Kelyphitperidotite in der mittleren Ivreazone zwischen Val d'Ossola und Val Strona : ein Beitrag zur Herkunftstiefe der Ultramafitite der Ivreazone

Autor(en): **Lensch, Günter / Rost, Franz**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **52 (1972)**

Heft 2

PDF erstellt am: **14.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-40602

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Kelyphitperidotite in der mittleren Ivreazone zwischen Val d'Ossola und Val Strona

Ein Beitrag zur Herkunftstiefe der Ultramafitite der Ivreazone

Von *Günter Lensch* und *Franz Rost* (Saarbrücken)*)

Mit 8 Figuren und 1 Tabelle im Text

Abstract

Kelyphite-Peridotites in the Central Ivrea-Zone between the Val d'Ossola and the Val Strona (Western Italian Alps)

Structure and chemistry of the kelyphite-peridotites in the Ivrea-zone are analysed and compared with other partially retromorphosed garnet-peridotites of the Southern Alps. The former garnets of the peridotites in the Ivrea-zone are completely transformed into a paragenesis of amphibole and spinel. These two minerals are the only constitutents of the kelyphites, occasionally some orthoproxene may be added. In the rock they can be found in addition to olivine, orthopyroxene and diopside. The paragenesis of amphibole and spinel is considered representing an equilibrium at relatively high temperatures and H_2O-pressures combined with a certain supply of alkalies. These conditions apparently define the particular facies of the «hornblende-spinel-peridotites».

Zusammenfassung

Die in der mittleren Ivreazone auftretenden Kelyphitperidotite können nach Struktur, Chemismus der Gesteine und Kelyphite im Vergleich mit partiell kelyphitisierten Peridotiten der Südalpen – und anderer Gebiete – auf Granatperidotite zurückgeführt werden.

Nach ihrem Mineralbestand, besonders der sich in den Kelyphiten aus Granat entwickelnden Paragenese «Spinell und Hornblende» sind die Kelyphitperidotite der genannten Zone einer bei relativ hohen Temperaturen stabilen, besonderen «Spinell-Hornblende-Fazies» zuzuordnen, bei deren Bildung ein bestimmter H_2O-Partialdruck und eine Alkalizufuhr beteiligt war.

---

*) Prof. Dr. G. Lensch und Prof. Dr. F. Rost, Mineralogisches Institut der Universität des Saarlandes, D-66 Saarbrücken.

I. Einleitung

In den basischen Gesteinen der Ivreazone treten Ultramafitite – Peridotite, Lherzolithe und Pyroxenite – in unterschiedlicher Grösse und Verteilung auf; sie zeigen an der Externseite der Zone in Annäherung an die «Insubrische Linie» eine auffallende Häufung. In Übereinstimmung mit der geophysikalischen Interpretation des «Ivreakörpers» (zum Beispiel BERCKHEMER, 1968; GIESE, 1968) liegen nach den Untersuchungen des Metamorphosegrades der Ivreagesteine durch SCHMID (1967) die Ultramafitite im tiefsten Teil der Gesteinsfolge und entstammen dem Grenzbereich zwischen Mantel und Kruste.

Die Ultramafitite in der südlichen Ivreazone treten in der «Spinell-Peridotit-Fazies» auf, welche der Paragenese Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Chromspinell der magmatischen Frühkristallisation entspricht. In der mittleren und nördlichen Ivreazone, beginnend im Gebiet zwischen Val Sesia und Val Strona, tritt in diesen Mineralbestand zunehmend pargasitische Hornblende

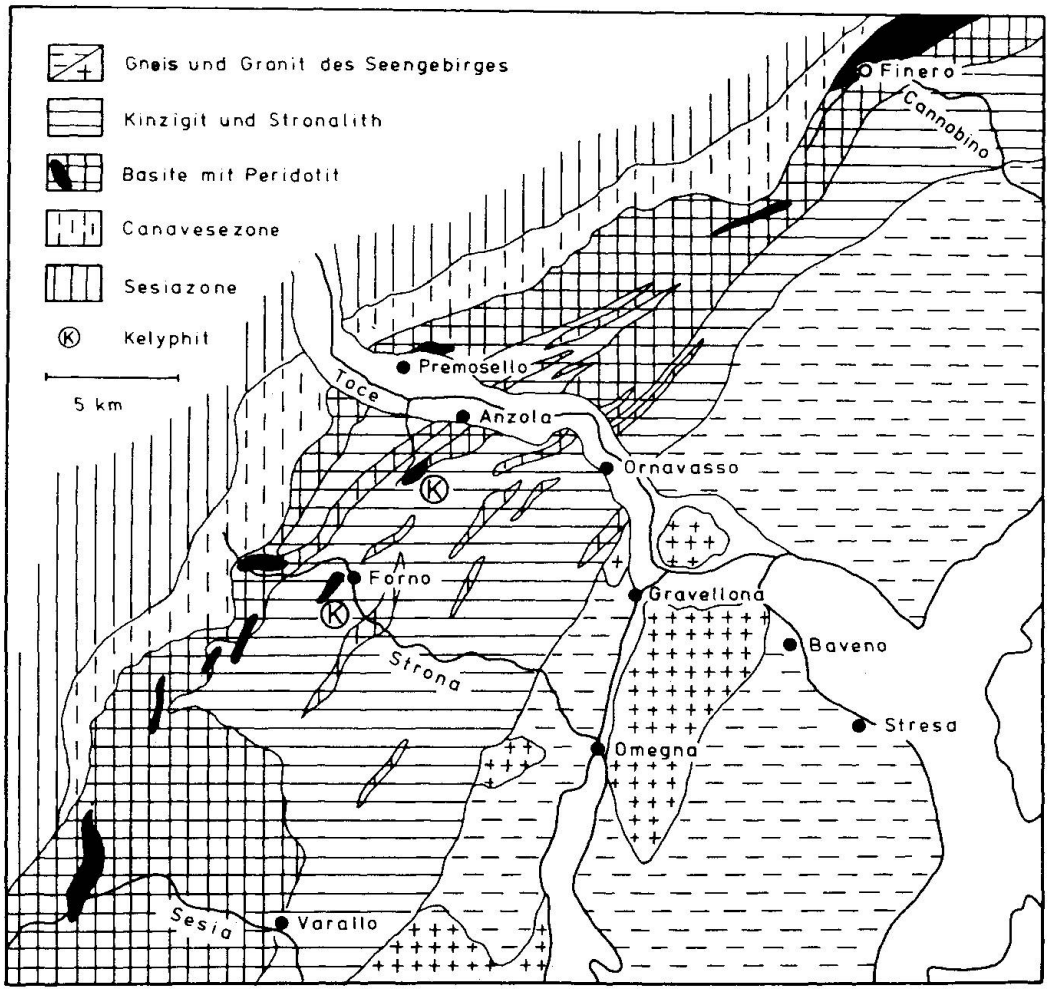

Fig. 1. Geologische Skizze der mittleren Ivreazone mit den beiden Vorkommen von Kelyphitperidotiten (K).

ein. Diese hornblendeführende Paragenese ist am vollkommensten im Peridotitkörper von Finero verwirklicht (LENSCH, 1971).

