.90	48.36
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	32.21	31.49	31.96	32.20	32.02
FeO	11.60	11.45	11.62	11.66	10.71
MnO	0.21	0.24	0.22	0.19	0.17
MgO	5.24	4.74	5.05	4.85	5.24
CaO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.31	0.30	0.23	0.30	0.32
Summe:	97.30	96.31	97.86	97.30	97.02

Strukturformel berechnet auf O-Basis 18:

Si	=	5.034	5.097	5.088	5.061	5.098
Al ^{IV}	=	0.966	0.903	0.912	0.939	0.902
Al ^{VI}	=	3.048	3.059	3.045	3.072	3.077
Ti	=	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe ^{II}	=	1.025	1.022	1.021	1.030	0.944
Mn	=	0.019	0.022	0.020	0.017	0.015
Mg	=	0.825	0.754	0.790	0.764	0.823
Ca	=	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002
K	=	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	=	0.084	0.118	0.116	0.100	0.102
Fe						
Fe+Mg		0.554	0.575	0.564	0.574	0.534

	Cor 3M	Cor 4Ra	Cor 4Rb	Cor 4Rc	Cor 4M
SiO ₂	47.91	47.04	46.94	44.81	47.24
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	32.09	32.26	31.16	32.24	32.16
FeO	11.31	11.80	11.66	11.60	11.31
MnO	0.19	0.21	0.12	0.21	0.22
MgO	5.39	5.37	5.21	5.07	5.20
CaO	0.00	0.00	0.00	0.46	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00
Na ₂ O	0.43	0.37	0.50	0.45	0.40
Summe:	97.32	97.07	95.74	94.87	96.54

Strukturformel berechnet auf O-Basis 18:

Si	=	5.054	4.993	5.052	4.887	5.027
Al ^{IV}	=	0.946	1.007	0.948	1.113	0.973
Al ^{VI}	=	3.045	3.031	3.006	3.032	3.062
Ti	=	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Fe ^{II}	=	0.998	1.048	1.050	1.058	1.007
Mn	=	0.017	0.019	0.011	0.019	0.020
Mg	=	0.847	0.850	0.836	0.824	0.825
Ca	=	0.000	0.000	0.000	0.054	0.001
K	=	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
Na	=	0.088	0.076	0.104	0.095	0.083
Fe						
Fe+Mg		0.541	0.552	0.557	0.562	0.550

Tabelle 28: Mikrosondenanalysen von vier Cordieriten aus dem Pseudokinzigit (Probe BZ1); FeO = FeO total. (R = Meßpunkt liegt eher am Kornrand, M = Meßpunkt liegt eher im Kornzentrum).

	Pl 1R	Pl 1M	Pl 2R	Pl 2M	Pl 3R
SiO ₂	59.51	57.45	60.35	59.14	60.34
Al ₂ O ₃	24.65	26.90	24.70	25.39	24.98
CaO	6.26	7.90	5.52	6.33	5.69
Na ₂ O	8.13	7.05	8.82	8.13	8.72
K ₂ O	0.07	0.10	0.08	0.19	0.06
Summe:	98.62	99.40	99.47	99.18	99.79

Strukturformeln berechnet auf O - Basis 32:

Si] ^z	10.744	10.338	10.795	10.634	10.760
Al] ^z	5.267	5.707	5.209	5.382	5.252
Ca] ^x	1.211	1.523	1.058	1.220	1.087
Na] ^x	2.846	2.460	3.059	2.834	3.015
K] ^x	0.016	0.023	0.018	0.044	0.014
Z	15.991	16.044	16.004	16.016	16.012
X	4.073	4.006	4.135	4.098	4.116
Mol Or	0.396	0.573	0.441	1.064	0.332
Mol Ab	69.873	61.403	73.974	69.173	73.253
Mol An	29.732	38.024	25.585	29.763	26.415

	Pl 3M	Pl 4R	Pl 4M
SiO ₂	58.85	61.03	61.11
Al ₂ O ₃	25.64	24.27	24.17
CaO	6.61	4.86	4.66
Na ₂ O	7.83	9.14	9.29
K ₂ O	0.08	0.07	0.06
Summe:	99.01	99.37	99.29

Strukturformeln berechnet auf O - Basis 32:

Si] ^z	10.594	10.905	10.925
Al] ^z	5.441	5.112	5.094
Ca] ^x	1.275	0.930	0.893
Na] ^x	2.733	3.167	3.220
K] ^x	0.018	0.016	0.014
Z	16.035	16.017	16.019
X	4.026	4.113	4.127
Mol Or	0.456	0.388	0.332
Mol Ab	67.878	76.989	78.036
Mol An	31.666	22.623	21.632

Tabelle 29: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen aus dem Pseudokinzigit (Probe BZ1); R = Meßpunkt liegt am Kornrand, M = Meßpunkt liegt eher im Kornzentrum.

Über einen stark zonar gebauten Plagioklas wurde entlang einer durch das Kornzentrum laufenden Linie das Element Ca analysiert (EMS Line Scan) - das Ergebnis ist in Abb.30 zu sehen. Ein kleiner innerster Bereich erreicht An 45, sonst ist die Zusammensetzung im Plagioklaskern um An 40. Nach außen hin sinkt der An-Gehalt rasch auf ca. 25 Mol% ab, dann steigt er wieder an (am linken Rand der Abb.30 auf An 35, rechts auf An 30). Der Plagioklas ist außen offenbar asymmetrisch gebaut. Der linke Rand endet bei An 30, der rechte Rand bei An 22.

Am gemessenen Korn sind sprunghafte Oszillationen vorhanden, die eindeutig für ein magmatisches Wachstum der Plagioklase sprechen. Wie aus den optischen Untersuchungen hervorgeht, gleichen manche Plagioklase in vieler Hinsicht sehr genau denen im Weinsberger Granit, denn sie haben auch einen etwa entsprechenden idiomorphen Schalenbau.

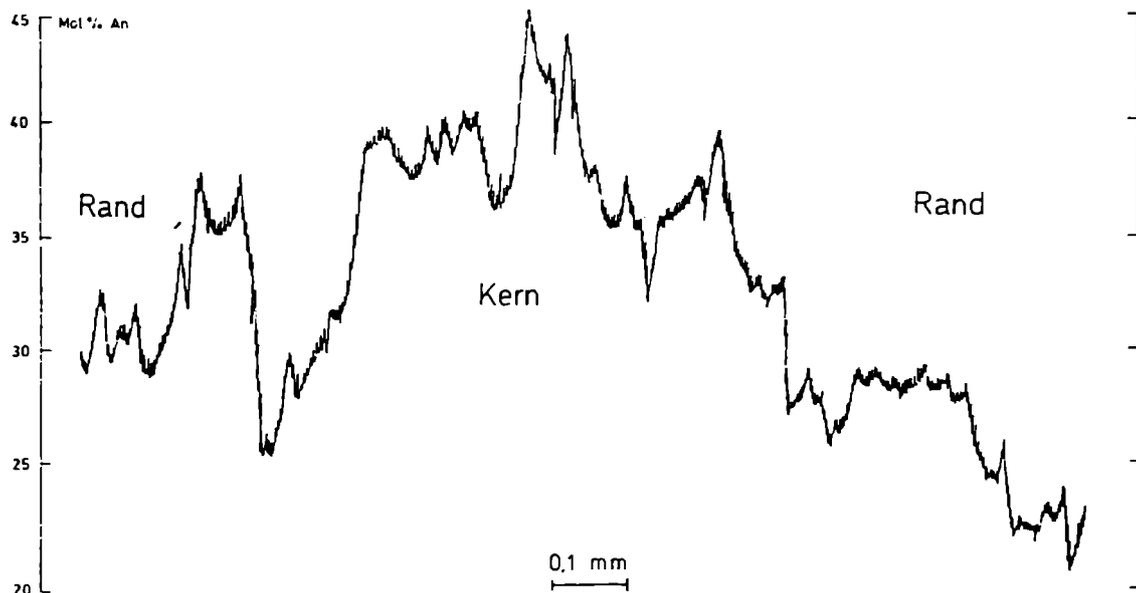


Abb.30: Die Kalziumverteilung in einem zonargebauten Plagioklas des Pseudokinzigits (Mikrosonden - "Linescan").

GEOCHEMIE:

Vier Proben, die alle aus dem Steinbruch Plochwald stammen, wurden auf die Haupt- und Spurenelemente untersucht. Die Proben HA 4, BZ 1 und BZ 2 entsprechen dem dunklen, homogenen Normaltyp; die Probe HA 77 ist eine lokal etwas hellere Varietät aus dem Randbereich einer Scholle. Die Analyseergebnisse sind in der Tabelle 30 aufgelistet.

Hauptelemente: Der Normaltyp hat SiO₂ Gehalte von 49,1 bis 51,5 Gew.%, die hellere Probe ist etwas saurer (SiO₂ = 54,67 Gew.%). Die FeO Gehalte liegen im Normaltyp zwischen 19,85 und 20,80 Gew.%, im helleren Typ sind sie mit 15,66 Gew.% deutlich niedriger. Das Na₂O hingegen ist in der Probe HA 77 mit 1,62 Gew.% mehr als doppelt so hoch wie in den anderen drei Proben (Na₂O zwischen 0,71 und 0,82 Gew.%). Die Phosphorgehalte sind auf Grund der zahlreichen Apatiteinschlüsse mit 0,34 bis 0,54 Gew.% relativ hoch.

Spurenelemente: Nb liegt zwischen 17 und 24 ppm, die Zr Gehalte zwischen 300 und 387 ppm. Das Y ist in der helleren Varietät mit 411 ppm deutlich niedriger als im granatreicheren Normaltyp (zwischen 579 und 665 ppm). Die Ni-Konzentration liegt um 40 ppm, die Chromgehalte zwischen 35 und 61 ppm. Das Sr ist allgemein nur in geringer Konzentration vorhanden, für den Normaltyp liegen die Gehalte zwischen 19 und 35 ppm, der hellere Typ hat Gehalte von 62 ppm. Das Rubidium ergibt Werte zwischen 168 und 203 ppm, das Ba zwischen 224 und 254 ppm, wobei der höhere Wert jeweils für die hellere Probe gilt.

	HA 4	BZ 1	BZ 2	HA 77
SiO ₂	49.01	51.50	51.35	54.67
TiO ₂	0.91	0.58	0.75	0.83
Al ₂ O ₃	17.36	16.95	16.67	16.51
FeO _{tot}	20.88	20.14	19.85	15.66
MnO	0.72	0.59	0.60	0.37
MgO	3.27	3.10	3.13	2.59
CaO	1.50	1.32	1.44	1.88
Na ₂ O	0.79	0.82	0.71	1.62
K ₂ O	2.48	2.10	2.18	2.46
P ₂ O ₅	0.54	0.34	0.45	0.50
H ₂ O	0.56	0.34	0.45	0.40
Summe:	97.98	97.78	97.58	97.56
Ti	5450	3477	4496	4976
Nb	21	17	20	24
Zr	365	300	375	387
Y	665	605	579	411
Sr	19	35	32	62
Rb	168	174	183	203
Ni	n.b.	41	43	35
Cr	61	55	54	53
Ba	224	243	229	254
Ce	51.6	71.3	80.2	76.8

Tabelle 30: Chemische Analysen von Pseudokinzigitproben aus dem Steinbruch Plochwald.

