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

Band: 48 (1968)

Heft: 1: Symposium "Zone Ivrea-Verbano"

Artikel: Vergleich der Ultramafitite der Ivrea-Zone mit Peridotiteinschaltungen im europäischen kristallinen Grundgebirge

Autor: Rost, F.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-37759

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 19.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Vergleich der Ultramafitite der Ivrea-Zone mit Peridotiteinschaltungen im europäischen kristallinen Grundgebirge

Von *F. Rost* (Saarbrücken)*)

Mit 1 Textfigur

Summary

In comparing ultramafic rocks in the Ivrea-zone with corresponding "orogenotype" rocks in the basement regions of Europe, only the former show a subordinate relation to cogenetic basic rocks. For both types of ultramafics — especially peridotites — the author designs a "*Facies-Diagram*", according to experimental results on stability of the rock-forming minerals. In the European basement, and as far as possible in the Ivrea-zone also, examples are given for all facies presented here. Finally the importance of tectonic movements during the changing of certain facies is discussed.

Einführung

In den meisten Gebieten des europäischen kristallinen Grundgebirges sind Olivin-führende Ultramatitite in wechselnder Menge und Grösse, vielfach in offensichtlich tektonischem Verband, eingeschaltet. Die seit vielen Jahren an diesen Gesteinen durchgeführten Untersuchungen des Verfassers und seiner Mitarbeiter sollen in vorliegendem Referat zu einem Vergleich mit entsprechenden Ultramafititen der Ivreazone verwertet werden, als Beitrag zur Kenntnis der im „Schwerpunkt Oberer Mantel" bedeutungsvoll gewordenen Gesteinsgruppe.

Der Vergleich erstreckt sich zunächst auf die quantitative Relation der Ultramafitite zu genetisch zugehörig angesehenen Basiten, behandelt dann die mineralfazielle Stellung der Peridotite — als wichtigsten Vertretern der „Ultramafitite" in der Ivreazone und anderen Kristallingebieten und zeigt schliesslich Beziehungen zwischen Metamorphose und Tektonik dieser Gesteine auf.

---

*) Mineralogisches Institut der Universität des Saarlandes, Saarbrücken.

I. Die Relation der Ultramafitite zu basischen Gesteinen

Bereits aus der Geologischen Karte der Ivreazone ist als charakteristisches Kennzeichen der hier diskutierten Gesteine feststellbar, dass die Menge der Olivin-führenden Ultramafitite — auch einschliesslich pyroxenitischer Typen — gegenüber den basischen Gesteinen weitgehend zurücktritt. Nur in wenigen Profilen sind mächtigere Linsen von Peridotiten aufgeschlossen, wie insbesondere in der Val Sesia und im Gebiet von Finero/Centovalli. Unter Berücksichtigung ähnlicher Verhältnisse bei bekannten, wahrscheinlich in tieferen Krustenbereichen differenzierten basischen Massen — "layered bodies" — wie das Bushveld-Massiv und andere, kann der Schluss gerechfertigt erscheinen, dass auch in der Ivreazone ein genetisch zusammengehöriger Differentiationskomplex vorliegt. Eine Entscheidung über die Tiefenlage dieser Differentiation ist jedoch nach dem Stand der heutigen Kenntnisse noch nicht zu fällen.

Bei den Ultramafititen des europäischen kristallinen Grundgebirges sind vergleichbare Verhältnisse selten. Man kann das Gabbromassiv von Bad Harzburg mit seinem „Schillerfels" (poikilitische Orthopyroxene in einer serpentinisierten Grundmasse), die eukritisch-ultramafische Serie vom Frankenstein im Odenwald, vielleicht das Amphibolitmassiv von Neukirchen/Heiligenblut (Böhmerwald) mit randlichen Ultramafitit-Körpern am Hohen Bogen und einige mit Nickelmagnetkieslagerstätten verknüpfte Massen in Mähren (Staré Ransko) und Norwegen anführen.

