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

Band: 52 (1972)

Heft: 3

Artikel: Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen)

Autor: Keusen, Hans-Rudolf

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-40610

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: 17.08.2025

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

Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen)

Von *Hans-Rudolf Keusen* (Bern)*)

Mit 32 Figuren und 23 Tabellen im Text und 1 Tafelbeilage

Abstract

The ultramafic complex of the "Geisspfad" is located in the paragneisses of the penninic Monte Leone nappe of the eastern Simplon region between the valleys of the Binna and Antigorio. It is mainly composed of ultramafic rocks with lesser amounts of basic dikes and a basic border zone covering some 4 km³. The area investigated lies near the boundary of the Greenschist- and Amphibolite-facies of the Alpine regional metamorphism.

The minerals described in part II were investigated optically and in part by x-ray methods. The following minerals were also analysed chemically: 2 tremolites, actinolite, pargasite, 4 ferropargasites, sheridanite, penninite, chromium-clinochlor, grossularite, melanite, 5 olivines, magnetite, chromium-magnetite, ferrochromite, violarite, 2 phlogopites, 4 diopsides, 3 antigorites, 2 chrysotiles and lizardite. The hornblendes are characterized by very high Al_2O_3 contents ($> 15\%$).

The petrography is complex, because the primary minerals of the Geisspfad-rocks have been almost completely changed by serpentinization, rodingitization and Alpine regional metamorphism. The layered ultramafic rocks can be subdivided into the following units: Antigorite-olivine-tremolite-rocks, chrysotile-olivine-rocks and chlorite-tremolite-rocks with layered pods of transformation products of chromite (ferrochromite, chromium-magnetite and chromium-chlorite). Lesser amounts of antigorite-schists, talc-rocks and ophidolomites are present. The basic rocks were rodingized in the neighborhood of the ultramafic rocks before the Alpine regional metamorphism. The rodingites thus formed were metamorphosed during the Alpine orogeny (metarodingites) and now consist of Praealpine relict Diopside, younger Alpine pargasite and recristallized grossularite/andradite, idocrase and epidote. The unrodingitized basic rocks are mainly pargasite-albite-schists.

The layering of the ultramafic rocks is subparallel to the boundaries of the ultramafic complex and also subparallel to the Alpine schistosity. The basic dikes are parallel or slightly discordant to the layering of the ultramafics.

---

*) Geotest AG, Birkenstrasse 15, CH-3052 Zollikofen.

In the geochemistry section (IV) 30 total rock analyses are presented along with 66 Cr, Ni, Mn and Ti determinations. On the basis of chemical profiles at the boundaries of both the ultramafic/basic rocks and also basic rocks/gneisses the migration ability of some elements is discussed. Cr and Ti are very inactive and they can be used to explain the origin of the metasomatites. In newly formed minerals Ni and Mg show a strong positive correlation.

The genesis of the Geisspfad-ultramafic complex is discussed in part V. The main cristallization products of the ultramafitites in the upper mantle were layered spinel-lherzolites with minor layers of pyroxenites and dunites. The association with the basic border zone could be primary (possibily basalts); however the emplacement of the gabbroic dikes occurred after the differentiation of the peridotites. After uplift into higher parts of the crust serpentinization at temperatures below 400° C decomposed olivine and orthopyroxene completely and clinopyroxene partialy. During serpentinization Ca was liberated (mainly in pyroxenites), migrated to the boundaries of the ultramafic body and resulted in the formation of rodingites and ophicalcites. In a later phase of the Alpine orogeny the complex was displaced tectonically to greater depths and emplaced into the Penninic gneisses. The rocks were therefore temporarly exposed to greater temperatures of about 520° C and pressures of at least 5 kb. The serpentinites were partially dehydrated. This led to the development of olivine, antigorite, tremolite and chlorite. The basic rocks and rodingites underwent extensive hornblenditization. At the boundaries of chemically different rocks migration of ligther elements occurred, resulting often in the formation of monomineralic rocks (chemical differentiation. With an increase of H_2O activity, retrograde metamorphism first led to the formation of closed fissures with olivine, tremolite (Alpine olivine-dikes); olivines formed by Alpine metamorphism were partially retrogressed. At the end of the metamorphism low temperature fissure minerals were formed.

The Alpine new formed minerals of the Geisspfad-ultramafics are compared with those others of more or less highly metamorphic complexes. In addition to already known minerals, ilmenite and carbonates could be critical indices for different metamorphic grades in ultramafic rocks.

Riassunto

Il complesso ultrafemico di «Geisspfad» è compreso nei paragneiss della falda pennidica del Monte Leone, ad oriente della regione del Sempione tra le valli di Binn e di Antigorio. E' costituito principalmente da rocce ultrafemiche e, in quantità subordinata, da filoni basici e da una zona basica periferica: ricopre all'incirca 4 km³. La regione si trova al limite tra la facies scisti verdi e quella anfibolitica del metamorfismo regionale alpino.

I minerali descritti nella parte IIa sono stati studiati con metodi ottici e, in parte, ai raggi X. Dei seguenti minerali è stata eseguita anche l'analisi chimica: due tremoliti, attinoto, pargasite, quattro ferropargasiti, sheridanite, pennina, Cr-clinocloro, grossularia, melanite, cinque olivine, magnetite, Cr-magnetite, ferrocromite, violarite, due flogopiti, quattro diopsidi, tre antigoriti, due crisotili e lizardite. Le orneblende sono caratterizzate da un tenore in Al_2O_3 particolarmente elevato ($> 15\%$).

Il quadro petrografico è complesso: i componenti mineralogici primari delle rocce del Geisspfad sono stati infatti quasi completamente trasformati ad opera della serpentinizzazione, della rodingitizzazione e del metamorfismo regionale alpino. Le ultramafiti stratificate possono essere suddivise nei seguenti gruppi: rocce a antigorite-olivina-tremolite; rocce a crisotilo-olivina; rocce a clorite-tremolite con interstratificazioni dei prodotti di trasformazione della cromite (ferrocromite, Cr-magnetite e Cr-clorite). Vi sono inoltre,

in quantità minore, scisti antigoritici, rocce a talco ed ofidolomiti. Le rocce basiche sono state rodingitizzate in vicinanza delle ultramafiti prima dello sviluppo del metamorfismo regionale alpino. Queste rodingiti sono state metamorfosate durante l'orogenesi alpina (metarodingiti) ed ora sono formate da relitti di diopside prealpino, da più recente pargasite alpina e dai prodotti di ricristallizzazione di grossularia-andradite, vesuviana ed epidoto. Le rocce basiche esenti da trasformazioni rodingitiche sono in prevalenza scisti a pargasite-albite.

Il layering delle ultramafiti è subparallelo ai limiti del complesso ultrafemico ed all'andamento della scistosità alpina. I filoni basici sono da concordanti a leggermente discordanti rispetto alla stratificazione delle ultramafiti.

La parte IVa, dedicata alla geochimica, comprende trenta analisi di rocce e sessantasei determinazioni di Cr, Ni, Mn e Ti. La mobilità di alcuni elementi è discussa sulla base di profili geochimici tracciati al contatto ultramafiti-rocce basiche e a quello basiti-gneiss. Cr e Ti non sono mobili e possono quindi essere impiegati per ricostruire la composizione originaria delle rocce metasomatiche. Nei minerali di genesi recente Ni e Mg mostrano una forte correlazione positiva.

Nella parte Va si discute l'origine del complesso ultrafemico di Geisspfad. Nel mantello superiore le ultramafiti sono cristallizzate essenzialmente come lherzoliti stratificate a spinello con subordinate intercalazioni di pirosseniti e duniti. La loro associazione con la zona periferica basica poteva essere primaria (possibili basalti); la presa di posizione dei filoni gabbrici è comunque successiva alla differenziazione delle peridotiti. In seguito ad una fase di sollevamento che porta il massiccio nella parte più alta della crosta, si sviluppa un processo di serpentinizzazione al die sotto di 400° che decompone completamente olivina e ortopirosseno e, parzialmente, il pirosseno monoclino. Durante la serpentinizzazione il Ca, liberato principalmente dalle pirosseniti, migra verso i bordi del corpo ultrafemico e concorre alla formazione di rodingiti ed oficalci. In una fase successiva dell'orogenesi alpina, il complesso ultrafemico è trasportato tettonicamente a profondità maggiore ed inserito negli gneiss pennidici. Esso è sottoposto così, temporaneamente, a temperature maggiori (attorno a 520°) ed a pressioni di almeno 5 kb. Le serpentine subiscono una disidratazione parziale e si sviluppano olivina, antigorite, tremolite e clorite. Sia le rocce basiche che le rodingiti presentano una diffusa blastesi di orneblenda. Al contatto tra rocce di diversa composizione chimica si registra la migrazione di elementi sialici con frequente formazione di rocce monomineraliche (differenziazione chimica). Con l'aumento dell'attività dell'H 20, il metamorfismo retrogrado produce dapprima litoclasi chiuse con olivina e tremolite (filoni alpini di olivina); l'olivina del metamorfismo alpino è parzialmente trasformata in senso retrogrado. Alla fine del ciclo metamorfico si formano minerali di litoclase di bassa temperatura.