Die Frage nach der Herkunftstiefe, dem Ausgangsmaterial und der metamorphen Geschichte der Ultramafitite der Ivreazone stellt sich neu, nachdem im Innenbogen der mittleren Ivreazone bis jetzt zwei Vorkommen von «Kelyphitperidotiten» aufgefunden wurden, die schon nach makroskopischem Vergleich mit den Granat-Kelyphit-Ultramafititen des mitteleuropäischen Grundgebirges (ROST und GRIGEL, 1969, mit Literaturangaben) auf retromorphe Granat-Peridotite zurückgeführt werden können.

Zwischen Val d'Ossola (Toce-Tal) und Val Strona (Fig. 1) ziehen sich die basischen Gesteine weitgehend an den Aussenrand der Zone nach NW zurück, während die sauren «kinzigitischen» Metamorphite im Gesamtprofil an Mächtigkeit zunehmen und zum Teil den Metamorphose-Grad der «Granulit-Fazies» erreichen, wie im Profil von SCHMID (1967) in den «Biotit-freien Stronalithen» zum Ausdruck kommt. Das Zurücktreten der Basite zum Externrand ist mit einer besonders tiefen Absenkung ihrer krustalen Hangend-Gesteine verbunden, in welchen nur mehr in losem Zusammenhang mit Basiten die Kelyphitführenden Peridotite eingelagert sind.

II. Die Kelyphitperidotite der mittleren Ivreazone

II. 1. Vorkommen

Das eine Vorkommen findet sich im obersten Teil des Rio dell'Inferno, einem schluchtartigen Seitental des Toce westlich Anzola. Es wurde erstmals von SCHMID entdeckt, der die Verfasser darauf aufmerksam machte; das andere Vorkommen bei der Alpe Piumero, SW oberhalb Forno im Val Strona, konnte von G. LENSCH aufgefunden werden[1]).

Das an Häufigkeit überwiegende Gestein beider Vorkommen ist ein Hornblende-Peridotit, dessen pargasitische, grüne Hornblende meist eine deutliche Schieferung mit Lineartextur abbildet. Oberhalb der Alpe Piumero konnte nur dieser Gesteinstyp anstehend gefunden werden, während sich die Fundpunkte der Kelyphitperidotite und ihrer Übergangstypen zu Hornblendeperidotiten auf der Alpe Piumero auf mächtige «in situ»-Blockhalden beschränken, welche den grössten Teil des zu vermutenden Ultramafitkörpers bedecken. Im Rio dell'Inferno können die Kelyphitperidotite nur aus den steilen Rinnen des unzugänglichen Talschlusses aufgesammelt werden. In beiden Vorkommen findet man eine lückenlose Entwicklungsreihe von Kelyphitperidotit bis zu mehr oder weniger verschiefertem Hornblendeperidotit.

---

[1]) Das Peridotitvorkommen selbst, ohne Erwähnung von Kelyphiten, wurde erstmals von LOSCHI-GHITTONI (1964) beschrieben.

II. 2. Petrographie und Chemismus

Der Kelyphitperidotit ist ein richtungslos körniger, Olivin-reicher Ultramafitit, mit Bronzit, untergeordnet Diopsid und akzessorischem Spinell im

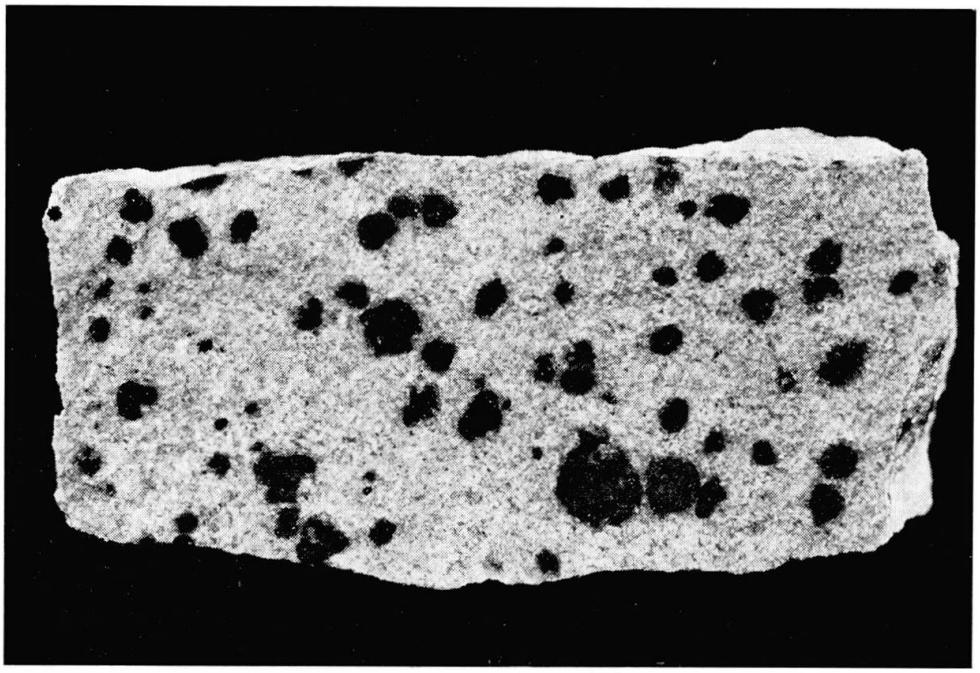

Fig. 2. Kelyphitperidotit aus dem Rio dell'Inferno/Toce-Tal. Angeschliffenes Handstück. Länge 10 cm.

