

# Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz

Von ULRICH SCHÜSSLER

Mit 48 Abbildungen und 7 Tabellen

## Kurzfassung

An Metabasiten der Zone Erbdorfer Vohenstrauß, der Erbdorfer Grünschieferzone und der Zone Tirschenreuth-Mähring wurden petrographische, geochemische und phasenpetrologische Untersuchungen sowie K-Ar-Mineraldatierungen durchgeführt.

In der Zone Erbdorfer Vohenstrauß treten in regionaler Abhängigkeit drei Haupttypen von Metabasiten auf:

1. Flaseramphibolite mit der Paragenese Hornblende + Oligoklas/Andesin + Granat  $\pm$  Salit und mit Plagioklas- und / oder Kalksilikat-reichen Flasern findet man hauptsächlich im nördlichen und zentralen Teil der Zone Erbdorfer Vohenstrauß. Geochemisch zeigen sie eine deutliche Anreicherung der inkompatiblen Elemente und der leichten Seltenerdelemente und sind vergleichbar mit modernen Tholeiiten von ozeanischen Inseln oder anomalen Abschnitten mittelozeanischer Rücken. Ein kontinentaler Intraplatten-Charakter scheint nicht gegeben. In der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach wurde ein Teil der Flaseramphibolite kontaktmetamorph überprägt.

2. Schieferige, teils streifige Amphibolite mit der Paragenese Hornblende + Andesin / Labrador  $\pm$  Salit dominieren im Südteil der Zone Erbdorfer Vohenstrauß, erscheinen aber in einzelnen Ausstrichen auch im Norden. Die Streifung entsteht durch Plagioklas- und / oder Kalksilikat-reiche Zwischenlagen. Geochemisch sind diese Amphibolite bei flachen Spurenelement- und Seltenerdelement-Mustern vergleichbar mit modernen Tholeiiten von normalen Abschnitten mittelozeanischer Rücken. Sowohl Flaseramphibolite als auch schieferige, teils streifige Amphibolite zeigen Übergänge zu massigen, homogenen Amphiboliten.

3. Metagabbros mit der Paragenese Hornblende + Plagioklas  $\pm$  Biotit und einer grobkörnigen, gabbroiden Textur treten hauptsächlich im Bereich der Schuppenzone Micheldorf-Kaimling (VOLL 1960) auf. Geochemisch nehmen sie bei einer schwachen Anreicherung der inkompatiblen Elemente eine Zwischenstellung zwischen Flaseramphiboliten und schieferigen, teils streifigen Amphiboliten ein.

In der Erbdorfer Grünschieferzone treten Metagabbros und schieferige, teils gestreifte Amphibolite mit der Paragenese Hornblende + Oligoklas  $\pm$  Epidot  $\pm$  Chlorit auf. Die Amphibolite wurden z. T. stark retrograd überprägt und dabei auch deformiert. Dies wird auf größere, post-regionalmetamorphe, tektonische Bewegungen, möglicherweise Deckenüberschiebungen zurückgeführt. Geochemisch sind die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone mit modernen tholeiitischen bis kalkalkalischen, subduktionsgebundenen Basalten vergleichbar. Sie unterscheiden sich damit völlig von den südlich angrenzenden Flaseramphiboliten der Zone Erbdorfer Vohenstrauß und den nördlich benachbarten Amphiboliten des Fichtelgebirges. Dies unterstreicht die Stellung der Erbdorfer Grünschieferzone als eigenständige tektonische Einheit.

Im Vergleich mit dem Münchberger Komplex zeigt die Erbdorfer Grünschieferzone große Ähnlichkeit mit der Prasinit-Phyllit-Serie hinsichtlich der tektonischen Stellung, der Lithologie und insbesondere des geochemischen Charakters der Metabasite. Zwischen der Zone Erbdorfer Vohen-

strauß und den Münchberger Serien konnten bezüglich der Metabasite dagegen keine Parallelen festgestellt werden.

Schiefrige, teils streifige Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring mit der Paragenese Hornblende + Andesin  $\pm$  Salit ( $\pm$  Granat) und hellen Plagioklas- oder Kalksilikat-reichen Lagen sind geochemisch mit modernen Basalten normaler mittelozeanischer Rücken vergleichbar.

Die untersuchten Metabasite dürften die Zusammensetzung des basaltischen Ausgangsmaterials zumindest annähernd wiedergeben. In einigen Fällen wurde jedoch eine sekundäre Mobilisation von Elementen festgestellt: Die kontaktmetamorphe Überprägung eines Teils der Flaseramphibolite in der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach führte zu einer deutlichen Anreicherung von Rb, Li und K und zu einer Abreicherung von Ca, Sr und V, insbesondere aber von Cr und Ni. Die sog. immobilisierbaren Elemente Nb, Ce, (P), Zr, Ti, Y, Sc streuen in einem deutlich breiteren Bereich als bei den nicht kontaktmetamorphen Flaseramphiboliten. In einer Probe sind die Seltenerdelemente insgesamt angereichert. Eine Mobilisation von  $P_2O_5$  und den leichten Seltenerdelementen in einigen schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und in einigen kontaktmetamorphen Flaseramphiboliten wird auf einen Abbau von Apatit im Zuge einer post-regionalmetamorphen, möglicherweise postgranitischen, hydrothermalen Überprägung zurückgeführt.

Mineralchemische Untersuchungen ergaben für die Zusammensetzung der Hornblendens und Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß deutliche regionale Unterschiede, die weitgehend unabhängig von der regionalen Verteilung der einzelnen Metabasit-Haupttypen sind. Vergleichende Untersuchungen an Granat untermauern eine vermutete, frühere, eklogitfazielle Überprägung eines Granatamphibolits vom Nordrand der Zone Erbdorf-Vohenstrauß bei Hauxdorf.

K-Ar-Altersdatierungen an Hornblende- und Glimmerkonzentraten belegen, daß das letzte, (Mitteldruck-) metamorphe Ereignis im Westteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß vor etwa 380 Ma beendet war. Dieses Alter wird korreliert mit einer letzten Metamorphose der höhermetamorphen Serien des Münchberger Komplexes zur gleichen Zeit. Im Ostteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß treten jüngere Altersdaten mit einem Schwerpunkt bei 324 Ma auf, die entweder auf einen Einfluß der etwa gleichalten Niederdruck-Metamorphose im unmittelbar benachbarten Moldanubikum i. e. S. oder auf die Intrusion des 324 Ma alten (KÖHLER et al. 1974) Leuchtenberger Granits zurückzuführen sind. Im Übergangsbereich vom Saxothuringikum zum Moldanubikum bei Mähring zeigen Altersdaten um 320 Ma das Ende der letzten (Niederdruck-)Metamorphose an.

### Abstract

Petrographical, petrological and geochemical investigations as well as K-Ar mineral-dating were carried out on metabasites of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß, the Erbdorf Greenschist Zone and the Zone Tirschenreuth-Mähring.

Within the Zone Erbdorf-Vohenstrauß, three main types of metabasites occur in a clear regional distribution:

1. Flaseramphibolites with hornblende + oligoclase / andesine + garnet  $\pm$  salite and with ill-defined plagioclase- and / or calc-silicate-rich flaser texture are dominating in the northern and central part of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Geochemically, they are clearly enriched in incompatible elements and light rare earth elements and compare well with modern tholeiites of ocean islands or anomalous mid-ocean ridge segments. There are no indications for a continental within-plate character.

2. Schistose, partly striped amphibolites with hornblende + andesine / labradore  $\pm$  salite prevail in the southern part of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß, but also occur in some outcrops of the northern part. Stripes are formed by plagioclase- and / or calc-silicate-rich intercalations. Geochemically, these amphibolites with flat trace element- and rare earth element patterns are similar to modern tholeiites from normal mid-ocean ridges. Flaseramphibolites as well as schistose, partly striped amphibolites sometimes form transitions to massive, homogeneous amphibolites.

3. Metagabbros with hornblende + plagioclase  $\pm$  biotite in a coarse, gabbroic structure mainly occur within the „Schuppenzone Michldorf-Kaimling“ (VOLL 1960). Geochemically, they are transitional between flaseramphibolites and schistose, partly striped amphibolites.



Within the Erbdorf Greenschist Zone, metagabbros and schistose, sometimes striped amphibolites with hornblende + oligoclase  $\pm$  epidote  $\pm$  chlorite occur. Part of them underwent a strong retrograde overprint, accompanied by deformation. This may be a consequence of large, post-regionalmetamorphic tectonic movements, possibly nappe-thrusting. Geochemically, the metabasites of the Erbdorf Greenschist Zone can be compared with modern tholeiitic to calc-alkaline, subduction-bound basalts. Thus, they differ clearly from flaseramphibolites of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß in the south and amphibolites of the Fichtelgebirge in the north. This underscores the position of the Erbdorf Greenschist Zone as a separate tectonic unit.

Compared with units of the Münchberg complex, a close correlation exists between the Erbdorf Greenschist Zone and the Prasinit-Phyllit-Serie relative to the tectonic position, the lithology and especially the geochemistry of metabasites. In contrast, a correlation between the Zone Erbdorf-Vohenstrauß and the crystalline units of the Münchberg complex is not encouraged by the composition of the metabasites.

Schistose, partly striped amphibolites of the Zone Tirschenreuth-Mähring with hornblende + andesine  $\pm$  salite ( $\pm$  garnet) and sometimes plagioclase- or calc-silicate-rich intercalations are geochemically similar to modern basalts of normal mid-ocean ridges.

In most of the investigated metabasites the geochemical composition of the basaltic protoliths may be approximately conserved. In some cases, however, secondary element mobilization was recognized: The contact-metamorphic overprint of some flaseramphibolites led to an enrichment of Rb, Li and K and a simultaneous depletion of Ca, Sr and V, especially of Cr and Ni. The elements Nb, Ce, (P), Zr, Ti, Y, Sc, commonly regarded as immobile, scatter in a much wider range than in the unaffected flaseramphibolites. In one sample the rare earth elements are enriched. A mobilization of  $P_2O_5$  and the light rare earth elements in some schistose, partly striped amphibolites of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß as well as some contact-metamorphosed flaseramphibolites is presumably a result of apatite decomposition during a post-regionalmetamorphic, possibly postgranitic hydrothermal overprint.

Hornblendes with different chemical compositions from amphibolites of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß show a clear regional distribution which is almost entirely independent from the distribution of the main metabasite types. A comparison of garnet compositions underscores the eclogitic precursor rock of the garnet-amphibolite from Hauxdorf near Erbdorf.

K-Ar dating on hornblendes and micas verify that the last (medium-pressure) metamorphic event in the western part of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß ended 380 Ma ago. This correlates with the last metamorphic overprint of the Münchberg crystalline units at the same time. In the eastern part of the Zone Erbdorf-Vohenstrauß younger ages around 324 Ma occur. This either refers to an influence from the last (low-pressure) metamorphism of the neighbouring Moldanubian s.str. with nearly the same age, or to an influence by the intrusion of the 324 Ma old (KÖHLER et al. 1974) Leuchtenberg granite. K-Ar ages of about 320 Ma from the transition between the Saxothuringian and the Moldanubian near Mähring testify to the end of the last (low-pressure) metamorphic overprint in this area.

## Inhalt

1. Einleitung . . . . .	8
2. Geologischer Überblick . . . . .	9
3. Problemstellung und Zielsetzung . . . . .	12
4. Geländebefund und Probennahme . . . . .	13
5. Petrographie der Metabasite . . . . .	15
5.1. Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß . . . . .	16
5.1.1. Flaseramphibolite . . . . .	16
5.1.2. Schieferige, teils streifige Amphibolite . . . . .	20
5.1.3. Epidotamphibolit von Michldorf . . . . .	23
5.1.4. Massige Amphibolite . . . . .	23

5.1.5. Eklogitogener Amphibolit von Hauxdorf . . . . .	24
5.1.6. Metagabbros . . . . .	25
5.2. Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring . . . . .	25
5.3. Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone . . . . .	27
6. Mineralchemie . . . . .	30
6.1. Hornblende . . . . .	30
6.2. Plagioklas . . . . .	37
6.3. Granat. . . . .	38
6.4. Klinopyroxen . . . . .	39
7. Phasenbeziehungen und Metamorphose . . . . .	40
8. Geochemische Charakterisierung der Metabasite . . . . .	42
8.1. Analytische Methoden . . . . .	42
8.2. Edukt der Metabasite . . . . .	42
8.3. Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß . . . . .	43
8.3.1. Schieferige, teils streifige Amphibolite . . . . .	43
8.3.2. Flaseramphibolite . . . . .	45
8.3.3. Metagabbros . . . . .	46
8.4. Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone . . . . .	47
8.5. Metabasite der Zone Tirschenreuth-Mähring . . . . .	51
8.6. Regionale Verteilung der Metabasitgruppen . . . . .	53
8.7. Mobilität einiger Elemente . . . . .	56
8.7.1. Stoffverschiebungen durch Kontaktmetamorphose . . . . .	59
8.7.2. Mobilisation von $P_2O_5$ und den Lanthaniden . . . . .	60
8.7.3. Sekundäre Veränderung der Ba-Gehalte. . . . .	65
8.8. Vergleich mit anderen Einheiten Ostbayerns . . . . .	66
8.8.1. Amphibolite des Fichtelgebirges . . . . .	66
8.8.2. Metabasite der Münchberger Serien . . . . .	67
9. Radiometrische Altersdatierungen . . . . .	68
9.1. Ergebnisse der Datierungen. . . . .	69
9.2. Diskussion der Altersdaten . . . . .	72
10. Literatur . . . . .	77

## 1. Einleitung

Während der letzten Jahre wurde dem Grundgebirge NE-Bayerns in geologischer Hinsicht ein breites Interesse geschenkt, was zu einem bemerkenswerten Kenntniszuwachs, aber auch zu einer Flut neuer, offener Fragen führte. Kernpunkt der Diskussion ist dabei die Anwendung plattentektonischer Modelle auf das variskische Orogen, insbesondere auf den Grenzbereich zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum (nach KOSSMAT 1927), sowie die Frage nach einem damit verbundenen, großräumigen Deckenbau (z. B. FRANKE 1984). Die Lokationssuche und schließlich die Lokationsentscheidung für das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) führten zusätzlich zu einer starken Intensivierung von Untersuchungen aus verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen in diesem Gebiet. Von unserer Arbeitsgruppe wurden dabei systematisch petrographische, petrologische und geochemische Untersuchungen an Metabasiten der unterschiedlichen tektonischen Einheiten des NE-bayerischen Grundgebirges und K-Ar-Datierungen an Hornblenden und Glimmern dieser Einheiten durchgeführt.

## 2. Geologischer Überblick

Die Geologie des nordwestlichen Randes der Böhmisches Masse (s. Abb. 1) ist geprägt vom saxothuringischen Anteil des variskischen Gebirges und von dessen Übergang zum moldanubischen Bereich. Neben diesen beiden Großeinheiten spielen aber auch kleinere geologische Einheiten, die heute von vielen Bearbeitern als Reste eines umfangreichen Deckenkomplexes interpretiert werden, eine wichtige Rolle (s. z. B. WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989)

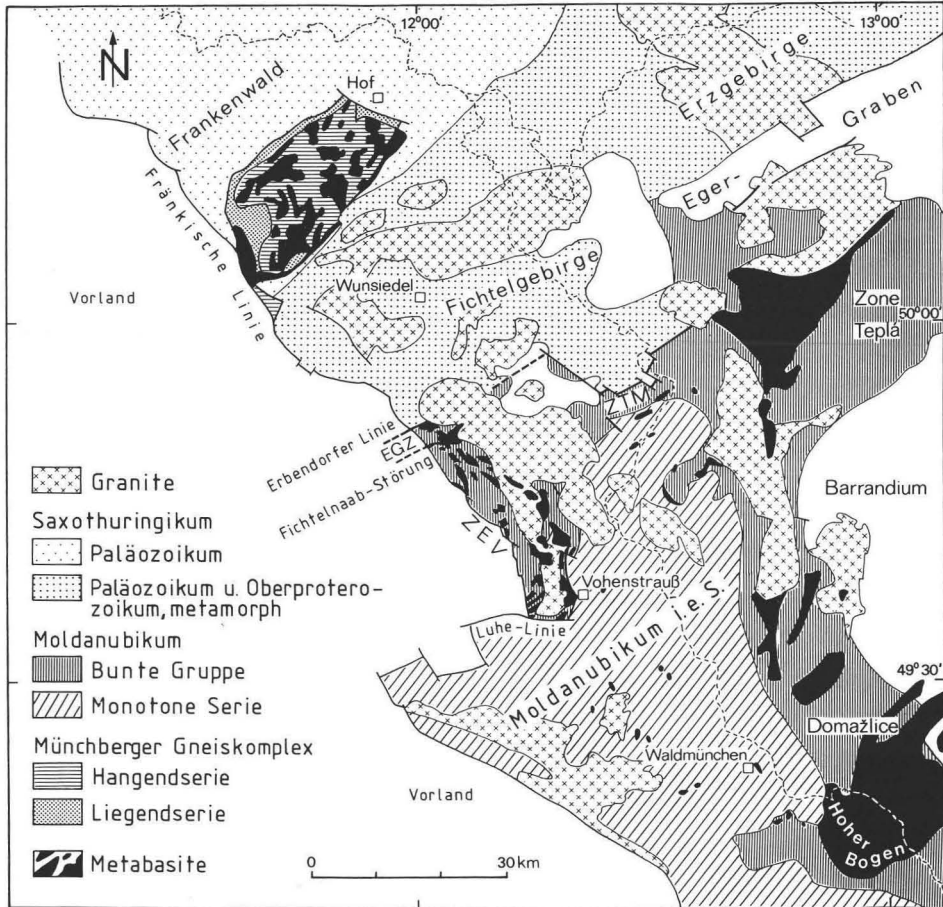


Abb. 1. Die geologische Situation im ostbayerischen Grundgebirge auf der Basis der geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 (Bayer. Geol. L.-Amt, München 1981). - Das Moldanubikum ist nach lithologischen Kriterien gegliedert, unabhängig von der tektonischen Stellung der einzelnen Einheiten. - ZEV: Zone Erbendorfer-Vohenstrauß; EGZ: Erbendorfer Grünschieferzone; ZTM: Zone Tirschenreuth-Mähring; Domažlice = Taus.

Zum Saxothuringikum gehören auf bayerischem Gebiet der Frankenwald und das Fichtelgebirge. Der Frankenwald wird größtenteils von mächtigen Sedimentserien des Thüringischen Faziesbereichs aufgebaut, die vom Ordovizium bis ins Unterkarbon reichen und in die insbesondere im Oberdevon basische Vulkanite eingeschaltet sind. Im

Fichtelgebirge tritt neben Gesteinsserien des Oberproterozoikums mit teils bunter, teils mehr monotoner Lithologie wieder Paläozoikum in Thüringischer Fazies auf, wobei hier allerdings mächtige, kambroordovizische Abfolgen dominieren (STETTNER 1975, 1980). Während der Frankenwald meist nur schwach anchimetamorph überprägt ist, wurde das Fichtelgebirge zuletzt von einer Niederdruck-Metamorphose betroffen, die von der Grünschieferfazies bis in die untere Amphibolitfazies reichte. Unter maximalen Metamorphosebedingungen wurden die Stabilitätsfelder von Staurolith + Andalusit + Almandin + Biotit + Muskovit + Quarz erreicht (MIELKE et al. 1979)

Der moldanubische Bereich wird durch die aus Gneisen und Anatexiten bestehende Monotone Serie gebildet, dem „Moldanubikum im eigentlichen Sinne“ (STETTNER 1981), das nur selten Einschaltungen von Metabasiten oder Meta-Ultrabasiten (GEHLEN & SCHMITT 1989) aufweist. Vereinzelte Eklogite und Eklogitamphibolite sind Relikte einer älteren Hochdruck-Metamorphose (BUSCH 1970), bei der PT-Bedingungen von mehr als 15 kbar und etwa 710° C erreicht wurden (O'BRIEN 1989). Nach WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (1986) sind in den moldanubischen Gneisen Relikte einer Mitteldruck-metamorphen Überprägung vorhanden. In den weitverbreiteten Cordierit-Sillimanit-Gneisen kommt eine jüngste Niederdruck-Metamorphose zum Ausdruck, bei der in den höchstgradigen Bereichen Biotit + Sillimanit + Quarz zu Cordierit + Kalifeldspat und Granat + Cordierit + Kalifeldspat reagiert haben und der Stabilitätsbereich von Orthopyroxen erreicht wurde (BLÜMEL 1978). Ob alle Gesteine des Moldanubikums i. e. S. die ältere Hochdruck-Metamorphose erlebt haben, oder ob es sich bei den Eklogiten um fremde Klippen handelt, wird derzeit untersucht (O'BRIEN mündl. Mitt. 1990).

Im Bereich von Tirschenreuth-Mähring ist der Übergang vom Moldanubikum zum Saxothuringikum durch eine ca. 2,5 bis 5 km breite Scherzone (Hochtemperatur-Mylonitgürtel) an der Oberfläche aufgeschlossen. Sie repräsentiert die Überschiebungszone moldanubischer auf saxothuringische Gesteine (WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989). Lithologisch ist dieser Übergang, als Zone Tirschenreuth-Mähring bezeichnet, durch weniger monotone Gesteinsserien gekennzeichnet. Nach SCHREYER (1966) und WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (1986) wurden hier Moldanubikum und Saxothuringikum durch die zuletzt auftretende Niederdruck-Metamorphose lückenlos miteinander verknüpft, wobei der Metamorphosegrad in N-S-Richtung kontinuierlich von der Grünschieferfazies im Saxothuringikum bis zur oberen Amphibolitfazies im Moldanubikum ansteigt. Maximale PT-Bedingungen der Niederdruck-Metamorphose liegen hier bei 3 bis 4,5 kbar und 670° bis 700° C (WAGENER-LOHSE & BLÜMEL 1986). Nach STETTNER (1979) dagegen markiert eine scharfe Störung, die Erbdorfer Linie, die Grenze zwischen dem Kambroordoviz des Fichtelgebirges und der bunten Serie der Zone Tirschenreuth-Mähring. Nach der Niederdruck-Metamorphose unterlagen Teile der Zone Tirschenreuth-Mähring einer zweistufigen Diaphthorese (SCHREYER 1966; KLEEMANN 1986). Eine ausführliche Beschreibung der strukturgeologischen Entwicklung im Übergangsbereich zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum wird von STEIN (1988) gegeben.

Als allochthone Bestandteile des NE-bayerischen Grundgebirges werden heute der Münchberger Komplex (Münchberger Deckenstapel) und der Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zusammen mit der Erbdorfer Grünschieferzone angesehen. Diese Einheiten sind möglicherweise die in tektonischen Tieflagen vor der Erosion geschützten Reste eines umfangreichen Deckenkomplexes, der sich nach SE in der Zone Tepl-Taus fortsetzen könnte (WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989).

Der Deckencharakter des Münchberger Komplexes war jahrzehntelang heftig umstritten; in den letzten Jahren haben sich jedoch durch die Ergebnisse neuer Untersuchungen aus den Bereichen Geologie, Petrologie, Geochemie, Geoelektrik, Gravimetrie, Seismik (DEKORP) und Radiometrie zahlreiche Hinweise für die Deckennatur des Münchberger Komplexes ergeben (siehe z. B. FRANKE & WEBER 1983; FRANKE 1984; WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989; OKRUSCH et al. 1989). Beim Münchberger Deckenstapel handelt es sich nach einer heute häufig vertretenen Auffassung um einen aus mehreren Einheiten bestehenden, schüsselförmigen Gesteinskomplex, der dem Frankenwälder Paläozoikum in Thüringischer Faziesausbildung tektonisch aufliegt. Von außen nach innen bzw. (?) unten nach oben lassen sich bei inverser metamorpher Zonierung und einem generellen Einfallen zum Zentrum des Deckenstapels hin folgende Einheiten unterscheiden:

- 1) Die Bayerische Faziesreihe wird von ordovizischen bis unterkarbonischen, anchi-metamorphen Abfolgen gebildet.
- 2) Die Prasinit-Phyllit-Serie enthält neben Prasiniten und Quarzphylliten zahlreiche Ultrabazit-Einschaltungen.
- 3) Die Randalphibolitserie besteht nahezu ausschließlich aus Amphiboliten.
- 4) Die Liegendserie wird hauptsächlich aus Ortho- und Paragneisen, nur untergeordnet aus Metabasiten aufgebaut.
- 5) Die Hangendserie setzt sich aus einer bunten Lithologie mit Amphiboliten, Hornblende-Bändergneisen, Marmoren und Metasedimenten zusammen. Eklogite werden entweder zur Hangendserie gerechnet (MATTHES et al. 1974) oder als tektonische Schuppen angesehen (STETTNER 1960).

Nach BLÜMEL (1983 und in WEBER & VOLLBRECHT 1986) handelt es sich beim jüngsten metamorphen Ereignis in den höhermetamorphen Einheiten um eine Mitteldruck-Metamorphose. Eine ältere Hochdruck-Metamorphose wird durch Eklogite (KLEMD 1989) und durch Mineralrelikte in benachbarten Metasedimenten (KLEMD et al. in Vorb.) angezeigt.

Der allochthone Charakter der Zone Erbdorf-Vohenstrauß mit der Erbdorfer Grünschieferzone wurde erstmals von BLÜMEL (1985) ins Gespräch gebracht. BLÜMEL stellte fest, daß in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (wie auch im Münchberger Komplex) das jüngste Metamorphoseereignis Mitteldruck-betont war. Dadurch hebt sich die Zone Erbdorf-Vohenstrauß deutlich vom benachbarten (und teilweise darunterliegenden ?), zuletzt Niederdruck-metamorphen Moldanubikum i. e. S. ab.

Geophysikalische Untersuchungen sowie lithologische und strukturelle Vergleiche untermauern diese Vorstellung (WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989). Im einzelnen wird der Komplex aus Erbdorfer Grünschieferzone und Zone Erbdorf-Vohenstrauß heute als Deckenrest angesehen, der dem nördlichsten Moldanubikum i. e. S., dem südlichsten Saxothuringikum und der Grenzzone zwischen beiden aufliegt (WEBER & VOLLBRECHT 1986). Nach dieser Vorstellung stellt die traditionelle „Erbdorfer Linie“ im Bereich nördlich von Erbdorf lediglich eine Deckengrenze dar, während die eigentliche Suturzone zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum (die im Bereich Tirschenreuth-Mähring ebenfalls als „Erbdorfer Linie“ bezeichnet wird) von der Zone Erbdorf-Vohenstrauß verdeckt wird.

Bei der Überlegung nach der Herkunft der Deckenreste fiel das Augenmerk auf die weiter östlich und südöstlich gelegene Zone Tepl-Taus. Auch diese Zone wurde zuletzt

von einer Mitteldruck-Metamorphose durchgreifend betroffen (VEJNAR 1972; BLÜMEL 1983) und zeigt auch lithologisch gewisse Parallelen zu den als Deckenreste interpretierten Einheiten.

Das Grundgebirge am NW-Rand der Böhmisches Masse gliedert sich also nach heutiger Sicht in die zuletzt Niederdruck-metamorph überprägten Einheiten des Saxothuringikums, des Moldanubikums und der Zone Tirschenreuth-Mähring als Übergangszone zwischen beiden, sowie in die zuletzt Mitteldruck-metamorph überprägten (? Decken-) Einheiten des Münchberger Komplexes, der Zone Erbdorfer-Vohenstrauß mit der Erbdorfer Grünschieferzone und der (?) Zone Tepl-Taus (vgl. Abb. 1).

Mit Ausnahme des anchimetamorphen Saxothuringikums im Frankenwald und der Münchberger Gneismasse wurden alle genannten Einheiten mehr oder weniger stark von postkinematischen, variskischen Granitintrusionen betroffen. Die wichtigsten Granitmassive sind die Fichtelgebirgsgranite, der Steinwaldgranit am N-Rand der Erbdorfer Grünschieferzone, der Falkenberger Granit am E-Rand der Erbdorfer Grünschieferzone und am NE-Rand der Zone Erbdorfer-Vohenstrauß, der Flossenbürger Granit am östlichen Rand der Zone Erbdorfer-Vohenstrauß sowie der Leuchtenberger Granit, der vom Falkenberger Granit ausgehend die Zone Erbdorfer-Vohenstrauß in annähernd N-S-Richtung durchdringt.

### 3. Problemstellung und Zielsetzung

Die in den letzten Jahren entwickelte Vorstellung zur geologischen Situation im NE-bayerischen Grundgebirge geht also von verschiedenen Einheiten mit unterschiedlicher tektonischer und metamorpher Entwicklung aus. Dieses Arbeitsmodell stützt sich auf eine Reihe beweiskräftiger Indizien, wirft aber im Detail noch eine ganze Reihe offener Fragen und Widersprüchlichkeiten auf.

Metabasite spielen in den als Deckenkomplexe angesehenen Einheiten eine bedeutende Rolle; sie treten untergeordnet aber auch im Saxothuringikum, in der Zone Tirschenreuth-Mähring und in der Monotonen Serie des Moldanubikums i. e. S. auf. Die vorliegenden Untersuchungen wurden mit folgender Zielsetzung durchgeführt:

1) Anhand einer genauen petrographischen und geochemischen Charakterisierung der Metabasite einzelner tektonischer Einheiten Ostbayerns sollen Unterschiede oder Parallelen zwischen diesen Einheiten herausgestellt und damit ein Beitrag zum Verständnis der paläotektonischen Entwicklung in diesem Raum geleistet werden.

2) Im Rahmen der Kontinentalen Tiefbohrung werden voraussichtlich unterschiedliche Einheiten des Grundgebirges erbohrt (nach WEBER & VOLLBRECHT 1986). Eine genaue Charakterisierung der Metabasite an der Oberfläche erleichtert die Identifizierung der Serien im Bohrkern und erlaubt deren Korrelation mit der geologischen Situation an der Oberfläche.

3) Mit Hilfe von K-Ar-Altersbestimmungen an Mineralen läßt sich eine Abkühlung nach dem jeweils letzten metamorphen Ereignis in den einzelnen Einheiten datieren. So kann geprüft werden, ob mit den Unterschieden im Metamorphosestil zwischen Mitteldruck- und Niederdruck-Einheiten auch Unterschiede im Zeitpunkt dieser jeweils letzten Metamorphose einhergehen.



Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden entsprechende Ergebnisse aus der Zone Erbdorf-Vohenstrauß, der Erbdorfer Grünschieferzone und der Zone Tirschenreuth-Mähring mit dem angrenzenden Moldanubikum i. e. S. vorgestellt und mit Daten aus dem Saxothuringikum (Fichtelgebirge) und dem Münchberger Komplex verglichen.

#### 4. Geländebefund und Probenahme

Die Zone Erbdorf-Vohenstrauß erstreckt sich auf etwa 30 km in NE-SW-Richtung zwischen der Fichtelnaabstörung im N und der Luhelinie im S. Im W wird sie durch die fränkische Linie abgeschnitten. Geophysikalische Untersuchungen zeigen eine Fortsetzung der Zone Erbdorf-Vohenstrauß unter den Deckschichten des Grundgebirgs-Vorlandes nach W an (s. WEBER & VOLLBRECHT 1986: 65 ff.) Im E wird die Zone Erbdorf-Vohenstrauß teils durch eine breite Zone sog. Diaphthorite der Moldanubischen Gneise (VOLL 1960), teils durch den nach E fallenden Falkenberger Granit (BÜCKER & SOFFEL 1986; SOFFEL et al. 1989) und durch den Flossenbürger Granit gegen das Moldanubikum i. e. S. abgegrenzt. Vom Falkenberger Granit ausgehend verläuft in SSE-Richtung die langgestreckte, nach E einfallende Platte des Leuchtenberger Granits (BÜCKER & SOFFEL 1986), die die Zone Erbdorf-Vohenstrauß in einen größeren westlichen und einen kleineren, im SE sehr schmalen, östlichen Teil gliedert (vg. Abb. 1).

Die Metabasite sind in Form zahlreicher kleinerer und größerer Linsen und Züge in eine bunte Lithologie eingebettet, die aus Metapeliten, Graphitschiefern, Graphitquarziten, Metakieselschiefern, Kalksilikat-Gesteinen, Orthogneisen und Meta-Ultrabasiten besteht. Im südlichen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß streichen die Metabasit-Körper in SW-NE-Richtung, sie biegen im Bereich nördlich von Kaimling (Westteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß) bzw. bei Waldau (Osteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß) in eine N-S- bzw. NW-SE-Richtung um. Hier fallen sie gravimetrischen und geomagnetischen Untersuchungen zufolge in westlicher bis südwestlicher Richtung (BÜCKER & SOFFEL 1986; SOFFEL et al. 1989).

Die Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß wurden möglichst flächendeckend beprobt. Ergänzend wurden Proben benutzt, die von RICHTER (1983) aufgesammelt und schon geochemisch analysiert worden waren. Die Fundpunkte der verwendeten Proben sind in Abbildung 2 dargestellt.

Bereits makroskopisch lassen sich die Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß in unterschiedliche Typen gliedern (regionale Verteilung s. u.):

- 1) Flaseramphibolite
- 2) Schiefrige, teils streifige Amphibolite
- 3) Metagabbros

Die Erbdorfer Grünschieferzone bildet eine kleine Einheit, die im Norden durch die Erbdorfer Linie vom Paläozoikum des Fichtelgebirges und im Süden durch die Fichtelnaabstörung von den Abfolgen der nördlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß abgegrenzt wird. Im Osten und Nordosten schneiden Falkenberger und Steinwaldgranit, im Westen die zum Komplex der Fränkischen Linie gehörenden Randstörungen des Erbdorfer Rotliegenden die Erbdorfer Grünschieferzone ab. In den Ergebnissen geomagnetischer Messungen zeichnet sich ein Einfallen der zahlreichen Serpentine dieser Zone etwa nach SE unter die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (HESS 1964), aber auch eine

Fortsetzung der Serpentine nach E im tieferen Untergrund ab (UHLMANN & PHILIPP 1985). Die Erbdorfer Grünschieferzone wird gelegentlich als niedrigergradiges Äquivalent der Zone Erbdorf-Vohenstrauß angesehen. Deutliche Hinweise auf eine schon vom Edukt her gegebene Eigenständigkeit werden dagegen in der vorliegenden Arbeit gegeben.

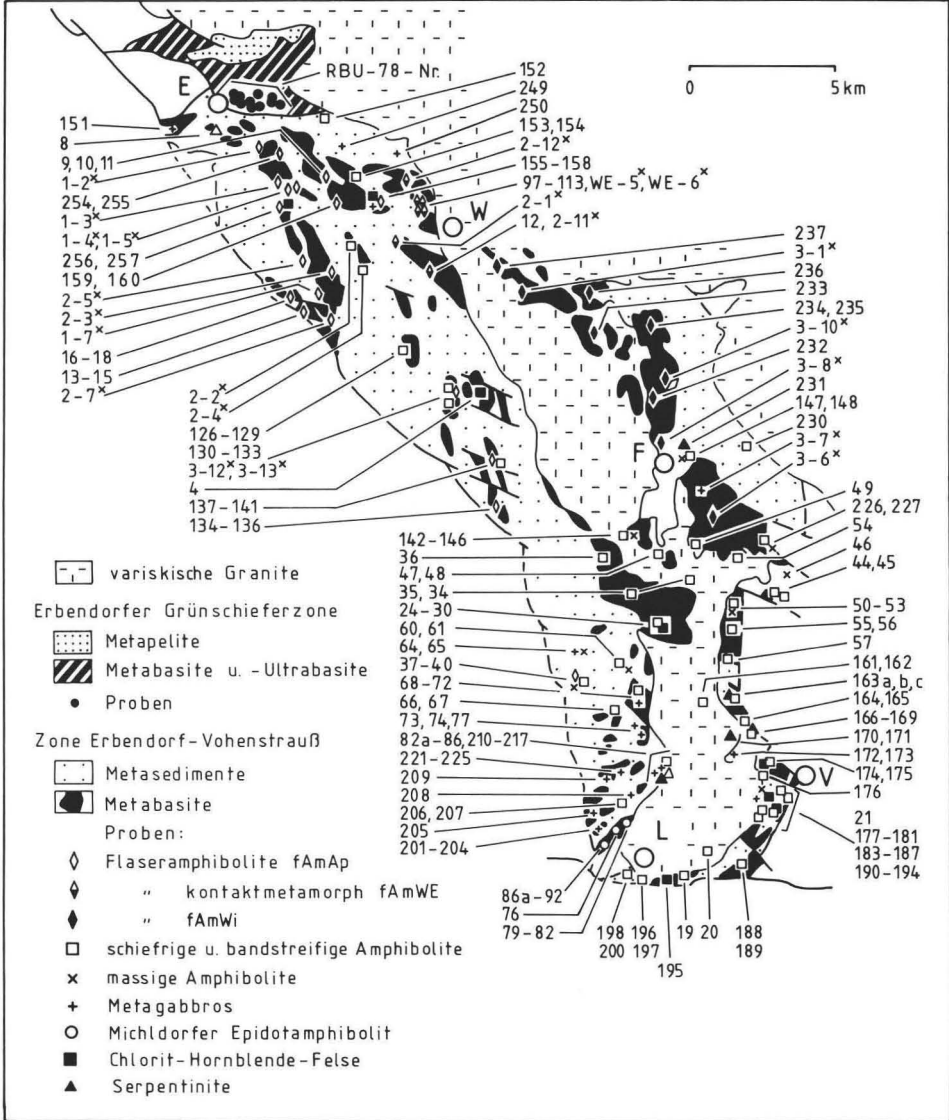


Abb. 2. Lage der Proben-Fundpunkte in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und der Erbdorfer Grünschieferzone. -<sup>x</sup>: Proben aus der Aufsammlung von RICHTER (1983); RBU-78-Nr.: Proben aus der Aufsammlung von BURGER (1979); die restlichen Nummern sind Endnummern der neu gesammelten Proben OP-84-Nr.; E: Erbdorf, W: Windisch-Eschenbach, F: Floß, V: Vohenstrauß, L: Leuchtenberg.

Die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone lassen sich im Gelände unterteilen in mehr oder weniger gut gestreifte und meist auch geschieferte, z. T. Epidot-reiche Amphibolite sowie in regellos und grob strukturierte Metagabbros. Daneben spielen Meta-Ultrabasite, die nicht selten in black-wall-Abfolgen ungewandelt sind, eine besonders große Rolle (s. z. B. MATTHES & OLESCH 1986). Für die Untersuchungen wurden eigene Proben und Proben aus früheren Aufsammlungen (BURGER 1979; ULITZKA 1981) verwendet.

Die Zone Tirschenreuth-Mähring ist nach STETTNER (1979) vom nördlich gelegenen Kambroordoviz des Fichtelgebirges mit einer planaren (frühvariskischen) Prägung durch eine scharfe Störung – die Erbdorfer Linie – getrennt. Die Abfolge der Zone Tirschenreuth-Mähring tritt in steilstehender (assyntischer) Verformung auf. Im Süden schließt sich die Baustufe des Moldanubikums an. Nach WEBER & VOLLBRECHT (1989) ist die Zone Tirschenreuth-Mähring durch einen Hochtemperatur-Mylonitgürtel gekennzeichnet, dessen NW-Rand die Grenze zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum markiert. Nach WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (1986) ist der Übergang vom Saxothuringikum zum Moldanubikum durch das letzte Metamorphoseereignis, die Niederdruck-Metamorphose, verwischt.

STETTNER (1979) stellt die Abfolge der Zone Tirschenreuth-Mähring zur „Bunten Gruppe“ (= brioverischer Faziesbereich) des Oberproterozoikums, „auch wenn die bunten Einschaltungen anteilmäßig relativ schwach vertreten sind“ (STETTNER 1979: 569). Bei RICHTER & STETTNER (1983) wird die Lithologie als relativ bunte Gesteinsfolge beschrieben, die hauptsächlich aus psammopelitischen Metasedimenten besteht, in die gebänderte Quarzite, karbonatisch gebänderte Kalksilikatfelse, dünne Lagen graphitischer Quarzite, albitische Lagen, leptynitische Gneislagen und z. T. Graphitschiefer und Metakiesel-schiefer eingeschaltet sind. Metabasite treten nur in einigen Einzelvorkommen in der Zone Tirschenreuth-Mähring, aber auch im unmittelbaren Randbereich der südlich angrenzenden Monotonen Serie des Moldanubikums (nördlich von Griesbach) auf (s. EM-MERT et al. 1981). Es ist strittig, ob die Metabasite von Griesbach noch zur Zone Tirschenreuth-Mähring oder schon zur Monotonen Serie gehören; da sie sich aber weder petrographisch noch geochemisch von denen der Zone Tirschenreuth-Mähring unterscheiden, werden sie hier mit diesen gemeinsam beschrieben. Es handelt sich um schiefrige, gelegentlich auch streifige Amphibolite, die nur in einem kleinen Bereich wenig südlich von Mähring etwas Granat aufweisen. Einige Proben der Amphibolite wurden neu genommen, einige stammen aus der Aufsammlung von RICHTER (1983). Eine begrenzte Beprobung von Amphiboliten zum Zweck radiometrischer Altersdatierungen wurde im angrenzenden Moldanubikum i. e. S. durchgeführt.

## 5. Petrographie der Metabasite

Die untersuchten Metabasite lassen sich anhand petrographischer Kriterien in folgenden Gruppen untergliedern:

Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Flaseramphibolite

Typ Altenparkstein

fAmAp

Typ Wildenau

fAmWi

Typ Windisch-Eschenbach (kontaktmetamorph)

fAmWE

Schiefrige, teils streifige Amphibolite	ssAm
Michldorfer Epidotamphibolit	epAmMi
Eklogitogener Amphibolit Typ Hauxdorf	eAmHx
Metagabbros	MG

Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring  
Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone

## 5.1. Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

### 5.1.1. Flaseramphibolite

Makroskopisch erkennt man die Flaseramphibolite an unregelmäßigen, hellen, Plagioklas-reichen, teils Kalksilikat-führenden, wellig-flaserigen Lagen und Linsen, die gegen die amphibolitische Matrix oft nur diffus-verschwommen abgegrenzt sind. Größere, spindelförmige Feldspat-Augen und ein lagenabhängig stark wechselnder Granat-Gehalt sind weiterhin typisch. Die Flaseramphibolite sind meist nur unvollkommen geschiefert. Mitunter zeigen sie Übergänge zu einem mehr massigen Erscheinungsbild.

#### Typ Altenparkstein (fAmAp)

Die fast farblosen (X) bis hellolivgrünen (Y=Z), hypidioblastischen, kurzprismatischen, 0,2 bis 0,8 mm großen Hornblenden sind mit einem Volumenanteil von 50 % bis 70 % am Gestein beteiligt. Gelegentlich ist ein schwacher, randlicher Abbau in eine blaßgrüne, aktinolithische Hornblende zu beobachten. Die Hornblenden sind weitgehend in der Schieferungsrichtung eingeregelt, einzelne Blasten weichen aber z. T. stark von der s-Richtung ab, was auf eine spätkinematische Bildung hinweist.

Xenoblastischer Plagioklas mit 0,1 bis 0,4 mm Durchmesser und einem modalen Anteil von 15 % bis 35 Vol. % ist oft invers, seltener normal zonar gebaut, teilweise nach dem Albit- und/oder Periklingsetz verzwilligt und nicht selten deutlich serizitisiert.

Granat tritt in fast allen Vorkommen der Flaseramphibolite auf. Auffällig ist ein unterschiedlich starker Abbau in Aggregate aus Hornblende und Plagioklas; seltener sind auch Biotit, Chlorit oder Epidot beteiligt. Die Aggregate sind meist feinkörniger als die amphibolitische Matrix und zeigen im Gegensatz zu dieser ein unregelmäßiges Gefüge (Abb. 3). In ihrem Zentrum finden sich oft noch zerlappte Granatrelikte. Sehr selten findet man schwache Ansätze von Symplektitkoronen. Granat zeigt dort, wo er noch nicht abgebaut ist, hypidioblastische Kornformen mit einem Durchmesser bis zu 4 mm. Er ist blaßrosa und von zahlreichen Rissen durchsetzt. Der Modalanteil des Granats und der Pseudomorphosen nach Granat liegt meist unter 10 Vol.%, reicht aber vereinzelt bis zu 20 Vol.%. Die Hornblende des Matrixgesteins umwächst die Granate und auch die Granatpseudomorphosen in Richtung der Schieferung. Selten ist auch eine Drehung des Granats im s-Gefüge angedeutet. Dies und die Tatsache, daß die Pseudomorphosen selbst ein unregelmäßiges Gefüge aufweisen, zeigen, daß die Granate zur Zeit der Bildung der Matrix-Hornblenden noch vollständig vorhanden waren. Ob ihre Entstehung demselben Metamorphoseereignis zuzuordnen ist wie die der Hornblende, oder ob sie als Relikte einer älteren Metamorphose anzusehen sind, kann nicht entschieden werden. In jedem Fall wurden die Granate erst postkinematisch nach der Bildung der Matrix-Hornblende abgebaut. Andererseits zeigen die dabei neu gebildeten Minerale Hornblende und Plagioklas sowie das

weitgehende Fehlen niedriggradiger Mineralneubildungen im Gestein, daß der Granatzerfall noch unter amphibolitfaziellen Bedingungen stattgefunden hat, möglicherweise durch eine Temperung des Gesteins nach dem Höhepunkt der letzten Metamorphose wenig unterhalb der Stabilitätsgrenze für den vorliegenden Granat.