Für die übrigen viel häufigeren Einschaltungen peridotitischer Ultramafitite treten entsprechende zugehörige Basite stark zurück oder fehlen vollständig. Dies gilt für das grösste Verbreitungsgebiet der böhmischen Masse einschliesslich ihrer Randgebiete in Sachsen, Bayern und Österreich, für das Gneisgebiet von Sunmöre/Nordfjord im mittleren Westnorwegen, für die Vogesen, Massiv des Maures in Südfrankreich und alpine Vorkommen im Westen (Gigestaffel und Kämmleten am St. Gotthard) und Osten (Massive von Kraubath und vom oberen Stubachtal). Man sieht sich gezwungen, dieses selbständige, von zugehörigen Basiten isolierte Auftreten der „orogenotypen" Ultramafitite mit einem eigenen Mechanismus ihrer Platznahme zu erklären; es mag in diesem Zusammenhang an die Hypothese P. de Roevers (1957) über die tektonische Herkunft aus dem obersten Mantel erinnert werden.

II. Die Fazies der orogenotypen Ultramafitite

Bei der Behandlung der hier diskutierten Ultramafitite neigte man bisher dazu, sie in ihrer Gesamtheit als „Magmatite" zu klassifizieren — vergl. E. Tröger (1935) — ohne die Abhängigkeit ihres Mineralbestandes von anderen als magmatischen Bildungsbedingungen zu überprüfen. Gestützt auf Beobachtungen von H. H. Reusch (1877, zitiert in 1883) in Westnorwegen wies aller-

dings bereits 1880 H. ROSENBUSCH auf die „metamorphe Schiefernatur" der dortigen Olivingesteine hin, ging aber auch nicht des näheren auf den Mineralbestand ein (in BRÖGGER, W. C., 1880).

Beschränkt man sich bei einer faziellen Betrachtung der orogenotypen Ultramafitite auf ihre wichtigsten Vertreter peridotitischer Zusammensetzung, ergibt sich für die Hauptmineralien Olivin und Orthopyroxen in dem für Kruste und obersten Mantel anzunehmenden PT-Bereich keine grundsätzliche Faziesabhängigkeit. Mehr Interesse verdienen in diesem Zusammenhang jedoch die Mineralien, in welchen ausser Mg und Si andere, zum Teil accessorische Elemente wie Ca, Al und Cr auftreten. Diese „faziestypischen" Mineralien sind Diopsid/Hornblende, Chrom-reicher Picotit bis Chromit, Pyrop-reicher Granat und Chlorit (Chrom-führender Klinochlor). Es ist beachtenswert, dass diese Mineralien zum Teil beträchtliche Mengen von Cr enthalten, der Granat beispielsweise durchschnittlich 2 Gew.-% Cr_2O_3, der Chlorit zwischen 2 und 5 Gew.-% Cr_2O_3.

F. R. BOYD und J. L. ENGLAND veröffentlichten 1959 ihre Versuchsergebnisse zur Synthese und über den Stabilitätsbereich des reinen Pyrop. Unter Berücksichtigung einer zu erwartenden Druckerniedrigung für die Bildung der natürlichen Ultramafitit-Granate mit nur 70 Mol.-% Pyropanteil — der Rest ist „Almandin, Grossular und Uwarowit" — lässt sich ein „Faziesschema" orogenotyper Ultramafitite entwerfen, in dem der „Bildungsdruck" der Granate zwischen 10—15 Kbar angenommen wird. Aus anderen experimentellen Arbeiten kann die obere Stabilitätsgrenze für Chlorit zwischen 600 und 750° C und die „Serpentinisierungsgrenze" zwischen 450 und 500° C als gesichert gelten (Fig. 1).

Bei hohen, für eine Ausscheidung aus einer „Schmelze wahrscheinlich basaltischer Zusammensetzung" geltenden Temperaturen und unter der „Granat-Grenzlinie" liegenden Drucken bildet sich eine „magmatische Fazies", nach ihrem Mineralbestand *Spinell-Diopsid-Peridotit-Fazies* zu benennen. Dieser Fazies gehören die „Olivin-Knollen und -Bomben" des basaltischen Magmatismus an, ferner die Peridotite der Pyrenäen (Lac du Lherz, Arguenos) und der meisten Vorkommen der Ivreazone, insbesondere im Val Sesia und SW davon, wie neuerdings G. LENSCH in seinem Symposiumsbeitrag zusammenfassend dargestellt hat. Im Bereich des Ultramafititmassivs von Finero ist der Diopsid weitgehend durch Hornblende ersetzt, was für eine Metamorphose im Temperaturgebiet oberhalb der Chloritbildung, jedoch bei beträchtlichem H_2O-Partialdruck, spricht. Im vorgestellten Faziesdiagramm könnte man von der *Spinell-Peridotit-Fazies* demnach eine *Spinell-Hornblende-Peridotit-Subfazies* abteilen. Das aus dem Kern des Finero-Massivs bekannte Auftreten von Phlogopit-führenden Peridotiten — nach dem übrigen Mineralbestand zu dieser Subfazies gehörend — widerspricht nicht dem anzunehmenden Temperaturbereich über der „Chloritlinie" zwischen etwa 600—750° C, jedoch ist die Herkunft des zur