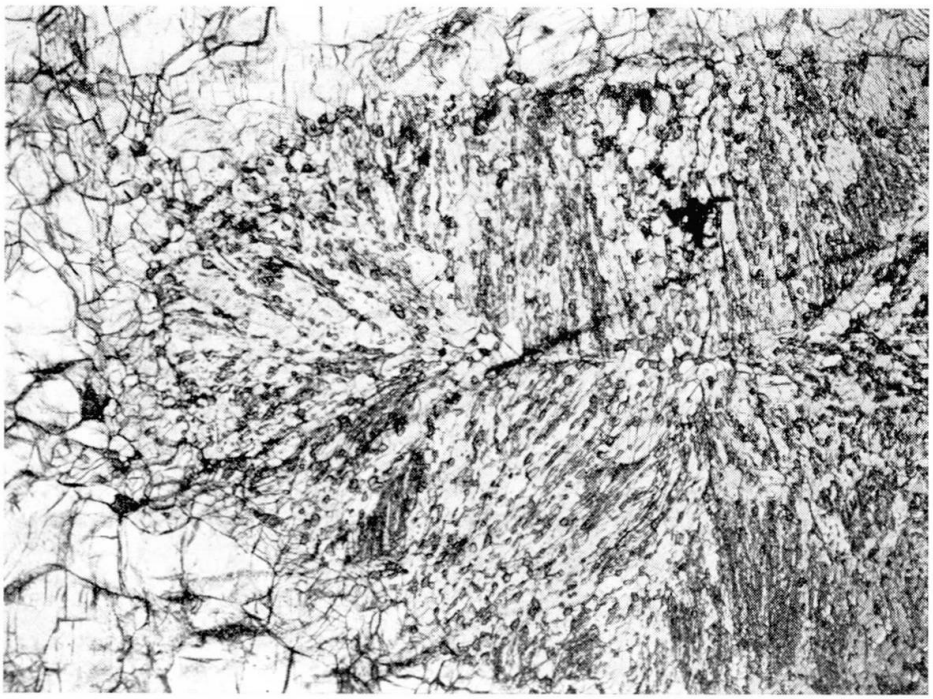

Fig. 3. Rekristallisierter Kelyphit aus olivbrauner Hornblende und Spinell. Die strahlige Struktur ist in der Anordnung der Körner noch deutlich erhalten. Bildlänge 4 mm, Schliff Nr. 2852 (Rio dell'Inferno).

Grundgewebe, in welches braune, rundliche Kelyphitknoten eingelagert sind (Fig. 2). Ihre radialstrahlige Struktur ist typisch für ihre retromorphe Bildung aus Granat (Fig. 3); die Hauptmineralien des Kelyphits sind olivbraune, parga-

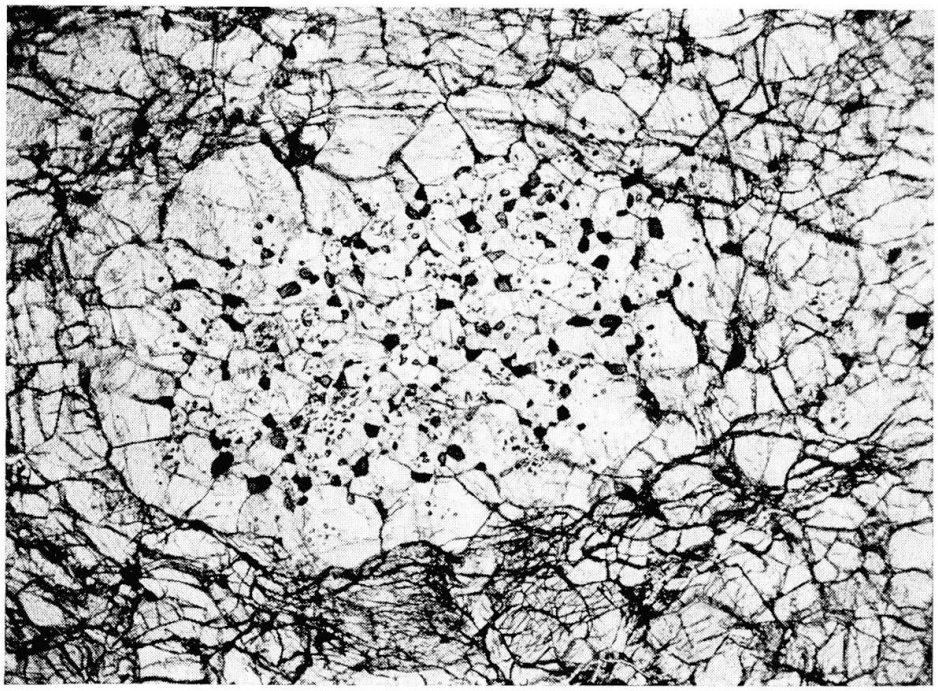

Fig. 4. Rekristallisierter Kelyphit aus olivbrauner Hornblende und Spinell. Die Struktur ist richtungslos körnig. Bildlänge 4 mm, Schliff Nr. 3202 (Alpe Piumero).