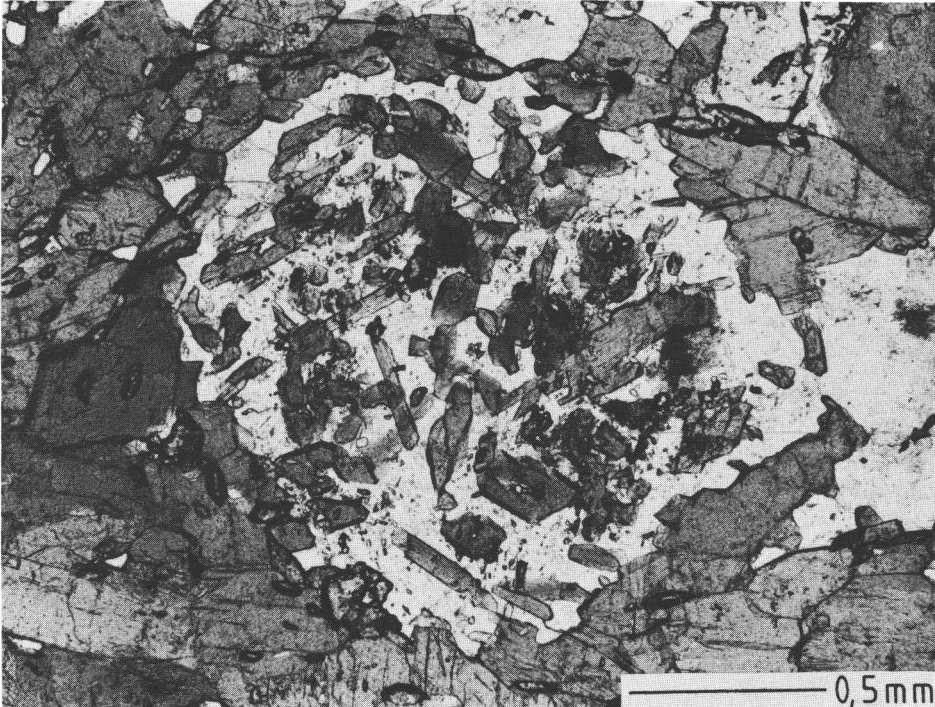


Abb. 3. Flaseramphibolit (fAmAp). – Große Hornblenden der Matrix umwachsen mehr oder weniger gut eingeregelt einen ehemaligen Granat, jetzt abgebaut in ein feinkörniges Aggregat aus unregelter Hornblende und Plagioklas.

Hypidioblastischer bis xenoblastischer, salitischer Pyroxen mit Korngrößen meist unter 0,5 mm (bis 1 mm) kann in einzelnen Proben einen modalen Anteil bis zu 10 Vol.% erreichen, ist aber nicht immer vorhanden. Er konzentriert sich normalerweise in Kalksilikat-führenden, hellen Flasern, während er in Hornblende-reichen Partien selten auftritt. An den Korngrenzen zur Hornblende zeigt sich gelegentlich ein schwacher Reaktionsraum aus aktinolithischer Hornblende.

Titanit mit Korngrößen bis zu 0,2 mm und einem Modalgehalt bis zu 7 Vol.%, durchschnittlich 2 bis 3 Vol.%, ist das häufigste akzessorische Mineral der Flaseramphibolite. Gelegentlich enthalten Titanite einen Kern aus Rutil oder Ilmenit oder sie sind mit der Erzphase verwachsen. Weitere Akzessorien sind Apatit, Biotit, Zirkon, Erz; Rutil tritt nur als Einschluß in Granat oder Titanit auf.

Durch Abbau von Granat, Hornblende und Biotit bildet sich gelegentlich feinkörniger, farbloser bis blaßgrüner Chlorit mit anomal braunen (optisch positiv) oder blauen (optisch negativ) Interferenzfarben (Pennin/Klinochlor). Epidot und Quarz treten ebenfalls

als Sekundärminerale in Pseudomorphosen nach Granat oder in postmetamorph alterierten Bereichen auf. Calcit findet sich in geringen Anteilen ausschließlich in alterierten Zonen.

Als Variante dieser Flaseramphibolite findet man in einigen kleinen Vorkommen Flaseramphibolite mit einer blaßgelben (X), graugrünen (Y) bis blaßblaugrünen (Z) Hornblende. Diese Amphibolite führen in kalksilikatischen Bereichen teils diopsidischen Pyroxen, teils Epidot.

Die Flaseramphibolite zeigen nicht selten parallel oder quer zur Schieferung laufende Bahnen oder Klüfte, von denen sekundäre, postmetamorphe Umwandlungen ausgehen: Plagioklas wird serizitisiert oder saussuritisiert, unter Beteiligung von Titanit bildet sich Leukoxen. Gelegentlich findet man in diesen umgewandelten Bereichen frische, idioblastische Titanite und Apatite, die als Mineralneubildungen angesehen werden. Risse und Korngrenzen in der näheren Umgebung der Klüfte sind teilweise mit braunen Resten eisenreicher Lösungen belegt. Hornblenden werden gebleicht oder zu Chlorit abgebaut. In Verbindung mit Umwandlungsbahnen treten Quarz- und Calcitschmitzen und -adern auf. Calcit weist dabei auf die hohe  $\text{CO}_2$ -Aktivität der fluiden Phase hin.

#### Typ Wildenau (fAmWi)

Flaseramphibolite vom Typ Wildenau unterscheiden sich vom Typ Altenparkstein prinzipiell durch eine fast farblose oder graugelbe (X) bis gelbbraune oder olivbraune (Y=Z) Hornblende. Pseudomorphosen nach Granat (Abb. 4) sind Biotit-reicher. Kalksilikatische Fläsern treten häufiger auf und enthalten neben Salit auch Epidot. Salit ist nicht immer auf die Kalksilikat-Fläsern beschränkt, sondern durchdringt mitunter auch das amphibolitische Gestein.

#### Typ Windisch-Eschenbach (fAmWE)

Die Flaseramphibolite aus der Umgebung von Windisch-Eschenbach gehörten mit einer blaßgelben bis gelbbraunen (Y=Z) Hornblende ursprünglich zum Typ Wildenau, sie wurden aber durch die Intrusion des Falkenberger Granits nachhaltig kontaktmetamorph überprägt. Dabei wurde die gelbbraune Hornblende oft weitgehend in eine blaßgrüne, aktinolithische Hornblende umgewandelt und existiert z. T. nur noch reliktsch in einem kleinen Kernbereich der Hornblendeblasten. Gelegentlich kommt es zu einer feinblastischen Rekristallisation von Hornblende und Plagioklas. Eine dritte, intensiv blaugrün (Z) gefärbte Hornblende tritt hauptsächlich im Kontaktbereich der gelbbraunen Hornblende zu Granat und im Bereich der Pseudomorphosen nach Granat auf.

Plagioklas ist stellenweise granoblastisch mit Tripelpunkten rekristallisiert. Neben dem regionalmetamorph gebildeten, Ca-reichen Oligoklas/Andesin tritt ein neugebildeter, Ca-armter Oligoklas auf, teilweise in den gleichen Proben.

In einigen Proben fällt ein für die Flaseramphibolite hoher Anteil an braunem Biotit auf. Er ist im Bereich der Pseudomorphosen nach Granat und auf Rissen, die die Granatrelikte durchziehen, ein hervortretendes Mineral. Stellenweise hat auch eine Biotitisierung der Hornblende stattgefunden, eine Reaktion, die nach TRÖGER (1969) bei Zufuhr von Kalium ablaufen kann. Aus dem Gesamtgesteins-Chemismus geht hervor, daß die kontaktmetamorphen Flaseramphibolite (fAmWE), verglichen mit den anderen Flaseramphiboliten, auf etwa das Doppelte an Kalium angereichert sind.



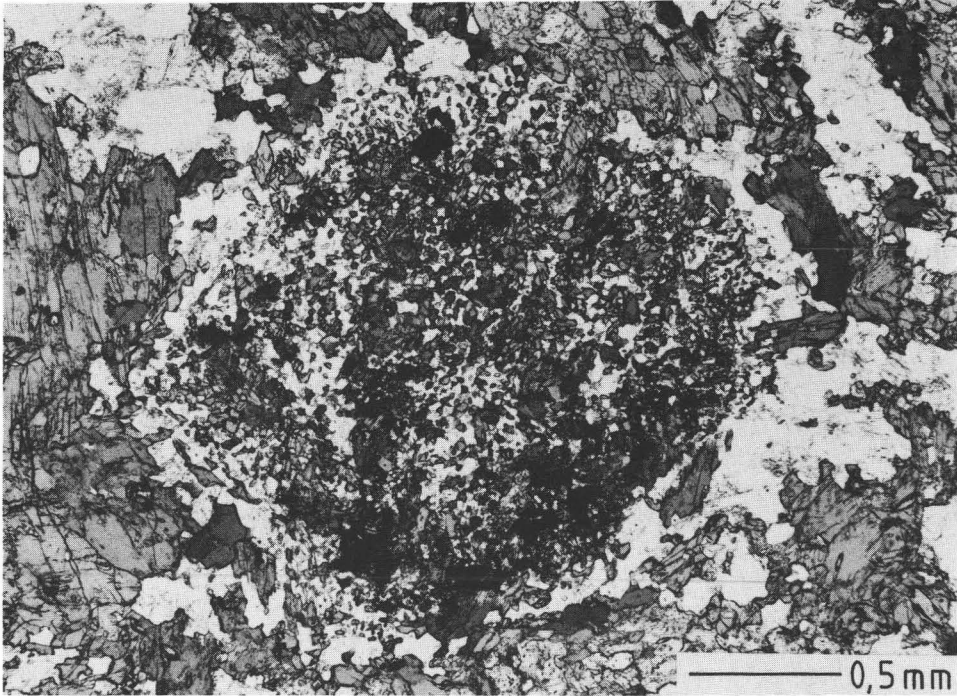


Abb. 4. Flaseramphibolit (fAmWi). – Große Hornblenden und Salit umgeben eine Pseudomorphose nach Granat aus feinkörniger Hornblende und Plagioklas.

Dort, wo Biotit fehlt, ist eine mitunter intensive Chloritbildung (Pennin/Klinochlor) zu beobachten, die sich wieder bevorzugt im Bereich der Pseudomorphosen nach Granat abgespielt hat. Aber auch die Hornblende wird, von Bruch- und Klüftflächen ausgehend, gelegentlich durch Chlorit verdrängt.

Das Gefüge der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite entspricht weitgehend dem der übrigen Flaseramphibolite. Einzelne Vorkommen sind allerdings stark umkristallisiert zu feinblastischen, unregelmäßigen Hornfelsen aus Hornblende, Biotit und Plagioklas. Die kontaktmetamorphen Flaseramphibolite sind außerdem stark durchdrungen von Klüften und hellen Adern aus Quarz und Plagioklas, die mitunter sehr dünn sind, die aber auch das Ausmaß von Pegmatiten annehmen können.

#### Regionale Verbreitung

Die Flaseramphibolite dominieren im nördlichen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Kleinere, linear angeordnete Vorkommen finden sich aber auch im mittleren und südlichen Teil. Der Typ Altenparkstein (fAmAp) ist dabei auf den westlichen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß beschränkt. Er ist dort weit verbreitet im Gebiet zwischen Krummenaab und Altenparkstein. In südöstlicher Fortsetzung finden sich diese Flaseramphibolite nochmals in mehreren Einzelvorkommen bei Mühlbach wenig nördlich von Neustadt/Waldnaab und in einem Amphibolitzug südlich von Neustadt/Waldnaab, der mit Unterbrechungen bis Görnitz verläuft. Hier im Raum Neustadt zeigt sich ein fließen-

der Übergang von Flaseramphiboliten mit einer blaßolivgrünen ( $Y=Z$ ) zu solchen mit einer blaßgelben ( $Y=Z$ ) Hornblende. Noch stärker zeigt sich dieser Übergang, wenn man vom nordwestlichen Abschnitt der Zone Erbdorf-Vohenstrauß nach Osten geht. Hier erfolgt sukzessive ein Übergang zu Flaseramphiboliten vom Typ Wildenau mit einer gelben bis gelbbraunen und mittelbraunen Hornblende. Die meisten Vorkommen des Typs Wildenau befinden sich im östlich des Leuchtenberger Granits gelegenen Teil der nördlichen und mittleren Zone Erbdorf-Vohenstrauß im Gebiet zwischen Eppenreuth, Wildenau, Püchersreuth und Floß, z. T. auch noch wenig südlich von Floß. Die kontakt-metamorphen Flaseramphibolite (fAmWE) treten in der Umgebung von Windisch-Eschenbach in einem etwa 4 km langen Streifen entlang des Granitkontakts auf.

### 5.1.2. Schieferige, teils streifige Amphibolite (ssAm)

Schieferung und Streifung sind die typischen, makroskopisch erkennbaren Merkmale dieser Gruppe. Dabei sind nicht in allen Vorkommen beide Merkmale gleich gut ausgebildet. Es gibt gut geschieferte Amphibolite, die nur eine geringe oder gar keine Streifung aufweisen, während andere deutlich gestreift, aber nur unvollkommen geschiefert sein können. Die Übergänge sind dabei oft schon im kleinen Aufschlußbereich so fließend, daß auf eine weiterführende Gliederung verzichtet wurde. Die Streifung wird durch einen scharfen Wechsel im modalen Hornblende-Plagioklas-Verhältnis oder durch Kalksilikat-führende Zwischenlagen verursacht. Im Gegensatz zu den Flaseramphiboliten halten die Streifen oft gleichmäßig durch und sind meist klar gegeneinander abgegrenzt. Unregelmäßigkeiten ergeben sich dort, wo das Gestein von einer intensiven Kleinfältelung betroffen ist. Es kann dann zu einer schlierig-verschwommenen Auflösung der Streifen kommen. Normalerweise handelt es sich bei diesen Amphiboliten aber um s-Tektonite. Auch bei den schieferigen Amphiboliten lassen sich Übergänge zu massigen, homogenen Varietäten beobachten.

Die schieferigen, teils streifigen Amphibolite dominieren in der Südhälfte der Zone Erbdorf-Vohenstrauß beiderseits des Leuchtenberger Granits. Mit wenigen, linear angeordneten Einzelvorkommen bei Mühlberg, Klobenreuth und westlich von Pülersreuth dringen sie zwischen den Flaseramphiboliten in den Nordteil dieser Zone vor. Es entsteht der Eindruck eines langgestreckten Ineinandergreifens von Flaseramphiboliten und schieferigen, teils streifigen Amphiboliten im Bereich nördlich und südlich von Neustadt/Waldnaab (s. Abb. 2 u. Abb. 35).

Unter dem Mikroskop weisen diese Amphibolite einen sehr monotonen Mineralbestand mit Hornblende und Plagioklas auf. Akzessorien sind kaum vorhanden. Die Streifung wird häufig durch wechselnde Anteile der beiden Hauptminerale am Gestein hervorgerufen. Die hypidioblastische, kurzprismatische Hornblende mit Korngrößen zwischen 0,2 und 0,8 mm zeigt einen Pleochroismus von farblos ( $X$ ) nach hellolivgrün ( $Y=Z$ ) oder nach dunkelgelb bis hellolivbraun ( $Y=Z$ ). Der Modalgehalt kann in Hornblende-reichen Lagen mehr als 95 Vol.% betragen. In diesen Lagen ist eine Kornvergrößerung der Hornblende gegenüber den Plagioklas-reichen Lagen zu beobachten. Plagioklas tritt xenoblastisch auf mit Korngrößen, die nur wenig kleiner sind als die der Hornblendens. Akzessorisch sind in sehr geringen Anteilen Titanit, Apatit, Zirkon und Erzminerale vorhanden.

Nicht selten wird die Streifung auch durch bis zu 3 cm mächtige, kalksilikatische Zwischenlagen mit nur geringem oder fehlendem Hornblende-Anteil verursacht. Hauptbe-

standteile sind Plagioklas und Salit mit sehr unterschiedlichen Korngrößen und granoblastischem Gefüge. Selten ist Granat beteiligt. Akzessorisch treten Apatit und Titanit auf, deren Anteil an den kalksilikatischen Lagen deutlich höher ist als am amphibolitischen Nebengestein. Häufig findet man eine wenige mm dicke, sehr Hornblende-reiche, nahezu monomineralische Übergangszone zwischen den Kalksilikat-Streifen und dem eigentlichen Amphibolit. Nur selten sind Kalksilikat-Lagen nicht scharf begrenzt. Der Pyroxen tritt dann nicht nur im eigentlichen kalksilikatischen Bereich, sondern auch noch im Übergangsbereich zum Amphibolit zusammen mit der Hornblende und dem Plagioklas auf.

In den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten sind häufig parallel zur Schieferung und Streifung laufende Zersatzzonen zu beobachten, die sich besonders an die hellen, Plagioklas-reichen oder kalksilikatischen Lagen halten. Es erfolgten eine Serizitisierung von Plagioklas, Neubildung von Epidot, seltener von Hellglimmer oder Talk, sowie Bildung von Leukoxen. Das Gestein wurde entlang dieser Bahnen postmetamorph hydrothermal beeinflusst. Dabei zeugen nahezu monomineralische Karbonatadern, die diese Umwandlungszonen durchziehen, von der  $\text{CO}_2$ -Aktivität der hydrothermalen Lösungen. Selten wurden intensive Chlorit- oder Talkbildungen in Lagen parallel zur Schieferung und Streifung beobachtet.

Eine sehr ausführliche petrographische Beschreibung der Amphibolite aus der südlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß und deren kalksilikatischen Einlagerungen findet man bei VOLL (1960: 161–306). Danach sind die kalksilikatischen Zwischenlagen zum kleineren Teil auf einen sedimentären Ursprung, zum größeren Teil auf metasomatische Umwandlungen zurückzuführen, wobei die Frage nach der Herkunft der Lösungen offenbleibt. Werden die Kalksilikat-Lagen als primär angesehen, dann kommt als Edukt der streifigen Amphibolite eine Wechsellagerung von Basalten oder Tuffen mit Karbonat-reichen Tuffiten oder Mergeln in Frage.

EVANS & LEAKE (1960) beschreiben Amphibolite, die ebenfalls kalksilikatische Streifen mit Plagioklas + Klinopyroxen + Titanit aufweisen. Als Entstehung der s-parallelen Streifen wird hier eine intensive, metamorphe Segregation entlang der s-Flächen angenommen, wobei die Verteilung der Streifen durch Bedingungen der Metamorphose und der begleitenden Tektonik kontrolliert wird. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zur Frage der Entstehung der Kalksilikat-Lagen keine näheren Untersuchungen angestellt.

Amphibolite am S- und SE-Rand der Zone Erbdorf-Vohenstrauß im Raum Waldau und südlich davon zeigen den oben beschriebenen, schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten gegenüber zwar keine prinzipiellen Unterschiede, jedoch tritt die gelbe bis gelbbraune (Y=Z) Hornblende stark zurück zugunsten einer fast farblosen (X) bis blaßolivgrünen oder hellolivgrünen (Y=Z) Hornblende. Weiterhin erscheinen Amphibolite mit einer fast farblosen (X), blaßgrünen bis graugrünen (Y) und blaßgrünen bis blaßblaugrünen (Z) Hornblende. Diese Variationen werden auch in der chemischen Zusammensetzung der Hornblendens deutlich (s. Kap. 6.1.).

Am Südrand des Leuchtenberger Granits im Bereich der Steinach-Aureole (OKRUSCH 1969) und in deren Fortsetzung nach N und NE findet man schiefrige und streifige Amphibolite, die kontaktmetamorph überprägt wurden. Sie zeigen ein sehr feinkörniges, gleichmäßig rekristallisiertes, pflasterartiges Gefüge aus Plagioklas und Hornblende. Die Hornblendens sind nur schwach oder nicht orientiert, zeichnen aber einen ursprünglichen Lagenbau nach. Nicht selten werden diese grünen (Y) bis blaßblaugrünen (Z)

Hornblenden durch eine zweite, fast farblose Hornblende pseudomorph verdrängt. Die Verdrängung findet mitunter lagenweise statt. Daneben ist auch eine Verdrängung der Hornblende durch Klinopyroxen zu beobachten. Im feinkörnigen Gestein treten bis zu mehrere Millimeter lange, monomineralische Schmitzen aus gröberblastischem Quarz auf.

Ein Teil der kontaktmetamorphen Amphibolite weist sehr feinstengelig und dünn rekrystallisierte Hornblendenadeln auf, die filzig oder büschelig miteinander verwachsen sind (Abb. 5). Mitunter zeigt sich eine Orientierung der Hornblenden, die das ehemalige s-Gefüge nachzeichnet. Die Farbe der Hornblenden ist blaßoliv ( $Y=Z$ ) oder graugrün ( $Y$ ) bis blaßblaugrün ( $Z$ ), z. T. gelbbraun ( $Y=Z$ ). Plagioklase sind nur am unmittelbaren Granitkontakt feinkörnig rekrystallisiert. Die meisten größeren Blasten dürften noch aus dem amphibolitfaziell regionalmetamorphen Ereignis stammen. Sie sind häufig serizitisiert und werden fast immer von den dünnstengeligen Hornblenden durchsprößt.

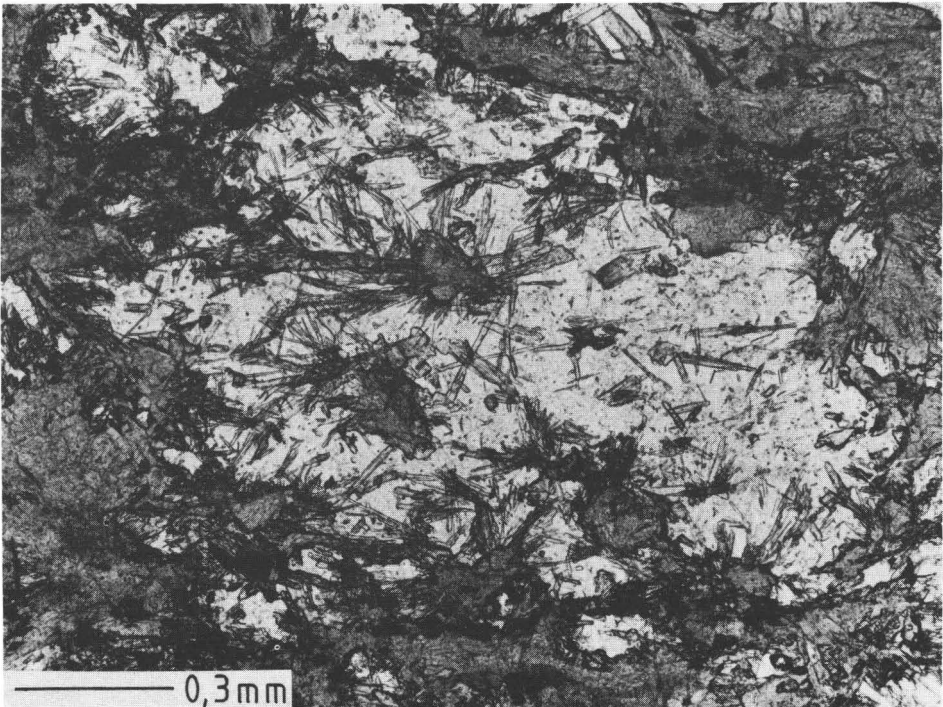


Abb. 5. Schieferiger Amphibolit aus der Steinach-Kontaktaureole des Leuchtenberger Granits. – Typisch sind feinstengelige, während der Kontaktmetamorphose quergesproßte Hornblenden.

OKRUSCH (1969) beschreibt in der Steinachaureole eine Unterteilung der Kontaktzone in einen äußeren Bereich mit der Paragenese Muskovit + Andalusit + Cordierit + Biotit (+ Quarz + Plagioklas), die der Hornblende-Hornfels-Fazies entspricht, und einen inneren, höhergradigen Bereich mit der Paragenese  $\pm$  Kalifeldspat + Sillimanit + Cordierit  $\pm$  Almandin + Biotit (+ Quarz + Plagioklas). Die untersuchten Amphibolitproben zeigen, daß auch der innere, höhergradige Bereich noch zur Hornblende-Hornfels-Fazies gehört.

### 5.1.3. Epidotamphibolit von Michldorf (epAmMi)

Der Michldorfer Epidotamphibolit tritt als einzelner Amphibolitzug südlich von Michldorf auf. Er zieht sich von Kleinpoppenhof am Rand des Leuchtenberger Granits nach SW über Burgmühle zum Randbruch des Grundgebirges hin.

Makroskopisch zeigt der Michldorfer Epidotamphibolit oft eine Vielzahl kleiner, wenige Millimeter langer, heller Schmitzchen und eine gut ausgebildete Schieferung. Stellenweise tritt eine meist konkordant, bisweilen diskordant zur Schieferung laufende, grünliche, kalksilikatische Bänderung auf.

Die hypidioblastischen, um 0,5 bis 5 mm langen, fast farblosen (X), blaßgrünen bis graugrünen (Y) und blaßblaugrünen (Z) Hornblenden zeichnen die gute Schieferung nach. Plagioklas-Xenoblasten (Oligoklas) unter 0,2 mm Durchmesser treten als Zwickelfüllung zwischen den Hornblenden auf. Daneben gibt es große Plagioklas-Porphyroblasten, die von der Hornblende in s-Richtung rundlich umwachsen sind. Da kein Albit vorliegt, kann das Gestein bereits der niedriggradigen Amphibolitfazies zugeordnet werden (WINKLER 1979). Der Michldorfer Epidotamphibolit zeichnet sich durch seinen Reichtum an meist paragenetischem Epidot aus (bis 10 Vol.%). Der hypidioblastische, 0,1 bis 1 mm große Epidot ist entweder gleichmäßig oder lagenweise im Gestein verteilt. In einigen Proben ist kein Epidot vorhanden.

Chlorit ist nicht sehr häufig. Er bildet kleine Blasten zwischen den Hornblenden und gehört dann zur Paragenese. Selten treten etwas größere Kornaggregate auf. Der farblose bis schwach blaßgrüne Chlorit zeigt gelegentlich Reaktionsränder zur Hornblende. Akzessorisch sind Apatit, Rutil und Opakminerale vertreten. In einzelnen Proben sind recht geringe Anteile eines hellbraunen (Y=Z) Biotits vorhanden.

Am Rand des Leuchtenberger Granits ist der Michldorfer Epidotamphibolit kontakt-metamorph überprägt. Dies äußert sich in einer sehr feinblastischen, verschwommenen Rekristallisation des Plagioklas und in einem sekundären Wachstum feinnadeliger Hornblendebüschel.

Wie schon bei den anderen Amphibolittypen kommt es auch beim Michldorfer Epidotamphibolit stellenweise zu sekundären Umwandlungen, oft in Verbindung mit monomineralischen Karbonat-Adern. Plagioklas wird durch äußerst feinkörnige, graue Massen verdrängt, die nach VOLL (1960: 191) aus Klinozoisit-Mikrolithen bestehen. Selten gibt es Zersatzzonen, in denen Hornblende und Plagioklas zu Epidot und Chlorit abgebaut sind und in denen zusätzlich wieder Karbonat auftritt.

### 5.1.4. Massige Amphibolite

Massige Amphibolite wurden bislang als eigene Metasitgruppe der Zone Erbdorf-Vohenstrauß betrachtet (SCHÜSSLER 1987). Nach dem petrographischen und dem geochemischen Befund stehen einige der massigen Amphibolite den Flaseramphiboliten, andere den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten sehr nahe. Sie werden hier deshalb als massige Varietäten dieser Amphibolitgruppen mit diesen zusammen behandelt (s.o.).



### 5.1.5. Eklogitogener Amphibolit von Hauxdorf (eAmHx)

Zwischen Erbdorf und dem nur wenig südlicher gelegenen Hauxdorf am nordwestlichen Ende der Zone Erbdorf-Vohenstrauß liegt ein kleines Vorkommen mit sehr Granat-reichen Amphiboliten. Von den benachbarten Flaseramphiboliten (fAmAp) unterscheiden sie sich schon makroskopisch durch ein sehr dichtes, massiges, völlig ungeschiefertes, ziemlich homogenes Gefüge. Mikroskopisch fällt der gegenüber den Flaseramphiboliten hohe Gehalt an Granat auf (bis 40 Vol.%). Der stark rissige, hypidioblastische bis zerlappt xenoblastische Granat mit Korngrößen um 1 mm ist mitunter randlich abgebaut, ansatzweise unter Bildung eines sehr feinstrahligen Corona-Symplektits aus Hornblende und Plagioklas (Abb. 6). Ein weiterer Hauptbestandteil ist Hornblende, die sich mit ihrer hellgelben (X) bis graugelben (Y=Z) Farbe wieder von der blaßolivgrünen Hornblende der benachbarten Flaseramphibolite unterscheidet. Xenoblastischer Plagioklas ist nur in geringen Anteilen als Zwickelfüllung vorhanden. Hornblende und Plagioklas bilden mitunter sehr feinblastische, netzartige Strukturen, die als Gewebesymplektit bezeichnet werden können. An einigen ansatzweise vorhandenen, strauchförmigen Symplektiten ist auch Klinopyroxen beteiligt. Als Titan-führende Erzphase treten Ilmenit und Rutil auf, die häufig ineinander übergehen. Auch darin unterscheidet sich dieser Amphibolit von den Flaseramphiboliten, die als Titanphasen Ilmenit und Titanit enthalten.

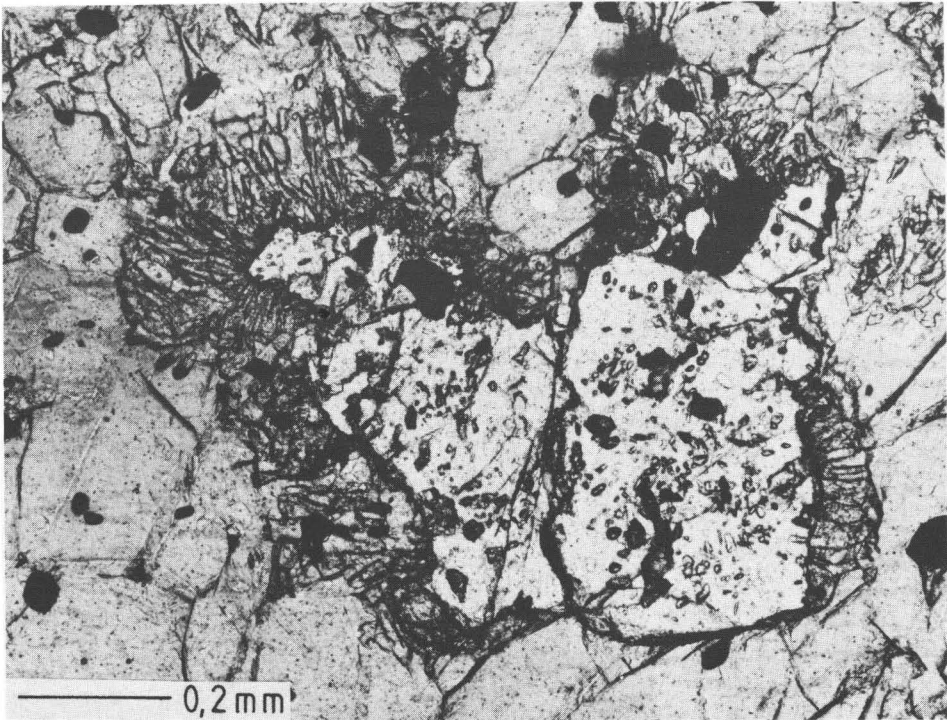


Abb. 6. Eklogitogener Amphibolit von Hauxdorf (eAmHx). – Der Granat wird randlich abgebaut; es bilden sich andeutungsweise Symplektitkoronen aus Hornblende und Plagioklas.



Gesamtgesteins- und Granatzusammensetzung (s. Kap. 6.3. u. BUSCH 1969) wie auch die ansetzende Symplektitbildung deuten darauf hin, daß der Granatamphibolit von Hauxdorf vor der amphibolitfaziellen Überprägung ein Eklogitstadium durchlaufen hat.

Ein kleines Vorkommen von Eklogitamphibolit befindet sich am Steinbühl bei Kaimling im südlichen Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Eine genaue Beschreibung erfolgte durch VOLL (1960: 105–110) und durch BUSCH (1969, 1970).

### 5.1.6. Metagabbros (MG)

Die Metagabbros werden von VOLL (1960: 161–178) ausführlich petrographisch beschrieben und sollen nur kurz charakterisiert werden. Sie unterscheiden sich von den massigen Varietäten der beschriebenen Amphibolitgruppen durch das ausgesprochen gut erhaltene, grobe, sperrige, gabbroide Gefüge. Die ehemaligen Pyroxene sind abgesehen von seltenen Relikten vollständig abgebaut und durch Hornblende pseudomorph ersetzt worden. Die bis zu 5 mm großen Hornblenden sind blaßgelb (X) bis gelb oder gelbbraun (Y=Z) und zeigen nicht selten eine parallel angeordnete, intensive, sehr feine Erzbestäubung. Die großen Hornblendeblasten zerfallen häufig in Aggregate aus einer Vielzahl sehr feinkörniger, rundlicher oder länglicher Blasten einer fast farblosen (X) bis blaßgrünen (Y=Z) Hornblende, seltener einer wiederum gelben bis gelbbraunen Hornblende. Diese Hornblendeaggregate zeichnen oft die Kornformen der ehemaligen Pyroxene nach. Selten entsteht auch metamorph gebildeter Salit. Die blaßgrüne oder eine dritte, blaßblaugrüne (Z) Hornblende wachsen schließlich mit stengeligen, dünnen Nadeln von den Grenzen dieser Pseudomorphosen weg in den Bereich der Plagioklase hinein, so daß die pseudomorph nach Pyroxen vorliegenden Hornblendeaggregate oft mit einem „Zahnkranz“ umgeben sind (Abb. 7). Gelegentlich zeigt sich eine etwas stärkere Umwandlung der blaßgrünen Hornblende in einen farblosen Chlorit mit grauen Interferenzfarben (optisch positiv).

Plagioklas bildet große, tafelige, durchschnittlich etwa 2 mm lange, idiomorphe Körner in sperrig-magmatischem Gefüge. Sie sind z. T. stark serizitisiert oder saussuritisiert. Gelegentlich fand im Bereich dieser magmatischen Plagioklase eine pflasterartige Rekristallisation metamorpher, ca. 0,2 mm großer Plagioklase statt.

Einige Proben enthalten bis zu 2 mm große, rotbraune Biotite. Mitunter erfolgt eine Verdrängung von Hornblende durch filzig verwachsene Aggregate kleinerer, sekundärer Biotitblasten.

Akzessorisch findet man Apatit, seltener Titanit oder Rutil. Die Erzphase erscheint entweder als feine Bestäubung der Hornblenden oder als große Xenoblasten im Bereich der Hornblenden.

Metagabbros findet man in erster Linie im Bereich der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling (VOLL 1960), daneben aber auch in kleineren Vorkommen am SE-Rand des Leuchtenberger Granits und im Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß wenig südlich von Krummennaab zwischen Burggrub und Trautenau.

## 5.2. Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring

Die Amphibolite dieses Bereichs erscheinen in mehreren, kleinen Einzelvorkommen in einem Streifen, der sich von Griesbach nach Mähring und weiter in das Gebiet der

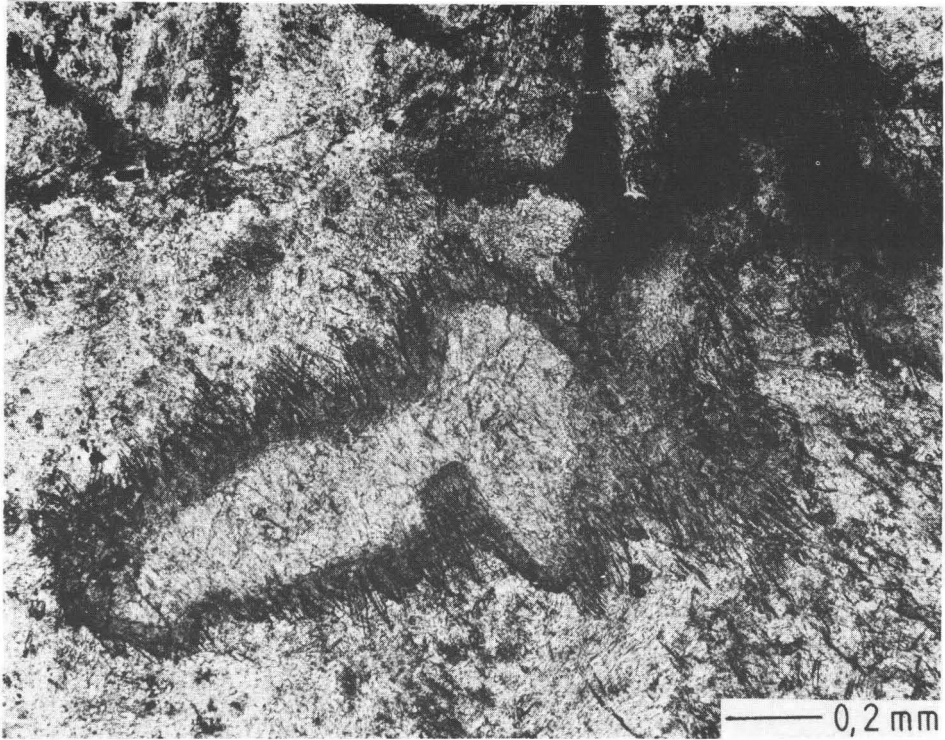


Abb. 7. Metagabbro der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. – Eine gelbbraune Hornblende I (dunkle Blasen) zerfällt in feine Aggregate einer zweiten, sehr blaßgrünen Hornblende, auf der linken Bildhälfte umgeben von einem Kranz der dritten, dünnstengeligen, blaßblaugrünen Hornblende, die in die umgebenden Plagioklase hineinwächst.

Tschechoslowakei hinzieht. Makroskopisch sind die meist gut geschieferten und zum Teil hell gestreiften Amphibolite nicht von den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zu unterscheiden (wenngleich sie zu einem anderen Zeitpunkt und unter anderen Metamorphosebedingungen gebildet wurden).

Die idioblastische bis hypidioblastische, kurzprismatische Hornblende mit Korngrößen um 0,5 bis 2 mm zeigt einen Pleochroismus von blaßgelb (X) nach hellolivbraun bis mittelgelbbraun (Y=Z). Selten wird sie randlich abgebaut in eine zweite, farblose Hornblende. In vereinzelt Individuen sind die Spaltrisse mit feinkörnigem Erz bestäubt. Gelegentlich zeigt sich eine leichte Zonierung der Hornblende mit einem schwach blaßolivgrünen Kern. Plagioklas tritt xenoblastisch mit Korngrößen um 0,2 mm auf. In einigen Proben aus dem Bereich Griesbach fällt ein hoher Gehalt an salitischem Pyroxen auf, der aber nicht streng an Kalksilikat-führende Lagen gebunden, sondern fast gleichmäßig im Gestein verteilt ist. Einige Proben enthalten wenig Granat, der teilweise oder ganz abgebaut ist in Aggregate aus gelbbrauner Hornblende und Plagioklas. Dies zeigt jedoch keine Verwandtschaft zu den Flaseramphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß an, sondern wird als Konvergenzerscheinung gedeutet. Akzessorisch treten neben der opaken Erzphase idioblastischer bis xenoblastischer Titanit und hypidioblastischer Apatit auf.

### 5.3. Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone

In der Erbdorfer Grünschieferzone treten auf engem Raum zahlreiche Metabasit- und Meta-Ultrabasittypen mit unterschiedlicher metamorpher Überprägung auf. Anhand ausgewählter Metabasit-Proben, die im folgenden petrographisch beschrieben werden, läßt sich die Metamorphosegeschichte der Erbdorfer Grünschieferzone in Grundzügen ablesen.

Als höchstgradige Metabasite treten fein- bis mittelkörnige Amphibolite mit der Paragenese Hornblende + Plagioklas auf. Die meist stengelige Hornblende ist farblos (X), blaßgrün (Y) bis blaßblaugrün (Z). Beim Plagioklas handelt es sich um einen Oligoklas mit einem Anorthitgehalt bis zu 30 % (MATTHES 1951; BURGER 1979; ULITZKA 1981). Akzessorisch treten Titanit und Opakminerale auf. Der Lagenbau wird durch unterschiedliche Anteile an Plagioklas und Hornblende und durch das lagenweise Auftreten von Epidot verursacht.

Nach WINKLER (1979) liegen Oligoklas-Amphibolite im Übergangsbereich von niedriggradiger zu mittelgradiger Metamorphose, wobei die Grenze durch die obere Stabilität von Chlorit gegeben ist. Weiterhin findet der Wechsel von Albit zu Oligoklas bei Überspringen der Peristeritlücke nur wenig unterhalb der Grenze zwischen niedriggradiger und mittelgradiger Metamorphose statt. Das Vorkommen von Anorthit-reichem Oligoklas neben Hornblende bei geringem oder fehlendem Chloritgehalt (Chlorit < 5 Vol.% nach MATTHES 1951) zeigt, daß die niedriggradige Amphibolitfazies als höchstes Stadium einer Regionalmetamorphose erreicht ist.

Epidotamphibolit ist Bestandteil der prograd gebildeten Assoziation, zum Teil aber auch Produkt einer retrograden Überprägung. Dabei bildet sich Epidot auf Kosten von Hornblende und Plagioklas. Es kommt zur Neubildung idioblastischer Epidote im Bereich der ehemaligen Plagioklase.

Ebenfalls auf retrograde Einflüsse zurückzuführen ist die teilweise intensive Chloritisierung von Metabasiten. Der Chlorit erscheint in großen, faserigen Bündeln oder in feinkörnigen, filzigen Aggregaten, die die Hornblende verdrängen und die Form der ehemaligen Hornblenden mehr oder weniger deutlich pseudomorph nachzeichnen. Hornblende ist in dem Gestein in unterschiedlichen Anteilen reliktsch enthalten, teilweise aber auch vollständig abgebaut. Nicht selten findet eine Karbonatisierung der Gesteine statt. Karbonat durchdringt mit feinsten Xenoblasten das gesamte Gestein oder findet sich fast monomineralisch in Adern und Schlieren.

Neben den Amphiboliten treten in der Erbdorfer Grünschieferzone also auch in unterschiedlichem Maß diaphthoritisch beeinflusste Metabasite auf, die, bei starkem Ungleichgewicht, im Extremfall die Mineralzusammensetzung Chlorit + Calcit  $\pm$  Quarz ( $\pm$  Epidot  $\pm$  Albit, mit Relikten von Hornblende und Plagioklas) aufweisen. Dies zeigt eine stellenweise bis in die Grünschieferfazies reichende retrograde Überprägung an. Es könnten sogar sehr niedriggradige Bedingungen geherrscht haben, wenn wegen der höheren CO<sub>2</sub>-Aktivität der fluiden Phase nicht eine typische Paragenese Pumpellyit + Aktinolith, sondern die Zusammensetzung Chlorit + Calcit + Quarz entstanden ist (WINKLER 1979). GRAHAM et al. (1983) beschreiben für grünschieferfaziell metamorphosierte Metabasite bei Einfluß einer H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-reichen fluiden Phase unter anderem die Paragenese Chlorit + Calcit + Quarz + Albit + Epidot.

Die Chloritisierung der Metabasite wurde von einer z. T. recht deutlichen, tektonischen Durchbewegung und Kleinfaltung begleitet. Die Faltung wird dabei von synkinematisch gekrümmt gewachsenem, faserigem Chlorit nachgezeichnet. Stengelige, präkinematische, z. T. schon reliktsche Amphibole sind ebenfalls der Faltung angeglichen, wurden dabei aber geknickt, zerbrochen und zerrissen. Gelegentlich finden sich an den Flanken der Falten Aggregate mit ausgelängten Quarzblasten (Abb. 8).

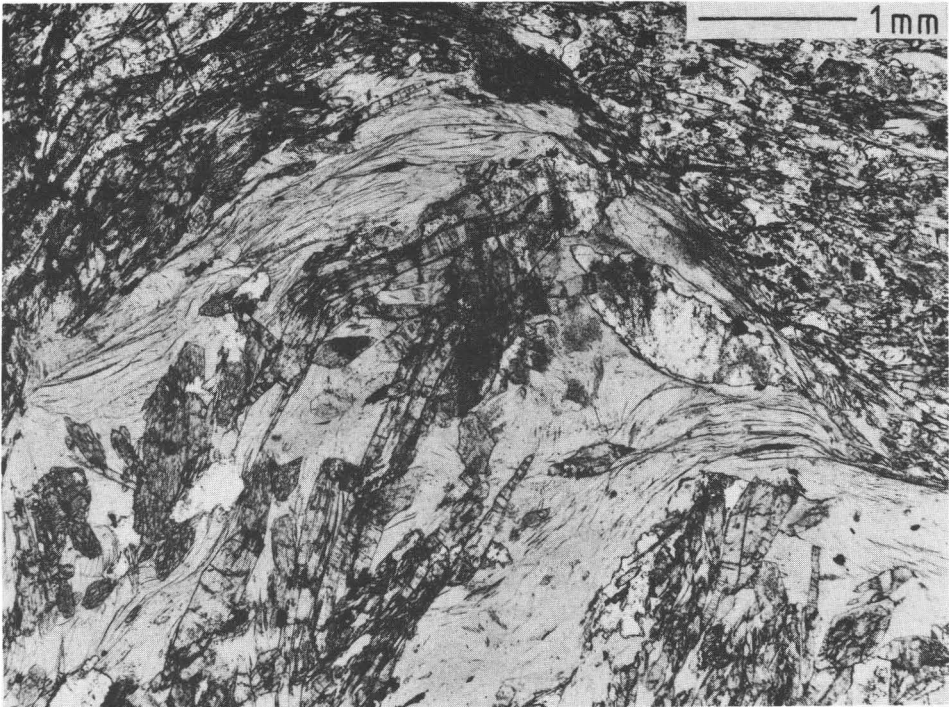


Abb. 8. Metabasit der Erbdorfer Grünschieferzone. – Das ehemals amphibolitische Gestein wurde nach der Regionalmetamorphose teilweise chloritisiert und gleichzeitig tektonisch beansprucht. Dabei wurden die stengeligen Hornblenden zerbrochen, geknickt und korrodiert.

