

Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation

Autor(en): **Lensch, Günter**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **48 (1968)**

Heft 1: **Symposium "Zone Ivrea-Verbano"**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-37753>

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.

Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation

Von *Günter Lensch* (Saarbrücken) *)

Mit 4 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

Summary

Upon investigation of ultramafic rocks of the Ivrea Zone, three types can be recognized:

1. Lherzolites representing the premetamorphic state of ultramafic rocks. They are supposedly the result of dislocation, and form bigger lumps in basic environments.
2. Layered lenses formed by pyroxenites and peridotites, which, in parts, are ore-bearing. They are metamorphic and are genetically related to their basic environment.
3. The ultramafic complex of Finero. This is perhaps the fundamental layer of the basic rocks of the Ivrea Zone. The petrologic transition to the peridotitic rocks of the deeper Ivrea-body can be studied here.

No evidence was found backing the theory that the mafic and ultramafic rocks of the Ivrea Zone are results of magmatic differentiation. We suppose that these rocks have been the result of dislocation of solid matter on a large scale from a region between crust and mantle of the earth.

Vorbemerkung

Der Verfasser ist zur Zeit mit einer geochemischen und petrographischen Bearbeitung der Ultramafitit-Körper der Zone von Ivrea beschäftigt. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte auch eine geologische Übersichtsaufnahme der größeren Peridotit- und Pyroxenitvorkommen. Diese Geländearbeiten sind abgeschlossen, dagegen sind die Untersuchungen der chemischen Verhältnisse der Gesteine und ihrer Minerale sowie die petrographische Bearbeitung noch im Gange. Der Schwerpunkt der vorliegenden Mitteilung liegt deshalb auf der Interpretation von Geländebefunden. Auswertungen der geochemischen Untersuchungen können erst in einer späteren Arbeit veröffentlicht werden.

I. Einleitung

In der Zone von Ivrea findet man in vielen Bereichen feldspatfreie Hornblende-, Pyroxen- und Olivingesteine. In den geologischen und petrographischen Arbeiten aus diesem Gebiet werden alle diese Gesteine gewöhnlich unter dem Namen „Ultrabasite“ zusammengefasst. Obwohl der Name aufgrund seiner chemischen Aussage nicht auf sämtliche holomelanokraten Gesteine zutrifft,

*) Mineralogisches Institut der Universität des Saarlandes, Saarbrücken.

hat er sich doch weithin als nicht ganz korrektes Synonym für den Begriff „Ultramafitite“ eingebürgert. Im folgenden Text wird allgemein nur mehr der Ausdruck „Ultramafitite“ gebraucht.

Man trifft die ultramafischen Gesteine vorwiegend in der Nähe des Nord- und Westrandes der Ivreazone — in der Nähe der Insubrischen Linie — und vorwiegend in Begleitung basischer Gesteine. Die Basite herrschen an der Erdoberfläche bei weitem vor. Auch wenn man alle kleinen und kleinsten Pyroxenit- und Peridotitlinsen berücksichtigt, erreichen die Ultramafitite kaum ein Zwanzigstel der Fläche der Basite.

Die basischen Gesteine entsprechen in Mineralbestand und Chemismus etwa mesokraten bis melanokraten Dioriten, Gabbros und Noriten. Als unmittelbare Begleitgesteine der Ultramafitite findet man bevorzugt glimmerarme oder glimmerfreie, granatführende Varietäten. Im Nordteil der Ivreazone zeigen die Basite alle Anzeichen intensiver Metamorphose unter tief mesozonalen bis katazonalen Bedingungen. Die metamorphen Erscheinungen und ihre Änderung quer zum Streichen der Zone sind in jüngster Zeit aus verschiedenen Gebieten in der nördlichen Ivreazone detailliert beschrieben worden (J. SCHILLING, 1957; R. SCHMID, 1967; M. BERTOLANI, 1969).

In der südlichen Ivreazone scheint die Metamorphose weniger stark gewirkt zu haben, die Gesteine scheinen in Gefüge und Mineralbestand magmatischen Tiefengesteinen ähnlicher zu sein. Neuere Untersuchungen fehlen hier allerdings ganz.

II. Die Ultramafitit-Körper

Die bedeutenderen Ultramafitit-Körper sind auf der Geologischen Karte von Italien 1 : 100 000 von den damaligen Bearbeitern (S. FRANCHI und V. NOVARESE) einheitlich als „Lherzololith“ kartiert worden. Weitere, kleinere Vorkommen trifft man überall dort, wo Bergbau auf Nickelerz umgegangen ist. Schließlich fördert jede Detailkartierung in den Basiten bisher unbekannt, kleine und kleinste ultramafische Linsen zutage (z.B. R. SCHMID, 1967).

Die Gesteine sollen hier in drei Abschnitten beschrieben werden, die zugleich eine provisorische Gliederung nach genetischen Gesichtspunkten darstellen. An den Anfang seien grosse, ziemlich einheitlich aufgebaute Lherzolith-Massive gestellt. Von ihnen wird die Vielfalt der kleineren Vorkommen abgegrenzt und als relativ heterogene Gruppe zusammengefasst. Eine gewisse Sonderstellung nimmt schliesslich der grosse Ultramafitit-Körper von Finero ein; er verdient schon wegen seiner Grösse eine eigene Behandlung.