I minerali di neoformazione alpina delle ultramafiti del Geisspfad sono infine confrontati con quelli di altri complessi con metamorfismo più o meno intenso. Oltre ai minerali già noti, anche ilmenite e carbonati possono essere indici di differenti condizioni metamorfiche nelle ultramafiti.

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung 389

1. Geologischer Überblick und Problemstellung der Arbeit 389
2. Im Text verwendete Abkürzungen 392
3. Labormethoden 392

II. Mineralogie 392

III. Petrographie des Geisspfad-Ultramafitits und seiner Begleitgesteine 414

A. Die Ultramafitite 414
Beschreibung der ultramafitischen Gesteinstypen 415

B. Die basischen Begleitgesteine: Gänge und Randgesteine 427

1. Der Begriff «Rodingit» 427
2. Verbandsverhältnisse zwischen Ultramafititen und basischen Begleitgesteinen 428
3. Beschreibung der basischen Begleitgesteine 430

C. Spezielle Gesteine an Kontakten von Ultramafitit/Basit und von Basit/Gneis 432

D. Bemerkungen zur Tektonik des Geisspfad-Ultramafiitit-Komplexes 434

1. Alte Strukturelemente 434
2. Jüngste, wahrscheinliche alpine Strukturelemente 438

IV. Geochemie des Geisspfad-Ultramafitits 440

1. Chemismus der Gesteine 440
2. Cr-, Ni-, Mn- und Ti-Gehalte von Gesteinen des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes 445
3. Stoffwanderungen 449
4. Beziehung zwischen Mineral- und Gesteinschemismus bei Olivinen und Amphibolen 456

V. Diskussion. Genese des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes 457

A. Primäre Ausgangsgesteine des Geisspfad-Ultramafitits 457

1. Die Ultramafitite 457
2. Die basischen Begleitgesteine 458
3. Die Platznahme des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes 459
4. Die Verbindung Geisspfad-Agaro 460
5. Zum «Alter» des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes 461

B. Die Serpentinisierung und Rodingitisierung 461

C. Die alpine Regionalmetamorphose 465

1. Überblick 465
2. Die Mineralneubildungen während der alpinen Regionalmetamorphose 465
3. Retrograde Metamorphose 471
4. Stoffwanderungen 471
5. Temperatur und Druck während der alpinen Regionalmetamorphose . 472

Literaturverzeichnis 474

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Prof. Dr. E. Niggli und von Prof. Dr. P. Bearth (Basel) im Sommer 1966 begonnen. Die Auswertung der gesammelten Proben wurde am Mineralogisch-Petrographischen Institut Bern unter der Leitung meines sehr verehrten Lehrers, Prof. Dr. E. Niggli, durchgeführt. Ihm gilt mein besonderer Dank für seinen Rat, sein stetes Interesse an all meinen Problemen und nicht zuletzt für seine Kritik an meiner Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Th. Hügi danke ich für sein Interesse und seine Hilfe bei den geochemischen Untersuchungen.

In ganz besonderer Weise nützten mir die Erfahrungen von Prof. Dr. Tj. Peters auf dem Gebiet der Ultramafitite. Ich danke ihm für die vielen Diskussionen, sei es im Felde oder im Institut und für die kritische Durchsicht dieser Arbeit.

Viele wertvolle Anregungen verdanke ich Prof. Dr. P. Bearth, Prof. Dr. A. Streckeisen, Prof. Dr. V. Trommsdorff, Dr. S. Graeser, Dr. T. Labhart und Dr. A. G. Milnes.

Mit besonderer Freude denke ich an die Tage im Saarbrückner Institut zurück. Ich danke Herrn Prof. Dr. F. Rost und seinen Mitarbeitern für ihre Gastfreundschaft und ihr Interesse für meine Probleme.

Meinen Studienkollegen J. P. Jenni, Dr. A. Arnold, Dr. M. Frey, Dr. B. Grauert, S. Schafighi und J. Kramers sei für abwechslungsreiche Diskussionen herzlich gedankt.

Prof. Dr. H. Schwander (Basel), Dr. A. Schneider (Göttingen) und H. Walter (Bern) danke ich für die Mikrosonde-Analysen.

Der Schweizer Armee und dem Piloten Herrn Adj. M. Ritter verdanke ich einen unvergesslichen Helikopterflug in mein Arbeitsgebiet.

Zum Schluss gilt mein Dank meiner lieben Frau, welche mir bei Vorbereitung, Abschrift und Korrektur des Manuskripts unentbehrliche Dienste leistete.

I. EINLEITUNG

1. Geologischer Überblick und Problemstellung der Arbeit

Im östlichen Simplongebiet zieht sich vom Monte Leone zum Ofenhorn, auf der Grenze zwischen der Schweiz und Italien, ein hoher Gebirgskamm hin, welcher im wesentlichen aus penninischen Gneisen der Monte-Leone-Deckenstirn besteht (Fig. 1). In der Gegend des Geisspfadpasses, welcher die Talschaften des Binnatals und des Val Antigorio verbindet, bilden diese Gneise eine Mulde, in welcher die etwa 4–5 km^3 grosse Masse des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes[1]) liegt. Dieser gipfelt in einer Reihe kahler, bis 3000 m hoher und wild zerrissener Felstürme, die dem Gebiet ein charakteristisches Aussehen verleihen. Der Gesteinskomplex, in der Hauptsache aus Ultramafititen und untergeordneten basischen Begleitgesteinen bestehend, ist den Paragneisen der oberen Monte-Leone-Decke linsenförmig eingelagert (Fig. 2).

---

[1]) Der Name «Geisspfadserpentin» wird hier fallengelassen, da die Hauptmasse des Komplexes aus Antigorit-Olivin-Felsen besteht.