5.2. HINWEISE DER MINERALCHEMISMEN AUF DIE P,T-ENTWICKLUNG DES PSEUDOKINZIGITS

Seit langem besitzt das Mineralpaar Granat - Biotit hinsichtlich seiner Mg/Fe Verteilung besondere Bedeutung als Geothermometer. Dem temperaturabhängigen Kationenaustausch zwischen den beiden Mineralen liegt die Reaktion

$$\text{Almandin} + \text{Phlogopit} = \text{Pyrop} + \text{Annit} \quad \text{zugrunde.} \quad (1)$$

Eine empirische Kalibrierung dieser Reaktion wurde bereits 1976 von A.B. THOMPSON (1976) vorgestellt. J.M. FERRY & F.S. SPEAR (1978) und L.L. PERCHUK & I.V. LAVRENT'EVA (1983) haben die Kationenaustauschreaktion dann auch experimentell untersucht, wobei sie ideale Mischbarkeit zwischen Fe und Mg voraussetzten, den Einfluß weiterer Elemente wie Ca und Mn im Granat aber nicht berücksichtigten. Verbesserungen des Biotit - Granat - Thermometers wurden anschließend von verschiedenen Petrologen angestrebt, z.B. von G. HOINKES (1984, 1986), der den Einfluß des Ca im Granat auf den Fe/Mg Verteilungskoeffizienten zwischen Granat und Biotit auf Grund empirischer Beobachtung zu berücksichtigen versuchte (1986). A. INDARES & J. MARTIGNOLE (1985) haben andererseits empirisch den diesbezüglichen Einfluß des Al- und Ti- Einbaus im Biotit untersucht. Den Einfluß der Nichtidealität komplexer Granatmischkristalle auf die Gleichgewichtskonstante der Reaktion (1) haben K.V. HODGES & F.S. SPEAR (1982) mit Hilfe thermodynamischer Mischungsparameter berücksichtigt.

Im Falle des Pseudokinzigits kann man am ehesten davon ausgehen, daß sich an Berührungszonen zwischen Granat und Biotit jeweils ein thermometrisch auswertbares Gleichgewicht im Mg/Fe Kationenaustausch eingestellt hat. Ein solches Gleichgewicht spiegelt hier allerdings sicherlich nur eine Abkühlungsphase des Gesteins wider und keineswegs den thermischen Höhepunkt der Pseudokinzigitbildung. Dies ist allein schon aus der beobachtbaren sekundären Zonierung,

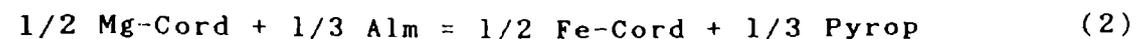
bzw. Anpassung der Fe- und Mg- Gehalte im Granat randlich zum Biotit hin (vergl. Abb.28) unschwer abzulesen. Der Biotit, der im ganzen Gestein offenbar chemisch weitgehend einheitlich ist, scheint sich, im Gegensatz zu Granat, komplett an diese Abkühlungsbedingungen angepaßt zu haben (Tab.27, Beilage 3).

Versucht man also zunächst, EMS- Punktanalysen unmittelbar an Berührungsstellen von Biotit und Granat thermometrisch auszuwerten (gemessen wurden 2 Biotit- Granat Paare, siehe Tab.31), so ergeben sich, je nach verwendeter Kalibrierung, Temperaturwerte zwischen 470° - 583°C im Falle des einen Paares (Bi 2R- Gr 2R) und 502° - 611°C im anderen Fall (Bi 3R- Gr 3R). Die Temperaturberechnungen gelten angenommen für 3 kb, der Druckeinfluß ist jedoch beim Granat-Biotit- Thermometer bekanntlich gering.

Übrigens zeigen alle gemessenen Granatrandpunkte (Tab.26), nämlich auch solche, die nicht unmittelbar an Biotit grenzen, sehr ähnliche chemische Zusammensetzung, was darauf schließen läßt, daß die Granataußenzonen generell an diesen Temperaturbereich von 500°-600°C angepaßt sind.

Eine Berechnung mit dem Mittelwert aus sieben Granatrandpunktanalysen einerseits und der mittleren Biotitzusammensetzung im Gestein (Tab.31) ergibt praktisch denselben Temperaturbereich wie im Fall der zwei unmittelbar angrenzenden Biotit-Granatpaare oben. Interessanterweise liegen die berechneten Temperaturwerte nach INDARES & MARTIGNOLE in allen Fällen um einiges (50° - 100°) unter den übrigen 5 verwendeten Kalibrierungen des Thermometers, die einen Bereich von 533°-611°C bedecken. Die Kationenaustauschreaktion zwischen Biotit und Granat scheint also bei der Gesteinsabkühlung demnach am ehesten in diesem Bereich, also zwischen 550° - 600°C zum Stillstand gekommen, bzw. eingefroren worden zu sein.

Ähnliches scheint auch für den temperaturabhängigen Kationenaustausch zwischen Granat und Cordierit zu gelten, der folgenderweise formuliert werden kann:



BIOTIT-GRANAT- GEOTHERMOMETRIE

<u>Methode:</u>	<u>T</u>	<u>FS</u>	<u>HS</u>	<u>PL</u>	<u>IMA</u>	<u>IMB</u>	<u>H</u>
Bi 2R-Gr 2R'	545	533	547	583	476	470	564
Bi 3R-Gr 3R'	578	576	591	608	511	502	611
Bi - Gr Ränder''	553	543	558	589	487	481	576
Bi - Gr Kerne'''	826	931	946	777	840	815	999

?

CORDIERIT-GRANAT- GEOTHERMOMETRIE

	<u>BMS</u>
Cor 2R-Gr 6R'	566
Cor 3R-Gr 5R'	612
Cor-Gr Ränder''''	601

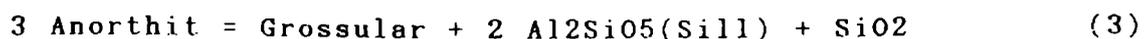
Tabelle 31: Gegenüberstellung verschiedener geothermometrischer Berechnungen am Pseudokinzigit (nähere Erläuterungen siehe Text). Abkürzungen: THOMPSON 1976 (T), FERRY & SPEAR 1978 (FS), HODGES & SPEAR 1982 (HS), PERCHUK & LAVRENT'EVA 1983 (PL), INDARES & MARTIGNOLE 1985 - Modell A und B (IMA,IMB), HOINKES 1986 (H), BHATTACHARAYA, MAZUMDAR & SEN 1988 (BMS). Für die geothermometrischen Berechnungen wurden 3 kbar angenommen. Die Temperatur ist in °C angegeben.

- ' Berührungsparagenesen
- '' Mittel aus 10 Biotitanalysen (Tab.27) und 6 Granatrandpunkten (Tab.26).
- ''' Mittel aus 10 Biotitanalysen (Tab.27) und 3 Granatkernpunkten (Gr 3M, Gr 4M, Gr 6M, Tab.26).
- '''' Mittel aus 10 Cordieritanalysen (Tab.28) und 6 Granatrandpunkten (Tab.26).

Im Fall des Pseudokinzigits spiegelt dieses Cordierit-Granat Thermometer (Kalibrierung nach A. BHATTACHARAYA, A.C. MAZUMDAR & S.K. SEN (1988) an gemeinsamen Cordierit-Granat Korngrenzen (COR 2R-GRA 6R, COR 3R-GRA 5R), sowie auch bei Berechnung mit Mittelwerten (Granatränder-Cordierit) einen "eingefrorenen Ionenaustauschzustand" ebenfalls im selben Temperaturbereich wie im Fall der Granat-Biotit-Paare wieder (siehe Tab.31). Auch der Cordierit, der unzoniert bzw. im ganzen Gestein chemisch einheitlich ist, scheint sich, wie der Biotit komplett auf diese "letzte" Phase eingestellt zu haben.

Auf Grund der anscheinend vollständigen chemischen Anpassung von Cordierit und Biotit an Abkühlungstemperaturen, sind geothermometrische Rückschlüsse auf die Peak-Bedingungen mit beiden Mineralen sicher nicht ohne weiters möglich. Der erhöhte Pyropgehalt in den Granatkernen weist freilich qualitativ auf eine höhere Temperatur zu Beginn des Granatwachstums hin. Würde man einfach die Kernzusammensetzung der Granate in Kombination mit der mittleren Biotit- bzw. Cordierit-Zusammensetzung in die zuerst verwendeten geothermometrischen Formeln einsetzen, ergäben sich höhere Temperaturwerte zwischen 777°-999°C (Tab.31). Die Aussage und damit auch der Wert solcher Berechnungen ist freilich höchst fraglich.

Umgekehrt kann man aber mit einiger Aussicht auf Erfolg versuchen mit Hilfe der "eingefrorenen Abkühltemperaturen" von ca. 550°-600°C unter Verwendung des Granat-Plagioklas-Alumosilikat-Quarz-Barometers, z.B von E.D. GHENT et al. (1979), R.C. NEWTON & H.T. HASELTON (1981), K.V. HODGES & F.S. SPEAR (1982), K.V.HODGES & P.D. CROWLEY (1985), auf die dazugehörigen "Abkühldrucke" zu schließen. Diesem Barometer liegt die Reaktion zugrunde:



PLAGIOKLAS-GRANAT-ALUMOSILIKAT-QUARZ- GEOBAROMETRIE

	G	NH	HS	HC	bei T°C
Pl 3R-Gr 3R'	2,9	2,3	2,7	3,0	540°
	3,9	3,5	4,0	4,0	610°
Pl R-Gr R''''''	3,3	2,7	3,1	3,3	550°
	4,0	3,6	4,1	4,1	600°
	5,5	5,4	5,9	5,6	700°
Pl M-Gr M''''''''	2,7	2,6	3,0	3,1	600°
	4,0	4,2	4,6	4,6	700°
	5,4	5,8	6,3	6,4	800°

Tabelle 32: Gegenüberstellung verschiedener geobarometrischer Berechnungen am Pseudokinzigit unter Anna verschiedener Temperaturen. Abkürzungen: E.D. GHE D.B. ROBBINS & M,Z, STOUT 1979 (G), R.C. NEWTON & H HASELTON 1981 (NH), K.V. HODGES & F.S. SPEAR 1982 (H K.V. HODGES & P.D. CROWLEY 1985 (HC). Der Druck ist kbar angegeben.

- ' Berührungsparagenese
- '''' Mittel aus 4 Plagioklasrandpunkten (Tab.29, Pl Pl 3R, Pl 4R, Pl 4M) und 6 Granatrandpunk (Tab.26).
- '''''' Mittel aus 3 Plagioklaskernpunkten (Tab.29, Pl Pl 2M, Pl 3M) und 3 Granatkernpunkten (Tab.26, Gr Gr 4M, Gr 6M).

Setzt man die mittleren Randzusammensetzungen von Granat und Plagioklas in dieses Barometer ein, kommt man für den Bereich von 550°-600°C auf dazugehörige Drucke zwischen 2 und 4,1 kbar, je nach Autor (vergl Tab.32). Eine im Detail gemessene Berührungsparagenese (PL 3R-GRA 3R) ergibt nach HODGES & CROWLEY (1985) bei 540°C etwa 3,0 kb, bei 600°C etwa 4,0 kb.

Wie die Temperatur könnten allerdings auch die Drucke zum Beginn der Pseudokinzigit- Kristallisation noch höher gelegen haben, allerdings spricht die auffällige Konstanz der Grossular- Komponente im Granat eher für ein Granatwachstum unter einigermaßen konstanten Druckbedingungen (T.H. GREEN 1977). Würde man die Drucke, welche zu Beginn der Pseudokinzigitkristallisation herrschten, mit Hilfe der Kern-Peripherie-Zusammensetzungen von Plagioklas und Granat nach der Formel von HODGES & CROWLEY (1985) abzuschätzen versuchen, käme man bei

600°C auf	3,1 kb
700°C auf	4,6 kb
800°C auf	6,4 kb

Alle diese Abschätzungen der "Peak Bedingungen" sind aber wie gesagt, auf Grund der starken sekundären mineralogischen und chemischen Veränderungen weitgehend hypothetisch.