Metagabbros der Erbdorfer Grünschieferzone zeigen grobblastische, gabbroide Gefügerelikte, wobei die blaßgrüne (Y) bis blaßblaugrüne (Z) Hornblende mit Korngrößen bis zu 5 mm die ehemaligen Pyroxene, möglicherweise auch ehemalige primäre, magmatische Hornblenden nachzeichnet. Stellenweise löst sich die grobe Hornblende in feinblastische Hornblende-Aggregate auf, wird von Brüchen und Spaltrissen ausgehend gebleicht oder durch einen farblosen bis blaßgrünen Chlorit verdrängt. Plagioklas ist unterschiedlich stark serizitisiert oder saussuritisiert. Manchmal erkennt man noch ehemalige Zwillingslamellen und die Korngrenzen eines gröberen Plagioklasplasters, manchmal findet man ein feinkörniges (<0.1 mm) Gemisch aus Epidot und neugebildetem Albit vor. Zum Teil ist der Bereich ehemaliger Plagioklase nur noch von dunkelbraunen Massen erfüllt, in denen zahlreiche, oft idioblastische Epidote mit Korngrößen von 0,1 bis 0,2 mm sitzen. Daneben tritt Epidot aber auch als prograde Bildung im Gestein auf.

Die Metagabbros der Erbdorfer Grünschieferzone zeigen wie die Amphibolite eine prograde Metamorphose an, die auf jeden Fall bis zur Epidot-Amphibolitfazies, wahrscheinlich bis zur niedriggradigen Amphibolitfazies gereicht hat. Da wegen der starken retrograden Überprägung der Plagioklase keine Bestimmung des An-Gehaltes möglich war, läßt sich dazu keine eindeutige Aussage treffen. Eine durchgreifende, retrograde Überprägung, wie sie bei einem Teil der streifigen Amphibolite stattgefunden hat, wurde bei den Metagabbros nicht gefunden. Der Plagioklaszerfall und das Auftreten von neugebildetem Epidot und Albit neben einer älteren, zum Teil schon etwas angegriffenen Hornblende deuten eine retrograde Beeinflussung an (zu Metagabbros der Erbdorfer Grünschieferzone s. auch MATTHES & OLESCH 1989).

Ein Teil der Metabasite aus der Erbdorfer Grünschieferzone wurde durch die Intrusionen des Steinwaldgranits und des Falkenberger Granits kontaktmetamorph beeinflußt. Diese Metabasite zeichnen sich aus durch ein sehr feinkörniges, granoblastisches Auftreten von Plagioklas und Epidot neben einer regellos gewachsenen Hornblende, die teils mit etwas größeren, langstengeligen Individuen auftritt. Ältere, präkontaktmetamorphe Hornblendens können noch reliktsch vorhanden sein. Eine ausführliche Beschreibung der Kontaktmetamorphose in der Erbdorfer Grünschieferzone erfolgte bei MATTHES (1951), MATTHES & KNAUER (1981), MATTHES & OLESCH (1986).

#### Metamorphe Entwicklung in der Erbdorfer Grünschieferzone

Für die Erbdorfer Grünschieferzone läßt sich folgende Metamorphoseentwicklung ablesen:

1) Das älteste nachweisbare metamorphe Ereignis ist eine Regionalmetamorphose, bei der die Bedingungen der niedriggradigen Amphibolitfazies erreicht wurden. Dieses Stadium ist in den Metabasiten belegt durch die Paragenese Oligoklas + Hornblende  $\pm$  Chlorit  $\pm$  Epidot. In Metasedimenten zeigen Disthen, Granat und Staurolith in Paragenese amphibolitfazielle Bedingungen an (RÖHR mündl. Mitt. 1990).

2) Im Zuge einer späteren Diaphthorese wurden die Metabasite sehr unterschiedlich stark retrograd überprägt, z. T. begleitet von tektonischer Beanspruchung und Verformung. Die Gesteinspalette reicht von unveränderten Amphiboliten über Metabasite, die mit einer Neubildung von Epidot und Albit Epidot-Amphibolit-fazielle Verhältnisse anzeigen, bis zu weitgehend chloritisierten und z. T. karbonisierten Metabasiten, deren Mineralzusammensetzung Chlorit + Calcit  $\pm$  Quarz grünschieferfazielle, möglicherweise sogar sehr niedriggradige Bedingungen repräsentiert. Die Einstellung eines Gleichgewichts wurde dabei in aller Regel nicht erreicht, was an dem oft erheblichen Anteil an Reliktmineralen erkennbar ist. Es ist anzunehmen, daß die retrograde Überprägung mit größeren tektonischen Bewegungen nach der amphibolitfaziellen Metamorphose zusammenhängt, möglicherweise mit den im KTB-Konzept vertretenen Deckenüberschiebungen der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und der Erbdorfer Grünschieferzone (WEBER & VOLBRECHT 1986, 1989).

3) Schließlich wurde ein Teil der Metabasite durch die Intrusion der variskischen Granite kontaktmetamorph überprägt.

Der vorliegende Befund aus der Erbdorfer Grünschieferzone zeigt, daß diese Zone ihren Namen nicht zu Recht trägt. Das prägende prograde Ereignis ist nicht, wie manchmal behauptet (z. B. WEBER & VOLBRECHT 1989: 13), grünschieferfaziell, sondern reichte bis in die untere Amphibolitfazies, und die retrograden Einflüsse ließen Gesteine entste-



hen, die nur teilweise und nur unter Vernachlässigung der Reliktminerale in die Grünschieferfazies eingeordnet werden können. Dennoch wird hier aus traditionellen Gründen an der Bezeichnung „Erbendorfer Grünschieferzone“ festgehalten. Auch die häufig gefundene Bezeichnung „Prasinit“ für die Metabasite dieser Zone ist zweifelhaft, da ein Prasinit definitionsgemäß die Hauptbestandteile Albit + Epidot + Chlorit + Hornblende enthält, wobei die mafischen Minerale in ungefähr gleichen Volumenanteilen beteiligt sind. Dies trifft zumindest für die untersuchten Proben und für die bei MATTHES (1951) und bei ULITZKA (1981) mit Modalgehalten angegebenen Proben in keiner Weise zu, abgesehen von dem Ungleichgewicht, in dem sich diese Gesteine befinden.

## 6. Mineralchemie

Von den gesteinsbildenden Mineralen der einzelnen Metabasitgruppen aus der Zone Erbendorf-Vohenstrauß und der Zone Tirschenreuth-Mähring wurde die chemische Zusammensetzung bestimmt.

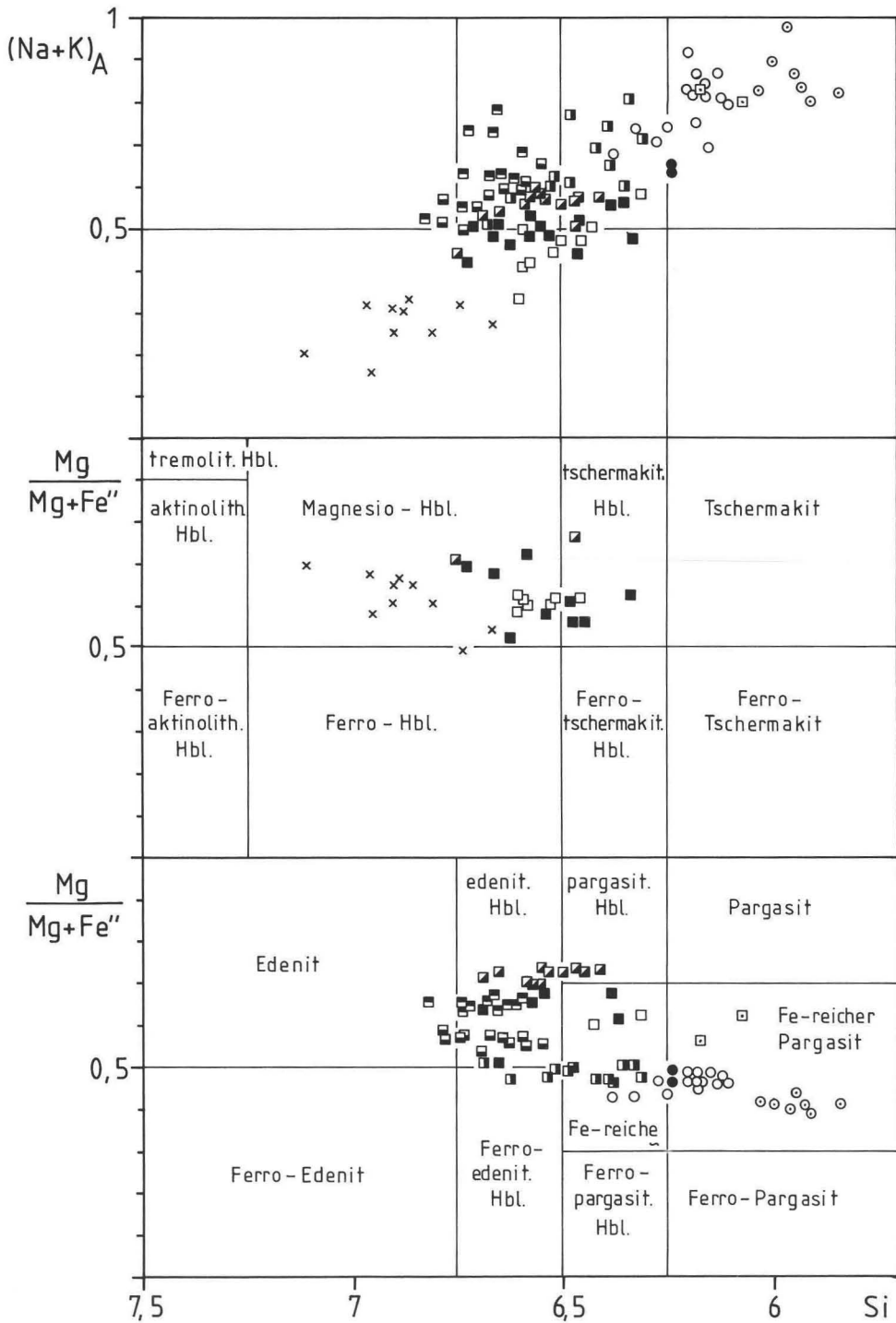
### 6.1. Hornblenden

Die Zusammensetzung von 38 Hornblende-Konzentraten des Arbeitsgebiets wurde Röntgenfluoreszenz-analytisch das  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis dieser Hornblenden spektral-photometrisch bestimmt (Tab. 1, s. Anhang). Weiterhin wurden an Hornblenden von 14 Proben insgesamt 170 Mikrosonden-Analysen erstellt (Auswahl in Tab. 2). Die Berechnung der Strukturformeln erfolgte auf wasserfreier Basis (23 Sauerstoffe). Dabei wurde zunächst die Tetraederposition mit Si und Al besetzt. Anschließend wurden die Y-, dann die X- und dann die A-Position mit den in der Formel angegebenen Elementen in der angegebenen Reihenfolge aufgefüllt (s. ROBINSON et al. 1982). Bei der Abschätzung des  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses der Mikrosonden-Analysen wurde auf die spektralphotometrisch bestimmten Werte derselben oder vergleichbarer Proben zurückgegriffen. War dies nicht möglich, dann wurde von einer idealen Formelbesetzung mit  $X=2$  und  $Y=5$  ausgegangen, wobei der Mittelwert zwischen minimal und maximal möglichem  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt bei idealer Formelbesetzung benutzt wurde. Wurde bei Verwendung des Mittelwerts ein unrealistisch hoher  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt erzielt, dann wurde der Minimumwert für die ideale Formelbesetzung zugrunde gelegt. Nicht alle Analysen ergaben bei der Besetzung der Y-Position genau 5, wenn das naßchemisch bestimmte  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis benutzt wurde. Nach LEAKE (1968) ist jedoch auch bei guten Analysen eine Schwankung der Y-Besetzung zwischen 4,75 und 5,25 möglich. Es muß erwähnt werden, daß alle Ti-Werte mit einem beträchtlichen Fehler behaftet sein dürften, da zum einen die Hornblenden der für die Röntgenfluoreszenz-Analysen benutzten Mineralkonzentrate Titanit- und Ilmenit-Einschlüsse enthalten und zum anderen keine konstante Standardisierung für Ti bei Mikrosonden-Messungen erreicht werden konnte. Die Benennung der Hornblenden erfolgte nach der von der IMA vorgeschlagenen und von LEAKE (1978) kompilierten Nomenklatur.

---

Abb. 9. Zusammensetzung der Hornblenden aus den Zonen I, II und III (s. Abb. 13) im Bereich der Zone Erbendorf-Vohenstrauß. – Zone I: ○: OP-84-233/237; ⊙: Hornblenden aus Pseudomorphosen nach Granat; ●: Röntgenfluoreszenz-Analysen; Zone II: ■: OP-84-15; □: OP-84-17; ⊞: Hornblenden aus Pseudomorphosen nach Granat; ▣: OP-84-137; ▤: OP-84-127; ▥: OP-84-50; ▦: Röntgenfluoreszenz-Analysen; Zone III: x: Röntgenfluoreszenz-Analysen. – Nomenklatur nach LEAKE (1978).





Alle untersuchten Amphibole liegen mit der Summe  $(Ca+Na)_x$  zwischen 1,72 und 2,00. Dabei beträgt der Anteil des Na an der X-Position weniger als 0,37, meist sogar weniger als 0,10. Damit können die Hornblenden klar der Gruppe der Ca-Amphibole zugeordnet werden. Eine weitere Untergliederung läßt sich anhand der Besetzung der A-Position und des  $Al^{6l}/Fe^{3+}$ -Verhältnisses durchführen:

#### Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Die Zusammensetzung der Hornblenden aus Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigt eine deutliche regionale Abhängigkeit. Bemerkenswert ist dabei, daß die regionale Verteilung weitgehend unabhängig von der Verbreitung der unterschiedlichen Amphibolittypen ist. In der Zone Erbdorf-Vohenstrauß treten vier NW--SE bis W--E verlaufende Zonen mit jeweils unterschiedlicher Zusammensetzung der Hornblenden auf (vgl. Abb. 13):

- Zone I liegt im Bereich südöstlich von Windisch-Eschenbach. Die gelbbraunen Hornblenden sind als eisenreiche Pargasite zu bezeichnen, mit  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Werten unter 0,5, einem Si-Anteil zwischen 5,80 und 6,40 und einer Besetzung der A-Position von 0,7 bis 0,9. Dabei fällt auf, daß sich Hornblenden aus Pseudomorphosen nach Granat (fAmWi) von den übrigen Hornblenden derselben Proben durch noch geringere Si-Gehalte abheben (Abb. 9, Tab. 2).

- Zone II erstreckt sich über das Gebiet zwischen Erbdorf und Waldthurn. Sowohl die Hornblenden der Flaseramphibolite (fAmAp) als auch der schiefrigen, teils streifigen Amphibolite, jeweils blaßolivgrün bis blaßgelb, zeigen  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Werte von 0,45 bis 0,75, Si-Anteile zwischen 6,3 und 6,8 und eine Besetzung der A-Position zwischen 0,3 und 0,8. Die Hornblenden streuen damit im Bereich (eisenreicher) pargasitischer bis edenitischer und, in Abhängigkeit von der A-Position, tschermakitischer Hornblenden bis Si-ärmer Magnesio-Hornblenden. Lediglich Hornblenden aus Pseudomorphosen nach Granat (fAmAp) sind, wie schon bei Zone I, Si-ärmer als die übrigen Hornblenden derselben Probe und liegen im Feld eisenreicher Pargasite (Abb. 9, Tab. 2). Blaßblaugrüne (Z) Hornblenden, wie sie in einzelnen Amphibolitvorkommen in NW-Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß vorkommen, zeigen eine Tendenz von pargasitischer zu hastingsitischer Zusammensetzung. Hornblenden des eklogitogenen Amphibolits bei Hauxdorf (OP-84-8) entsprechen chemisch den übrigen Hornblenden der Zone II.

- Zone III nimmt den gesamten Südteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß ein, ausgenommen der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling. Die in Zone III auftretenden Hornblenden müssen, bei Si-Anteilen von 6,75 bis 7,10,  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Werten zwischen 0,55 und 0,70 und einer Besetzung der A-Position zwischen 0,15 und 0,35, als typische Magnesio-Hornblenden bezeichnet werden (Abb. 9). Eine Probe, OP-84-150, gehört nicht zu dieser Gruppe sondern müßte Zone II zugeordnet werden.

- Zone IV entspricht der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling. Sowohl die Hornblenden des Michldorfer Epidotamphibolits als auch die primären Hornblenden eines Metagabbros entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Hornblenden der Zone II (Abb. 10).

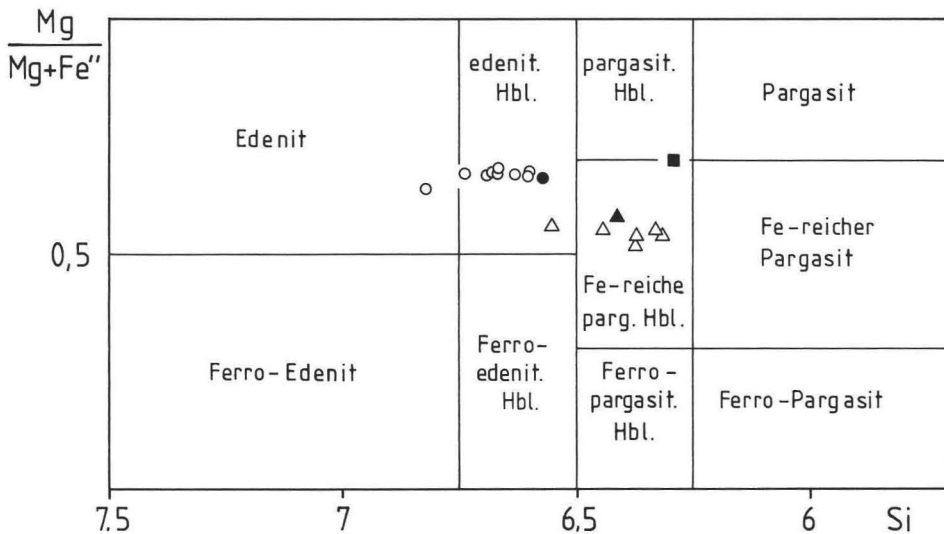


Abb. 10. Zusammensetzung von Hornblenden des Michldorfer Epidotamphibolits (Zone IV). –  $\Delta$ : OP-84-76;  $\circ$ : OP-84-90; gefüllte Symbole sind Röntgenfluoreszenz-Analysen.

#### Kontaktmetamorphe Flaseramphibolite (fAmWE) der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Die regionalmetamorph gebildete, gelbe, relictische Hornblende zeigt eine eisenreiche, pargasitische bis edenitische Zusammensetzung und entspricht damit den übrigen Hornblenden der Zone II. Eine zweite, blaßgrüne, sekundär aus der ersten entstandene Hornblende liegt im Grenzbereich zwischen aktinolithischer, Magnesio- und Ferro-Hornblende. Eine dritte, kräftig blaugrüne (Z), ebenfalls sekundäre Hornblende tritt meist im Kontaktbereich der ersten Hornblende mit Granat oder im Bereich der Pseudomorphosen nach Granat auf. Sie zeigt die Zusammensetzung Mg-reicher Hastingsite (Abb. 11, Tab. 2).

#### Metagabbros der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Wie beschrieben (Kap. 5.1.6.), fand auch bei den meisten Metagabbros ein Abbau einer ersten Hornblende in eine zweite und dritte Hornblende statt. Die erste Hornblende gleicht denen der Zone II und IV. Sie wird über mehrere Zwischenstufen zu Aktinolith umgewandelt, wobei der Si-Anteil und die Besetzung der A-Position kontinuierlich zu- bzw. abnehmen. Die dritte, dünnstengelige Hornblende ist chemisch der primären Hornblende ähnlich, allerdings bei erheblich niedrigerem Ti-Gehalt (Abb. 12, Tab. 2).

#### Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring

Die Hornblenden dieser Amphibolite sind, bei  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Werten zwischen 0,5 und 0,6, einem Si-Anteil zwischen 6,45 und 7,00 und eine Besetzung der A-Position von 0,35 bis 0,60, als edenitische Hornblenden zu bezeichnen, mit einer leichten Streuung zu eisenreichen, pargasitischen bzw. Si-armen Magnesio-Hornblenden (Abb. 14).

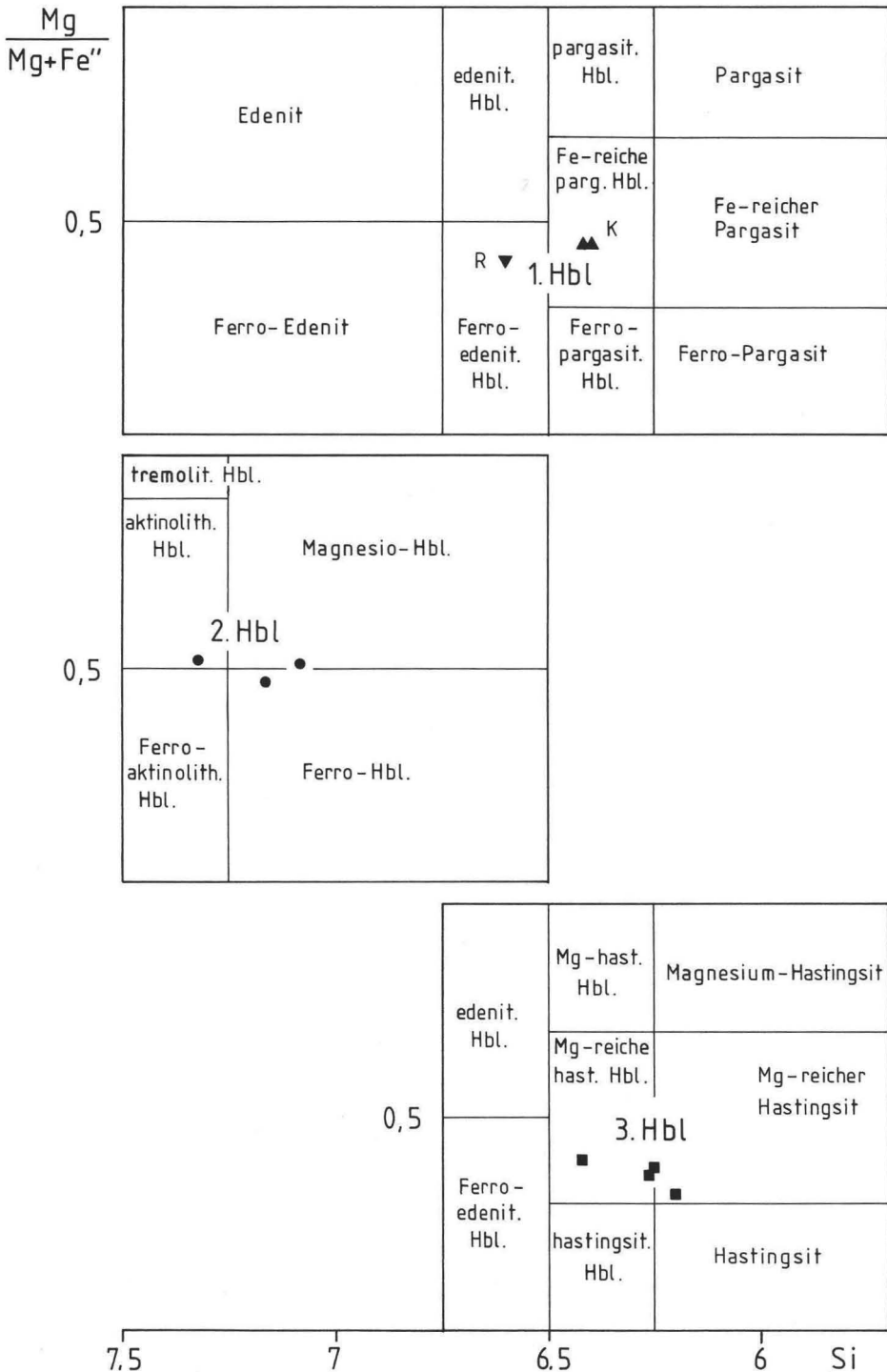


Abb. 11. Zusammensetzung von Hornblenden kontaktmetamorpher Flaseramphibolite (fAmWE; OP-84-108). - ▲▼: Kern und Rand der gelbbraunen, regionalmetamorphen Hornblenden; ●: zweite, blaßgrüne Hornblende; ■: dritte, blaugüne Hornblende.

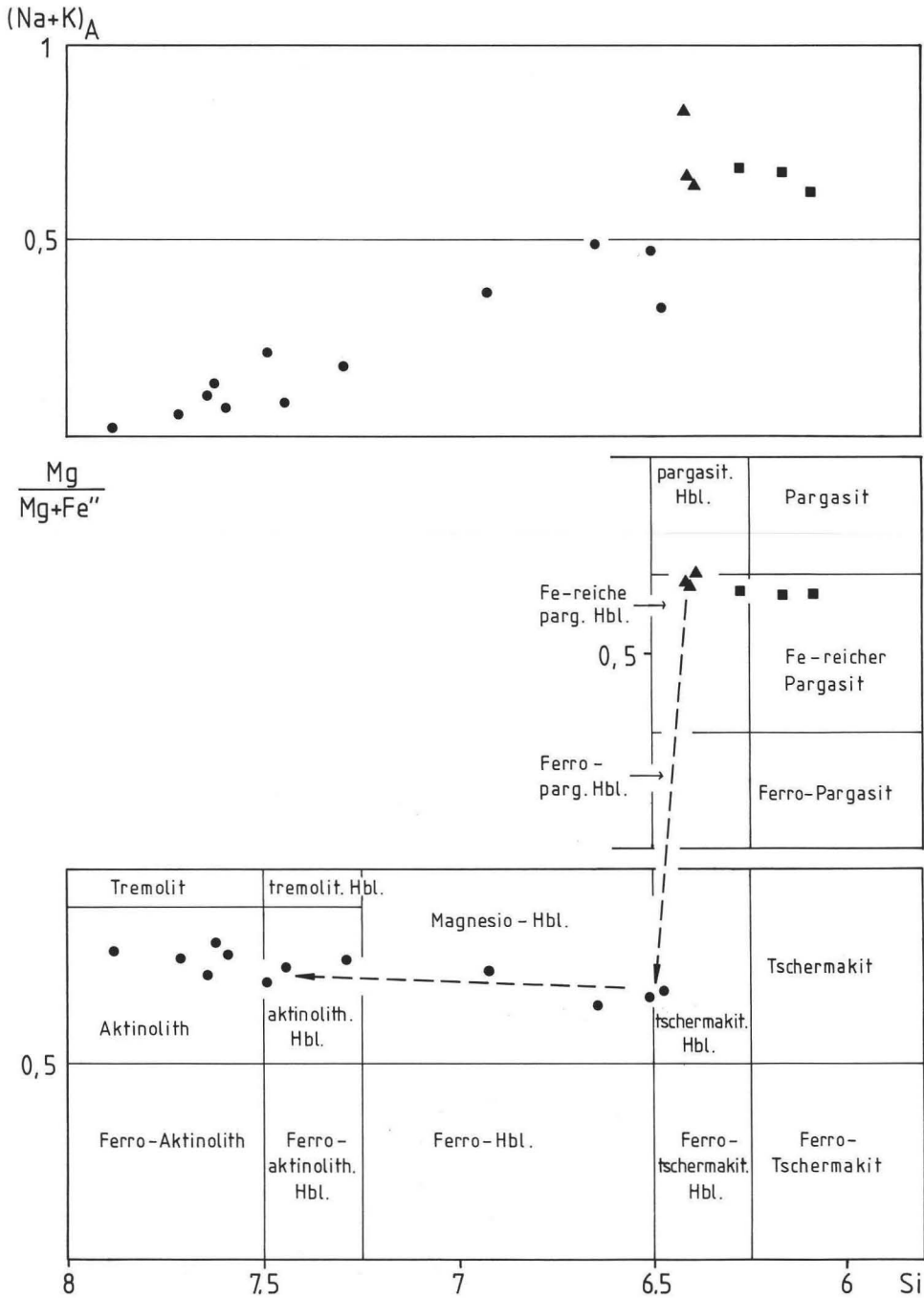


Abb. 12. Zusammensetzung von Hornblenden der Metagabbros der Zone Erbbendorf-Vohenstrauß (OP-84-214). - ▲: erste, gelbbraune Hornblende; ●: Entwicklung zu einer zweiten, blaßgrünen Hornblende; ■: dritte, stengelige blaßblaugrüne Hornblende.



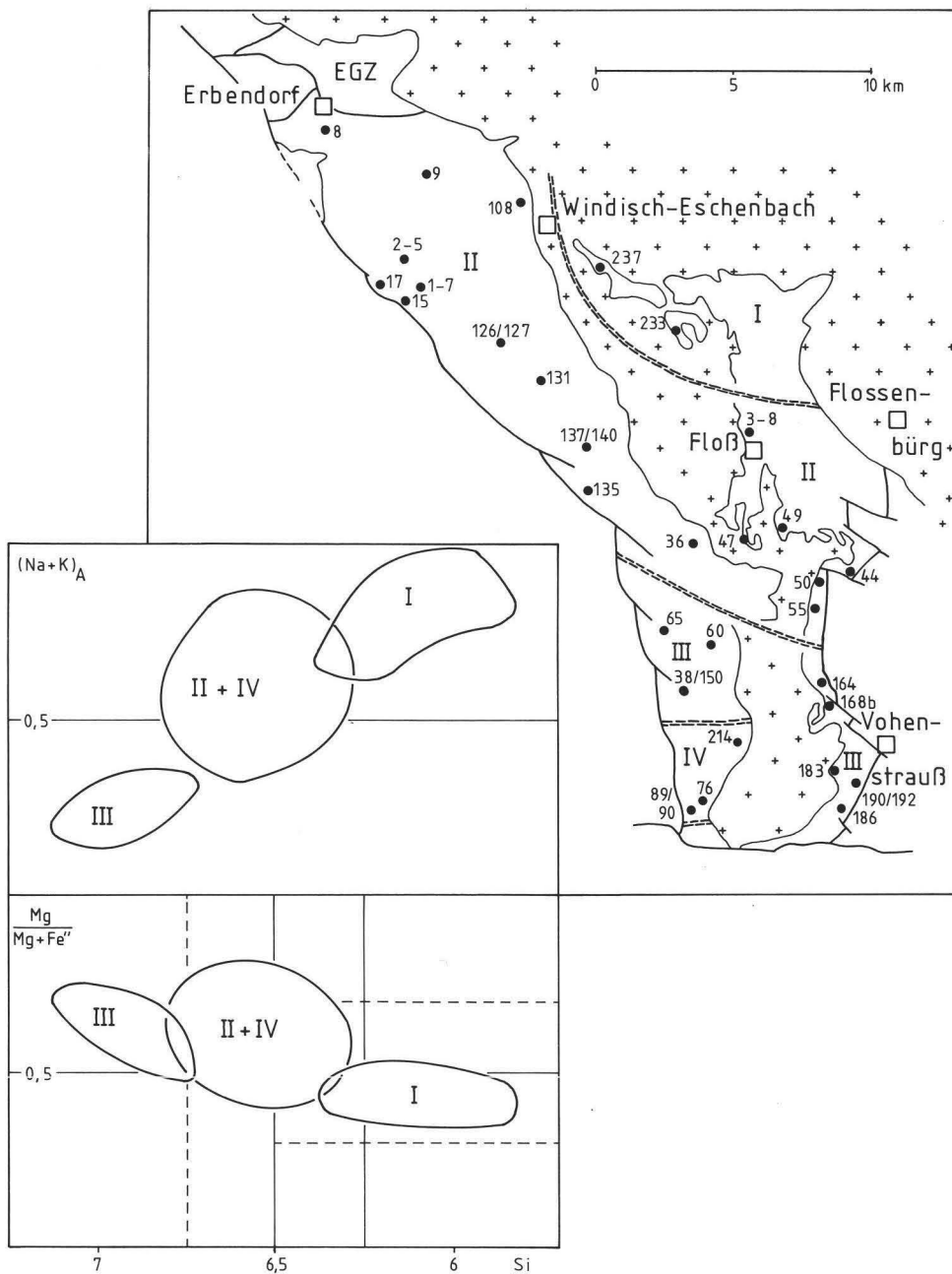


Abb. 13. Fundpunkte von Proben mit analysierten Hornblenden. - Die Zone Erbendorf-Vohenstrauß läßt sich anhand unterschiedlicher Zusammensetzung der Hornblenden in 4 Zonen (I-IV) einteilen. Die Grenzen der Zonen sind im Rahmen der Probedichte variabel. - Probennummern ohne Bindestrich: OP-84-Nr.; Kreuzsignatur: Variskische Granite; EGZ: Erbendorfer Grünschieferzone.

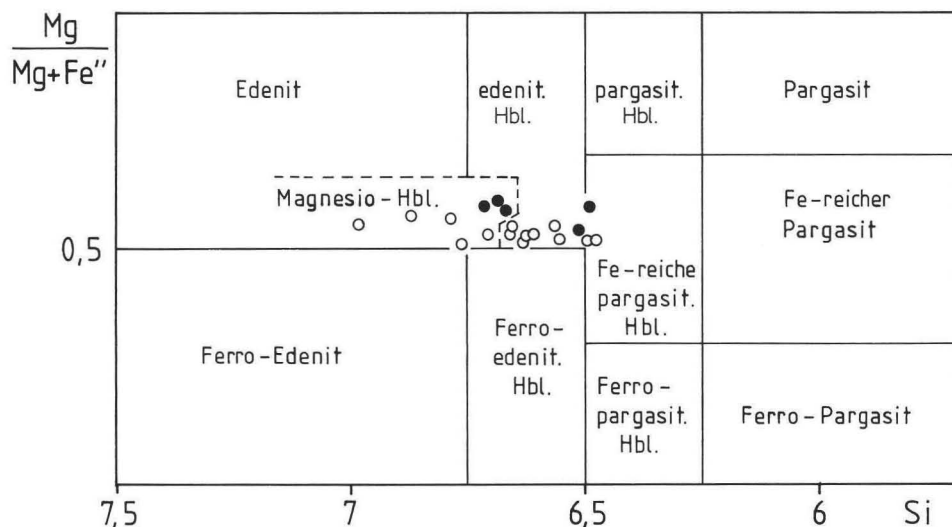


Abb. 14. Zusammensetzung von Hornblenden der Zone Tirschenreuth-Mähring. – Offene Kreise: OP-85-243; gefüllte Kreise: Röntgenfluoreszenz-Analysen.

## 6.2. Plagioklas

Um die Zusammensetzung der Plagioklase festzustellen, wurde der Anorthit-Gehalt (An) an ca. 80 Proben am U-Tisch (RITTMANN 1929) und an 12 Proben mit der Mikrosonde bestimmt (Auswahl in Tab. 3). Bei der Berechnung der Mineralformel ( $MT_4O_8$ ) wurde der Fe-Gehalt als  $Fe^{2+}$  der T-Position zugeschlagen. Möglicherweise kann Fe als  $Fe^{2+}$  auch die M-Position besetzen, üblicherweise tritt es aber als  $Fe^{2+}$  oder  $Fe^{3+}$  in der T-Position auf (RIBBE 1975).

Die durchschnittlichen Anorthitgehalte der Einzelproben von 17 Flaseramphiboliten des Typs Altenparkstein (fAmAp) der Zone Erbdorf-Vohenstrauß streuen zwischen 24% und 37% An, bei einem Gesamtdurchschnitt von 30% An. Die Plagioklase liegen damit im Übergangsbereich von Oligoklas zu Andesin. Eine Probe zeigt einen etwas höheren An-Gehalt von 47%.

Demgegenüber enthalten sieben Flaseramphibolite des Typs Wildenau (fAmWi) im NE-Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß Andesin mit durchschnittlichen An-Gehalten zwischen 33% und 47% und einem Gesamtdurchschnitt von 40% An.

Die kontaktmetamorphen Flaseramphibolite von Windisch-Eschenbach (fAmWE) enthalten zwei unterschiedliche Plagioklas-Gruppen, teilweise in derselben Probe: Die erste Gruppe, nachgewiesen in sieben Proben, zeigt durchschnittliche An-Gehalte zwischen 26% und 35%, die denen der nicht kontaktmetamorphen Flaseramphibolite (fAmAp) entsprechen und als Relikte der Regionalmetamorphose aufgefaßt werden. Die zweite Gruppe, nachgewiesen in vier Proben, zeigt niedrigere An-Gehalte zwischen 11% und 19%. Diese Plagioklase werden als Produkt der Kontaktmetamorphose angesehen. Die Flaseramphibolite von Windisch-Eschenbach wurden während der Kontaktmetamorphose an

Ca abgereichert. Da die kontaktmetamorph gebildeten Hornblenden bei etwa gleichem Modalanteil keine geringeren Ca-Gehalte aufweisen als die regionalmetamorphen, wurde das aus dem Gesamtgestein abgeführte Ca in erster Linie aus dem Abbau der An-Komponente der Plagioklasse bezogen.

Schiefrige, teils streifige Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß decken mit einem An-Gesamtdurchschnitt von 50 % und einer Streubreite von 34 % bis 66 % An nahezu den gesamten Bereich von Andesin und Labrador ab. Die Proben mit den höchsten An-Gehalten von 59 % bis 66 % sind dabei auf die Gegend um Grafenreuth nordöstlich von Waldthurn im SE und auf die Gegend des Hölltales im SW der Zone Erbdorf-Vohenstrauß konzentriert. Interessant ist, daß die schiefrigen und streifigen Amphibolite, die in mehreren Aufschlüssen im N der Zone Erbdorf-Vohenstrauß auftreten, An-Gehalte zwischen 46 % und 60 % aufweisen und damit in deutlichem Kontrast zu den benachbarten Flaseramphiboliten (fAmAp) stehen.

Mikrosonden-Analysen von Plagioklasen des Michldorfer Epidotamphibolits ergeben eine Oligoklas-Zusammensetzung mit 15 % bis 22 % An. Metamorph gebildete Plagioklasse aus den Metagabbros in der südlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen einen An-Gehalt von 49 % bis 57 %.

Eine Probe aus der Zone Tirschenreuth-Mähring enthält nach Mikrosonden-Analysen Plagioklasse mit 35 % bis 45 % An.

### 6.3. Granat

Granat der Flaseramphibolite vom Typ Altenparkstein (fAmAp), der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite von Windisch-Eschenbach (fAmWE), des eklogitogenen Amphibolits zwischen Erbdorf und Hauxdorf (eAmHx), alle aus der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und eines kleinen Amphibolitbereichs in der Zone Tirschenreuth-Mähring wurde mit der Mikrosonde analysiert (Auswahl in Tab. 4). Bei der Formelberechnung wurde eine ideale Besetzung der Positionen X, Y und Z mit 3, 2, und 3 angestrebt. Diese ideale Formelbesetzung diente als Orientierung für die Abschätzung des  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehaltes. Dabei wurde nicht nur die Y-Position mit  $\text{Fe}^{3+}$  auf 2, sondern auch die Tetraeder-Position mit  $\text{Fe}^{3+}$  auf 3 aufgefüllt. Die Frage der Tetraeder-Besetzung bei Granat wird z. Zt. noch diskutiert: HUGGINS et al. (1977) stellten bei synthetischen Granaten geringe Gehalte von  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti, Al und P in der Tetraederposition fest, wobei Al vor  $\text{Fe}^{3+}$  und dieses wiederum vor Ti eingebaut wird. MÖSSBAUER-spektroskopische Untersuchungen von SCHWARTZ & BURNS (1978) an natürlichen Fe-Ti-Granaten ergaben dagegen einen bevorzugten Einbau von  $\text{Fe}^{3+}$  im Tetraeder.

Granate der Flaseramphibolite (fAmAp) zeigen folgende Zusammensetzung: Almandin 50–55 %, Grossular 25–35 %, Pyrop 12–17 %, Spessartin 1–4 % und Andradit 0–3 %. Die Granate sind nur sehr schwach oder nicht zonar gebaut. Der Granat der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite (fAmWE) ist etwas stärker Almandin-betont: Almandin 61–63 %, Grossular 19–22 %, Pyrop 10–12 %, Andradit 2–5 % und Spessartin um 2 %. Ein deutlicher Zonarbau wurde auch hier nicht festgestellt. Granate aus Amphiboliten der Zone Tirschenreuth-Mähring sind mit ihrer Zusammensetzung (Almandin 55–61 %, Grossular 12–24 %, Pyrop 14–21 %, Spessartin 1–5 % und Andradit 0–1 %) den Granaten aus der Zone Erbdorf-Vohenstrauß recht ähnlich. Auch hier ist kein klarer Zonarbau erkennbar.

Die Granate des eklogitogenen Amphibolits bei Hauxdorf, der den Flaseramphiboliten (fAmAp) unmittelbar benachbart ist, sind deutlich Pyrop-reicher: Almandin 39–42 %, Grossular 21–23 %, Pyrop 32–33 %, Andradit 1–4 % und Spessartin 1–2 %. Ein Vergleich mit Granatchemismen verschiedener Eklogitvorkommen bestätigt die diesbezüglich von BUSCH (1969) erwähnte Ähnlichkeit zwischen dem Amphibolit von Hauxdorf und Eklogiten (Abb. 15).

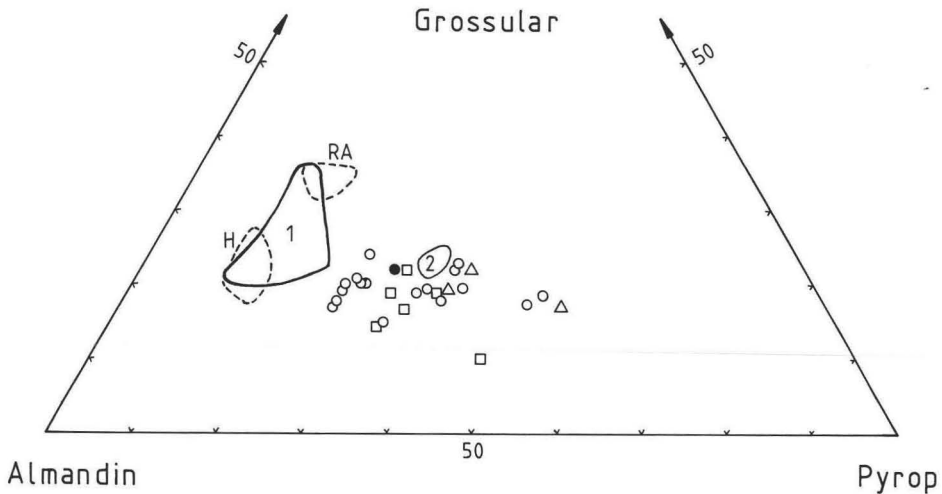


Abb. 15. Granate der Amphibolite aus der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und der Zone Tirschenreuth-Mähring (Feld 1; 40 Analysen) im Vergleich mit Granaten von Amphiboliten des Münchberger Komplexes (H: Hangendserie, aus POMMERENKE 1985; RA: Randamphibolitserie, aus OPPERMAN 1985). – Granate des eklogitogenen Amphibolits von Hauxdorf (Feld 2; 4 Analysen) im Vergleich mit Granaten aus Eklogiten und Eklogitamphiboliten des Münchberger Komplexes (offene Kreise, aus SCHMIDT 1967; gefüllter Kreis: Durchschnitt, aus POMMERENKE 1985), des Moldanubikums i. e. S. (Quadrate, aus BUSCH 1970) und des Schwarzwaldes (Dreiecke, aus KLEIN & WIMMENAUER 1984).

#### 6.4. Klinopyroxen

Die Zusammensetzungen von Klinopyroxen der Kalksilikat-reichen Lagen der Amphibolite und von sekundärem Klinopyroxen in einem Metagabbro, alle aus der Zone Erbdorf-Vohenstrauß, wurden mit der Mikrosonde ermittelt (Auswahl in Tab. 4). Die Verteilung der Kationen in der Mineralformel erfolgte nach PAPIKE & CAMERON (1980). Dabei wurden nacheinander die T-, die M1- und die M2-Position aufgefüllt. Da sich aus der Kationen-Besetzung keine Hinweise auf nennenswerte  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte ergeben, wurde auf eine  $\text{Fe}^{3+}$ -Abschätzung verzichtet. Nach ROBINSON (1980) liegt die Besetzung der einzelnen Gitterplätze bei guten Analysen innerhalb eines Schwankungsbereichs von  $\pm 0.02$ . Im Pyroxen-Dreieck (Abb. 16) kommt eine geringfügige Überbesetzung der M2-Position bei einigen Proben zum Ausdruck, die aber noch innerhalb der genannten Akzeptanz liegt.

