

Mitt. österr. geol. Ges.	71/72 1978/1979	S. 343—378 17 Abb., 4 Tab.	Wien, Juni 1980
--------------------------	--------------------	-------------------------------	-----------------

Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite

Von E. COLINS*, G. HOSCHEK* und H. MOSTLER**

Mit 17 Abbildungen und 4 Tabellen
(Druckfertig eingegangen am 27. 12. 1978)

Zusammenfassung

Bei Beginn des basischen Magmatismus im Ordovizium des Westabschnitts der Nördlichen Grauwackenzone treten u. a. Eruptivbreccien auf. Die zum Teil aus Kristallingesteinen bestehenden Komponenten weisen auf das Einsetzen der magmatischen Förderung im Bereich einer kontinentalen Kruste hin. Im Raum Zeller See kommt es zur Förderung von mindestens 1000 m mächtigen submarinen basaltischen Laven, während in den benachbarten Räumen Lagergänge mit Differentiaten, Gabbros, Pyroxenite und Serpentinite auftreten. Trotz sekundärer chemischer Veränderungen kann aus dem Gesteinschemismus sowie aus der Zusammensetzung von reliktischem Pyroxen ein tholeiitisches basaltisches Ausgangsmagma wahrscheinlich gemacht werden. Diese Aussage wird durch die Verteilung von als „immobil“ angesehenen Elementen Ti, Zr, P, Y, Nb gestützt. Zusätzlich ergibt sich aus der Verteilung dieser Elemente eine geotektonische Förderposition, welche Affinitäten zu ozeanischen-Rücken-Basalten bzw. „within-plate“-Basalten aufweist. Keine Affinität ist dagegen zu Basalten von ozeanischen Inselbögen bzw. aktiven Kontinentalrändern gegeben. Auch andere, bisher geochemisch ähnlich untersuchte Magmatite aus dem Raum Kärnten (LOESCHKE, 1973, 1975) und Steiermark (KOLMER, 1978) weisen letztere Affinität nicht auf. Aus diesen Ergebnissen und dem geologischen Befund wird für die Magmaförderung ein räumlich begrenztes marines Becken angenommen. Dies könnte in Zusammenhang mit einer durch aufsteigendes Mantelmaterial verursachten Zerrtektonik entstanden sein.

Der Mineralbestand der Metabasite zeigt typische Erscheinungsformen des submarinen Magmatismus, wie Verkieselung, Vererzung sowie Umwandlung der primär magmatischen Bestandteile bei abfallenden Temperaturen und Einwirkung von Lösungen (Autometamorphose). Der Temperaturbereich ist von einem hochtemperierten (möglicherweise noch spätmagmatischen) Stadium bis zu einem Be-

Adresse der Verfasser: * Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.
** Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

reich entsprechend der unteren Grünschieferfazies nachweisbar. Nach einer tektonischen Durchbewegung erfolgt eine regionalmetamorphe Prägung der Magmatite. Aus dem Auftreten von Stilpnomelan, phengit, Muskovit, Biotit (nicht mit Muskovit koexistierend), Chlorit, Aktinolith, Epidot bzw. dem Fehlen von Prehnit, Pumpellyit, Lawsonit ergeben sich Bildungstemperaturen von etwa 350–400° bzw. Bildungsdrucke von minimal 3 kb und maximal 4,5–8 kb. Diese regionalmetamorphen Bedingungen entsprechen damit der in den Metasedimenten der Nördlichen Grauwackenzone festgestellten jüngsten Prägung – vermutlich alpidischen Alters – und dem unteren Bereich der Grünschieferfazies (SCHRAMM, 1977).

Summary

During the initial stage of the Ordovician basic magmatism in the western part of the Northern Grauwackenzone volcanic breccias have been produced. According to the composition of these breccias a sialic basement was present at this stage. In the Zeller See area submarine extrusive volcanism with lava thickness of at least 1000 m is widespread. Differentiated sills, gabbros, pyroxenites and serpentinites are predominant in adjacent areas. Despite secondary alteration a tholeiitic basaltic magma type is indicated from whole rock chemistry, relictic pyroxene chemistry, and from variation diagrams of certain "immobile elements" (Ti, Zr, P, Y, Nb). From these diagrams additional information on the geotectonic setting of magmatism is gained. Affinities are shown with oceanic ridge basalts and "within plate basalts". No affinities however exist with basalts of oceanic island areas and active continental margins. Likewise the latter affinities are not indicated from geochemical data of other paleozoic basic magmatites in the Eastern Alps (LOESCHKE, 1973, 1975, KOLMER 1978). From these results and other geological arguments it is supposed that the magmatism of the Grauwackenzone has operated in an areally restricted marine basin, possibly as the result of extension tectonics in connection with ascending mantle material.

Mineral assemblages of the magmatic rocks give indications of processes due to submarine magmatism, i.e. chemical mobilisation, silica formation, ore deposition and breakdown reactions of primary magmatic minerals under conditions of falling temperatures and hydrothermal solutions (autometamorphism). A range from high to low metamorphic grade has been confirmed for metabasic rocks. The lack of corresponding high and medium grade metamorphic mineral assemblages in the metasediments of this area is in accordance with autometamorphism restricted to magmatic rocks. After deformation a later regional metamorphic event has produced stilpnomelane, phengitic muscovite, biotite (without coexisting muscovite), chlorite, albite, actinolite-tremolite. Together with the lack of prehnite, pumpellyite and lawsonite, physical conditions around 350–400° C, P) 3 kb and (4,5–8 kb can be deduced from experimentally studied mineral equilibria. Similar P-T-conditions of the lower greenschist facies are indicated from mineral assemblages in metasediments of the Grauwackenzone (SCHRAMM, 1977). At least parts of these low temperature assemblages are supposed to be products of an alpine regional metamorphic event.

Inhalt

1.	Einleitung	345
2.	Magmatische Gesteine	347
2.1	Mineralchemismus	348
3.	Metamorphose der magmatischen Gesteine	353
4.	Gesteinschemismus	359
5.	Diskussion	367
6.	Literatur	373

1. Einleitung

Im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Abb. 1) hat eine intensive Dehnungstektonik, die möglicherweise schon im hohen Kambrium einsetzte, zur Zerbrechung einer im Präkambrium gebildeten kontinentalen Kruste geführt. Zur Annahme einer präkambrischen Kruste zwingen die vielen Kristallinkomponenten mittel- bis hochgradiger Metamorphose, die in den tiefordovizischen Eruptivbreccien weit verbreitet sind. Von analoger Zusammensetzung sind die Breccien- und Konglomeratströme des tieferen Ordoviziums, die ebenso die Annahme einer kontinentalen Kruste im Untergrund der Grauwackenzone rechtfertigen.

Die im Zuge der Zerbrechung entstandenen Senken und Schwellen lassen eine deutliche N-S-Anordnung erkennen. Durch die rasche Absenkung einzelner Bereiche, insbesondere des Zeller Beckens, wurden die beim Zerbrechungsakt entstandenen Schuttströme in Richtung Becken bzw. Tiefschwellen verfrachtet. Die gleichzeitig damit einsetzende magmatische Aktivität führt im Schwellenbereich zur Förderung von Eruptivbreccien und Agglomeraten, mit einem hohen Anteil an Kristallinkomponenten. In den etwas tiefer abgesunkenen Schwellenbereichen dagegen kommt es zur Förderung von mächtigen Tuffen, während etwa synchron dazu in die Becken Laven ausfließen, deren Mächtigkeit 800 m überschreiten kann; vornehmlich handelt es sich hierbei um Pillow-Laven. Erst nach der Hauptförderung der Laven und Tuffe wird eine Intrusivphase spürbar, die sich in den Sedimenten bzw. pyroklastischen Abfolgen im wesentlichen in Form von Lagergängen (bis 60 m mächtig) zu erkennen gibt, in den Beckenbereichen dagegen die Laven diskordant durchsetzt. Die Lagergänge sind aber zum Teil über die Laven hinaus in die klastischen Sedimente eingedrungen, d. h. in Ablagerungen mit flyschähnlichem Charakter, die im Beckenbereich jedoch nie mit Tuffen oder Tuffiten vergesellschaftet sind. Das Fehlen von tuffogenen Einschaltungen im Becken wird dahingehend gedeutet, daß es keine Indizien für sich herausbildende Inselvulkane gibt, die mehr oder minder aperiodisch Vulkanoklastika in die Becken schütten müßten. Während die magmatische Aktivität nachließ, setzte im Caradoc eine starke Hebungphase ein, die zu einer Heraushebung der gesamten Beckenfüllung führte. Mit dieser einhergehend kam es zur Förderung saurer Laven (kaledonisches thermisches Ereignis), die sich nachweisbar auf etwa 300 km Länge (Ost-Westerstreckung) in Form von Ignimbriten rasch ausbreiten konnten. MOSTLER (1970) sah in diesem tektogenetischen Geschehen eine Äußerung der takonischen Phase, ohne daß es hierbei zu Verformungen orogener Natur ge-

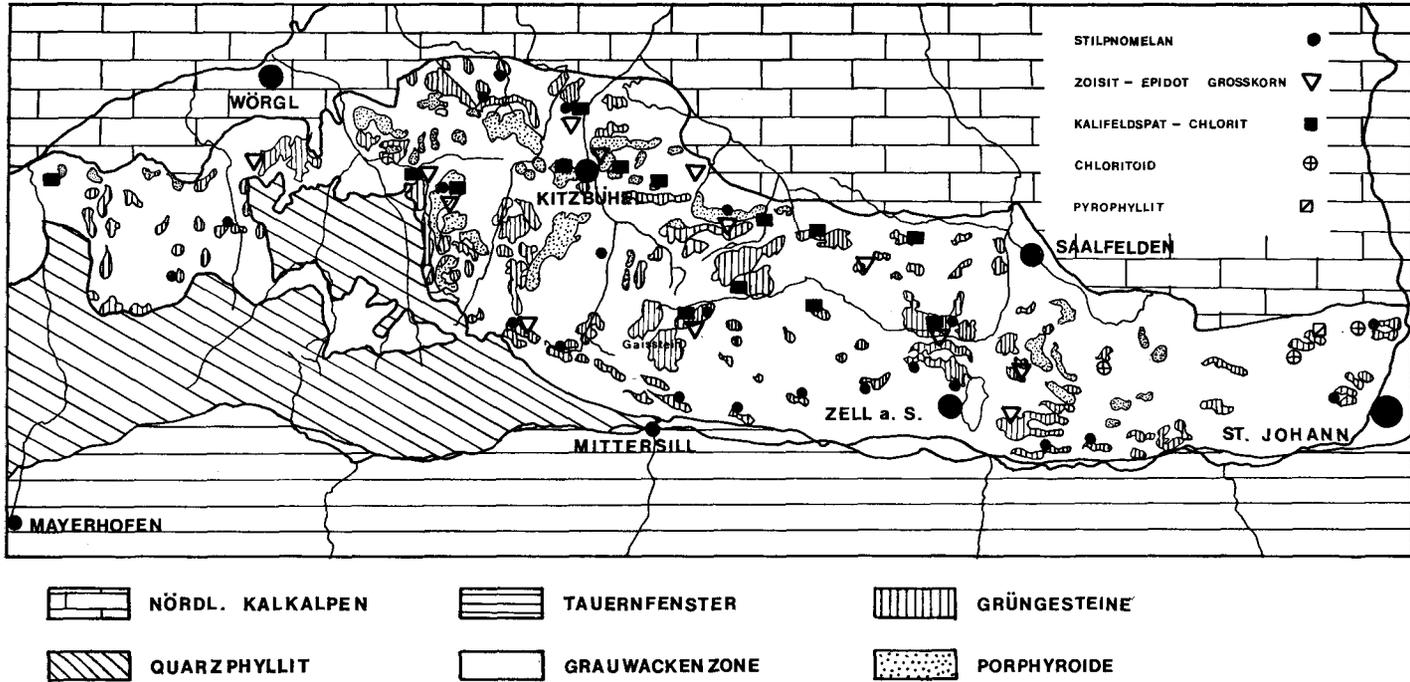


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Westendes der Nördlichen Grauwackenzone.

kommen ist. Die magmatischen Vorgänge im Beckenbereich, in Verbindung mit einer flyschoiden Sedimentation weisen auf Bedingungen hin, wie sie aus einer Reihe Taphrogeosynklinalen bekannt wurden. Der mit Heraushebung verbundene Umschwung setzt dem Taphrogeosynklinalladium ein plötzliches Ende und erst nach Konsolidierung der Ignimbritplatte kommt es über eine synsedimentäre Bruchtektonik zur Herausgestaltung eines neuen flachen Trops, womit der Beginn der eigentlichen variszischen Geosynklinale eingeleitet wurde.

Wie bereits erwähnt, sind es die basischen Magmatite, die unser Interesse ausgelöst haben, da diese am wenigsten metasomatisch verändert sind, von den stark vererzten Bereichen abgesehen. Es handelt sich hierbei um sehr kompakte Gesteine, deren Pillows zwischen Dezimeterbereich und Meterbereich liegen; die Zwickel sind im wesentlichen aus kieseligem Material, z. T. vermergt mit Karbonat zusammengesetzt. Sowohl Kieselsäure als auch das Karbonat sind chemogener Natur, während über den Pillow-Laven ortsweise hämatitisierte Kieselsäurekrusten (z. T. sehr manganreich) auftreten, und sich eindeutig als Radiolarite ausweisen haben lassen (H. MOSTLER, 1979). Die Pillows selbst weisen keine Gasblasen auf und entsprechen im Aufbau völlig den von DIETRICH (1968) beschriebenen Typen. Wie vergleichende Untersuchungen ergeben haben, sind sie vollkommen analog aufgebaut wie jene aus dem Apennin anlässlich einer Exkursion aufgesammelten Pillow-Laven.

Nach geophysikalischen Untersuchungen, speziell den Zeller Raum betreffend, sind unter den Pillow-Laven noch 500–800 m mächtige basische Magmatite zu erwarten, die möglicherweise das nächsttiefere Stockwerk einer Ophiolitsequenz repräsentieren. Die Verbindung von Pillow-Laven mit Radiolariten und Manganerzen könnte somit dem oberen Bereich einer ozeanischen Kruste entsprechen. Im westlich an das Zeller Becken anschließenden Bereich konnte eine Vergesellschaftung von Serpentiniten und Gabbros nachgewiesen werden, während Pillows in diesem Abschnitt fehlen. Vielmehr setzen darüber mächtige Tuffolgen auf. Die Serpentinite, die auf Peridotite zurückgehen, und die Gabbros mit ihren Kumulaten lassen auf tiefere Anteile einer ozeanischen Kruste schließen.

In den letzten Jahren haben zahlreiche geochemische Untersuchungen an rezenten basischen Magmen eine Abhängigkeit von der geotektonischen Förderposition erbracht. Ziel vorliegender Arbeit war es daher, diese geologischen Kriterien auf die basischen Magmatite der Grauwackenzone anzuwenden, und auf diese Weise ihre geotektonische Position näher zu beleuchten. Ein weiteres Anliegen betrifft die Intensität der Metamorphose dieser Magmatite, wobei sich an Hand der gut bekannten Metamorphosestadien von basischen Magmatiten eine relativ genaue Eingliederung ergeben sollte.

2. Magmatische Gesteine

Nach dem geologischen Verband und dem Gefüge zu schließen, handelt es sich um Lavaergüsse, zumeist konkordante Lagergänge und um Tuffe. Ehemalige Laven sind in wenigen Fällen noch an der Pillow-Struktur erkennbar. Häufig sind stark schwankende Proportionen von Klinopyroxen und Plagioklas als porphyrische Einsprenglinge. Die feinkörnige Grundmasse wird aus Klinopyroxen, Plagioklas

bzw. verschiedenen Anteilen von sekundär metamorph gebildeten Phasen wie Hornblende, Epidot, Chlorit, Titanit, Hellglimmer, Karbonaten und Erzmineralen gebildet. Magmatischer Plagioklas ist stets zu Albit umgewandelt, wobei Einschlüsse an Epidot, Hellglimmer und Karbonat gebildet werden. Klinopyroxen ist zum Teil noch „frisch“, in anderen Bereichen häufig zu Amphibolit, Biotit und Chlorit zersetzt.