Zur GENESE des Pseudokinzigits

Überlegt man sich, wie der Pseudokinzigit des hiesigen Arbeitsgebietes entstanden sein könnte, so erkennt man sehr rasch, daß in petrogenetischer Hinsicht eine unmittelbare Parallelisierung zum Original- Kinzigit des Schwarzwaldes nicht gut möglich ist. Zu viele geologisch- petrographische Faktoren sprechen hier dagegen. Für den folgenden Vergleich wird einerseits auf die Beschreibung des Schwarzwald- Kinzigits von W. BÜSCH et al. (1980) zurückgegriffen, andererseits wurde uns von W. BÜSCH freundlicherweise auch Vergleichsmaterial vom Originalfundpunkt für eigene Untersuchungen überlassen.

1. Lagerung und Gefüge: Der Original- Kinzigit im Schwarzwald ist in konkordanter Weise in eine umgebende Gneisserie eingelagert. Der Pseudokinzigit tritt im Gegensatz dazu in rundlicher Schollenform in einem homogenen Granit, dem Weinsberger Granit auf.

Die Kinzigite aus dem Schwarzwald zeigen makroskopisch und mikroskopisch eine ausgeprägte Gneistextur (Lagenbau, Schieferung). Diese ist auch reliktsch als Interngefüge in Granaten und anderen Hauptgemengteilen noch erhalten. Demgegenüber hat der Pseudokinzigit ein völlig massiges Erscheinungsbild. Weder makroskopisch noch u.d.M. zeigt er eine Regelung oder Schieferung. Auch in den Granaten, bzw. in den anderen Hauptgemengteilen finden sich keinerlei Internstrukturen, die irgendwie ein metamorphes, gneisiges Gefüge, wenn auch nur reliktsch, andeuten würden.

2. Im Mineralbestand ist der Pseudokinzigit dem Original- kinzigit zwar ähnlich, indem er qualitativ die gleichen Hauptgemengteile besitzt, signifikante Unterschiede zeigt aber die quantitative Modalanalyse (siehe Tab.33). Der Granatgehalt im Original - Kinzigit erreicht beispielsweise höchstens 20 Vol.% (meist liegt er sogar wesentlich darunter), während der Pseudokinzigit regelmäßig weit mehr,

nämlich über 30 Vol.% beinhaltet (siehe Tab.25). Die Plagioklasgehalte im Original- Kinzigit bewegen sich zwischen 28 und 41 Vol.%, im Pseudokinzigit ist der Plagioklasanteil mit weniger als 5 Vol.% eklatant niedriger. Darüber hinaus ist für den Original- Kinzigit ein geringer Graphitgehalt typisch- der übrigens dort klar für ein sedimentäres Ausgangsmaterial spricht - im Pseudokinzigit konnte Graphit demgegenüber nicht nachgewiesen werden (bei den entsprechenden auflichtmikroskopischen Untersuchungen stand mir Herr Prof. Dr. W. PAAR hilfreich zur Seite).

Der Originalkinzigit aus dem Schwarzwald weist in Korngröße und Modalbestand sehr große Schwankungen auf (vergl. dazu W. BÜSCH et al., Tab. 1, S.230). Im Gegensatz dazu ist der Pseudokinzigit allgemein sehr homogen.

	<u>Originalkinzigit</u>	<u>Pseudokinzigit</u>
Biotit	25 - 41	30
Cordierit	5 - 12	7 - 11
Granat	4 - 20	32 - 35
Plagioklas	28 - 41	3 - 5
Quarz	8 - 27	17 - 22
Rest	<1 - 2,7	3,3 - 3,2

Tabelle 33: Variationsbreite von Modalanalysen des Originalkinzigit (7 Proben nach W. BÜSCH et al. 1980) und des Pseudokinzigit (2 Proben).

3. Die mineralchemische Zusammensetzung der Hauptgemengteile ist ebenfalls in beiden Gesteinen einigermaßen unterschiedlich. Die Kinzigite aus dem Schwarzwald haben z.B. deutlich höhere Pyropgehalte im Granat als der Pseudokinzigit, bei beiden ist allerdings ein gleichlaufender Trend von Pyrop- reichen und Spessartin- armen Innenbereichen zu Pyrop- armen und Spessartin- reicheren Randbereichen gegeben; der Grossulargehalt bleibt dabei jeweils konstant.

Für die Plagioklase im Original - Kinzigit werden in der

Literatur Anorthitgehalte von 32 - 39 Mol% angegeben, im Pseudokinzigit besitzt der Plagioklas ausgeprägteren Zonarbau mit oft mehr als 40 An im Kern und ca. 20 An in den äußersten Säumen. Vergleicht man die aus dem Biotit/Granat - Geothermometer errechneten "eingefrorenen" Abkühltemperaturen, welche durch die an gemeinsamen Korngrenzen herrschende Mg/Fe Kationenverteilung angezeigt wird (im Folgenden werden z.B. die Werte nach der Berechnungsmethode von PERCHUK & LAVRENT'EVA 1983 verglichen), so ergeben sich für den Schwarzwald- Kinzigit eingefrorene Gleichgewichte bei etwa 660°C, im Pseudokinzigit viel tiefere Temperaturen, nämlich ca. 590°C (vergl. Tab.31). Das könnte heißen, daß die Umgebung des Pseudokinzigits vergleichsweise langsamer abgekühlt ist als der Original- Kinzigit, also länger Zeit hatte, um sich mineralchemisch an die absteigenden Temperaturen anzupassen (vergl. A.C. LASAGA, 1983).

4. In geochemischer Hinsicht zeigt der Original - Kinzigit aus dem Schwarzwald - wie schon auf Grund der Variabilität der Modalzusammensetzung (Tab.33) zu erwarten ist - eine starke Variation in den Hauptelementen. So variiert beispielsweise der SiO₂ Gehalt zwischen 51,2 und 60,4 Gew.% (siehe W. BÜSCH et al., 1980). Der Pseudokinzigit zeigt demgegenüber weitgehend einheitliche SiO₂ Gehalte um 50 Gew.%. Der FeO Gehalt ist im Pseudokinzigit ungefähr doppelt so hoch, dafür ist der MgO Gehalt meist deutlich niedriger als im Original- Kinzigit. Die Na₂O Gehalte sind im Pseudokinzigit bedeutend niedriger als im Originalkinzigit. Eklatant sind die Unterschiede im P₂O₅ Gehalt (im Originalkinzigit liegt er um 0.05 Gew.%, im Pseudokinzigit zwischen 0.34 und 0.54 Gew.%). Die von W. BÜSCH et al. angeführten Gesamtgesteinsanalysen (16 Hauptelementanalysen, 11 Spurenelementanalysen) von Original- Kinzigiten wurden gemittelt und unter Angabe der jeweiligen Maxima und Minima in der Tab.34 dem Pseudokinzigit (4 Analysen, vergl. Tab.30) gegenübergestellt.

	Original - Kinzigit			Pseudokinzigit
	Mittel	Maximum	Minimum	
SiO ₂	56,5	64,40	51,2	49,01 - 54,67
TiO ₂	1,04	1,54	0,34	0,58 - 0,91
Al ₂ O ₃	17,4	19,9	16,1	16,51 - 17,36
FeO	9,4	11,0	6,6	15,66 - 20,88
MnO	0,21	0,38	0,14	0,37 - 0,72
MgO	4,80	7,54	2,80	2,59 - 3,27
CaO	2,32	3,75	1,65	1,32 - 1,88
Na ₂ O	2,69	3,36	2,33	0,71 - 1,62
K ₂ O	2,28	3,01	1,61	2,10 - 2,48
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,04	0,34 - 0,56
:				
Rb	109 ppm	146	77	168 - 203
Ba	780 ppm	1058	707	224 - 254
Sr	277 ppm	328	243	19 - 62
Zr	261 ppm	345	188	300 - 387
Cr	263 ppm	377	126	53 - 61
Ni	138 ppm	233	102	35 - 43

Tabelle 34: Gegenüberstellung der gemittelten Haupt- und Spurenelementkonzentrationen und deren Variationsbreite im Original- Kinzigit (16 Haupt- und 11 Spurenelementanalysen) und dem Pseudokinzigit (4 Analysen).

Die wichtigsten Unterschiede in den Spurenelementkonzentrationen sind: Im Pseudokinzigit sind die Rb- und Zr-Gehalte höher, die Elemente Ba, Sr, Cr und Ni deutlich niedriger sind als im Original - Kinzigit. Das Verhältnis Rb/Sr ist im Original- Kinzigit mit ca. 0,4 bedeutend niedriger als im Pseudokinzigit (zwischen 3,27 und 8,84).

5. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Pseudokinzigit und Originalkinzigit ergibt sich in der Ausbildung der Zirkone. Während der Originalkinzigit abgerundete Zirkonformen führt (siehe Abb.31), wie sie für ein sedimentäres Ausgangsmaterial, bzw. für Paragneise typisch sind, hat der Pseudokinzigit, wie auf S.127 beschrieben, idiomorphe Zirkone, die

der Zirkonpopulation des Weinsberger Granits absolut gleichen.

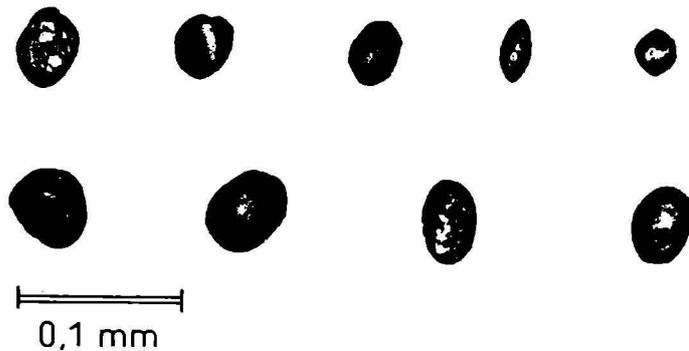


Abb.31: Typische Zirkone aus dem Original-Kinzigit im Schwarzwald.

Es sind also vor allem die Punkte 1 und 5, welche klar dagegen sprechen, daß der Pseudokinzigit eine Art Paragneis ist, wie im Schwarzwald der Kinzigit, oder es einmal war. Denn selbst wenn man annimmt, daß ein altes Gneisgefüge durch die Temperung in der Weinsberger Schmelze bis zur Unkenntlichkeit durch Umkristallisierung und Homogenisierung ausgelöscht worden wäre (??), bleibt die Tatsache bestehen, daß der Pseudokinzigit keine Paragneiszirkone führt, wie vergleichsweise der Kinzigit. Dies ist ein ganz wesentlicher Punkt. Nachdem umgekehrt die Zirkone des Pseudokinzigits jenen des Weinsberger Granits in Tracht und Habitus völlig entsprechen, können sie mit großer Wahrscheinlichkeit als Frühkristallite der Weinsberger Schmelze angesehen werden. Dies gilt übrigens auch für den Apatit, der in beiden Gesteinen absolut gleich ausgebildet ist. Die beiden Akzessorien, denen wir das Wachstum in der Weinsberger Schmelze kaum absprechen können, sind nun aber vielfach auch schon in den Granaten des Pseudokinzigits eingeschlossen, und man muß daher notwendigerweise auch für den Granat ein magmatisches Wachstum in der Weinsberger Schmelze annehmen. Daraus folgt, daß der Pseudokinzigit letztendlich vermutlich eher eine Art Kumulat aus magmatisch gewachsenen Mineralphasen gewesen ist, als ein (mehr oder weniger im festen und lediglich

unter Stoffabfuhr) umkristallisierter Paragneisrest, der restitisch von der "source", oder einem präexistenten Nebengestein des Weinsberger Granits übernommen wurde.