Alle untersuchten Pyroxene müssen als Salite (nach POLDERVAART & HESS 1951) bzw. als Diopside (nach MORIMOTO 1988) bezeichnet werden, wobei die der Flaseramphibolite ein etwas höheres Fe/Mg-Verhältnis aufweisen als die der schiefrigen und streifigen Amphibolite und des Metagabbros.

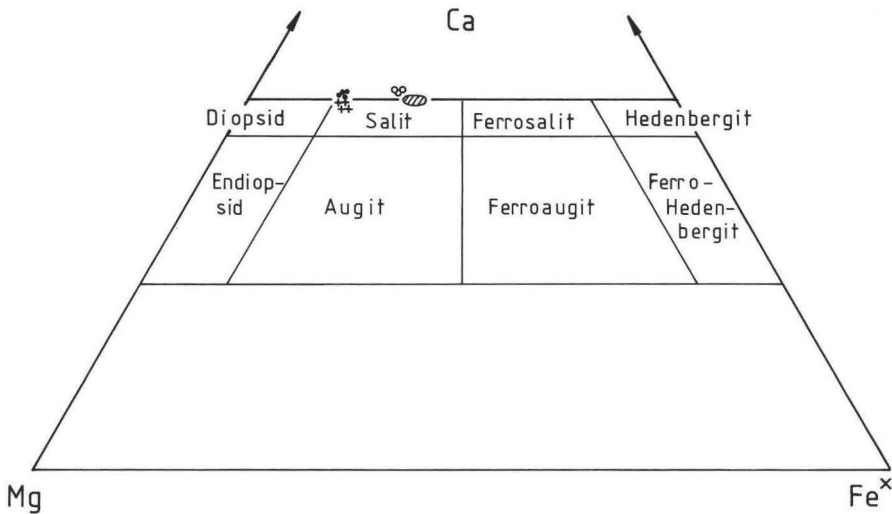


Abb. 16. Zusammensetzung von Klinopyroxenen in kalksilikatischen Lagen (Punkte: ssAm, OP-84-127), kalksilikatischen Fasern (Schraffur: fAmAp, OP-84-15; Kreise: fAmWi, OP-84-233) und sekundär in einem Metagabbro (Kreuze: OP-84-214). - Nomenklatur nach POLDERVAART & HESS (1951).

## 7. Phasenbeziehungen und Metamorphose

Die Flaseramphibolite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß weisen folgende Paragenese auf:

Hornblende + Oligoklas/Andesin  $\pm$  Granat ( $\pm$  Epidot  $\pm$  Salit  $\pm$  Quarz) + Akzessorien.

Obwohl Granat teilweise nur noch reliktsch vorhanden ist, wird er zu dieser amphibolitfaziellen Paragenese gerechnet, da er eindeutig erst nach dem Höhepunkt der letzten Metamorphose abgebaut wurde (s. Kap. 5.1.1.).

Die schiefriegen, teils streifigen Amphibolite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß zeigen die Paragenese:

Hornblende + Andesin/Labrador ( $\pm$  Salit  $\pm$  Quarz) + Akzessorien.

Im Gegensatz zu den Flaseramphiboliten ist hier der Anteil an Akzessorien sehr gering.

Im Michldorfer Epidotamphibolit gehören zur Paragenese:

Hornblende + Oligoklas  $\pm$  Epidot  $\pm$  Chlorit.

Alle Metabasite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß wurden also unter amphibolitfaziellen Bedingungen letztmals regionalmetamorph überprägt. Als Untergrenze der Amphibolitfazies wird dabei der Sprung von Albit zu Oligoklas oder Andesin definiert (TURNER & VERHOOGEN 1960; WENK & KELLER 1969). Auf eine ältere, druckbetonte Metamorphose deuten der Eklogitamphibolit vom Steinbühl bei Kaimling und der eklogitogene Amphibolit zwischen Erbendorf und Hauxdorf hin.



FRANK (1986) erstellte aus der Paragenese der Metapelite über Reaktionsisograden eine PT-Abschätzung. Er kommt für den Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß bei Neustadt/Waldnaab auf eine minimale Bildungstemperatur von 570°C bei 5 kbar, gegeben durch den Schnittpunkt der Staurolith-ein-Kurve mit der Disthen-Sillimanit-Reaktionslinie. Die Maximalbedingungen ergeben sich nach FRANK (1986) wegen der fehlenden Anatexis aus dem Schnittpunkt der Disthen-Sillimanit-Gleichgewichtskurve mit dem Granitolidus. Sie betragen 625°C und 6,25 kbar bei  $X_{H_2O}=1$  bzw. 670°C und 7,0 kbar bei  $X_{H_2O}=0,5$ .

Eine genaue Eingrenzung der Metamorphosebedingungen anhand der Metabasite aufgrund der vorhandenen Paragenesen ist nur schwer möglich. Einen Anhaltspunkt für die minimale Temperatur bietet die obere Stabilitätsgrenze von Chlorit. Die Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß haben mit Ausnahme des Michldorfer Epidotamphibolits diese Grenze überschritten. Damit ergibt sich eine minimale Bildungstemperatur von etwa 580°C bei 6 kbar (nach LIOU et al. 1974; QFM-Puffer). Auch der Wechsel von Albit zu Oligoklas kann nach WINKLER (1979) als Isograde für den Übergang zur Amphibolitfazies verwendet werden. Er liegt wenig unterhalb des ersten Auftretens von Staurolith in Metapeliten (etwa 575°C bei 6 kbar für reinen Fe-Staurolith, s. RICHARDSON 1968). Diese Isograde ist in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß überschritten.

Nach der Epidot-aus-Kurve von LIOU (1973; QMF-Puffer) würde sich für die Amphibolite eine Minimaltemperatur von etwa 670°C bei 6 kbar ergeben (s. auch FRANK 1986).

Im Südteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß im Bereich der Schuppenzone Michldorf-Kaimling treten Granat-Disthen-Gneise auf, die sog. „Gneise mit Granulittendenz“ (VOLL 1960). Anhand von Granat-Biotit-Paaren und von Granat-Plagioklas-Alumosilikat-Quarz-Paragenesen wurden für die letzte, Mitteldruck-betonte Metamorphose dieser Gneise PT-Bedingungen von 650° bis 750°C bei 6 bis 8 kbar abgeschätzt (BLÜMEL 1983). Auffällig ist, daß gerade in dieser Schuppenzone der Michldorfer Epidotamphibolit auftritt, der als einziger Amphibolit der Zone Erbdorf-Vohenstrauß neben Oligoklas noch etwas Chlorit in der Paragenese führt und damit unter Bedingungen der niedrigsten Amphibolitfazies gebildet wurde.

Eine weitere Einengung der PT-Bedingungen wurde anhand der mineralchemischen Daten von Hornblenden und Plagioklasen der Amphibolite versucht. Nach dem Geothermobarometer von PLYUSNINA (1982) lagen die Metamorphosedrücke im Bereich zwischen 5,5 und 7 kbar, was dem Druckbereich der Abschätzungen von FRANK (1986) und von BLÜMEL (1983) entspricht. Für die Temperaturen ergaben sich nach PLYUSNINA (1983) und auch nach SPEAR (1980) Werte um 500° bis 550°C. Diese Temperaturen sind, verglichen mit denen, die aus kritischen Reaktionsisograden in den Amphiboliten und im Nebengestein abgeleitet wurden, für den Höhepunkt der Metamorphose zu niedrig.

Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring und des unmittelbar angrenzenden Moldanubikums i.e.S. zeigen die Paragenese:

Hornblende + Andesin ± Salit ± Granat + Akzessorien.

Auch diese Paragenese läßt keine genaue Eingrenzung der PT-Bedingungen zu. Die Chlorit-aus-Kurve ist überschritten, was bei den Niederdruck-Bedingungen der letzten Metamorphose in der Zone Tirschenreuth-Mähring (WAGENER-LOHSE & BLÜMEL 1986) einer minimalen Bildungstemperatur von etwa 560°C bei 3 kbar entspricht (LIOU et al. 1974). Nach Untersuchungen von WAGENER-LOHSE & BLÜMEL (zuletzt in WEBER & VOLL-

BRECHT 1986) liegen die Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring und des unmittelbar benachbarten Moldanubikums i.e.S. in den hochgradigen Bereichen des metamorphen Übergangs vom Saxothuringikum zum Moldanubikum, mit den Assoziationen Sillimanit + Kalifeldspat und Cordierit + Kalifeldspat in den begleitenden Metapeliten. Die maximalen PT-Bedingungen lagen hier bei 670° bis 700°C und 3 bis 4.5 kbar (WAGENER-LOHSE & BLÜMEL 1986).

## 8. Geochemische Charakterisierung der Metabasite

Eine geochemische Klassifizierung der Metabasite wurde anhand neuer Analysen und unter Verwendung von Analysen aus RICHTER (1983) durchgeführt. Die Charakterisierung erfolgte weitgehend im Vergleich mit modernen Basalten. Es soll jedoch darauf hingewiesen werden, daß Rückschlüsse auf die geotektonische Position der Protolith-Förderzentren nur mit Vorbehalten und im Zusammenspiel mit anderen Argumenten gezogen werden können.

### 8.1. Analytische Methoden

SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, K<sub>2</sub>O sowie V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Ce wurden röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmt. Die Hauptelemente wurden nach einem Schmelzaufschluß an Preßtabletten, die Spurenelemente an Pulvertabletten gemessen. MgO und Na<sub>2</sub>O wurden atomabsorptionsspektrometrisch, FeO und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> spektralphotometrisch bestimmt, nach einem HF-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-Aufschluß. Die CO<sub>2</sub>-Bestimmung wurde volumetrisch, die H<sub>2</sub>O-Bestimmung nach der PENFIELD-Methode durchgeführt. Die Messung der Seltenerdelemente erfolgte atomemissionsspektrometrisch mit dem ICP-AES des Instituts für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung der Universität Gießen, nach einem HF-HClO<sub>4</sub>-Aufschluß und Separation der Seltenerdelemente in Ionentauschern (STROH 1984; ERZINGER et al. 1984). Die Werte für Tm wurden zur Auswertung nicht herangezogen.

Im weiteren Text werden für die Begriffe „Seltenerdelemente“ und „leichte Seltenerdelemente“ die international gebräuchlichen Abkürzungen REE und LREE verwendet. FeO\* bedeutet, daß das gesamte Eisen als FeO angegeben ist. Die Analysenwerte für alle chemisch untersuchten Proben sind in den Tabellen 5, 6 und 7 aufgelistet.

### 8.2. Edukt der Metabasite

VOLL (1960: 8, 252) schließt aus petrographischen Betrachtungen auf ein sedimentäres Edukt zumindest für einen Teil der Kalksilikatbänder-Amphibolite der südlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Er denkt dabei insbesondere an ein mergeliges, mit Tuffiten wechsellagerndes Ausgangsgestein. Die chemische Zusammensetzung der Metabasite zeigt jedoch eine große Übereinstimmung mit basaltischem Material. Dies kommt besonders gut im Diagramm (Al + Fe + Ti)/3-K gegen (Al + Fe + Ti)/3-Na (nach MOINE & DE LA ROCHE 1968) zum Ausdruck. Reine basaltische Pyroklastika sind geochemisch kaum von dazugehörenden Basalten zu unterscheiden, so daß auch sie als Edukt für einen Teil der Metabasite in Frage kommen können. Ein sedimentärer Trend, der sich im genannten und auch in anderen Diagrammen bei einer nennenswerten Beteiligung von Tonen oder Mergeln ergeben müßte, ist jedoch nicht erkennbar (Abb. 17).

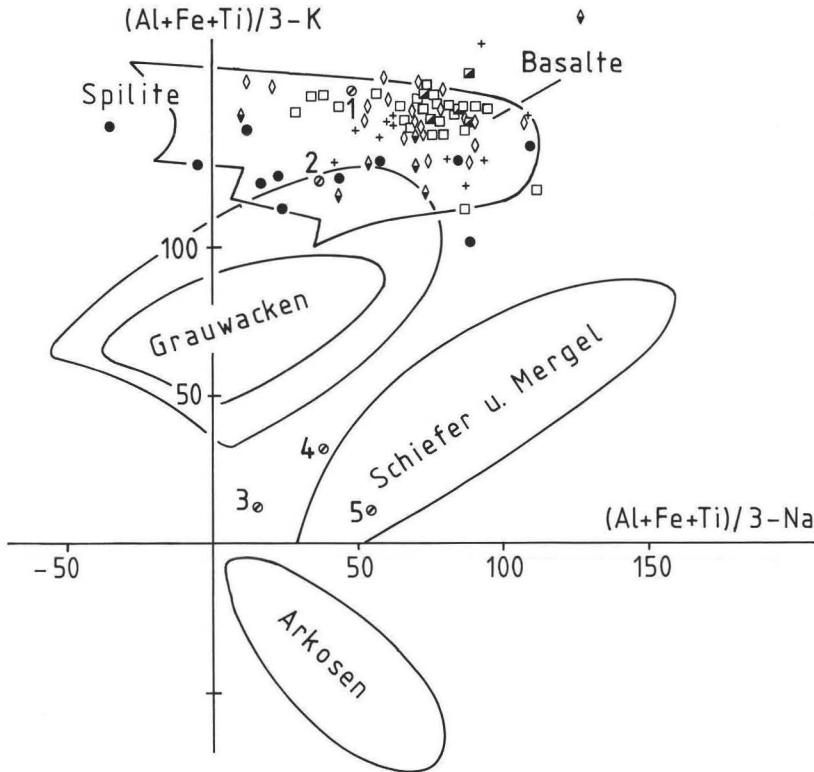


Abb. 17. Charakterisierung des Edukts der untersuchten Metabasite nach MOINE & DELA ROCHE (1968). 1, 2: Durchschnitt für Orthoamphibolite bzw. Metatuffe (aus v. D. KAMP 1968); 3: Kalkmergel; 4: dolomitischer Kalkmergel; 5: Flyschmergel (aus RÖSLER & LANGE 1976 : 314). – Zone Erbdorf-Vohenstrauß: Rauten: Flaseramphibolite; halbvolle Rauten: kontaktmetamorphe Flaseramphibolite; Quadrate: schiefrige, teils streifige Amphibolite; Kreuze: Metagabbros. – Erbdorfer Grünschieferzone: gefüllte Kreise. – Zone Tirschenreuth-Mähring: halbvolle Quadrate.

### 8.3. Metabasite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

#### 8.3.1. Schiefrige, teils streifige Amphibolite (ssAm)

Die Amphibolite sind vergleichbar mit Basalten der Subalkaligruppe und heben sich deutlich von Alkalibasalten ab (Abb. 18, 19). In den Diagrammen  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  und  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (MIYASHIRO 1975) folgen sie dem Trend für Tiefsee-Tholeiite (Abb. 20). Im Kationen-Plot von JENSEN (1976) zeigt sich eine Zugehörigkeit zur Gruppe der Mg-reichen Tholeiite (Abb. 21). In Diagrammen, bei denen die geotektonische Position im Vordergrund steht, lassen sich die schiefrigen, teils streifigen Amphibolite gut mit Basalten mitelozeanischer Rücken vergleichen (Abb. 19, 22, 23). Im Diagramm  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{P}_2\text{O}_5$  ist zu berücksichtigen, daß es bei einigen Proben dieser Amphibolitgruppe zu einer sekundären  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Abreicherung kam (s. Kap. 8.7.2.), was jedoch an der generellen Aussage nichts ändert.

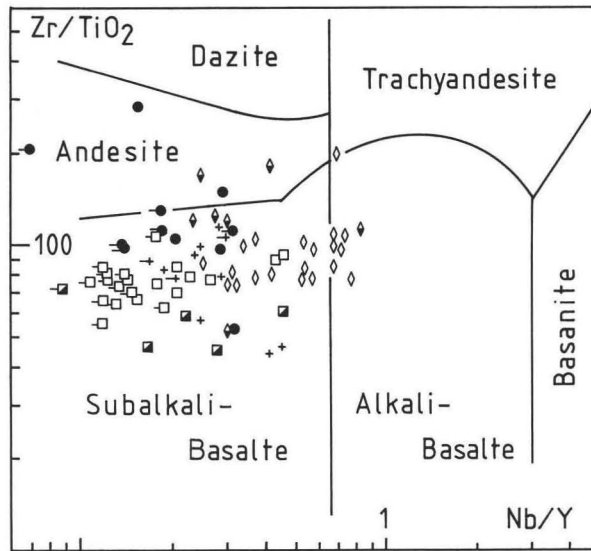


Abb. 18. Unterscheidung von Subalkalireihe und Alkalireihe nach FLOYD & WINCHESTER (1978) und Darstellung der untersuchten Metabasite. – Symbole wie Abb. 17; Querstriche: Nb-Gehalte an der Nachweisgrenze.

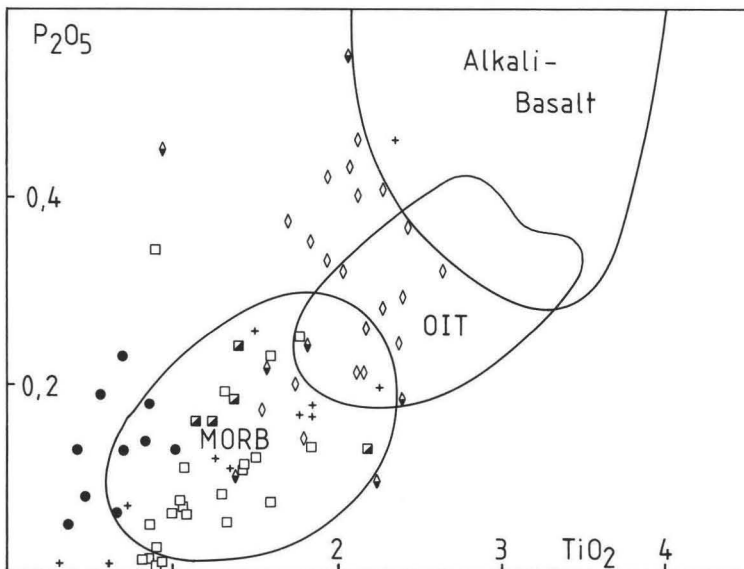


Abb. 19. Vergleich der untersuchten Metabasite mit modernen Basalten, nach RIDLEY et al. (1974). – OIT: Ozeaninsel-Tholeiite; MORB: Basalte mittelozeanischer Rücken. – Symbole wie Abb. 17.

In MORB-normierten Spurenelement-Mustern (PEARCE 1979) streuen die Amphibolite im Bereich der Grundlinie und sind damit wiederum vergleichbar mit Basalten normaler mittelozeanischer Rücken (N-MORB; s. Abb. 24). Rb und Nb liegen bei einigen Proben an der Nachweisgrenze von 2 bzw. 3 ppm. Bemerkenswert sind die gegenüber MORB erhöhten Ba-Konzentrationen. Die Gesamtgehalte der Seltenerdelemente (REE) liegen zwischen 25 und 64 ppm, die La/Lu-Verhältnisse schwanken zwischen 0,15 und 1,05. Die Chondrit-normierten REE-Muster (Abb. 31) zeigen einen flachen bis LREE-abgereicherten Verlauf, was wieder typisch für N-MORB-Zusammensetzungen ist. Dies belegt z. B. ein Vergleich mit dem Streubereich von 15 Basalten, die aus normalen Abschnitten verschiedener mittelozeanischer Rücken stammen (SAUNDERS 1984; s. Abb. 32a). Die starke Abreicherung der LREE bei einigen Proben ist allerdings auf sekundäre Einflüsse zurückzuführen (Kap. 8.7.2.).

### 8.3.2. Flaseramphibolite

Die Flaseramphibolite gehören zwar ebenfalls zur subalkalischen Gruppe, jedoch zeigen sie in den meisten Diagrammen eine Tendenz zu einer mehr alkalischen Zusammensetzung, wodurch sie sich deutlich von den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten

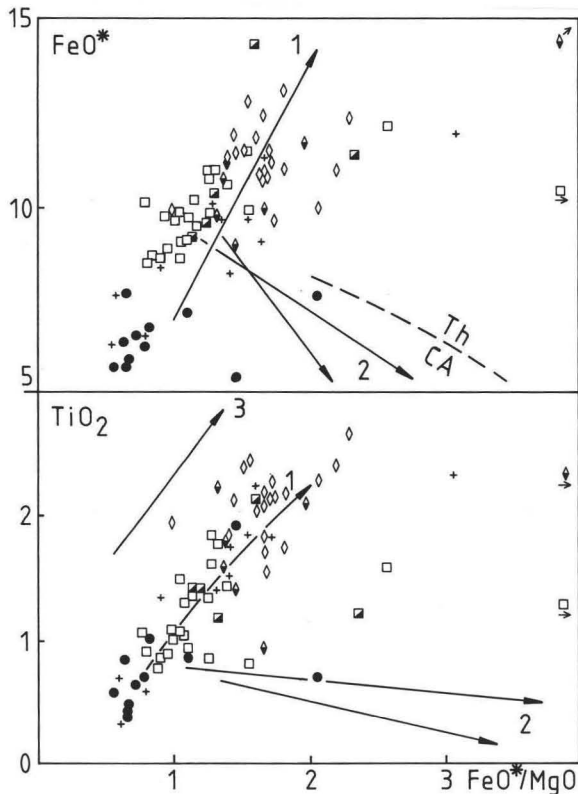


Abb. 20. Korrelation von  $\text{FeO}^*$  und  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  der untersuchten Metabasite im Vergleich mit Trends von Tiefsee-Tholeiiten (1), Kalkalkali-Basalten (2) und Ozeaninsel-Basalten (3) nach MIYASHIRO (1975). – Symbole wie Abb. 17;  $\text{FeO}^*$ : Gesamteisen als FeO.



abheben (Abb. 18, 19). In den Diagrammen  $\text{FeO}^*$  und  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  folgen sie bei höheren  $\text{FeO}^*$ - und  $\text{TiO}_2$ -Gehalten dem Tiefsee-tholeiitischen Trend (Abb. 20). Im JENSEN-Kationen Plot zeigen sie ebenfalls einen mehr Fe-reichen, tholeiitischen Charakter (Abb. 21). Ein Vergleich der Flaseramphibolite mit modernen Basalten aus verschiedenen geotektonischen Positionen zeigt die große Ähnlichkeit mit Intraplatten-Tholeiiten (Abb. 22). Im Diagramm Yb gegen Ce/Yb (Abb. 23) liegen die Flaseramphibolite am Beginn eines isländischen Basalt-Rhyolith-Trends (SAUNDERS et al. 1979).

Sehr deutlich dokumentieren MORB-normierte Spurenelement-Muster von Flaseramphiboliten aus dem Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß eine Anreicherung der inkompatiblen Elemente, die typisch ist für Intraplattenbasalte oder Basalte von anomalen Abschnitten mittelozeanischer Rücken (E-MORB, s. Abb. 25). Flaseramphibolite aus dem Südteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß unterscheiden sich von denen des N durch eine etwas geringere Anreicherung der inkompatiblen Elemente. Auch sie heben sich aber noch deutlich von den benachbarten, schiefrigen und streifigen Amphiboliten ab. Ein Vergleich der durchschnittlichen Spurenelement-Konzentrationen der Flaseramphibolite aus dem N der Zone Erbdorf-Vohenstrauß mit einem typischen Ozeaninsel-Tholeiit und einem typischen Intraplatten-Alkalibasalt (nach PEARCE 1982) zeigt den mehr tholeiitischen Charakter der Flaseramphibolite (Abb. 26). Auffällig sind auch hier die hohen Ba-Gehalte.

Die Flaseramphibolite besitzen REE-Gesamtgehalte zwischen 97 und 123 ppm und sind mit La/Lu-Verhältnissen von 2,6 bis 4,7 deutlich an LREE angereichert (Abb. 31, 32b). Auch das ist typisch für moderne Intraplattenbasalte und für Basalte anomaler Abschnitte mittelozeanischer Rücken (z. B. Island, Azoren; SAUNDERS 1984).

Aufgrund einer Diskrimination von ozeanischen und kontinentalen Basalten (nach PEARCE et al. 1975) und einem Vergleich mit verschiedenen kontinentalen Basalten (DUPUY & DOSTAL 1984) lassen sich für die Flaseramphibolite deutliche Parallelen zu ozeanischen, kaum dagegen zu kontinentalen Intraplattenbasalten feststellen (s. auch SCHÜSSLER 1987).

### 8.3.3. Metagabbros

Metagabbros aus der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling und vom SE-Rand der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen eine klare Zugehörigkeit zur Gruppe der subalkalischen Magmatite, mit Mg-betontem tholeiitischem Charakter. In nahezu allen benutzten Diskriminationsdiagrammen, besonders deutlich aber erkennbar in den MORB-normierten Spurenelement-Mustern (Abb. 27), liegen acht der elf analysierten Metagabbros zwischen den Streubereichen der Flaseramphibolite und der schiefrigen, teils streifigen Amphibolite. Diese Metagabbros stimmen in ihrer Zusammensetzung sehr gut mit Amphiboliten aus einer Amphibolit-Kalksilikat-Wechselfolge der Bohrung Roggenstein überein (RICHTER 1983; SCHÜSSLER et al. 1989). Die übrigen drei Proben sind an nahezu allen inkompatiblen Elementen stark abgereichert. Der Cr-Gehalt liegt höher als bei den anderen Metagabbros, während das Verhältnis  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  deutlich niedrigere Werte zeigt. Das deutet darauf hin, daß diese drei Proben einen weniger differenzierten Typ von Metagabbros oder ein Kumulat repräsentieren.

### 8.4. Metabasite der Erbsendorfer Grünschieferzone

Zumindest anhand der untersuchten Proben lassen sich Amphibolite und Metagabbros der Erbsendorfer Grünschieferzone nicht voneinander unterscheiden. Diese Metabasite haben zwar ebenfalls subalkalischen Charakter, sie heben sich jedoch in den meisten Diskriminationsdiagrammen als separate Gruppe von den Metabasiten der Zone Erben-

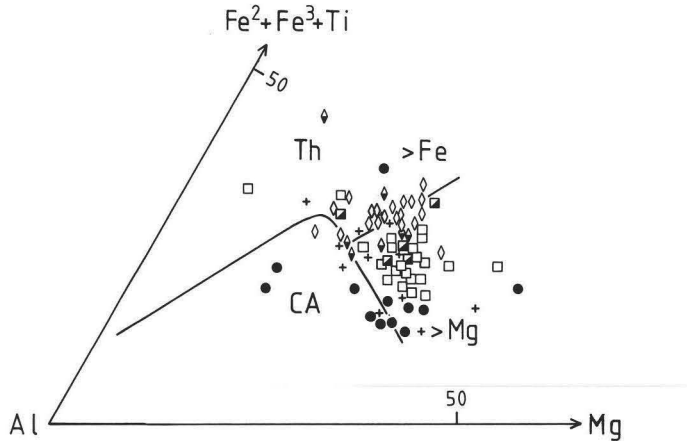


Abb. 21. Darstellung der Metabasite im Kationenplot nach JENSEN (1976) zur Unterscheidung zwischen tholeiitischen und kalkalkalischen Serien. - Symbole wie Abb. 17.

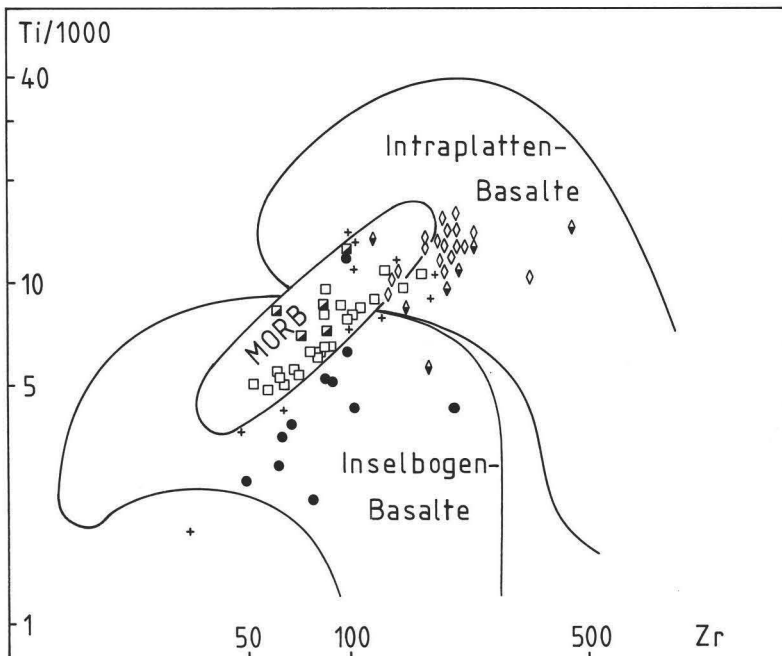


Abb. 22. Vergleich der Metabasite mit modernen Basalten aus unterschiedlichen geotektonischen Positionen nach PEARCE (1982). - Symbole wie Abb. 17.

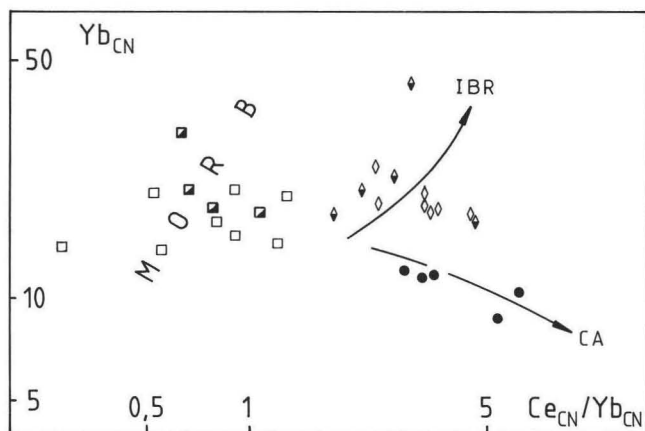


Abb. 23. Gruppierung der untersuchten Metabasite im Ce/Yb vs. Yb-Diagramm (Chondrit-normiert). - Ca: Kalkalkali-Trend; IBR: isländischer Basalt-Rhyolith-Trend (nach SAUNDERS et al. 1979). - Symbole wie Abb. 17.

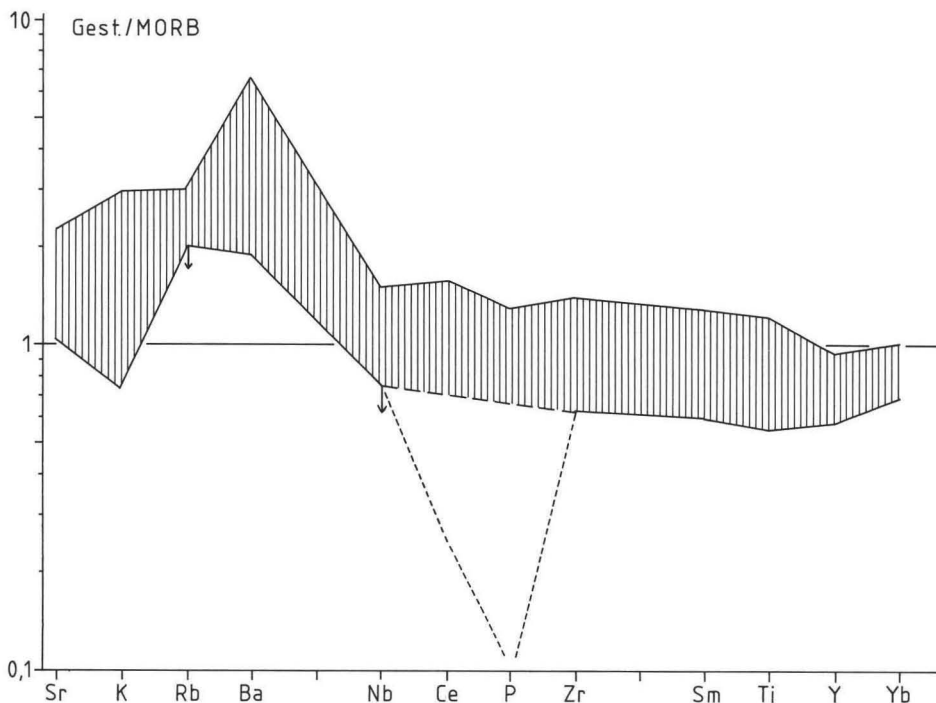


Abb. 24. Streubereich der MORB-normierten Spurenelement-Gehalte (Gestein/MORB, Normierung nach PEARCE 1979) der schiefrigen, teils streifigen Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (15 Proben). - Pfeile: Nachweisgrenze.

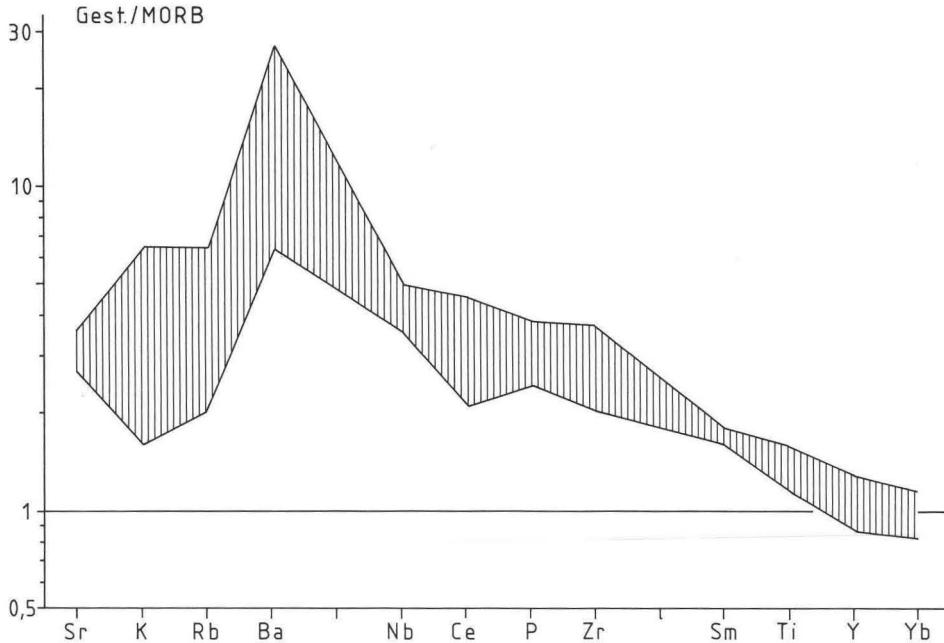


Abb. 25. Streubereich MORB-normierter Spurenelement-Gehalte von 8 Flaseramphiboliten (fAmAp) aus dem Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß.

dorf-Vohenstrauß ab. In den Diagrammen  $\text{FeO}^*$  und  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Abb. 20) liegen sie im Kreuzungsbereich tholeiitischer und kalkalkalischer Trends. Im JENSEN-Kationen-Plot (Abb. 21) streuen sie im Übergangsbereich zwischen Mg-tholeiitischer und kalkalkalischer Zusammensetzung, wobei zwei weit im Ca-Feld liegende Proben möglicherweise durch sekundäre Stoffverschiebungen beeinflusst sind. Im Diagramm Yb gegen Ce/Yb (Abb. 23) folgen sie dem kalkalkalischen Trend. In Diagrammen, die sich auf die tektonische Position moderner Basalte beziehen, liegen sie im Feld der Inselbogenbasalte oder in deren Grenzbereich zu MOR-Basalten (z. B. Abb. 22).

MORB-normierte Spurenelement-Muster (Abb. 28) weisen bei Elementen mit kleinem Ionenpotential große Streubreiten auf, die sicherlich zum Teil auf sekundäre Verschiebungen zurückzuführen sind. Für die Elemente rechts von Ba weisen die Spurenmuster einen recht kontinuierlichen Verlauf auf, der sich durch ein deutliches Minimum von Nb gegenüber Ce und von Ti gegenüber Sm und Y auszeichnet. Darin heben sich die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone deutlich von allen anderen untersuchten Metabasiten ab. Wie ein Vergleich zeigt, ist dieser Verlauf der Spurenmuster auch typisch für moderne subduktionsgebundene Basalte, z. B. für Basalte aus back-arc-Bereichen oder für tholeiitische, mehr aber noch kalkalkalische Basalte von Inselbögen (Abb. 29).

Die REE-Muster von fünf Proben aus der Erbdorfer Grünschieferzone sind LREE-angereichert (Abb. 31). Von den Flaseramphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß, die ebenfalls erhöhte LREE-Gehalte aufweisen, unterscheiden sie sich aber durch niedrigere REE-Gesamtgehalte von 61 bis 97 ppm und durch höhere La/Lu-Verhältnisse von

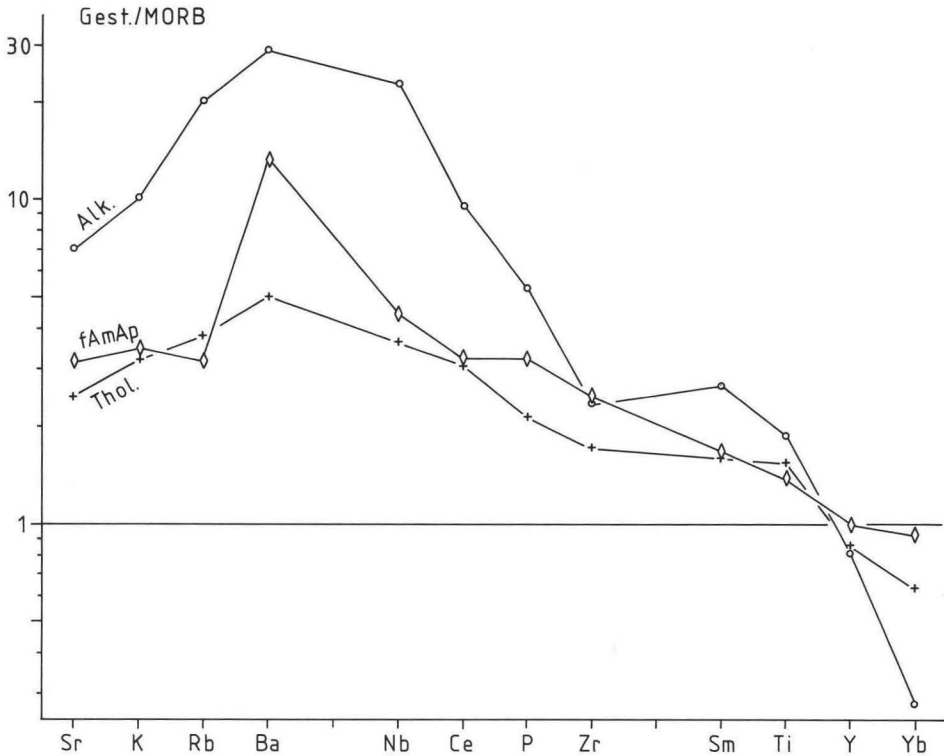


Abb. 26. Vergleich des Durchschnitts von 8 Flaseramphiboliten der nördlichen Zone Erbdorfer-Vohenstrauß (fAmAp) mit einem typischen Ozeaninsel-Tholeiit (Thol.) und einem typischen Alkali-basalt (Alk.). – Daten für die beiden letztgenannten Gesteine aus PEARCE (1982).

3,3 bis 7,3, was die Stellung der Metabasite aus der Erbdorfer Grünschieferzone als eigenständige Gruppe unterstreicht. Moderne, subduktionsgebundene Basalte, zu denen die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone offensichtlich Parallelen aufweisen, zeigen bezüglich ihrer REE-Muster eine extrem große Streubreite von LREE-abgereicherten bis deutlich LREE-angereicherten Zusammensetzungen (Abb. 32c). Aus einer Untersuchung von NICHOLLS et al. (1980) an Basalten von Java und Bali deutet sich an, daß kalkalkalische Inselbogenbasalte stärker LREE-angereichert sind als tholeiitische. Bei einem Vergleich mit den Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone ergibt sich eine gute Übereinstimmung dieser Metabasite mit kalkalkalischen Inselbogenbasalten von Java und Bali (Abb. 32c). Dennoch zeigt sich hier, daß eine Klassifizierung von Basalten (und Amphiboliten) allein auf der Basis der REE-Gehalte kaum möglich ist und erst eine Kombination von diskriminierenden Haupt-, Spuren und Seltenerd-Elementen zu befriedigenden Aussagen führt.

THOMPSON et al. (1983) weisen auf die Schwierigkeiten hin, die eine geochemische Unterscheidung von subduktionsgebundenen Basalten und kontinentalen Deckenbasalten bereitet. Auch PEARCE (1983) zeigt, daß sich Basalte durch Krustenkontamination in ihrem Gehalt an Spurenelementen so verändern können, daß sie Basalten konvergenter Plattengrenzen ähnlich werden. Da die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone



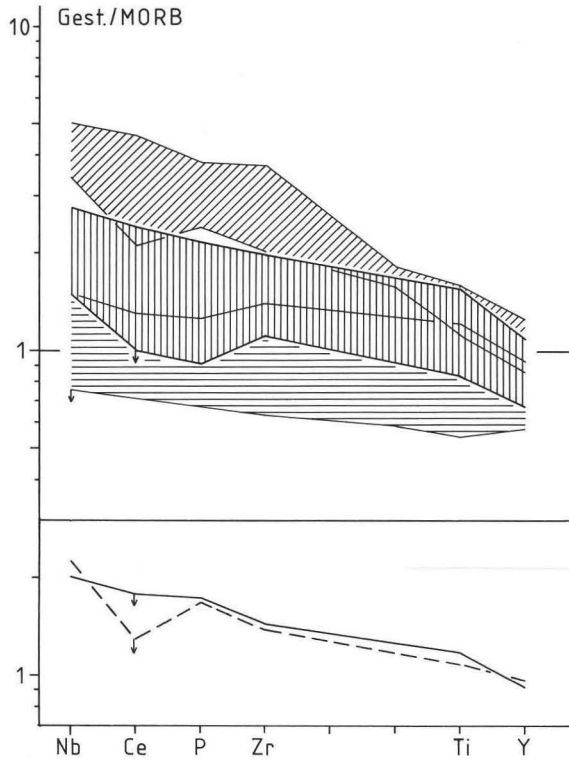


Abb. 27. Oben: Streuung der Spurenelement-Gehalte von 9 Metagabbros der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (senkrecht schraffiert), verglichen mit den Flaseramphiboliten (schräg schraffiert) und den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten (horizontal schraffiert) der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Unten: Vergleich der durchschnittlichen Spurenelement-Gehalte der Metagabbros (durchgezogene Linie) mit dem Durchschnitt von 24 Kalksilikat-reichen Amphiboliten der Bohrung Roggenstein (Analysen aus RICHTER 1983), südliche Zone Erbdorf-Vohenstrauß. - Pfeile: Nachweisgrenze.

deutliche Parallelen zu subduktionsgebundenen Basalten aufweisen, besitzen sie auch Ähnlichkeiten mit kontinentalen Deckenbasalten. Dies wird durch einen Vergleich mit verschiedenen Deckenbasalten anhand der von DUPUY & DOSTAL (1984) benutzten Chondrit- und Yb-normierten Spurenelement-Muster verdeutlicht. (Abb. 33; die anderen untersuchten Metabasitgruppen zeigen bei diesem Vergleich klare Unterschiede zu den kontinentalen Deckenbasalten). Eine Möglichkeit, zwischen subduktionsgebundenen und kontinentalen Basalten zu unterscheiden, bietet das Ti-V-Diagramm von SHERVAIS (1982). In diesem Diagramm sind die Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone mit subduktionsgebundenen Basalten gut vergleichbar und heben sich deutlich ab von den kontinentalen Basalten, die durch das Feld des Columbia-River-Basalts und einige tholeiitische Proben des Dekkan-Basalts belegt sind (Abb. 34).

### 8.5. Metabasite der Zone Tirschenreuth-Mähring

Diskriminationsdiagramme sowie Spuren- und REE-Muster zeigen, daß die Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring den Charakter subalkalischer, tholeiitischer Basal-

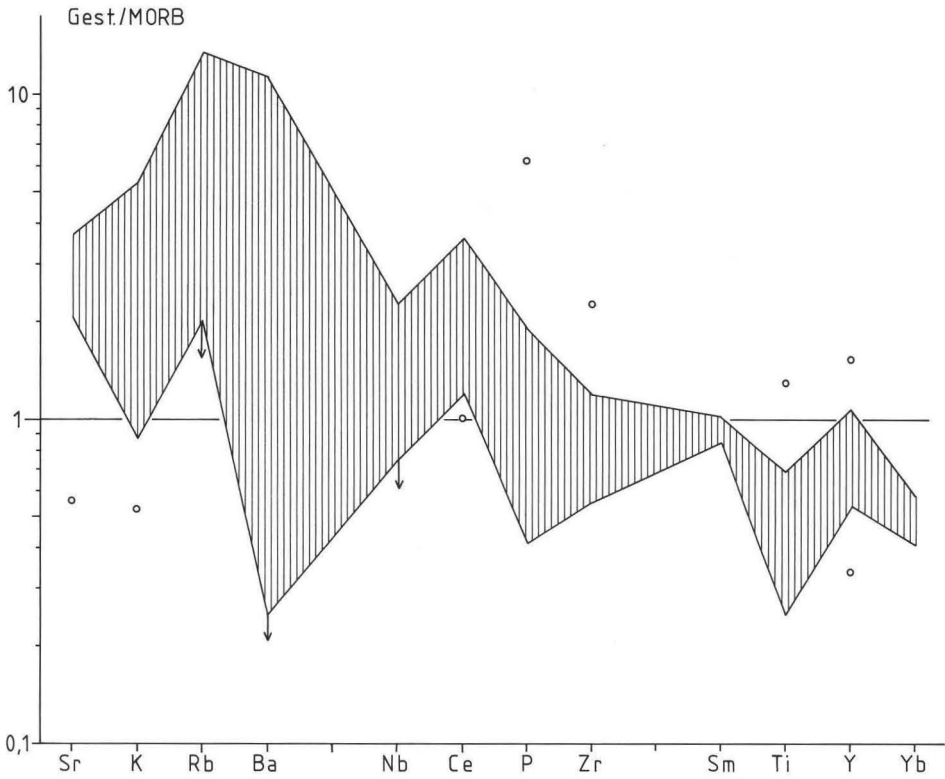


Abb. 28. Streubereich MORB-normierter Spurenelement-Gehalte von Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone (11 Proben); Kreise: stark abweichende Gehalte in Einzelproben; Pfeile: Nachweisgrenze.