Durch Kornvergrößerung sind Übergänge dieser Laven zu Lagergängen gegeben. Diese weisen ein körniges oder ophitisches Gefüge mit einigen mm großen Klinopyroxen + Plagioklas-Leisten auf. Pyroxen ist häufig von Amphibol korrodiert, wobei manchmal eine Abfolge Pyroxen-brauner-grüner-farbloser Amphibol zu beobachten ist. Seltener finden sich Gesteine, in denen überwiegend braune Hornblende neben wenig Klinopyroxen vorliegt. Ansonsten treten die gleichen, vorhin erwähnten metamorph neu gebildeten Minerale auf. Im räumlichen Verband mit diesen verbreiteten Gesteinstypen treten bereichsweise sehr klinopyroxenreiche und teilweise plagioklasfreie Gesteine auf („Pyroxenite“). Pyroxen wird auch hier randlich korrodiert, zumeist jedoch von farbloser Hornblende; daneben tritt viel Chlorit auf.

Ein dritter Typ von Lagergängen besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz („Granophyr“), wobei häufig Säume von Kalifeldspat um Plagioklas, Perthit sowie Myrmekitausbildung zu beobachten ist. Die primär magmatischen Feldspäte sind zu Albit bzw. Kalifeldspat mit jeweils $>95\%$ Endgliedanteil umgewandelt. Selten findet sich chloritisiertes Biotit. Als metamorphe Neubildungen treten Epidot, Hellglimmer, Chlorit, Calcit, Dolomit sowie manchmal Stilpnomelan auf.

Durch den räumlichen Verband und kontinuierliche Übergänge im Mineralbestand lassen sich diese drei Typen von Lagergängen als Produkte einer magmatischen Differentiation auffassen, mit einerseits basischen Kumulaten („Pyroxenite“) und andererseits SiO_2 - und alkalireichen Endgliedern („Granophyre“).

2.1 Mineralchemismus

Diese Daten wurden an einer automatisierten Mikrosonde ARL-SEM-Q in Verbindung mit dem Korrekturverfahren von BENCE & ALBEE (1968) bzw. Korrekturkoeffizienten nach ALBEE & RAY (1970) gewonnen.

Klinopyroxenzusammensetzung

Ausgewählte Analysen sind in Tab. 1 zusammengestellt. Im $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} : \text{Fe} + \text{Mn} : \text{Mg}$ -Diagramm, Abb. 2, ist an Hand der verbundenen Punkte einiger zonierter Pyroxene ein Differentiationsverlauf zu erkennen, welcher teilweise durch Rekurrenzen unterbrochen wird, aber im wesentlichen einer Fe-Anreicherung entspricht. Nach LE BAS (1962) entspricht der Hauptteil der Analysen dem Feld C (Pyroxene aus Nichtalkaligesteinen, d. h. tholeiitische, Kalk-Alkali- sowie high alumina-Reihe), ein kleinerer Teil fällt in das Feld B (Normalalkaligesteine), keine Analysen in das Feld A (Peralkaligesteine). Der Hinweis auf ein nicht alkalisches Ausgangsmagma dieser Pyroxene wird durch die frühen Kristallisationsstadien (stets in Feld C) noch verstärkt. Weitere Aussagen über das $\text{TiO}_2 : \text{Al}^{\text{IV}}$ -

	Kl-Pyroxen C 63 (Rand)	Kl-Pyroxen C 63 (Kern)	Kl-Pyroxen C 65	Kl-Pyroxen C 61	Kl-Pyroxen HM 36	Chlorit C 56	Chlorit SB 5	Epidot T 65
SiO ₂	49,5	48,10	52,6	50,1	50,4	27,3	25,4	36,7
Al ₂ O ₃	3,40	4,10	3,80	2,93	3,30	19,7	18,8	24,3
TiO ₂	0,67	1,06	0,78	0,79	1,59	0,03	0,11	0,02
Cr ₂ O ₃ x	0,14	0,23	0,71	0,48	0,07	-	0,14	0,02
Fe ₂ O ₃	9,3	6,2	5,4	6,1	7,5	28,9	29,9	11,0
MnO	0,14	0,14	0,13	0,16	0,18	0,42	0,42	0,18
MgO	16,3	15,7	16,4	16,1	14,9	14,3	11,7	0,05
CaO	20,7	22,7	19,2	22,1	21,5	0,02	0,29	21,3
Na ₂ O	0,42	0,33	0,29	0,28	0,31	0,02	0,16	-
K ₂ O	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,01
	100,64	98,58	99,33	99,06	99,77	90,72	86,98	93,58
Si	1,845	1,819	1,926	1,875	1,877	5,647	5,570	3,003
Al ^{IV}	0,149	0,181	0,074	0,125	0,123	2,353	2,430	-
Al ^{VI}	-	0,002	0,090	0,004	0,022	2,447	2,430	2,343
Ti	0,019	0,030	0,022	0,022	0,045	0,005	0,018	0,001
Cr	0,004	0,007	0,021	0,014	0,002	-	0,024	-
Fe	0,290	0,196	0,165	0,191	0,234	5,001	5,484	0,762
Mn	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,073	0,078	0,013
Mg	0,905	0,885	0,895	0,898	0,827	4,408	3,824	0,006
Ca	0,827	0,920	0,753	0,868	0,858	0,004	0,068	1,867
Na	0,030	0,024	0,021	0,020	0,025	0,008	0,068	-
K	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,008	0,017	-
Summe	4,076	4,069	3,972	4,041	4,017	19,956	20,011	7,995
Anzahl O	6	6	6	6	6	28	28	12,5

Tab. 1: Mineralanalysen

x Fe₂O₃ als Gesamteisen

	Kl-Amphibol braun (X 5)		Kl-Amphibol grün(HM 18)		Kl-Amphibol grün (FW 1)		Kl-Amphibol fb.los (X8)		Kl-Amphibol fb.los(C65)		Muskovit Stb. 2 V 28		Muskovit V 28		Stilpnomelan HM 45	
SiO ₂	41,6	46,5	48,4	57,0	55,5	47,8	48,0	48,7								
Al ₂ O ₃	12,00	5,30	4,00	0,07	0,89	27,6	27,6	6,70								
TiO ₂	5,00	1,33	0,94	0,03	-	0,04	-	0,02								
Cr ₂ O ₃	0,92	-	0,01	-	-	-	0,01	0,01								
Fe ₂ O ₃	8,30	17,30	21,90	5,94	11,40	4,00	4,20	25,50								
MnO	0,11	0,36	0,39	0,13	0,19	0,03	0,06	0,56								
MgO	13,8	12,3	10,9	21,1	17,0	2,93	2,61	7,80								
CaO	11,1	10,4	9,2	12,8	10,8	0,13	0,03	0,27								
Na ₂ O	2,77	2,30	1,91	0,28	0,57	0,08	0,11	0,28								
K ₂ O	0,79	0,76	0,76	0,11	0,08	10,80	10,70	0,76								
	96,39	96,56	98,52	97,46	96,43	93,41	93,33	90,60								
Si	6,145	7,052	7,285	7,895	7,916	3,270	3,291	8,0								
Al ^{IV}	1,855	0,948	0,709	0,105	0,084	0,730	0,709	-								
Al ^{VI}	0,232	-	-	0,009	0,065	1,490	1,581	1,299								
Ti	0,556	0,151	0,106	0,003	-	0,002	-	0,004								
Cr	0,107	-	0,001	-	-	-	0,002	-								
Fe	1,025	2,181	2,757	0,636	1,300	0,229	0,217	3,502								
Mn	0,014	0,046	0,050	0,015	0,002	0,002	0,004	0,079								
Mg	3,038	2,780	2,445	4,355	3,614	0,298	0,267	1,909								
Ca	1,760	1,690	1,484	1,900	1,650	0,010	0,002	0,047								
Na	0,793	0,676	0,557	0,075	0,158	0,011	0,015	0,091								
K	0,148	0,146	0,145	0,019	0,014	0,945	0,935	0,157								
Summe	15,672	15,670	15,541	15,012	14,803	6,987	7,023	15,088								
Anzahl O	23	23	23	23	23	11	11	8								

Tab. 1: Mineralanalysen (1. Fortsetzung)

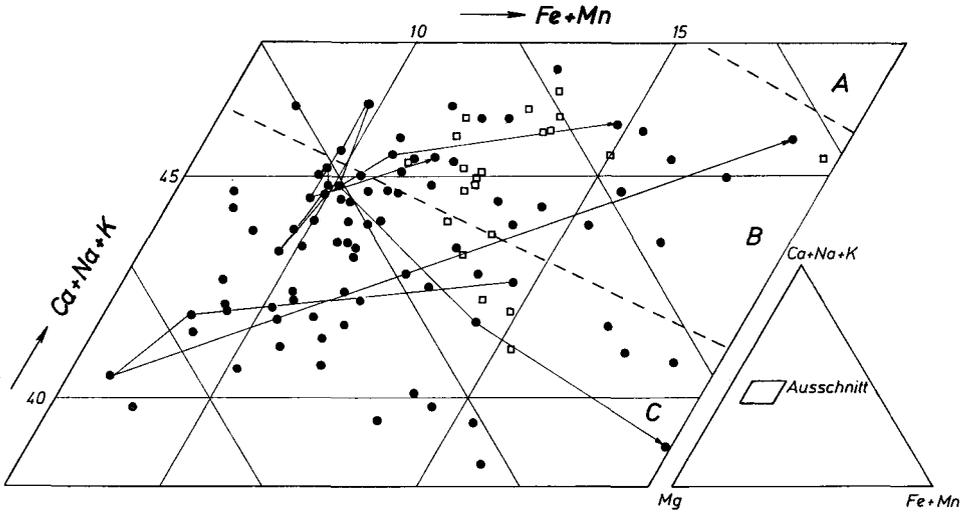


Abb. 2: $Ca+Na+K:Fe+Mn:Mg$ -Diagramm für Klinopyroxene; Felderteilung mit gestrichelten Linien nach LE BAS (1962); C: Zusammensetzung für Pyroxene aus Nichtalkaligesteinen (tholeit., Kalk-Alkali, High Alumina-Reihe), B: Normalalkalreihe, A: Peralkalreihe. Punkte: Pyroxene aus Laven; Quadrate: Pyroxene aus Lagergängen. Pfeile zeigen Zusammensetzung vom Kern zum Rand hin an.

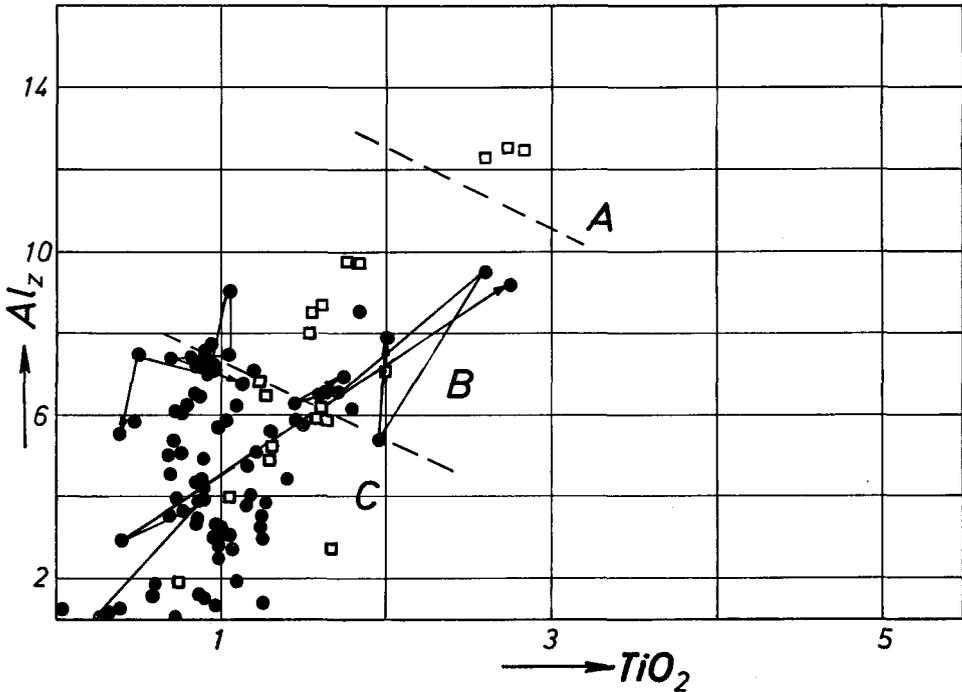


Abb. 3: $TiO_2:Al^V$ -Diagramm nach LE BAS (1962); $Al_Z = Al^{IV} \cdot 100 / Al^{IV} + Si^{IV}$; Bereiche A, B, C wie in Abb. 2.

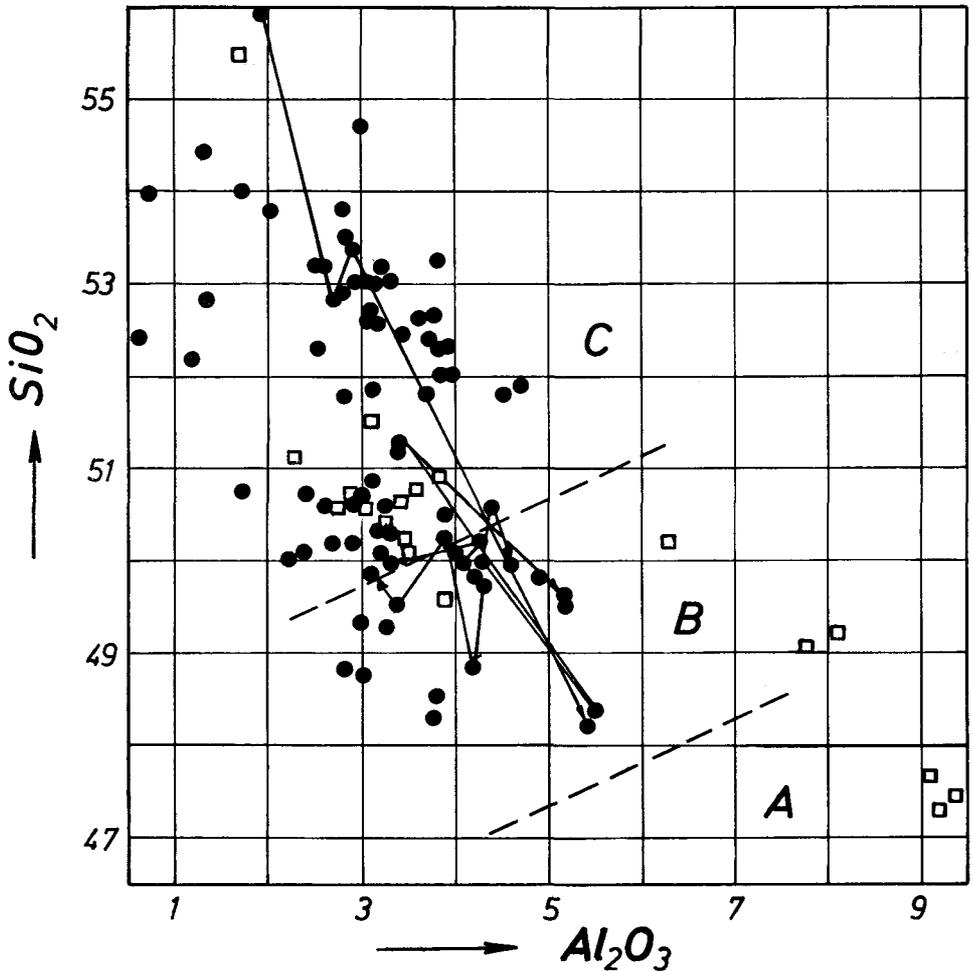


Abb. 4: SiO_2 : Al_2O_3 -Diagramm für Klinopyroxene nach LE BAS (1962); Bereiche A, B, C wie in Abb. 2.

bzw. das SiO_2 : Al_2O_3 -Diagramm, Abb. 3–4, bestätigen die Häufung in dem Bereich nicht alkalischer Ausgangsmagmen bzw. ein Hineinreichen in den Bereich alkalischer Typen. Eine Korrelation von Pyroxenchemismus-Magmentyp aufgrund dieser Diagramme muß allerdings mit Vorbehalten betrachtet werden. So gibt BARRON (1976) Analysen von Klinopyroxen an, welche im Diagramm entsprechend Abb. 2, in den Bereich B (alkalische Gesteine) fallen; Ti-, Ca-, Cr-Gehalte dieser Klinopyroxene sowie andere Hinweise sprechen dagegen für einen nicht alkalischen Magmentyp der Kalk-Alkalreihe. GIBB (1973) beschrieb Pyroxene aus einem einheitlichen Lavastrom und einer Streuung über alle drei Felder des SiO_2 : Al_2O_3 -Diagramms. Schließlich ist von MEVEL & VELDE (1976) hingewiesen worden, daß verschiedene Abkühlgeschwindigkeiten bei identischer Magmenzusammensetzung zu chemisch verschiedenen d. h. teilweise metastabilen

Pyroxenen führen können. Trotz dieser Vorbehalte läßt sich aus den vorliegenden Daten doch ein überwiegend nicht alkalisches Stammagma ableiten.