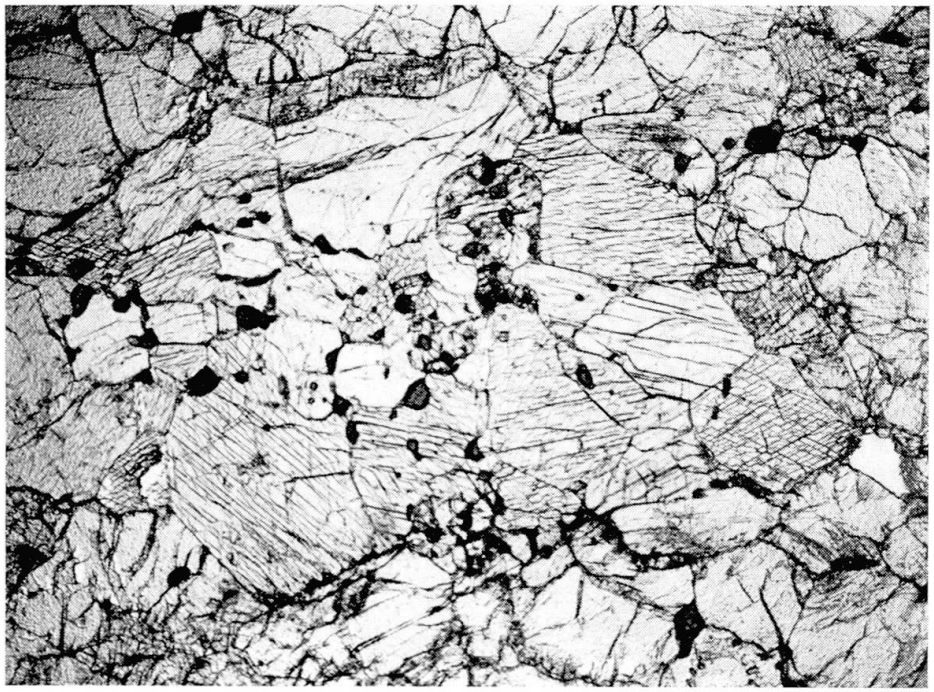

Fig. 5. Grobkörnig rekristallisierter Kelyphit aus grüner Hornblende und Spinell. Die Spinelle sind bereits teilweise ins Gestein ausgewandert. Bildlänge 4 mm, Schliff Nr. 3216 (Rio dell'Inferno).

sitische Hornblende ($2V_z = 85°$), hellolivbrauner Spinell und röntgenographisch nachgewiesener Orthopyroxen. Mit zunehmender Sammelkristallisation von Hornblende und Spinell verschwindet die radialstrahlige Kelyphitstruktur in einem mehr körnigen Pflaster beider Mineralien (Fig. 4 und 5). Die dabei festzustellende Umbildung der olivbraunen in eine grüne Hornblende ist mit einer zunehmenden Gesteinsverformung verbunden, die schliesslich über eine plattige Verflaserung der Kelyphite zu einem linear texturierten, kristallisationsschiefrigen Hornblendeperidotit führt.

Die in der Tabelle auf Seite 243 zusammengestellten Analysen der verschiedenen Typen der Kelyphit- bis Hornblendeperidotite zeigen bei den meisten Elementen Übereinstimmung, mit Ausnahme der Alkalien und des Kalziums, die mit Auftreten der grünen Hornblende eine Anreicherung erkennen lassen.

Dieselbe Zunahme lässt sich auch innerhalb der verschiedenen Kelyphite während der Umwandlung der braunen in grüne Hornblende beobachten; sie ist offensichtlich durch Zufuhr während der zunehmenden Gesteinsverformung erklärbar. Die mit der Umwandlung in grüne Hornblende verbundene Sammelkristallisation bedeutet weiter ein Auswandern des Spinells aus den ehemaligen Kelyphitknoten und damit deren Verarmung an Aluminium, Eisen und Chrom, was bereits in den grünen Kelyphiten der Probe-Nr. 3213 deutlich wird.

II. 3. Vergleich mit südalpinen Granatperidotiten

Im gesamten Alpengebiet sind nach bisheriger Kenntnis Granatperidotite im weiteren Sinn – mit über 70 Mol% Pyrop im Granat – räumlich eng an die Insubrische Linie gebunden, wie auf der Alpe Arrami, Tessin, und im Ultental, Südtirol (Rost, 1971). Auch in diesen Vorkommen führt eine retrograde Metamorphose in allen Übergängen zu Kelyphitperidotiten, die sich zwar, wie in Abschnitt III. ausgeführt wird, von den Ultramafititen der beiden hier behandelten Vorkommen unterscheiden, aber doch zum Vergleich herangezogen werden können.

In Fig. 6 sind die entsprechenden Gesteine im normativen Dreieck Olivin-Orthopyroxen-Klinopyroxen (Rost, 1971; Lensch, 1969, 1971) dargestellt. Während die granatführenden Lherzolithe bis Peridotite des Ultentales (Brenneis, 1971) ein relativ konstantes Opx/Cpx-Verhältnis aufweisen, zeigen die – mehr Hornblende führenden Granatultramafitite der Alpe Arrami (Lit. unter II. 4.) übereinstimmend mit den Kelyphitperidotiten der mittleren Ivreazone eine «Tendenz zur Zunahme des Klinopyroxenanteils», was mit der Zufuhr von Alkalien und Kalzium und deren Verrechnung im Klinopyroxen zu erklären sein dürfte.

Ein weiterer Vergleich der Gehalte an Al, Fe, Cr, Mn, Ca, Na und K im

Tabelle

Gesteins- und Mineralanalysen der Kelyphit- und Hornblende-Peridotite der mittleren Ivreazone

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	NiO	Cr_2O_3	H_2O	Summe
Gesteine														
2852	43,50	3,50	0,67	7,60	0,14	39,50	2,90	0,26	0,01	0,11	0,24	0,36	0,87	98,22
3203	42,70	3,35	1,79	6,99	0,14	39,50	2,90	0,73	0,05	0,12	0,24	0,39	1,00	99,90
3212	41,80	3,50	1,29	7,69	0,14	40,50	3,15	0,32	0,05	0,13	0,24	0,40	0,80	100,01
3213	42,50	4,10	1,47	7,48	0,13	39,00	3,20	0,37	0,09	0,11	0,25	0,40	0,80	99,90
3205	42,00	3,80	1,46	7,39	0,14	39,17	3,40	0,45	0,15	0,17	0,24	0,39	1,20	99,96
3214	41,70	4,00	0,72	7,95	0,14	39,40	3,50	0,58	0,17	0,15	0,23	0,40	1,10	100,04
Kelyphite														
2852	40,00	16,20	1,52	2,97	0,10	24,30	7,95	1,87	0,12	0,79	0,13	1,67	–	97,63
3203	41,20	16,50	0,90	2,94	0,09	21,90	10,70	1,97	0,15	0,72	0,13	1,56	–	98,76
3212	40,00	16,50	1,89	2,90	0,09	23,00	8,65	2,06	0,14	0,80	0,13	1,62	–	97,78
3213	43,00	14,50	0,87	2,62	0,06	20,82	11,80	2,34	0,49	0,70	0,12	1,12	–	98,45
Hornblenden														
3205	45,50	12,90	–	2,92	0,06	21,00	12,50	–	–	0,56	0,11	0,92	–	96,47
3214	45,00	12,00	0,36	3,03	0,07	21,30	11,50	1,97	0,58	0,54	0,10	1,08	–	97,53