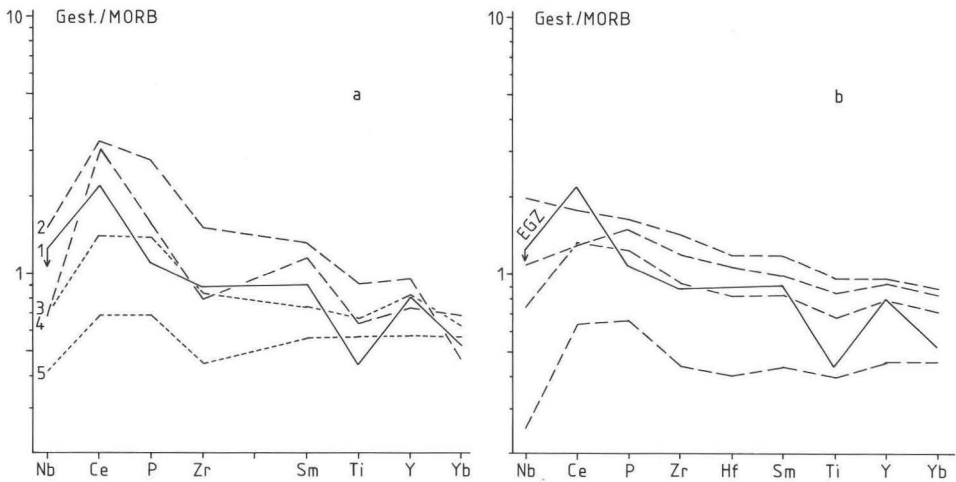


Abb. 29. Vergleich des Durchschnitts von 11 Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone (1 bzw. EGZ) in (a) mit typischen kalkalkalischen (2, 3) und typischen inselbogen-tholeiitischen (4, 5) Basalten (Daten aus PEARCE 1982 und WHITFORD et al. 1979), in (b) mit Basalten des South Sandwich back-arc spreading centre (SAUNDERS & TARNEY 1978).

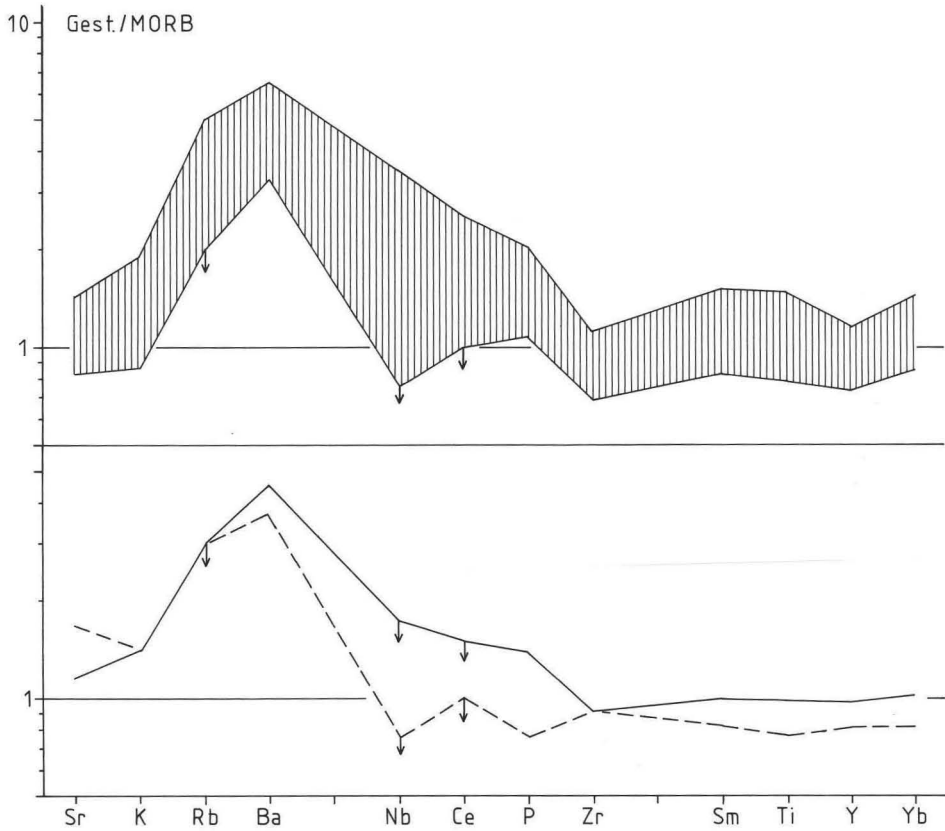


Abb. 30. Streubereich MORB-normierter Spurenelement-Gehalte von 5 Amphiboliten der Zone Tirscheneuth-Mähring (oben) und Vergleich ihres Durchschnitts (durchgezogene Linie) mit dem der schiefrigen, streifigen Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (unten). - Pfeile: Nachweisgrenze.

te normaler mittelozeanischer Rücken aufweisen und damit große Ähnlichkeit mit den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten der südlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß besitzen. Die Spurenelement-Muster (Abb. 30) weisen allerdings eine größere Streuung der Nb- und Ce-Gehalte und einen gegenüber MORB erhöhten Ba-Gehalt auf. Bei den REE-Mustern ist die Granat-führende Probe OP-85-244 im Vergleich zu den anderen Proben an mittleren und schweren REE angereichert (Abb. 32d).

### 8.6. Regionale Verteilung der Metabasitgruppen

Die Metabasitproben der Erbdorfer Grünschieferzone stammen größtenteils aus einem Bereich wenig nördlich der Fichtelnaab-Störung (Abb. 35). Auf den Höhen südlich der Fichtelnaab finden sich bereits die typischen Flaseramphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Verzahnungen oder kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Einheiten wurden nicht festgestellt. Im N wird die Erbdorfer Grünschieferzone durch die Erbdorfer Linie begrenzt. Die Amphibolite im nördlich davon gelegenen Saxothuringikum

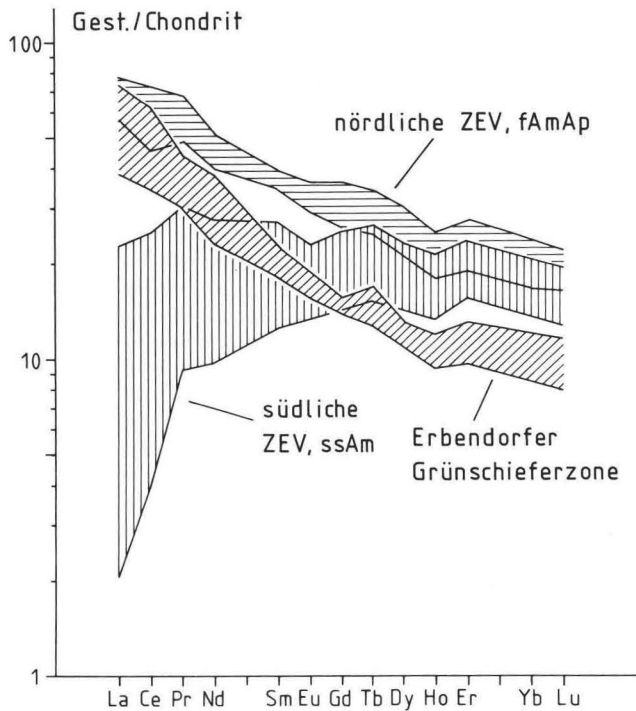
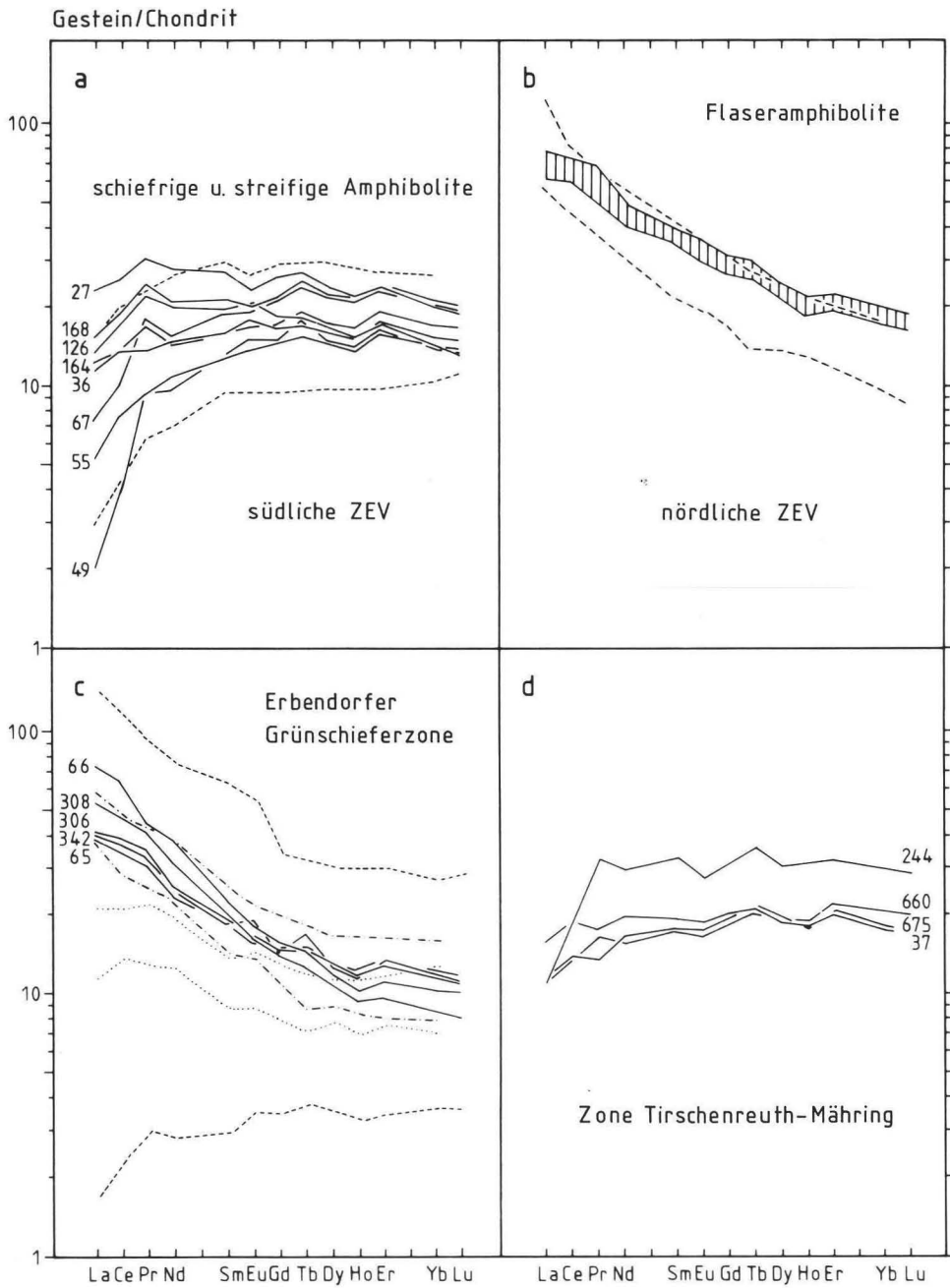


Abb. 31. Streubereich der Chondrit-normierten Seltenerd-Gehalte von 8 schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten (ssAm) und 7 Flaseramphiboliten (fAmAp) der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) sowie 5 Metabasiten der Erbendorfer Grünschieferzone (Normierung mit CI-Durchschnittswerten nach EVENSEN et al. 1978).

des Fichtelgebirges sind nach RICHTER (1983; s. auch Kap. 8.8.1.) in ihrem Chemismus mit Basalten ozeanischer Inseln vergleichbar und zeigen insofern gewisse Parallelen zu den Flaseramphiboliten des nördlichen Teils der Zone Erbendorf-Vohenstrauß, nicht aber zu den Metabasiten der Erbendorfer Grünschieferzone. Die gegenüber den benachbarten Einheiten deutlich andere chemische Zusammensetzung der Metabasite der Erbendorfer Grünschieferzone läßt den Schluß zu, daß es sich bei dieser Zone um eine eigenständige tektonische Einheit handelt, die im N durch die Erbendorfer Linie, im S teilweise durch die Fichtelnaab-Störung begrenzt wird.

Abb. 32. a: REE-Muster der schiefrigen, teils streifigen Amphibolite (durchgezogene Linien, Nummern sind Endnummern der Proben OP-84-Nr.), verglichen mit der Streubreite von 15 Basalten verschiedener normaler mittelozeanischer Rücken (Bereich zwischen gestrichelten Linien, Daten aus SAUNDERS 1984) - b: REE-Streuung von 6 Flaseramphiboliten (schraffiert), verglichen mit dem Streubereich von 5 Basalten anomaler Abschnitte des mittelatlantischen Rückens (gestrichelt, Daten aus SAUNDERS 1984). - c: REE-Muster von Metabasite der Erbendorfer Grünschieferzone, verglichen mit dem Streubereich von Inselbogen- und back-arc-Basalten (gestrichelt, Daten aus CULLERS & GRAF 1984) sowie von Tholeiiten (gepunktet) und Kalkkalibasalten (Punkt-Strich) des westlichen Sundabogens (Daten aus NICHOLLS et al. 1980). - d: REE-Muster von Amphiboliten der Zone Tirschenreuth-Mährings sind vergleichbar mit den in Abb. 31 dargestellten der schiefrigen, streifigen Amphibolite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß.



Die räumliche Trennung von Flaseramphiboliten und schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß ist weniger scharf. Flaseramphibolite dominieren im Nordteil, stoßen aber in einem schmalen Zug auch in den südwestlichen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß, südlich von Neustadt/Waldnaab vor. Die südlichsten Amphibolite, die petrographisch und geochemisch an die Flaseramphibolite erinnern, stammen aus dem Steinbruch Oedenthal. Östlich des Leuchtenberger Granits im Bereich Eppenreuth, Püchersreuth, Wildenau, bis wenig südlich von Floß treten ebenfalls Flaseramphibolite auf. Schiefrige, teils streifige Amphibolite kommen nicht nur im südlichen, sondern in einem schmalen Zug auch im mittleren und nördlichen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß vor (Abb. 35).

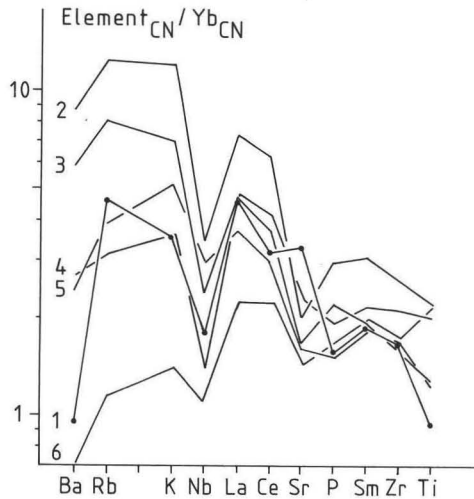


Abb. 33. Yb- und Chondrit-normierte Spurenelement-Gehalte der Metabasite aus der Erbdorfer Grünschieferzone (1), verglichen mit verschiedenen kontinentalen Deckenbasalten: Copper Mine River Basalt (2), Columbia River Basalt (3), Dekkan Plateau Basalt (4,6), Durchschnitt aus 17 kontinentalen Tholeiiten von Nova Scotia (5) (Vergleichsdaten zu 2-6 aus DUPUY & DOSTAL 1984).

Das Auftreten unterschiedlicher Amphibolittypen in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß kann nicht mit einer einfachen Anreicherung der inkompatiblen Elemente von S nach N – etwa als Folge eines variierenden Metamorphosegrades oder einer Annäherung an die großen Granitintrusionen – erklärt werden. Dagegen spricht das langgestreckte Ineinandergreifen der beiden klar unterscheidbaren Amphibolittypen im Gebiet nördlich und südlich von Neustadt/Waldnaab. Eine mögliche Erklärung wäre eine tektonische Verschuppung zweier Einheiten mit unterschiedlich zusammengesetzten Metabasiten, möglicherweise in Form von Teildecken innerhalb des gesamten Deckenkomplexes. Die unterschiedlichen Amphibolite könnten aber auch eine stratigraphische Abfolge bilden (STETTNER mündl. Mitt. 1984), die heute in einer  $\pm$  NW–SE streichenden Schuppen- oder Isoklinalfalten-Struktur vorliegt (HIRSCHMANN mündl. Mitt. 1987).

### 8.7. Mobilität einiger Elemente

Bei den beschriebenen Metabasittypen handelt es sich um primär eigenständige Gruppen, die bezüglich der untersuchten Elemente jeweils weitgehend konsistente Daten liefern. Zudem stimmen sie in ihrem Chemismus ziemlich gut mit Basaltgruppen überein,



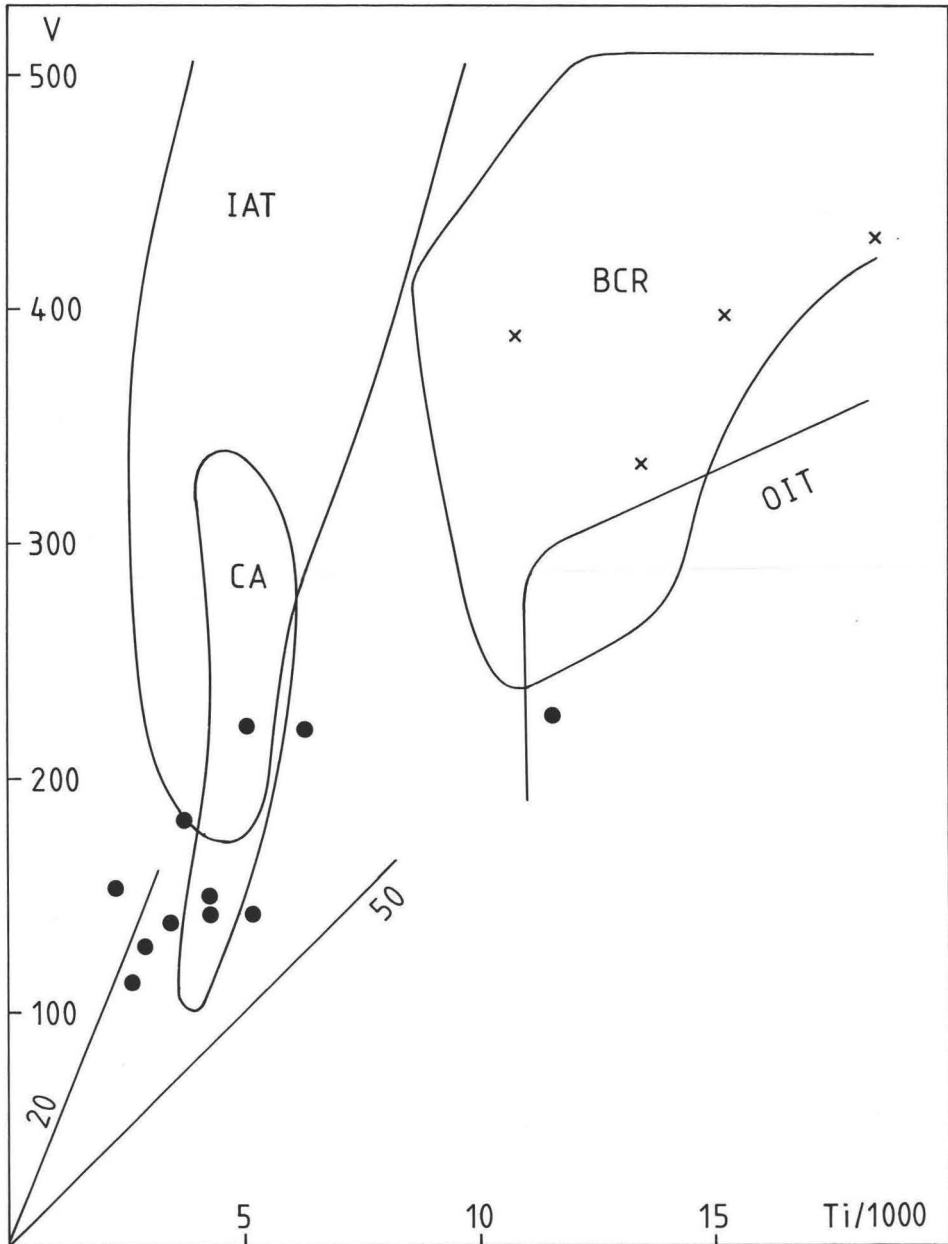


Abb. 34. Metabasite der Erbindorfer Grünschieferzone (gefüllte Kreise) im Ti-V-Diagramm (SHERVAIS 1982). - Zum Vergleich: IAT: Inselbogen-Tholeiite; CA: Kalkalibasalte; OIT: Ozeaninsel-Tholeiite; BCR: Columbia River Deckenbasalt; Kreuze: Tholeiite des Dekkan Plateau Basalts (aus KRISHNAMURTY & COX 1980).

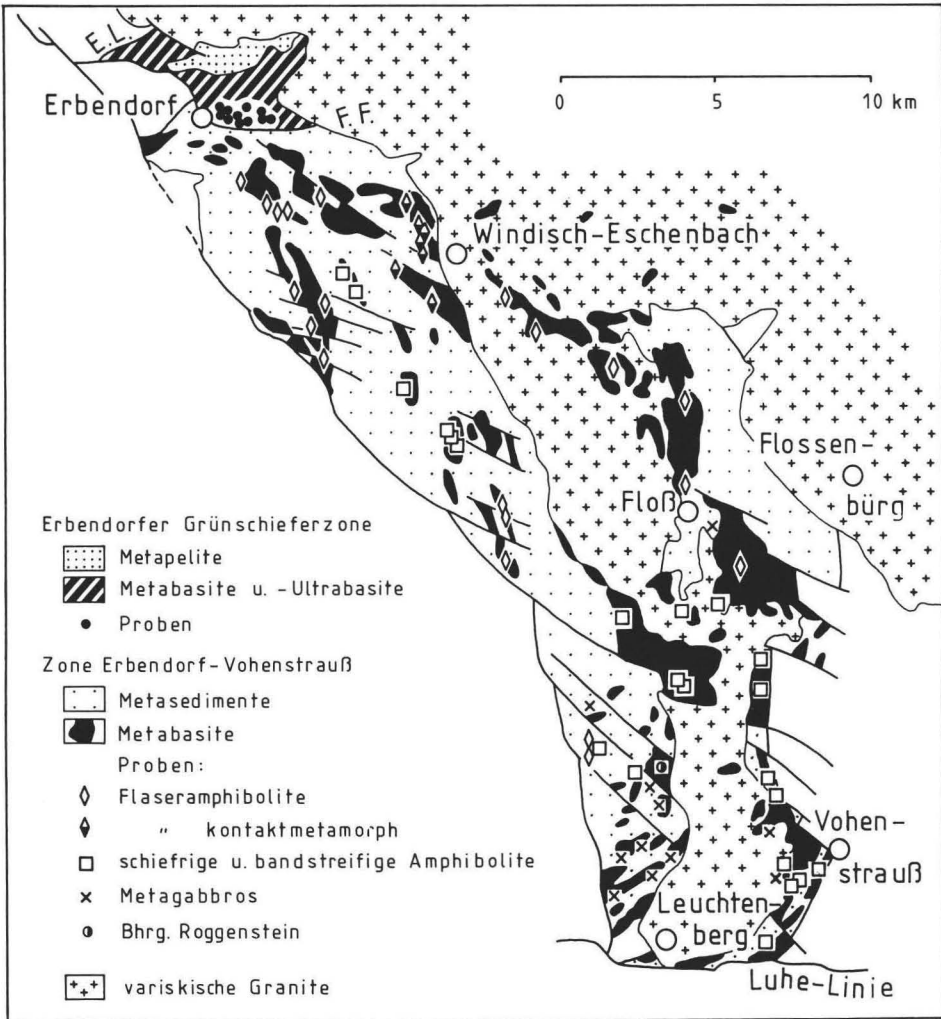


Abb. 35. Regionale Verteilung der einzelnen Metabasitgruppen im Bereich der Zone Erbendorf-Vohenstrauß und der Erbendorfer Grünschieferzone.

die heute in verschiedenen geotektonischen Positionen häufig gefördert werden. Der typische Chemismus der jeweiligen Metabasitgruppe dürfte die ursprüngliche Zusammensetzung der Magmatite zumindest annähernd widerspiegeln. Es ist kaum anzunehmen, daß die geochemischen Unterschiede zwischen den einzelnen Metabasitgruppen auf sekundäre Effekte zurückzuführen sind, denn dazu müßten sowohl im Hauptelement- als auch im Spurenelement- und Seltenelement-Chemismus eine ganze Reihe diskriminierender, z. T. als wenig mobil angesehener Elemente en bloc an- oder abgereichert worden sein, und zwar genau so, daß dabei eine andere typische Basaltzusammensetzung entstanden ist. Ein weiterer Hinweis auf das konservative Verhalten der diskriminierenden Elemente ist deren enger Streubereich. Eine sekundäre Verschiebung müßte demnach im jeweils gesamten Metabasitkomplex einer Gruppe sehr einheitlich abgelaufen sein, was wiederum unwahrscheinlich ist.

In einigen Fällen jedoch ist eine postbasaltische Mobilisation bestimmter Elemente offensichtlich. Eine Ursache für die sekundären Stoffverschiebungen ist die kontaktmetamorphe Überprägung von Metabasiten durch die Intrusion der variskischen Granite. Allerdings zeigen sich auch bei einigen Metabasiten, die nicht offensichtlich von den Graniten beeinflußt wurden, sekundäre Mobilisationen.

### 8.7.1. Stoffverschiebungen durch Kontaktmetamorphose

Im Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß werden große, NW-SE-streichende Züge der Flaseramphibolite bei Windisch-Eschenbach durch die Intrusion des Falkenberger Granits abgeschnitten und kontaktmetamorph überprägt. Da die Flaseramphibolite außerhalb der Kontaktaureole eine geochemisch recht homogene Gruppe bilden, bietet sich eine sehr gute Gelegenheit, durch einen Vergleich mit den Flaseramphiboliten aus der Kontaktaureole kontaktmetamorph bedingte Veränderungen in der Zusammensetzung der Amphibolite festzustellen.

In den kontaktmetamorphen Flaseramphiboliten sind granitophile Elemente deutlich angereichert. Verglichen mit den „normalen“ Flaseramphiboliten ist in der Kontaktaureole der Durchschnittsgehalt für Rb, Li und  $K_2O$  deutlich angereichert. Gleichzeitig sinken die K/Rb-Verhältnisse von etwa 600 auf etwa 160. Ca, Sr und V sind spürbar abgereichert. Markant ist die Abreicherung von Cr und Ni im Bereich der Kontaktaureole. Die Cr-Gehalte sinken in Einzelfällen von durchschnittlich 332 ppm bis auf 20 ppm, die Ni-Gehalte von durchschnittlich 164 ppm bis unter die Nachweisgrenze von 20 ppm ab. Die als wenig mobil geltenden Spurenelemente Nb, Ce, (P), Zr, Ti und Sc zeigen in den kontaktmetamorphen Flaseramphiboliten eine größere Streuung, jedoch meist ohne klare An- oder Abreicherungstendenz. Für Ba und Co sind keine nennenswerten Änderungen zu verzeichnen (Abb. 36, Tab. 6).

Vergleicht man die REE-Muster der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite mit denen der „normalen“ Flaseramphibolite (fAmAp), dann zeigt sich bei vier kontaktmetamorphen Proben eine breite Streuung besonders im Bereich der LREE (Abb. 37). Wie die Beispiele La und Ce zeigen, korreliert diese Streuung der LREE sehr gut mit einer Streuung der  $P_2O_5$ -Gehalte dieser Proben (Abb. 39). Da eine höchstwahrscheinlich auf sekundäre Mobilisation zurückzuführende LREE- $P_2O_5$ -Variation aber auch in den schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß außerhalb der kontaktmetamorphen Bereiche auftritt, muß die Streuung der LREE bei den vier kontaktmetamorphen Proben nicht unbedingt auf die Kontaktmetamorphose zurückzuführen sein; sie kann auch andere Ursachen haben (Kap. 8.7.2). Eine fünfte Probe (WE-5) zeigt im Vergleich zu den „normalen“ Flaseramphiboliten eine deutliche Anreicherung aller REE, die zudem von der LREE- $P_2O_5$ -Korrelation in den anderen vier Proben deutlich abweicht (Abb. 37, 39a). In dieser Probe dürften die REE-Gehalte unter dem Einfluß des granitischen Magmas angereichert worden sein. Der Falkenberger Granit enthält bei Windisch-Eschenbach z. B. 62 bis 180 ppm Ce (RICHTER & STETTNER 1987).

Die kontaktmetamorphen, schiefrigen, teils streifigen Amphibolite der Steinach-aureole am S- und SE-Rand des Leuchtenberger Granits zeigen ein deutlich geringeres Ausmaß an stofflichen Verschiebungen. Im Vergleich zu den übrigen schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten kam es allerdings zu einer deutlichen Abreicherung von Cr und Ni.

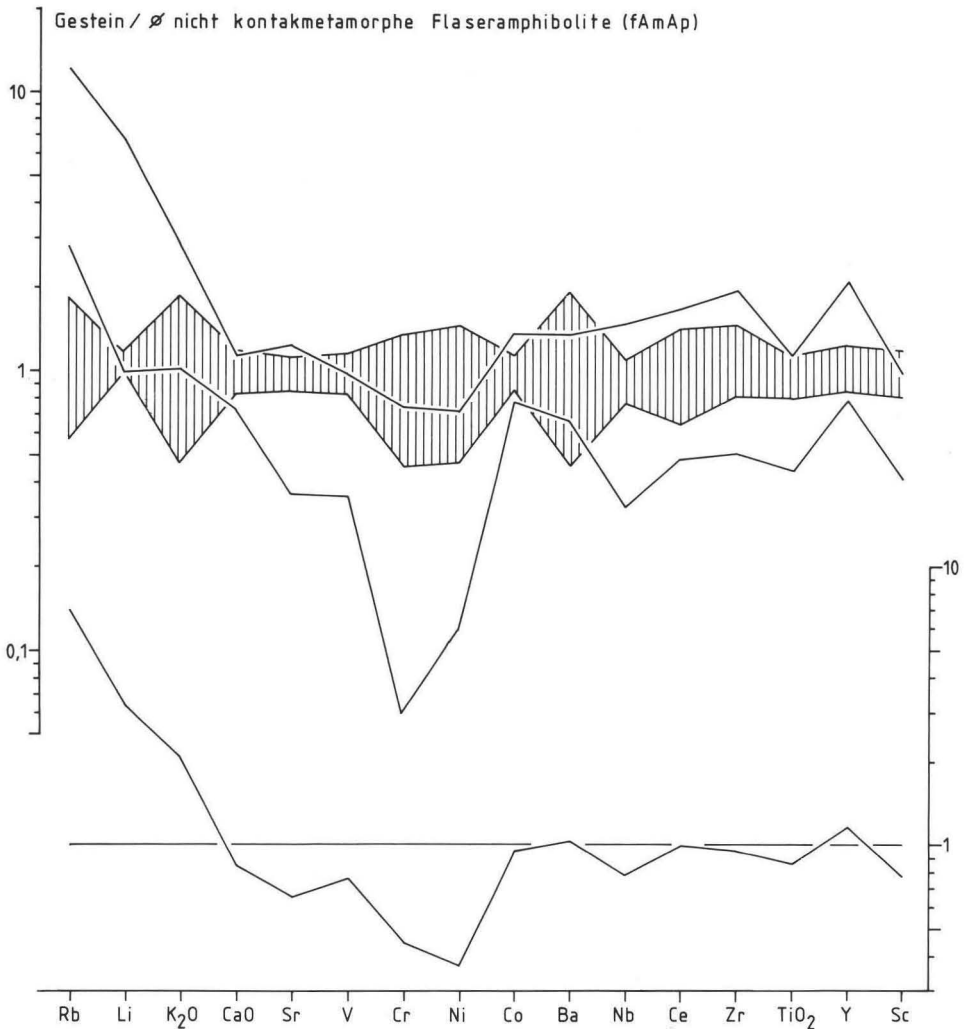


Abb.36. Vergleich kontaktmetamorpher mit nicht kontaktmetamorphen Flaseramphiboliten aus dem Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. – Alle Proben wurden gegen den Durchschnitt der nicht kontaktmetamorphen Flaseramphibolite normiert. – Schraffur: Streubereich der nicht überprägten Flaseramphibolite (fAmAp); hell: Streubereich der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite; unten: Durchschnittsgehalt beider Amphibolitgruppen.

### 8.7.2. Mobilisation von $P_2O_5$ und den Lanthaniden

Die schiefrigen, teils streifigen Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen eine große Streuung von  $P_2O_5$  und den LREE, bei einer deutlichen Abreicherung dieser Elemente in einigen Proben. Auffällig ist dabei die sehr gute Korrelation zwischen  $P_2O_5$  und den LREE, mit Korrelationskoeffizienten von 0,97 für La, 0,98 für Ce und 0,96 für Pr (Abb. 39b). Bei den restlichen REE nimmt der Korrelationskoeffizient mit steigender Ord-

nungszahl ab. Ähnliches wurde auch bei vier Flaseramphibolit-Proben aus der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach beobachtet (s. o.).

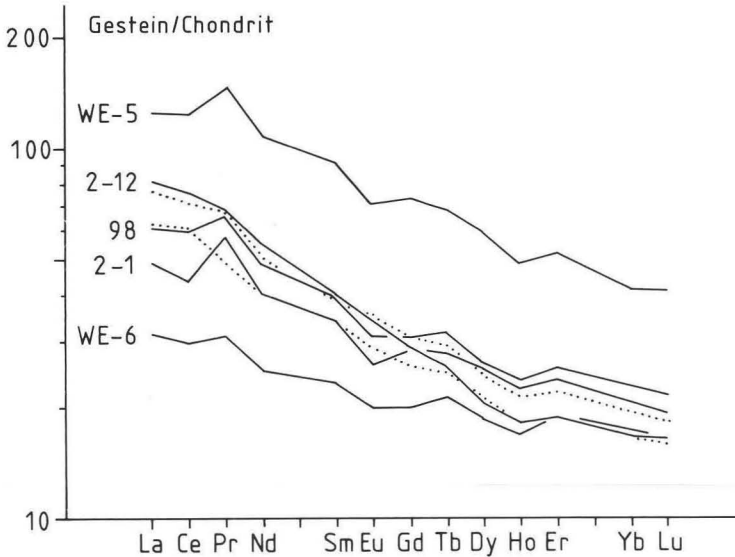


Abb. 37. REE-Muster von Flaseramphiboliten aus der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach (Linien mit Probennr.) im Vergleich mit dem Streubereich der nicht überprägten Flaseramphibolite (fAmAp, gepunktet).

Die breite Streuung bzw. Abreicherung von  $P_2O_5$  und den LREE kann nur vom Verhalten des Apatits in diesen Amphiboliten abhängen, da Apatit das einzige beobachtete Phosphatmineral ist. Außerdem ist Apatit ein Mineral, das die REE, vor allem die LREE, in starkem Maße an sich bindet (PUCHELT & EMMERMANN 1976; EXLEY 1980; NASH 1984). Besonders markant sind die LREE in Apatiten aus basischen, ultrabasischen und alkalischen Gesteinen angereichert, während Apatite aus sauren Magmatiten ein breiteres Spektrum der REE-Zusammensetzung aufweisen (FLEISCHER & ALTSCHULER 1969; LEE et al. 1973; NAGASAWA 1970). Werden keine anderen REE-reichen Phasen vorher oder gleichzeitig gebildet, dann kann schon ein geringer Apatitanteil ( $\leq 1$  Vol. %) einen Großteil der REE des Gesteins aufnehmen. Entsprechend kann eine Abreicherung von Apatit zu einer Abreicherung von  $P_2O_5$  und der REE, besonders der LREE, im Gestein führen.

Daß  $P_2O_5$  aus einigen Partien der schiefrigen, teils streifigen Amphiboliten weggeführt wurde, zeigen MORB-normierte Spurenelement-Muster (Abb. 24), in denen die  $P_2O_5$ -Gehalte z. T. stark unter die für diese Amphibolite an sich typischen MORB-Gehalte absinken. Auch im Dreieck  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (MULLEN 1983; Abb. 38) liegen die schiefrigen, streifigen Amphibolite nicht alle im Feld für MOR-Basalte, in dem sie aufgrund der Klassifikation durch andere Elemente eigentlich liegen müßten. Sie streuen hier, der Richtung einer  $P_2O_5$ -Abreicherung folgend, auch in die Felder für Inselbogentholeiite und sogar für Kalkalkalibasalte, ein Trend, der durch keine andere Diskrimination auch nur andeutungsweise belegt ist. Daß die LREE ebenfalls abgeführt wurden, zeigt die gute Korrelation mit  $P_2O_5$  (Abb. 39b).

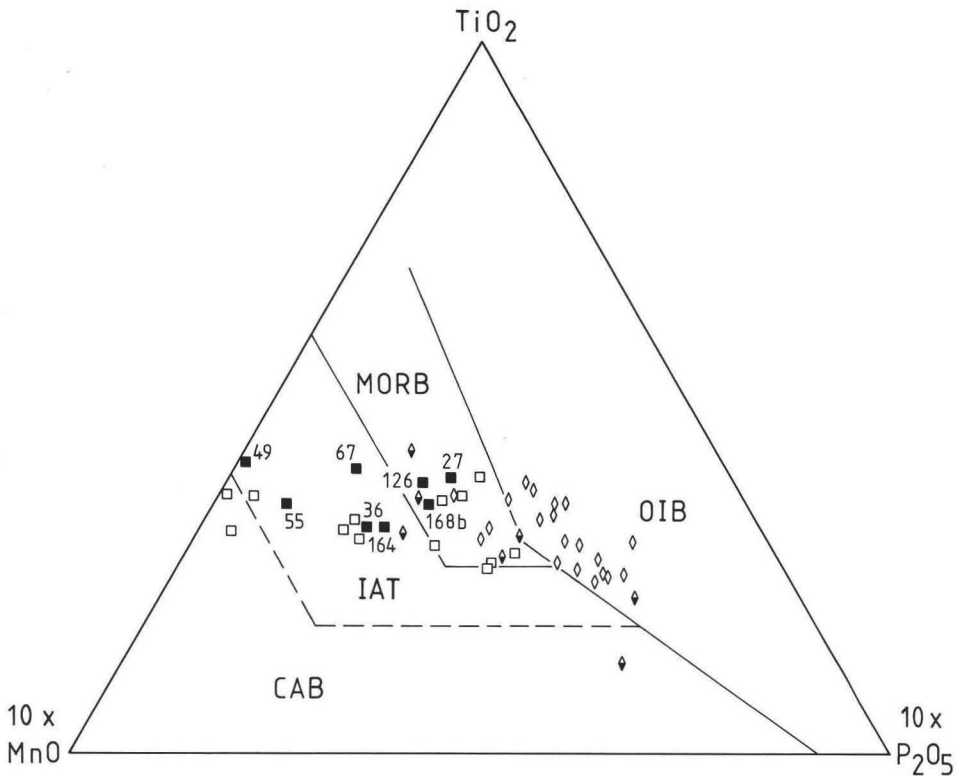


Abb. 38. Diagramm zur Klassifizierung moderner Basalte nach MULLEN (1983). – Rauten: Flaseramphibolite; Quadrate: schiefrige, teils streifige Amphibolite (von Proben mit gefüllten Quadraten, beschriftet, liegen REE-Analysen vor); OIB: Ozeaninsel-Basalte; MORB: Basalte mittelozeanischer Rücken; IAT: Inselbogen-Tholeiite; CAB: Kalkalkali-Basalte.

Es kann nicht völlig ausgeschlossen werden, daß Apatit durch eine Fraktionierung schon während der Kristallisation des basaltischen Protoliths weggeführt wurde. Es gibt jedoch Beobachtungen und Überlegungen, die eine postbasaltische, postmetamorphe Mobilisation von Apatit wahrscheinlich machen:

1) Apatit wird im Labor schon bei Raumtemperatur von einigen 1n Säuren, z. B. HCl, gelöst (TRÖGER 1969). Es ist damit zu rechnen, daß Apatit auch unter natürlichen Bedingungen durch saure, hydrothermale Lösungen angegriffen wird. Die Löslichkeit von Apatit in Alkali-Karbonat-Lösungen wird von DERNOV-PEGAREV & MALININ (1986) beschrieben. HUMPHRIS et al. (1978) erwähnen den Abbau von Apatit und die Abfuhr von LREE während der Alteration von Basalten.

2) Eine erhöhte Mobilität von  $P_2O_5$  bei unterschiedlichen Bedingungen wurde schon von mehreren Autoren durch Beispiele belegt. Sowohl bei niedriggradiger Überprägung als auch bei einer Amphibolitisation von Basalten ist mit Anreicherungen und Abreicherungen von  $P_2O_5$  zu rechnen (siehe z. B. HART 1970; ELLIOT 1973; WINCHESTER & FLOYD 1976; CONDIE et al. 1977; MORRISON 1978; GREENOUGH & PAPEZIK 1985).

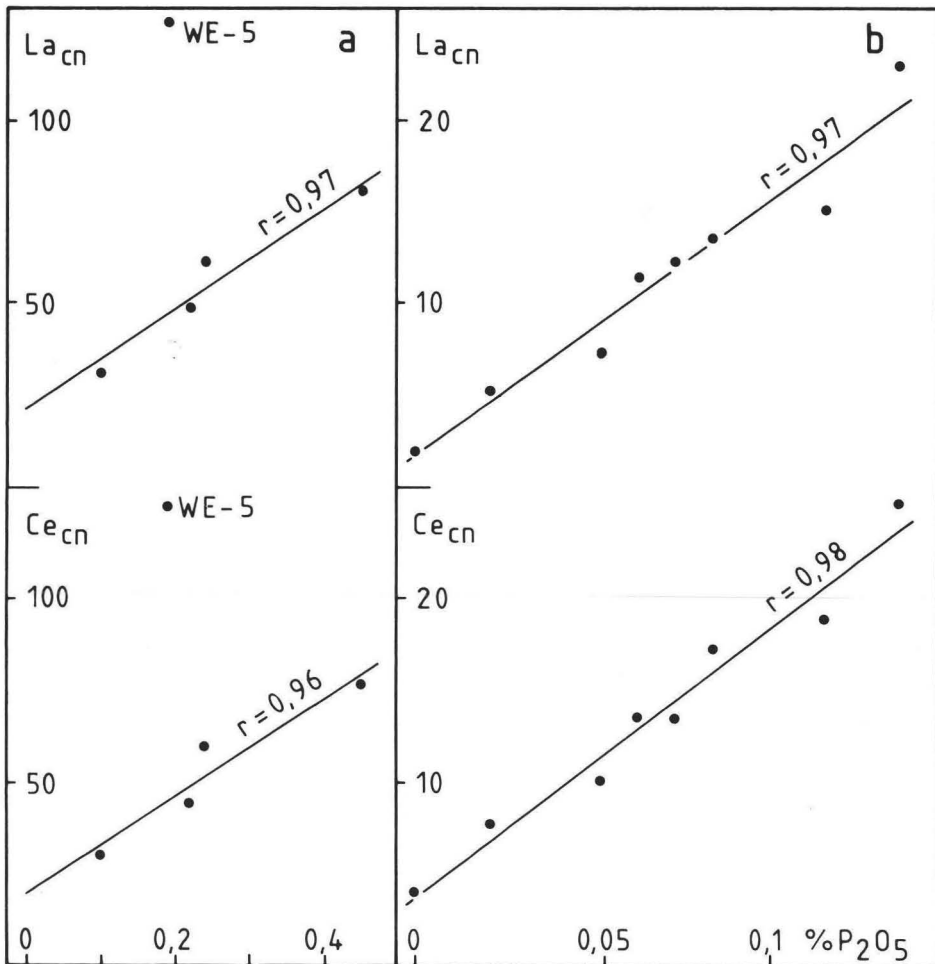


Abb. 39. Korrelation von La und Ce (Chondrit-normiert) mit P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a: Flaseramphibolite der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach, b: schiefrige, teils streifige Amphibolite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß.