Von NISBET & PEARCE (1977) ist neuerdings versucht worden, über den Pyroxenchemismus Aussagen zur tektonischen Förderposition des Magmas zu machen. Die in das vorgeschlagene $TiO_2:MnO:Na_2O$ -Diagramm eingetragenen Werte liegen jedoch fast ausnahmslos in einem Bereich, in dem sich die verschiedenen tektonischen Förderpositionen überlappen. Spezifische Angaben sind daher nicht möglich.

Klinoamphibolzusammensetzung

Analysen der drei verschiedenen Arten von Amphibol sind in Tab. 1 angeführt, ferner im $Al^{IV}:Na+K$ -Diagramm, Abb. 5, aufgetragen. Aus diesen Daten ergeben sich für den braunen Typ hohe Ti-, Al- und Alkaligehalte und damit eine Be-

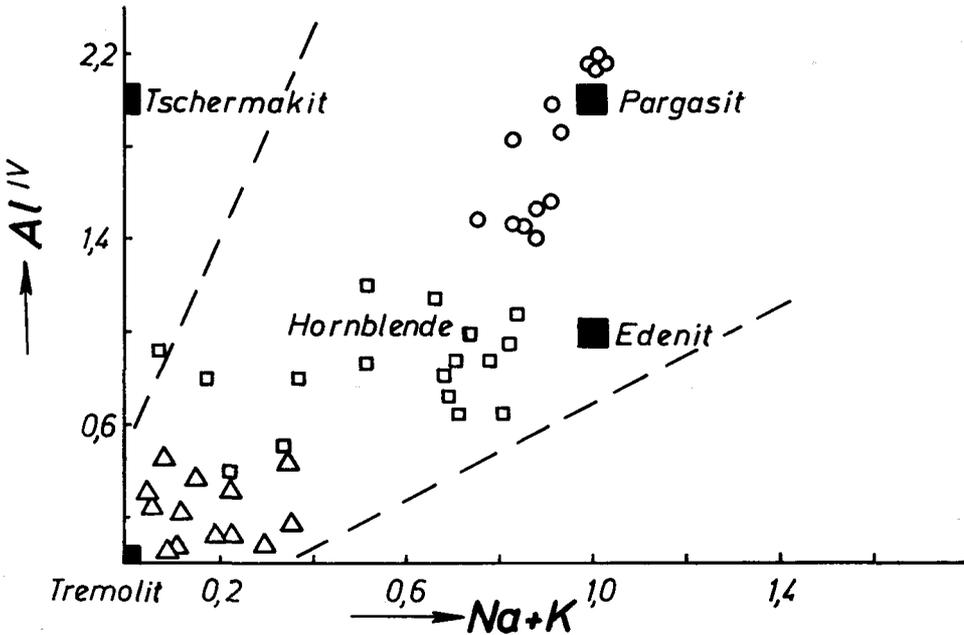


Abb. 5: Zusammensetzung von Klinoamphibolen im $Na+K:Al^{IV}$ -Diagramm nach DEER et al. (1963). Kreise: braune; Quadrate: grüne; Dreiecke: farblose Hornblenden aus Magmatiten der Grauwackenzone.

zeichnung als pargasitisch-kaersutitische Hornblende. Die Analysen der einerseits als Saum um braune Hornblende, andererseits auch in der Grundmasse vorkommenden grünen Typen entsprechen in etwa den Zusammensetzungen von Hornblenden aus mittelgradig metamorphen Amphiboliten. Die farblosen Amphibole mit geringen Ti-, Al- und Alkaligehalten kommen der Tremolit-Aktinolithreihe nahe.

3. Metamorphose der magmatischen Gesteine

Die basischen Gesteine enthalten im wesentlichen den folgenden Mineralbestand: Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith, Quarz, Calcit, Titanit, Erzminerale.

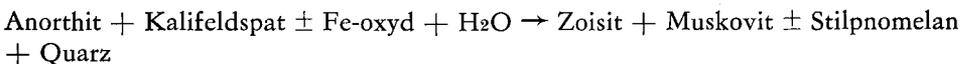
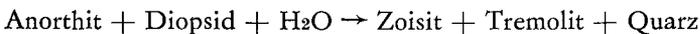
Dazu treten wechselnde Anteile von Augit, Hornblende und Biotit. Wenngleich auch manchmal eine räumliche Separierung des Stoffbestands durch postmagmatische Prozesse zu beobachten ist, so können alle vorhin genannten Minerale als Berührungsparagenesen gelten.

In den „Pyroxeniten“ treten vorwiegend Klinopyroxen, Hornblende-Aktinolith-Tremolit sowie Chlorit auf.

Der Mineralbestand der „Granophyre“ ist: Albit, Kalifeldspat, Quarz, phengitischer Muskovit, Chlorit, Stilpnomelan und untergeordnete Anteile von Epidot, Calcit, Dolomit, Titanit, Erzmineralen. Auch hier treten alle genannten Minerale in lokal wechselnden Kombinationen als Berührungsparagenesen auf.

Chemische Zusammensetzungen einiger ausgewählter Minerale sind in Tab. 1 angegeben.

Der primär magmatische Mineralbestand ist somit weitgehend durch spätere metamorphe Reaktionen verändert worden. Vereinfacht können einige Beziehungen formuliert werden:



Einige weitere Zerfallsreaktionen können etwa aus dem Abbau von Biotit zu Chlorit bzw. Erzmineralen gefolgert werden.

Pseudomorphosen von Chlorit-Serpentin dürften vermutlich auf ursprünglichen Orthopyroxen oder Olivin zurückzuführen sein, eine Entscheidung über das Ausgangsmaterial ist durch das Fehlen von Relikten nicht möglich.

Diese Mineralparagenesen lassen nach Vergleich mit den gut bekannten Metamorphosestadien basischer Gesteine auf Bedingungen des unteren Bereichs der Grünschieferfazies bzw. des low grade stage (WINKLER, 1976) schließen. Einige experimentell bekannte Reaktionen, welche diese P-T-Bedingungen näher einschränken, sind in Abb. 6 zusammengestellt. Für die vorliegenden Gesteine ergeben sich aus dem weit verbreiteten Auftreten von Epidot + Aktinolith, zusammen mit dem offenbaren Fehlen von Pumpellyit und Prehnit, Temperaturen, welche oberhalb der von NITSCH (1971) bei ca. 350° C experimentell gefundenen Stabilitätsgrenzen von Pumpellyit bzw. Prehnit zusammen mit Chlorit und Quarz liegen.

Diese Phasengrenzen sind insbesondere in ihrem Verlauf bei niedrigen Drucken nur annähernd bekannt. Sie können u. a. durch einen von den Versuchssubstanzen abweichenden Mineralchemismus verschoben werden. Durch die in den Versuchen von NITSCH verwendeten Mischungen natürlicher Minerale dürften diese Phasengrenzen jedoch als eine erste Annäherung an die Verhältnisse in natürlichen Gesteinen gelten.

Der Einfluß einer metamorphen Gasphase, welche außer Wasser noch andere Komponenten enthält, ist für diese Reaktion noch nicht experimentell bearbeitet. Das in den vorliegenden Metabasiten häufige Auftreten von Karbonatmineralen spricht jedoch für die Anwesenheit von CO₂ neben H₂O. Aus dem ACF-

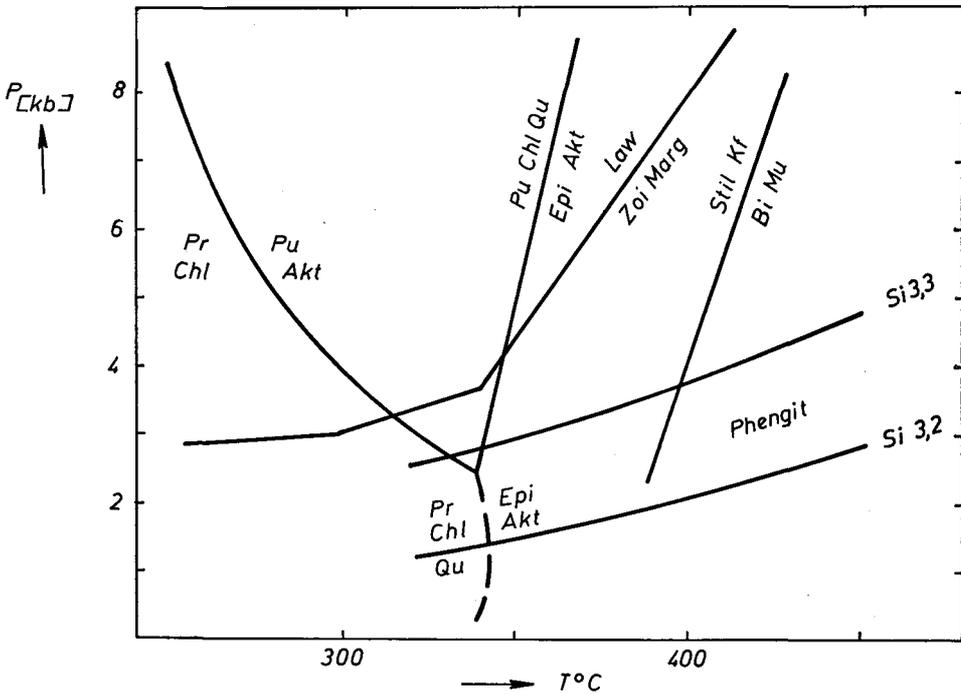


Abb. 6: P-T-Bedingungen einiger exp. bestimmter Mineralreaktionen nach NITSCH (1970, 1971), VELDE (1965) siehe Text.

Diagramm, Abb. 7, ist zu ersehen, daß bei CO_2 -Anwesenheit anstelle von Epidot+Aktinolith die in unseren Metabasiten häufig zusätzliche Paragenese Chlorit+Calcit/Dolomit+Quarz auftreten kann. Vernachlässigt man zunächst die Mischkristallbildung und bezieht sich auf reine Mg-hältige Minerale, so ergeben sich die in Abb. 7 schematisch dargestellten Beziehungen in einem isobaren T-, XCO_2 -Diagramm. Aus bisherigen noch unveröffentlichten experimentellen Daten von HOSCHEK ergibt sich eine Reaktionsbeziehung Chlorit+Calcit+Quarz = Tremolit+Anorthit bzw. Talk+Anorthit bei 4 kb und 450–500°C. Die rechnerische Extrapolation dieser Phasengrenze zu niedrigeren Temperaturen ergibt für den Bereich unterhalb 400°C sehr niedrige CO_2 -Gehalte von maximal wenigen Mol%. Somit wird bei diesen niedrigen Temperaturen der Abbau von Chlorit+Calcit+Quarz zu Tremolit+Zoisit erfolgen. Durch die sehr niedrigen CO_2 -Gehalte bedingt ist die Temperaturniedrigung der Reaktion Pumpellyit+Chlorit+Quarz = Tremolit+Zoisit+ H_2O von einer reinen H_2O -Gasphase bis hin zum isobar invarianten Punkt vernachlässigbar klein. Auch durch die in natürlichen Mineralen zu berücksichtigende Mischkristallbildung kann diese Schlußfolgerung nicht wesentlich geändert werden.

Weitere Hinweise auf eine sehr wasserreiche Gasphase in den Metabasiten ergeben Vergleiche mit experimentellen Bestimmungen der Reaktion Zoisit+ CO_2 = Anorthit+Calcit+ H_2O (STORRE & NITSCH, 1972; JOHANNES &

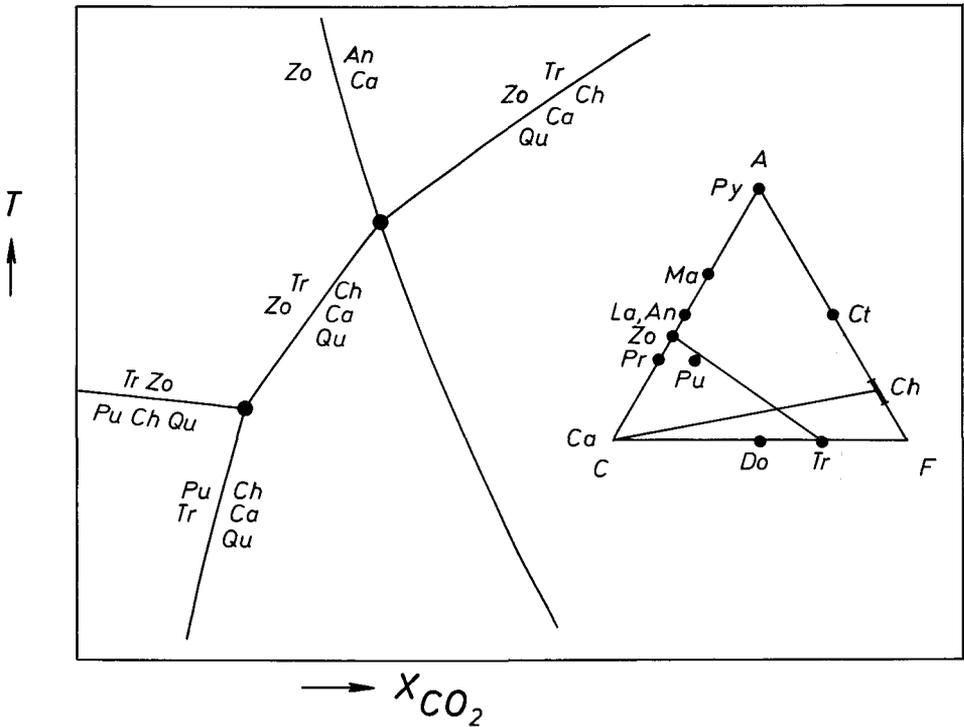


Abb. 7: ACF-Diagramm und schematisches isobares T-, X_{CO_2} -Diagramm für den Bereich der unteren Grünschieferfazies (Korrektur: Im mittleren oberen Feld An statt Zo).