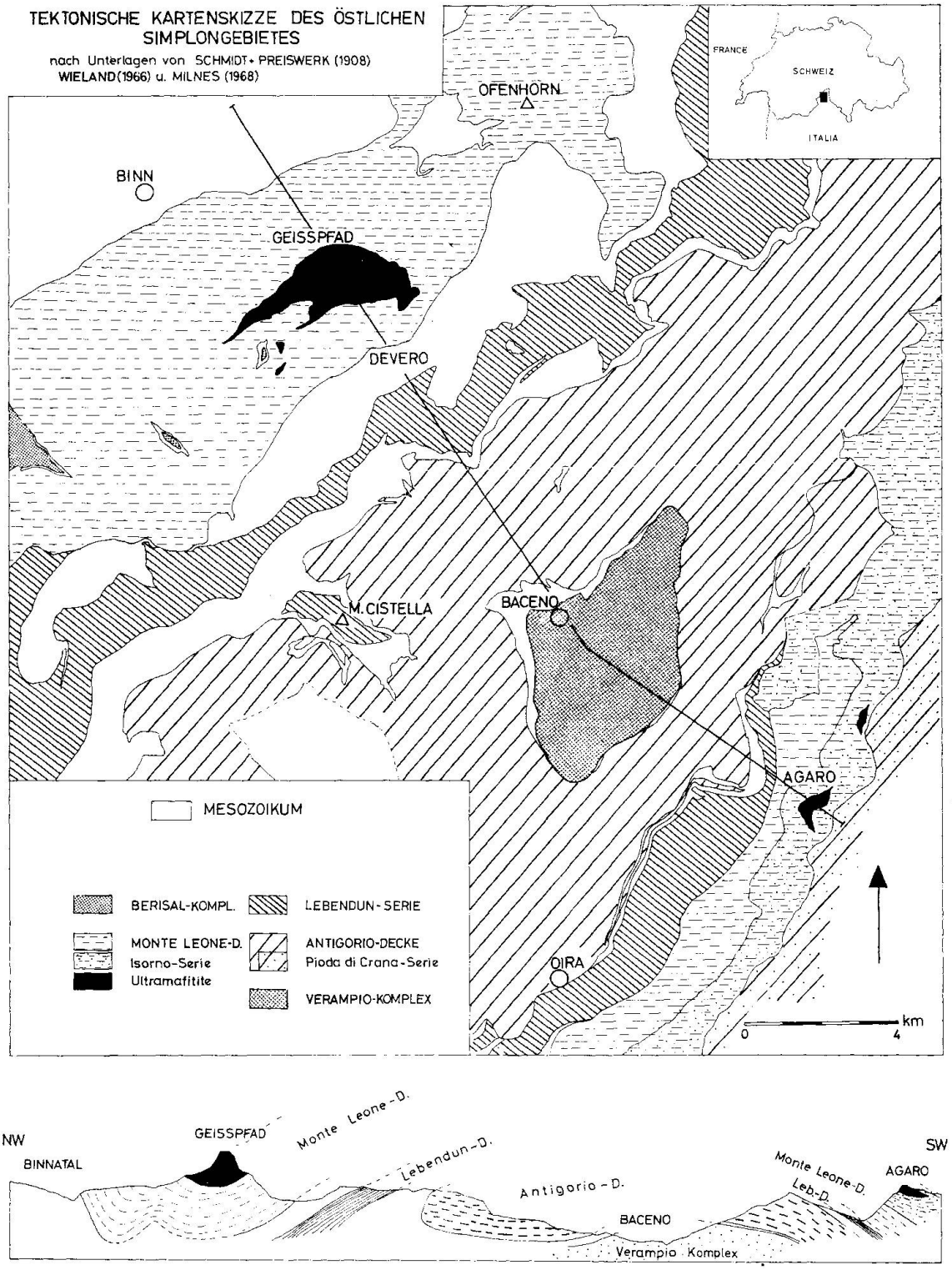

TEKTONISCHE KARTENSKIZZE DES ÖSTLICHEN SIMPLONGEBIETES
nach Unterlagen von SCHMIDT + PREISWERK (1908)
WIELAND (1966) u. MILNES (1968)
FRANCE
SCHWEIZ
ITALIA
OFENHORN
BINN
GEISSPFAD
DEVERO
M. CISTELLA
BACENO
AGARO
OIRA
MESOZOIKUM
BERISAL-KOMPL.
LEBENDUN-SERIE
MONTE LEONE-D.
Isorno-Serie
Ultramafitite
ANTIGORIO-DECKE
Pioda di Crana-Serie
VERAMPIO-KOMPLEX
0
4
km
NW
SW
BINNATAL
GEISSPFAD
Monte Leone-D.
Lebendun-D.
Antigorio-D.
BACENO
Monte Leone-D.
Leb.-D.
AGARO
Verampio Komplex

Fig. 1.

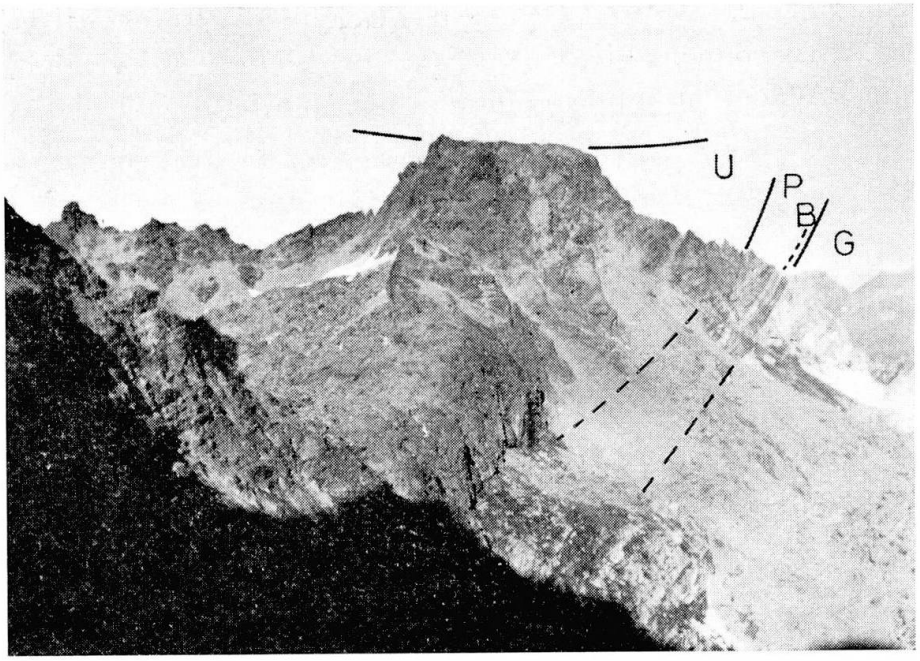


Fig. 2. Blick von SE gegen Pizzo Fizzo und den Südkontakt des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes. U = Ultramafititkomplex, P = Paragneise, B = Bündnerschiefer, G = Granitgneise.

Im Gegensatz zu vielen andern alpinen Ophiolithen berührt der Geisspfad-Komplex keine Bündnerschiefer (mit Ausnahme einiger kleiner abgesprengter Talk-Linsen). Die Grenze zu den Paragneisen, welche von MILNES (1968, Fig. 1) mit der Isorno-Serie korreliert wurden, ist rein tektonisch und subparallel zur Primärstruktur der Ultramafitite.

Schon früh hat der Geisspfad-Ultramafitit die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. In STUDERS «Geologie der Schweiz» von 1851 und in GERLACHS «Penninischen Alpen» von 1883 wurde der Serpentin vom «Gaispfad» bzw. «Gaisspfad» mehrmals erwähnt und mit den mesozoischen Bündnerschiefern in Verbindung gebracht. Umfangreichere Arbeiten folgten von DUPARC und MRAZEC (1894) und mit den Dissertationen von PREISWERK (1901) und BIANCHI (unpubliz.)[2]). Alle diese Bearbeiter hoben die speziellen Lagerungsverhältnisse des Geisspfadkomplexes hervor und dringendstes Anliegen war, Herkunft und Alter abzuklären, was jedoch nie in befriedigender Weise gelang.

In der vorliegenden Arbeit geraten diese auch heute nicht leichteren Fragen etwas in den Hintergrund. Ziel der Untersuchungen war es vorerst, eine mineralogische und petrographische Bestandesaufnahme zu erhalten (Teil II und III). Im weiteren wurde versucht, Aufschluss über die primären Ausgangsgesteine und die späteren Umwandlungsvorgänge zu erhalten. Dies wurde durch das Ineinandergreifen von Metasomatose (Rodingitisierung) und der alpinen Regionalmetamorphose erschwert. Die Geochemie (Teil IV) war ein geeignetes Hilfsmittel, diese Probleme mehr oder weniger zu lösen.

[2]) Ausschnitte wurden später publiziert: BIANCHI (1914; 1916; 1920a, b; 1923).

Die Schlussfolgerungen und Genese des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes sind in Teil V zusammengestellt. Nicht zuletzt ist die vorliegende Arbeit als Beitrag zum Problem der alpinen Metamorphose in Ultramafititen gedacht.

2. Im Text verwendete Abkürzungen

Ab	=	Albit	Ol	=	Olivin
Akt	=	Aktinolith	Parg	=	Pargasit
Andr	=	Andradit	Phlog	=	Phlogopit
Antig	=	Antigorit	Serp	=	Serpentin
Cc	=	Calcit	Trem	=	Tremolit
Chl	=	Chlorit	Ves	=	Vesuvian
Chrys	=	Chrysotil	d	=	mittlerer Korndurchmesser
Dio	=	Diopsid	u. d. M.	=	unter dem Mikroskop
Dol	=	Dolomit	E	=	östlich
Ep	=	Epidot	W	=	westlich
Fo	=	Forsterit	N	=	nördlich
Gross	=	Grossular	S	=	südlich
Liz	=	Lizardit			

3. Labormethoden

Für die Probenaufbereitung und Mineralseparation wurde nach den in unserem Institut üblichen Methoden vorgegangen, welche von Wüthrich (1965 S. 882ff.) und Frey (1969 S. 55) beschrieben wurden. Dichte, optische und röntgenographische Eigenschaften wurden nach Angaben von Tj. Peters (1963 S. 538ff.) ermittelt.

Die chemischen Analysen wurden im Geochemischen Labor (Leitung Prof. Th. Hügi) unseres Instituts durchgeführt. Dabei wurde nach den hier gebräuchlichen Methoden vorgegangen:

K_2O, Na_2O wurden flammenphotometrisch, SiO_2, Fe_2O_3 und TiO_2 kolorimetrisch, Al_2O_3, CaO und MgO komplexometrisch, CO_2 volumometrisch bestimmt. H_2O wurde in den meisten Fällen als Glühverlust (mit Korrektur nach FeO), seltener mit dem Penfieldrohr ermittelt. Für die Cr-, Ni- und Mn-Bestimmung wurde ein Atom-Absorptions-Spektrometer (Perkin Elmer, Model 303) verwendet. FeO wurde bei Magnetiten auf der Thermowaage, in allen andern Fällen nach der Methode von A. Peters (1968) bestimmt.

II. MINERALOGIE

In den folgenden Abschnitten werden die wichtigsten Mineralien des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes in alphabetischer Reihenfolge beschrieben. Soweit möglich werden chemische Daten mitgeteilt.

Amphibole

Amphibol ist in unserm Gebiet sehr häufig und in fast allen Gesteinen in irgendwelcher Form vorhanden.

Nach Art und Auftreten können zwei Gruppen unterschieden werden:

— Al-arme Tremolite oder Aktinolithe in Ultramafititen;
— A-reiche Pargasite und Tschermakite in Metabasiten.