1. Die Lherzolith-Massive

Lherzolithische Gesteine (bestehend aus Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Picotit) findet man bei Balmuccia/Valsesia sowie am äussersten Südwest-

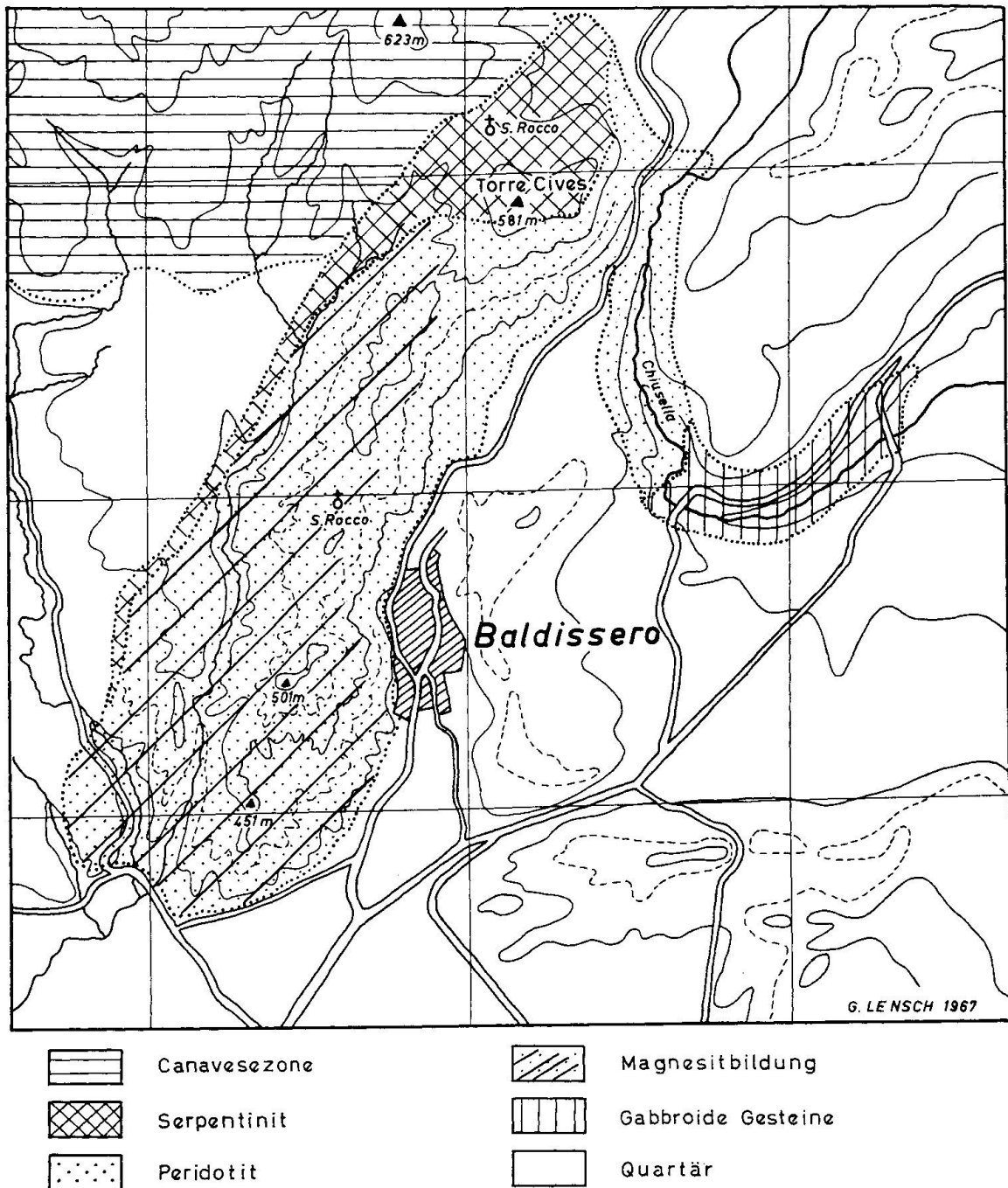
zipfel der Ivreazone bei Baldissero und bei Castellamonte. Die beiden letztgenannten Vorkommen liegen nur etwa 1 km voneinander entfernt und erheben sich ziemlich isoliert aus quartären Sedimenten und Alluvionen der Po-Ebene. Es besteht die Vermutung, dass sie nur oberflächlich getrennt erscheinen, unter der jungen Überdeckung aber zusammenhängen.

Der Beobachtung ist nur das grössere Vorkommen bei Baldissero gut zugänglich. Morphologisch bildet es einen niedrigen Höhenzug von 3 km Länge und 1 km grösster Breite (Fig. 1). Lässt man zunächst die sekundären Umwandlungen (Serpentinisierung und Magnesitbildung) ausser Betracht, so ändert sich die Zusammensetzung des Gesteins im ganzen Vorkommen kaum. Der modale Mineralbestand ist 49% Olivin, 30% Orthopyroxen, 18% Klinopyroxen, 3% Picotit; das entspricht ziemlich genau der Zusammensetzung des Original-Lherzoliths (W. E. TRÖGER 1935). Der Lherzolith zeigt eine gewisse Textur, hervorgerufen durch eine lagige Anordnung der Pyroxene. Stellenweise ist die Lagentextur durch eine klastische Verschieferung überprägt. Die Struktur ist granoblastisch, mit teilweise sehr grossen Orthopyroxenen. Grünlichbrauner Picotit füllt gern mehrfach verfigert und zerlappt Zwickel zwischen den Silikaten aus. Trotz seiner unregelmässigen Gestalt deutet er manchmal im Gestein eine gewisse lineare Regelung an. Schmale Mylonitbahnen und örtlich ausgebildete Mörtelkränze sowie undulöses Auslöschen und Verbiegung einzelner Minerale mögen auf die jüngere mechanische Verschieferung zurückzuführen sein.

Im Lherzolith treten jüngere, diskordante Pyroxenit-Gänge auf; sie sind schon den ersten Bearbeitern, Ende des vergangenen Jahrhunderts, aufgefallen (G. STRÜVER, 1874; A. COSSA, 1881). Man kann zwei Typen unterscheiden: Diopsid-Bronzit-Gänge und Diallag-Pleonast-Gänge. Gegenüber dem Lherzolith zeichnen sich die Ganggesteine durch eine Anreicherung von Aluminium aus, die nicht nur dadurch zustande kommt, dass in den Gängen eine Konzentration derjenigen Minerale vorliegt, die auch im Lherzolith Träger des Aluminiums sind: Klino- und Orthopyroxen enthalten in den Diopsid-Bronzit-Gängen wesentlich mehr Al_2O_3 als im Lherzolith. Noch reicher an Aluminium sind die Diallage. In den Diallag-Pleonast-Gängen findet man ausserdem eine auffällige Anreicherung von Titan und eine Verarmung an Chrom.