ORVILLE, 1972). Die bei niedrigen Temperaturen auftretenden Phasenbeziehungen zu Margarit sind in Abb. 7 aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht eingezeichnet. Die Verschiebung dieser Phasengrenze unter Berücksichtigung des Chemismus der vorliegenden natürlichen Minerale wurde unter der Annahme idealer Mischkristalle berechnet und ergab für den hier anzunehmenden P-T-Bereich ($P < 7$ kb, $T > 350^\circ$) eine Gasphase mit stets > 90 Mol% H_2O . Ferner zeigt das häufige Auftreten von Titanit im Verein mit dem Fehlen von Rutil+Calcit+Quarz, daß die kürzlich von HUNT & KERRICK (1977) neu bestimmte Phasengrenze minimale H_2O -Werte abschätzen läßt. Für den hier anzunehmenden P-T-Bereich, d. h. $P < 3$ kb und $T < 400^\circ$ ergeben sich ebenfalls minimale H_2O -Gehalte von 90 Mol%. Eine weitere Paragenese, nämlich Kalifeldspat+Dolomit tritt lokal auf und zeigt im Verein mit experimentellen Bestimmungen zur Phasengrenze Kalifeldspat+Dolomit = Biotit+Calcit (PUHAN & JOHANNES, 1974; PUHAN, 1978), daß für die angenommenen P-T-Bedingungen CO_2 -Gehalte von wenigen Mol% zum Auftreten der Kalifeldspat+Dolomit-Paragenese ausreichen.

Das häufige Auftreten von Fe^{3+} -haltigen Mineralen (Magnetit, Hämatit, Epidot) sowie Fehlen von graphitischer Substanz deutet darauf hin, daß Bestandteile wie CO , CH_4 gegenüber den Hauptkomponenten H_2O und CO_2 nur sehr unter-

geordnet auftreten können (EUGSTER & SKIPPEN, 1967; OHMOTO & KERRICK, 1977).

Insgesamt lassen sich also aus diesen Angaben für die vorliegenden Gesteine sehr wasserreiche metamorphe Porenflüssigkeiten ableiten mit minimalen Anteilen von 90 Mol% H₂O. Diese sehr geringen Abweichungen von den Bedingungen einer reinen H₂O-Gasphase werden daher nur eine unwesentliche Verschiebung der in Abb. 6 gezeigten Phasengrenzen zu niedrigeren Temperaturen bedingen.

Eine Abschätzung der maximalen metamorphen Temperaturen für die vorhin gegebenen verbreiteten Paragenesen folgt u. a. aus der häufigen Koexistenz von Stilpnomelan+Kalifeldspat. Die in Abb. 6 nach experimentellen Daten von NITSCH (1970) eingetragene Phasengrenze um etwa 400°C sollte demnach nicht überschritten worden sein. Auch das häufige Auftreten von Chlorit+Kalifeldspat weist nach experimentellen Daten von HOSCHEK (1973) darauf hin, daß Werte um etwa 450°C nicht erreicht worden sind. In beiden Fällen werden aus den jeweiligen Tieftemperaturparagenesen Biotit+Muskovit gebildet. Diese Paragenese konnte im Untersuchungsgebiet nicht als stabil festgestellt werden. Biotit tritt, wie schon erwähnt, reliktsch auf und ist meist in Umwandlung zu Chlorit bzw. Erzmineralen begriffen. Daneben treten in wenigen Gesteinen sowohl braune als auch grüne Biotite auf, die offenbar stabil mit Chlorit, nicht jedoch mit Hellglimmer koexistieren. Die Stabilität von isoliertem Biotit bzw. Biotit mit Chlorit reicht zu tieferen Temperaturen als die Stabilität von Biotit+Muskovit. Aus zahlreichen petrographischen Daten und phasentheoretischen Überlegungen ergibt sich nach BROWN (1975) eine Reihe von Reaktionen, durch die Biotit bei der aufsteigenden Metamorphose gebildet wird. Unter anderem wird als relativ niedrigsttemperierte Reaktion im wesentlichen ablaufen: Chlorit+Kalifeldspat+Stilpnomelan+Magnetit+Quarz = Biotit+H₂O, und erst bei höheren Temperaturen Chlorit+Kalifeldspat+Magnetit+Quarz = Biotit+Muskovit/H₂O. Aus den Ergebnissen der Studien von BROWN ergibt sich eine gewisse Diskrepanz zu den experimentellen Angaben von NITSCH, doch dürfte dies in der chemisch sehr variablen Zusammensetzung von Stilpnomelan und der damit verbundenen Änderung der Reaktionsbeziehungen begründet sein.

Das Auftreten von Biotit bereits vor Beginn der eigentlichen „Biotitzone“ (d. h. Biotit+Muskovit-Zone) ist daher durch einen spezifischen Al-armen Gesteinschemismus bedingt und petrographisch gut belegt. Nach Beobachtungen von FREY (1973) und SEKI et al. (1969) kann Biotit sogar schon bei den relativ niedrigen Temperaturen der Pumpellyitzone auftreten. Wie auch in dem Fall der Metabasite der Grauwackenzone werden für solche tieftemperierten Biotite von FREY sowohl braune als auch grüne Farbtöne angegeben. Der mit steigenden Temperaturen bekannte Trend zu intensiverer Braunfärbung infolge gesteigertem Ti-Einbau kann also bei den tieftemperierten und sehr Ti-armen Biotiten durch erhöhten Fe-Einbau ebenfalls hervorgerufen werden.

Zusammenfassend lassen sich damit für den Untersuchungsbereich metamorphe Temperaturen im Bereich von etwa 350–400°C ableiten, d. h. zwischen den Bereichen der Prehnit-Pumpellyit-Fazies und der Biotitzone der mittleren Grünschieferfazies.

Dieser Temperaturbereich stimmt gut mit den petrographischen Angaben über die Metasedimente der Grauwackenzone überein (BAUER et al., 1969). Der nach den Untersuchungen von SCHRAMM (1977) festgestellte Pyrophyllit weist auf Mindesttemperaturen von ca. 360–375° bei 3–4 kb hin (THOMPSON, 1970), für das Auftreten von Paragonit dürften nach experimentellen Daten von CHATTERJEE (1973) Temperaturen von oberhalb 330° anzunehmen sein. Maximale Temperaturen in den Paragenesen der Metasedimente sind analog zur vorhergehenden Diskussion aus dem Auftreten von Stilpnomelan bzw. dem Fehlen von Biotit+Muskovit zu erschließen. Auch der bei ca. 425° und 3–4 kb erfolgende Abbau von Pyrophyllit (WINKLER 1974) ergibt eine maximale Temperaturangabe. Schließlich weisen damit übereinstimmend die Werte der Illitkristallinität nach den Daten von SCHRAMM auf Temperaturbedingungen der unteren Grünschieferfazies hin.

Für den Druck läßt sich nur eine grobe Abschätzung der Mindestwerte an Hand der experimentellen Daten zur Stabilität von phengitischem Muskovit geben (VELDE, 1965, 1967). Nach den hier vorliegenden Mineralanalysen liegt die Besetzung der tetraedrischen Position im Bereich $Si_{3,06-3,30}$. Die Stabilitätsgrenzen von phengitischen Muskoviten sind in Abb. 6 eingetragen. Aus dem Fehlen der bei höheren Temperaturen gebildeten Abbauparagenesen Biotit+Muskovit+Kalifeldspat ergeben sich für den hier abgeleiteten Temperaturbereich von etwa 350–400° minimale Drucke von ca. 3 kb. Eine obere Druckbegrenzung wird durch die Stabilitätsgrenze von Lawsonit gegeben. Sie beträgt ca. 4,5 kb bei 350° bzw. ca. 8 kb bei 400°. Bei Annahme von Drucken im Bereich 3–4 kb würde dies eine Überlagerung von ca. 10–15 km zum Zeitpunkt der Metamorphose bedeuten. Diese P-T-Bedingungen gelten jedoch nur für die dominierende letzte metamorphe Phase, vermutlich alpinen Alters. Hinweise auf frühere und höher temperierte Stadien sind jedoch aus dem Mineralbestand der Metabasite zu ersehen, insbesondere durch die bereits erwähnten Verdrängungen von Klinopyroxen durch Amphibol. Die P-T-Bedingungen für das Auftreten von Al- und alkalihaltigem Ca-Amphibol (gemeine grüne Hornblende) anstelle von Tremolit-Aktinolith entsprechen nach petrographischen Daten dem oberen Bereich des low grade stage (WINKLER, 1976).

Die vorhin gegebene Charakterisierung des Chemismus der drei Amphiboltypen weist alle drei als Ca-Amphibole aus. Der sehr starke Anstieg der Gehalte von Alkalien, Al, Ti von den relativ farblosen Typen (Tremolit-Aktinolith) über grüne Hornblende zu brauner Hornblende weist nach petrographischen Vergleichen auf eine ansteigende Bildungstemperatur hin. Nach WINKLER (1976) liegt der Übergang von Tremolit-Aktinolith zu Hornblende im oberen Bereich des low grade-Stadiums. Nach experimentellen Daten zur Phasengrenze Grünschiefer-Amphibolit in Gesteinen mit basaltischem Chemismus (LIOU et al., 1974) kann ein Temperaturbereich von ca. 500°C für den Übergang von Al-armen Aktinolith zu Al-reicher Hornblende angegeben werden. Für die braune Hornblende muß eine noch höhere Temperatur angenommen werden. Hierbei wäre auch eine zum Teil bereits primär magmatische Bildung in einem späteren Kristallisationsstadium unter Wasseranreicherung nicht auszuschließen. Ihre Zusammensetzung entspricht nach JAKES & WHITE (1972) den Amphibolen von Kalk-Alkali-

gesteinen ozeanischer Inselbögen. Demgegenüber finden sich bei den hier vorkommenden Hornblenden keine der sonst so häufigen opazitischen Korrosionsränder primärer magmatischer Amphibole. Auffallend ist ferner die Korrosion von Klinopyroxen durch braune Hornblende, wobei alle Stadien bis zu einer völligen Verdrängung zu beobachten sind. Eine Bildung von brauner Hornblende im hochtemperierten sub solidus-Bereich und unter Zufuhr von Wasser kann somit ebenfalls denkbar sein. Ähnliche Verdrängungsreaktionen von Klinopyroxen durch braune, grüne und farblose Amphibole sind aus hochtemperierten hydrothermalen Kontaktbereichen ozeanischer Rückengebiete beschrieben bzw. als sub solidus-Reaktionen interpretiert worden (BONATTI et al., 1975; HODGES & PAPIKE, 1976; STERN et al., 1976). Änderungen im Chemismus von Biotit in Abhängigkeit von den P-T-Bildungsbedingungen sind petrographisch bekannt. Insbesondere kann der relativ hohe Ti-Gehalt der reliktschen Biotite, verglichen mit den niedrigen Ti-Werten der vermutlich neben Chlorit stabil gebildeten Biotite als ein Hinweis auf höhere Bildungstemperaturen gewertet werden.

Eine Abklärung der Frage, ob dieses ältere, höher temperierte metamorphe Stadium nun tatsächlich durch eine hydrothermale Autometamorphose im Zuge des magmatischen Abkühlstadiums hervorgerufen worden ist, oder eventuell durch eine ältere höher temperierte Regionalmetamorphose, läßt sich aus dem Vergleich mit den Metasedimenten des Untersuchungsgebietes geben. Wie schon erwähnt, ergeben die Mineralparagenesen in diesen Gesteinen eine Bildungstemperatur von ca. 350–425°, d. h. in etwa der gleiche Bereich, der auch für den überwiegenden metamorphen Mineralbestand der Metabasite anzunehmen ist. Temperaturen um 500°, wie sie in den Metabasiten durch das Auftreten von grüner Hornblende anzunehmen sind, bzw. noch höhere, durch das Auftreten von brauner Hornblende dokumentierte Temperaturen, hätten in den Metasedimenten zur verbreiteten Bildung von Biotit und Granat geführt. Solche Minerale sind jedoch nicht einmal in Relikten in den Grauwackenschiefern festzustellen. Aus diesen Beobachtungen lassen sich daher folgende Schlußfolgerungen ziehen:

1) Im Zuge des späteren Kristallisationsstadiums bzw. der anschließenden Abkühlung wird der primäre magmatische Mineralbestand durch Wasserzufuhr umgebildet, wobei vermutlich eine mehr oder minder kontinuierliche Mineralabfolge bis zu niedrigen Temperaturen der Zeolithfazies resultierte.

2) Durch eine spätere Regionalmetamorphose wurde dieser autometamorph entstandene Mineralbestand in den Metabasiten den Bedingungen der unteren Grünschieferfazies angeglichen.

3) Eine eventuell bereits vor der letzten (vermutlich alpidischen) Metamorphose wirksame Regionalmetamorphose kann über die P-T-Bedingungen dieser unteren Grünschieferfazies nicht hinausgegangen sein.

4. Gesteinschemismus

Die Hauptelemente wurden mit der Mikrosonde bestimmt. Dabei wurden jeweils mehrere Bereiche an Gläsern aus Gestein+Lithiumtetraborat vermessen und mit entsprechenden Standardgesteinsgläsern (U.S. Geol. Survey, C.R.P.G. – Nancy, Q.M.C. – London).

	EB 37	SB 33	HM 122	MI	HA 2	SB 4	SB 87
SiO ₂	49,00	50,00	50,10	50,96	51,34	53,45	55,00
TiO ₂	1,54	1,45	1,51	1,78	2,28	2,23	1,38
Al ₂ O ₃	13,40	14,40	14,00	13,17	14,87	13,81	13,28
Fe ₂ O ₃ ^x	10,80	10,00	9,90	10,49	9,41	10,92	8,03
MnO	0,19	0,22	0,18	0,14	0,20	0,16	0,17
MgO	7,80	6,17	7,10	5,89	6,25	5,61	7,00
CaO	6,70	8,30	10,97	8,67	7,84	6,31	8,77
Na ₂ O	4,36	4,10	3,05	4,28	3,80	4,68	3,20
K ₂ O	0,14	0,81	0,26	0,63	0,05	0,16	0,49
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,17	0,20	0,20	0,26	0,15
Glühverlust	6,02	4,32	2,74	4,04	4,04	2,60	2,61
	100,15	99,95	99,98	100,25	100,28	100,19	100,22
Ti (ppm)	9200	8700	9020	10700	13700	13400	8300
P ₂ O ₅	2000	2200	1700	2000	2000	2600	1500
Zr	75	140	n.b.	106	133	132	81
Y	29	50	n.b.	33	42	55	25
Nb	8	20	n.b.	18	19	16	9

^x Fe₂O₃ als Gesamteisen

Tab. 2: Gesteinsanalysen

Zr, Y und Nb wurden mittels RFA bestimmt.

Die Zusammensetzungen einiger ausgewählter Gesteine sind in Tab. 2–3 zusammengestellt.