Auf den engen Zusammenhang zwischen Hornblende-Chemismus und Gesteinschemismus wird später eingegangen.

Über die optischen und chemischen Eigenschaften von einigen näher untersuchten Amphibolen vom Geisspfad orientiert Tab. 1. Im folgenden seien die einzelnen Varietäten kurz beschrieben. Für die Benennung der einzelnen Amphiboltypen folgten wir dem Vorschlag von B. E. LEAKE (1968).

1. Amphibole der Aktinolithreihe

a) Tremolit in den lherzolithischen Gesteinen (Analyse HK 288)

Dieser Tremolit, der chemisch dem theoretischen Endglied sehr nahe kommt, ist makroskopisch weiss, seidenglänzend und bildet cm lange (am Südkontakt stellenweise bis 10 cm lange) Kristalle. Unter dem Mikroskop sind die Tremolite sehr frisch, fast ohne jegliche Einschlüsse, und idiomorph. Sie sind eng mit Antigorit und Forsterit verwachsen. Manchmal kommt Tremolit auch in Haufen kleinster, weniger als 0,1 mm grosser Kristalle vor. Diese rundlichen, hellen Anhäufungen (d = 1–10 mm) verleihen dem Gestein ein fleckiges Aussehen (fleckige Serpentinite nach PREISWERK, 1901). Besonders viel Tremolit führen die Serpentinite unmittelbar an den Kontakten gegen die basischen Randgesteine und Gänge.

b) Tremolit in den alpinen Olivingängen (Analyse HK 4)

In den alpinen Olivingängen tritt ebenfalls Tremolit auf. Er ist auch hier idiomorph, frisch und bildet oft mehrere cm lange Kristalle, welche die grossen Olivinkristalle durchdringen. Im Chemismus besteht eine grosse Ähnlichkeit mit dem vorher beschriebenen Tremolit.

c) Tremolit in den Chlorit-Tremolit-Bändern

Dieser ist makroskopisch weiss glänzend und im Dünnschliff farblos. Die nicht eingeregelten Kristalle haben eine Länge von 1 bis 5 mm. Dieser Tremolit wurde nicht analysiert. Seine optischen Eigenschaften sind: farblos, $n_\beta = 1{,}624$, $Z \wedge c = 17°$, $2Vx = 75°$. Es handelt sich demzufolge wohl wie bei HK 288 und HK 4 um einen fast reinen Tremolit.

d) Aktinolith in den Talk-Aktinolith-Linsen (Analyse HK 60)

Eisenreicher und dementsprechend intensiv grün gefärbt ist ein Aktinolith, der mit Talk zusammen in Linsen, die den basischen Randgesteinen eingelagert sind, vorkommt (Fig. 13). Er bildet bis 10 cm lange, flaschengrüne und idiomorphe Kristalle.

e) Tremolitasbest (Byssolith)

Mit Asbest ausgefüllte Klüfte sind im Geisspfad-Ultramafitit besonders nahe den Kontakten recht häufig. An zwei Stellen (in der petrographischen Karte mit A bezeichnet) wurde dieser dort sehr feinfaserige Asbest um die Jahrhundertwende abgebaut. Zwei Analysen von Jakob in Bader (1934) deuten auf einen fast reinen Tremolit ($Al_2O_3 = 0{,}0$; $Fe_2O_{3\,tot} = 2{,}8$).

2. Pargasite

In den Al-reichen basischen Begleitgesteinen der Ultramafitite, in Gängen und Randgesteinen, treten Pargasite als wichtigste gesteinsbildende Mineralien auf.

a) Al-Pargasit (Analyse HK 285)

Diese Hornblendevarietät ist makroskopisch hellgrün gefärbt und wurde nur in einem Gang am Geisspfadpass beobachtet. Die höchstens 1 mm langen Kristalle scheinen manchmal leicht eingeregelt, sind aber meist wirr miteinander verwachsen. Begleitminerale sind Na-Phlogopit und α-Zoisit. Auffallend ist der sehr hohe Al-Gehalt dieses Pargasits und der hohe Al^{VI}-Wert: 1,24 pro halbe Elementarzelle. Dies ist nach Leake (1965) einer der höchsten bisher beschriebenen Al^{VI}-Werte, die neben den entsprechenden Al^{IV}-Werten möglich sind.

b) Ferro-Pargasite (Analysen HK 167, 227, 207)

Die Ferro-Pargasite sind makroskopisch dunkelgrün oder schwarz gefärbt. Sie haben einen charakteristischen Pleochroismus mit n_α = gelblich, n_β = blassgrün, n_γ = blaugrün und z. T. anomale Interferenzfarben (Na!). Drei verschiedene Vorkommen wurden analysiert:

HK 167 bildet kleine, ca. 1 mm grosse, dunkelgrüne Kristalle und verdrängt Diopsid in feinen Äderchen. Oft ist Diopsid vollständig verdrängt, und es liegen feinkörnige Pargasit-Felse vor. Dieser Ferro-Pargasit ist nicht eingeregelt und kommt sowohl in Gängen wie auch Randgesteinen vor.

HK 227 unterscheidet sich von HK 167 vor allem durch die Kristallgrösse. Es handelt sich hier um bis 10 cm lange, idiomorphe, schwarze Individuen,

Tabelle 1. *Chemische Analysen und optische Daten von Amphibolen vom Geisspfad*
Analytiker: H. R. Keusen

	Tremolit-Aktinolit-Reihe			Pargasite und Ferro-Pargasite				
	HK 288	HK 60	HK 4	HK 285	HK 167	HK 227	HK 207	HK 3
SiO_2	54,3	53,3	56,2	43,6	40,1	40,1	40,2	40,1
Al_2O_3	2,39	3,51	1,96	18,55	16,30	16,60	15,90	19,26
Fe_2O_3	0,30	0,18	0,26	0,30	1,75	2,75	1,74	11,56
FeO	2,00	5,83	2,15	4,95	7,49	9,50	11,04	4,00
MnO	0,07	0,19	0,06	0,10	0,14	0,26	0,22	0,25
MgO	24,02	21,16	23,53	15,10	14,85	12,95	11,78	9,94
CaO	13,40	12,52	12,03	11,18	12,91	12,55	11,60	8,13
Na_2O	0,92	0,38	1,35	3,12	2,35	2,30	3,68	3,37
K_2O	0,20	0,04	0,24	0,28	0,65	0,60	0,48	0,24
TiO_2	0,10	0,08	0,09	0,09	0,46	0,51	0,81	0,78
H_2O^+	2,2	2,3	2,18	2,3	2,25	2,2	1,98	2,1
Total	99,90	99,49	99,90	99,47	99,25	100,06	99,43	99,73
Spuren								
Cr ppm	310	1150	340	420	80	80	450	50
Ni ppm	800	920	620	580	710	270	250	90
Atomproportionen berechnet auf 24 (O, OH)								
Si	7,51	7,48	7,72	6,16	5,86	5,88	5,96	5,79
Al^{IV}	0,40	0,52	0,28	1,84	2,14	2,12	2,04	2,21
Al^{VI}	—	0,05	0,03	1,24	0,67	0,74	0,74	1,07
Fe^{3+}	0,03	0,02	0,04	0,03	0,19	0,30	0,20	1,25
Fe^{2+}	0,24	0,68	0,25	0,58	0,91	1,16	1,37	0,49
Mn	—	0,02	—	—	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	4,95	4,42	4,82	3,18	3,23	2,82	2,60	2,14
Ti	0,01	0,01	—	0,01	0,05	0,05	0,11	0,10
Ca	1,98	1,88	1,77	1,69	2,02	1,97	1,84	1,26
K	0,03	—	0,04	0,05	0,12	0,11	0,09	0,05
Na	0,25	0,10	0,36	0,85	0,67	0,65	1,05	0,94
O	21,97	21,85	22,00	21,83	22,81	21,85	22,02	21,96
OH	2,03	2,15	2,00	2,17	2,19	2,15	1,98	2,04
Z	7,91	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,23	5,20	5,14	5,04	5,07	5,10	5,05	5,08
X	2,26	1,98	2,17	2,59	2,81	2,73	2,94	2,25
mg nach P. Niggli	0,96	0,86	0,94	0,83	0,74	0,65	0,62	0,55
$Z \wedge c$	15°	16°	13°	18–20°	27°	21–24°	17°	21–26°
2 Vx	79°	76–78°	82°	99–104°	102°	92°	74°	71°
$n_\gamma - n_\alpha$	0,022	0,021	0,021	0,019	0,018	0,019	0,025	0,023
n_β	1,620	1,626	1,619	1,639	1,654	1,660	1,668	1,657

welche ungeregelt in eine feinkörnige Grundmasse von Sheridanit (Chlorit) eingebettet sind. Begleitminerale sind ausser Chlorit zuweilen Epidot und Grossular. Dieser grobkristalline Ferro-Pargasit kommt in den porphyrartigen Pargasit-Felsen der basischen Gänge und Randgesteine vor.