3) Für die unterschiedliche Mobilität der REE gibt es ebenfalls eine Reihe von Beispielen (siehe z. B. WOOD et al. 1976; HUMPHRIS et al. 1978; HELLMAN et al. 1979; ALDERTON et al. 1980; HUMPHRIS 1984; HERMS 1987). Eine der Hauptursachen für die Mobilität ist dabei die hydrothermale Überprägung des Gesteins.

4) Für eine sekundäre Mobilisierung der REE ist auch die Frage nach dem Transport von Bedeutung. REE können nach HANSON (1980) nur durch fluide Phasen mit hoher CO<sub>2</sub>-Aktivität mobilisiert werden. In hydrothermalen Lösungen werden REE aber auch als Fluorid-, Chlorid- oder Sulfatkomplexe transportiert, wobei insbesondere die Stabilität verschiedener Fluorid- und Fluorid-Chlorid-Komplexe unter hydrothermalen Bedingungen untersucht ist (s. HUMPHRIS 1984; HERMANN 1978; ALDERTON et al. 1980). Von besonderer Bedeutung für den vorliegenden Fall ist die von HERMS (1987) beschriebene Möglichkeit eines Transports der REE in Phosphatkomplexen.



5) Die Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß sind häufig von diskordanten Adern oder subparallel zur Schieferung laufenden, postmetamorphen Bahnen durchdrungen, in denen die regionalmetamorph gebildete Mineralparagenese verdrängt wird durch Sekundärminerale wie Serizit, Epidot, Karbonat oder durch sehr feinkörnige, erdig-braune Mineralaggregate (Abb. 40). Die an diese Umwandlungszonen angrenzenden Hornblenden und Plagioklase sind korrodiert, Korngrenzen in der Nachbarschaft dieser Adern sind mit limonitischen Lösungsresten belegt. In den streifigen Amphiboliten folgen die Umwandlungszonen bevorzugt den Plagioklas- oder Kalksilikat-reichen Lagen. Diese Umwandlungszonen belegen deutlich, daß die Gesteine der Zone Erbdorf-Vohenstrauß von einer postmetamorphen, hydrothermalen Überprägung erfaßt wurden. Monomineralische Karbonatadern zeigen dabei die erhöhte  $\text{CO}_2$ -Aktivität der hydrothermalen Lösungen. Bezüglich der Frage einer  $\text{P}_2\text{O}_5$ - und LREE-Abreicherung ist besonders bemerkenswert, daß auf den Lösungsbahnen mitunter Kornaggregate von neugebildetem Apatit zu finden sind, die von der „Beweglichkeit“ des Apatits in diesen Gesteinen zeugen (Abb. 41).

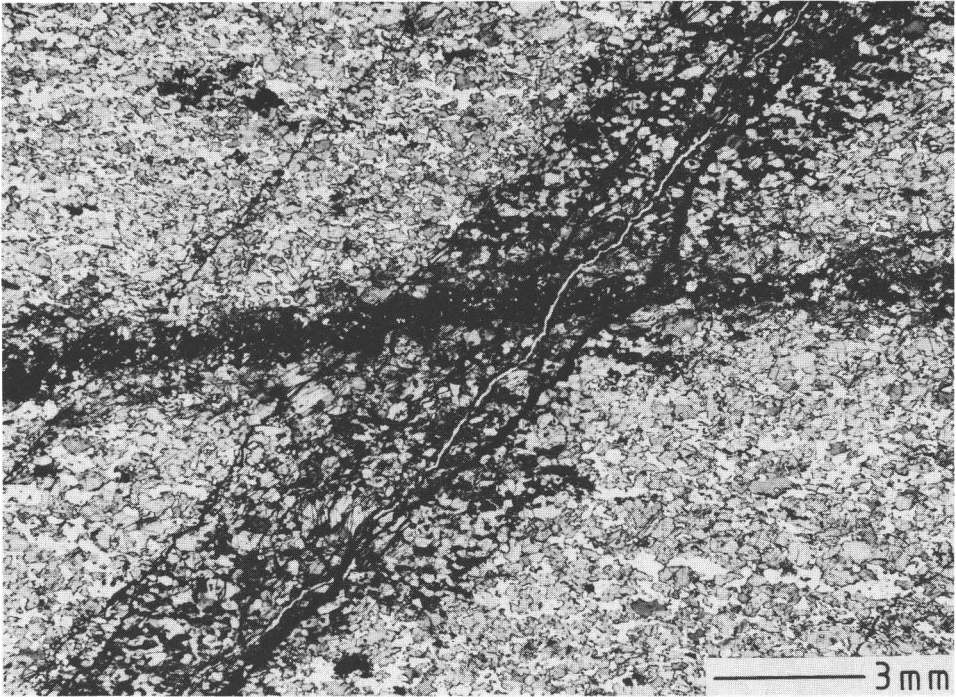


Abb. 40. Alterationsbereiche, wie sie für Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß typisch sind: Zwei sich kreuzende Alterationsbahnen sind durch dunkle, sehr feinkörnige, postmetamorphsenkundär gebildete Mineralaggregate gekennzeichnet, die in diesem Falle aus Saussurit, Serizit und limonitischen Lösungsresten bestehen.

Die genannten Argumente sprechen sehr dafür, daß es sich bei der Streuung von  $\text{P}_2\text{O}_5$  und den LREE in Proben der schiefrigen, teils streifigen Amphibolite, aber auch der kontaktmetamorphen Flaseramphibolite, um die Folge einer postmetamorphen, hydrothermalen Überprägung handelt, bei der in Teilbereichen der Amphibolite Apatit durch zirku-

lierende hydrothermale Lösungen angegriffen und seine chemischen Bestandteile weggeführt wurden. Durch eine Änderung des chemischen Milieus in anderen Bereichen der Amphibolite, z. B. durch ein Absinken der  $\text{CO}_2$ -Aktivität, konnte sekundärer Apatit aus den hydrothermalen Lösungen auf den Alterationszonen auskristallisieren. Es liegt nahe, diese hydrothermale Überprägung mit der Intrusion der postkinematischen, variskischen Granite in Verbindung zu bringen, zumal eine verstärkte Streuung der  $\text{P}_2\text{O}_5$ - und LREE-Gehalte auch in Flaseramphiboliten der Kontaktaureole von Windisch-Eschenbach festgestellt wurde (Abb. 37,39). Andererseits stellten RICHTER & STETTNER (1987) im Bereich der nördlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß eine postgranitische, hydrothermale Beeinflussung fest, die an NW-SE verlaufende Störungszonen gebunden ist, die sowohl die Granite als auch das metamorphe Nebengestein durchschlägt und für die As als Pfadfinderelement angesehen werden kann. Nach SCHÜSSLER et al. (1989) könnte die  $\text{P}_2\text{O}_5$ - und LREE-Abreicherung an dieses Ereignis gebunden sein, zumal einige der untersuchten Amphibolite erhöhte As-Gehalte aufweisen.

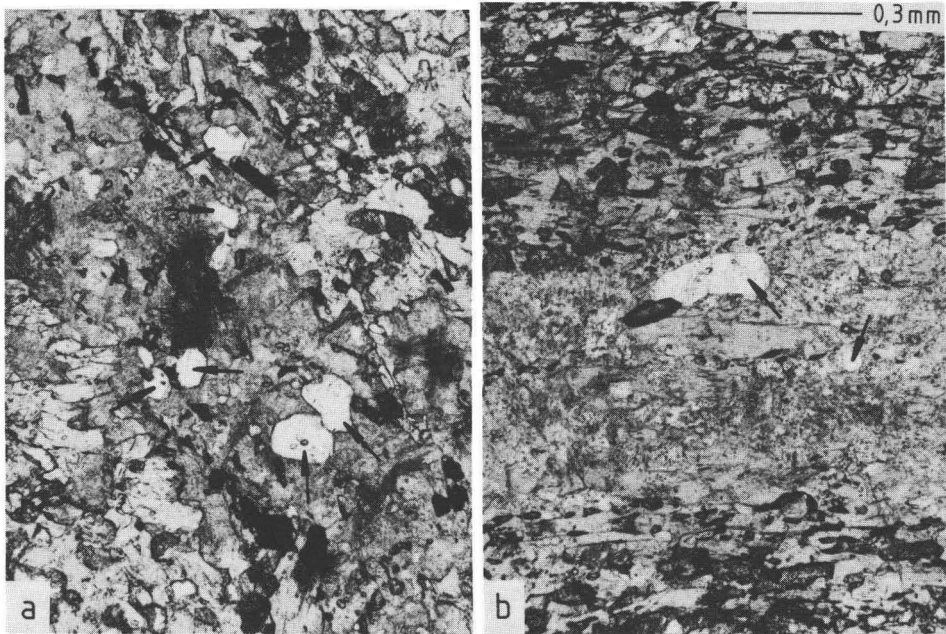


Abb. 41. Ansammlung sekundär gebildeter Apatite (helle Mineralkörner, mit Pfeilen markiert) in schiefrigen und streifigen Amphiboliten: a: Apatite in einer durchgreifenden, b: in einer schmalen, konkordant zur Schieferung laufenden, postmetamorphen Alterationszone; während die Hornblenden (hellgraue Körner) durch die Alteration oft nur randlich stark korrodiert wurden, ist der Plagioklas fast vollständig durch sehr feinkörnigen Serizit, Saussurit und durch limonitische Lösungsreste ersetzt (feinfilzige, graue, verschwommene Bereiche).

### 8.7.3. Sekundäre Veränderung der Ba-Gehalte

Sowohl die Flaseramphiboliten als auch die schiefrigen, teils streifigen Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen Ba-Gehalte, die, verglichen mit einer Klassifikation nach anderen Spurenelementen, zu hoch erscheinen. Es muß mit einer sekundären Ba-Anreicherung gerechnet werden, die möglicherweise auf eine Wechselwirkung des

basaltischen Protoliths mit hydrothermalen Systemen am Meeresboden oder auf eine Ba-Zufuhr aus benachbarten Sedimenten während der Regionalmetamorphose zurückzuführen ist (s. dazu SCHÜSSLER et al. 1989).

Auffällig ist das Verhalten von Ba in Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone. Die Ba-Gehalte überdecken hier einen sehr breiten Streubereich (s. Abb. 28). Verglichen mit den übrigen Spurenelementen zeichnet sich bei einer Reihe von Proben eine Abreicherung von Ba ab, z. T. bis an die Nachweisgrenze von 5 ppm. Auch hier muß mit sekundären Konzentrationsänderungen gerechnet werden. Nach CONDIE et al. (1977) können sowohl Epidotisierung als auch Chloritisierung und Karbonatisierung von Basalten deutliche Ba-Verluste bewirken. Ba-Verluste bei Chloritisierung und Karbonatisierung werden auch von GREENOUGH & PAPEZIK (1985) beschrieben. In verschiedenen Proben der Erbdorfer Grünschieferzone sind diese Umbildungen, allerdings z. T. als retrograde Vorgänge, zu beobachten. Ein Vergleich der modalen Mineralgehalte mit Ba-Gehalten der Metabasite zeigt, daß die Proben mit den höchsten Epidotanteilen die geringsten Ba-Gehalte aufweisen. Einige Proben mit hohen Ba-Konzentrationen zeigen dagegen Epidot-Gehalte deutlich unter 1 Vol%. Drei Proben ohne nennenswerten Epidotanteil, aber dennoch niedrigen Ba-Gehalten sind stärker chloritisiert, z. T. karbonatisiert. Nach CONDIE et al. (1977) wirkt sich bei Tholeiiten eine Karbonatisierung bis 10% und eine Epidotisierung bis 60% noch nicht maßgeblich auf die Aussagekraft der Spurenelement-Modelle zur Magmenherkunft aus.

## 8.8. Vergleich mit anderen Einheiten Ostbayerns

### 8.8.1. Amphibolite des Fichtelgebirges

Im Saxothuringikum des Fichtelgebirges sind Amphibolite nur in kleinen, nicht sehr häufigen Vorkommen zu finden. 20 Proben dieser Amphibolite wurden von RICHTER (1983) untersucht. In ihrem Chemismus entsprechen sie danach „recht genau Tholeiitbasalten, wie sie in ozeanischen Inseln auftreten“ und weisen damit Parallelen zu den Flaseramphiboliten der nördlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß auf. Im Diagramm  $TiO_2$  gegen  $FeO^*/MgO$  (MIYASHIRO 1975) folgen sie jedoch dem Kilauea-Trend, während die Flaseramphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß den tiefseetholeiitischen Trend nachzeichnen. Im Diagramm Ti gegen Zr (PEARCE 1982) liegen sie weiter vom MORB-Feld entfernt im Feld der Intraplatten-Basalte und heben sich als eigene Gruppe deutlich von den Flaseramphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß ab. Im Diagramm Ti/Y gegen Nb/Y (PEARCE 1982) fallen die Amphibolite des Fichtelgebirges ins Feld der „transitional within-plate“-Basalte und in deren Grenzbereich zu den Alkalibasalten, während die Flaseramphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß hauptsächlich im Feld der Tholeiite liegen (Abb. 42). Auch in den Diagrammen  $SiO_2$  bzw.  $Zr/TiO_2$  gegen Nb/Y (FLOYD & WINCHESTER 1978) liegen die Amphibolite des Fichtelgebirges im Feld der Alkalibasalte.

In den Spurenelement-Mustern zeigt sich ebenfalls die gegenüber den Flaseramphiboliten aus dem Nordteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß stärkere Anreicherung der inkompatiblen Elemente und damit die Tendenz zu alkalibasaltischer Zusammensetzung (Abb. 43). Mit den schiefrigen und bandstreifigen Amphiboliten der südlichen Zone Erbdorf-Vohenstrauß und den Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone haben die Amphibolite des Fichtelgebirges keine Gemeinsamkeiten.

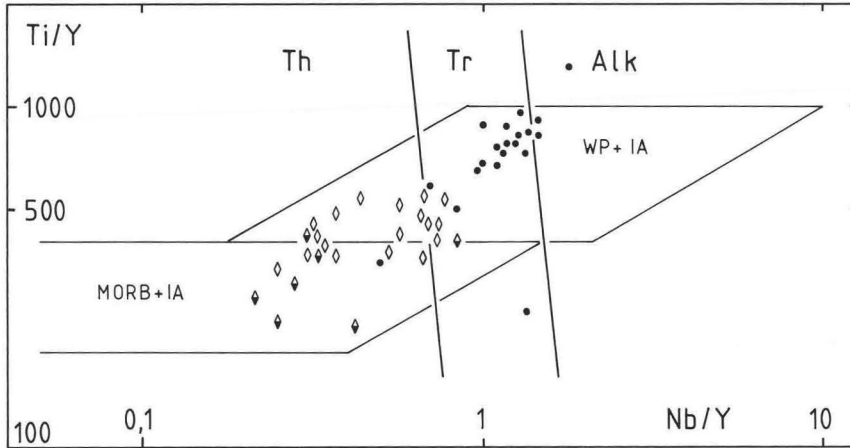


Abb. 42. Vergleich der Flaseramphibolite der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (Rauten) mit Metabasiten des Fichtelgebirges (Punkte) in einer Diskrimination von Tholeiiten (Th) und Alkalibasalten (Alk) nach PEARCE (1982). - Tr: Übergangszone; MORB: Basalte mittelozeanischer Rücken; IA: Inselbogen-Basalte; WP: Intraplatten-Basalte.

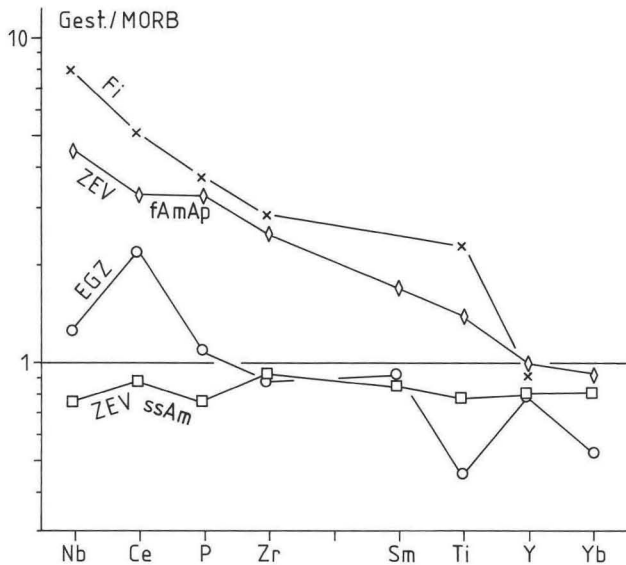


Abb. 43. Vergleich der durchschnittlichen Spurenelement-Gehalte von Metabasiten des Fichtelgebirges (Fi) mit Metabasiten der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) und der Erbendorfer Grünschieferzone (EGZ). - fAmAp: Flaseramphibolite; ssAm: schiefrige, teils streifige Amphibolite.

### 8.8.2. Metabasite der Münchberger Serien

Von verschiedenen Autoren wurde die Meinung vertreten, zumindest die ordovizische Randschieferserie der Bayerischen Faziesreihe und die Prasinit-Phyllit-Serie, möglicherweise aber auch die höhermetamorphen Einheiten des Münchberger Komplexes

seien vom Edukt her äquivalent und unterschieden sich nur im Metamorphoregrad. Geochemische Untersuchungen zeigten aber, daß die Metabasite der verschiedenen Einheiten des Münchberger Komplexes einen ganz unterschiedlichen geochemischen Charakter aufweisen, der ein gemeinsames Edukt nicht zuläßt (s. dazu auch OPPERMANN 1985; POMMERENKE 1985; OKRUSCH et al. 1989):

1) Die Diabase der ordovizischen Randschieferserie am Westrand der Gneismasse besitzen die Zusammensetzung alkalischer Intraplatten-Basalte (WIRTH 1978).

2) Die Prasinite der Prasinit-Phyllit-Serie können am besten den kalkalkalischen Serien zugeordnet werden.

3) Die Amphibolite der Randamphibolit-Serie sind subalkalisch mit tholeiitischem Charakter. Sie weisen einen betonten Differentiationstrend von Mg-reicher zu Fe-reicher Zusammensetzung auf.

4) Metagabbros der Liegendserie zeigen eine „high-Al“-Zusammensetzung (MATTHES & SEIDEL 1977).

5) Die Amphibolite der Hangendserie sind mit modernen kalkalkalischen Basalten vergleichbar.

Da sowohl die Münchberger Serien als auch der Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß mit der Erbdorfer Grünschieferzone im KTB-Konzept als Reste eines mehr oder weniger einheitlichen Deckenkomplexes aufgefaßt werden (WEBER & VOLLBRECHT 1986, 1989), interessiert hier der Vergleich zwischen den Metabasiten beider Gebiete.

Am deutlichsten sind die Parallelen zwischen der Erbdorfer Grünschieferzone und der Prasinit-Phyllit-Serie. Beide Einheiten zeigen innerhalb der vermuteten Deckenstrukturen eine sehr ähnliche tektonische Lage, beide Einheiten sind lithologisch ähnlich aufgebaut, mit einem hohen Metabasit-Anteil und einer bemerkenswerten Beteiligung von Ultrabasiten, und beide Einheiten zeigen einen sehr ähnlichen Chemismus der Metabasite im Übergangsbereich zwischen tholeiitischen und kalkalkalischen Serien mit inselbogenbasaltischem Charakter. Ähnlichkeiten ergeben sich aber auch zwischen Metabasiten der Erbdorfer Grünschieferzone und der Hangendserie der Münchberger Gneismasse.

Die Amphibolite der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen kaum Parallelen zu Metabasiten des Münchberger Komplexes. Die Zusammensetzung von Metabasiten der Hangendserie, der Prasinit-Phyllit-Serie und der Randschieferserie unterscheiden sich deutlich von allen Metabasittypen der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Auch die Randamphibolit-Serie kann bezüglich der Metabasite nicht direkt mit der Zone Erbdorf-Vohenstrauß verglichen werden. Einzige Gemeinsamkeit ist hier der tholeiitische Charakter der Metabasite. Eine direkte Parallelisierung der Zone Erbdorf-Vohenstrauß mit höhermetamorphen Einheiten des Münchberger Komplexes, speziell der Hangendserie (WEBER & VOLLBRECHT 1986: 26), kann wegen der unterschiedlichen Zusammensetzung der Metabasite nicht aufrechterhalten werden.

Ein Vergleich mit Metabasiten der Zone Tepl-Taus wird derzeit durchgeführt (für erste Ergebnisse s. SCHÜSSLER et al. im Druck).

## 9. Radiometrische Altersdatierungen

Nach BLÜMEL (zuletzt in WEBER & VOLLBRECHT 1986) unterscheiden sich Münchberger Komplex, Zone Erbdorf-Vohenstrauß und Zone Tepl-Taus als vermutete Deckenreste vom saxothuringischen und moldanubischen Bereich in typischer Weise durch den



Stil des letzten Metamorphoseereignisses, Mitteldruck- bzw. Niederdruck-betont. Um Informationen über das Alter des jeweils letzten Metamorphoseereignisses zu erhalten, wurden von unserer Arbeitsgruppe zahlreiche K-Ar-Mineraldatierungen an Hornblende-, Muskovit- und Biotitkonzentraten aus dem Bereich des Münchberger Komplexes und der Zone Erbdorf-Vohenstrauß sowie aus dem Fichtelgebirge, der Zone Tirschenreuth-Mähring und dem Moldanubikum i. e. S. (Monotone Serie) durchgeführt (s. auch SCHÜSSLER et al. 1986; KREUZER, SEIDEL et al. 1989; zur Methodik s. SCHÜSSLER et al. 1986; alle Daten, auch die zitierten, beziehen sich auf die bei STEIGER & JÄGER 1977 vorgeschlagenen Konstanten). Datierungen an Gesteinen der Zone Tepl-Taus werden derzeit durchgeführt; erste Ergebnisse sind bei KREUZER et. al. (im Druck) dargestellt.

### 9.1. Ergebnisse der Datierungen

Aus dem Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß wurden dreiunddreißig Amphibolitproben anhand von Hornblendekonzentraten und drei Gneisproben anhand von zehn Muskovit- und vier Biotitkonzentraten datiert. Es zeigte sich, daß keine Unterschiede zwischen den Altersdaten bezüglich der einzelnen Amphibolittypen bestehen. In regionaler Abhängigkeit können aber deutlich zwei Gruppen unterschieden werden (Abb. 44, 46):

1) Im westlich des Leuchtenberger Granits gelegenen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß streuen 15 Hornblendealter in einem Bereich zwischen 375 und 401 Ma, wobei zwei signifikant unterschiedliche Häufungsbereiche vermerkt werden können: 8 Daten variieren zwischen 384 und 375 Ma (gewichtetes Mittel  $378 \pm 2$  Ma), 7 Daten streuen zwischen 401 und 391 Ma. Zwei weitere liegen mit 416 Ma und 424 Ma noch deutlich höher. Die Hornblendealter um 378 Ma werden untermauert von den nur wenig jüngeren, schwach diskordanten Muskovitaltern zwischen 373 und 366 Ma. Auffälligerweise ergeben die mit den Muskoviten koexistierenden Biotite etwas ältere Daten von 384 und 385 Ma, obwohl für Biotite für das K-Ar-System eine deutlich niedrigere Schließungstemperatur angenommen wird als für Muskovite und Hornblenden.

2) Eine zweite Gruppe von Hornblenden, die mit 330 bis 303 Ma bei einem Schwerpunkt um 324 Ma deutlich jünger sind, findet sich in Amphiboliten des gesamten östlich und südöstlich des Leuchtenberger Granits gelegenen Teils der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Lediglich ein Datum aus diesem Gebiet übersteigt mit 410 Ma den genannten Bereich deutlich. Im NW-Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß weisen zwei Amphibolitproben mit 325 bzw. 326 Ma ebenfalls dieses junge Alter auf. Mit einer Ausnahme sind alle Proben, die der jungen Altersgruppe zugehören, räumlich eng an die postkinematischen Granitintrusionen gebunden, wenngleich petrographisch kaum Hinweise auf eine kontaktmetamorphe Überprägung vorhanden sind. In ihrem SE-Teil ist die Zone Erbdorf-Vohenstrauß so schmal, daß die Proben aus diesem Bereich sowohl nahe am Granit als auch nahe an der Grenze zum Moldanubikum i. e. S. liegen.

Das Hornblendealter eines Metagabbros aus der Erbdorfer Grünschieferzone ist mit  $365 \pm 7$  Ma nur geringfügig jünger als die älteren Daten aus dem Westteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß.

Der Übergangsbereich vom Saxothuringikum zum Moldanubikum wurde anhand von Hornblendekonzentraten aus neun Proben datiert: Zwei Amphibolitproben aus Arzberg im Fichtelgebirge erbrachten 332 Ma und 299 Ma, wobei die jüngere Probe von einer

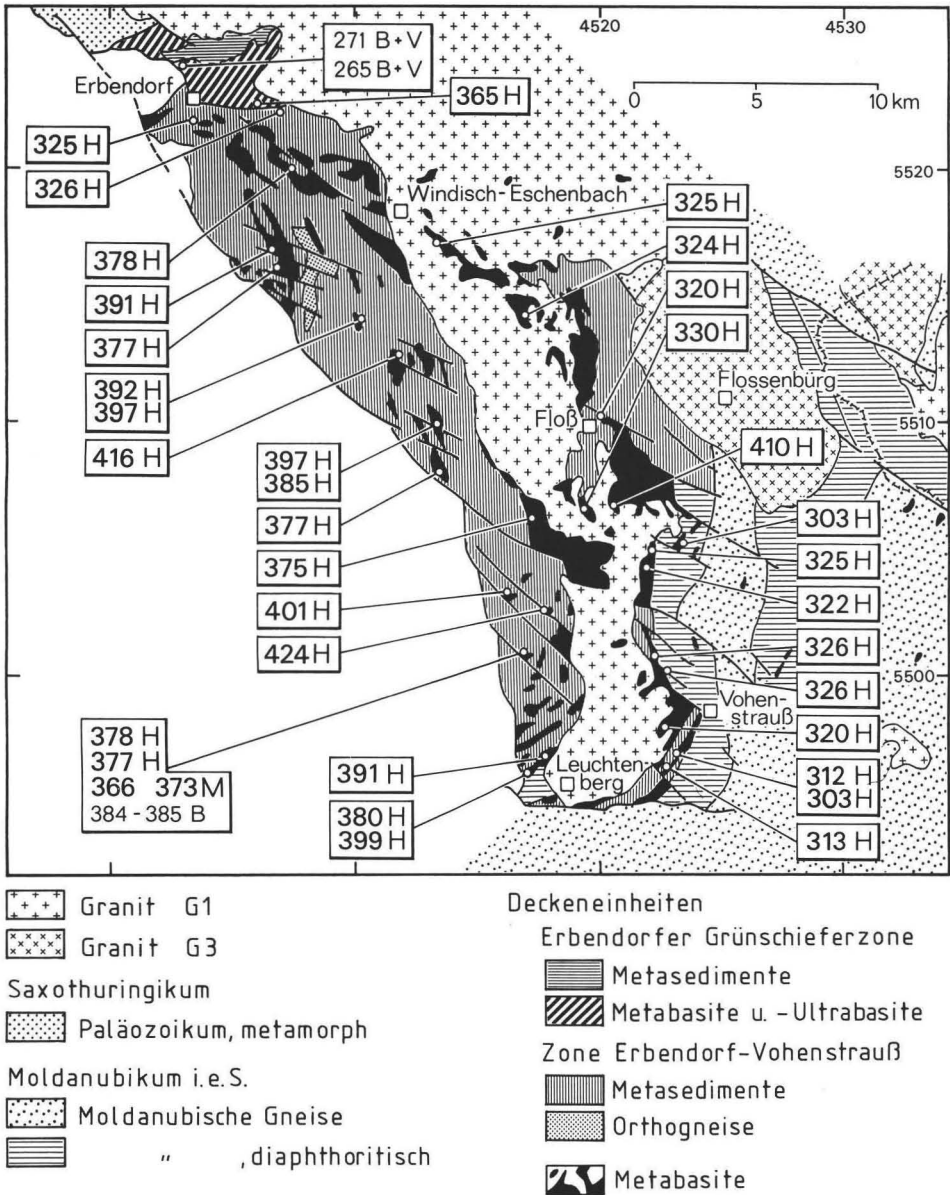


Abb. 44. Lage der datierten Proben der Zone Erbendorf-Vohenstrauß, mit Angabe der K-Ar-Mineralalter in Ma.-H: Hornblende; M: Muskovit; B: Biotit; V: Vermiculit (aus KREUZER, SEIDEL et al. 1989).

Lokation stammt, die nahe an einer kleinen Granitapophyse gelegen ist. Zwei Proben aus der Zone Tirschenreuth-Mähring ergaben Hornblendealter von 322 und 359 Ma. Fünf Amphibolit-Proben aus dem angrenzenden Moldanubikum i. e. S. zeigen konkordante Hornblendealter zwischen 314 und 319 Ma. Zwei weitere Proben liegen mit 338 und 344



Ma deutlich höher (Abb. 45, 48). Der vollständige Datensatz wurde von KREUZER, SEIDEL et al. (1989) veröffentlicht.

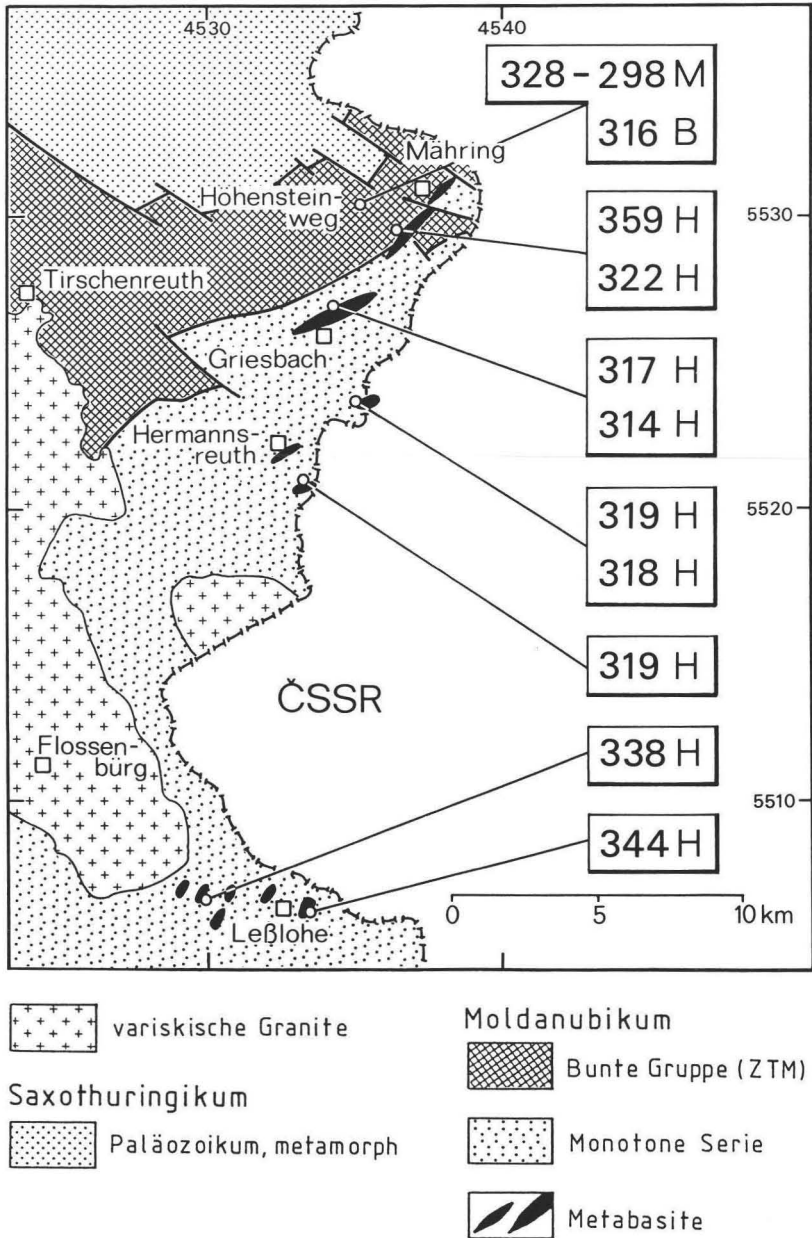


Abb. 45. Lage der datierten Proben im Übergangsbereich vom Saxothuringikum zum Moldanubikum bei Mähring, mit Angabe der Mineralalter in Ma (aus KREUZER, SEIDEL et al. 1989). - H: Hornblende; M: Muskovit; B: Biotit (Muskovit- und Biotit-Daten aus CARL et al. 1985).

## 9.2. Diskussion der Altersdaten

### Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Im Westteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zeigen die nahezu konkordanten Muskovitalter um 370 Ma und etwa die Hälfte der Hornblendealter, die konkordant bei 380 Ma liegen, das Ende eines regionalmetamorphen Ereignisses zu dieser Zeit an. Die Existenz dieser unterdevonischen Metamorphose wird untermauert durch ein Ar-Ar-Hornblende-Plateau-Alter von 380 Ma (KREUZER, OKRUSCH et al. 1989), durch das untere Schnittpunktalter von Zirkon der Granat-Disthen-Gneise der Zone Erbdorf-Vohenstrauß bei 390 Ma und durch konkordante Monazitalter bei 380 Ma (TEUFEL 1988; HANSEN et al. 1989). Die westliche Zone Erbdorf-Vohenstrauß weist damit starke Parallelen zur Münchberger Gneismasse auf (Abb. 47), wo ein letztes, unterdevonisches Ereignis sowohl in der Randamphibolitserie als auch der Liegend- und Hangendserie durch zahlreiche Mineraldaten belegt ist (s. SCHÜSSLER et al. 1986; KREUZER, SEIDEL et al. 1989). Die deutliche Streuung etwa der Hälfte der Hornblendedaten zu höheren Altern (bis 424 Ma) ist allem Anschein nach auf eine nachhaltige Störung der Argonverteilung in diesen Hornblenden zurückzuführen. Das zeigt die Ar-Ar-Datierung einer Probe, die bei konventioneller K-Ar-Datierung ein „Alter“ von 416 Ma erbrachte, bei der aber kein auch nur annähernd akzeptables Ar-Ar-Altersplateau erreicht werden konnte (KREUZER, OKRUSCH et al. 1989).

Die jüngeren Daten (330–303 Ma) aus dem Ostteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß könnten durch ein Übergreifen der letzten, mit etwa 330–320 Ma datierten Niederdruck-Metamorphose (s. u.) im benachbarten Moldanubikum i. e. S. erklärt werden. Ein Einfluß der Niederdruck-Metamorphose im Moldanubikum auf die Zone Erbdorf-Vohenstrauß widerspricht der Argumentation, die Zone Erbdorf-Vohenstrauß sei eine Decke, weil sie als zuletzt Mitteldruck-metamorphe Einheit auf einer zuletzt Niederdruck-metamorphen Einheit (Moldanubikum i. e. S.) liegt. Die Zone Erbdorf-Vohenstrauß könnte dann, zumindest nach dieser Argumentation, auch als autochthone oder parautochthone Deckeinheit gesehen werden, in der die Niederdruck-Metamorphose randlich ausgeklungen ist (SCHÜSSLER et al. 1986; KREUZER, SEIDEL et al. 1989).

Als weitere Ursache für die jungen Alter im Ostteil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß wäre eine thermische Beeinflussung der Amphibolite durch die Intrusion des Leuchtenberger Granits denkbar, die vor etwa 324 Ma stattgefunden hat (KÖHLER et al. 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976 a; HARRE et al. in CARL et al. 1985). Die ganz jungen Daten (303–313 Ma) können zeitlich mit einer postintrusiven, thermischen Beeinflussung im Südteil des Leuchtenberger Massivs parallelisiert werden, die von KÖHLER et al. (1974) durch Rb-Sr-Mineraldatierungen festgestellt wurde und die von ihnen mit der Intrusion des Flossenbürger Granits in Verbindung gebracht wird.

Sieht man die Intrusion des Leuchtenberger Granits als Ursache für die junge Altersgruppe von 330–303 Ma an, dann folgt daraus, daß der Granit in erster Linie das Nebengestein auf seiner S-, SE- und E-Seite thermisch beeinflusst hat. Die Ursache dafür ist in der Form und Lage des Granitkörpers als eine flach nach E (und S) abtauchende Platte zu sehen. Daß das Nebengestein auf der Westseite des Granits jedoch vom Kontakteinfluß nicht gänzlich unberührt blieb, zeigt sich petrographisch in den Glimmerschiefern nahe der Schmelzmühle im Luhetal (OKRUSCH 1969) und im granitnahen Teil des Michldorfer Epidotamphibolits (s. Kap. 5.1.3.) sowie radiometrisch an jungen Muskovit-Biotit-Altern der Gneise des alten Michldorfer Steinbruchs (HARRE et al. in CARL et al. 1985). Eines der beiden jungen Hornblendealter (326 Ma) der westlichen Zone Erbdorf-Vohen-

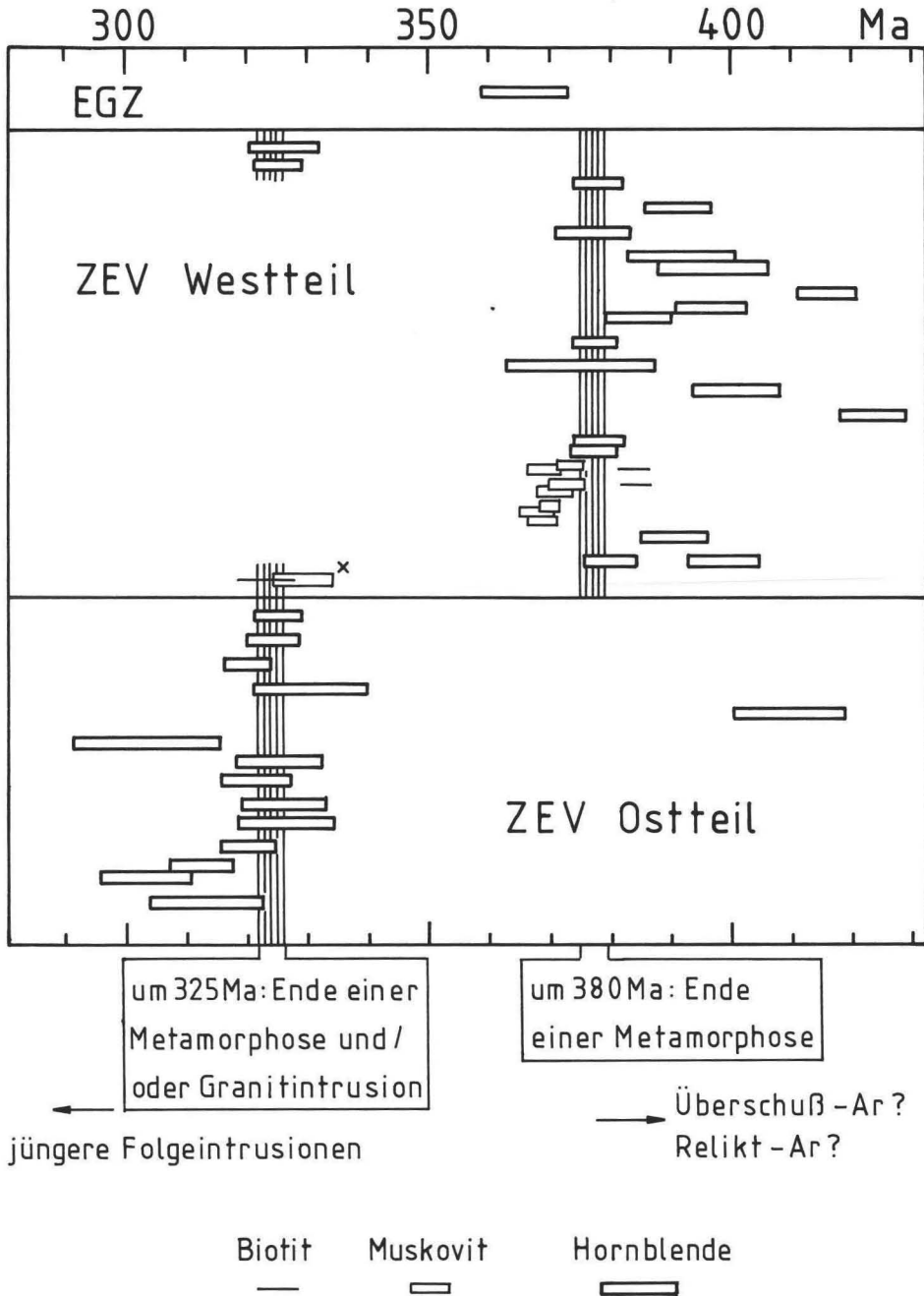


Abb. 46. Darstellung der K-Ar-Altersdaten aus der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (aus KREUZER, SEIDEL et al. 1989). - Die Länge der Symbole entspricht dem 95%-Vertrauensintervall der laborinternen, analytischen Präzision. Die Fehlerbreiten der jeweiligen Mittelwerte von Datengruppen sind senkrecht schraffiert. Die Proben sind von oben nach unten in N-S-Richtung angeordnet. x = Muskovit-Biotit-Paar aus dem alten Steinbruch Michldorf, von HARRE (in CARL et al. 1985).

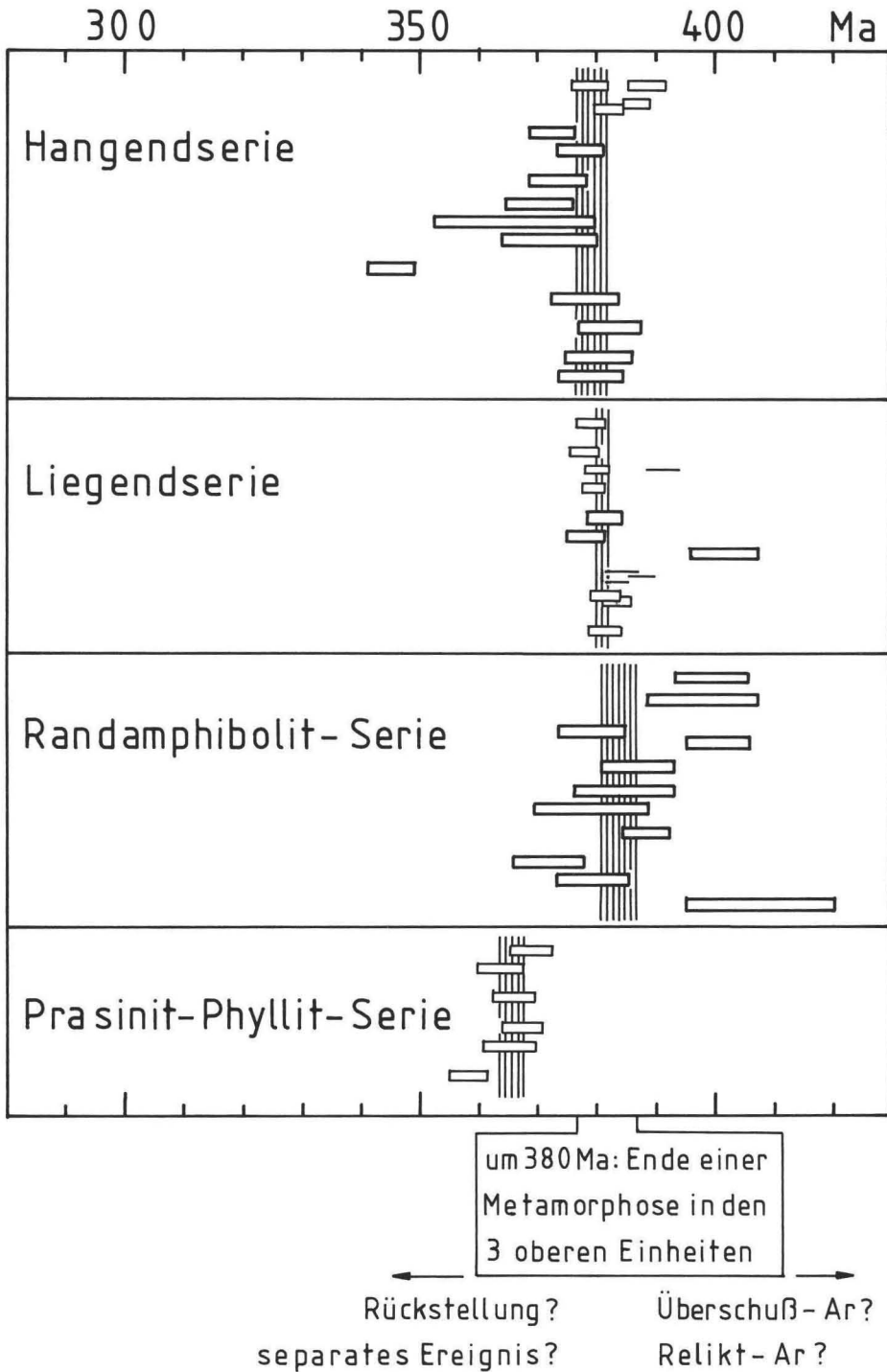


Abb. 47. Darstellung von K-Ar-Altersdaten aus dem Münchberger Komplex. – Erklärung wie Abbildung 46 (aus KREUZER, SEIDEL et al. 1989).

strauß wurde an einer Probe bestimmt, die nahe am Kontaktbereich zum 310 Ma alten (WENDT et al. 1986) Falkenberger Granit genommen wurde. Dies mag vorerst als Interpretation dienen, wenngleich die beiden Alter nicht besonders gut korrelieren.