Vor einem Vergleich dieser Werte mit denen von frischen rezenten Magmatiten muß allerdings der veränderte Chemismus der vorliegenden Gesteine in Betracht gezogen werden. Mehrere Prozesse können für diese Veränderungen verantwortlich sein. a) Gesteins- Meerwasserverwitterung. Von zahlreichen Autoren ist hiebei vor allem Hydratisierung, Oxidation, Zufuhr von Alkalien und Abfuhr von SiO₂ gefunden worden (u. a. HARTE, 1970; MIYASHIRO, 1975). b) Reaktionen in einem zirkulierenden hydrothermalen System (SPOONER & FYFE, 1973; HYNDMAN et al., 1976; STERN et al., 1976; BONATTI et al., 1975). Die relativen chemischen Veränderungen hängen u. a. von der Position der Gesteine in dem durch starke Temperaturgradienten ausgezeichneten hydrothermalen System ab. So kann durch Oxidation von Silikaten (Olivin) in tieferen und heißeren Bereichen SiO₂ frei werden bzw. wiederum in höher gelegenen und kühleren Bereichen abgesetzt werden. In gewisser Weise können auf diese Weise Zusammensetzungen erreicht werden, welche den unter relativ hohen H₂O- und O₂-Druckten gebildeten Gesteinen der Kalk-Alkalireihe ähnlich sind. c) Regionalmetamorphe Prozesse können in ähnlicher Weise wie b) unter dem Einfluß von Porenlösungen zu Stoffverschiebungen führen. Die letztlich als Summierung aller dieser Vorgänge auftretenden Veränderungen gegenüber der primären magmatischen Zusammen-

	X 9	C 65	C 62	HM 42	HM 25	HM 44
SiO ₂	44,31	45,70	53,10	53,80	62,10	65,20
TiO ₂	0,49	1,74	2,09	2,43	1,27	1,00
Al ₂ O ₃ ^x	8,56	9,33	13,40	12,00	14,00	13,80
Fe ₂ O ₃ ^x	9,78	12,99	7,00	10,10	5,70	5,00
MnO	0,14	0,15	0,16	0,14	0,07	0,14
MgO	18,06	14,34	6,90	6,60	3,00	2,70
CaO	11,20	10,49	9,94	6,60	1,73	1,34
Na ₂ O	0,41	1,01	3,18	2,50	5,10	4,27
K ₂ O	0,25	0,22	0,96	1,80	3,11	3,39
P ₂ O ₅	0,07	0,33	0,23	0,34	0,28	0,31
Glühverlust	6,76	3,77	3,39	3,49	3,65	3,06
	100,03	100,07	100,35	99,80	100,01	100,21
Ti (ppm)	2900	10400	12500	14600	7600	6000
P ₂ O ₅	700	3300	2300	3400	2800	3100
Zr	44	107	137	244	473	527
Y	14	26	28	41	30	62
Nb	6	19	19	26	35	48

x Fe₂O₃ als Gesamteisen

Tab. 3: Gesteinsanalysen (Fortsetzung)

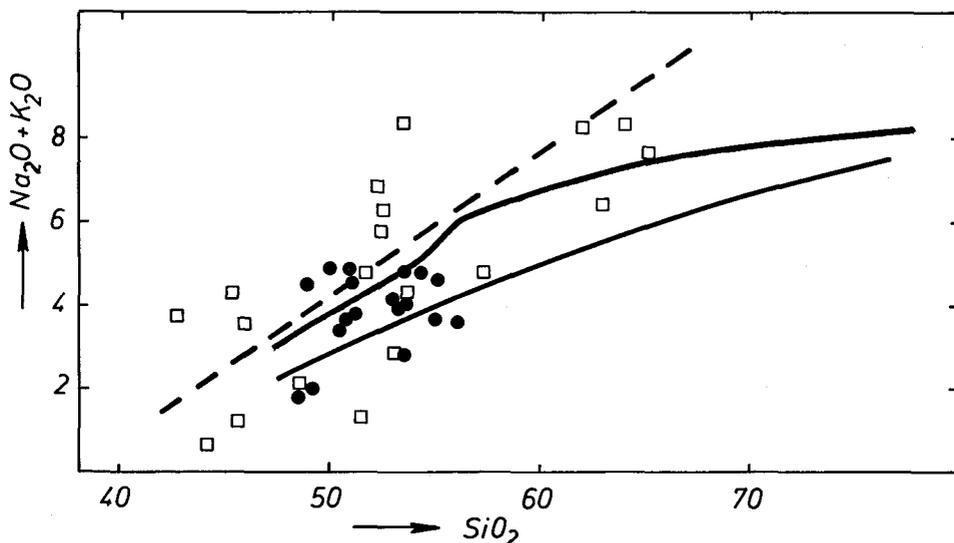


Abb. 8: Na₂O+K₂O:SiO₂-Diagramm mit Abgrenzung der Bereiche Tholeiit, High Alumina B. und Alkali B. nach KUNO (1966) — ausgezogene Linie; Grenze Tholeiit — Alkali B. von Hawaii nach MAC DONALD & KATSURA (1964) — strichlierte Linie. Punkte: Laven; Quadrate: Lagergänge von Magmatiten der Grauwackenzone.

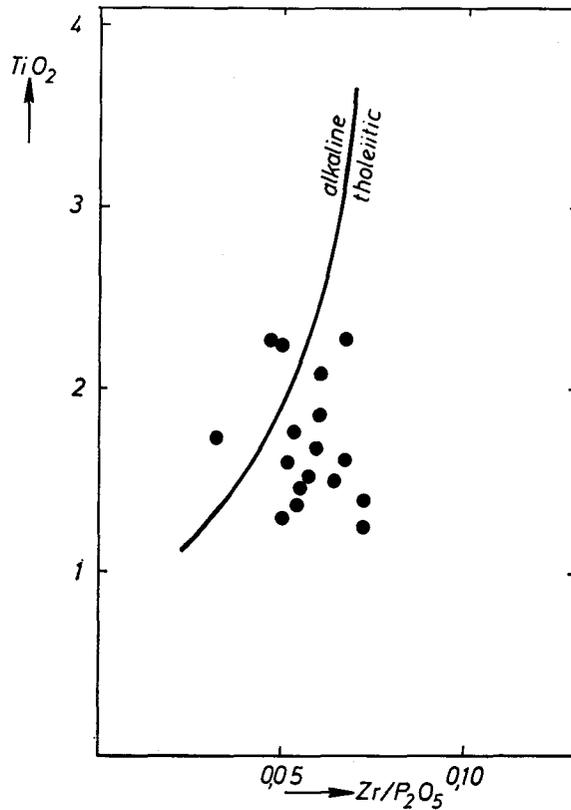


Abb. 9: TiO₂:Zr/P₂O₅-Diagramm mit Abgrenzung des Bereiches für tholeiitische und alkalische Basalte nach WINCHESTER & FLOYD (1976); Punkte: Laven der Grauwackenzone.

setzung sind für die vorliegenden Gesteine nicht mit Bestimmtheit anzugeben. Anzeichen für eine chemische Mobilität sind jedoch in Form der zahlreichen Gänge und unregelmäßig begrenzten Bereiche mit vom Nebengestein abweichenden Mineralbestand gegeben; diese führen wechselnde Anteile von vorwiegend Quarz, Chlorit, Calcit, Epidot, daneben auch Tremolit, Albit, Kalifeldspat, Hellglimmer und sulfidische Erze. Daraus ergibt sich eine Mobilisierung von allen Hauptelementen; eine gewisse Ausnahme dürfte Ti bilden, solche Ti-haltigen Minerale sind im wesentlichen homogen verteilt und fehlen in den Gängen.

Aus diesen Gründen kann ein Vergleich der Gesteinsanalysen mit denen von chemisch unveränderten Magmatiten nur mit Vorbehalten durchgeführt werden.

Im Na₂O+K₂O:SiO₂-Diagramm, Abb. 8, ist eine starke Streuung der Analyse-
daten über alle drei Bereiche für Gesteine der tholeiitischen, Kalkalkali- und Alkalireihe zu erkennen. Die besonders hohe Mobilität der Oxyde dürfte jedoch zum Teil dafür verantwortlich sein. Eine sichere Abgrenzung von Magmentypen ist daher aufgrund von relativ immobilen Elementen eher möglich; solche sind nach Arbeiten von FLOYD & WINCHESTER (1975), WINCHESTER &

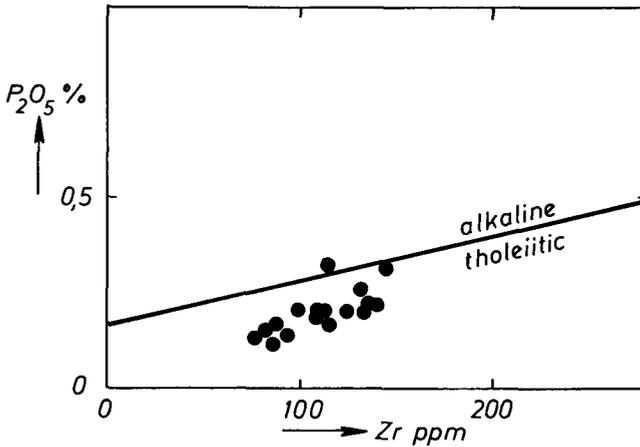


Abb. 10: P_2O_5 :Zr-Diagramm mit Abgrenzung des Bereiches für tholeiitische und alkalische Basalte nach WINCHESTER & FLOYD (1967); Punkte: Laven der Grauwackenzone.

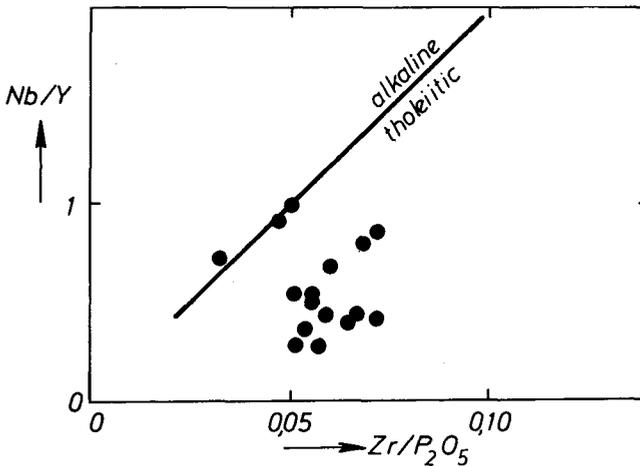


Abb. 11: Nb/Y:Zr/ P_2O_5 -Diagramm; Symbole wie in Abb. 8–9.

FLOYD (1976), SMITH & SMITH (1976) Fe, Zr, P, Y, Nb. Aus Abb. 9–11 geht hervor, daß die betrachteten Gesteine weitaus überwiegend im Bereich der tholeiitischen Gesteine liegen; dabei sind allerdings die in den Arbeiten der beiden Autoren nicht berücksichtigten Kalk-Alkaligesteine nicht auszuschließen. Im $Na_2O + K_2O$: FeO_2 : MgO -Diagramm, Abb. 12, zeigt sich, daß die Laven einen allerdings schwach ausgeprägten tholeiitischen Trend unter Fe-Anreicherung aufweisen. Zusammen mit den Ergebnissen zum Chemismus von Klinopyroxen geht somit hervor, daß der primäre Magmentyp im wesentlichen als tholeiitisch, weniger als kalkalkalisch, und nicht als alkalisch zu bezeichnen ist.

Eine weitere Unterscheidung dieser Magmentypen sowie zusätzlich auch die geotektonische Position des ehemaligen Fördergebietes, nämlich 1) mittelozeanische Rücken, 2) ozeanische Inseln, 3) ozeanische Inselbögen + aktive Kontinental-

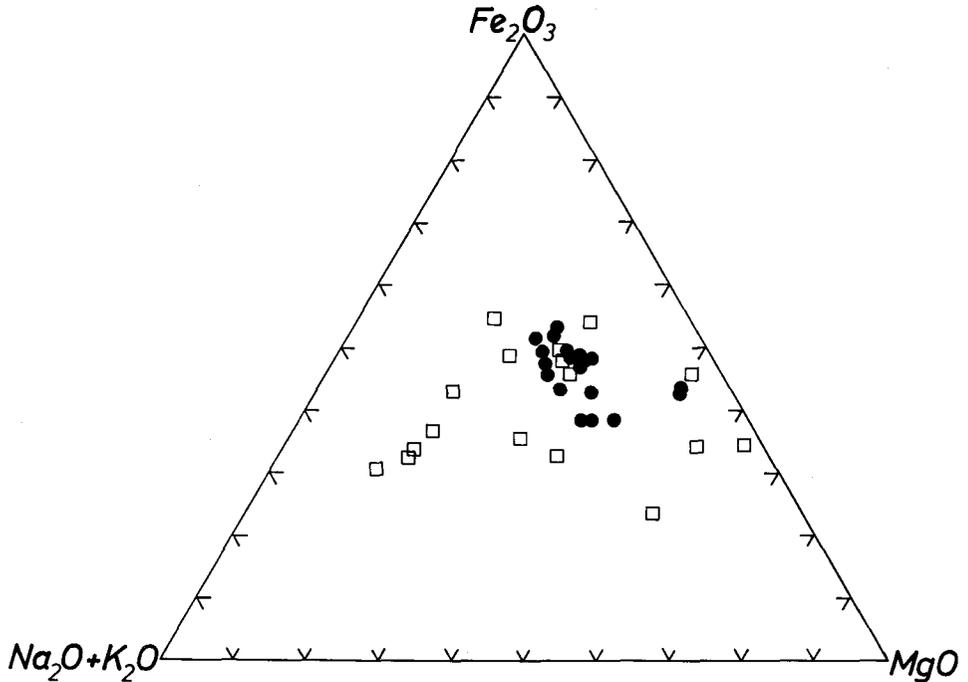


Abb. 12: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} : \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ -Diagramm; Punkte: Laven; Quadrate: Lagergänge der Grauwackenzone.

	MELSON et al. (1975)	19 Laven diese Arbeit
SiO_2	50,2-50,9	52,5
TiO_2	1,2-1,8	1,7
Al_2O_3	14,9-15,6	13,5
FeO^{x}	9,9-11,3	8,7
MgO	7,1-7,7	7,3
CaO	11,4-11,8	8,6
Na_2O	2,3-2,7	3,5
K_2O	0,14-0,17	0,42
FeO/MgO	1,3-1,6	1,2

x FeO als Gesamteisen

Tab. 4: Mittelwerte basaltischer Gesteine

Daten von MELSON et al. (1975) sind Mittelwerte von Gesteinsgläsern abyssaler Tholeiite aus dem Mittelatlantischen Rücken, der East-Pacific Rise und des Indischen Ozeans.

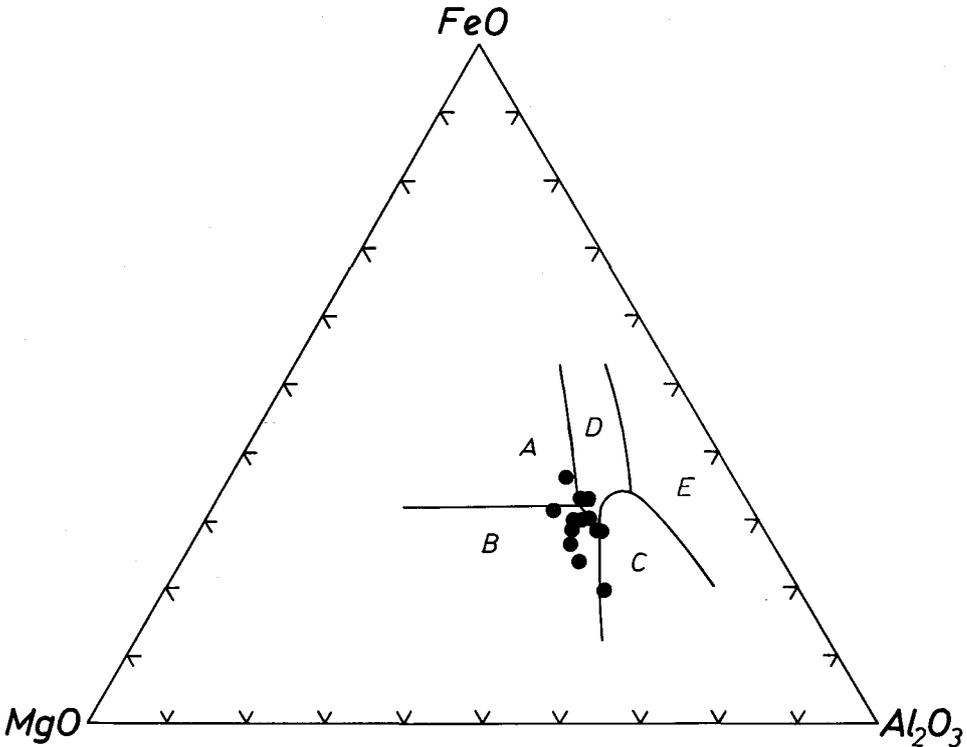


Abb. 13: FeO:MgO:Al₂O₃-Diagramm nach PEARCE et al. (1977) für Basalte-Andesite; A: Ozeanische Inseln; B Ozeanische Rücken; C Orogengebiete; D: Kontinentalbereich; E: spreading center island. Punkte: Laven der Grauwackenzone mit SiO₂ 51–56%.

ränder sowie 4) Kontinentalbereiche sollte an Hand der folgenden Diagramme möglich sein.