HK 207 ist im Gegensatz zu den andern Pargasiten *eingeregelt* und mit Albit vergesellschaftet. Die Kristalle haben eine Länge von 0,1 bis 1 mm. Solche eingeregelten Ferro-Pargasite kommen in nicht rodingitisierten Basiten der Gänge (selten) und Randgesteinen (häufig) vor.

3. Tschermakitischer Al-Pargasit (Analyse HK 3)

Diese Hornblende wurde aus einem Gestein separiert, welches ausserhalb des Geisspfad-Ultramafititkomplexes liegt, dessen Genese aber eng mit diesem zusammenhängt. (Es handelt sich um den Albit-Pargasit-Fels metasomatischer Entstehung am Ultramafitit-Kontakt N Schwarzhorn.) Chemisch unterscheidet sie sich von den übrigen Pargasiten durch niedrige Ca- und hohe Fe^{3+}-Gehalte. Die Summe Ca + Na + K ist im Gegensatz zu den normalen Pargasiten kleiner als 2,5.

Bemerkungen zu den Analysen Tab. 1

Sowohl bei den Amphibolen der Tremolit-Aktinolith-Reihe wie auch bei den Pargasiten ist eine deutliche Abhängigkeit von n_β und 2Vx vom Chemismus festzustellen: n_β nimmt mit steigendem Fe-Gehalt zu, während 2Vx kleiner wird. Zudem scheint eine positive Korrelation zwischen Ti resp. Mn und Fe vorzuliegen: Fe nimmt mit steigenden Ti- resp. Mn-Gehalten zu.

Apatit

Apatit kommt als Kluftmineral sowohl in den mafitischen wie auch in den ultramafitischen Gesteinen vor. Die recht seltenen Kristalle sind weiss oder farblos, glänzend und idiomorph. In den Ultramafititen wurde Apatit zusammen mit Kluftklinochlor gefunden. Kluftapatit vom Geisspfad wurde schon von Bianchi (1920b) beschrieben.

Carbonate

Die Carbonat-Species wurden mit dem Diffractometer mittels der (104)-Linie nach Goldsmith und Graf (1958) identifiziert. Im Geisspfad-Ultramafitit findet man je nach Paragenese drei verschiedene Carbonate (Fig. 3).

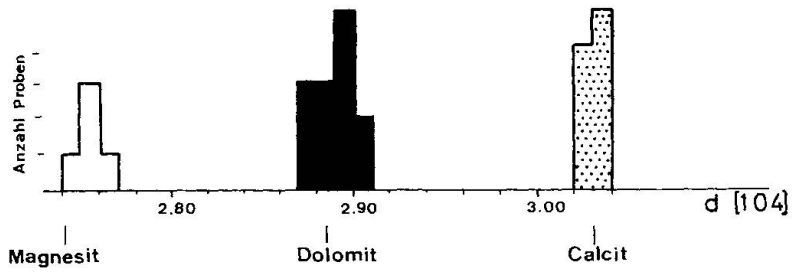


Fig. 3. Carbonate im Geisspfad-Ultramafitit-Komplex, röntgenographisch identifiziert nach d (104), punktiert: Carbonate in Metabasiten; schwarz: Carbonate in Ultramafititen; weiss: Carbonate in Talkschiefern.

Calcit

wurde fast ausschliesslich nur in Metabasiten gefunden, wo er oft mit Granat, Epidot und Ferro-Pargasit poikilitisch verwachsen ist. Zudem fand ich in einem Olivingang eng mit Forsterit verwachsenen Calcit.

Als Kluftmineral wurde Calcit recht häufig, jedoch nur in Klüften von Metabasiten beobachtet. Begleitminerale sind hier Zeolithe, Chlorite, Albit.

Dolomit

kommt zuweilen als recht wichtiger Nebengemengteil in den Serpentinitschiefern am Rande des Ultramafitits vor. Er lagert sich hier mit Vorliebe um rekristallisierten Magnetit, wobei ellipsoidförmige Gebilde entstehen, welche parallel zur Schieferung orientiert sind. In den Ophidolomiten beträgt der Dolomitanteil bis zu 50%. Dolomit wurde auch in Antigorit- oder Chlorit-führenden Talkschiefern gefunden.

Magnesit

ist meist idiomorph ausgebildet und oft stark zersetzt (Fe-Hydroxide etc.). Er wurde nur in den Talkschiefern beobachtet.

Chlorite

Wie Amphibol ist auch Chlorit in nahezu allen Gesteinen des Geisspfad-Ultramafitits als mehr oder weniger wichtiger Nebengemengteil zu finden. Zudem gibt es fast monomineralische Chloritschiefer, welche mit Vorliebe an Grenzen zwischen Ultramafititen und Mafititen auftreten. Zwischen Mineral- und Gesteinschemismus besteht wie bei den Amphibolen ein enger Zusammenhang: Chlorite in den Al-reichen Metabasiten enthalten mehr Al als jene in den Al-armen Ultramafititen. Bei allen Chloriten handelt es sich um optisch farblose oder leicht grünlich-gelblich-pleochroitische Varietäten. Optische und röntgenographische Daten sind in Tab. 2, chemische Analysen in Tab. 3 aufgeführt.

Nach Art und Vorkommen kann man folgende Chlorit-Varietäten unterscheiden:

a) Klinochlore und Pennine

kommen in den Ultramafititen vor und können durch ihre verschiedene Elongation und Interferenzfarbe voneinander unterschieden werden. Sehr schön idiomorph kristallisiert ist ein Pennin, der in Olivin-Tremolit-Pennin-Adern, welche die Olivinfelse hie und da durchziehen, vorkommt (HK 4). Die flaschengrünen Penninblättchen sind hier zu mehreren cm langen drei- oder sechs-

eckigen Stengeln zusammengewachsen. In dieser Form sind sie vor allem auch vom Rimpfischhorn bei Zermatt bekannt. Beide Vorkommen wurden schon von KENNGOTT (1866, S. 158) erwähnt.

Chlorit in den monomineralischen Chloritschiefern ist meist Klinochlor (HK 13). Klinochlor ist auch wichtiger Hauptgemengteil in den Tremolit-Chlorit-Bändern (HK 328b).

Als Kluftmineral ist Klinochlor in den Ultramafititen recht häufig. Er bildet dort silbriggraue, dünne Überzüge (HK 135) oder mehrere dm dicke Kluftbeläge. Die wirr verwachsenen Blättchen dieser Kluftklinochlore haben einen Durchmesser von 1–30 mm.

b) Chrom-Klinochlor (HK 288)

Sehr interessant ist ein Klinochlor, welcher in den Antigorit-Olivin-Tremolit-Felsen in einer charakteristischen Form vorkommt: Er lagert sich rund um Relikte von Chrom-Magnetit oder Ferrochromit. Dadurch entstehen bis 5 cm grosse Augen oder längliche Schlieren (Seite 420). Dieser Klinochlor zeich-

Tabelle 2. *Optische und röntgenographische Daten einiger Chlorite*

	Nr. HK						
	288*)	328b	13*)	229	227*)	4*)	135
n_β	1,584	1,585	1,582	1,596	1,598	1,578	1,585
$n_\gamma - n_\alpha$	0,007	0,007	0,006	0,011	0,009	0,003	
2 V	8–10° +	0–5° +	5° +	20–27° +	n. d.	0–5° –	5–10° +
Elongation	neg.	neg.	neg.	neg.	neg.	pos.	neg.
Interferenzfarbe	braun	braun	grau-braun	grau	grau	blau	braun
b_0 in Å	9,23	9,23	9,22	9,24[5]	9,24	9,22	9,23
d (001) in Å	14,22	14,32	14,31	14,18	14,15	14,36	14,20
«y»**) optisch ermittelt nach HEY (1954)	1,0	1,1	0,9	1,5	1,6	1,4	0,8
«y»**) röntgenographisch ermittelt nach SHIROZU (1958)	0,8	0,8	0,6	1,8	1,6	0,6	0,8
«x»**) optisch ermittelt nach HEY (1954)	2,3	2,1	1,9	2,7	2,9	1,4	2,3
«x»**) röntgenographisch ermittelt nach BRINDLEY (1956)	2,2	1,8	1,8	2,6	2,8	2,6	2,5
$\frac{Fe_{tot}+Cr}{Fe_{tot}+Cr+Mg}$ optisch ermittelt nach ALBEE (1962)	8	9	7	20	22	4	9
						Atomprozente	
Name nach HEY (1954)	Klinochlor	Klinochlor	Klinochlor	Sheridanit	Sheridanit	Pennin	Klinochlor (Leuchtenbergit)

*) Analysiert, siehe Tabelle.
**) In der Chloritformel: $(Mg_{12-x-y}\,Fe_yAl_x)\,(Si_{8-x}Al_x)\,O_{20}\,(OH)_{16}$.