Die Gesteine des Ultramafitit-Massivs von Baldissero sind im Nordteil des Vorkommens und in einem schmalen Saum an seinem Westrand vollkommen serpentinisiert. In der Grenzzone zu den Gesteinen des Canavese ist der Serpentin tektonisch sehr stark beansprucht und zeigt keine Spuren des früheren Gefüges mehr. Die Hauptmasse dagegen, welche den Gipfel mit der Torre Cives aufbaut, bewahrt völlig ungestört die alte Lagentextur des Lherzoliths; man erkennt sie an den zeilenförmig herauswitternden Bastiten an der Gesteinsoberfläche. Die Grenze zwischen Serpentin und unverändertem Lherzolith ist sehr scharf. Der Lherzolith selbst zeigt kaum Spuren retrograder Umwandlung.

Völlig unabhängig von der Serpentinisierung und auch räumlich streng von ihr getrennt ist eine andere Umwandlung des Lherzoliths. Sie führt über grusigen Zerfall und teilweise Serpentinisierung der Mineralkörner zur völligen Zerstörung des Gefüges unter Bildung von Magnesit, Opal und etwas Limonit. Für



Abstand der Gitterlinien 1 km

Fig. 1. Geologische Karte des Peridotits von Baldissero Canavese.

Unterlage: Geolog. Karte von Italien 1:100 000, Blatt Ivrea und eigene Aufnahmen.

diese Magnesitbildung, welche niemals den serpentinierten Teil des Lherzoliths ergreift, sind von den bisherigen Bearbeitern zwei Möglichkeiten diskutiert worden. Einmal wurde die Ursache in der Zufuhr von Thermalwässern aus der Tiefe gesehen (A. ISSEL, 1893; M. FENOGLIO und E. SANERO, 1941), daneben wurde auch eine Einwirkung von CO₂-reichen Oberflächenwässern angenommen (M. NESS, 1928). Der Verfasser hält die Magnesitbildung ebenfalls nicht für eine Folge der Einwirkung von Thermalwässern. Die Kartierung des Lherzolithkörpers zeigt, dass die Magnesitbildung an die Oberfläche gebunden ist. Sie fehlt am ganzen Ostabhang und in der Schlucht der Chiusella. In beiden Fällen hat eine starke postglaziale Erosion stattgefunden. Die Magnesitbildung tritt auch zurück in dem tief eingeschnittenen Tal, welches den Südtteil des Hügelzugs zerteilt und dessen Eintiefung ebenfalls jung sein dürfte. Aus der geologischen Situation der weiteren Umgebung folgt, dass der Lherzolithkörper zu keiner Zeit von Eis des Aostagletschers bedeckt gewesen ist. Wir finden hier den Rest einer alten, tertiären Landoberfläche. Es besteht kein Grund, die Magnesitbildung nicht als Ergebnis einer lang andauernden, feucht-warmen Verwitterung anzusehen.

Der Lherzolithkörper von Balmuccia (Val Sesia) ist in Grösse, Gesteinsausbildung, Mineralbestand und Gefüge dem Vorkommen von Baldissero sehr ähnlich. Als Rarität findet man hier in manchen Schliffen zusätzlich etwas bräunliche Hornblende. Die klastische Schieferung ist etwas deutlicher; damit dürfte eine etwas intensivere Ausbildung von Mörtelkränzen, undulöser Auslöschung und Verbiegung einzelner Minerale zusammenhängen. Retrograde Umwandlungen fehlen im Lherzolith ganz, finden sich aber in den basischen Begleitgesteinen. Die Basite umgeben den Lherzolithkörper auf allen Seiten; am Kontakt zwischen Basit und Ultramafitit beobachtet man eine geringmächtige hornblenditische Zone. Vom lherzolithischen Hauptkörper isoliert liegen in seiner Nachbarschaft kleine Ultramafitit-Linsen von vorwiegend pyroxenitischer Zusammensetzung. Bei Guaifola, Isola und Meula sind sie durch nickelführenden Magnetkies vererzt.

Besonders schön und zahlreich sind die pyroxenitischen Gänge ausgebildet; auch in diesem Vorkommen waren sie schon von den ersten Bearbeitern (E. ARTINI und G. MELZI 1895) bemerkt worden. Man findet, wie bei Baldissero, Diopsid-Bronzit-Gänge und Diallag-Pleonast-Gänge. Letztere führen hier stellenweise Plagioklas und bräunliche Hornblende. Die Gänge schneiden die Stoffbänderung des Lherzoliths in der Regel spitzwinklig und ungestört. An einem quer zur Bänderung verlaufenden, schmalen Diallag-Pleonast-Gang konnte Scherfaltung beobachtet werden, hervorgerufen durch Bewegungen unbekanntes Alters parallel zur Lagentextur.

Mineralbestand und Gefüge der Lherzolithe zeigen, dass sie kaum Veränderungen durch metamorphe Vorgänge erfahren haben (Fig. 3). Wesentlich für diesen Befund sind vor allem die verfingernden, zwickelfüllenden Spinelle

und die Abwesenheit von Hornblende. Unter den Ultramafititen repräsentieren die Lherzolithe den „magmatisch faziellen“, prämetamorphen Zustand der Ivreagesteine. Sie wären geeignete Objekte für absolute Altersbestimmungen, die hier eventuell Hinweise auf das prämetamorphe Alter geben könnten.

Die Gesteine von Baldissero und Balmuccia sind typische Vertreter der Spinell-Peridotit-Fazies, entsprechend dem Fazies-Diagramm peridotitischer Gesteine von F. ROST (Beitrag in diesem Symposium). Das Diagramm erlaubt, die maximalen Drucke und Temperaturen anzugeben, unter denen sich diese Gesteine haben bilden können. Man kommt so zu dem Ergebnis, dass sie maximal aus Tiefen von 35 bis 40 km und somit aus der Grenzregion zwischen Kruste und Mantel stammen können.