Freilich spricht einiges dafür, daß sich dieses "frühe Kumulat" der Weinsberger Schmelze dann noch im Zuge der Granithauptkristallisation, bzw. der Granitendogenese mineralogisch mehr oder weniger umgebildet hat: Die mikroskopischen Beobachtungen am Pseudokinzigit belegen beispielsweise eine ausgiebige sekundäre Verdrängung von Granat durch Biotit (siehe Kapitel "Mikroskopischer Befund"). Auch der Cordierit könnte ebensogut eine solche "sekundäre" Mineralphase wie eine echt magmatische sein. Gute Argumente für die eine oder andere Entstehungsmöglichkeit sind dabei schwer zu finden (vergl. z.B. G.N. PHILLIPS et al., 1981). Der Cordierit wird stellenweise jedenfalls selbst wieder von Chlorit + Andalusit retrograd verdrängt.- Demgegenüber weist der Plagioklas des Pseudokinzigits ebenso wie die Plagioklasse im Weinsberger Granit in der Regel bezeichnende magmatische Wachstumserscheinungen auf, wie korrodierte Kerne (Kerngerüste) sowie Rekurrenzen im An- Gehalt in Form idiomorpher Zonen. Übrigens haben die Plagioklasse im Weinsberger Granit und Pseudokinzigit auch etwa den gleichen An- Gehalt.

Sr- Isotopenuntersuchungen von S. SCHARBERT (1987) haben ergeben, daß der Pseudokinzigit völlig im isotopischen Gleichgewicht mit dem Weinsberger Granit steht. Auch dieses Faktum ist im Fall einer Deutung des Pseudokinzigits als eine Art frühmagmatisches Kumulat leicht erklärbar.

Eine Interpretation des Pseudokinzigits einfach als Restit (G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1978; S. SCHARBERT, 1987) ist aus all den genannten Gründen kaum möglich. Ein Restit ist nämlich charakterisiert durch die Abfuhr (das Ausschmelzen) von Substanz, wobei das Residium aus der partiellen Ausschmelzung ("primary restite" B.W. CHAPPELLE et al., 1987) auch rekristallisiert sein kann ("secondary restite" CHAPPELLE et al. 1987). Beide Fälle lassen sich aber mit den Ergebnissen der Zirkonuntersuchungen, d.h. mit dem Auftreten von typischen Weinsberger Granit- Zirkonen im Inneren der

Hauptminerale des Pseudokinzigits nicht vereinbaren. Es wäre ein unglaublicher Zufall, wenn das Ausgangsmaterial des Restits die selben Zirkone wie der Weinsberger Granit gehabt hätte, und überhaupt fehlen sichtlich Relikte (Reliktstrukturen) aus einem vormagmatischen, eindeutig regional-metamorphen Stadium, wie sie nur in einem kristallinen Schiefer entstehen können.

Vor allem ist völlig auszuschließen, daß der Pseudokinzigit eine umkristallisierte Variante jener lagigen, stark geschieferten Paragneisschollen wäre, die sich in der Gegend hin und wieder im Weinsberger Granit befinden und eine gewisse Kontamination des Weinsberger Magmas durch Paramaterial belegen (L. WALDMANN 1939; G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1978). An solchen Gneisschollen finden sich nämlich nie irgendwelche Ansätze einer Bildung der typischen Pseudokinzigit- Mineralisation Granat + Cordierit. Andererseits sind wesentlich kleinere, z.T. plattige, Biotit-Plagioklas (- Sillimanit)- Gneisschollen manchmal sogar am Rand einer Pseudokinzigitscholle angehäuft. Allerdings befinden sich diese etwa handflächengroßen feinkörnigen Lagengneisschollen stets außen an den randlichen Pseudokinzigitkörpern mehr oder weniger angeklebt, und sie sind daher

scharf gegen den Pseudokinzigit bzw. gegen den Weinsberger Granit abgegrenzt (siehe Prinzipskizze, Abb.32).

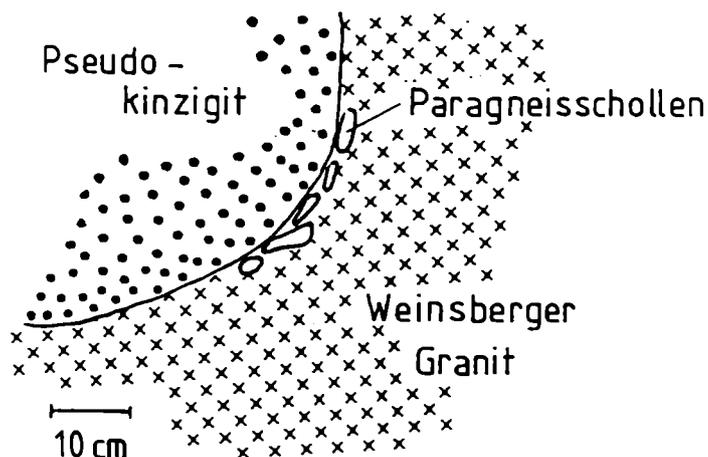


Abb.32: Skizze einer Pseudokinzigitscholle mit randlich angeklebten Paragneisschollen in einem losgesprengten Felsblock im Steinbruch Plochwald.

Ein gedankliches Modell zur Bildung des Pseudokinzigits

Geht man davon aus, daß der Pseudokinzigit offenbar irgend eine Art Kumulat aus frühmagmatischen Phasen in der Weinsberger Schmelze gewesen ist, so stellt sich als erstes die Frage, warum gerade das Mineral Granat, das sonst im Weinsberger Granit höchst selten ist, hier in besonderer Menge kristallisiert sein sollte. Dies könnte so erklärt werden:

Der Pseudokinzigit könnte einem Bereich des Weinsberger Plutons entstammen, der durch Einschmelzung von Al₂O₃-reichen Paragneisen lokal eine besondere, stark Al₂O₃-betonte Chemie besaß. In einem solchen Al-reichen Teilbereich könnten Granate ohne weiters magmatisch kristallisiert sein. Dies zeigt auch eine experimentelle Studie von J.D. CLEMENS & V.J. WALL (1981). Die Autoren brachten u.a. versuchsweise Sillimanit in eine granitische Schmelze ein, worauf dieser sofort verschwand, während reichlich Granat zu kristallisieren begann. Dermaßen gebildeter Granat könnte dann anschließend, zusammen mit anderen Frühphasen der Weinsberger Schmelze, kumuliert worden sein, z.B. als eine Art Bodensatz des Plutons oder auch irgendwo an der Pluton-"wand". Nachdem nun die Pseudokinzigitschollen im nordöstlichen oberösterreichischen Weinsberger Granit an etlichen Stellen (vergl. z.B. H. KLOB 1970, G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER 1977) in praktisch übereinstimmender Zusammensetzung auftreten, ist es übrigens wahrscheinlicher, daß alle diese Vorkommen letztlich von einem gemeinsamen "Pseudokinzigit-Urkörper" abstammen, der dann erst in Zusammenhang mit der Intrusion der Weinsberger Granitschmelze auseinandergerissen und verteilt wurde, als daß andererseits jede Scholle für sich völlig isoliert einen identischen Bildungsweg durchlaufen hat.

Nach diesem gedanklichen Modell wäre also eine lokale Einschmelzung von Al₂O₃-reichen Paragneisen durchaus als Ursache der Pseudokinzigitbildung annehmbar, wenn auch der Pseudokinzigit, wie gesagt, nicht direkt als ein umkristallisierter Restit solcher Gneise interpretiert werden kann. Die hierbei wirksam gewesenen Einschmelzungsprozesse

von Paragneismaterial dürften wohl schon eher in einem etwas tieferen Niveau des Weinsberger Schmelzraumes stattgefunden haben, während in den oben genannten Paragneisschollen, die vermutlich eher aus der Dachregion des Plutons in die Weinsberger Granitschmelze gelangt sind, keinerlei Aufschmelzungserscheinungen im Sinne einer Anatexis festzustellen waren.

PROBENFUNDPUNKTE

WEINSBERGER GRANIT:

- HA 6 Steinbruch Plochwald
- HA 8 Steinbruch Plochwald
- HA 11 Steinbruch Plochwald
- HA 13 Grusgrube Hacklbrunn, ca. 150 m südl. der Ortsmitte
- HA 23 Steinbruch Plochwald
- HA 52 an Forstweg ca. 1 km NNE vom Stbr. Plochwald, in 950 m Seehöhe

PLOCHWALDER GRANIT:

- HA 3 Normaltyp, Steinbruch Plochwald
- HA 5 Normaltyp, Steinbruch Plochwald
- HA 7 Normaltyp, Steinbruch Plochwald
- HA 14 gangförmiger Nachschub, Steinbruch Plochwald
- HA 25 ca. 10 m mächtiger Gang in Weinsberger Granit; an Forststraße ca. 1,5 km SSE Stbr. Plochwald (800 m nördlich der Straßenkreuzung in der Ortschaft Hundsberg), 960 m Seehöhe.
- HA 28 Normaltyp, Steinbruch Plochwald
- HA 29 Normaltyp, Steinbruch Plochwald
- HA 31 aufgelassener Probesteinbruch 400 m ENE vom Gipfel des Waschenberges (ca. 800 m SW Stbr. Plochwald)
- HA 60 an Forststraße ca. 800 m SSE Stbr. Plochwald in ca. 1000 m Seehöhe (aus Straßenprofil Abb.5)
- HA 71 Pegmatoider Bereich des Plochwalder Granits, Stbr. Plochwald.

PLESSBERGER GRANIT:

- HA 66 ca. 200 m ENE des Gehöfts Gaibichler; Block aus Feldräumung.
- HA 8/87 ca. 250 m östlich Pleßberg, Block aus Feldräumung.
- HA 9/87 ca. 400 m ESE Pleßberg, Block aus Feldräumung.

ZWEIGLIMMERGRANITE:

- HA 30 an Forststraße ca. 150 m östlich vom Gipfel des Hundsberges, in Seehöhe 985 m.
- HA 50 ca. 350 m NNE Stbr. Plochwald (350 m SE P. 1040); loser Block.
- HA 59 bei Jagdhütte, 2,2 km östlich Stbr. Plochwald in 830 m Seehöhe; loser Block.
- HA 5/87 ca. 200 m NW Kohlerberg (westl. Unterwald) in 845 m Seehöhe; ca. 1 m mächtiger Gang.
- HA 15/87 ca. 450 m SE des Gehöfts Heizer (östlich Unterwald), loser Block aus Feldräumung.

HA 20/87 ca. 300 m NW Stbr. Plochwald in 1010 m Seehöhe;
loser Block.

FREISTÄDTER GRANODIORIT:

HA 18/87 aufgelassener Steinbruch Obernschlag, westlicher
Blattrand (ca. 3,7 km SSW Stbr. Plochwald).

GRANODIORITPORPHYRIT:

HA 63 300 m NW vom Gipfel des Waschenberges; loser
Block.

DUNKLES GANGGESTEIN:

HA 12/87 Straßeböschung des Weges von Hundsberg nach
Hacklbrunn in 955 m Seehöhe; Lesestein.