Tabelle 3. *Chemische Analysen von Chloriten aus dem Geisspfad-Ultramafitit*
Analytiker: H. R. Keusen

	Sheridanit HK 227	Pennin HK 4	Chrom-Klinochlor HK 288	Klinochlor HK 13
SiO_2	26,4	33,4	31,5	31,9
Al_2O_3	23,2	12,92	14,10	16,52
Cr_2O_3			1,61	
Fe_2O_3	0,30	0,22	0,61	1,01
FeO	11,41	4,53	4,20	3,84
MnO	0,34	0,27	0,02	0,06
MgO	26,31	35,40	34,13	34,01
CaO	0,12	0,27	0,11	0,34
Na_2O	0,04	0,02	0,10	—
K_2O	—	—	0,04	—
TiO_2	0,12	0,05	0,17	0,09
H_2O^+	12,3	12,8	12,5	12,4
Total	100,54	99,88	99,09	100,03
Cr ppm	80	1240	11000	1093
Ni ppm	510	1290	1900	980
Atomproportionen berechnet auf (36 O,OH)				
Si	5,15	6,34	6,06	6,05
Al^{IV}	2,85	1,66	1,94	1,95
Al^{VI}	2,49	1,24	1,25	1,74
Fe^{2+}	1,86	0,72	0,68	0,62
Fe^{3+}	0,05	0,01	0,09	0,14
Mn	0,06	0,05	—	—
Mg	7,65	10,01	9,78	9,61
Ca	0,02	0,06	0,02	0,07
Cr	—	0,01	0,25	0,02
Ni	—	0,02	0,03	0,02
Ti	0,02	—	0,02	0,01
Total	12,15	12,12	12,12	12,23
OH	15,97	16,19	16,03	15,67
$\frac{Fe_{tot}+Cr}{Fe_{tot}+Cr+Mg}$	20	7	9	7,5

net sich durch eine sehr niedrige Doppelbrechung aus, hie und da erscheint er sozusagen isotrop («matière colloide» von Duparc und Mrazec 1894). Die chemische Analyse dieses Chlorits ergab 1,61% Cr_2O_3.

c) Sheridanite

Diese Al-reichen Chlorite kommen in den basischen Gängen und Randgesteinen vor. Sie unterscheiden sich von den Chloriten a) und b) durch einen etwas deutlicheren Pleochroismus, welcher durch den höheren Eisengehalt bedingt ist. Sie bilden in den porphyrartigen Hornblendefelsen die feine, filzartige Grundmasse (HK 227). In andern Metabasiten sind sie mit Hornblende, Albit und Epidot vergesellschaftet und in den Rodingiten verdrängen sie zuweilen Diopsid B.

Bemerkungen zu Tabelle 2 und 3

Es wurde versucht, den Chemismus auf Grund der optischen (HEY, 1954) und der röntgenographischen Daten (BRINDLEY, 1956) zu ermitteln. Beide Methoden eignen sich recht gut, um den entsprechenden Chloritchemismus zu errechnen. Dies zeigt ein Vergleich der optisch resp. röntgenographisch ermittelten (Tab. 2) und der aus den chemischen Analysen errechneten «x»- und «y»-Werte (Tab. 3). Bei den eisenarmen Penninen und Klinochloren wird «y» nach der Methode von HEY (1954) etwas zu hoch.

Sehr gut stimmen die nach ALBEE (1962) nach n_β ermittelten mit den aus der chemischen Analyse berechneten $\frac{Fe_{too} + Cr}{Fe_{tot} + Cr + Mg}$-Werte überein.

Epidot, Klinozoisit und Zoisit

Epidot und *Klinozoisit* sind makroskopisch gelbgrün gefärbt. Im Dünnschliff sind sie meist farblos, selten gelblich gefärbt, vor allem in der Nähe von Erzkörnern.

Näher untersucht wurde ein Epidot (HK 227 in Tab. 4) aus einem Chlorit-Pargasit-Epidot-Fels, der als Gang W des Grampielhorns vorkommt. Dieser Epidot ist idiomorph und bildet cm grosse, honiggelbe Kristalle. Klinozoisit und Epidot sind in den meisten Metabasiten häufige gesteinsbildende Mineralien. Gelegentlich können sie wichtigster Gemengteil werden (Epidotfelse in den Randgesteinen). Auch als Kluftminerale sind sie häufig. In den ultramafitischen Gesteinen fehlen Minerale der Epidotgruppe.

Zoisit wurde nur in einem Ganggestein, im Pargasit-Na-Phlogopit-Zoisit-Fels vom Geisspfadpass gefunden. Er ist makroskopisch farblos bis leicht grünlich und bildet zusammen mit Na-Phlogopit cm- bis dm-grosse ellipsoidförmige weisslichgrüne Knollen. Optische Eigenschaften und Fe_2O_3-Gehalt sind in Tab. 4 unter HK 285 zusammengestellt. Es handelt sich um einen fast eisenfreien α-Zoisit.

Tabelle 4. *Optische Eigenschaften und Fe-Gehalte eines Epidots und eines Zoisits vom Geisspfad*

Nr.	n_β	$n_\gamma - n_\alpha$	2 Vz Mittel	$X \wedge c$	$Fe_2O_{3\,tot}$ nasschemisch
227	1,718	0,016	84°	4–6°	6,52%
285	1,693	0,007	34°	0°	1,20%

Da Zoisit leicht mit Klinozoisit verwechselt werden kann, wurden die beiden Minerale geröntgt und konnten so nach der Methode von SEKI (1959) eindeutig unterschieden werden.

Feldspäte

Bei den beobachteten Feldspäten handelt es sich um einen meist unverzwillingten und unzersetzten Albit mit $n_\beta = 1{,}533$, 2Vz $\sim 85°$. Röntgenographische Untersuchungen nach der Methode von BAMBAUER et al. (1967) ergaben ebenfalls Albit.

Albit ist häufig in nicht rodingitisierten basischen Randgesteinen, wurde aber nur zweimal in einem Gang beobachtet. Er ist frisch, ohne Einschlüsse und kommt mit meist eingeregeltem Pargasit vor und bildet schlierige, alpin eingeregelte Aggregate.

Ein interessantes Albitvorkommen befindet sich am Ultramafit-Kontakt N Schwarzhorn, wo ein Alkalifeldspatgneis durch Metasomatose zu einem Albit-Pargasit-Fels umgewandelt wurde. Das Gestein besteht zu 90% aus Albit.

In den Ultramafititen fehlt Feldspat.

Granate

Gesteinsbildende Granate kommen nur in den basischen Begleitgesteinen des Ultramafitits vor. Sie sind meist fein verteilt im Gestein oder in feinen

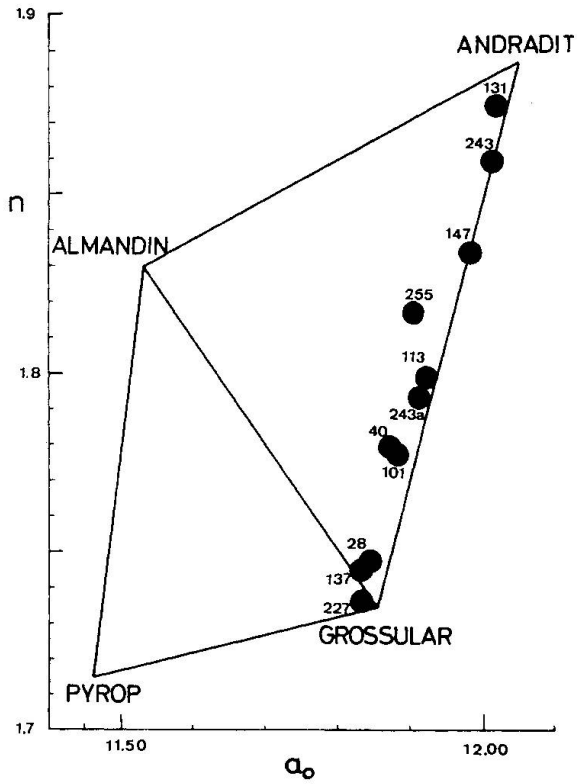


Fig. 4. Granate vom Geisspfad im Diagramm von WINCHELL (1958): Kluftgranate: HK 113, 243, 28, 131, 137. Gesteinsbildende Granate: HK 147, 101, 243a, 227, 255, 40. HK 147 (Melanit) und HK 227 (Grossular) wurden analysiert, siehe Tab. 5.

Äderchen kristallisiert und es können Übergänge zu eigentlichen Kluftbildungen beobachtet werden. Typische Begleitmineralien sind Diopsid, Calcit und Pargasit, manchmal Vesuvian und Epidot. Von elf Granaten wurden n und a_0 bestimmt (Fig. 4). Sie gehören alle in die Grossular-Andradit-Reihe. Grossulare sind makroskopisch blassrot gefärbt, andraditreichere sind von brauner bis schwarzbrauner Farbe (Ti).