2. Die kleineren peridotitisch-pyroxenitischen Ultramafititlinsen

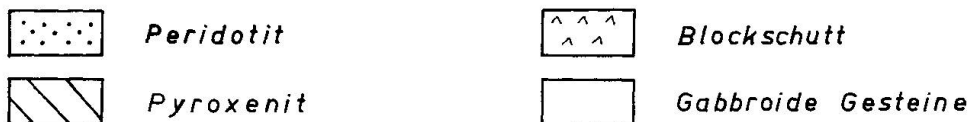
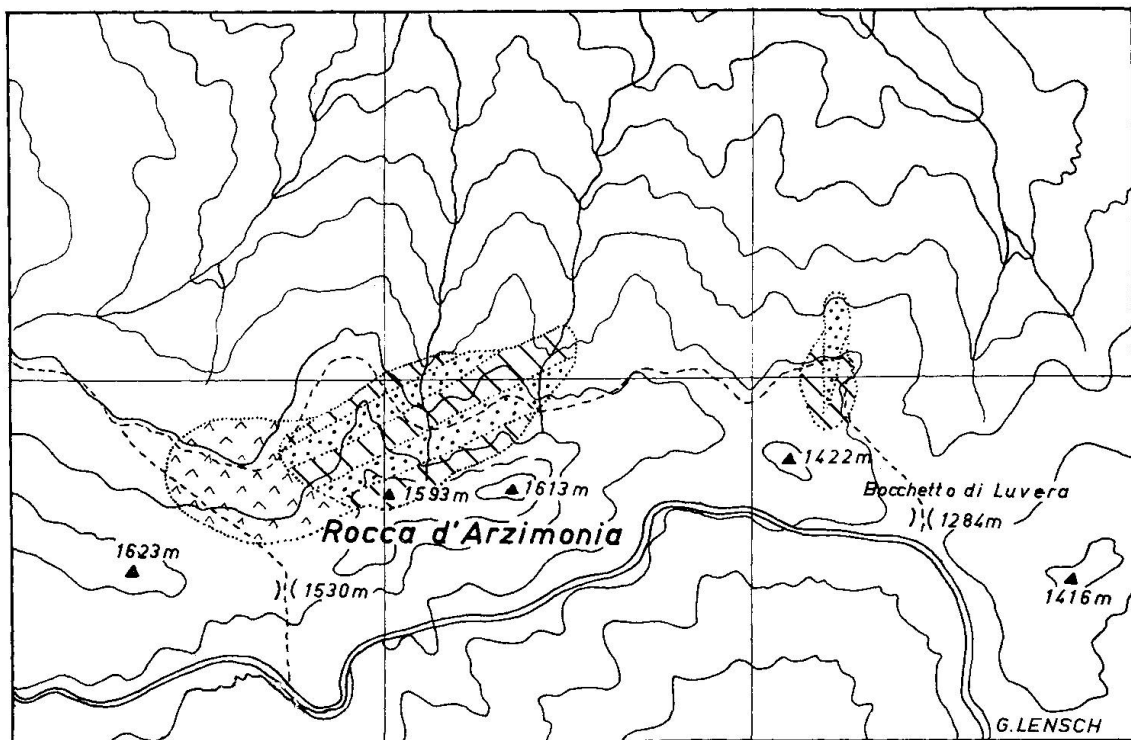
Diese Gruppe umfasst eine etwas heterogene Gesellschaft von Peridotiten und Pyroxeniten, untergeordnet auch Hornblenditen. Die grösseren Gesteinskörper sind oft aus alternierenden Lagen verschiedener Mafitite zusammengesetzt, denen sich gelegentlich Plagioklas-führende Varietäten zugesellen (Fig. 2). An Gesteine dieser Gruppe sind alle ehemaligen Nickel-Bergbaue gebunden. Die Mehrzahl dieser Erzvorkommen ist bereits von H. F. HUTTENLOCHER (1934) und von M. BERTOLANI (1952) beschrieben worden. Das Erz steckt bevorzugt in Pyroxeniten, es gibt aber auch vererzte Peridotite, wie z.B. die bekannten Lagerstätten von Campello Monti und von Alpe Laghetto/Mte. Capiro. Ein Blick auf die Karte zeigt, dass die vererzten Ultramafitite nur im mittleren Teil der Ivreazone — zwischen Val Sessera im Süden und Val d'Ossola im Norden — auftreten. Die Nickelvererzung im Peridotitkörper von Finero bildet keine Ausnahme zu dieser Regel, denn dort hängt die Vererzung mit einer jungen Serpentinisierung an der Insubrischen Linie zusammen.

Gemeinsames Merkmal aller Peridotite dieser Gruppe ist das Auftreten von Hornblende als wesentlichem Gemengteil. Neben der Hornblende findet man immer wieder Spuren von Phlogopit. Die Hornblendebildung ist in vielen Fällen mit einer starken Rekristallisation des Gefüges verbunden, welche auch den Spinell erfasst. In solchen Gesteinen (z.B. Rocca d'Arzimonia, Fig. 4; ähnliche Gefüge auch in Campello Monti) findet man ein ausserordentlich vollkommenes granoblastisches Pflastergefüge, in dem alle Minerale, einschliesslich Spinell, isometrische bis hypidiomorphe Gestalt besitzen und nur noch Spuren von undulöser Auslöschung und Drucklamellierung zeigen. Rekristallisierter Spinell und neugebildete Hornblende treten in diesen Gefügen gern gemeinsam und miteinander verwachsen auf. Die Pyroxene sind bedeutend ärmer an Aluminium als die Pyroxene der Lherzolithe, was ebenfalls als Indiz für eine weitgehende Umkristallisation gewertet werden kann.