Phlogopitbildung notwendigen Kaliums noch ungeklärt. In kleinsten Mengen (unter $1^0/_{00}$) ist Phlogopit in manchen Granatperidotiten der böhmischen Masse feststellbar; ferner lässt sich im Aaheimer Gebiet (Westnorwegen) die Bildung von Phlogopit-Peridotiten auf Zufuhr von K mit „überkritischen" Lösungen zurückführen. Ob eine derartige Zufuhr auch für Finero zutrifft, müsste erst nachgewiesen werden.

Bei höheren Drucken wird die „*Spinell-Peridotit-Fazies*" entsprechend einer schematisch zu formulierenden Granatbildungsgleichung:

Diopsid + Enstatit + Spinell → Granat (Pyrop 70) + Olivin

von der *Granat-Peridotit-Fazies* abgelöst. Die Hauptmineralien Olivin, Ortho- und Klinopyroxen zeigen, wie schon betont wurde, bei höheren Temperaturen keine grundsätzliche Druckabhängigkeit; sie können, von Veränderungen des Feinchemismus abgesehen, in beiden Fazien auftreten, da die Granatbildung in Abhängigkeit des verfügbaren Al — zum Teil des Cr — in keinem Fall die ganze Menge des Diopsid verbraucht.

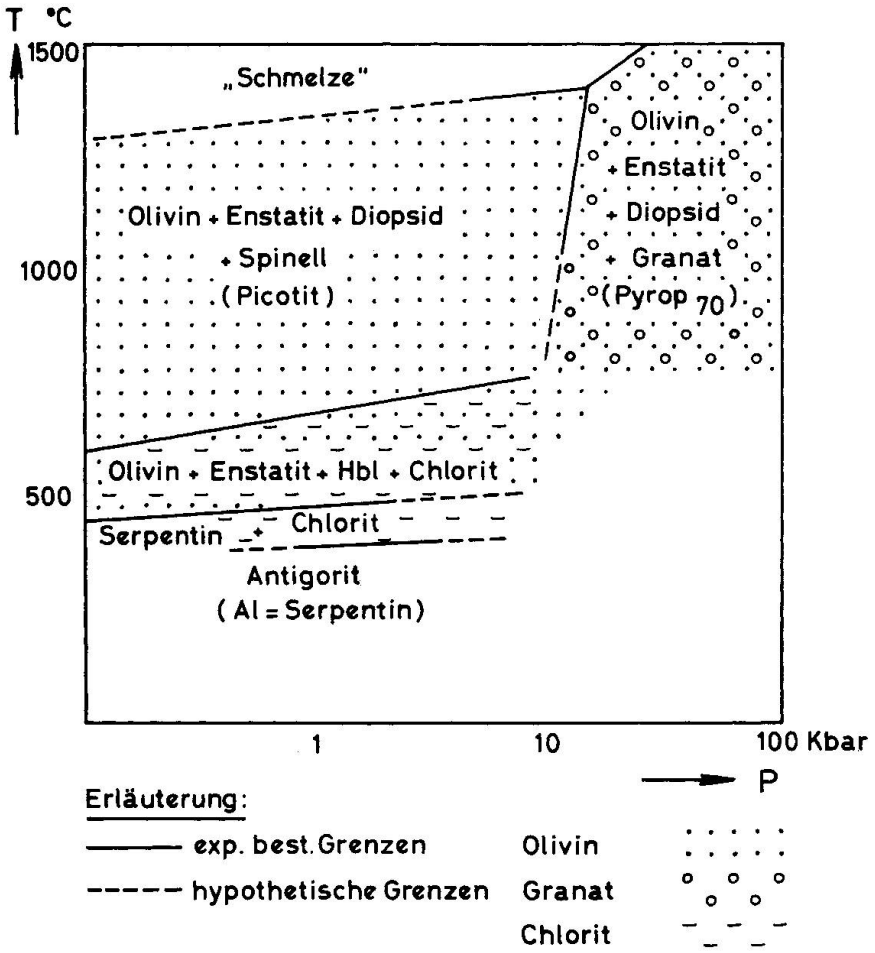

Fig. 1. Fazies-Diagramm peridotitischer Ultramafitite.

Das wichtigste bekannte Verbreitungsgebiet Granat-führender Ultramafitite (meist serpentinisiert) ist die böhmische Masse mit ihren Randgebieten in Sachsen (Sächsisches Granulitgebirge, Zöblitz) und Österreich (Waldviertel, Wachau). Da die Granatperidotite stets in granulitischer Gesteinsvergesellschaftung auftreten oder an solche Zonen gebunden erscheinen, die auf Grund starker tektonischer Beanspruchung eine „Tendenz zur Granulitbildung" erkennen lassen, wie im sächsischen Erzgebirge (s. H. J. Behr, E. Fritsch und L. Mansfeld, 1965), neigt der Verfasser dazu, diese Granatperidotite der böhmischen Masse als eine „echte" metamorphe Hochdruckfazies zu interpretieren, die mit ihrem Nebengesteinsrahmen umgewandelt wurde. Dafür spricht weiter, dass in einigen Vorkommen des sächsischen Erzgebirges (Gebiet von Olbernhau) reliktische „noch nicht völlig zur Granatbildung verbrauchte" Spinelle in den Granaten beobachtbar sind, also die Einstellung zur Hochdruckfazies nicht durchgegriffen hat (F. Rost, 1961). Ähnliche Feststellungen lassen sich in den Granat-führenden Peridotiteinschaltungen des Ultentales treffen, wie die vorläufige fazielle Überprüfung des von C. Andreatta (1936) untersuchten Gebietes zeigt.