Beschreibung: Nr. 2852, 3203 und 3212 Kelyphitperidotite mit braunen Kelyphitknoten
Nr. 3213 Kelyphitperidotit mit grünen Kelyphitknoten
Nr. 3205 und 3214 Hornblendeperidotite

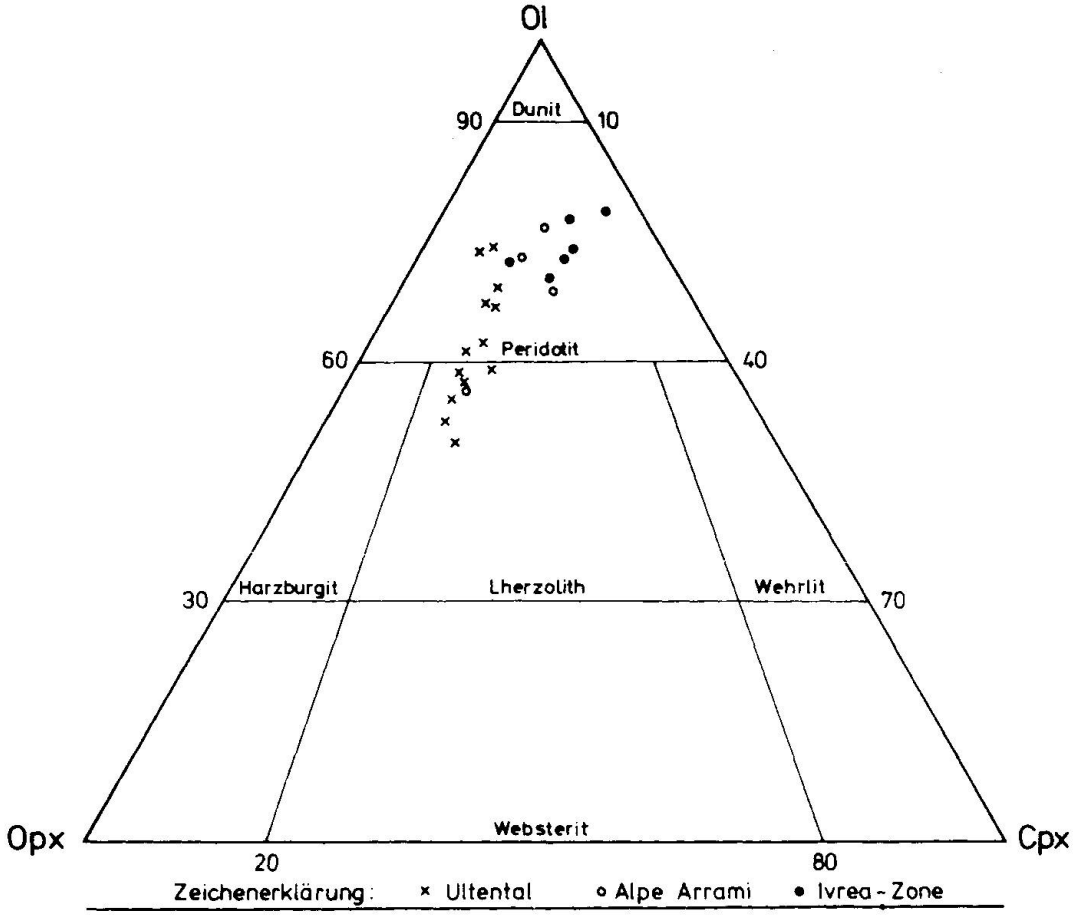

Fig. 6. Vergleich der Kelyphitperidotite der mittleren Ivreazone mit partiell kelyphitisierten Granatperidotiten der Alpe Arrami und des Ultentales im normativen Mineraldiagramm Ol-Opx-Cpx.

Gesteinsdurchschnitt der angegebenen Ultramafitite und separierter «Mineralien» – einschliesslich der Kelyphite – ergibt (Fig. 7):

1. Al_2O_3, Cr_2O_3, MnO und CaO werden im Granat gegenüber dem Gesteinsdurchschnitt angereichert.
2. Vergleicht man Granat und «Gesamtkelyphit», dann nimmt bei der Kelyphitisierung des Granats die Konzentration von Al_2O_3, FeO, Cr_2O_3 und MnO ab, diejenige des CaO zu. Mineralogisch bedeutet die Kelyphitisierung vereinfacht die Reaktion: Granat + Olivin → Kelyphitsilikate + Spinell.
3. In den Kelyphiten der Ivreazone findet man die höchsten Gehalte an CaO, Na_2O und K_2O. Darin deutet sich eine Zufuhr dieser Elemente bereits bei der Kelyphitbildung an, die sich bei der Hornblende-Sammelkristallisation und der Deformation noch verstärken kann. Der hohe Chromgehalt ist vermutlich durch eine relative Spinellanreicherung bedingt. Bei der Hornblende-Sammelkristallisation wird dieser Gehalt durch das Auswandern des Spinells stark herabgesetzt.