Von Biella (Rocca d'Arzimonia) bis zur Valle Strona (Campello Monti) ist die Hornblende hellbraun bis hell grünlichbraun. Sie zeichnet sich durch hohe

Chrom- und Titangehalte aus (1,4% Cr_2O_3 und 1,5% TiO_2 im Vorkommen Rocca d'Arzimonia). M. BERTOLANI (1954) hat sie in den Ultramafitit-Vorkommen der Val Sabbiola (südlich des Mte. Capiro) optisch als Pargasit bestimmt. Von der Valle d'Ossola nach Nordosten treten Peridotite mit grüner Hornblende dazu, die für den Peridotit von Finero typisch ist. Die grüne Hornblende enthält sehr viel weniger Titan, eventuell mehr Chrom, bei gleichbleibendem Aluminium- und Kalziumgehalt (um 14% Al_2O_3 und CaO in allen Hornblenden). In den begleitenden olivinfreien Ultramafititen herrschen im Süden, ebenfalls bis etwa zur Valle Strona, Pyroxene vor. Von der Valle d'Ossola an (Rumianca, Megolo) tritt daneben dunkelbraune, stark pleochroitische Titanhornblende in den Vordergrund.

Anlässlich der Exkursionen dieses Symposiums konnte im Schutt des Rio dell'Inferno (Valle d'Ossola) ein Block von Kelyphit-Peridotit gefunden werden; ein gleiches Stück war dort schon früher von R. SCHMID gefunden worden. Der Verfasser selbst sammelte in der Valle Strona Kelyphit-Peridotit und Peri-



Unterlage: eigene Aufnahmen

Abstand der Gitterlinien 1 km

Abstand der Höhenlinien 100 m

Fig. 2. Geologische Karte der Peridotitvorkommen an der Rocca d'Arzimonia.

dotit mit kelyphitähnlichen Symplektiten, die vermutlich von dem Vorkommen bei Alpe Piumero stammen. Obwohl diese Gesteine anstehend in der Ivreazone noch nicht gefunden worden sind, muss mit dem Vorkommen von Kelyphitperidotit gerechnet werden. Die Deutung dieser Kelyphite bleibt einstweilen offen.

3. Der Ultramafitit-Körper von Finero

Der Körper von Finero ist mit 12 km Länge und 2 km grösster Breite die weitaus ausgedehnteste unter den ultramafischen Einschaltungen in der Ivreazone. Seine nördliche Begrenzung ist gleichzeitig die Grenze zwischen der Zone von Ivrea und der Zone des Canavese. Die hochmetamorphen Basite und Ultramafitite stossen hier — entlang der Insubrischen Linie — an epizonale Metamorphite, vorwiegend Serizit-Chloritschiefer. Im Süden grenzen die Ge-

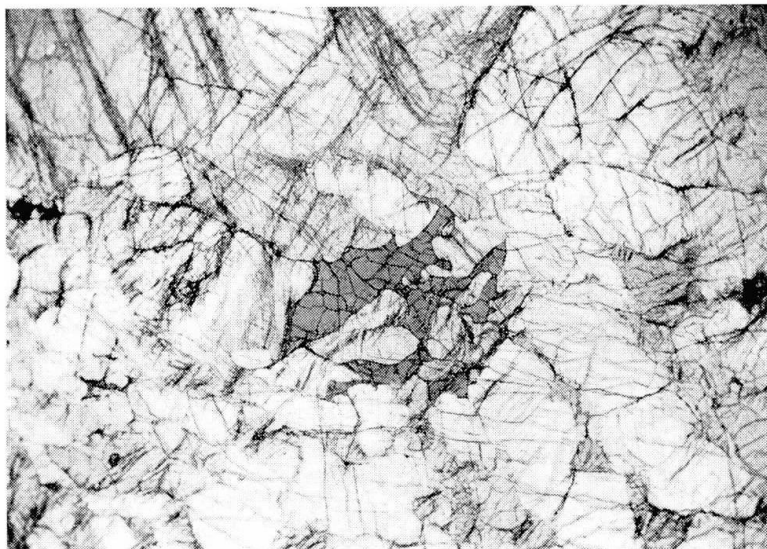


Fig. 3. Nicht metamorpher Lherzolit von Baldissero mit primärem, zwickelfüllendem Spinell. Bildlänge: 10 mm, Nic. //.

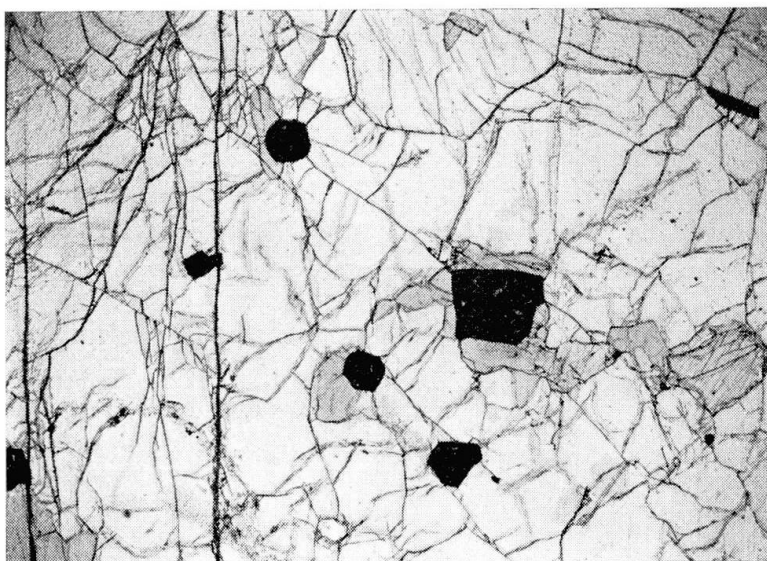


Fig. 4. Metamorpher Peridotit der Rocca d'Arzimonio mit rekristallisiertem, eisenreichem Spinell und neugebildeter Hornblende. Bildlänge: 4 mm, Nic. //.

steine des Ultramafitit-Körpers an die katazonalen Gesteine des basischen Hauptzuges der Ivreazone. Wegen der tektonischen Überprägung bleibt die Frage offen, wie weit der Kontakt primär ist.