Ein Grossular und ein Melanit (HK 227 und 147) wurden analysiert (Tab. 5). Auffallend ist der hohe Ti-Gehalt von Granat in HK 147.

Tabelle 5. *Chemische Analysen und physikalische Daten von zwei Granaten aus basischen Begleitgesteinen des Geisspfad-Ultramafitits*

Analytiker: H. R. Keusen

	HK 227 Grossular	HK 147 Melanit
SiO_2	39,9	37,2
Al_2O_3	21,54	8,18
Fe_2O_3	2,32	18,01
FeO	1,24	—
MnO	0,37	0,19
MgO	0,38	1,02
CaO	33,60	33,30
Na_2O	—	—
K_2O	—	—
TiO_2	0,08	2,58
H_2O^+	n. d.	n. d.
Total	99,43	100,48
Cr ppm	140	210
Ni ppm	70	—

	HK 227 Grossular	HK 147 Melanit
Atomproportionen berechnet auf 24 O		
Si	6,05	5,94
Al^{IV}	—	0,06
Al^{VI}	3,84	1,47
Fe^{3+}	0,25	2,15
Ti	0,01	0,31
Total	4,10	3,93
Fe^{2+}	0,15	—
Mn	0,05	0,03
Mg	0,08	0,24
Ca	5,46	5,70
Total	5,74	5,97
Andradit	6,7	61,4
Almandin	2,7	—
Spessartin	0,8	0,5
Pyrop	1,4	4,5
Grossular	88,4	33,6
a in Å	11,83	11,98
n	1,745	1,834
D	3,55	3,71

Kluftgranate sind in den Basiten sehr häufig. Sie sind meist idiomorph und rötlich, bräunlich oder grün gefärbt (Demantoid). Ein Kluftandradit vom Geisspfadpass (wahrscheinlich aus einem basischen Gang stammend) wurde von Bianchi (1923) analysiert.

In Ultramafititen sind Kluftgranate seltener. Es handelt sich hier um Demantoid, der in derben Überzügen (HK 131) oder idiomorphen Kristallen vorkommt. Bekannt ist der heute kaum noch zu findende Demantoid in den Asbestgruben N Zusee. Analysen dieses Granats von Edelsteinqualität wurden von Preiswek (1901) und Hezner (1914) publiziert.

Montmorillonit

Dieses Tonmineral kommt zusammen mit Aktinolith auf Klüften im Ultramafitit N des Schwarzhorns vor. Röntgenographisch ist es ein tri-oktaedrischer Montmorillonit mit $b_0 = 9{,}25$ Å und vermutlich handelt es sich um die Mg-Varietät Saponit.

Olivin

Olivin ist in den meisten ultramafitischen Gesteinen häufig, oft Hauptgemengteil. Er fehlt in den Chl-Trem-Felsen und in den Talk-haltigen Gesteinen.

Olivinführende Gesteine sind durch ihre braune Verwitterungsfarbe sofort zu erkennen, welche durch die Ausscheidung von Fe-Hydroxiden (wahrscheinlich Goethit) zustande kommt.

Nach Art und Vorkommen können drei Varietäten von Olivin unterschieden werden (chemische, optische und röntgenographische Daten siehe Tab. 6).

1. Olivin in den Antig-Ol-Trem-Felsen (HK 288)

Olivin bildet hier meist 0,2–1 mm grosse, zuweilen idiomorphe Kristalle, welche eng mit Antigorit und Tremolit verwachsen sind. Hie und da werden sie von feinen Äderchen aus α-Chrysotil durchzogen. Im übrigen sind sie jedoch frisch und unbestäubt. Im allgemeinen ist dieser «grobkörnige» Olivin nicht eingeregelt. Nur in einem Fall, in einem schwach verschieferten Antig-Ol-Fels kommen zueinander parallel orientierte Olivinstengelchen vor (Fig. 8).

In gewissen Gesteinen zeigt Olivin eine mehr oder weniger fortgeschrittene mechanische Zerkleinerung zu «feinkörnigem» Olivin (d = 0,02 mm). Der «feinkörnige» Olivin sammelt sich zu granoblastischen Haufen, in verschieferten Gesteinen bildet er Strähnen und Schnüre (Abb. 11).

2. Olivin in den Chrys-Ol-Felsen (HK 302)

Die hier bis 4 mm grossen Olivin-Individuen werden in diesen Gesteinen von vielen feinen parallelen α-Chrysotil-Äderchen durchzogen. Zuweilen sind sie fast vollständig von Chrysotil verdrängt (Fig. 7), ohne dass jedoch die für die Serpentinisierung typischen Maschen entstehen.

3. Olivin in den Olivingängen (HK 225 und HK 151)

Auf Spalten in den Ultramafititen sind cm grosse Olivinkristalle auskristallisiert, welche makroskopisch meist braungelb gefärbt sind und eine ungewohnt gute Spaltbarkeit zeigen. Farbe und Spaltbarkeit kommen durch feinverteilt eingelagerte, braune Lizarditblättchen zustande.

Im Dünnschliff können mehrere Serpentinisierungsstadien und Maschenbildungen beobachtet werden. Manchmal sind die Olivine von feinen Tremolitnadeln durchsetzt. HK 225 stammt aus einem Olivingang zwischen Zusee und Geisspfadsee. Etwas weiter N kommt Olivin im gleichen Gang zusammen mit Calcit und Tremolit vor.

Tabelle 6. *Mikrosonde-Analysen von Olivinen aus Geisspfad-Ultramafititen.* Zum Vergleich Analyse eines Olivins aus dem Totalpserpentin (Tp 332)
Analytiker: H. SCHNEIDER, Göttingen

	HK 288	HK 302	HK 225	HK 151	Olivin Tp 332 (Totalp)
SiO_2	39,0	40,2	40,0	40,7	41,1
Al_2O_3	0,01	—	—	—	—
FeO *)	15,9	10,2	12,9	9,04	10,1
MnO	0,32	0,15	0,23	0,21	0,11
MgO	44,9	49,1	46,7	49,7	48,4
CaO	0,01	—	0,01	—	0,03
NiO	0,42	0,45	0,42	0,11	0,40
Total	100,5	100,1	100,3	99,8	100,1
Si	0,98	1,00	0,99	1,00	1,01
Fe	0,33	0,17	0,27	0,19	0,21
Mn	0,01	0,01	—	—	—
Mg	1,69	1,82	1,73	1,81	1,77
Ni	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	2,03	2,00	2,01	2,01	1,99
O	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
n_β	1,678	1,668	1,674	1,669	
d (013)	2,777	2,768	2,771	2,772	
% Fo (aus Analyse)	83,5	91,5	86,5	90,7	89,4
% Fo röntg. ermittelt nach YODER et al. (1955)	83	94	90	91	

*) Alles Fe als FeO berechnet.

Bemerkungen zu den chemischen Analysen Tab. 6

Die einzelnen Analysen sind Mittelwerte von jeweils vier oder fünf Analysen, bei welchen nur geringe Abweichungen festgestellt wurden. Die analysierten Olivine unterscheiden sich im Fo-Gehalt, was auch mit der röntgenographischen Methode nach YODER und SAHAMA (1955) relativ gut eruiert werden konnte.

(Zum Vergleich ist die Analyse eines Olivins aus dem Totalpserpentin aufgeführt, welche sich nicht wesentlich von den andern Analysen unterscheidet.)

Die Ni-Gehalte der Geisspfadolivine liegen, mit Ausnahme von HK 151, durchaus im Rahmen der meisten Olivine peridotitischer Gesteine (~3200 ppm).

Opake Minerale

In der folgenden Tabelle sind die wichtigsten Erzminerale des Geisspfad-Ultramafitits zusammengestellt.