Auf der anderen Seite ist keinesfalls auszuschliessen, dass eine direkte Entstehung Granat-führender Peridotite als Differentiat aus einer Schmelze möglich ist; entsprechende Drucke dürften bei einer bestimmten Tiefenlage der „Mohorovicic-Zone" gegeben sein. Es erscheint jedoch nicht berechtigt, alle Granatultrabasite aus dem Mantel abzuleiten, wie manche Autoren in den letzten Jahren annehmen, da eine metamorphe Bildung ebenso im Bereich der Möglichkeit liegt.

Ganz kurz mag darauf hingewiesen werden, dass die seit langem beschriebene Kelyphitisierung in den meisten Granatperidotiten der böhmischen Masse auf eine retrograde Metamorphose zurückgeführt werden kann, die durch Druckentlastung — bei gleichzeitiger Anatexis der begleitenden Granulite — zur „Rückbildung" des Granats zu Kelyphit, einem Gemenge aus Spinell, Ortho- und Klinopyroxen und Hornblende Anlass gibt, was einem Faziesübergang der *Granat-Peridotit-Fazies* zur *Spinell-Peridotit-Fazies* (in deren unterem Temperaturbereich) entspricht. Bei niedrigen Temperaturen unter 600—750° C und etwa unter 10 kbar liegenden Drucken werden Spinell und Granat unter Voraussetzung eines wirksam werdenden H_2O-Partialdrucks instabil; der Chrom-reiche Spinell wird chloritisiert, Granat in Chlorit und Hornblende umgewandelt. Der in der magmatischen *Spinell-Peridotit-Fazies* hohe Gehalt der Diopside an Aluminium wird ebenfalls zur Chloritbildung „entmischt" (Stubach-Tal in den Hohen Tauern) und die Diopside beider bisher behandelter Fazien zu Hornblende hydratisiert. Dieser zwischen der „Stabilitätsgrenze des Chlorits" und der „Serpentinisierungslinie" zwischen 450 und 500° C liegende Bereich ist als *Chlorit-Hornblende-Peridotit-Fazies* zu bezeichnen. Gesteine dieser Fazieszugehörigkeit sind für das gesamte ostbayerische Grenzgebirge