Aus Abb. 13, einem Variationsdiagramm der von PEARCE (1977) als relativ immobil angesehenen Komponenten FeO:MgO:Al₂O₃, ergibt sich eine Häufung, die in den Bereich der mittelozeanischen Rücken (abyssale Tholeiite) fällt, kleinere Überlappungen sind mit den Bereichen für ozeanische Inseln bzw. den Kontinentalbereich gegeben. Abb. 14, Ti:Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) ergibt einen Bereich, der sich ebenfalls mit dem von abyssalen Tholeiiten mittelozeanischer Rücken deckt.

Auf Grund der von den Autoren nicht berücksichtigten Gesteine ozeanischer Inseln sind diese allerdings nach den Daten in Abb. 14 nicht auszuschließen. Dagegen kommen Gesteine aus Inselbögen nach Abb. 14 nicht in Betracht. Im Ti:Zr:Y-Diagramm, Abb. 15, nach den gleichen Autoren, fällt die Mehrzahl der Daten in das Feld abyssaler Tholeiite ozeanischer Rücken: ein Teil auch in den Bereich von ozeanischen Inseln bzw. kontinentalen Basalten. Da Feld B jedoch gleichzeitig auch von Magmatiten aus Inselbögen besetzt wird, ist aufgrund dieses

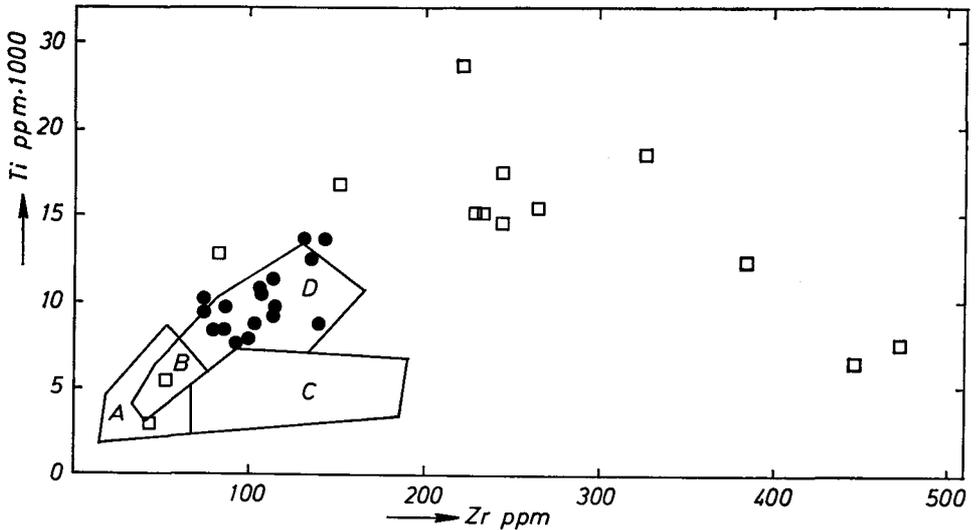


Abb. 14: Ti:Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973); Ocean floor basalts in Feld B+D; tholeiit. B. von Inselbögen in Feld A+B; Kalkalkaligesteine von Inselbögen in Feld B+C; Punkte: Laven; Quadrate: Lagergänge der Grauwackenzone.

Verteilungsdiagramms allein eine sichere Unterscheidung nicht möglich. Von MIYASHIRO (1974, 1975) wurden die beiden folgenden $\text{TiO}_2:\text{FeO}/\text{MgO}$ - bzw. $\text{FeO}:\text{FeO}/\text{MgO}$ -Diagramme, Abb. 16–17, zur Charakterisierung des Differentiationstrends von Magmatiten verschiedener ozeanischer Inselbögen verwendet. Ein solcher Trend wird durch die hier eingetragenen Daten nicht gezeigt, eine bessere Übereinstimmung ist dagegen mit dem Trend für abyssale tholeiitische Basalte gegeben. Obwohl eine gleichzeitige Diskriminierung aller vier geotektonischen Bereiche in den meisten Diagrammen nicht möglich ist – eine Ausnahme bildet Abb. 13 – so ergibt sich zusammenfassend als wahrscheinlichste Annahme für die ehemaligen Laven ein abyssales tholeiitisches Magma im Bereich eines ozeanischen Rückens.

Die Zusammensetzung von abyssalen Tholeiiten ist in Tab. 4 angegeben. Die Daten von MELSON et al. (1976) beziehen sich auf frische einsprenglingsfreie Gesteinsgläser aus dem Bereich des mittelatlantischen Rückens, der East Pacific Rise und des Indischen Ozeans. Die Mittelwerte von ca. 100 Analysen dieser drei Vorkommen liegen in dem in Tab. 3 angegebenen Bereich. Demgegenüber weist der Mittelwert der hier untersuchten Laven Abweichungen auf, insbesondere erhöhte SiO_2 - und Alkaliegehalte und niedrigere Ca-, Fe-, Al-Gehalte.

Als Ursache dieser Abweichungen können die schon erwähnten späteren metasomatischen Prozesse herangezogen werden.

Außerdem zeigen die vorliegenden Laven durch die porphyrischen Einsprenglinge bereits ein fortgeschrittenes differenziertes Stadium an und damit einen breiteren chemischen Variationsbereich als die angegebenen Mittelwerte für undifferenzierte Typen. Einen noch breiteren Variationsbereich ergeben die z.T.

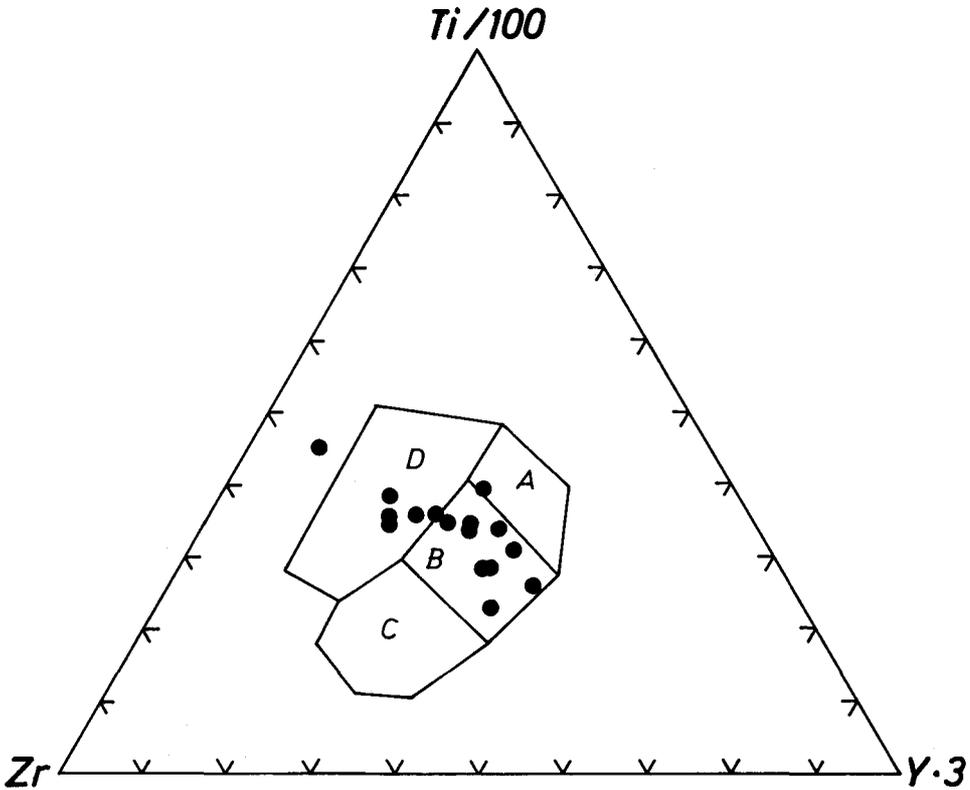


Abb. 15: Ti/100:Zr:Y·3-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973). Feld D: within plate-, oceanic island-, continental-Basalte; B: ocean floor B; A+B: low K tholeiites; B+C: Kalkalkali B. Punkte: Laven der Grauwackenzone.

noch stärker differenzierten Lagergänge. Vergleichbare Typen sind aus dem Bereich ozeanischer Rücken bekannt, für die SiO₂-reichen Varietäten (Granophyre) allerdings selten (KAY et al., 1970; ENGEL & FISHER, 1975; BRYAN et al., 1977).

5. Diskussion

Aufgrund der vorliegenden Daten ergeben sich also für die basischen Magmatite des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone vorwiegend tholeiitische Basalte mit einer Förderposition im Bereich eines ozeanischen Rückens bzw. Übergänge zu ozeanischen Inselbereichen. Zum Vergleich bieten sich nun andere paläozoische Magmatite der Ostalpen an. Für die Steiermark, speziell für den Raum des Grazer Paläozoikums, sind geochemische Daten von Metabasiten kürzlich von KOLMER (1978) publiziert worden. Das Alter der Magmatite wird von FLÜGEL (1975) als wahrscheinlich Ordovizium angegeben, z. T. reichen diese jedoch bis ins Devon hinauf. Die Verteilung von Ti, Zr, Y, Sr, P weist nach KOLMER auf alkalibetonete Basalte mit einer Förderposition innerhalb einer Platte hin; d. h. ozeanische Insel oder kontinentale Basalte.

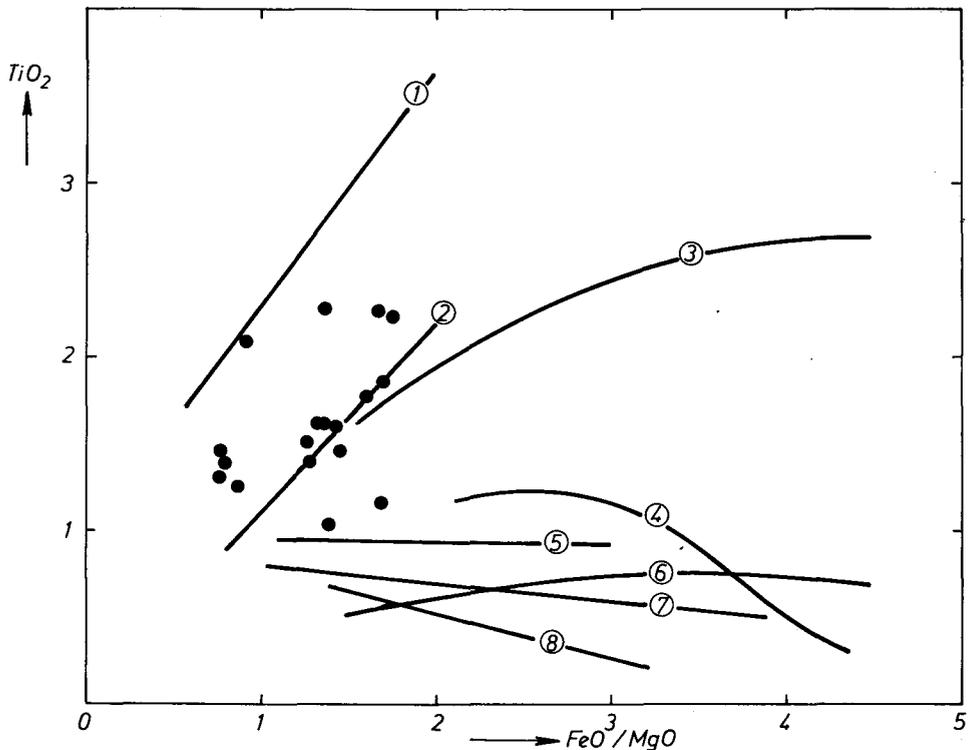


Abb. 16: $TiO_2:FeO/MgO$ -Diagramm mit Differentiationstrends von basaltischen Gesteinen nach MIYASHIRO (1974, 1975); Punkte: 1 Kilauea; 2 abyssal tholeiites; 3 Skaergard; 4 Miyake-jima; 5 Macauley; 6 Tofua; 7 Asama; 8 Amagi; Punkte: Laven der Grauwackenzone.

Im Bereich von Kärnten sind ebenfalls vermutlich ordovizische-silurische Metabasite (Karawanken, Eisenkappl) von LOESCHKE (1973, 1975) eingehend petrographisch und geochemisch untersucht worden. Unter anderem wird aus der Verteilung von Ti, Zr, Y auf alkalibetonte Basalte mit Förderposition innerhalb einer Platte geschlossen, d. h. auf ozeanische Insel oder kontinentale Basalte. Nach LOESCHKE (1975), p. 71: „Tholeiitische Basalte und Kalk-Alkalibasalte der Inselbogen und tholeiitische Basalte der Ozeanböden haben grundsätzlich andere Spurenelementgehalte“. Auch in einer späteren Arbeit (LOESCHKE, 1977) wird der alkalibetonte Basaltchemismus an Hand von P_2O_5/Zr bzw. $TiO_2/Zr:P_2O_5$ -Diagrammen bestätigt.

Zum Unterschied von den tholeiitischen Basalten des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone weisen somit die Metabasite aus dem Raum Kärnten-Steiermark Affinitäten zu Alkalibasalten auf.