PSEUDOKINZIGIT:

BZ 1 Steinbruch Plochwald
BZ 2 Steinbruch Plochwald
HA 1 Steinbruch Plochwald
HA 4 Steinbruch Plochwald
HA 39 Ortschaft Hundsberg, bei Hausruine in 940 m
Seehöhe; Lesestein.
HA 77 Steinbruch Plochwald

Von AUSSERHALB des Kartierungsgebietes stammen:

Fi 49/85 Weinsberger Granit: Straßenaufschluß bei
Nordeinfahrt nach Harrachstal (ca. 5,5 km östlich
St. Oswald b. Freistadt, ÖK50, Blatt 17);
Kollektion F. FINGER.
HA 24/88 Original-Kinzigit: Kinzigtal, NW von Schenkenzell,
Blatt 7616 (Schwarzwald, BRD), leg. H.P. STEYRER.

Literaturverzeichnis:

- ANDRITZKY, G. (1963): Die Anatexis im Regensburger Wald.- N. Jb. Min. Abh., 99, 79 - 112.
- BECKE, F. (1892): Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.- Tscherm. Miner. Petr. Mitt., N. F. 12, 379 - 432.
- BENCE, A.E. & ALBEE (1968): Empirical Correction Factors for the Electron Microanalysis of Silicates and Oxides.- J. Geol., 76, 382 - 403.
- BERTOLANI, M. (1954): Contributo allo studio petrografico della cosi detta "formazione dioritico-kinzigitica".- Rend. Soc. Miner. Ital., 10, 91 - 207.
- BERTOLANI, M. (1958): Contributo allo studio petrografico della cosi detta "Formazione dioritico kinzigitica": Le azioni metamorfiche nelle rocce della val Bagnola (Valsesia).- Rend. Soc. Miner. Ital., 14, 55 - 116.
- BHATTACHARAYA, A., MAZUMDAR, A.C., SEN, S.K. (1988): Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites.- American Mineralogist, Vol. 73, 338 - 344.
- BLUMENFELD, P., MAINPRICE, D. & BOUCHEZ, J.L. (1986): C-slip in quartz from subsolidus deformed granite.- Tectonophysics, 127, 97 - 115.
- BÜSCH, W., MATTHES, S., MEHNERT, K.R. & SCHUBERT, W. (1980): Zur genetischen Deutung der Kinzigite im Schwarzwald und Odenwald.- N. Jb. Miner. Abh., 137, 3, 223 - 256.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types.- Pacific Geology, 8, 172 - 174.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. & WYBORN, D. (1987): The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite petrogenesis.- Journal of Petrology, Vol. 28, 6, 1111 - 1138.
- CLARKE, D.B. (1981): The mineralogy of peraluminous granites: a review.- Canadian Mineralogist, Vol. 19, 3 - 17.
- CLEMENS, J.D. & WALL, V.J. (1981): Origin and crystallization of some peraluminous (S-Type) granitic magmas.- Canadian Mineralogist, Vol. 19, 111 - 131.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1972): An introduction to the rock-forming minerals.- Longman, London, 6. Auflage 1972, 528 Seiten.

- ERICH, A. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 18 Weitra.- Herausgegeben von der Geol. B.-A., Wien, 1977.
- FERRY, J.M & SPEAR, F.S. (1978): Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet.- Contrib. Miner. Petrol., 66, 113 - 117.
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 1984.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., 128/3+4, 383 - 402.
- FINGER, F. (1987): Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen als Hilfsmittel zur Klärung verschiedener petrogenetischer Fragestellungen bei Graniten und Gneisen.- Jb. Geol. B.-A., 129/3, 645 - 646.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P. (1987): Über die Zirkontrachten in den verschiedenen verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., 129/3, 646 - 647.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum.- Jb. Geol. B.-A., 131/2, 255 - 166.
- FINGER, F., FRIEDL, G., HAUNSCHMID, B. & KOSCHIER, E. & SCHARBERT, S. (1988): Geochemische Analysen von Granitoiden aus dem östlichen Mühlviertel.- In MATURA A.: Rohstoffpotential östliches Mühlviertel.- Berichte der Geol. B.-A., Heft 14, 124 - 130.
- FISCHER, L.H. (1860): Neue Mineralien im Schwarzwald.- N. Jb. Miner., 795 - 797.
- FISCHER, L.H. (1861): Über den Kinzigit.- N. Jb. Miner., 641 - 654.
- FRANCHI, S. (1905): Appunti geologici sulla zona dioritico-kinzigitica Ivrea - Verbano e sulle formazioni adiacenti.- Boll. R. Comit. geol. ital., 36, 270 - 298.

- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrrgranite, Porphyrrgranitgneise und Augengneise Österreichs.- Jb. Geol. B.-A., 97, 71 - 137.
- FRASL, G. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- Verh. Geol. B.-A., Heft 1, 22 - 25.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- Verh. Geol. B.-A., 1959/3, A23 - A27.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen.- Jb. Geol. B.-A., 106, 405 - 428.
- FRASL, G., SCHADLER, J. & WIESER, K. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50 000.- Verfasser: Schadler J., Linzer Atlas, Herausgegeben von der Kulturverwaltung der Stadt Linz.
- FRASL, G., FUCHS, G. KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRYZKA, K. u. E. & ZIRKEL, E. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000.- Geol. B.-A. Wien, 1965.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988.- Reihe der Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., Wien, 1988.
- FREH, W. (1949): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns.- Oberösterr. Heimatblätter, Jg.3, H.3, Linz.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs.- Verh. Geol. B.-A., 97 - 117.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich.- Herg.: Geol. B.-A., Wien, 1968, 96 Seiten.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 119.
- FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geol. Karte der Rep. Österreich 1 : 50 000, 17 Großpertholz.- Herausgegeben von der Geol. B.-A., Wien, 1977.
- FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1978): Erläuterungen zu Blatt 17 Großpertholz.- Geol. B.-A., Wien, 40 Seiten.

- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geol. Karte der Rep. Österreich 1:50.000, 34 Perg.- Herausgegeben von der Geol. B.-A., Wien 1982.
- GHENT, E.D., ROBBINS, D.B. & STOUT, M.Z. (1979): Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia.- Am. Miner., 64, 874 - 885.
- GLADNEY, E.S., BURNS, G.E & ROELANTS, J. (1983): 1982 Compilation of Elemental Concentrations in Eleven United States Geological Survey Rock Standards.- Geostandards Newsletter, Vol.7/1, 3 - 226.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954a): The microcline - sanidine stability relations.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 5, 1 - 19.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F. (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 6, 100 - 118.
- GRABER, H.V. (1936): Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrand der Böhmisches Masse.- Verh. Geol. B.-A., Nr.7/8, 149 - 163.
- GREEN, T.H. (1977): Garnet in Silicic Liquids and Its Possible Use as a P-T Indicator.- Contrib. Mineral. Petrol., 65, 59 - 67.
- GREIM, G. (1888): Der Granatgneis (Kinzigit) und Graphitschiefer bei Gaderndorf im Odenwald.- Notizbl. Ver. Erdkde., Darmstadt, 9, 6 - 25.
- GRUBER, F.H. (1930): Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel.- Mitt. geol. Ges., 23, 35 - 84.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1988): Erze.- In MATURA A.: Rohstoffpotential östliches Mühlviertel, Berichte der Geol. B.-A., Heft 14, 89 -90.
- HIETANEN, A. (1943): Über das Grundgebirge des Kalantigebirges im südwestlichen Finnland.- Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A. 6, 1 - 105.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems.- Am. Miner., Vol. 70, 702 - 709.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.- Am. Miner., Vol. 67, 1118 - 1134.

- HOINKES, G. (1984): Eine empirische Korrektur der Mg/Fe-Verteilung zwischen Granat und Biotit für (Ca+Mn)-reiche Granate.- Fortschr. Miner., 62/1, 103 - 105, Stuttgart.
- HOINKES, G. (1986): Effect of grossular- content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite.- Contrib. Miner. Petrol., 92, 393 - 399.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen.- Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Klasse f. Bergbau usw., 1963/1.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. (1985): Biotite - garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite.- Am. Miner. Vol.70, 272 - 278.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Granitmassive.- Jb. Geol. B.-A., 102/1.
- KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit von Typ "Karlstift").- Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., 14, 311 - 323.
- KLOB, H. (1971): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum.- Verh. Geol. B.-A., Heft 1, 98 - 142.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs.- Verlag v. J. Springer, Wien.
- KÖHLER, A. (1948): Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse.- T.M.P.M. 1, 175 - 184.
- KÖHLER, A & MARCHET, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete.- Fortschr. Miner., 25, 253 - 366.
- KÖHLER, A. & RAAZ, F. (1945): Gedanken über die Bildung von Kalifeldspat-Zwillingen in Gesteinen.- Verh. Geol. B.-A, 163 - 171.
- KÖHLER, H. (1968): Über Zirkone moldanubischer Granite.- Diss. Univ. München, 1968.
- KRAUS, G. (1962): Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranit I im Vorderen Bayerischen Wald.- N. Jb. Min. Abh., 97, 357 - 434.
- KURAT, G. (1962): Der Weinsberger Granit im südl. österr. Moldanubikum.- Diss. Univ. Wien., 1962.

- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum.- T.M.P.M., 9/3.
- LARSEN, L.H. & POLDERVAART, A. (1957): Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin.- Min. Mag., 31, 544 - 564.
- LASAGA, A.C. (1983): Geospeedometry: An extension of geothermometry.- In S.K. Saxena Ed., Kinetics and equilibrium in mineral reactions, 81 - 114, Springer Verlag, New York.
- LIEW, T.C, FINGER, F. & HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoids of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting.- Chem. Geol. (in Druck).
- MEDENBACH, O. (1976): Geochemie der Elemente in Zirkon und ihre räumliche Verteilung - Eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde.- Diss. Univ. Heidelberg, 1976.
- MEHNERT, K.R. (1975): The Ivrea Zone, a model of the deep crust.- N. Jb. Miner. Abh., 125, 156 - 199.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981): 7. Thermodynamics of the Garnet - Plagioklase - Al_2SiO_5 - Quartz Geobarometer.- in: Thermodynamic of Minerals and Melt; Ed. Newton R.C., Navrotsky A. & Wood D.J., Advances in Geochemistry Vol. 1, 131 - 147, Springer.
- NISBET, E.G., DIETRICH, V.H. & ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silica minerals and rocks by x-ray fluorescence.- Fortschr. Min., 57, 264 - 279.
- OSTADAL, R. (1931): Zur Intrusionsfolge im westlichen Waldviertel.- Verh. Gel. B.-A, Nr.5, 127 - 137.
- PEARCE, J.A. et al. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks.- Journal of Petrology, Vol. 25/4, 956 - 983.
- PERCHUK, L.L. & LAVRENT'EVA, I.V. (1983): Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite.- In: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions; Ed. S.K. Saxena; Advances in Physical Geochemistry, 199 - 239, Springer.
- PHILLIPS, G., V.J. WALL & CLEMENS, J.D. (1981): Petrology of the strathbogie batholith: A cordierite-bearing granite.- Canadian Mineralogist, Vol. 19, 47 - 63.