kennzeichnend (F. Rost, 1956; B. Klinkhammer und F. Rost, 1967) — mit Ausnahme der ophiolitähnlichen Gesteinsserien in Grünschieferfazies —, ferner für „nicht granulitische" Gneisgebiete der übrigen böhmischen Masse; sie treten schliesslich, ohne einen Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, im Massiv des Maures (Südfrankreich), im Gotthardgebiet (Gigestaffel) und im Rauenthal/Vogesen auf. Die retrograde Metamorphose zu Chloritperidotiten lässt sich besonders im Massiv von Kraubath (aus Spinellperidotiten) (F. Rost, 1967), in Westnorwegen und im „Gordunit" der Alpe Arrami (E. Dal Vesco, 1953) verfolgen, deren Ausgangsgesteine in Granatperidotitfazies als zum Teil grosse Reliktkörper erhalten blieben. Die Kelyphitisierung dieser Granate führt dabei zu Chlorit-Hornblende-Kelyphiten, deren Mineralien bei zunehmender, mit Durchbewegung verbundener retrograder Metamorphose blastisch rekristallisieren, wie im letzten Abschnitt dieses Beitrags wiederholt werden wird.

Unter 450—500° C beginnt bei H_2O-Zufuhr die Serpentinisierung aller wesentlichen Silikatmineralien Olivin (zu lizarditischen Maschenverbänden), Ortho- und Klinopyroxen sowie der Hornblende (zu Bastit) (R. Hochstetter, 1965). Der Chlorit bleibt bei der Maschenserpentinisierung zunächst erhalten (F. Rost, 1961) und löst sich erst bei der unter Stresswirkung erfolgenden Antigoritisierung des Serpentins im Grundgewebe des Antigorits auf. Für „ehemals olivinreiche Ultramafitite" ergibt dies die Möglichkeit, „2 Subfazies der Serpentinite" auseinanderhalten zu können, die jedoch ausserhalb der eigentlichen, hier vorgestellten „*Peridotit-Fazies*" stehen, da die Serpentinisierung der Peridotite nicht ohne einschneidende Veränderungen, also nicht isochemisch verläuft.

III. Metamorphose und Tektonik

Spinellperidotite der „magmatischen Fazies", wie im südwestlichen Gebiet der Ivreazone oder in den Vorkommen der nördlichen Pyrenäen zeigen, von einer Lagenbänderung abgesehen, meist keine anderen deutlichen Texturmerkmale; sie sind „massig" und vielfach dick gebankt. Die Lagenbänderung beruht auf wechselnder Mineralzusammensetzung bis Anreicherung bestimmter Mineralkomponenten. Gefügekundlich ist jedoch — wie in Olivinknollen und -Bomben des basaltischen Vulkanismus — eine Regelung der Olivinkörner festgestellt worden, wie in den Lherzolithen der Pyrenäen von A. L. G. Collée (1963) und von H. G. A. Lallemant (1967), deren Deutung hier nicht diskutiert werden soll.

Auch die Granatperidotite zeigen eine vergleichbare relativ massige Dickbankigkeit, wenngleich in manchen Vorkommen intensive Verfaltungen mit zwischengelagerten zu Granatpyroxeniten metamorphosierten Basiten auffallen; R. Reinisch (1929) hat solche von Zöblitz/Sachsen beschrieben (s. auch F. Rost, 1961). Ähnliche Beobachtungen lassen sich ferner in den Partien der

Peridotitlinsen des Aaheimer Gebietes (Westnorwegen) machen, die Gesteinsrelikte der *Granat-Peridotit-Fazies* enthalten (vergl. M. J. O'HARA und E. L. P. MERCY, 1963; M. A. LAPPIN, 1966).

Die retrograde Metamorphose der Granatperidotite zu Pyroxen-Kelyphit-Peridotiten im Gebiet der böhmischen Masse vollzieht sich offensichtlich ohne erkennbare tektonische Durchbewegung, ebenso die Chloritblastese in den Spinell-Peridotiten von Kraubath und vom Stubachtal. Die Bildung von chromreicherem Kämmererit in Kraubath erscheint bevorzugt an tektonischen Störungsflächen erfolgt zu sein.