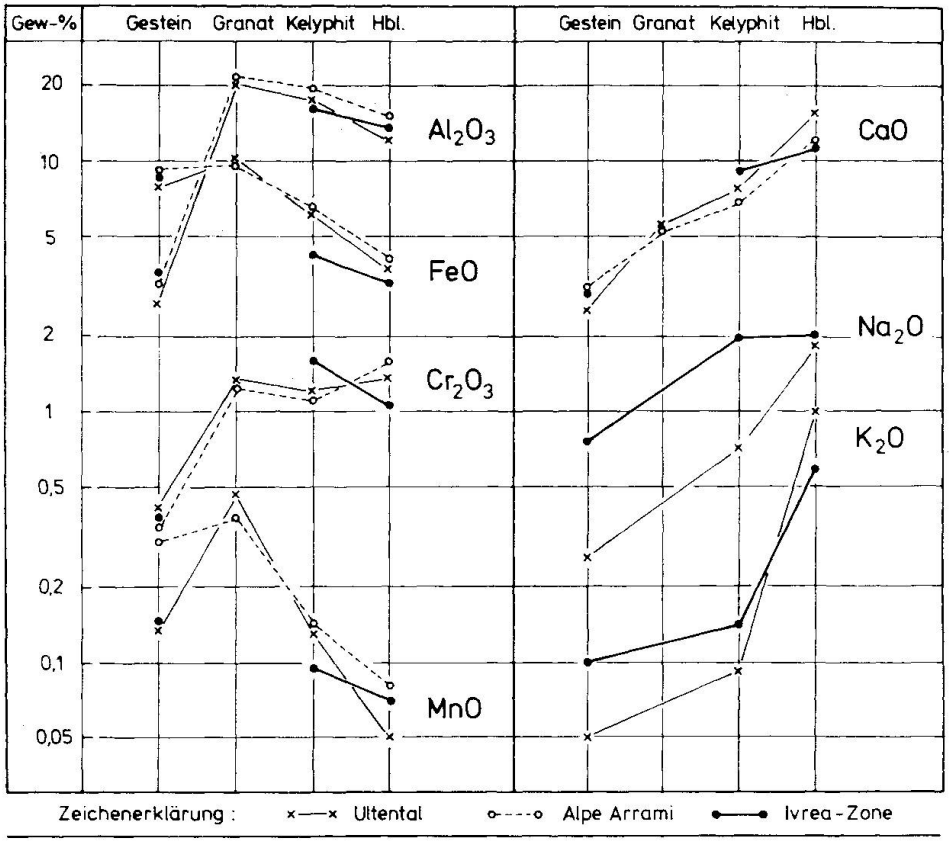

Fig. 7. Vergleich der Oxyd-Gehalte in den Durchschnitten der Gesteine und «Mineralien» der südalpinen Granat- beziehungsweise Kelyphitperidotite.

II. 4. Rekonstruktion der Granate der «Kelyphitperidotite» der mittleren Ivreazone

Auf Grund der Ähnlichkeit des durchschnittlichen Chemismus der hier behandelten Ultramafitite der mittleren Iveazone, der Alpe Arrami und des Ultentales sowie der Granate aus beiden letztgenannten Vorkommen (siehe auch Fig. 7) kann der Schluss gezogen werden, dass auch die – später zu den Kelyphiten umgewandelten – Granate in den Ultramafititen der mittleren Ivreazone eine vergleichbare Zusammensetzung aufgewiesen haben müssen.

Aus den verfügbaren Gesamtanalysen (*Alpe Arrami:* GRUBENMANN, 1908; GRUBENMANN und HEZNER, 1906; DAL VESCO, 1953; MERCY und O'HARA, 1965; unveröffentlichte Analysen des Min. Inst. Saarbrücken; *Ultental:* BRENNEIS, 1971) wurde eine vereinfachte Granat-Durchschnittsanalyse ermittelt:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	MgO	CaO	FeO	MnO
41,60	0,2	21,8	1,7	1,5	19,8	5,4	7,6	0,4

aus der sich folgende angenäherte Mol-Formel des Granats errechnen lässt

$$[Mg_{0,705}Fe_{0,152}Ca_{0,136}Mn_{0.007}]_3Al_{0,915}Fe_{0,045}Cr_{0,04}]_2[(Si_{0,996}Ti_{0,004})O_4]_3.$$

Charakteristisch für Ultramafititgranate ist der über 70 Mol-% betragende Pyropanteil. Der Chromgehalt kann wegen der unkontrollierbaren Spinellanteile im Kelyphit möglicherweise zu hoch angesetzt sein.

III. Zur Bildung und Herkunft der Kelyphitperidotite der mittleren Ivreazone

III. 1. Bildungsbedingungen der Granatperidotite und ihre geologische Interpretation

Seit der ersten experimentellen Untersuchung von BOYD und ENGLAND (1958/59) über die Bildungs- und Stabilitätsbedingungen des reinen Pyrop sind zu diesem Problem zahlreiche experimentelle Arbeiten, auch mit Berücksichtigung der natürlichen «nur Pyrop-reichen» Ultramafititgranate, veröffentlicht worden; die Ergebnisse unterscheiden sich je nach den Versuchsbedingungen zum Teil beträchtlich[2]). Die erzielten Minimaldrucke betragen nach SCHREYER und SEIFERT (1969) 16 kbar (bei 850°C) und nach O'HARA, RICHARDSON und WILSON (1971) 17 kbar (bei 850°). Dagegen nahm ROST (1961) aus geologischen Gründen Bildungsdrucke von nur 12 kbar an und legte in späteren Arbeiten (zum Beispiel 1966) den Minimaldruck für den Beginn der Granatbildung in den Bereich zwischen 10 und 15 kbar, was einer minimalen Tiefe von rund 30 km entspricht. Unter Berücksichtigung «negativer Druckkorrekturen» erniedrigen O'HARA und Mitarbeiter den Bildungs- beziehungsweise Stabilitätsdruck der Paragenese Pyrop + Olivin auf 12–15 kbar, entsprechend einer Mindesttiefe von rund 40 km, und kommen damit zu ganz ähnlichen Werten.

Bei der geophysikalisch bestimmten Lage der Moho-Diskontinuität zwischen 40 und 50 km unter dem Ivrea-Körper (BERCKHEMER, 1968), kann die Frage der Bildung der Granatperidotite – auch in der mittleren Ivreazone – im Mantel oder in der Kruste nicht entschieden werden. Mit Sicherheit müssen sich Granatperidotite im Mantel bilden können. Werden Spinellperidotite aus höheren Bereichen des Mantels tektonisch in Krustengesteine eingeschuppt und mit diesen Gesteinen bei einer Erhöhung des orogenen Tiefgangs nachträglich versenkt, so ist auch in der Umgebung von Krustengesteinen, meist Granuliten, eine Bildung von Granatperidotit durch Hochdruckmetamorphose möglich. Eine solche Granatbildung ist von ROST und GRIGEL (1969) für die Peridotite des mitteleuropäischen Grundgebirges angenommen und aus der Druckentmischung von Granat aus aluminiumreichen Orthopyroxenen in den Granatperidotiten des Ultentales bewiesen worden (AMTHAUER, BRENNEIS, GRIGEL und ROST 1971, 1972).

---

[2]) Neben der von O'HARA, RICHARDSON und G. WILSON (1971) genannten Literatur sei noch auf die Arbeit von KORNPROBST (1970) hingewiesen.