Der Ultramafitit-Körper ist ein Verband verschiedener olivinführender und olivinfreier Gesteine, letztere enthalten auch Plagioklas. Im Gelände lassen sich die Gesteine leicht zu drei Gruppen zusammenfassen, nach denen die Struktur des Gesteinsverbandes kartiert werden kann: Phlogopit-Peridotit, phlogopitfreier Hornblende-Peridotit und Pyroxen-Hornblendefelse mit Granat und Plagioklas. Diese einfache Dreiteilung wurde erstmals von P. VOGT (1962) verwendet, nachdem früher P. WALTER (1950) und O. FRIEDENREICH (1956) differenziertere Gliederungen versucht hatten. Bänderung infolge lagiger Anreicherung der Gemengteile ist in allen Gesteinen verbreitet. Die Lagentextur steht gewöhnlich ziemlich steil und folgt dem Generalstreichen der Zone. Grössere Abweichungen von dieser Regel, bis zu völlig flacher Lagerung und zu umlaufendem Streichen, findet man im Gebiet Testa di Misello-Valle di Capolo sowie am Südwestende des Ultramafitit-Körpers.

In der ersten Bearbeitung durch C. PORRO (1895) wird die Ansicht geäussert, dass die ultramafischen Gesteine ein magmatisches Differentiat der gabbroiden Intrusivgesteine der Ivreazone seien. Die feldspatführenden Pyroxen-Hornblendefelse im Verband der Peridotite werden als Reste dieses ursprünglichen basischen Magmas angesehen. Die Vorstellung von zeitlich aufeinander folgenden Intrusionen von genetisch zusammengehörigen basisch-ultramafischen Magmen wird später von F. WALTER (1950) und P. VOGT (1962) diskutiert, aber grundsätzlich beibehalten. Daraus resultiert das Bild eines Intrusivstocks, der aus mehreren ineinander verkeilten, langgestreckten ultramafischen und basischen Teilkörpern besteht. Schon die früheren Karten zeigen dabei eine gewisse Symmetrie in der räumlichen Anordnung der Gesteinsvarietäten.

Durch eine neue Kartierung ist der Verfasser zu einer anderen Auffassung vom geologischen Bau des Finero-Komplexes gelangt (Tafel 1, Stand der Aufnahmen vom Herbst 1967). Es hat sich gezeigt, dass die verschiedenen Gesteine, namentlich auch die schmalen „gabbroiden“ Lagen, nicht langgestreckte Linsen sind, welche auskeilen und in anderen Niveaus wieder einsetzen können. Es handelt sich vielmehr um horizontbeständige Einheiten, welche im ganzen Ultramafitit-Körper zu verfolgen sind. Ihre Kartierung ergibt das Bild einer grossen Antiklinale. Die Argumente zur Ansprache der Struktur als Gewölbe liefern die Verhältnisse im Gebiet der Testa di Misello und östlich davon: hier findet man im Kern der Struktur flache Lagerung und beobachtet, wie nach Osten zu die jeweils inneren Glieder des gefalteten Gesteinsverbandes unter den äusseren verschwinden und abtauchen. Zwischen Valle del Boschetto und Valle di Bordei scheint sogar das Gestein des basischen Hauptzuges am Aufbau des Gewölbes beteiligt zu sein. P. WALTER (1950) kam hier zu der Auffassung, dass der Peridotit von unten her in den basischen Gesteinszug eingedrungen sei.

Wegen der nicht ganz eindeutigen Lagerungsverhältnisse wurde auf der beigegebenen Karte (Tafel 1) das Übergreifen der Gabbrodiorite des basischen Hauptzuges über den Hornblende-Peridotit nicht dargestellt. Im mittleren Teil ist die Gewölbestruktur durch Scherbewegungen gestört. Die Beanspruchung hat zu einer mehrfachen Zerreißung und Verschuppung der Gesteine im Bereich Gridone–Monte Torriggia–Alpe Polunia geführt. Kleinere Verstellungen, im Phlogopit-Peridotit auch sekundäre Falten (R. del Motto, R. del Ferro) werden öfter beobachtet, stören aber das Bild der Grossstruktur nicht. Die Antiklinale von Finero darf als Fortsetzung der Gewölbestruktur angesehen werden, die von R. SCHMID (1967) am Nordwestrand der Ivreazone in der Valle d'Ossola festgestellt worden ist. Diese Struktur im Kontakt mit der Insubrischen Linie scheint damit allgemeinere Bedeutung zu besitzen.

Der Verband aus peridotitischen, pyroxenitisch-hornblenditischen und feldspatführenden Gesteinen muss als primär zusammengehörige Einheit betrachtet werden. Lagenbau im Sinne einer chemischen Sonderung der wesentlichen und der akzessorischen Elemente bewirkt unterschiedliche petrographische Ausbildung im kleinen wie im grossen Masstab. Metamorphe Umwandlungen haben diese ursprüngliche Stoffbänderung überprägt, wohl auch durch Mobilisation und Stoffzufuhr (Kalium, evtl. Aluminium) zu ihrer Verstärkung beigetragen. Sie sind aber nicht als eigentliche Ursache der Lagentextur anzusehen.