Im Gneisgebiet von Sunmöre/Nordfjord in Westnorwegen und dem vom Autor und seinen Mitarbeitern speziell bearbeiteten Teilgebiet SE von Aaheim mit seinen grossen Peridotitlinsen (s. auch A. LAPPIN, 1966) lassen sich enge Beziehungen zwischen Tektonik und Metamorphose verfolgen, die besonders hinsichtlich der Platznahme der Peridotitkörper wertvolle Rückschlüsse erlauben. Aus den tektonischen Messungen der älteren Faltenachsen, insbesondere im Bereich der reliktischen Granatperidotit-faziellen Gesteine ergibt sich aus der mehr oder weniger horizontal liegenden B-Achse eine vertikale Aufwärtsbewegung der der Hochdruckfazies angehörenden Ausgangsgesteine der Peridotitkomplexe. Mit der Einformung der Peridotitlinsen in die steilachsige Schlingentektonik der umgebenden „mesozonalen" Gneise vollzieht sich eine fazielle Angleichung, wobei durch die notwendigerweise retrograde Metamorphose die Granat- zu Chlorit-Hornblende-Peridotiten umgewandelt werden. Diese Umwandlung ist weitgehend von einer ungleichmässigen Gesteinsverformung abhängig, die sich zum Teil in schmalen, die primäre Bänderung in verschieden grosser Winkelabweichung kreuzenden Zonen vollzieht. Die Granate werden hierbei zunächst zu Chlorit-Hornblendeknoten kelyphitisiert und im Bereich der Verformung der Peridotite in Hornblende-Chloritlinsen umgewandelt. Die gleichzeitig in den Peridotiten wahrnehmbare Rekristallisation führt schliesslich durch totale Kristalloblastese, insbesondere der neugebildeten Mineralien Chlorit (und Hornblende) im umkristallisierenden Olivingrundpflaster zu „texturierten" Chloritperidotiten, deren „Schiefernatur" bereits H. ROSENBUSCH (1880) hervorhob, wie in Erinnerung gebracht werden soll.

Im Zusammenhang mit dem Vergleich der Ultramafitite der Ivreazone mag hier auf weitere Details aus Westnorwegen verzichtet werden. Es soll nur noch darauf hingewiesen werden, dass auch die chloritperidotitischen Ausgangsgesteine der Serpentinite der Münchberger Gneismasse (F. ROST, 1956) ähnliche Verformungen erkennen lassen und dass im Peridotitvorkommen der Gigestaffel (Gotthard) ein Chlorit-Peridotitschiefer mit überzeugender Einregelung der Chlorite nach „S" vorliegt, ohne dass der Verfasser eine Aussage über die frühere Fazies dieser Peridotite machen möchte. Einfacher liegen die Verhältnisse im Ultramafitit-Vorkommen der Alpe Arrami, dessen Ausgangsfazies der „*Granat-Peridotit-Fazies*" angehört, wobei sich analog zu Westnorwegen ein-

deutig — verbunden mit zunehmender Verschieferung — der retrograde Übergang zur „*Chlorit-Hornblende-Fazies*" in allen Stadien verfolgen lässt (vergl. E. Dal Vesco, 1953).

Aus dem Beitrag von G. Lensch, wie wiederholt werden mag, lässt sich die fazielle Stellung der Peridotite der Ivreazone feststellen — die Basite mögen ausser Betracht gelassen werden —. Für das Gebiet von Finero mit seiner „retrograden Metamorphose" zur „*Spinell-Hornblende-Peridotit-Subfazies*" ist sicher ebenfalls eine Durchbewegung nachweisbar, die insbesondere die Phlogopitperidotite des Kernes der Finero-Masse weitgehend veränderte und zu einer Einregelung der Phlogopite führte. Eine entsprechende Regelung der Hornblenden in der „Mantelzone" des Finero-Komplexes ist offensichtlich, verbunden mit einer durch die Zufuhr „fluider Phasen" in die Wege geleiteten Rekristallisation des Olivins.