- PHILOTTIS, J.A. & SCHNETZLER, C.C. (1970): Phenocryst- matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34.
- PITCHER, W. (1982): Granite types and tectonic environment.- In: K. HSU Ed. *Mountain building processes*, London, 263.
- POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitisation.- *Nature*, 165, 574 - 575.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks. 1. Sedimentary rocks.- *Am.J.Sci.*, 253, 433 - 461.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircons in rocks. 2. Igneous rocks.- *Am.J.Sci.*, 254, 521 - 554.
- PROPACH, G. (1977): Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany.- *N. Jb. Miner. Mh.*, H3, 97 - 111.
- PROPACH, G. (1978): Granitization by mixing of crustal rocks and subduction- derived magma.- *N. Jb. Min. Mh.*, 1978/12, 537 - 549.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite petrology.- *Contr. Min. Petr.*, 73, 207 - 220.
- PUPIN, J.P. (1985): Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on Zircon typology.- *S.M.P.M.*, 65, 29 - 56, Zürich.
- PUPIN, J.P. & TURCO, G. (1972): Le zircon accessoire en geothermometrie.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274 (D), 2719 - 2722.
- SCHADLER, J. (1936): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding.- *Verh. Geol. B.-A.*, 79 - 81.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Linz-Eferding.- *Geol. B.-A.*, Wien, 1952.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 132, 21 - 37.
- SHAND, S.J. (1927): *Eruptive Rocks* (1st Ed.), J. Wiley & Sons, New York.
- SIMONEN, A. (1953): Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic early Archean supracrustal rocks in southwest Finland.- *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 160, 1 - 64.

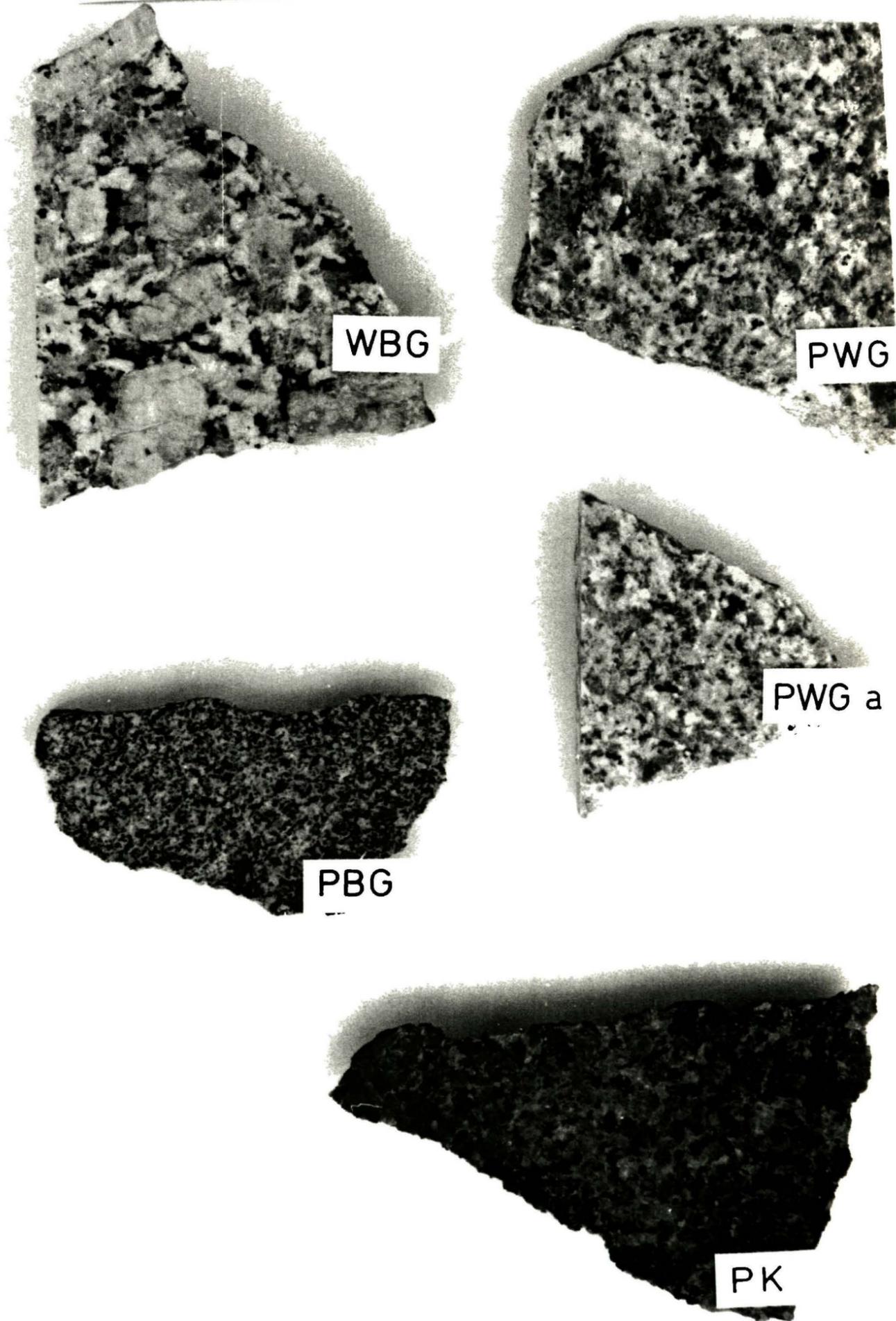
- SLAVIK, J. (1952): Heavy Minerals from the Weathered Material of the Eastern Part of the Pluton of Central Bohemia (Tschechisch mit englischem Summary).- Sbornik SGU XIX, Prag.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks.- N. Jb. Min. Abh., 107, 140 - 240.
- THIELE, O. (1968): Bericht über Aufnahmen auf Blatt Königswiesen (35) und Zwettl (19) und über zwei neue Kugeligesteinsfunde.- Verh. Geol. B.-A., A62 - A64.
- THIELE, O. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 35 Königswiesen.- Herausgegeben von der Geol. B.-A., Wien, 1984.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations.- Am.J.Sci., 276, 425 - 454.
- TRACY, R.J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts.- Am. Miner., 61, 762 - 775.
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen.- 4. Auflage 1971 (1. Aufl. 1952), E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TUTTLE, O.F. (1952): Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks.- Journal of Geology, 60, H.2.
- VERNOUN, R.H. (1978): Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectic intergrowths of andalusite, biotite and quartz.- Lithos, 11, 283 - 289, Oslo.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance.- Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 56, 641 - 647.
- WALDMANN, L. (1929): Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol.- Mitt. Geol. Ges., Wien, 1929.
- WALDMANN, L. (1930): Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens.- Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, Nr.17, 1930.
- WALDMANN, L. (1938): Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter Zwettl-Weitra, Ottenschlag und Ybbs.- Verh. Geol. B.-A., 115 - 119.

- WALDMANN, L. (1939): Bericht für 1938, über Begehungen auf den Blättern Hollabrunn, Horn, Krems, St. Pölten, Ybbs, Enns-Steier, Kaplitz-Freistadt und Krumau-Wallern.- Verh. d. Zweigstelle Wien der Reichsanstalt für Bodenforschung, Nr.1-3, 89 - 94.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs.- In: Geologie von Österreich, F.X. Schaffer, Franz Deuticke Verlag, Wien, 1951.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis.- Tectonophysics, 43, 7 - 22.
- WIESER, F. (1942): Die kristalline Umrahmung des Gallneukirchner Beckens.- Diss. Univ. Graz, 1942.
- WINKLER, H.G.F. (1966): Der Prozeß der Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.- T.M.P.M., 11, 266 - 237.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 5. Ed. 1979, Springer-Verlag.
- ZSCHAU, E. (1855): Bemerkungen über das Vorkommen der phosphorsauren Yttererde in den Gang-artigen Graniten des Norits auf Hitteröe in Norwegen.- N. Jb. Miner., 511 - 526.

5 cm

TAFEL 1

- 169 -

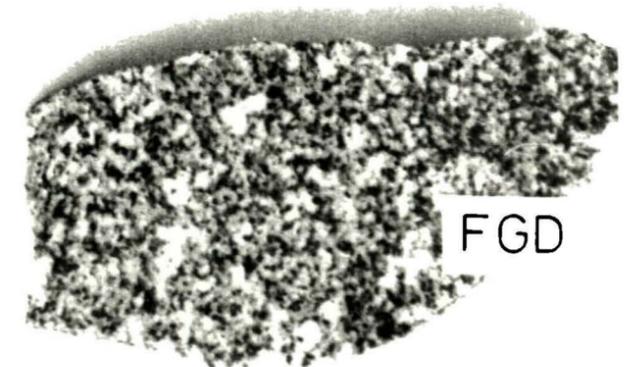
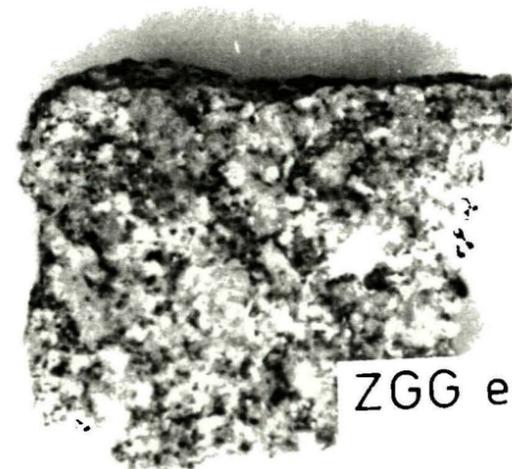
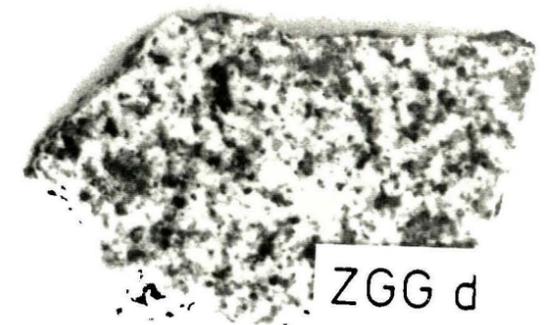
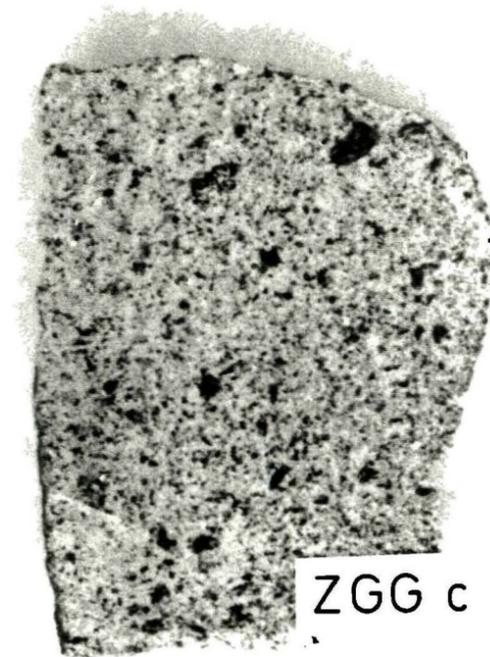
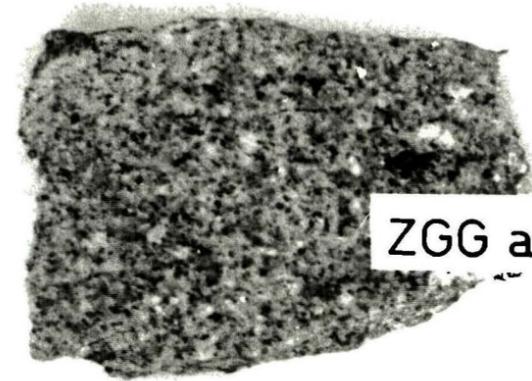


Tafel 1: Handstücke von einem Weinsberger Granit (WBG), von einem typischen Plochwalder Granit (PWG) und von einem helleren Nachschub des Plochwalder Granits (PWG a), von einem Pleßberger Granit (PBG) und Pseudokinzigit (PK).
Alle Handstücke sind geschnitten und geschliffen; WBG = Probe HA 23, PWG = Probe HA 7, PWG a = Probe HA 14, PBG = Probe HA 66, PK = Probe BZ 1 Probenfundpunkte siehe Seite 156, 157).