Wurden die jungen Alter in der Zone Erbdorf-Vohenstrauß nur durch die Granitintrusion hervorgerufen und wurde die Zone Erbdorf-Vohenstrauß nicht von der Niederdruck-Metamorphose im benachbarten Moldanubikum i. e. S. betroffen, dann stimmt die oben angesprochene Argumentation bezüglich einer Deckensituation im Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Andererseits kann dann die Platznahme der Deckeneinheit nur in einem sehr kurzen Zeitraum zwischen der Niederdruck-Metamorphose im benachbarten Moldanubikum um 330–320 Ma (s. u.) und der nahezu zeitgleichen Intrusion des Leuchtenberger Granits stattgefunden haben. An dieser Stelle sei auch hingewiesen auf die Situation der „Diaphthorite der Moldanubischen Gneise“ (VOLL 1960), die am S- und E-Rand der Zone Erbdorf-Vohenstrauß auftreten. Die „Moldanubischen Gneise“ wurden während der 330 bis 320 Ma alten Niederdruck-Metamorphose zuletzt umfassend überprägt. Die Diaphthorose hat also in dem sehr kleinen Zeitraum zwischen dieser Regionalmetamorphose und der Intrusion des Leuchtenberger Granits stattgefunden, denn die Diaphthorite selbst sind am Granit kontaktmetamorph überprägt worden (VOLL 1960; OKRUSCH 1969). Möglicherweise ist die Diaphthorose im Zusammenhang mit der Deckenüberschiebung der Zone Erbdorf-Vohenstrauß zu sehen.

### Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum

Die Intrusion der ältesten Granite (G1) im Saxothuringikum des Fichtelgebirges ist auf  $319 \pm 6$  Ma datiert (LENZ 1986). Eines der zwei Hornblendedaten aus dem Fichtelgebirge ist mit  $332 \pm 6$  Ma älter als diese Intrusion und korreliert mit den Muskovitdaten von Phylliten des westlichen Fichtelgebirges zwischen 325 und 330 Ma und dem Hornblendedatum eines weiteren Amphibolits mit  $330 \pm 4$  Ma (s. KREUZER, SEIDEL et al. 1989). Das andere Hornblendedatum ist, wie auch alle übrigen Daten aus dem Fichtelgebirge (Abb. 48), nicht von den Intrusionsaltern der Granite zu unterscheiden. Die Hornblendedaten von Amphiboliten der Zone Tirschenreuth-Mähring und des benachbarten Moldanubikums i. e. S. streuen um 320 Ma (mit drei „älteren“ Ausnahmen) und sind vergleichbar mit mehreren, konkordanten Monazitdaten um 320 Ma bis 325 Ma aus diesem Bereich (TEUFEL 1988; HANSEN et al. 1989). Die vorhandenen Daten zwischen 330 und 320 Ma sprechen für das Ende der letzten Regionalmetamorphose (Niederdruck-Typ) im späten Unterkarbon. Unterstützt wird dies durch zahlreiche radiometrische Daten aus dem Moldanubikum i. e. S. (DAVIS & SCHREYER 1962; FISCHER et al. 1968; GEBAUER & GRÜNENFELDER 1973; GRAUERT et al. 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976 b; CARL et al. 1985; TEUFEL 1988; KREUZER, SEIDEL et al. 1989). Radiometrisch kann die Regionalmetamorphose nicht sicher von der Intrusion der variskischen Granite und ihrem kontaktmetamorphen Einfluß getrennt werden.

Die drei älteren Hornblende-Daten aus der Zone Tirschenreuth-Mähring bzw. dem Moldanubikum i. e. S. mit 338–359 Ma sind auf eine intensive Störung der Argonverteilung in den Hornblenden zurückzuführen. Dies ist belegt durch Ar-Ar-Datierungen an zwei der drei abweichenden Hornblende-Konzentrate. Bei stufenweiser Aufheizung wurden für die einzelnen Stufen extrem variierende „Alters“-Werte erzielt (KREUZER, OKRUSCH et al. 1989).

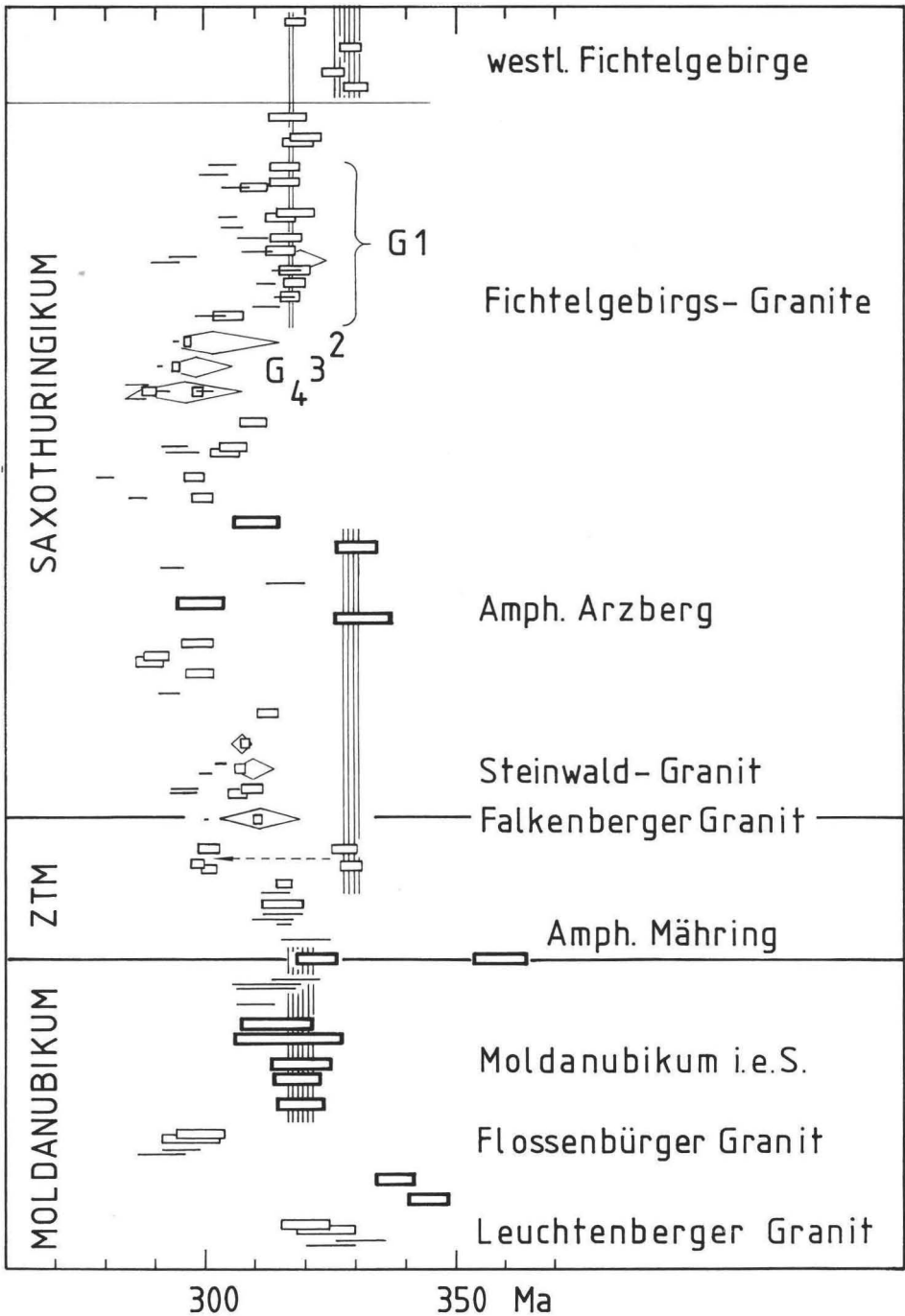


Abb. 48. Darstellung von K-Ar-Altersdaten aus dem Fichtelgebirge und dem Übergang vom Saxothuringikum zum Moldanubikum bei Mähring. – Erklärung wie Abbildung 46; Rauten: Rb-Sr-Gesamtgesteinsdaten der bezeichneten Granite (aus KREUZER, SEIDEL et al. 1989).

**D a n k s a g u n g :** Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. M. OKRUSCH, dem ich für seine Unterstützung, sein großes Interesse am Fortgang der Arbeit und für seine stete Gesprächsbereitschaft sehr herzlich danken möchte.

Für zahlreiche Diskussionen und wertvolle Anregungen und Hinweise danke ich Prof. Dr. S. MATTHES und Prof. Dr. P. RICHTER (Würzburg), Prof. Dr. M. OLESCH (Bremen) und Prof. Dr. E. SEIDEL (Köln). Lfd. Reg.-Dir. Dr. G. STETTNER (München) danke ich außerdem für eine mehrtägige Geländeeinführung.

Mein großer Dank gilt Dr. H. KREUZER (Hannover), der zusammen mit seinen Mitarbeitern M. METZ, H. KLAPPERT, L. THIESSWALD und D. ÜBERSOHN die K- und Ar-Bestimmungen und die Auswertungsarbeiten für die Altersdatierungen durchführte, der sich aber auch in freundschaftlicher Zusammenarbeit an der geologischen Interpretation der Daten beteiligte.

Dr. H. RASCHKA, J. LODZIAK und D. REQUARD (Hannover) übernahmen die RF-Analytik meiner Hornblende-Konzentrate. Prof. Dr. R. EMMERMANN (Gießen) stellte mir für die Analyse der Selten-erdelemente die Labors seines Instituts zur Verfügung. Dr. J. ERZINGER und Dipl.-Min. E. ZULEGER unterstützten mich bei der Analytik. Ihnen sei hiermit herzlich gedankt.

Von den Kollegen am Mineralogischen Institut Würzburg, die mir mit Rat und Tat zur Seite standen, danke ich besonders Dr. S. ULITZKA, Dr. R. KLEMD, Dr. S. NASIR, Dr. M. BRÖCKER und Dr. K. MEZGER. Für die Durchführung verschiedener technischer Arbeiten bedanke ich mich bei E. KIESEL, P. SPÄTHE, R. BAUR, K.-P. KELBER und A. KIRCHNER.

Nicht zuletzt danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die durch eine großzügige finanzielle Förderung meine Arbeit überhaupt ermöglichte.

## 10. Literatur

- ALDERTON, D. H. M., PEARCE, J. A. & POTTS, P. J. (1980): REE-mobility during granite alteration: Evidence from Southwest England. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**: 149-165, Amsterdam.
- BLÜMEL, P. (1978): Die Bedeutung kontinuierlicher und diskontinuierlicher Mineralreaktionen als PT-Indikatoren der Metamorphose im prä-permischen Kristallin Süddeutschlands. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 359-375, Hannover.
- (1983): The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria. - *Fortschr. Mineral.*, **61** (Beih. 2) : 171-195, Stuttgart.
- (1985): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz. - *Rundgespräch* 25.-26. 1. 1985, Göttingen.
- BÜCKER, C. & SOFFEL, H. (1986): Gravimetrie Oberpfalz. Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. - 2. KTB-Kolloquium 19. 9.-21. 9. 1986, Posterprogramm: 26-27, Seeheim/Odenwald.
- BURGER, R., (1979): Auskartierung und Petrographie einer metamorphen Gesteinsassoziation am Naabhang östlich von Erbdorf (Oberpfalz). - *Dipl.-Arb. Univ. Würzburg*: 80 S., Würzburg.
- BUSCH, K. (1969): Die Eklogite der Oberpfalz und ihre metamorphen Umwandlungen. - *Diss. Univ. Würzburg*: 86 S., Würzburg.
- (1970): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern (IV) - Die Eklogite der Oberpfalz und ihr metamorpher Abbau. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, **113**: 138-178, Stuttgart.
- CARL, C., DILL, H., KREUZER, H. & WENDT, I. (1985): U/Pb- und K/Ar-Datierungen des Uranvorkommens Höhenstein/Oberpfalz. - *Geol. Rdsch.*, **74**: 483-504, Stuttgart.
- CONDIE, K. C., VILJOEN, M. J. & KABLE, E. J. D. (1977): Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from Barberton greenstone belt, South Africa. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**: 75-90, Berlin-Heidelberg.



- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. (1984): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. - In: HENDERSON, P. L. [Hrsg.]: Rare earth element geochemistry: 237-275, Amsterdam (Elsevier).
- DAVIS, G. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. - Geol. Rdsch., **52**: 146-169, Stuttgart.
- DERNOV-PEGAREV, V. F. & MALININ, S. D. (1986): The solubility of apatite in aqueous alkali-carbonate solutions at 300, 400, and 500°C. - Geochem. internat., **23** (2): 96-104, New York.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. - Earth Planet. Sci. Lett., **67**: 61-69, Amsterdam.
- ELLIOTT, R. B. (1973): The chemistry of gabbro/amphibolite transition in South Norway. - Contrib. Mineral. Petrol., **38**: 71-79, Berlin-Heidelberg.
- EMMERT, U., HORSTIG, G. VON & STETTNER, G. (1981): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Bl. CC 6334 Bayreuth. - Hannover (Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe).
- ERZINGER, J., HEINSCHILD, H.-J. & STROH, A. (1984): Bestimmung der seltenen Erden in Gesteinen mit der ICP-AES. - In: WELZ, B. [Hrsg.]: Fortschritte in der atomspektrometrischen Spurenanalytik, **1**: 251-260, Weinheim (Verl. Chemie).
- EVANS, B. W. & LEAKE, B. E. (1960): The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. - J. Petrol., **1**: 337-367, Oxford.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. - Geochim. Cosmochim. Acta, **42**: 1199-1212, Oxford-New York.
- EXLEY, R. A. (1980): Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: Implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. - Earth Planet. Sci. Lett., **48**: 97-110, Amsterdam.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. R. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. - N. Jb. Mineral. Mh., **1968**: 385-404, Stuttgart.
- FLEISCHER, M. & ALTSCHULER, Z. S. (1969): The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. - Geochim. Cosmochim. Acta, **33**: 725-732, Oxford-New York.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol., **21**: 291-306, Amsterdam.
- FRANK, F. W. (1986): Geologie und Petrographie des Westteils der Kristallinzone von Erbdorf-Vohenstrauß/Oberpfalz. - Dipl.-Arb. Univ. Bochum: 166 S., Bochum.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - Geotekt. Forsch., **68**: 1-253, Münster.
- FRANKE, W. & WEBER, K. (1983): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz. - Unveröff. Statusber.: VIII+94 S., Göttingen.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. - Fortschr. Mineral., **50** (Beih. 3): 4, Stuttgart.
- GEHLEN, K. VON & SCHMITT, G. E. (1989): Serpentinites from Winklarn (northeastern Bavaria, F. R. G.) and from Brezovica and Radusa (Yugoslavia): Relics of suboceanic mantle. - Tectonophys., **157**: 213-219, Amsterdam.
- GRAHAM, C. M., GREIG, K. M., SHEPPARD, S. M. F. & TURI, B. (1983): Genesis and mobility of the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolite facies metamorphism: a petrological and stable isotope study in the Scottish Dalradian. - J. Geol. Soc. London, **140**: 577-599, London.

- GRAUERT, B., HÄNNI, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubic of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**: 37-63, Berlin-Heidelberg.
- GREENOUGH, J. D. & PAPEZIK V. S. (1985): Chloritization and carbonatization of Cambrian volcanic rocks in Eastern Newfoundland and Southern New Brunswick, Canada. - *Chem. Geol.*, **53**: 53-70, Amsterdam.
- HANSEN, B. T., TEUFEL, S. & AHRENDT, H. (1989): Geochronology of the Moldanubian-Saxothuringian Transition Zone, Northeast Bavaria. - In: EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J. [Hrsg.]: *The German Continental Deep Drilling Program (KTB)*: 55-65, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- HANSON, G. N. (1980): Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**: 371-406, Palo Alto.
- HART, R. (1970): Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**: 269-279, Amsterdam.
- HELLMANN, P. L., SMITH, R. E. & HENDERSON, P. (1979): The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**: 23-44, Berlin-Heidelberg.
- HERMANN, A. G. (1978): Yttrium and Lanthanides (Kap. B-M, 0). - In: WEDEPOHL, K. H. [Hrsg.]: *Handbook of Geochemistry*, **II/5**: 39, 57-71-B-1-39, 57-71-0-9, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- HERMS, P. (1987): REE geochemistry of the carbonatite-glimmerite complex of Siilinjärvi. - *Terra Cognita*, **7**: 414, Cambridge.
- HESS, C. (1964): Die Z-Anomalien im Gebiet der Serpentinittvorkommen bei Erbdorf/Oberpfalz und ihre Interpretation. - *Dipl.-Arb. Univ. München*: 63 S., München.
- HUGGINS, F. E., VIRGO, D. & HUGGENHOLZ, H. G. (1977): Titanium containing silicate garnets I. The distribution of Al, Fe<sup>3+</sup>, and Ti<sup>4+</sup> between octahedral and tetrahedral sites. - *Amer. Mineral.*, **62**: 475-490, Washington D. C.
- HUMPHRIS, S. E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust. - In: HENDERSON, P. L. [Hrsg.]: *Rare earth element geochemistry*: 317-343, Amsterdam (Elsevier).
- HUMPHRIS, S. E., MORRISON, A. & THOMPSON, R. N. (1978): Influence of rock crystallisation history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. - *Chem. Geol.*, **23**: 125-137, Amsterdam.
- JENSEN, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. - *Ontario Div. Mines, MP* **66**: 1-22, Toronto.
- KAMP, P. C. VAN DER (1968): Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southeastern Ontario. - *Can. J. Earth Sci.*, **5**: 1337-1372, Ottawa.
- KLEEMANN, U. (1986): Petrographische Untersuchungen und thermobarometrische Analyse der metamorphen Überprägung in 2 tektonischen Bewegungszonen des nördlichen Oberpfälzer Waldes. - *Dipl.-Arb. Ruhr-Univ. Bochum*: 67 S., Bochum.
- KLEIN, H. & WIMMENAUER, W. (1984): Eclogites and their retrograde transformation in the Schwarzwald (Fed. Rep. Germany). - *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1984**: 25-38, Stuttgart.
- KLEMD, R. (1989): P-T evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg Gneiss Complex, Germany. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**: 221-229, Berlin-Heidelberg.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976a): Ergänzende Rb-Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und des Flossenbürger Granits (NE-Bayern). - *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1976**: 354-365, Stuttgart.
- (1976 b): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralen des Regensburger Waldes. - *Fortschr. Mineral.*, **54** (Beih. 1): 47, Stuttgart.

- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & CAMMANN, K. (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteins-Proben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh., **123**: 63-85, Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.-Amt, **1**: 39 S., Leipzig.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern Margin of the Bohemian massif. – Tectonophys., **157**: 149–178, Amsterdam.
- KREUZER, H., OKRUSCH, M., RASCHKA, H., SCHÜSSLER, U., SEIDEL, E. & VEJNAR, Z. (1989): Ar/Ar-Datierungen am NW-Rand der Böhmisches Masse. – In: EMMERMANN, R. & GIESE, P. [Hrsg.]: KTB Report 89-3, Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium: 426, Hannover (Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- KREUZER, H., VEJNAR, Z., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. [im Druck]: K-Ar dating in the Zone Teplá-Domažlice at the western border of the Bohemian Massif. – In: ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ [Hrsg.]: Proceedings of the Conference on the Bohemian Massif, 26. 9.–1. 10. 1988, Prag.
- KRISHNAMURTHY, P. & COX, K. G. (1980): A potassium-rich alkalic suite from the Dekkan trapps, Rajpipla, India. – Contrib. Mineral. Petrol., **73**: 179–189, Berlin-Heidelberg.
- LEAKE, B. E. (1968): A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. – Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., **98**: 210 S., Boulder/Colorado.
- (1978): Nomenclature of amphiboles. – Amer. Mineral., **63**: 1023–1052, Washington D. C.
- LEE, D. E., LOENEN, R. E. VAN & MAYS, R. E. (1973): Accessory apatite from hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada. – J. Res. U. S. Geol. Surv., **1**: 89–98, Washington D. C.
- LENZ, H. (1986): Rb/Sr-Gesamtgesteins-Altersbestimmungen am Weißenstadt-Marktleuthener Porphyrganit des Fichtelgebirges. – Geol. Jb., E **34**: 67–76, Hannover.
- LIU, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . – J. Petrol., **14**: 381–413, Oxford.
- LIU, J. G., KUNYOSHI, S. & ITO, K. (1974): Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. – Amer. J. Sci., **274**: 613–632, New Haven/Conn.
- MATTHES, S. (1951): Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwald-Granits nördlich von Erbdorf in der bayerischen Oberpfalz. – N. Jb. Mineral. Abh., **82**: 1–92, Stuttgart.
- MATTHES, S. & KNAUER, E. (1981): The phase petrology of the contact metamorphic serpentinites near Erbdorf, Oberpfalz, Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **141**: 59–89, Stuttgart.
- MATTHES, S. & OLESCH, M. (1986): Polymetamorphic-metasomatic blackwall rocks of the Falkenberg granite contact aureole near Erbdorf, Oberpfalz, Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **153**: 325–362, Stuttgart.
- (1989): Petrography, mineral chemistry, and metamorphism of metagabbros from the Erbdorf Greenschist Zone, NE-Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **161**: 113–139, Stuttgart.
- MATTHES, S. & SEIDEL, E. (1977): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. X. – Bestehen genetische Beziehungen zwischen Eklogit und Meta-Gabbro innerhalb des Münchberger Gneisgebietes? – N. Jb. Mineral. Abh., **129**: 269–291, Stuttgart.
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins. – N. Jb. Mineral. Abh., **120**: 270–314, Stuttgart.
- MIELKE, H., BLÜMEL, P. & LANGER, K. (1979): Regional low-pressure metamorphism of low and medium grade in metapelites and -psammites of the Fichtelgebirge area, NE-Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **137**: 83–112, Stuttgart.

- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. – *J. Geol.*, **83**: 249–281, Chicago.
- MOINE, B. & ROCHE, H. DE LA (1968): Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique. – *Comptes Rend. Acad. Sci. Paris, D*, **267**: 2084–2087, Paris.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Amer. Mineral.*, **73**: 1123–1133, Washington D. C.
- MORRISON, M. A. (1978): The use of „immobile“ trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: Application to the Paleocene basalts of Mull and Skye, Northwest Scotland. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**: 407–416, Amsterdam.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**: 53–62, Amsterdam.
- NAGASAWA, H. (1970): Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**: 359–364, Amsterdam.
- NASH, W. P. (1984): Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks. – In: NRIAGU, O.J. & MOORE, P. B. [Hrsg.]: Phosphate minerals: 215–241, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- NICHOLLS, I. A., WHITFORD, D. J., HARRIS, K. L. & TAYLOR, S. R. (1980): Variation in the geochemistry of mantle sources for tholeiitic and calc-alkaline mafic magmas, Western Sunda volcanic arc, Indonesia. – *Chem. Geol.*, **30**: 177–199, Amsterdam.
- O'BRIEN, P. J. (1989): The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, northeastern Bavaria, West Germany. – *Tectonophys.*, **157**: 195–212, Amsterdam.
- OKRUSCH, M. (1969): Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. Eine phasenpetrologische Analyse. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**: 32–72, Berlin-Heidelberg.
- OKRUSCH, M., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U. & RICHTER, P. (1989): Chemical characteristics of metabasites in different tectonic units of the North-East-Bavarian crystalline basement. – In: EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J. [Hrsg.]: The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 67–79, Berlin-Heidelberg–New York (Springer).
- OPPERMANN, U. (1985): Geochemie und Petrographie der Prasinite und Amphibolite am SW-Rand der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. – *Dipl.-Arb. Techn. Univ. Braunschweig*: 140 S., Braunschweig.
- PAPIKE, J. J. & CAMERON, M. (1980): Crystal chemistry of silicate pyroxenes. – In: PREWITT, C. T. [Hrsg.]: PYROXENES. – *Rev. Mineral.*, **7**: 5–92, Washington D. C.
- PEARCE, J. A. (1979): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. – In: *Proc. Int. Ophiolite Symp. 1979*: 261–272, Nicosia, Zypern.
- (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R. S. [Hrsg.]: *Andesites*: 525–548, New York (Wiley).
- (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: HAWKSWORTH, C. J. & NORRY, M.J. [Hrsg.]: *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230–249, Cheshire (Shiva).
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C. (1975): The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419–426, Amsterdam.
- PLYUSNINA, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 140–146, Berlin–Heidelberg.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H. (1951): Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magmas. – *J. Geol.*, **59**: 472–489, Chicago.

- POMMERENKE, K. (1985): Geochemie und Petrographie der Amphibolite im NE-Teil der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. – Dipl.-Arb. Techn. Univ. Braunschweig: 135 S., Braunschweig.
- PUCHELT, H. & EMMERMANN, R. (1976): Bearing of rare earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**: 279-286, Amsterdam.
- RIBBE, P. H. (1975): The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. – In: RIBBE, P. H. [Hrsg.]: *Feldspar Mineralogy*. – Min. Soc. Amer., Short Course Notes, **2**: R1-R51, Washington D. C.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. – *J. Petrol.*, **9**: 467-489, Oxford.
- RICHTER, P. (1983): Geochemie präkambrischer Amphibolite der Grenzzone Saxothuringikum-Moldanubikum NO-Bayerns. – *Forschungsber. Mineral. Inst. Univ. Würzburg*. – [Auszugsweise in: FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Zielgebiet Oberpfalz*. – Unveröff. Statusber.: VIII+94 S., Göttingen]
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1983): Das Präkambrium am Nordrand der Moldanubischen Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (NE-Bayern) und dessen metallogenetische Aspekte. – *Geol. Jb.*, **D 61**: 23-91, Hannover.
- (1987): Die Granite des Steinwaldes (Nordost-Bayern) – ihre petrographische und geochemische Differenzierung. – *Geol. Jb.*, **D 86**: 3-31, Hannover.
- RIDLEY, W. I., RHODES, J. M., REID, A. M., JAKES, P., SHIH, C. & BASS, M. N. (1974): Basalts from leg 6 of the deep sea drilling project. – *J. Petrol.*, **15**: 140-159, Oxford.
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **9**: 1-46, Zürich.
- ROBINSON, P. (1980): The composition space of terrestrial pyroxenes – internal and external limits. – In: PREWITT, C. T. [Hrsg.]: *Pyroxenes*. – *Rev. Mineral.*, **7**: 419-494, Washington D. C.
- ROBINSON, P., SPEAR, F. S., SCHUHMACHER, J. C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B. W. & DOOLAN, B. L. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. – In: VEBLEN, D. R. & RIEBE, P. H. [Hrsg.]: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. – *Rev. Mineral.*, **9b**: 1-211, Washington D.C.
- RÖSLER, H. J. & LANGE, H. (1976): *Geochemische Tabellen*. – 674 S., Stuttgart (Enke).
- SAUNDERS, A. D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. – In: HENDERSON, P. L. [Hrsg.]: *Rare earth element geochemistry: 205-237*, Amsterdam (Elsevier).
- SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J. (1978): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 555-572, Oxford-New York.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., STERN, R. C. & DALZIEL, I. W. D. (1979): Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **I, 90**: 237-258, Boulder/Colorado.
- SCHMIDT, K. (1967): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. I. Der Granat der Eklogite, Eklogitamphibolite und Granatamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **107**: 74-112, Stuttgart.
- SCHREYER, W. (1966): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Oberpfalz, nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. – *Geol. Rdsch.*, **55**: 491-509, Stuttgart.
- SCHÜSSLER, U. (1987): Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. – *Diss. Univ. Würzburg*: 274 S., Würzburg.
- SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1987): Amphibolites of the KTB target area Oberpfalz, Bavaria. – *Terra Cognita*, **7**: 164, Cambridge.
- (1989): Metabasites from the KTB target area Oberpfalz, Bavaria – geochemical characteristics and examples for mobile behaviour of „immobile“ elements. – *Tectonophysics*, **157**: 135-148, Amsterdam.

- SCHÜSSLER, U., OPPERMAN, U., KREUZER, H., SEIDEL, E., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L. & RASCHKA, H. (1986): Zur Altersstellung des ostbayerischen Kristallins, Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. - *Geologica Bavarica*, **89**: 21-47, München.
- SCHÜSSLER, U., VEJNAR, Z., OKRUSCH, M., ROSE, D. & SEIDEL, E. [im Druck]: Geochemistry of metabasites and gabbroic rocks from the Teplá-Domažlice Zone. - In: ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ [Hrsg.]: Proceedings of the Conference on the Bohemian Massif, 26. 9.-1. 10. 1988, Prag.
- SCHWARTZ, K. B. & BURNS, R. G. (1978): Mössbauer spectroscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnets. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, **59**: 395-396.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 101-118, Amsterdam.
- SOFFEL, H. C., PLAUMANN, S., PUCHER, R., BÜCKER, C., GÖTZE, H.-J., WAGENER, M. & HAAK, V. (1989): Gravity and Magnetic Investigations at the KTB Locations Schwarzwald and Oberpfalz. - In: EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J. [Hrsg.]: The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 409-432, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SPEAR, F. S. (1980): NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**: 33-41, Berlin-Heidelberg.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology. Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359-362, Amsterdam.
- STEIN, E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern. - *Geologica Bavarica*, **92**: 5-131, München.
- STETTNER, G. (1960): Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. - *Geol. Rdsch.*, **49**: 350-375, Stuttgart.
- (1975): Zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberpfälzer Grundgebirges. - *Der Aufschluß, Sonderbd.*, **26**: 11-38, Heidelberg.
- (1979): Der Grenzbereich Saxothuringikum-Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (Oberpfalz) und die Situation des Uran-führenden Präkambriums. - *Z. dt. geol. Ges.*, **130**: 561-574, Stuttgart.
- (1980): Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. - *Der Aufschluß*, **31**: 391-403, Heidelberg.
- (1981): Grundgebirge. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 3. Aufl.: 7-29, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STROH, A. (1984): Ein atomemissionsspektrometrisches Verfahren zur Bestimmung der Seltenen Erden (SE) in silikatischen Gesteinen. - *Dipl.-Arb. Univ. Gießen*: 94 S., Gießen.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **35**: 87 S., Göttingen.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., DICKIN, A. P. & HENDRY, G. L. (1983): Continental flood basalts ... arachnids rule OK? - In: HAWKSWORTH, C. J. & NORRIS, M. J. [Hrsg.]: Continental basalts and mantle xenoliths: 158-185, Cheshire (Shiva).
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. - 693 S., New York (McGraw-Hill).
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. - 822 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- UHLMANN, T. & PHILIPP, J. (1985): Vermessung magnetischer Anomalien bei Mitterteich und Erbdorf. - Unveröff. Kurzfass. KTB-Rundgespräch 25.-26. 1. 1985, Göttingen.
- ULITZKA, S. (1981): Kartierung, Profilierung und Petrographie der metamorphen Gesteinsserie der Naabhängenördlich von Erbdorf (Oberpfalz). - *Dipl.-Arb. Univ. Würzburg*: 51 S., Würzburg.

- VEJNAR, Z. (1972): Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt. - *Krystalinikum*, **9**: 131-156, Prag.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. - *Beih. Geol. Jb.*, **42**: 1-382, Hannover.
- WAGENER-LOHSE, C. & BLÜMEL, P. (1986): Prograde Niederdruckmetamorphose und ältere Mitteldruckmetamorphose im nordostbayerischen Abschnitt der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum. - In: *GEOLOGISCHE VEREINIGUNG* [Hrsg.]: Kurzfassungen zur 76. Jahrestagung: 84, Gießen.
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, KTB - Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten, Lokation Oberpfalz. - 2. KTB-Kolloquium 19.9.-21.9.1986: 186 S., Seeheim/Odenwald.
- (1989): The Crustal Structure at the KTB Drill Site, Oberpfalz. - In: *EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J.* [Hrsg.]: *The German Continental Deep Drilling Program (KTB)*: 5-36, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- WENDT, I., KREUZER, H., MÜLLER, P. & SCHMID, H. (1986): Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. - *Geol. Jb.*, **E 24**: 5-66, Hannover.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **49**: 157-198, Zürich.
- WHITFORD, D. J., NICHOLLS, J. A. & TAYLOR, S. R. (1979): Spatial variations in the geochemistry of Quarternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 341-356, Berlin-Heidelberg.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**: 459-469, Amsterdam.
- WINKLER, H. G. F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. - 348 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- WIRTH, R. (1978): *Geochemie und Petrographie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes*. Diabase, Keratophyre, Pikrite. - *Diss. Univ. Würzburg*: 130 S., Würzburg.
- WOOD, D. A., GIBSON, I. L. & THOMPSON, R. N. (1976): Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the tertiary basalts of Eastern Iceland. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **55**: 241-254, Berlin-Heidelberg.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8.11.1988.



**Tabelle 1: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Hornblendekonzentraten aus Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß und der Zone Tirschenreuth-Mähring**

Gesteinstypen-Symbole in Tabellen 1-7: Zone Erbdorf-Vohenstrauß: fAmAp: Flaseramphibolite Typ Altenparkstein, fAmWi: Typ Wildenau, fAmWE: Typ Windisch-Eschenbach (kontaktmetamorph), ssAm: schiefrige, teils streifige Amphibolite (ssAm/m: massige Varietät), epAmMi: Epidotamphibolit Michldorf, eAmHx: eklogitogener Amphibolit Hauxdorf, MG: Metagabbros. - EGZ: Metabasite der Erbdorfer Grünschieferzone. - ZTM: Amphibolite der Zone Tirschenreuth-Mähring

Proben-Nr.	OP-84 -9	OP-84 -131	OP-84 -135	OP-84 -137	OP-84 -140	1-7	2-5	OP-84 -233	OP-84 -237	3-8	OP-84 -76	OP-84 -89	OP-84 -8
Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmWi	fAmWi	fAmWi	epAmMi	epAmMi	eAmHx
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	41.5	43.4	43.6	43.1	43.8	42.8	42.9	40.8	40.9	43.9	42.9	43.0	46.6
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.26	1.51	1.33	1.44	1.01	1.24	1.94	2.93	1.85	0.65	0.64	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.6	13.1	12.4	12.5	11.3	13.4	13.5	12.9	12.6	9.98	12.6	15.0	12.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.78	1.30	1.93	1.40	1.97	4.29	1.56	2.08	1.80	1.75	3.43	1.38	0.69
FeO	14.8	13.9	12.4	14.3	13.9	11.3	12.7	15.6	16.1	16.0	13.6	9.75	9.40
MnO	0.28	0.18	0.22	0.26	0.23	0.25	0.21	0.29	0.27	0.28	0.24	0.20	0.24
MgO	8.43	9.80	11.1	10.2	10.8	10.3	11.3	8.41	7.75	8.84	10.7	12.9	13.3
CaO	11.8	12.4	11.9	11.9	11.7	11.8	11.3	12.1	11.9	12.1	10.5	11.3	12.0
Na <sub>2</sub> O	1.33	0.96	1.68	1.68	1.79	1.91	2.03	1.75	1.73	1.19	2.19	2.57	1.60
K <sub>2</sub> O	1.20	1.00	0.37	0.22	0.24	0.31	0.34	0.79	0.93	0.95	0.26	0.36	0.55
Summe	96.93	97.30	96.81	96.89	97.17	97.37	97.08	96.66	96.91	96.88	97.07	97.10	97.53
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei)													
Si	6.311	6.456	6.477	6.448	6.528	6.329	6.361	6.238	6.238	6.650	6.409	6.286	6.716
Al	1.689	1.544	1.523	1.552	1.472	1.671	1.639	1.762	1.762	1.350	1.591	1.714	1.284
(Z)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.562	0.753	0.600	0.645	0.517	0.673	0.711	0.551	0.504	0.432	0.620	0.869	0.772
Ti	0.138	0.141	0.168	0.149	0.161	0.112	0.138	0.222	0.336	0.211	0.073	0.070	0.113
Fe <sup>3+</sup>	0.433	0.145	0.216	0.157	0.221	0.477	0.174	0.239	0.206	0.199	0.385	0.152	0.074
Mg	1.913	2.175	2.460	2.278	2.401	2.280	2.496	1.915	1.764	1.998	2.380	2.805	2.855
Fe <sup>2+</sup>	1.885	1.734	1.543	1.771	1.700	1.403	1.481	1.986	2.054	2.033	1.542	1.104	1.133
Mn	0.036	0.022	0.013	-	-	0.031	-	0.037	0.034	0.035	-	-	0.029
(Y)	4.967	4.970	5.000	5.000	5.000	4.976	5.000	4.950	4.898	4.909	5.000	5.000	4.977
Fe <sup>2+</sup>	-	-	-	0.022	0.031	-	0.088	-	-	-	0.160	0.087	-
Mn	-	-	0.013	0.032	0.029	-	0.026	-	-	-	0.030	0.024	-
Ca	1.928	1.978	1.896	1.907	1.864	1.869	1.801	1.977	1.946	1.972	1.687	1.768	1.853
Na	0.072	0.022	0.091	0.039	0.076	0.131	0.085	0.023	0.054	0.028	0.123	0.121	0.147
(X)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.320	0.255	0.392	0.449	0.442	0.417	0.498	0.495	0.457	0.322	0.512	0.607	0.299
K	0.233	0.189	0.070	0.041	0.045	0.058	0.064	0.153	0.181	0.183	0.049	0.067	0.101
(A)	0.553	0.444	0.462	0.490	0.487	0.475	0.562	0.648	0.638	0.505	0.561	0.674	0.400
Summe	15.520	15.414	15.462	15.490	15.487	15.451	15.562	15.598	15.536	15.414	15.561	15.674	15.377

Tabelle 1: Fortsetzung

Proben-Nr. Gest.-Typ	OP-84 -36 ssAm	OP-84 -38 ssAm	OP-84 -44 ssAm	OP-84 -47 ssAm	OP-84 -49 ssAm	OP-84 -50 ssAm	OP-84 -55 ssAm	OP-84 -60 ssAm	OP-84 -65 ssAm	OP-84 -126 ssAm	OP-84 -127 ssAm	OP-84 -150 ssAm	OP-84 -164 ssAm
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	43.9	45.0	49.3	45.2	45.6	46.3	45.6	47.5	47.5	45.0	45.0	44.2	47.6
TiO <sub>2</sub>	1.16	1.55	0.84	1.15	1.13	1.26	1.20	0.88	0.83	1.09	1.06	1.42	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.8	12.0	8.12	10.5	12.2	10.3	11.5	10.6	10.9	12.5	12.5	11.5	7.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.31	0.64	0.82	0.55	0.60	0.95	0.86	0.00	0.00	0.95	1.52	0.44	1.54
FeO	10.7	14.7	11.1	13.1	10.2	11.3	10.6	11.8	14.1	11.3	10.0	15.6	12.3
MnO	0.21	0.21	0.30	0.24	0.18	0.22	0.22	0.24	0.26	0.21	0.20	0.27	0.27
MgO	12.8	9.81	14.2	12.8	14.8	14.0	12.8	13.0	10.9	11.9	12.6	9.35	13.7
CaO	11.3	12.1	12.1	11.2	11.0	11.5	12.5	12.0	11.7	12.6	12.6	12.5	12.2
Na <sub>2</sub> O	2.30	1.00	0.90	1.94	1.67	1.43	1.68	1.11	0.84	1.87	1.80	1.25	1.04
K <sub>2</sub> O	0.13	0.37	0.07	0.10	0.12	0.21	0.26	0.33	0.25	0.15	0.15	0.53	0.13
Summe	97.62	97.38	97.75	96.78	97.50	97.47	97.22	97.46	97.28	97.57	97.43	97.06	97.60
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei)													
Si <sub>2</sub>	6.388	6.657	7.105	6.688	6.583	6.731	6.657	6.887	6.952	6.568	6.549	6.619	6.963
Al	1.612	1.343	0.895	1.312	1.417	1.269	1.343	1.113	1.048	1.432	1.451	1.381	1.037
(Z)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.761	0.744	0.483	0.516	0.652	0.493	0.629	0.701	0.824	0.716	0.694	0.655	0.339
Ti	0.127	0.172	0.091	0.127	0.122	0.137	0.131	0.095	0.091	0.119	0.115	0.159	0.091
Fe <sup>3+</sup>	0.144	0.071	0.088	0.061	0.065	0.103	0.094	-	-	0.104	0.166	0.049	0.169
Mg	2.768	2.165	3.038	2.826	3.182	3.043	2.788	2.814	2.368	2.595	2.729	2.087	2.978
Fe <sup>2+</sup>	1.200	1.821	1.300	1.470	0.979	1.224	1.291	1.390	1.717	1.379	1.219	1.952	1.423
Mn	-	0.026	-	-	-	-	0.027	-	-	0.025	0.024	0.034	-
(Y)	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	4.960	5.000	5.000	4.938	4.947	4.936	5.000
Fe <sup>2+</sup>	0.099	-	0.039	0.153	0.253	0.154	-	0.036	0.009	-	-	-	0.075
Mn	0.025	-	0.036	0.030	0.022	0.027	-	0.029	0.032	-	-	-	0.033
Ca	1.767	1.915	1.865	1.770	1.708	1.797	1.957	1.858	1.837	1.970	1.965	2.009	1.905
Na	0.109	0.085	0.060	0.047	0.017	0.022	0.043	0.077	0.122	0.030	0.035	-	-
(X)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.009	2.013
Na	0.539	0.202	0.191	0.509	0.450	0.381	0.432	0.236	0.117	0.500	0.473	0.362	0.295
K	0.024	0.069	0.012	0.018	0.022	0.038	0.048	0.060	0.046	0.027	0.027	0.101	0.024
(A)	0.563	0.271	0.203	0.527	0.472	0.419	0.480	0.296	0.163	0.527	0.500	0.463	0.319
Summe	15.563	15.270	15.203	15.527	15.472	15.419	15.440	15.296	15.163	15.465	15.447	15.408	15.332

Tabelle 1: Fortsetzung

Proben-Nr. Gest.-Typ	OP-84 - 168b ssAm	OP-84 - 183 ssAm	OP-84 - 186 ssAm	OP-84 - 190 ssAm	OP-84 - 192 ssAm	OP-84 - 239 ZTM	OP-84 - 242 ZTM	OP-84 - 244 ZTM	675 ZTM
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	47.2	46.6	46.7	44.5	46.0	45.2	43.4	45.1	43.5
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.74	0.85	1.20	0.89	1.37	1.43	1.31	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.09	8.53	8.49	9.44	9.86	10.8	11.9	11.4	11.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	2.87	2.63	2.97	3.03	0.26	0.88	0.63	1.37
FeO	11.9	12.3	13.7	16.7	13.8	13.9	13.6	14.6	14.6
MnO	0.26	0.25	0.36	0.36	0.31	0.26	0.22	0.22	0.28
MgO	12.6	12.7	11.9	9.08	11.5	11.6	10.9	11.4	9.78
CaO	11.9	12.3	11.5	11.1	10.4	12.4	12.3	10.8	12.3
Na <sub>2</sub> O	1.07	1.04	1.26	1.18	1.20	1.63	1.52	1.51	1.93
K <sub>2</sub> O	0.14	0.22	0.10	0.33	0.14	0.09	0.81	0.27	0.17
Summe	97.40	97.55	97.43	96.86	97.13	97.51	96.96	97.24	97.18
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei)									
Si	6.899	6.856	6.901	6.736	6.807	6.676	6.492	6.662	6.514
Al	1.101	1.144	1.099	1.264	1.193	1.324	1.508	1.338	1.486
(Z)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.466	0.335	0.379	0.419	0.525	0.550	0.588	0.651	0.574
Ti	0.115	0.081	0.094	0.136	0.098	0.152	0.161	0.145	0.174
Fe <sup>3+</sup>	0.241	0.317	0.292	0.338	0.337	0.028	0.098	0.070	0.154
Mg	2.745	2.776	2.613	2.049	2.532	2.551	2.420	2.520	2.182
Fe <sup>2+</sup>	1.433	1.491	1.622	2.058	1.508	1.713	1.696	1.614	1.825
Mn	-	-	-	-	-	0.006	0.027	-	0.035
(Y)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.990	5.000	4.944
Fe <sup>2+</sup>	0.018	0.027	0.066	0.060	0.203	-	-	0.188	-
Mn	0.032	0.032	0.045	0.046	0.038	0.025	-	0.027	-
Ca	1.867	1.937	1.818	1.806	1.641	1.954	1.964	1.707	1.965
Na	0.083	0.004	0.071	0.088	0.118	0.021	0.036	0.078	0.035
(X)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.220	0.292	0.291	0.258	0.226	0.446	0.403	0.354	0.524
K	0.026	0.041	0.018	0.064	0.026	0.016	0.154	0.050	0.032
(A)	0.246	0.333	0.309	0.322	0.252	0.462	0.557	0.404	0.556
Summe	15.246	15.333	15.309	15.322	15.252	15.462	15.547	15.404	15.500

Tabelle 2: Mikrosonden-Analysen der Hornblenden von Amphiboliten der Zone Erbdorf-Vohenstrauß

Ps/Ga: Pseudomorphosen nach Granat; Numerierung der Hornblenden (Hbl): unterschiedliche Generationen (s. Kap. 6.1.). - Gesteins-Typen s. Tab. 1