IV. Zusammenfassung

Obwohl die Ultramatitite der Ivreazone im Vergleich zu den Peridotiteinschaltungen im kristallinen Grundgebirge Europas gegenüber kongenetischen Basiten nur eine untergeordnete Rolle spielen, lassen sie sich eindeutig in das Faziesschema orogenotyper Peridotite einordnen. Anhand der erläuterten Beispiele der verschiedenen „*Peridotit-Fazies*" im europäischen Grundgebirge ergibt sich für den SW-Teil der Ivreazone eine Zugehörigkeit zur „*Spinell-Diopsid-Peridotit-Fazies*", für den Komplex von Finero durch die Wirkung einer unter H_2O-Zufuhr erfolgenden retrograden Metamorphose die Zugehörigkeit zur „*Spinell-Hornblende-Peridotit-Subfazies*", wobei sich die im Kern der Finero-Masse auftretenden Phlogopit-Peridotite in diese letztgenannte Subfazies einordnen lassen; die Herkunft des Kaliums muss hierbei jedoch offengelassen werden.

Die Beziehungen der retrograden Metamorphose zu einer tektonischen Durchbewegung werden insbesondere am Peridotitgebiet von Aaheim/Westnorwegen aufgezeigt, die auch im Gebiet von Finero einen entscheidenden Einfluss auf die Ausbildung der dortigen Hornblende- und Phlogopit-Peridotite nachweisen lassen.

V. Literaturverzeichnis

(in gekürzter Auswahl)

Andreatta, C. (1936): La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Mem. Mus. Stor. Nat. Ven. Tridentina *5*, 87—245.

Behr, H. J., Fritsch, E. und Mansfeld, L. (1965): Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten. Krystallinikum *3*, 7—29.

BOYD, F. R. and ENGLAND, J. L. (1959): Experimentation at high pressures and temperatures Pyrop. Yearb. Carnegie Inst. Wash., *58*, 83—87.

BRÖGGER, W. C. (1880): Über Olivinfels von Söndmöre. N. Jb. Mineral. II, 187—192.

COLLÉE, A. L. G. (1963): A fabric study of Lherzolites with special reference to ultrabasic modular inclusions in the lavas of Auvergne (France). Leidse Geol. Med. *28*, 1—102.

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

HOCHSTETTER, R. (1965): Zur Kenntnis der Serpentinmineralien. Dissertation Saarbrükken.

KLINKHAMMER B. und ROST, F. (1967): Die Serpentinite des Oberpfälzer Waldes. Sonderheft 16 der VFMG zur Min. u. Geol. d. Oberpfalz, 112—136.

LALLEMANT, H. G. A. (1967): Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" Peridotite: The Lherzolite of the French Pyrenees. Leidse Geol. Med. 42, 1—57.

LAPPIN, M. A. (1966): The field relationship of basic and ultrabasic masses in the basal Gneiss-complex of Stadlandet and Almklovdalen, Nordfjord, Southwestern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. *46*, 439—496.

O'HARA, M. J. and MERCY, E. L. P. (1963): Petrology and Petrogenesis of some garnetiferous Peridotites. Trans. R. Soc. Eding., *65*, 251—314.

REINISCH, R. (1929): Erläuterungen zur Geol. Karte von Sachsen, Blatt Zöblitz, 2. Aufl.

REUSCH, H. H. (1883): Nye oplysninger am olivinstenen i Almklovdalen og Sundalen paa Søndmøre. Christiania vidensk.-selsk. Förh., *1*, 1—18.

DE ROEVER, W. P. (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol.Rdsch. 46, 137—146.

ROST, F. (1956): Ultrabasische Gesteine in der Münchberger Gneismasse. Geol. Bav. 27, 175—231.

ROST, F. (1961): Zur Stellung der Granatultrabasite des Sächsischen Grundgebirges. Freiberger Forsch.h., *C 119*, 119—134.

ROST, F. (1961): Chlorit und Granat in ultrabasischen Gesteinen. Fortschr. Mineral. *39*, 112—126.

ROST, F. (1967): Zur faziellen Einstufung österreichischer Periodotite. Mitt.-Blatt. Joanneum, Graz, Abt. Min., *1/2*, 92—98.

TRÖGER, E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.