Auch in der mittleren Ivreazone treten die ursprünglichen Granatperidotite in Begleitung von Gesteinen in Granulitfazies auf, den sogenannten Stronalithen. Während in den ursprünglich tiefstgelegenen, externseitigen Teilen der Zone immer Spinellperidotite zu Tage kommen, für die eine Herkunft aus dem Übergangsbereich Kruste/Mantel angenommen werden muss, liegen die ehemals höher metamorphen Kelyphitperidotite im Innenbogen der Ivreazone jetzt in einem «stratigraphisch» seichteren Niveau. Will man den Widerspruch nicht durch eine Einschuppung «von Granatperidotiten» aus noch tieferen Teilen des Mantels lösen, so bietet sich auch hier die Annahme einer Hochdruckmetamorphose ehemaliger Spinellperidotite durch Versenkung im Verband mit den Stronalithen an.

III. 2. Die Kelyphitperidotite und ihre fazielle Stellung

Eine tektonische Hebung und die mit der Abtragung verbundene Druckverminderung unter etwa 10 kbar führt innerhalb der Mineralparagenese des Granatperidotits zunächst nur zur Instabilität des Granats, der bei hohen Temperaturen in Umkehr seiner Bildungsreaktion

$$\text{Granat} + \text{Olivin} \rightarrow \text{Orthopyroxen} + \text{Klinopyroxen} + \text{Spinell}$$

in Kelyphit, ein symplektitisches Gemenge der Mineralien der rechten Reaktionsseite, umgewandelt wird. Da bei der Hochdruckmetamorphose des «primären, magmatisch-faziellen» Spinellperidotits nicht nur Granat entsteht, sondern auch der Chemismus der Rest-Pyroxene – insbesondere durch Verlust an Aluminium aus dem Tschermak-Molekül nach der Druck-Koordinationsregel von NEUHAUS (1966) – verändert wird, weiter der bei der Kelyphitisierung des Granats entstehende Spinell nicht mit dem Spinell_0 (Feld [0] in Fig. 8) übereinstimmt, ist die retromorphe Spinellperidotitfazies der ersten Kelyphitisierung trotz gleicher «Mineralien», aber wegen ihrer verschiedenen chemischen Zusammensetzung, nicht mit magmatischem Spinellperidotit identisch.

Bei Temperaturabnahme unter die Grenzlinie zwischen den Feldern [0] und [2] und zunehmendem H_2O-Partialdruck wird der erste «Kelyphit» mehr und mehr durch die Paragenese Hornblende + Spinell ersetzt. In den Peridotiten des mitteleuropäischen Grundgebirges ist ein Übergangsstadium mit beginnender Hornblendisierung des Kelyphits charakteristisch (ROST und GRIGEL 1969), wie in o I der Fig. 8 angedeutet sein soll.

Die Spinell-Hornblende-Peridotitfazies des Feldes [2] wird schliesslich bei Unterschreitung der oberen Stabilitätstemperatur des Chlorits in die Chlorit-Hornblende-Peridotit-Fazies des Feldes [3] übergehen, wobei sich auch hier die Hornblenden beider Fazien chemisch unterscheiden können (o III in Fig. 8).

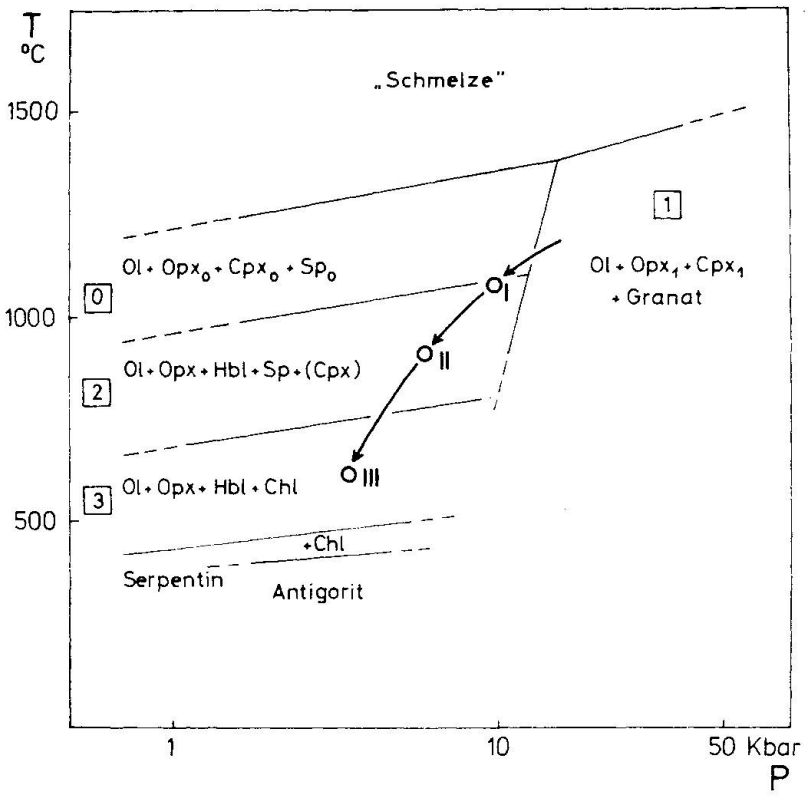

Fig. 8. Schematisches Faziesdiagramm orogenotyper Peridotite mit den verschiedenen Stadien der retrograden Metamorphose der Granatperidotite. I. Übergangsstadium zur Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies (Grundgebirge Mitteleuropas). II. Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies der mittleren Ivreazone. III. (über I. und II.) Stadium der Chlorit-Hornblende-Peridotit-Fazies (Westnorwegen, Alpe Arrami, Ultental).

In den meisten Fällen der faziellen Umwandlungen der Peridotite bleiben Faziesrelikte erhalten, zum Beispiel Reliktspinelle der magmatischen Ausgangsfazies in Granatperidotiten (Ultental) oder Granate bei nur partieller Kelyphitisierung in den späteren retromorphen Fazies, die sich in den meisten untersuchten Gebieten (Ultental, Alpe Arrami, Westnorwegen) nur bereichsweise – in Abhängigkeit der tektonischen Verformung – voll einstellen. Die Spinell-Hornblende-Fazies ist hier somit nur ein Übergangsstadium zu Chlorit-Hornblende-Peridotiten ([3] in Fig. 8).