Chemisch sind alle Gesteine des Ultramafitit-Körpers von Finero durch ihren niedrigen Gehalt an SiO_2 gekennzeichnet. Er liegt auch bei den feldspatführenden Pyroxen-Hornblendefelsen nur bei 43–46%, so dass man selbst diese „gabbroiden“ Gesteine chemisch als „ultrabasisch“ bezeichnen könnte. „Basischen“ Chemismus haben nur die reinen Pyroxenite. Das Auftreten von Klinopyroxen, Hornblende und Plagioklas wird im wesentlichen von dem gegenseitigen Verhältnis der Elemente Mg, Ca und Al bestimmt. Pyroxenite sind Anreicherungen von Kalzium mit relativ wenig Aluminium, mehr Aluminium lässt Hornblende neben Pyroxen entstehen und Aluminium-Überschuss führt zur Ausbildung von Plagioklas und Granat, in Sonderfällen zu Mg-Al-Spinell, Korund und Aluminiumsilikaten (Sapphirin). Parallel zu dieser Variation der Hauptelemente läuft eine Anreicherung von Ti und Mn in den Varietäten mit Ca-Al-Vormacht, von Cr in den Gesteinen mit Mg-Vormacht. Dieser Zusammenhang drückt sich deutlich im Chemismus der Hornblenden aus: die tiefgrüne Hornblende der Peridotite enthält mehr Mg und mehr Cr, die braune Hornblende im Pyroxen-Hornblende-Fels enthält mehr Ti, Mn und Fe. Es fällt auf, dass dabei alle Hornblenden unverändert hohe Gehalte an Aluminium und Kalzium behalten (je um 14%) und pargasitische Optik zeigen. Von den Alkalien wird Na vorwiegend in den Hornblenden gebunden, K führt zur Entstehung von Phlogopit. Die Blastese von Hornblende und Phlogopit muss dabei auf denselben Vorgang während der Metamorphose zurückgeführt werden.

III. Zur Entstehung der Ultramafitite der Ivreazone

Geophysikalische Beobachtungen haben vor längerer Zeit zur Auffassung geführt, dass die Basite der Ivreazone nur ein kleiner, oberflächlicher Teil eines grösseren, weit in die Tiefe reichenden Gesteinskörpers von hoher Dichte sind (E. NIGGLI 1946). In den letzten Jahren ist bei der seismischen Erforschung des Untergrundes der Alpen dem „Ivreakörper“ besondere Aufmerksamkeit geschenkt worden. Nachdem H. CLOSS (1963) eine erste Zusammenfassung der Resultate mitgeteilt hatte, wurde während dieses Symposiums der heutige Stand der geophysikalischen Kenntnisse über den Ivreakörper dargelegt. P. GIESE hat bei dieser Gelegenheit eine geologische Interpretation der Messergebnisse unternommen. Man darf demnach den geophysikalischen Ivreakörper als einen Gesteinskörper betrachten, der im Bereich der Moho-Zone abgeschert und nach Westen über sialisches Material geschoben worden ist; seine höchstgelegenen Teile erreichen in der geologischen Ivreazone die Erdoberfläche.

Hatte man in der Vergangenheit in den basischen und ultramafischen Ivreagesteinen ursprünglich magmatische Intrusivmassen gesehen, so dürften die Ergebnisse der Geophysik nun die Auffassung unterstützen, welche in den Basiten und Ultramafititen der Ivreazone einen tektonischen Aufbruch aus grosser Tiefe sieht, im Sinne von DE ROEVER (1957). Im Gegensatz zu den meisten übrigen „orogentypen“ Ultramafititen begegnen uns die Peridotite und Pyroxenite der Ivreazone im Verband mit den zugehörigen Basiten. Die Ultramafitite häufen sich in der Nähe der Insubrischen Linie, in den hochmetamomorphen Teilen der basischen Zone. Man darf annehmen, dass peridotitische Gesteine nach der Tiefe zu weiter an Menge zunehmen und schliesslich die Hauptmasse des Ivreakörpers ausmachen. Den Übergang kann man sich so vorstellen, wie er sich im ultramafischen Komplex von Finero zeigt: ein wiederholter Wechsel von weit aushaltenden, mächtigen Gesteinslagen peridotitischer, pyroxenitischer und gabbroider Zusammensetzung.

Wieweit die an der Oberfläche sichtbaren Ultramafitite in ihrer heutigen Umgebung autochthon sind, lässt sich aus den Geländebefunden nicht ohne weiteres herleiten. Im primären Verband steht wahrscheinlich die Mehrzahl der kleineren Ultramafitit-Linsen. Für ihre enge Verwandtschaft mit den Basiten ihrer Umgebung spricht die häufige Nickelmagnetkies-Kupferkies-Vererzung und der Titan Gehalt der pargasitischen Hornblenden. Die massiven Lherzolithe muss man eventuell als Bruchstücke einer grösseren und tiefer gelegenen Masse rein peridotitischer Zusammensetzung ansehen. Ihre heutige Lage wäre dann auf eine tektonische Einschuppung in die hangenen Basite zurückzuführen. Bei dem Komplex von Finero spricht die Gewölbestructur wie auch das analoge Auftreten eines ultramafischen Kerns in dem nördlichen Gewölbe der Valle d'Ossola (R. SCHMID 1967) dafür, dass hier die primäre Untergrenze der Basite und der beginnende Übergang zu den tieferen, peridotitischen Teilen des Ivreakörpers aufgeschlossen ist.