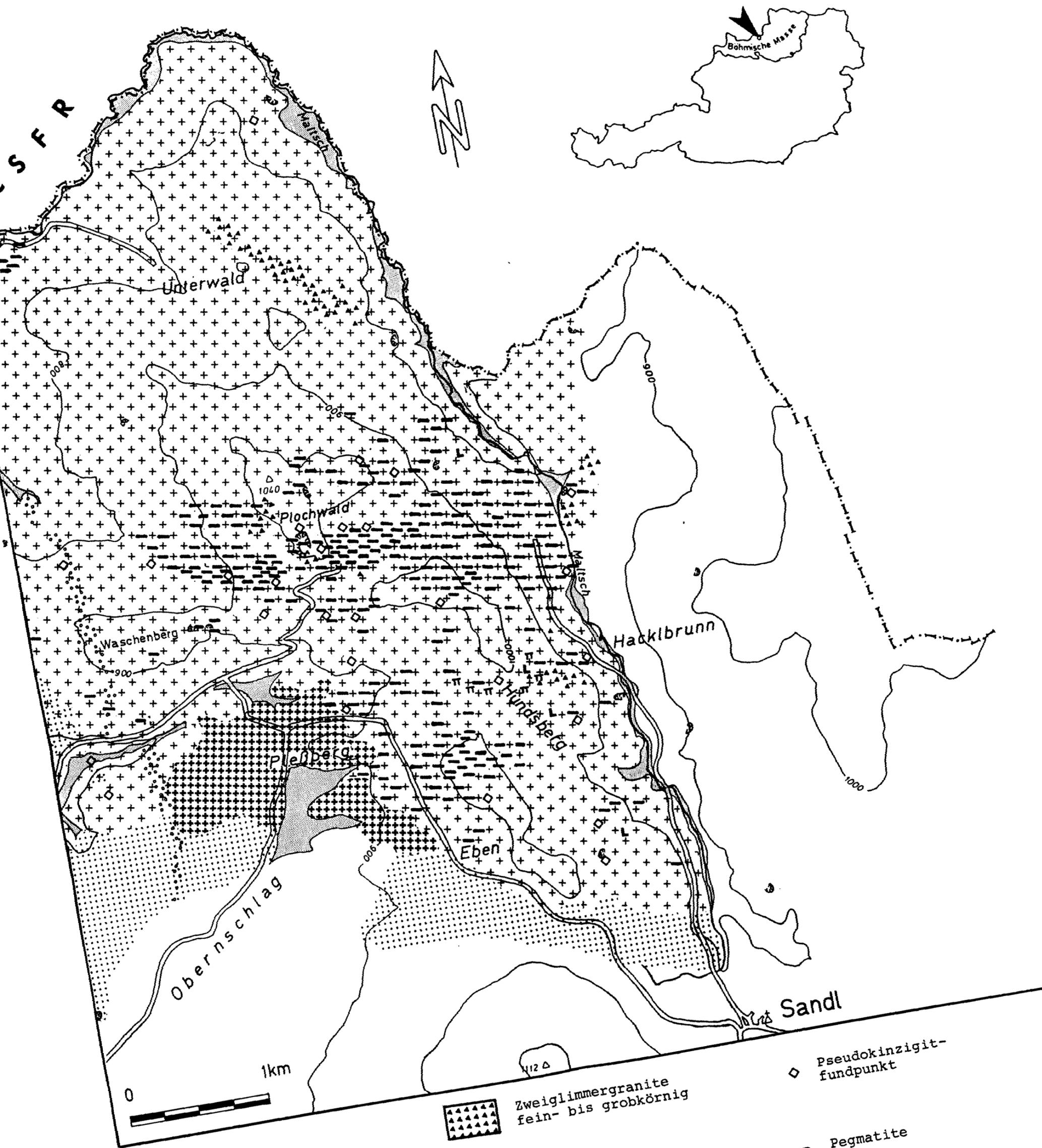
5 cm

TAFEL 2



Tafel 2: Handstücke von fünf Zweiglimmergraniten (ZGG a-e) und einem Freistädter Granodiorit (FGD). Alle Handstücke sind geschnitten und geschliffen; ZGG a = HA 15/87, ZGG b = HA 30, ZGG c = HA 20/87, ZGG d = HA 59, ZGG e = HA 50, FGD = HA 18/87 (Probenfundpunkte siehe Seite 156, 157).





GEOLOGISCHE KARTE
 vorwiegend Lesesteinkartierung

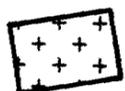
-  Weinsberger Granit
(Streichen etwa wie bei Plochwalder Granit)
-  Plochwalder Granit
(Striche in Hauptstreichrichtung)
-  Pleißberger Granit
feiner Biotitgranit
-  Zweiglimmergranite
fein- bis grobkörnig
-  Freistädter
Granodiorit
-  Granodioritporphyrit
-  Quartär
-  Pseudokinzigit-
fundpunkt
-  Pegmatite
(gehäuft)
-  dunkle
Ganggesteine
-  Steinbruch od.
Grusgrube

Abb.34: Klassifizierung der verschiedenen Granitoide des Arbeitsgebietes nach A.L. STRECKEISEN (1967). Kreuz: Weinsberger Granit (Probe HA 23); Quadrate: Plochwalder Granite (Probe HA 5, HA 28, HA 14); Ring: Pleßberger Granit (Probe HA 66); Dreiecke: fein bis grobkörnige Zweiglimmergranite (Probe HA 30, HA 59, HA 15/87).

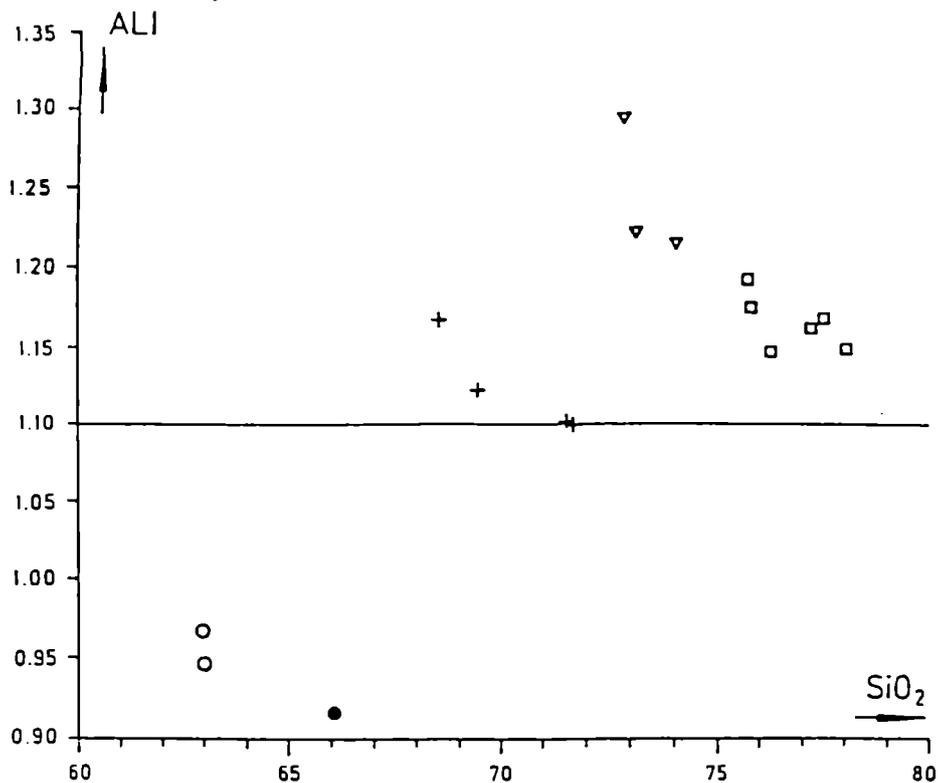
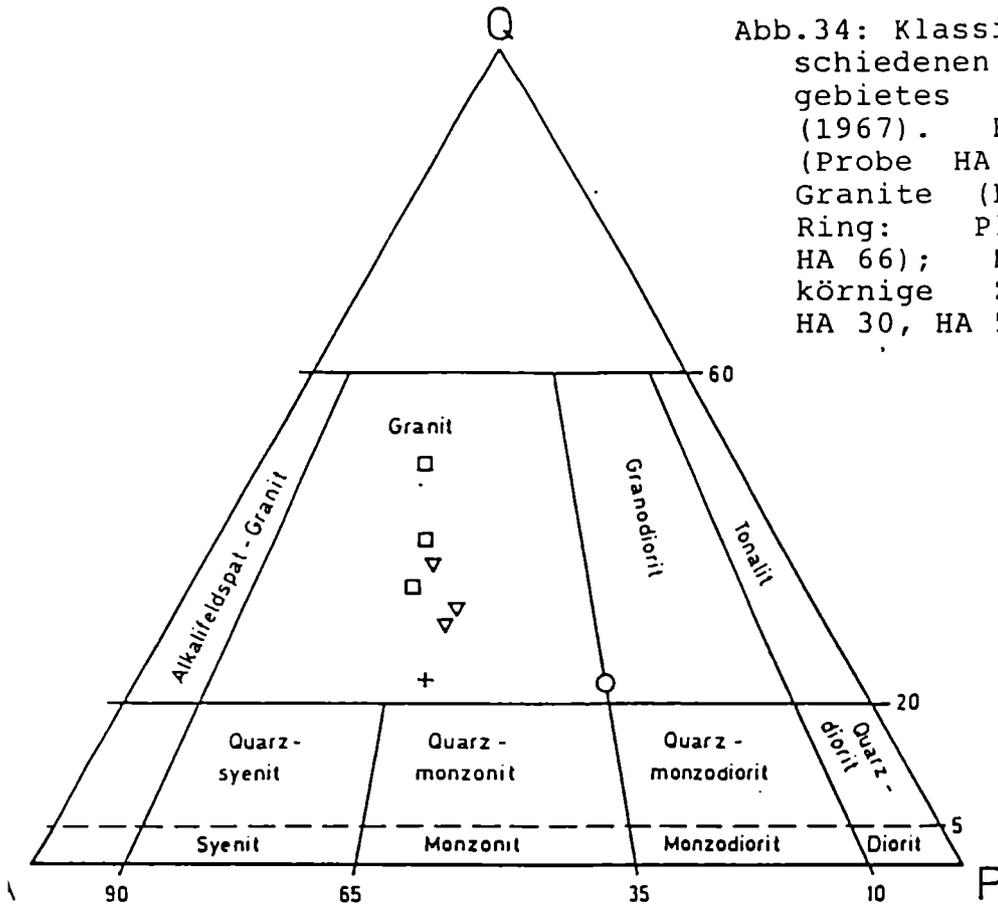


Abb.35: Diagramm Mol $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ vs SiO_2 für verschiedene Granitoide des Arbeitsgebietes. Symbole und Abkürzungen wie in Abb.34, mit einem Punkt ist eine Analyse des Karlstifter Granits (KS) von G. FRIEDL (unpubl.) eingetragen.