In der mittleren Ivreazone entsprechen die Spinell-Hornblende-Peridotite – abgesehen vom Strukturrelikt der Kelyphite – einem endgültigen Gleichgewichtszustand (o II in Fig. 8) und repräsentieren damit die Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies des Feldes [2] in Fig. 8, dessen Grenzen in dieser schematischen Darstellung in Annäherung angegeben sind. In allen Gesteinen dieser Fazies in der Ivreazone bilden Olivin, Orthopyroxen, pargasitische Hornblende, Klinopyroxen und Chromspinell eine stabile Paragenese. Die Verfasser sind sich darüber klar, dass die retrograde Metamorphose zu Spinell-Hornblende-Peridotiten nicht streng isochemisch verlief, da mit der Hydratisierung auch eine Alkali-Zufuhr stattgefunden haben muss, die noch innerhalb der

angegebenen Faziesbedingungen mit einer Änderung der Hornblenden – braun nach grün – verbunden war. Trotzdem wurde in der mittleren Ivreazone die untere Grenztemperatur des Feldes [2] nicht unterschritten, was mit einer längeren, stabilen Lage in einer dem geothermischen Gradienten entsprechenden Krustentiefe zu erklären ist.

Auch im grösseren Ultramafitit-Körper von Finero, der weiter im Nordosten die Ivreazone in direktem Kontakt zur N gelegenen Insubrischen Linie begrenzt, sind die Peridotite in der Spinell-Hornblende-Peridotit-Fazies ausgebildet (LENSCH, 1971), ohne hier infolge einer grobkristallinen Ausbildung Rückschlüsse auf eine vorhergehende andere Fazies zuzulassen, und auch ohne nachfolgende weitere retrograde Metamorphose. Das Alter dieser Faziesausbildung war nach den ersten Bestimmungen von JÄGER (1962) varistisch, was in Anbetracht der «gemeinsamen geologischen Geschichte der Ivreazone» auch für die Kelyphitperidotite der mittleren Ivreazone angenommen werden darf.

Nach der endgültigen faziellen Prägung muss also sowohl die mittlere Ivreazone wie das Gebiet von Finero relativ schnell in obere Krustenbereiche gehoben worden sein, ohne mit Ausnahme einer geringfügigen randlichen Serpentinisierung weitere metamorphe Umwandlungen erlitten zu haben.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft soll für die im Rahmen des Schwerpunktprogramms «Unternehmen Erdmantel» gewährte Förderung der Dank ausgesprochen werden.

IV. Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

AMTHAUER, G., BRENNEIS, P., GRIGEL, W. und ROST, F. (1971): Topotaktische Entmischung von Granat in Orthopyroxen (Ein Beitrag zur Entstehung der Granatperidotite). Fortschr. Mineral. *49*, Beiheft 1, 11–13.

— (1971: Über orientierte Granatentmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafitite des Ultentales, Südtirol. Ber. Deutsch. Geol. Ges. F. Geol. Wiss., Reihe B (Mineralogie und Lagerstättenforschung), Gedenkband W. Kleber. Im Druck.

BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des «Ivrea-Körpers» abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. SMPM *48*, 235–246.

BOYD, F. R. and ENGLAND, J. L. (1958/59): Experimentation at high pressures and temperatures Pyrop. Yearb. Carnegie Inst. Wash. *58*, 83–87.

BRENNEIS, P. (1970): Die Ultramafitete im Bergzug südlich des Ultentales, Südtirol. Fortschr. Mineral. *48*, Beiheft 1, 1–2.

— (1971): Zur Geochemie und Genese der Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Südtirol. Diss. Saarbrücken.

DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogeno. SMPM *33*, 173–480.

GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivea-Zone. Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. SMPM *48*, 261–284.

GRUBENMANN, U. (1908): Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Vjschr. Natf. Ges. Zürich *53*, 129–153.

GRUBENMANN, U. und HEZNER, L. (1916): Zusammenstellung der Resultate über die von 1900–1915 im Min.-Petr. Inst. der ETH ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Vjschr. Natf. Ges. Zürich *61*, 149–203.

JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. J. geophys. Res. *67*, 5293–5306.

KORNPROBST, J. (1970): Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera: une étude experimentale entre 1100 et 1550°C sous 15 à 30 kilobars de pression sèche. Contr. Mineral. Petrol. *29*, 290–309.

LENSCH, G. (1968): Der normative Mineralbestand in Mafititen. N. Jb. Mineral., Mh. *9*, 306–320.

— (1971): Die Ultramafitite der Zone von Ivrea. Ann. Univ. Sarav. *9*, 5–146.

LOSCHI-GHITTONI, A. G. (1964): Le rocce ultrafemiche della Valle Strona (Novara). Rend. Soc. Mineral. Ital. *20*, 153–177.

MÖCKEL, J. R. (1969): Structural petrology of the Garnet-peridotite of Alpe Arrami (Ticino, Switzerland). Leidse Geol. Med. *42*, 61–130.

NEUHAUS, A. (1966): Die moderne Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung und ihre geochemisch-petrologischen Aspekte. Freib. Forschungsh. *C 210*, 113–131.

O'HARA, M. J., RICHARDSON, S. W. and WILSON, G. (1971): Garnet-Peridotit Stability and Occurrence in Crust and Mantle. Contr. Mineral. Petrol. *32*, 48–68.

ROST, F. (1961): Zur Stellung der Granatultrabasite des Sächsischen Grundgebirges. Freib. Forschungsh. *C 119*, 119–134.

— (1966): Probleme ultrabasischer Gesteine. Z. Deutsch. Geol. Ges. *116*, 1023–1025.

— (1971): Die alpinotypen Ultramafitite und ihre Bedeutung für den Tiefgang der alpinen Orogenese. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1971, 266–286.

ROST, F. und GRIGEL, W. (1969): Zur Geochemie und Genese granatführender Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. Chem. Erde *28*, 91–177.

SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). SMPM *47*, 935–1117.

SCHREYER, W. and SEIFERT, F. (1969): High-pressure phases in the System MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Am. J. Sci., Schairer Volume *267 A*, 407–443.

Manuskript eingegangen am 17. Februar 1972.