Anders als in den früheren Arbeiten wurde nun von LOESCHKE (1977, siehe auch SCHMIDT, 1977; HÖLL et al., 1978) die Vorstellung eines vulkanischen Inselbogens in Zusammenhang mit einer Subduktionszone für die paläozoischen Magmatite der Ostalpen entwickelt. Die wesentlichen Argumente werden nach-

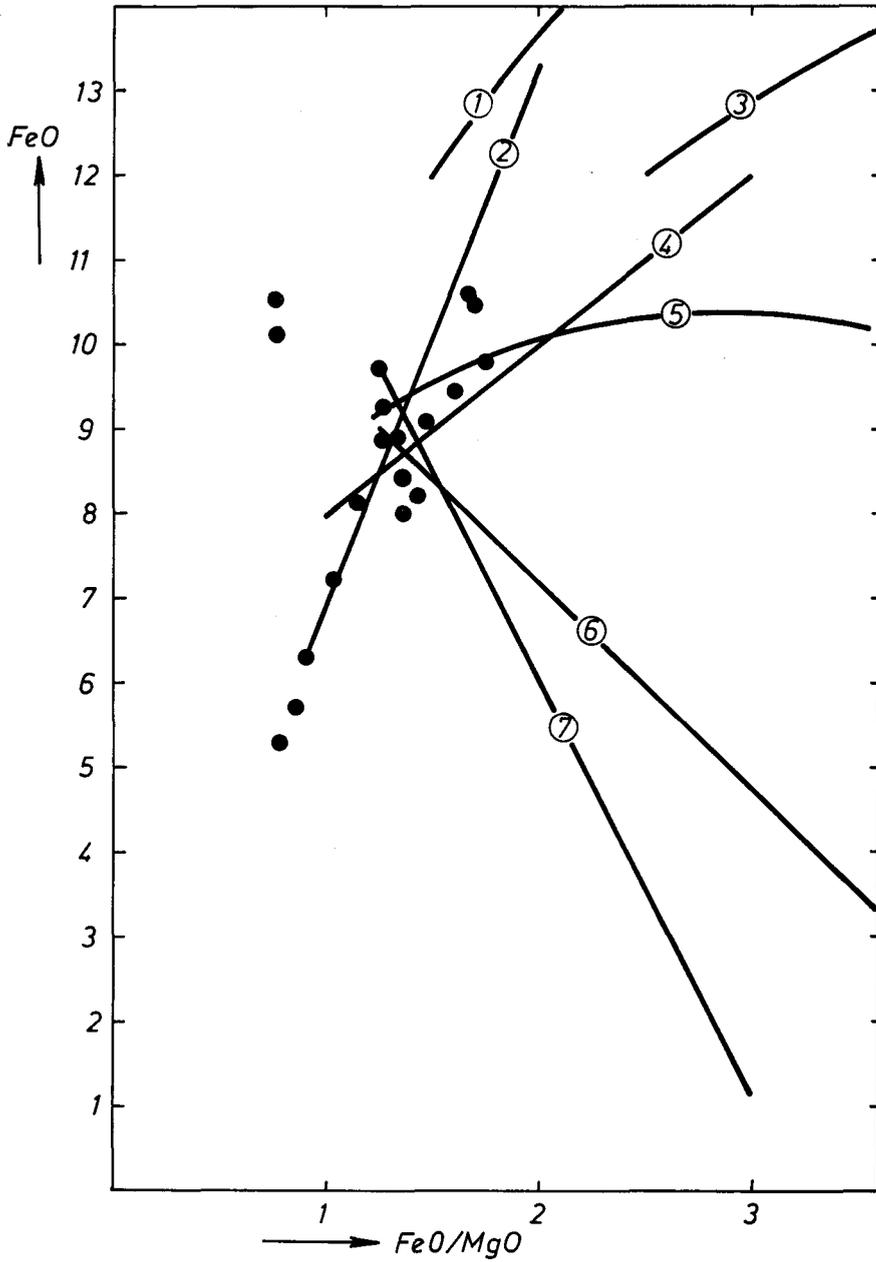


Abb. 17: FeO/MgO-Diagramm mit Differenzierungstrends von basaltischen Gesteinen nach MIYASHIRO (1974, 1975); Signaturen wie in Abb. 16.

folgend kurz diskutiert. Die Verteilung von Ti, Zr, Y, P läßt nach der oben von LOESCHKE (1975) zitierten Schlußfolgerung keinen Schluß auf Magmatite eines Inselbogens zu. Insbesondere ist die in der gleichen Arbeit diskutierte Möglichkeit der Förderung von alkalibetonen Basalten aus besonders großen Tiefen einer Subduktionszone (Shoshonite) aufgrund des Vergleichs mit zahlreichen Analysen von rezenten Magmatiten aus solchen Bereichen unwahrscheinlich. Unter anderem sind die dabei festgestellten niedrigen TiO_2 -Gehalte von unterhalb etwa 1 Gew.% sehr charakteristisch (CARMICHAEL et al., 1974; JAQUEZ, 1976). Auch aus den extensiven Arbeiten von JOHNSON (1976, 1977) über den Vulkanismus aus Inselbögen im Bereich Neuguinea ergeben sich diese niedrigen TiO_2 -Gehalte und nur in sehr wenigen Fällen werden Werte bis zu 2% erreicht. Hingegen liegen die mittleren Werte von TiO_2 in den Metabasiten der Karawanken im Bereich von 3–4% und damit weit über den für Inselbögen typischen Werten von <1%. Auch der aus dem AFM-Diagramm von LOESCHKE (1977) beschriebene Differentiationstrend zwischen tholeiitischen und Kalk-Alkalibasalten muß nicht auf Magmatite eines vulkanischen Inselbogens schließen lassen. Zahlreiche Analysen zeigen, daß kontinentale und ozeanische tholeiitische Basalte und insbesondere Alkalibasalte beider Bereiche solche intermediäre Trends aufweisen (CARMICHAEL et al., 1974; SCHWARZER & ROGER, 1974). Als weiteres Argument für Magmatite eines Inselbogens wird von LOESCHKE (1977) ein regionaler N-S-Trend im Chemismus der Metabasite von Kärnten angeführt, wobei im N (Saualpe) tholeiitische Basalte, im S zunehmend alkalibetonte Basalte (Karawanken) vorliegen. Leider sind keine weiteren Daten angegeben, welche Rückschlüsse auf die geotektonische Förderposition erlauben. Aus den Analysen für Hauptelemente (LODEMANN, 1973) ergeben sich jedoch für einen großen Teil dieser Magmatite Werte von >2% TiO_2 .

Zusammenfassend ergibt sich daraus, daß die Annahme eines solchen vulkanischen Inselbogens im Zusammenhang mit einer Subduktionszone durch die vorliegenden geochemischen Daten nicht gestützt wird. Die von LOESCHKE (1975) ebenfalls diskutierte Möglichkeit, nämlich Förderung in einiger Entfernung von einem ozeanischen Rücken besitzt somit eine größere Wahrscheinlichkeit für die paläozoischen Metabasite der Karawanken. Ähnliche Trends sind aus dem Bereich des mittelatlantischen Rückens bzw. des Roten Meers bekannt (BRYAN & MOORE, 1977; BARBERI et al., 1978).

Nach HÖLL (1977) bzw. HÖLL et al. (1976, 1978) weist die zonare Anordnung von W-, Sb-, Hg-Mineralisationen in paläozoischen Gesteinen der Ostalpen Analogien zu Lagerstätten auf, welche an Subduktionszonen von Kontinentalrändern gebunden sind. Trotz solcher Analogien erscheint ein Rückschluß auf eine kaledonische Subduktionszone in den Ostalpen, bedingt durch mehrere Faktoren, problematisch. Eine paläogeographische Rekonstruktion der kaledonischen Ablagerungsräume wird durch alpidische und variszische Orogenese und Deckenbewegungen sehr erschwert. Die altpaläozoischen Faziesräume im Bereich des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone weisen nach MOSTLER (1970) eine N-S-Erstreckung auf, wohingegen von HÖLL et al. E-W-Erstreckung angenommen wird. Die von LOESCHKE (1977) angenommene Subduktionszone weist ein Einfallen nach S auf, von HÖLL et al. (Lit. cit.) wird dagegen ein Einfallen nach

N angenommen. Nach HÖLL (1966) ist die W-, Sb-, Hg-Mineralisation in der Türkei an einen sauren submarinen Vulkanismus und häufig an graphitische Schiefer gebunden; in den Ostalpen ist ebenfalls häufig eine Bindung an solche Schiefer gegeben, der Magmatismus ist aber basisch. Der Magmenchemismus ist offenbar nur von untergeordneter Bedeutung. Verglichen mit magmatischen Gesteinen weisen tonige Sedimente wesentlich größere Häufigkeiten dieser drei Elemente auf (KRAUSKOPF, 1972; HELSEN et al., 1978; OHNISHI, 1972; TUNELL, 1972). Eine Anreicherung von aufsteigenden Magmen im Bereich von entsprechenden Krustengesteinen wäre somit denkbar. Diese Extraktion wird durch Anwesenheit von Wasser begünstigt, wobei dieses einerseits aus einer Subduktionszone, andererseits aus einem geothermalen System im Zusammenhang mit submarinem Magmatismus stammen kann.

Unseres Erachtens sind daher die Magmatite des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone nicht in einem nachweisbaren Zusammenhang mit einer Subduktionszone gefördert worden. Insbesondere folgende Punkte sind für diese Schlußfolgerung wesentlich:

1. Der bereits vorhin diskutierte Gehalt an Nebenelementen, der gegenüber typischen Magmatiten aus solchen Bereichen deutliche Unterschiede aufweist.

2. Das Auftreten von basischen und sauren Magmatiten mit nur untergeordneten intermediären Typen. Solche wären im Fall einer Subduktionszone entlang eines Kontinentalrandes (dies folgt u. a. aus Kristallingeröllen, MOSTLER, 1970) in wesentlich größerem Ausmaß zu erwarten, vergleiche hierzu auch den Nachweis von Kristallingeröllen aus dem höheren Ordovizium der Nördlichen Grauwackenzone (DAURER & SCHÖNLAUB, 1978). Intermediäre Typen lassen sich im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone einerseits auf eine ausgeprägte Differentiation von basischen Lagergängen zurückführen, wobei alle Übergänge zwischen Pyroxeniten und Quarzkeratophyren gegeben sind (MOSTLER, 1970). Daneben dürfte die deutliche Mobilisierung von Kieselsäure in Form von Gängen, Zwickelfüllungen für die zum Teil gegenüber tholeiitischen Basalten leicht erhöhten SiO₂-Gehalte verantwortlich sein. Zeitlich und z. T. räumlich getrennt von den besprochenen Magmatiten treten Rhyolithe („Porphyroide“ auf, deren subaerische Natur (Ignimbrite) als gesichert gelten darf (MOSTLER, 1968, 1970, 1978). Im Gegensatz zu den basischen Magmatiten sind sie in das hohe Ordovizium zu stellen. Geländebefund und petrographische Daten sprechen eindeutig gegen eine Abkunft dieser Rhyolithe durch Differentiation aus den basischen Magmatiten. Sie stellen vermutlich Aufschmelzungsprodukte sialischen Krustenmaterials, verbunden mit einer Heraushebung dar. Für das Lahn-Dillgebiet wurde kürzlich von FLICK (1978) nachgewiesen, daß ähnliche basische und saure Magmatite nicht durch eine Differentiation miteinander verbunden sind, sondern offenbar zwei unabhängigen Schmelzen entstammen.

3. Neben den im Zeller Raum dominierenden basaltischen Pillow-Laven sind in angrenzenden Bereichen gabbroide Intrusionen sowie mit ihnen verknüpfte Serpentinite bekannt. Zusammen mit dem Erscheinungsbild der Pillow-Laven, Verkieselung, Vererzung (MOSTLER, 1979) ergeben sich Analogien zu ozeanischen Rückenbasalten.

Die Ursache der Magmenförderung muß zunächst in einer Zerrtektonik gesehen werden, welche in Zusammenhang mit der Bildung einer Prototethys stehen könnte. Die Existenz einer Prototethys ist sehr hypothetisch. Stößt man schon im östlichen Teil (Vorderasien) der Prototethys auf Schwierigkeiten (FLÜGEL, 1972), insbesondere, soweit es das Ordovizium betrifft, sind die Probleme im Westteil kaum geringer. Trotz vereinzelter Auffassungen, in der Prototethys im Bereich zwischen Afrika und Mitteleuropa sei eine trennende Tiefsee zu sehen, sprechen sich die Autoren einer Reihe von Arbeiten, die sich mit den Faunenprovinzen auseinandersetzen, eher für ein breites Flachmeer aus (siehe dazu JAEGER, 1976). Innerhalb der Grauwackenzone handelt es sich offenbar um ein schmales Becken (Taphrogeosynklinalstadium, Typ Rotes Meer), wobei im Zeller Raum eine Mindestbreite von etwa 40 km nachzuweisen ist.

Diese Zerrtektonik könnte auf das Aufdringen eines Manteldiapirs zurückgeführt werden. Dagegen hat LOESCHKE (1977) den Versuch unternommen, in Analogie zum kaledonischen eugeosynklinalen Vulkanismus Norwegens, der von ihm als Produkt eines Inselbogens angesehen wird, diese Vorstellung auch auf den altpaläozoischen Magmatismus der Ostalpen anzuwenden. In Norwegen ist es gelungen, eine Abfolge basischer über intermediäre zu sauren Magmatiten nachzuweisen. Dabei muß weiterhin offen bleiben, ob es sich bei den tholeiitischen Basalten der Störengruppe um echte Rückenbasalte handelt, oder um Basalte eines frühen Inselbogenstadiums. Es erscheint durchaus möglich, daß diese den ersteren Typ repräsentieren, zumal LOESCHKE an einen unreifen, auf einer ozeanischen Unterlage entstandenen Inselbogen denkt. In der Grauwackenzone ist dagegen eine ähnliche Verbindung von basischen zu sauren Magmatiten bisher nicht nachweisbar. In Schwierigkeiten gerät man, wenn man den ordovizischen Vulkanismus der Ostalpen einem unreifen, auf einer ozeanischen Kruste entstandenen Inselbogen zuordnet; unter anderem erfordert dies die Annahme eines großen Ozeans. Wie schon oben erwähnt, widersprechen die geologischen Verhältnisse im Westabschnitt der Grauwackenzone dieser Annahme. Als weitere Möglichkeit kann schließlich die Förderung der basischen Magmatite des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone an der Rückenzone in einem räumlich begrenzten back arc basin diskutiert werden. In diesem Fall wird die Zerrtektonik durch Spannungen in der Kruste ausgelöst, welche als Folge einer Subduktion entstehen. Der Chemismus solcher Basalte unterscheidet sich nach rezenten Beispielen nicht von dem typischer mittelozeanischer Rückenbasalte bzw. kann auch Übergänge zu Basalten von Inselbögen zeigen (DICK et al., 1978; HAWKINS et al., 1978; SANDERS & TARNEY, 1978). Diese Magmenchemismen stehen offenbar in Abhängigkeit von der lateralen und vertikalen Entfernung des Magmenherds von der Subduktionszone. Im Fall des Westteils der Nördlichen Grauwackenzone wäre somit eine relativ große Entfernung anzunehmen und damit keine deutliche Beeinflussung des Magmas durch aus der Subduktionszone freiwerdendes Wasser. Andere Bereiche der Ostalpen könnten dagegen in einem engeren Zusammenhang mit einer Subduktionszone gestanden haben, bzw. die damit verknüpften Magmatite wie Hochdruckmetamorphite aufweisen. Kaledonische, vorwiegend saure Magmatite sind aufgrund mehrerer Altersbestimmungen auch aus Bereichen des ostalpinen Altkristallins bekannt. Für entsprechende Hochdruckmetamorphite (Eklogite) des

ostalpinen Altkristallins ist eine sichere Datierung noch nicht verfügbar. Unseres Erachtens wird jedoch aufgrund des diskutierten Magmenchemismus und der geologischen Verhältnisse eine kaledonische Orogenese für wahrscheinlich gehalten, bei der keine ausgeprägten Plattenbewegungen stattgefunden haben. Vielmehr ist in der tektonischen Entwicklung ein ähnlicher Ablauf anzunehmen, wie er aus den Varisziden (protozoisch-paläozoisches Taktogen) Mitteleuropas bekannt wurde. Ebenso wie im Westabschnitt der Grauwackenzone, kam es innerhalb der Varisziden im Zuge der kaledonischen Orogenese örtlich zu einem gesteigerten Mobilitätsverhalten, ohne daß es hierbei auch nur annähernd zu Einengungen im Sinne einer alpinotypen Orogenese kam. WALLISER (1977) hält für den mitteleuropäischen Raum eine begrenzte Produktion ozeanischer Kruste in örtlichen Dehnungsgebieten für möglich, schließt jedoch plattentektonische Vorgänge größeren Ausmaßes aus. Mit dieser Ansicht decken sich die Vorstellungen von SCHMIDT (1977), der allerdings Tektogenese Mitteleuropas in Verbindung mit den großen aktiven Plattenrändern im NW (Protoatlantik) und S (Prototethys) sieht. Während dies für den NW sicher zutrifft, bestehen hinsichtlich der Existenz eines großen Ozeans im S beträchtliche Bedenken. Aufgrund von Faunenanalysen erscheint eher ein flaches ausgedehntes Meer wahrscheinlich, was aber die Existenz von relativ schmalen ozeanischen Krustenbereichen nicht ausschließt. Aufgrund der vorhin diskutierten Charakteristika ordovizischer Magmen muß die Existenz eines großen aktiven Plattenrandes südlich Mitteleuropas, wie dies von SCHMIDT angenommen wird, weiterhin offen bleiben. Wie bereits vorhin erwähnt, und auch von SCHMIDT 1977 postuliert, kann der Magmatismus ebenso auf die Einwirkung eines Manteldiapirs zurückgeführt werden.