BEILAGE 3

Abb.36: Darstellung der chemischen Zusammensetzungen von Biotiten aus verschiedenen Gesteinen des Arbeitsgebietes im Diagramm Phlogopit-Eastonit-Annit-Siderophyllit nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1972. WBG = Weinsberger Granit (Kreuze); PK = Pseudokinzigit (Dreiecke); PWG = Plochwalder Granit (Punkte = HA 71; Ringe = HA 29).

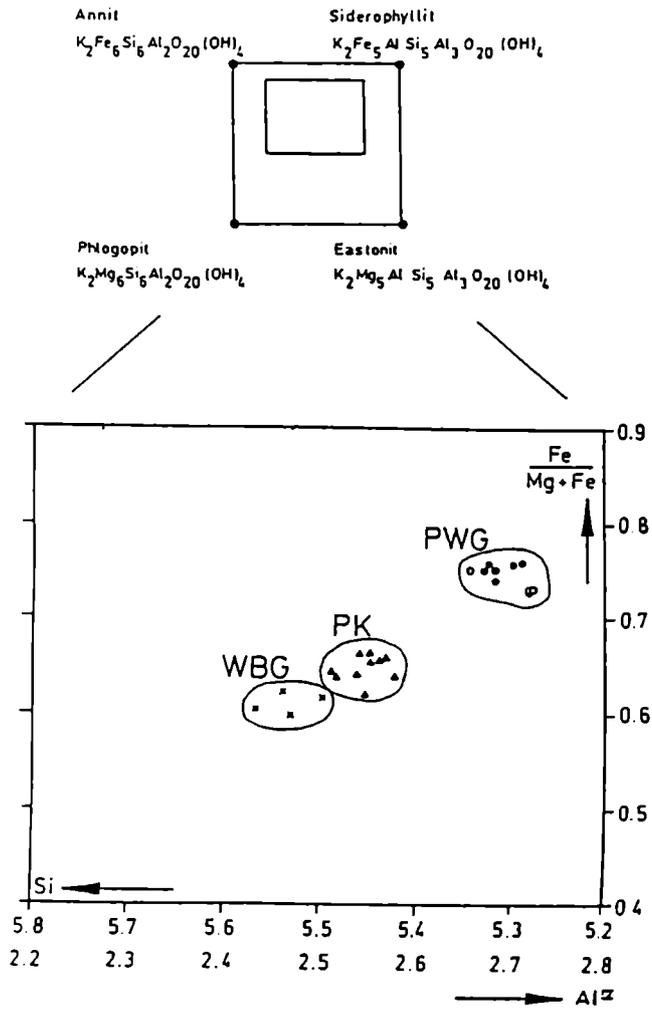
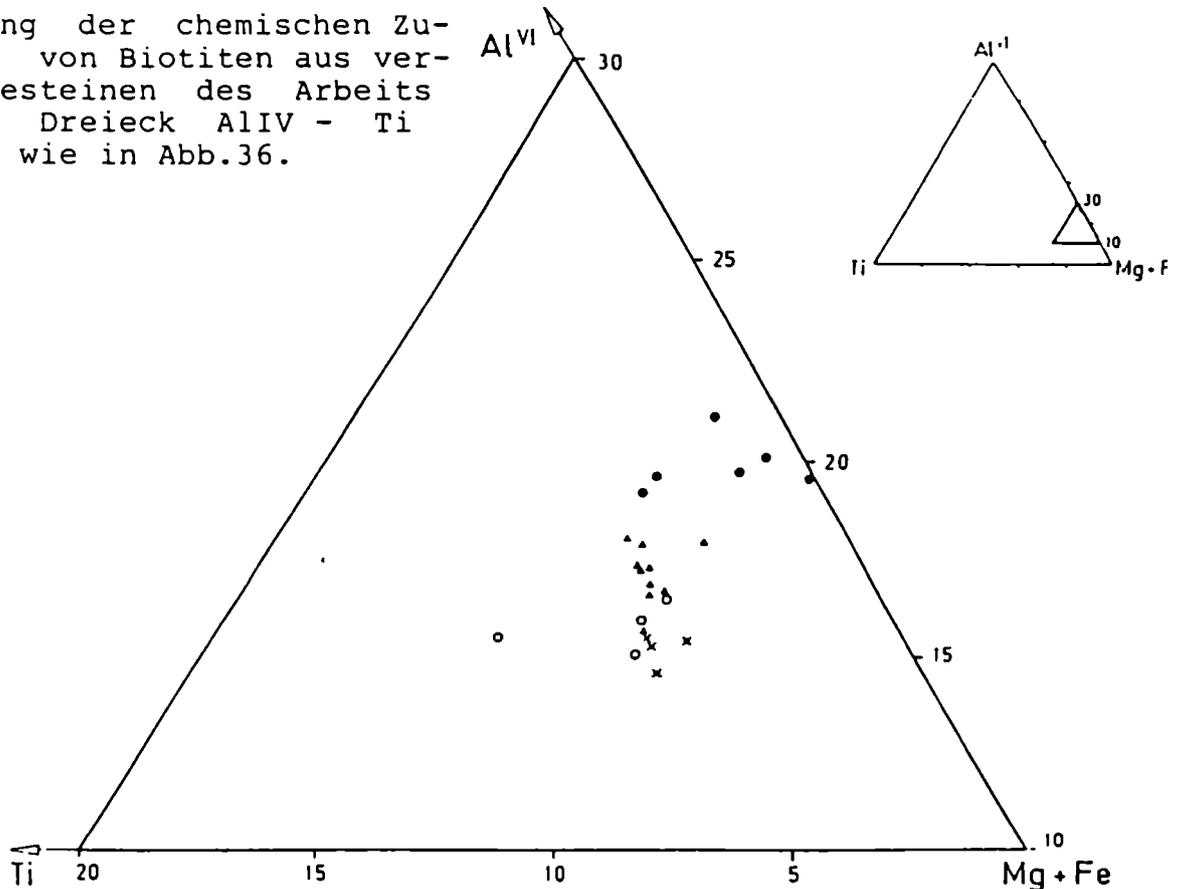


Abb.37: Darstellung der chemischen Zusammensetzungen von Biotiten aus verschiedenen Gesteinen des Arbeitsgebietes im Dreieck Al^{VI} - Ti - Mg+Fe. Symbole wie in Abb.36.



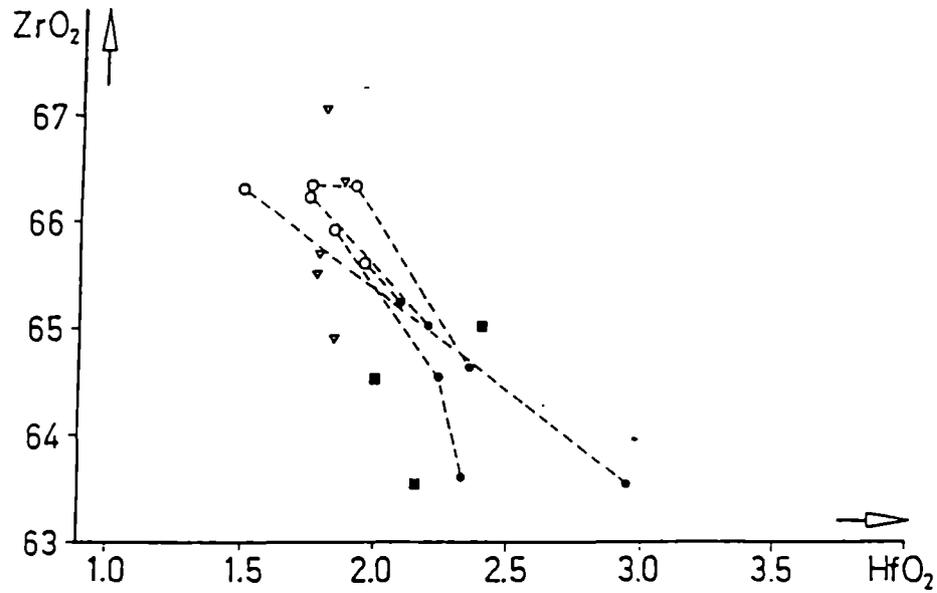


Abb.38: Diagramm ZrO_2 vs HfO_2 (in Gew.%) für Zirkone aus dem Weinsberger Granits (Dreiecke) und Plochwalder Granit (Ringe: Übernommene Zirkone des Weinsberger Granits; damit verbundene Punkte: neue Anwachsung an diesen Zirkonen; ausgefüllte Quadrate: vom Keim an im Plochwalder Magma gewachsene Zirkone).

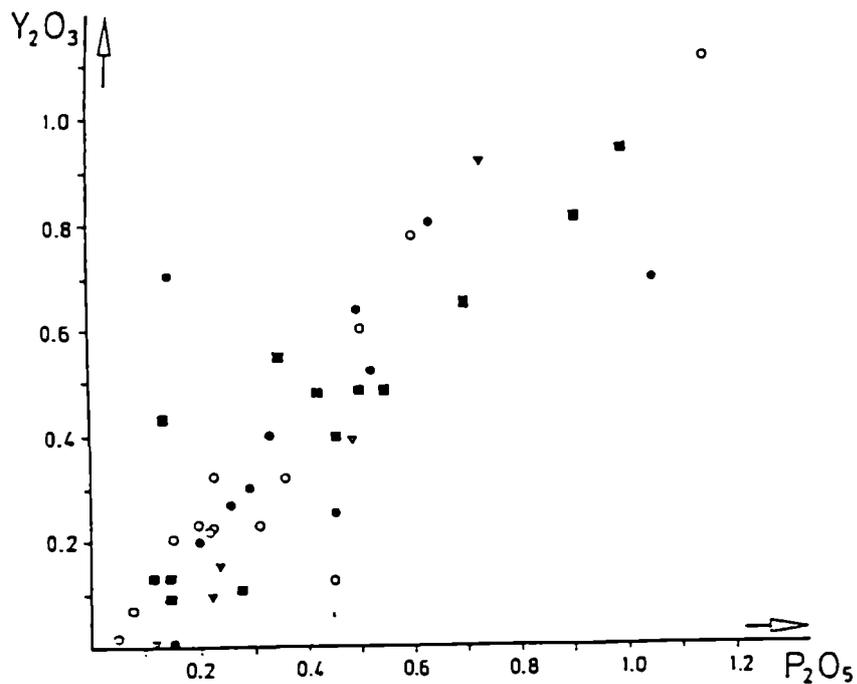


Abb.39: Diagramm P_2O_5 vs Y_2O_3 für Zirkone aus dem Weinsberger Granit und Plochwalder Granit. Symbole wie in Abb.38.

LEBENS LAUF

- * Geboren am 6. Mai 1963 in Plochwald, Gemeinde Sandl O.Ö, als Sohn des Josef und der Gertraud Haunschmid, wohnhaft in Plochwald/Sandl.
- * Ab 1969 wohnhaft in Linz und Besuch der Volksschule (GV5) bis 1973. Von 1973 bis 1977 Besuch der Hauptschulen HS 21 und HS 26 in Linz.
- * 1977 Eintritt in das Bundesoberstufenrealgymnasium (musischer Zweig) Honauerstr. 24, Linz; Matura 1981.
- * Im Herbst 1981 Immatrikulation an der Universität Linz, Belegung der Fächer Chemie und Mathematik.
- * Herbst 1982 Wechsel an die Universität Salzburg, Beginn des Studiums Erdwissenschaften.
- * Jänner 1985 Ablegung der Ersten Diplomprüfung mit ausgezeichnetem Erfolg. Spezialisierung auf den Studienzweig Geologie.
- * Arbeit an der Diplomarbeit seit Herbst 1985.