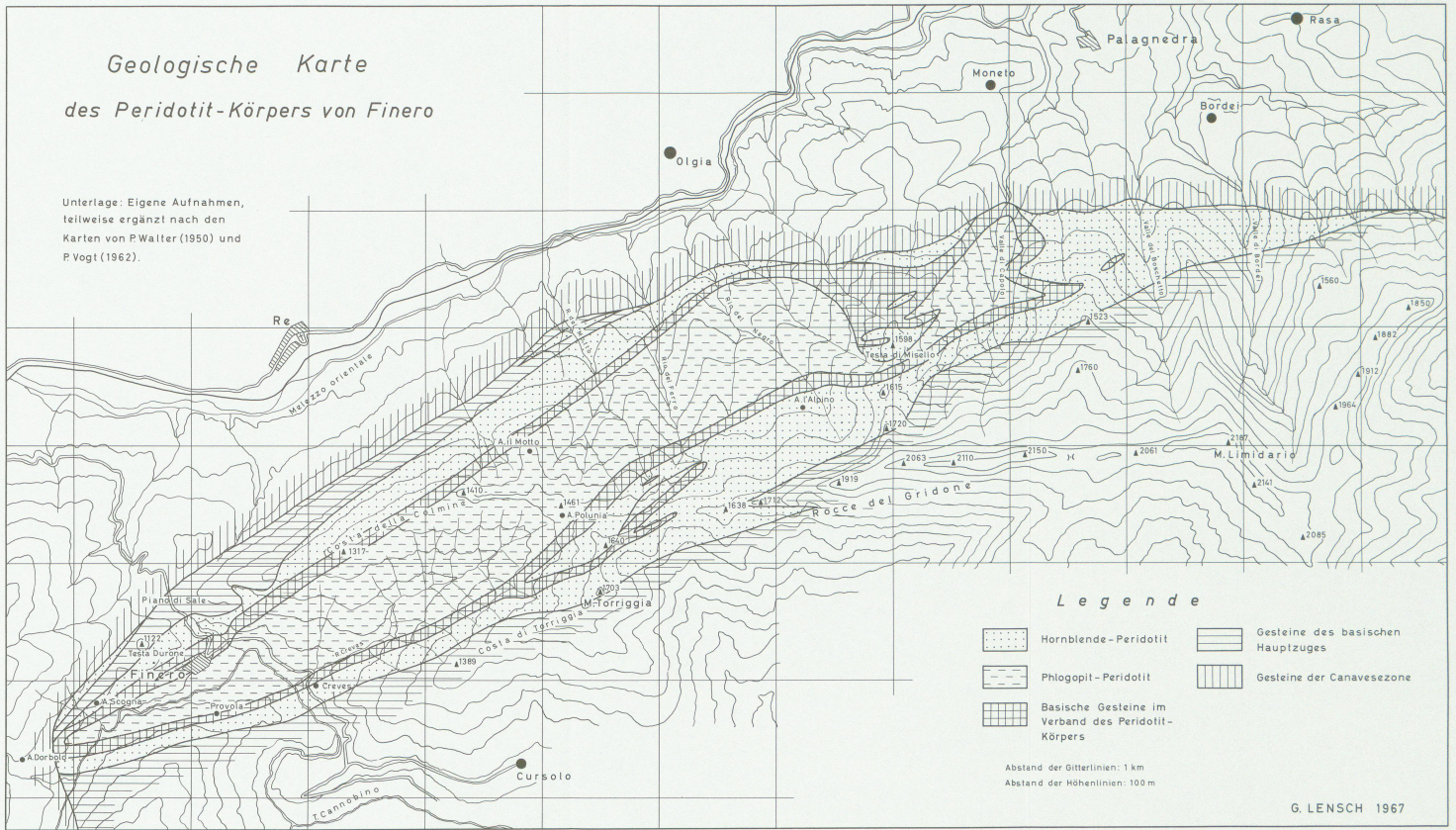
Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ARTINI, E. und MELZI, G. (1895): Sulla lherzolite di Balmuccia in Val Sesia. Atti Accad. Naz. Lincei, Rendiconti, Serie 5, Vol. 4, 87—92.
- BERTOLANI, M. (1952): Studio microscopico a luce riflessa sui giacimenti cupro-nicheliferi della Valsesia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 8, 67—86.
- BERTOLANI, M. (1954): Sulla presenza di un anfibolo tipo pargasite nelle rocce ultrabasiche delle val Sabbiola (Valsesia). Per. Mineral. 23, 235—243.
- BERTOLANI, M. (1969): La petrografia della Valle Strona. SMPM 49/1 (im Druck).
- CLOSS, H. (1964): Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen. Geolog. Rdsch. 53, 630—649.
- COSSA, A. (1881): Ricerche chimiche e microscopiche su rocce e minerali d'Italia. Torino.
- FENOGLIO, M. und SANERO, E. (1941): I giacimenti di magnesite delle Prealpi Piemontesi. Per. Mineral. 12, 83.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstocks von Finero-Centovalli. SMPM 36, 227—243.
- GIESE, P. (1968): Vortrag im Rahmen des geophysikalischen Gemeinschaftsvortrags auf diesem Symposium durch J. Ansorge, H. Berckhemer, P. Giese, W. Kaminski, R. Meissner, H. Menzel, E. Peterschmitt und A. Stein.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Nr. 4, 144 S.
- ISSEL, A. (1893): Appunti geologici sui colli di Baldissero (Canavese). Boll. Soc. geol. Italiana XII, 255—279.
- NESS, M. (1928): Petrographisch-chemische Untersuchungen über die Magnesitlagerstätten von Baldissero und Caselette in Piemont. Dissertation Universität Köln.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv. 39, 211—220.
- PORRO, C. (1895): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Z. Deutsch. geol. Ges. XLVII, 377—422.
- ROEVER, W. P. DE (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch. 46, 137—146.
- ROST, F. (1968): Vergleich der Ultramafitite der Ivreazone mit Peridotiteinschaltungen im europäischen kristallinen Grundgebirge. SMPM 48/1.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone. SMPM 47, 935—1117.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbanò zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). SMPM 47, 935—1117.
- STRÜVER, G. (1874): Sulla Peridotite di Baldissero in Piemonte. Atti R. Acad. Sci. Torino Nr. 9, 763—772.
- TRÖGER, E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin: Verl. Deutsch. Mineral. Ges.
- VOGT, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. SMPM 42, 59—125.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbanò und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. SMPM 30, 1—144.

Geologische Karte des Peridotit-Körpers von Finero

Unterlage: Eigene Aufnahmen,
teilweise ergänzt nach den
Karten von P. Walter (1950) und
P. Vogt (1962).



Legende

- | | | | |
|--|--|--|-----------------------------------|
| | Hornblende-Peridotit | | Gesteine des basischen Hauptzuges |
| | Phlogopit-Peridotit | | Gesteine der Canavesiozone |
| | Basische Gesteine im Verband des Peridotit-Körpers | | |

Abstand der Gitterlinien: 1 km
Abstand der Höhenlinien: 100 m

G. LENSCH 1967