6. Literatur

- ALBEE, A. L. & L. RAY, 1970: Correction factors for electron probe analysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulfates. — *Anal. Chem.*, **42**, 1408—1414.
- AMSTUTZ, G. C., 1974: Spilites and Spilitic Rocks. — *International Union of Geological Sciences A*, **4**. Springer-Verlag.
- ANGEL, F., 1955: Über die spilitisch-diabasische Gesteinsippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, Wien, 1955a.
- ANGEL, F., 1955: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. — *Verh. Geol. B.A.*, Wien, 1955b.
- BARBERI, F.; CIONI, R. & R. SANTACROCE, 1978: Upper Miocene submarine basalts from the western margin of the Red Sea (Secca Fawn-1 hole, Massawa Channel). — *Geol. Rundschau* **67**, 598—614.
- BARRON, B. J., 1976: Recognition of the original volcanic suite in altered mafic volcanic rocks at Sofala, New South Wales. — *Amer. J. Sci.*, **276**, 604—636.
- BARRON, B. J. & L. M. BARRON, 1976: A model for greenschist facies equilibria in altered mafic volcanic rocks at Sofala, New South Wales. — *Amer. J. Sci.*, **276**, 637—669.
- BARTH, T. F. W., 1959: *Theoretical Petrology*. — John Wiley & Sons, Inc., New York, 387 pp.
- BAUER, F. K.; LOACKER, H. & H. MOSTLER, 1969: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. — *Veröff. d. Univ. Innsbruck, Alpenkundl. Studien*, **13**.
- BENCE, A. E. & A. L. ALBEE, 1968: Empirical correlation factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. — *J. Geol.* **76**, 382—403.

- BICKLE, M. J., 1975: Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps. — *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 177—189, Springer-Verlag.
- BISCHOFF, G. & R. SCHONENBERG, 1956: Über das Einwandern des basischen Magmas in ortho- und parageosynklinale Räume (Parana-Becken und Dilltrog). *Neues Jb. Geol. Paläontol. Mh.* 11, 497—505.
- BONATTI, E.; HONNOREZ, J.; KIRST, P. & F. RADICATI, 1975: Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. — *J. Geol.* 83, 61—87.
- BROWN, E. H., 1971: Phase relations of Biotite and Stilpnomelane in the Greenschist Facies. — *Contrib. Miner.* 31, 275—299.
- BRYAN, W. B.; THOMPSON, G.; FREY, F. A. & J. S. DICKEY, 1976: Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the deep-sea drilling project. — *J. Geophys. Res.* 81, 4285—4304.
- CANN, J. R., 1970: Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 10, 7—11.
- CARMICHAEL, I.; TURNER, F. & J. VERHOOGEN, 1974: *Igneous petrology*. — McGraw Hill, New York, 739 pp.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F. & A. SCOLARI, 1971: Metamorphic white micas: Definition of paragenetic fields. — *SMPM* 51, 259—302.
- DAURER, A. & H. P. SCHONLAUB, 1978: Anmerkung zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, Bd. 69 (1976), S. 77—88, Wien.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & J. ZUSSMAN, 1963: *Rock Forming Minerals*, 1—5. — London, Longmans, Green and Co.
- DICK, H.; MARSH, N. G. & G. V. NISTERENKO, 1978: Extensional volcanism in the Shikoku basin. — *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 59, 1187.
- DIETRICH, V., 1967: Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). — *Geol. Rdschau* 57, 246—264, Stuttgart.
- ENGEL, C. G. & R. L. FISHER, 1975: Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1553—1578.
- ERNST, W. G., 1963: Significance of phengitic micas from low-grade schists. — *The American Mineralogist* 48, 1357—1373.
- ERNST, W. G., 1968: Amphiboles. *Minerals, Rocks and Inorganic Materials* 1, Subseries. — *Experimental Mineralogy*, Springer-Verlag.
- EUGSTER, H. P. & G. B. SKIPPEN, 1967: Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria. — In: ABELSON, P. H.: *Researches in geochemistry*, Vol. 2, Wiley, New York, p. 492—520.
- EWART, A.; HILDRETH, W. & I. S. E. CARMICHAEL, 1975: Quarternary Acid Magma in New Zealand. — *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 1—27.
- FLANAGAN, F. J., 1967: U.S. Geological Survey silicate rock standards. — *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 31, 289—308.
- FLANAGAN, F. J., 1968: U.S. Geological standards — II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 81—120 pp.
- FLEISCHER, M., 1965: Summary of new data on rock samples G-1 and W-1, 1962—1965. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1965, 29, 1263—1283 pp.
- FLICK, H., 1977: Die chemischen Parameter der Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. — *Z. dt. geol. Ges.*, 129, 161—170.
- FLOYD, P. A. & J. A. WINCHESTER, 1975: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 211—218.
- FREY, M. & J. C. HUNZINKER, 1973: Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonit-führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. — *Contr. Miner. Petrol.*, 39, 185—218.

- GIBB, F. G. F., 1973: The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. — *J. Petrol.* 14, 203—230.
- HART, R. A., 1970: Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 269—279.
- HAWKESWORTH, C. J. et al., 1975: Plate tectonics in the Eastern Alps. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 405—413.
- HAWKINS, J. W.; MELCHIOR, J. & S. BLOOMER, 1978: Petrology and geochemistry of Mariana through dredge samples. — *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 59, 1187.
- HELSEN, J. N.; SHAW, D. M. & J. H. CROCKET, 1978: Tungsten abundances in some volcanic rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1067—1070.
- HERRMANN, A. G. & K. H. WEDEPOHL, 1970: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 29, 255—274, Springer-Verlag.
- HODGES, F. N. & J. J. PAPIKE, 1976: DSDP Site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3. — *J. Geophys. Res.* 81, 4135—4151.
- HOSCHEK, G., 1973: Zur Stabilität metamorpher Biotit-Paragenesen. — *TMPM* 20, 48—58.
- HOLL, R., 1977: Early Paleozoic Deposits of the Sb-, W-, Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. — *Time- and Strata Ore Deposits*, 169—198, Springer-Verlag, Heidelberg.
- HOLL, R. & A. MAUCHER, 1976: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. — *Handbook of Strata Bound and Stratiform Ore deposits*, 5, 1—36, Elsevier, Amsterdam.
- HOLL, R.; LOESCHKE, J.; MAUCHER, A. & K. SCHMIDT, 1978: Early Paleozoic Geodynamics in the Eastern and Southern Alps. — In: CLOSS, H.; ROEDER, D. & K. SCHMIDT: *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, p. 124—127.
- HUNT, J. A. & D. M. KERRICK, 1977: The stability of sphene; experimental redetermination and geologic implications. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 279—288.
- HYNDMAN, R. D.; VON HERZEN, R. P.; ERICKSON, A. J. & J. JOLIVET, 1976: Heat flow measurements in deep crustal holes on the Mid-Atlantic ridge. — *J. Geophys. Res.*, 81, 4053—4060.
- JAEGER, H. (1976): Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionale geologische Bedeutung. — *Nova Acta Leopoldina* 45, 263—299, Halle/Saale.
- JAKES, P. & A. J. R. WHITE, 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 29—40.
- JAKES, P. & A. J. R. WHITE, 1972: Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. — *Amer. Miner.* 57, 887—902.
- JAQUES, A. L., 1976: High K₂O island-arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert ranges, northern Papua, New Guinea. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 861—867.
- JOHANNES, W. & P. M. ORVILLE, 1972: Zur Stabilität der Mineralparagenesen Muskovit + Calcit + Quarz, Zoisit + Muskovit + Quarz, Anorthit + K-feldspat und Anorthit + Calcit. — *Fortschr. Miner.* 50, Bh. 1, 46—47.
- JOHNSON, R. W., 1976: Late cainozoic volcanism and plate tectonics at the southern margin of the Bismarck sea, Papua, New Guinea. — In JOHNSON, R. W.: *Volcanism in Australasia*, Elsevier, Amsterdam, p. 101—116.
- JOHNSON, R. W., 1977: Distribution and major-element chemistry of late cainozoic volcanoes at the southern margin of the Bismarck sea. — PNG. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Australia, Report No. 188.
- KAY, R.; HUBBARD, N. J. & P. W. GAST, 1970: Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.* 75, 1585—1613.
- KOLMER, H., 1978: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Z in spilitischen Gesteinen der Steiermark. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 31—43.
- KRAUSKOPF, K. B., 1972: Tungsten. — In WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*, Chapter 74, Springer, Berlin.

- KUNO, H., 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. — *Bull. Volc.*, 29, 195—222.
- LE BAS, M. J., 1962: The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. — *Amer. J. Sci.* 260, 267—288.
- LEAKE, B. E. et al., 1968: The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence. — Elsevier Publishing Comp., Amsterdam.
- LIU, J. G.; KUNIYOSHI, S. & K. ITO, 1974: Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. — *Amer. J. Sci.* 274, 613—632.
- LODEMANN, C. K., 1973: Gerichtete Stoffverschiebungen bei der Regionalmetamorphose an Metabasiten der Saualpe in Ostkärnten. — *N. Jb. Miner. Abh.* 118, 134—148.
- LOESCHKE, J., 1970: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszugs westlich Eisenkappel Ebriachtal/Karawanken/Osterreich). — *Oberrhein. geol. Abh.* 19, 73—100.
- LOESCHKE, J., 1973: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. — *N. Jb. Miner. Abh.* 119, 20—56.
- LOESCHKE, J., 1975: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. — *Geol. Rdsch.* 64, 62—74.
- LOESCHKE, J., 1976: Petrochemistry of eugeosynclinal magmatic rocks of the area around Trondheim (Central Norwegian Caledonides.) — *N. Jb. Miner. Abh.* 128, 41—72.
- LOESCHKE, J., 1977: Kaledonisch-eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich zum rezenten Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Position: Eine Arbeitshypothese. — *Z. dt. Geol. Ges.* 128, 185—208, Hannover.
- MACDONALD, G. & T. KATSURA, 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.* 5, 82—113.
- MELSON, W. G.; VALLIER, T. L.; WRIGHT, G. B. & J. NELEN, 1976: Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean seafloor spreading centers. — In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin*, Geophys. Monogr. Ser., 19, AGU, Washington D.C.
- MEVEL, C. & D. VELDE, 1976: Clinopyroxenes in mesozoic pillow lavas from the French Alps: Influence of cooling rate on compositional trends. — *Earth planet. Sci. Lett.* 32, 158—164.
- MIYASHIRO, A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — *Amer. J. Sci.* 274, 321—355.
- MIYASHIRO, A., 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.* 83, 249—281.
- MIYASHIRO, A., 1975a: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus. — *Tectonophysics*, 25, 41—67.
- MOSTLER, H., 1968: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18, 89—150, Wien.
- MOSTLER, H., 1970: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz-Silurgrenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Osterreich). — *Festband Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 507—522.
- MOSTLER, H., 1979: Zur kaledonischen Entwicklungsgeschichte im Westabschnitt der Grauwackenzone. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, Bd. 7, 10 (in Druck).
- NISBET, E. G. & J. A. PEARCE, 1977: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. — *Contrib. Miner. Petrol.* 63, 149—160.
- NITSCH, K. H., 1970: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. — *Fortschr. Miner.* 47, Bh. 1, 48—49.
- NITSCH, K. H., 1971: Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyithaltigen Paragenesen. — *Contr. Miner. Petr.* 30, 249—260.
- OHMOTO, H. & D. KERRICK, 1977: Devolatilization equilibria in graphitic systems. — *Amer. J. Sci.* 277, 1013—1044.

- OHNESORGE, Th., 1925: *Aufnahmebericht über das Blatt Kitzbühel — Zell am See.* — Verh. Geol. B.A.
- ONISHI, H., 1972: *Antimony.* — In WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*, Chapter 51, Springer, Berlin.
- PEARCE, J., 1975: *Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.* — *Tectonophysics*, 25, 41—67.
- PEARCE, J. A. & J. R. CANN, 1971: *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y.* — *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 339—349.
- PEARCE, J. & J. CANN, 1973: *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.* — *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290—300.
- PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E. & T. C. BIRKETT, 1975: *The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.* — *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 419—426.
- PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E. & T. C. BIRKETT, 1977: *The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.* — *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 121—132.
- PUHAN, D., 1978: *Experimental study of the reaction: dolomite + K-feldspar + H₂O = phlogopite + calcite + CO₂ at total gas pressures of 4000 and 6000 bars.* — *N. Jb. Miner. Mh.* 1978, 110—127.
- PUHAN, D. & W. JOHANNES, 1974: *Experimentelle Untersuchung zur Reaktion Dolomit + Kalifeldspat + H₂O = Phlogopit + Calcit + CO₂.* — *Contr. Miner. Petr.* 48, 23—31.
- SAUNDERS, A. D. & J. TARNEY, 1978: *Geochemistry of marginal basin basalts from the Scotia arc.* — *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 59, 1191.
- SCHMIDT, K., 1977: *Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas.* — *Z. dt. geol. Ges.* 128, 121—141, Hannover.
- SCHRAMM, J. M., 1977: *Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Osterreich) — Ein Zwischenbericht.* — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 7, 2, 3—20.
- SCHWARZER, R. R. & J. J. ROGERS, 1974: *A worldwide comparison of Alkali Olivine Basalts and their differentiation trends.* — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 23, 286—296.
- SEKI, Y.; OKI, Y.; MATSUDA, T.; MIKAMI, K. & K. OKUMURA, 1969: *Metamorphism in the Tanzawa mountains, Central Japan.* — *J. Japan. Ass. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 61, 1—24, 50—75.
- SMITH, R. E. & S. E. SMITH, 1976: *Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas.* — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 114—120.
- SPOONER, E. T. C. & W. S. FYFE, 1973: *Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer.* — *Contrib. Miner. Petr.*, 42, 287—304.
- STERN, C.; DE WIT, M. J. & J. R. LAWRENCE, 1976: *Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magmatism.* — *J. Geophys. Res.* 81, 4370—4380.
- STORRE, B. & K. H. NITSCH, 1972: *Die Reaktion 2 Zoisit + 1 CO₂ = 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H₂O.* — *Contr. Miner. Petr.* 35, 1—10.
- THOMPSON, A. B., 1970: *A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium.* — *Amer. J. Sci.* 268, 454—458.
- TROGER, W., 1967: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 und 2.* — Schweizerbart, Stuttgart.
- TUNELL, G., 1972: *Mercury.* — In WEDEPOHL, K. H.: *Handbook of Geochemistry*, Chapter 80, Springer, Berlin.
- TURNER, F. J., 1968: *Metamorphic Petrology.* — McGraw Hill, New York.
- VELDE, B., 1965: *Phengite Micas: Synthesis, stability and natural occurrence.* — *Amer. J. Sci.* 263, 886—913.

- VELDE, B., 1967: Si⁺⁴ Content of Natural Phengites. — *Contr. Mineral. Petrol.* 14, 250—258.
- WALLISER, O. H., 1977: Probleme der geotektonischen Einordnung der Varisziden. — *Zeitschr. angew. Geologie* 23, 459—463.
- WINCHESTER, A. & P. A. FLOYD, 1976: Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 459—469.
- WINKLER, H. G. F., 1974: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* — (Third Edition), Springer-Verlag, Berlin.
- WINKLER, H. G. F., 1976: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* — (Fourth Edition), Springer-Verlag, Berlin.