Proben-Nr.	OP-84 -17	OP-84 -17	OP-84 -233	OP-84 -233	OP-84 -108	OP-84 -108	OP-84 -108	OP-84 -108	OP-84 -108	OP-84 -214	OP-84 -214	OP-84 -214	OP-84 -214	OP-84 -214	OP-84 -214
Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp Ps/Ga	fAmWi	fAmWi Ps/Ga	fAmWE 1. Hbl	fAmWE 2. Hbl	fAmWE 2. Hbl	fAmWE 3. Hbl	fAmWE 1. Hbl	MG 2. HBL	MG 2. HBL	MG 2. HBL	MG 2. HBL	MG 2. HBL	MG 3. HBL
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	44.1	41.0	40.9	38.3	41.9	47.1	49.5	40.4	43.8	46.0	48.3	51.5	54.2	41.5	
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.06	1.69	2.72	0.61	0.25	0.00	0.08	0.24	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.4	14.4	14.4	15.4	10.8	6.24	5.25	11.8	15.1	13.9	9.66	7.05	3.56	17.6	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57	4.74	2.13	2.37	2.75	2.85	3.34	5.58	0.24	1.34	1.93	1.83	0.24	2.73	
FeO	12.8	12.1	15.5	17.2	18.2	17.2	17.0	18.9	10.6	10.9	9.14	8.36	10.7	10.5	
MnO	0.07	0.09	0.30	0.27	0.22	0.31	0.42	0.31	0.16	0.20	0.15	0.20	0.17	0.21	
MgO	11.3	11.3	8.23	6.80	8.33	10.2	10.4	6.41	12.2	11.5	14.8	16.0	16.6	10.8	
CaO	11.5	11.9	11.8	11.5	12.2	12.2	11.9	11.8	11.9	11.7	12.6	11.9	13.0	11.5	
Na <sub>2</sub> O	1.26	2.12	2.09	2.47	1.61	0.98	0.57	1.62	2.17	2.35	1.32	1.08	0.35	2.21	
K <sub>2</sub> O	0.92	1.05	0.91	1.03	1.48	0.55	0.14	1.26	0.90	0.15	0.13	0.08	0.07	0.61	
Summe	98.02	98.76	97.95	98.06	98.10	97.88	98.52	98.16	97.31	98.06	98.06	98.02	98.90	97.68	
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei)															
Si	6.453	6.071	6.147	5.844	6.418	7.084	7.318	6.253	6.399	6.635	6.918	7.293	7.641	6.077	
Al	1.547	1.929	1.853	2.156	1.582	0.916	0.682	1.747	1.601	1.365	1.082	0.707	0.359	1.923	
(Z)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al	0.943	0.585	0.699	0.604	0.361	0.189	0.232	0.399	0.993	1.005	0.549	0.470	0.231	1.114	
Ti	0.011	0.006	0.191	0.312	0.069	0.028	-	0.009	0.026	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	
Fe <sup>3+</sup>	0.173	0.527	0.241	0.272	0.317	0.322	0.372	0.649	0.026	0.145	0.208	0.195	0.025	0.301	
Mg	2.453	2.483	1.845	1.550	1.903	2.280	2.288	1.479	2.649	2.473	3.161	3.376	3.496	2.356	
Fe <sup>2+</sup>	1.420	1.399	1.953	2.202	2.323	2.160	2.107	2.445	1.295	1.307	1.079	0.958	1.247	1.227	
Mn	-	-	0.038	0.034	0.027	0.021	0.001	0.019	0.011	0.023	-	-	-	-	
(Y)	5.000	5.000	4.967	4.974	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.954	5.000	5.000	5.000	5.000	
Fe <sup>2+</sup>	0.140	0.103	-	-	-	-	-	-	-	-	0.016	0.033	0.018	0.056	
Mn	0.009	0.011	-	-	-	0.018	0.051	0.021	0.009	-	0.018	0.023	0.021	0.025	
Ca	1.793	1.885	1.905	1.887	2.000	1.961	1.894	1.952	1.864	1.810	1.927	1.807	1.958	1.800	
Na	0.058	0.001	0.095	0.113	-	0.021	0.055	0.027	0.127	0.190	0.039	0.137	0.003	0.119	
(X)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na	0.296	0.606	0.515	0.618	0.478	0.264	0.108	0.459	0.487	0.465	0.329	0.162	0.092	0.508	
K	0.171	0.198	0.174	0.201	0.288	0.105	0.026	0.248	0.168	0.027	0.026	0.013	0.012	0.113	
(A)	0.467	0.804	0.689	0.819	0.766	0.369	0.134	0.707	0.655	0.492	0.355	0.175	0.104	0.621	
Summe	15.467	15.804	15.656	15.793	15.766	15.369	15.134	15.707	15.655	15.446	15.355	15.175	15.104	15.621	

Tabelle 3: Mikrosonden-Analysen von Plagioklas

Gesteins-Typen s. Tab. 1

Proben-Nr.	OP-84 -15	OP-84 -137	OP-84 -9	OP-84 -233	OP-84 -233	OP-84 -50	OP-84 -50	OP-84 -127	OP-84 -127	OP-84 -90	OP-84 -90	OP-84 -76	OP-84 -243	OP-84 -243
Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmWi	fAmWi	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	epAmMi	epAmMi	epAmMi	ZTM	ZTM
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	59.7	60.7	61.3	58.8	56.4	52.2	53.1	54.1	52.2	64.4	63.2	64.0	57.6	57.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.3	24.8	23.9	26.0	27.4	30.5	30.2	29.0	30.3	22.2	23.4	22.5	26.5	27.1
FeO	0.07	0.09	0.34	0.14	0.09	-	-	0.10	0.18	0.13	0.08	0.13	0.07	0.20
CaO	7.21	6.31	5.88	7.86	9.53	13.0	12.2	11.8	13.3	3.37	4.61	3.64	8.48	9.04
Na <sub>2</sub> O	7.63	8.17	8.39	7.23	6.38	4.24	4.51	5.01	4.02	9.85	9.19	9.64	6.69	6.40
K <sub>2</sub> O	0.13	0.04	0.16	0.09	0.07	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.08	0.06	0.11	0.05
Summe	100.04	100.11	99.97	100.12	99.87	99.96	100.03	100.03	100.01	100.00	100.56	99.97	99.45	99.99
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6														
Si	2.663	2.698	2.728	2.625	2.540	2.367	2.397	2.444	2.371	2.841	2.783	2.825	2.592	2.563
Al	1.329	1.298	1.256	1.368	1.451	1.631	1.609	1.546	1.619	1.154	1.212	1.172	1.406	1.435
Fe	0.003	0.003	0.012	0.005	0.003	-	-	0.004	0.007	0.005	0.003	0.005	0.003	0.007
(T)	3.995	3.999	3.996	3.998	3.994	3.998	4.006	3.994	3.997	4.000	3.998	4.002	4.001	4.005
Ca	0.344	0.301	0.281	0.376	0.460	0.634	0.594	0.569	0.646	0.159	0.217	0.172	0.409	0.434
Na	0.659	0.704	0.724	0.626	0.556	0.372	0.395	0.439	0.354	0.842	0.784	0.825	0.584	0.557
K	0.008	0.002	0.009	0.005	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.005	0.004	0.006	0.003
(M)	1.011	1.007	1.014	1.007	1.020	1.007	0.990	1.009	1.001	1.004	1.006	1.001	0.999	0.994
Summe	5.006	5.006	5.010	5.005	5.014	5.005	4.996	5.003	4.998	5.004	5.004	5.003	5.000	4.999

Tabelle 4: Mikrosonden-Analysen von Granat und Klinopyroxen

Granat							Klinopyroxen						
Gesteins-Typen s. Tab. 1													
Proben-Nr.	OP-84 -15	OP-84 -15	OP-84 -137	OP-84 -108	OP-84 -8	OP-84 -243	Probe Nr.	OP-84 -15	OP-84 -15	OP-84 -233	OP-84 -127	OP-84 -127	OP-84 -214
Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmWE	eAmHx	ZTM	Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp	fAmWi	ssAm	ssAm	MG
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	37.9	38.2	38.3	37.4	38.3	38.2	SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	52.6	52.3	52.9	53.8	54.0	52.6
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	1.34	0.90	0.99	0.78	3.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.5	21.6	21.6	20.4	21.4	21.6	FeO	11.1	12.3	10.2	6.46	7.06	6.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	0.19	0.13	1.34	1.56	0.44	MnO	0.20	0.20	0.27	0.25	0.26	0.17
FeO	23.7	24.5	24.7	29.7	20.6	25.6	MgO	10.8	9.99	10.9	13.7	13.5	13.1
MnO	1.42	1.14	1.22	0.81	0.95	0.67	CaO	23.4	23.3	24.3	24.5	24.2	22.7
MgO	3.18	3.67	4.03	2.91	8.70	5.37	Na <sub>2</sub> O	0.55	0.53	0.53	0.19	0.32	0.70
CaO	11.9	10.8	10.0	0.21	8.48	8.15	Summe	99.69	99.96	100.00	99.89	100.12	99.87
Summe	100.08	100.12	99.98	100.77	100.01	100.03							
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 12							Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6						
Si	2.979	2.992	2.999	2.969	2.939	2.980	Si	1.996	1.988	1.996	1.996	2.003	1.943
Fe <sup>3+</sup>	0.021	0.008	0.001	0.031	0.061	0.020	Al	0.004	0.012	0.004	0.004	-	0.057
(Z)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	(Z)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.003	2.000
Al	1.984	1.992	1.989	1.913	1.935	1.985	Al	0.043	0.048	0.036	0.039	0.034	0.107
Ti	0.002	0.001	-	-	0.001	-	Mg	0.609	0.566	0.615	0.756	0.743	0.724
Fe <sup>3+</sup>	0.005	0.003	0.007	0.049	0.030	0.006	Fe <sup>2+</sup>	0.348	0.386	0.323	0.200	0.219	0.169
(Y)	1.991	1.996	1.996	1.962	1.966	1.991	Mn	-	-	0.009	0.005	0.004	-
Fe <sup>2+</sup>	1.530	1.589	1.608	1.902	1.245	1.649	(Y)	1.000	1.000	0.983	1.000	1.000	1.000
Mn	0.094	0.076	0.081	0.055	0.062	0.044	Mg	-	-	-	-	-	-
Mg	0.372	0.429	0.470	0.345	0.996	0.625	Fe <sup>2+</sup>	0.003	0.005	-	-	-	0.042
Ca	1.004	0.907	0.840	0.699	0.698	0.681	Mn	0.006	0.007	-	0.003	0.004	0.005
(X)	3.000	3.001	2.999	3.001	3.001	2.999	Ca	0.951	0.951	0.983	0.972	0.962	0.899
Summe	7.991	7.997	7.995	7.963	7.967	7.990	Na	0.041	0.040	0.038	0.014	0.023	0.050
Andradit	0.3	0.1	0.3	2.5	1.5	0.3	(X)	1.001	1.003	1.021	0.989	0.989	0.996
Grossular	33.2	30.1	27.7	20.8	21.8	22.4	Summe	4.001	4.003	4.004	3.989	3.992	3.996
Almandin	51.0	53.0	53.6	63.4	41.5	55.0							
Spessartin	3.1	2.5	2.7	1.8	2.1	1.5							
Pyrop	12.4	14.3	15.7	11.5	33.1	20.8							

Tabelle 5: Gesamtgesteins-Analysen von Metabasiten der Zone Erbdorfer-Vohenstrauß, der Zone Tirschenreuth-Mähring und der Erbdorfer Grünschieferzone

Gesteins-Typen s. Tab. 1; \*: Analysen aus RICHTER (1983)

Probe-Nr.	OP-84 -9	OP-84 -38	OP-84 -135	OP-84 -137	OP-84 -140	OP-84 -150	1-2*	1-3*	1-4*	1-5*	1-7*	2-3*	2-5*	2-7*
Gest.-Typ	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp
SiO <sub>2</sub> (Gew.%)	47.9	47.8	46.1	47.1	50.5	48.1	51.8	49.7	46.2	48.9	46.8	47.2	47.8	49.4
TiO <sub>2</sub>	2.40	2.27	2.37	2.15	2.14	2.19	1.70	1.94	1.94	2.28	2.08	2.12	2.12	1.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	15.0	14.7	15.6	15.9	14.3	12.9	13.8	14.5	16.8	13.6	13.3	13.5	13.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.86	1.28	2.13	1.31	1.30	1.33	3.14	2.35	2.86	2.78	4.08	2.00	2.79	2.42
FeO	8.41	10.1	9.60	9.71	8.46	9.86	8.07	7.78	8.82	7.45	8.72	9.70	9.38	9.12
MnO	0.15	0.16	0.16	0.17	0.14	0.17	0.17	0.19	0.17	0.12	0.18	0.17	0.17	0.18
MgO	4.98	6.77	7.57	6.49	5.52	6.20	6.50	10.0	7.80	4.80	7.40	6.70	8.20	8.00
CaO	10.9	11.7	11.5	11.4	9.57	13.0	9.95	11.4	12.3	8.95	10.4	13.1	10.2	10.4
Na <sub>2</sub> O	3.40	2.64	2.47	3.16	4.23	2.03	2.10	2.24	2.38	4.76	2.93	2.45	3.06	1.82
K <sub>2</sub> O	0.98	0.30	0.36	0.23	0.21	0.43	0.66	0.24	0.48	0.50	0.32	0.58	0.28	0.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.28	0.24	0.21	0.21	0.27	0.37	0.33	0.42	0.41	0.43	0.46	0.40	0.35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.3	1.1	1.5	1.6	1.1	1.1	1.9	1.1	1.6	1.0	1.8	1.6	1.4	1.3
CO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.20	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
S	-	-	-	-	-	-	0.01	0.74	0.04	0.42	0.41	0.01	<0.01	<0.01
Summe	99.17	99.40	98.70	99.13	99.28	99.18	99.37	101.81	99.51	99.17	99.15	99.39	99.40	99.19
Li (ppm)	-	-	-	-	-	-	12	<10	<10	10	11	<10	<10	<10
Sc	-	-	-	-	-	-	32	37	38	47	40	38	41	43
V	256	330	326	340	350	322	246	274	292	340	316	324	298	318
Cr	152	197	299	222	241	200	205	450	410	430	435	180	395	88
Co	50	41	50	41	43	35	47	47	57	55	60	46	54	50
Ni	117	86	194	104	80	83	90	215	205	240	195	78	170	78
Cu	-	-	-	-	-	-	37	47	36	49	51	32	29	17
Zn	-	-	-	-	-	-	96	111	109	129	108	101	92	110
As	<2	-	-	-	-	-	<2	-	<2	9	<2	8	<2	-
Rb	8	<4	5	<4	<4	5	13	<4	5	6	<4	9	<4	23
Sr	366	207	315	238	272	234	335	325	385	430	425	385	390	380
Y	28	28	27	27	31	32	28	26	28	38	34	28	30	24
Zr	187	184	192	170	170	192	338	212	188	236	212	218	208	192
Nb	16	15	12	10	10	17	19	19	20	14	18	19	17	16
Mo	-	-	-	-	-	-	1.00	-	0.58	-	0.89	-	0.32	-
Ba	265	126	185	121	112	165	280	126	532	236	184	382	174	322
La	-	-	-	-	-	-	21	17	17	22	20	17	15	17
Ce	21	23	25	<10	18	20	40	39	28	29	46	35	21	28
Nd	-	-	-	-	-	-	15	23	21	22	18	15	18	21
W	-	-	-	-	-	-	0.97	-	0.36	-	1.07	-	0.57	-



Tabelle 5: Fortsetzung

Proben-Nr.	OP-84 -233	OP-84 -237	3-1*	3-6*	3-8*	3-10*	OP-84 -98	OP-84 -113	2-1*	2-11*	2-12*	WE-5*	WE-6*
Gest.-Typ	fAmWi	fAmWi	fAmWi	fAmWi	fAmWi	fAmWi	fAmWE	fAmWE	fAmWE	fAmWE	fAmWE	fAmWE	fAmWE
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	46.2	45.5	47,6	47.4	47.9	48.9	48.0	51.8	49.6	47.5	51.2	48.5	50.2
TiO <sub>2</sub>	1.80	2.65	2.44	2.04	1.74	1.54	1.82	1.38	1.58	2.10	0.94	2.39	2.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.9	15.8	13.3	12.5	12.1	14.0	15.0	15.8	14.0	13.1	15.9	14.8	15.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.19	1.47	2.89	5.81	2.44	2.46	1.36	0.79	2.78	3.91	2.86	2.30	0.70
FeO	9.82	11.1	10.2	6.57	10.9	8.60	9.98	8.26	8.20	8.18	7.32	15.8	9.07
MnO	0.17	0.17	0.20	0.16	0.20	0.16	0.18	0.15	0.19	0.19	0.19	0.34	0.20
MgO	6.56	5.40	8.20	7.30	7.20	6.40	7.99	6.15	7.80	5.90	5.90	3.00	7.30
CaO	14.8	11.7	11.2	14.4	12.3	12.9	9.35	9.27	8.20	12.6	8.15	7.95	8.28
Na <sub>2</sub> O	2.36	3.12	2.03	1.16	1.74	2.54	2.68	2.97	3.23	2.33	4.45	1.96	2.64
K <sub>2</sub> O	0.49	0.81	0.72	0.20	0.66	0.58	0.90	1.09	1.48	1.46	0.52	0.60	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.32	0.37	0.32	0.20	0.17	0.24	0.10	0.22	0.55	0.45	0.19	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.4	1.2	0.9	1.8	1.4	0.9	2.0	1.3	2.7	1.2	1.8	0.4	2.3
CO <sub>2</sub>	0.29	0.19	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1
S	-	-	0.01	0.17	0.01	0.04	-	-	0.01	0.01	0.41	0.25	0.18
Summe	99.12	99.43	100.06	99.83	98.79	99.29	99.50	99.06	100.09	99.13	100.09	98.61	100.07
Li (ppm)	-	-	12	<10	<10	<10	-	-	20	28	<10	35	68
Sc	-	-	43	46	48	47	-	-	36	38	27	17	39
V	262	398	348	304	366	258	274	206	228	286	212	106	268
Cr	257	134	100	290	145	270	164	210	240	250	74	20	85
Co	47	40	59	45	60	46	46	49	45	49	41	73	47
Ni	127	66	83	145	84	115	74	91	49	120	21	<20	45
Cu	-	-	34	40	108	55	-	-	37	26	103	20	<10
Zn	-	-	127	97	107	97	-	-	110	117	106	147	132
As	-	-	-	-	-	-	9	7	4	62	6	33	68
Rb	5	8	15	< 4	5	8	34	52	93	36	20	38	104
Sr	212	291	270	465	230	250	187	160	205	350	475	142	222
Y	25	30	27	32	28	28	30	31	32	32	24	64	32
Zr	139	206	204	202	132	130	213	146	196	228	168	446	118
Nb	8	23	18	11	9	7	10	7	9	27	6	27	10
Mo	-	-	1.08	3.24	<0.10	0.61	-	-	-	1.07	0.25	3.48	0.56
Ba	123	253	322	172	280	198	217	182	356	330	184	375	340
La	-	-	20	8	19	9	-	-	14	32	18	34	11
Ce	11	35	39	24	18	16	22	16	29	46	39	55	17
Nd	-	-	22	13	15	14	-	-	16	22	22	38	14
W	-	-	1.04	1.59	0.57	0.37	-	-	-	1.26	1.03	1.39	75

Tabelle 5: Fortsetzung

Proben-Nr.	OP-84 -27	OP-84 -36	OP-84 -47	OP-84 -49	OP-84 -55	OP-84 -67	OP-84 -126	OP-84 -133	OP-84 -164	OP-84 -168b	OP-84 -185	OP-84 -186	OP-84 -189
Gest.-Typ	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	49.6	46.6	47.3	47.3	45.6	46.6	46.8	44.2	48.8	48.8	56.5	52.6	48.1
TiO <sub>2</sub>	1.83	1.01	0.92	0.90	0.88	1.33	1.29	0.89	1.04	1.43	1.31	0.81	1.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	16.2	15.7	16.4	16.4	14.8	15.5	14.9	15.3	14.8	15.4	15.0	16.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	1.22	1.12	1.15	1.01	1.65	1.34	1.21	1.66	2.88	5.35	2.41	2.52
FeO	8.59	8.62	8.71	7.41	7.78	9.50	7.88	7.79	7.60	8.03	6.17	7.73	6.33
MnO	0.16	0.15	0.16	0.13	0.14	0.15	0.13	0.14	0.15	0.16	0.18	0.17	0.16
MgO	7.60	9.65	8.73	10.5	9.44	8.75	8.37	9.37	8.54	7.62	1.73	6.36	8.27
CaO	9.99	11.0	11.5	11.5	13.7	12.0	12.9	14.2	13.0	11.5	7.66	9.36	12.7
Na <sub>2</sub> O	3.30	3.05	2.50	2.16	1.86	2.34	2.61	2.24	1.93	2.32	3.79	3.66	2.22
K <sub>2</sub> O	0.19	0.20	0.11	0.15	0.24	0.27	0.15	0.16	0.13	0.14	0.32	0.14	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.06	<0.01	<0.01	0.02	0.05	0.08	0.34	0.07	0.11	0.19	0.01	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.2	1.5	1.4	1.5	1.4	1.9	1.5	1.8	1.2	1.2	0.7	1.2	1.3
CO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.56	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summe	98.84	99.26	98.15	99.10	98.47	99.34	98.55	97.80	99.42	98.99	99.30	99.45	99.37
Li (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	266	218	198	178	174	262	222	174	228	305	120	262	166
Cr	222	329	265	548	319	354	378	596	333	196	34	95	249
Co	44	58	50	68	61	52	58	69	50	49	25	46	59
Ni	95	246	123	280	213	170	220	372	97	78	<20	48	163
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	13	<2	-	6	23	6	3	-	6	<2	-	-	-
Rb	<4	<4	<4	<4	<4	10	<4	<4	<4	<4	6	<4	16
Sr	250	231	124	226	173	237	266	239	227	130	196	163	192
Y	28	25	22	23	20	26	26	26	22	27	28	17	21
Zr	127	82	70	58	62	86	101	72	77	94	98	58	86
Nb	6	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4	4	<3	<3	<3
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	132	91	54	54	79	105	55	73	38	54	77	42	93
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	12
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 5: Fortsetzung

Proben-Nr.	OP-84 -190	2-2*	2-4*	3-12*	3-13*	OP-84 -30	OP-84 -39	OP-84 -50	OP-84 -183	OP-84 -76	OP-84 -89	OP-84 -90
Gest.-Typ	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm/m	ssAm/m	ssAm/m	ssAm/m	epAmMi	epAmMi	epAmMi
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	52.5	49.7	47.5	46.9	45.9	46.8	47.2	46.7	51.0	47.2	48.7	48.4
TiO <sub>2</sub>	1.59	1.76	1.60	1.04	1.08	0.85	1.41	1.50	0.87	2.98	0.68	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2	13.4	13.5	12.4	13.6	16.3	15.1	15.0	14.9	13.8	19.2	14.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.29	1.67	1.91	2.44	2.16	0.75	1.25	1.11	2.27	3.23	2.15	1.93
FeO	9.23	9.4	8.98	7.90	7.87	7.85	9.05	8.80	7.50	10.5	4.82	7.04
MnO	0.18	0.2	0.20	0.17	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14	0.17	0.11	0.15
MgO	4.73	8.20	8.30	12.7	10.1	9.90	8.91	9.66	7.58	7.01	6.68	9.04
CaO	8.41	10.9	12.0	12.0	15.2	12.1	11.6	12.3	11.9	7.98	11.0	10.8
Na <sub>2</sub> O	3.65	1.04	1.77	1.40	1.97	2.38	2.51	1.78	2.11	4.16	4.00	3.68
K <sub>2</sub> O	0.29	1.28	0.30	0.96	0.10	0.49	0.21	0.21	0.26	0.29	0.32	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.25	0.23	0.07	0.11	<0.01	0.11	0.12	0.05	0.25	0.05	0.12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.3	1.5	3.7	1.5	0.6	1.8	1.3	1.4	1.1	1.5	1.6	2.1
CO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.67	0.12	0.12	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.47
S	-	0.36	0.03	<0.01	0.08	-	-	-	-	-	-	-
Summe	99.44	99.66	100.02	99.58	99.59	99.48	98.92	98.73	99.67	99.07	99.31	99.75
Li (ppm)	-	20	<10	10	12	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	36	36	42	41	-	-	-	-	-	-	-
V	442	264	246	208	216	160	290	220	264	528	148	218
Cr	47	155	235	900	830	334	428	422	402	129	279	325
Co	35	49	47	50	47	58	55	59	46	37	50	49
Ni	21	103	110	360	325	182	182	228	94	47	107	123
Cu	-	53	45	30	110	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	109	89	76	62	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	5	43	6	26	<4	11	<4	<4	5	6	5	11
Sr	172	240	350	165	205	186	203	275	114	128	294	189
Y	25	24	23	22	25	16	26	24	21	45	17	23
Zr	86	162	144	82	88	53	108	128	65	225	54	82
Nb	<3	11	10	5	<3	<3	7	5	<3	5	<3	<3
Mo	-	0.82	0.29	-	0.60	-	-	-	-	-	-	-
Ba	77	228	156	208	58	114	90	88	38	130	87	76
La	-	11	12	<3	6	-	-	-	-	-	-	-
Ce	<10	27	16	14	<10	<10	11	<10	<10	16	<10	15
Nd	-	20	18	10	11	-	-	-	-	-	-	-
W	-	0.89	0.44	-	0.45	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 5: Fortsetzung

Proben- Nr. Gest.-Typ	OP-84 -65 MG	OP-84 -72 MG	OP-84 -74 MG	OP-84 -86 MG	OP-84 -172 MG	OP-84 -205 MG	OP-84 -209 MG	OP-84 -215 MG	OP-84 -181 MG	OP-84 -221 MG	3-7* MG
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	50.1	50.8	53.6	49.8	48.8	51.6	51.8	49.6	49.2	50.3	48.4
TiO <sub>2</sub>	1.85	1.77	1.51	2.34	1.34	1.85	2.24	1.26	0.32	0.61	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.8	16.2	16.3	16.9	16.9	15.8	16.1	15.1	15.4	17.2	14.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.30	1.42	1.06	1.20	0.54	1.66	0.98	1.15	1.01	0.72	1.17
FeO	9.45	8.35	7.24	10.9	8.03	8.22	8.21	8.96	4.79	5.91	6.60
MnO	0.17	0.16	0.13	0.21	0.14	0.16	0.15	0.18	0.11	0.12	0.13
MgO	6.81	7.13	5.85	3.96	9.67	6.38	5.64	7.81	9.79	8.42	12.9
CaO	11.2	8.82	7.62	7.85	9.02	9.00	8.97	10.6	14.3	10.5	12.6
Na <sub>2</sub> O	1.31	2.88	3.35	2.55	1.90	2.81	3.06	2.73	1.26	2.96	1.58
K <sub>2</sub> O	0.37	0.65	1.10	0.37	1.28	0.72	0.99	0.37	0.41	0.32	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.17	0.26	0.46	0.11	0.18	0.20	0.12	< 0.01	<0.01	0.07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.3	1.5	1.7	1.2	2.2	2.0	1.6	1.6	1.4	2.3	1.2
CO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.10	0.17	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Summe	99.83	99.85	99.72	97.74	99.93	100.38	100.11	99.48	97.99	99.35	100.19
V (ppm)	336	240	206	234	230	304	288	206	146	394	180
Cr	249	158	134	96	317	156	91	324	607	289	1350
Co	40	44	44	37	58	41	40	49	56	63	34
Ni	62	75	59	35	205	37	43	97	199	58	250
As	-	-	-	-	-	-	-	-	5	<2	<2
Rb	8	37	33	6	49	16	27	6	10	8	5
Sr	195	301	292	245	277	282	266	180	116	282	150
Y	31	32	32	27	25	24	20	31	<10	14	18
Zr	139	177	175	103	125	106	106	103	34	48	64
Nb	9	8	9	11	6	6	9	6	<3	<3	<3
Ba	196	223	231	177	192	240	254	89	20	70	74
Ce	<10	21	24	19	12	17	23	19	<10	<10	<10

Tabelle 5: Fortsetzung

Proben-Nr.	OP-84 -244	37*	38*	660*	675*	RBU-78* -1	RBU-78* -50	RBU-78* -65	RBU-78* -66	RBU-78* -176	RBU-78* -278	RBU-78* -301	RBU-78* -303	RBU-78* -306	RBU-78* -308	RBU-78* -342	RBU-78* -345
Gest.-Typ		ZTM	ZTM	ZTM	ZTM	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ
SiO <sub>2</sub> (Gew. %)	46.2	47.4	46.8	53.0	47.9	49.0	44.6	51.8	51.2	56.3	47.4	51.2	54.0	51.9	48.6	46.5	49.3
TiO <sub>2</sub>	2.17	1.36	1.40	1.22	1.18	0.48	4.81	0.86	0.71	1.93	0.43	0.71	0.38	1.03	0.58	0.85	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.4	14.9	15.1	14.8	14.1	15.7	14.8	15.2	16.4	17.1	16.8	16.6	10.1	15.7	16.8	14.7	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.51	1.13	4.02	5.20	0.78	3.76	12.4	3.22	2.60	3.47	4.31	4.28	6.76	5.22	3.57	5.28	5.71
FeO	13.9	8.78	5.58	6.71	9.73	2.42	2.89	4.22	5.21	2.24	1.81	2.34	1.52	2.00	2.43	1.55	1.35
MnO	0.17	1.18	0.17	0.19	0.17	0.12	0.15	0.15	0.13	0.10	0.14	0.15	0.14	0.11	0.11	0.15	0.12
MgO	9.04	7.80	8.10	4.91	7.94	8.62	6.52	6.42	3.65	3.65	8.54	7.82	11.5	8.12	9.90	9.80	8.94
CaO	9.99	12.5	13.6	9.85	14.2	14.8	9.25	14.7	14.6	7.90	13.0	6.90	4.90	5.20	15.1	8.60	7.15
Na <sub>2</sub> O	2.30	1.98	1.76	2.53	2.18	1.44	3.11	2.41	4.12	5.56	2.90	3.62	0.41	4.40	0.89	3.45	3.24
K <sub>2</sub> O	0.27	0.13	0.28	0.20	0.16	0.13	0.22	0.35	0.27	0.22	0.72	0.79	0.08	0.50	0.23	0.38	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.19	0.24	0.15	0.15	0.08	0.03	0.18	0.23	0.75	0.13	0.13	0.05	0.13	0.19	0.14	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.4	1.9	1.9	0.5	1.0	2.9	1.0	1.4	1.2	1.3	2.9	3.0	5.6	3.6	2.1	3.9	3.0
CO <sub>2</sub>	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.24	<0.1	0.1	2.24	3.70	1.94	0.1	5.10	5.06
S	-	0.66	0.15	0.02	0.27	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	<0.01	0.01
Summe	99.48	99.01	99.10	99.28	99.86	99.56	99.79	100.91	100.56	100.53	99.19	99.81	99.16	99.86	100.62	100.40	100.18
Li (ppm)	-	15	15	17	-	15	19	<10	<10	10	34	19	36	28	10	33	27
Sc	-	47	47	40	46	41	40	31	30	32	32	27	23	39	38	37	30
V	430	276	256	316	264	128	1000	142	150	226	112	142	152	222	138	222	182
Cr	190	380	330	81	370	630	38	350	380	20	860	155	2400	238	425	200	415
Co	41	51	49	49	47	23	84	27	26	22	25	30	53	41	24	34	37
Ni	68	180	155	19	135	262	81	195	211	53	330	94	550	205	236	192	163
Cu	-	125	60	22	57	132	90	36	19	19	17	6	<2	28	94	16	2
Zn	-	115	98	123	116	45	64	104	74	27	101	40	69	72	45	62	56
As	-	<2	-	4	-	<2	-	-	-	-	<2	<2	4	<2	-	<2	<2
Rb	<4	6	10	7	<4	<4	4	8	7	7	26	23	4	15	7	11	27
Sr	99	144	170	130	154	304	194	348	412	438	362	362	69	250	345	283	261
Y	35	28	30	32	22	16	10	22	20	28	10	32	46	24	16	24	22
Zr	101	62	86	88	70	62	44	86	106	100	50	204	78	100	64	90	68
Nb	6	8	14	<3	5	<3	3	<3	6	9	<3	5	<3	7	3	5	<3
Mo	-	0.25	0.48	0.43	<0.10	<0.10	<0.10	0.18	0.31	0.17	<0.10	0.23	0.24	<0.10	<0.10	<0.10	0.13
Ba	105	65	130	72	80	<5	172	<5	<5	26	226	116	30	20	<5	12	130
La	-	8	10	7	-	10	15	9	18	18	8	14	6	14	9	11	7
Ce	<10	15	25	14	<10	14	<10	16	36	36	14	30	<10	26	26	18	12
Nd	-	12	16	12	19	8	9	13	18	16	13	17	13	14	12	12	11
W	-	<0.10	0.74	0.43	0.28	0.36	<0.10	0.19	0.65	0.43	0.36	<0.10	0.58	1.60	0.34	<0.10	0.18

Tabelle 6: Minima (min.), Maxima (max.) und Mittelwerte (m.) der Elementkonzentrationen in den einzelnen Metabasitgruppen  
n: Anzahl der Proben

Gestein Gew. %	Schiefrige, streifige Amphibolite (ssAm)					Flaseramphibolite (fAmAp)				Kontaktmet. Flaseramphibolite (fAmWE)			
	min.	max.	n	m.	m.*)	min.	max.	n	m.	min.	max.	n.	m.
SiO <sub>2</sub>	44.2	49.6	11	47.2	53.9	46.2	51.8	8	48.3	47.5	51.2	7	49.6
TiO <sub>2</sub>	0.81	1.83	14	1.16		1.70	2.40	8	2.07	0.94	2.39	7	1.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2	16.4	14	15.4		12.9	16.8	8	14.3	13.1	15.9	7	14.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	2.88	11	1.55	3,68	2.00	4.08	8	2.86	0.70	3.91	7	2.10
FeO	6.17	9.50	14	7.96		7.45	9.70	8	8.54	7.32	15.8	7	9.50
MnO	0.13	0.16	11	0.14	0.18	0.12	0.19	8	0.17	0.15	0.34	7	0.20
MgO	7.60	10.5	11	8.80	4.27	4.80	10.0	8	7.05	3.00	7.99	7	6.29
CaO	9.99	14.2	11	12.2	8.48	8.95	13.1	8	10.9	7.95	12.6	7	9.11
Na <sub>2</sub> O	1.93	3.30	11	2.41	3.70	2.10	4.76	8	2.90	1.96	4.45	7	2.89
K <sub>2</sub> O	0.11	0.44	14	0.21		0.24	0.98	8	0.51	0.52	1.48	7	1.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	0.34	14	0.09		0.29	0.46	8	0.39	0.10	0.55	7	0.26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.2	1.9	11	1.4	1.1	1.0	1.9	8	1.5	0.4	2.7	7	1.7
Co <sub>2</sub>	<0.1	0.56	14	<0.1		<0.1	<0.1	8	<0.1	<0.1	<0.1	7	<0.1
S	-	-	-	-		<0.01	0.74	7	0.23	<0.01	0.41	5	0.17
Li (ppm)	-	-	-	-		<10	12	7	10	<10	68	5	32
Sc	-	-	-	-		32	47	7	39	17	39	5	31
V	174	305	11	218	243	246	340	8	293	106	286	7	226
Cr	196	596	11	345	59	152	450	8	332	20	250	7	149
Co	44	69	11	55	35	46	60	8	52	41	73	7	50
Ni	78	372	11	187	30	78	240	8	164	<20	120	7	60
Cu	-	-	-	-		29	51	7	40	<10	103	5	39
Zn	-	-	-	-		92	129	7	107	106	147	5	122
As	<2	23	8	8		<2	9	7	4	4	68	7	27
Rb	<4	16	14	6		<4	13	8	7	20	104	7	54
Sr	130	266	14	202		325	430	8	380	142	475	7	249
Y	17	28	14	24		26	38	8	30	24	64	7	35
Zr	58	127	14	82		187	338	8	225	118	446	7	216
Nb	<3	6	14	3		14	20	8	18	6	27	7	14
Mo	-	-	-	-		0.32	1.00	4	0.70	0.25	3.48	4	1.34
Sn	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	38	132	14	73		126	532	8	272	182	375	7	283
La	-	-	-	-		15	22	7	18	11	34	5	22
Ce	<10	13	14	10		21	46	8	32	16	55	7	32
Nd	-	-	-	-		15	23	7	19	14	38	5	22
W	-	-	-	-		0.36	1.07	4	0.74	1.03	75.0	4	-

\*) Durchschnitt von drei kontaktmetamorphen Proben der Steinach-Aureole (OP-84-185, -186, -190)

Tabelle 6: Fortsetzung

Gestein Gew. %	Metagabbros (MG; n = 9)			MG, primitiv*)		Erbendorfer Grünschieferzone				Zone Tirschenreuth-Mähring			
	min.	max.	m.	n	m.	min.	max.	n	m.	min.	max.	n	m.
SiO <sub>2</sub>	48.8	53.6	50.8	3	49.3	46.5	56.3	11	50.7	46.2	53.0	5	48.2
TiO <sub>2</sub>	1.26	2.34	1.77	3	0.55	0.38	1.03	10	0.67	1.18	2.17	5	1.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.8	16.9	15.8	3	15.7	10.1	17.1	11	15.4	13.4	15.1	5	14.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	2.30	1.29	3	0.97	2.60	6.76	11	4.38	0.51	5.20	5	2.33
FeO	7.24	10.9	8.67	3	5.77	1.35	5.21	11	2.46	5.58	13.9	5	8.94
MnO	0.13	0.21	0.16	3	0.12	0.11	0.15	11	0.13	0.17	0.19	5	0.18
MgO	3.96	9.67	6.66	3	10.4	3.65	11.5	11	7.91	4.91	9.04	5	7.56
CaO	7.62	11.2	9.08	3	12.5	4.90	15.1	11	10.3	9.85	14.2	5	12.0
Na <sub>2</sub> O	1.31	3.35	2.58	3	1.93	0.41	5.56	11	2.95	1.76	2.53	5	2.15
K <sub>2</sub> O	0.37	1.28	0.73	3	0.32	0.08	0.80	11	0.41	0.13	0.28	5	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.46	0.21	3	0.02	0.05	0.23	10	0.13	0.13	0.24	5	0.17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.2	2.2	1.6	3	1.6	1.2	5.6	11	2.8	0.5	1.9	5	1.3
CO <sub>2</sub>	<0.1	0.17	0.1	3	<0.1	<0.1	5.1	11	1.2	<0.1	<0.1	5	<0.1
S	-	-	-	1	0.03	<0.01	0.02	11	0.01	0.02	0.66	4	0.28
Li (ppm)	-	-	-	1	<10	<10	36	11	15	15	17	3	16
Sc	-	-	-	1	41 23	41	11	33	40	47	4	45	
V	206	336	255	3	240	112	226	11	165	256	430	5	308
Cr	91	324	191	3	749	20	2400	11	550	81	380	5	270
Co	37	58	44	3	51 22	53	11	31	41	51	5	47	
Ni	35	205	77	3	169	53	550	11	226	19	180	5	111
Cu	-	-	-	1	60	<2	132	11	34	22	125	4	66
Zn	-	-	-	1	56 27	104	11	63	98	123	4	113	
As	-	-	-	3	3	<2	4	7	2	<2	4	2	3
Rb	6	49	23	3	8	<4	27	11	13	<4	10	5	6
Sr	180	292	255	3	183	69	438	11	312	99	170	5	139
Y	20	32	28	3	14 10	46	11	24	22	35	5	29	
Zr	103	177	129	3	49	50	106	10	80	62	101	5	81
Nb	6	11	9	3	<3	<3	9	10	5	<3	14	5	7
Mo	-	-	-	-	-	<0.10	0.31	11	0.16	<0.10	0.48	4	0.32
Sn	-	-	-	-	-	<5	226	11	53	65	130	5	90
Ba	89	254	201	3	55 6	18	11	11	7	10	3	8	
La	-	-	-	1	<3	<10	36	11	22	<10	25	5	15
Ce	<10	24	18	3	<10 8	18	11	13	12	19	4	15	
Nd	-	-	-	1	9	<0.10	1.60	11	0.44	<0.10	0.74	4	0.39
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

\*) benutzte Proben: Probe-Nr. 3-7 aus RICHTER (1983); OP-84-181, -221



Tabelle 7: Seltenerdelement-Gehalte der untersuchten Metabasite

Gesteins-Typen s. Tab. 1

Proben-Nr.	OP-84 -27	OP-84 -36	OP-84 -49	OP-84 -55	OP-84 -67	OP-84 -126	OP-84 -164	OP-84 -168	1-2	1-3	1-4	1-5	2-3	2-5	2-7
Gest.-Typ	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	ssAm	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp	fAmAp
La (ppm)	5.6	2.8	0.5	1.3	1.8	3.3	3.0	3.7	19.0	15.0	17.0	14.0	16.0	9.5	16.0
Ce	16.0	8.6	2.5	4.9	6.4	11.0	8.6	12.0	46.0	38.0	41.0	36.0	41.0	29.0	38.0
Pr	2.9	1.3	0.9	0.9	1.7	2.1	1.6	2.3	6.5	5.3	6.1	5.9	5.4	4.7	6.2
Nd	13.0	6.9	4.6	5.1	7.3	9.3	6.8	9.9	24.0	22.0	23.0	22.0	23.0	19.0	22.0
Sm	4.2	2.4	2.0	1.9	2.9	3.0	2.4	3.3	6.0	5.4	5.2	5.8	5.9	5.4	5.4
Eu	1.34	1.02	0.86	0.79	1.09	1.16	0.97	1.13	1.83	1.69	2.06	2.10	2.05	1.81	1.99
Gd	5.2	3.3	3.0	3.0	4.3	3.7	3.4	4.4	5.3	6.0	6.1	7.4	6.0	5.9	6.3
Tb	0.99	0.62	0.65	0.56	0.87	0.66	0.70	0.90	0.92	1.02	0.98	1.26	1.07	1.08	1.04
Dy	5.9	4.0	3.8	3.7	5.5	4.2	4.4	5.6	5.4	5.8	6.0	7.6	6.3	6.0	5.9
Ho	1.21	0.84	0.78	0.76	1.17	0.86	0.94	1.20	1.02	1.13	1.17	1.44	1.23	1.17	1.13
Er	3.9	2.8	2.7	2.6	3.8	2.8	3.1	3.9	3.2	3.4	3.5	4.6	3.7	3.7	3.4
Tm	0.49	0.36	0.36	0.36	0.52	0.35	0.43	0.52	0.38	0.41	0.41	0.56	0.44	0.42	0.41
Yb	3.2	2.5	2.3	2.3	3.3	2.3	2.8	3.4	2.8	3.0	3.0	3.9	3.2	3.1	2.9
Lu	0.46	0.37	0.33	0.34	0.47	0.32	0.41	0.49	0.41	0.42	0.42	0.55	0.46	0.44	0.40

Proben-Nr.	OP-84 -98	2-1	WE-5	WE-6	RBU-78 -65	RBU-78 -66	RBU-78 -306	RBU-78 -308	RBU-78 -342	OP-84 -244	37	660	675	
Gest.-Typ	fAmWE	fAmWE	fAmWE	fAmWE	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	EGZ	ZTM	ZTM	ZTM	ZTM	
La (ppm)	15.0	12.0	20.0	31.0	7.7	9.4	18.0	10.0	13.0	10.0	2.7	3.9	2.7	2.8
Ce	38.0	28.0	49.0	80.0	19.0	22.0	41.0	25.0	30.0	24.0	12.0	12.0	8.7	8.9
Pr	6.3	5.2	6.0	14.0	3.0	3.0	4.2	3.4	3.9	3.2	3.2	1.7	1.6	1.3
Nd	23.0	19.0	26.0	51.0	12.0	11.0	18.0	12.0	15.0	12.0	14.0	9.4	7.5	7.9
Sm	6.1	5.2	6.2	14.0	3.6	2.8	3.5	2.9	3.1	2.8	5.1	3.0	2.7	2.8
Eu	1.81	1.52	1.99	4.14	1.16	0.90	1.03	0.95	0.93	1.09	1.62	1.09	0.98	1.03
Gd	6.3	5.9	6.0	15.0	4.1	3.0	3.2	3.0	2.8	2.9	6.3	4.2	3.9	3.9
Tb	1.18	1.04	0.97	2.55	0.80	0.56	0.54	0.54	0.47	0.62	1.31	0.78	0.77	0.80
Dy	6.7	6.5	5.2	15.0	4.7	3.3	3.0	3.3	2.8	3.2	7.8	4.8	4.9	4.9
Ho	1.36	1.28	1.03	2.81	0.96	0.69	0.58	0.67	0.53	0.67	1.80	1.03	1.09	1.01
Er	4.3	3.9	3.1	8.7	3.2	2.2	1.8	2.1	1.6	2.2	5.4	3.4	3.7	3.4
Tm	0.54	0.48	0.35	0.98	0.42	0.27	0.22	0.26	-	0.27	0.77	0.42	0.48	0.46
Yb	3.7	3.4	2.8	8.2	2.8	2.0	1.7	1.9	1.4	1.9	4.9	2.9	3.4	3.0
Lu	0.54	0.48	0.41	1.3	0.41	0.29	0.25	0.27	0.20	0.27	0.72	0.43	0.50	0.43