Tabelle 7: *Opake Minerale vom Geisspfad*

Mineral	Vorkommen	Bestimmungs-methode	Besondere Bemerkungen
Magnetit	Oktaeder (d bis 4 cm) in Chloritschiefern	röntg., chemische Anal. 81 (Tab. 8)	
	Rhombendodekaeder auf Klüften der Olivinfelse		
	Fein verteilt in allen Gesteinen, in Gängen manchmal faustgrosse Knollen	röntg. Mikrosonde	
Chrom-Magnetit u. Ferrochromit	reliktisch zusammen mit Chrom-Chlorit in Lagen parallel zur Bänderung in den Ultramafititen	optisch, röntg., chemische Anal. 79 u. 16 (Tab. 8)	Umwandlungsprod. v. Chromit (S. 420) 5 bis 30% Cr_2O_3
Ilmenit	faustgrosse Knollen in Ultramafititen	optisch u. röntg.	beschrieben von BIANCHI (1914)
	oder feinverteilt im Gestein	Mikrosonde	
	idiomorphe Kristalle auf Klüften der Olivinfelse	röntg.	
	bis 5 cm grosse teils idiomorphe, stark glänzende Kristalle in Olivingängen	optisch u. röntg.	
	Kugelige Aggregate in Asbest. In Talk zuweilen Pseudomorphosen nach Pyrit	optisch, röntg.	
Cubanit + Kupferkies	lamellar verwachsen bis 5 mm grosse Kristalle in Rodingiten N Schwarzhorn	optisch, röntg. Mikrosonde	
Violarit (Linneit)	kleinste Körner zusammen mit Cubanit + Kupferkies	Mikrosonde Anal. (Tab. 8)	
Bleiglanz	grössere Aggregate in Rodingiten am Kontakt des Ultramafitits	optisch	7000 ppm Bi (GRAESER, 1968)
Bornit	rötlichbraune Würfel bis 5 mm in Basiten unter Malachitüberzügen	röntg.	
Pentlandit	feinverteilt oder in grösseren Aggregaten in Ultramafititen	röntg./Mikrosonde	
Gediegen Kupfer	mm-grosse Schlieren und Lagen in Olivin-Felsen	röntg.	Block bei der Lengenbachgrube und am Zusee (mündl. Mitteilung von Strahler Toni Imhof, Binn)

Chrommagnetit und Ferrochromit

(«Ferritchromite» nach SPANGENBERG 1943)

Mikrosondeteste zeigten, dass sich die opaken Bestandteile der Chromchlorit-Chrommagnetit-Knollen durch hohe, aber sehr variable Cr_2O_3-Gehalte auszeichnen. Bemerkenswerte Al- und Mg-Gehalte wurden nirgends festgestellt. Die Werte für a_0 sind in allen Fällen ± gleich, nämlich 8,39 (a_0 von

Tabelle 8. *Chemische Analysen von Magnetit, Chrommagnetit und Violarit*

Nr.	Magnetit HK 81*)	Chrom-magnetit HK 192**)	Ferro-chromit HK 16**)	Violarit HK 4**)
Al_2O_3		Spur	Spur	
Fe_2O_3	66,6	65,0[1])	35,9[1])	Fe 16,0
FeO	29,6	29,1[1])	31,4[1])	Cu 5,7
MgO	0,9	—	—	Co 1,2
CaO	—	—	—	Ni 36,2
MnO	0,10	0,3	Spur	S 42,2
NiO		0,5	Spur	
TiO_2	2,9	1,5	0,4	
Cr_2O_3		4,7	32,1	
Total	100,1	101,1	99,4	101,3
Cr ppm	800			
Ni ppm	720			
Atomproportionen berechnet auf: 32 O				4 S
Fe^{2+}	7,47	7,60	8,02	Fe 0,87
Mg	0,40	—	—	Cu 0,28
Mn	0,02	0,07	—	Co 0,06
Ni	—	0,12	—	Ni 1,88
Total	7,89	7,79	8,02	3,09
Fe^{3+}	15,20	14,45	8,26	S 4,00
Cr	0,02	1,12	7,74	
Ti	0,65	0,42	0,07	
Total	15,89	15,99	16,07	

[1]) als Fe bestimmt und entsprechend der Mineralformel verteilt.
*) Nasschemisch: H. R. Keusen.
**) Analysen mit der Röntgenmikrosonde: Analytiker H. Rudolf und H. Walter.

$Fe_3O_4 = 8{,}396$, von $FeCr_2O_3 = 8{,}378$). Die «Ferritchromite» vom Geisspfad sind stark magnetisch. Sie zeichnen sich durch einen kontinuierlichen Ersatz von Cr^{3+} durch Fe^{3+} von $Fe^{2+}(Fe^{3+}, Cr)O_4$ zu Fe_3O_4. Weiser (1967) konnte zeigen, dass in der Natur die Mischkristallreihe Fe_3O_4–$FeCr_2O_4$ mehr oder weniger vollständig vorhanden ist. Die Mischbarkeit der beiden Spinelle wurde durch die experimentellen Untersuchungen von Cremer (1967) bestätigt.

Bei den «Ferritchromiten» vom Geisspfad handelt es sich (siehe S. 420) wahrscheinlich um die Umwandlungsprodukte eines primären Chromits. Nach Spangenberg (1943) und Krause (1958) besteht die Umwandlung von Chromit im wesentlichen aus einem Austausch der $MgAl_2O_4$-Komponente des Chromits und dem Fe_3O_4-Anteil des Nebengesteins. Krause konstatiert zusätzlich eine Abwanderung von Cr, welches zusammen mit Al und Mg in den Umwandlungsprodukten Kämmererit, Uwarovit, Smaragdit gebunden werden. Beeson und Jackson (1969) stellten in zwei im Detail untersuchten Umwandlungen von Chromiten (Stillwater) zu «Ferritchromit» ebenfalls Verlust von MgO und Al_2O_3 und Anreicherung von FeO und Fe_2O_3 fest; im einen Fall enthält jedoch der sekundäre «Ferritchromit» mehr Cr_2O_3 als der primäre Chromit, im andern Fall weniger. In beiden Fällen wurde zusätzlich Chlorit

gebildet. Diese beiden «Ferritchromite» enthalten 3,1 resp. 6,6 Al_2O_3, 42,0 resp. 53,7 Cr_3O_3, 2,1 resp. 1,68 MgO. Die a_0-Werte sind 8,38–8,39.

Im Geisspfad scheint die Umwandlung noch weiter gegangen zu sein. Primärer Chromit wurde nicht beobachtet. Die «Ferritchromite» sind sehr reich an Magnetit-Komponente. Al, Mg und z. T. Cr des ehemaligen Chromits sind weggewandert und haben mit dem Nebengestein unter Bildung von Chromklinochlor reagiert.

Phlogopite

Phlogopit ist in den Mafititen ein recht verbreitetes Mineral. Er kommt bevorzugt mit Albit, Pargasit und Epidot vor. Manchmal bildet er an Gesteinsgrenzen von Ultramafitit/Basit oder Basit/Gneis monomineralische Häute. Die oft parallel verwachsenen, bis 5 mm grossen Blättchen sind makroskopisch braun oder grün gefärbt. Der Chemismus der Phlogopite variiert in weiten Bereichen, was unter dem Mikroskop aus den unterschiedlichen Lichtbrechungen und Absorptionen erkenntlich ist. n_β nimmt mit zunehmendem Pleochroismus zu.

Zwei Phlogopite wurden chemisch analysiert (optische und chemische Daten in Tab. 9). Es handelt sich um eine eisenreichere Varietät (HK 3),

Tabelle 9. *Chemische Analysen, optische und röntgenographische Eigenschaften zweier Phlogopite*

Analytiker: H. R. Keusen

	HK 3	HK 12
SiO_2	39,0	39,5
Al_2O_3	13,87	13,70
Fe_2O_3	1,67	1,07
FeO	7,46	4,89
MnO	0,09	0,08
MgO	22,20	25,21
CaO	0,15	0,12
Na_2O	1,02	1,12
K_2O	9,04	9,71
TiO_2	0,73	0,38
H_2O^+	4,27	4,41
Total	99,50	100,19
Cr ppm	1050	705
Ni ppm	1200	930

	HK 3	HK 12
Atomproportionen berechnet auf 24 (O, OH)		
Si	5,65	5,62
Al^{IV}	2,35	2,29
Al^{VI}	0,02	—
Fe^{3+}	0,17	0,12
Fe^{2+}	0,91	0,58
Mn	0,01	0,01
Mg	4,79	5,31
Ni	0,02	0,01
Cr	—	0,01
Ti	0,08	0,04
Total	6,00	6,08
Ca	0,03	0,02
Na	0,30	0,36
K	1,67	1,76
Total	2,00	2,14
OH	4,13	4,19
n_β	1,595	1,586
2 Vx	0–5°	0°
X/Y	bräunlich	grünlich
Z	fast farblos	farblos
Gew.-% $FeO + 2\,(Fe_2O_3 + TiO_2)$ aus Heinrich (1946)	12%	8,5%

welche in einer Phlogopithaut zwischen Gneis und basischen Randgesteinen N-Schwarzhorn auftritt und einen eisenarmen Phlogopit, der an der gleichen Lokalität im Randgestein zu finden ist.

Bemerkenswert ist die gute Übereinstimmung von chemisch und optisch ermitteltem (Fe + Ti)-Gehalt. Über einen Phlogopit mit aussergewöhnlichen Eigenschaften (hoher Na-Gehalt) wird in einer separaten Publikation berichtet werden.

Prehnit

Am Fleschhorn sind quadratmetergrosse Kluftflächen von basischen Gesteinen dicht besetzt von weiss-grünlichen, cm grossen Prehniten. Begleitminerale sind Albit und Epidot. Das Vorkommen wurde schon von Debuissons (1911) und Bader (1934) beschrieben.

Pyroxene

Die verschiedenen Pyroxene aus dem Geisspfad-Ultramafitit wurden optisch und röntgenographisch untersucht (Tab. 10). Die optisch und röntgenographisch nach Hess (1949) und Zwaan (1955) ermittelten Mg, Fe, Ca-Mol-

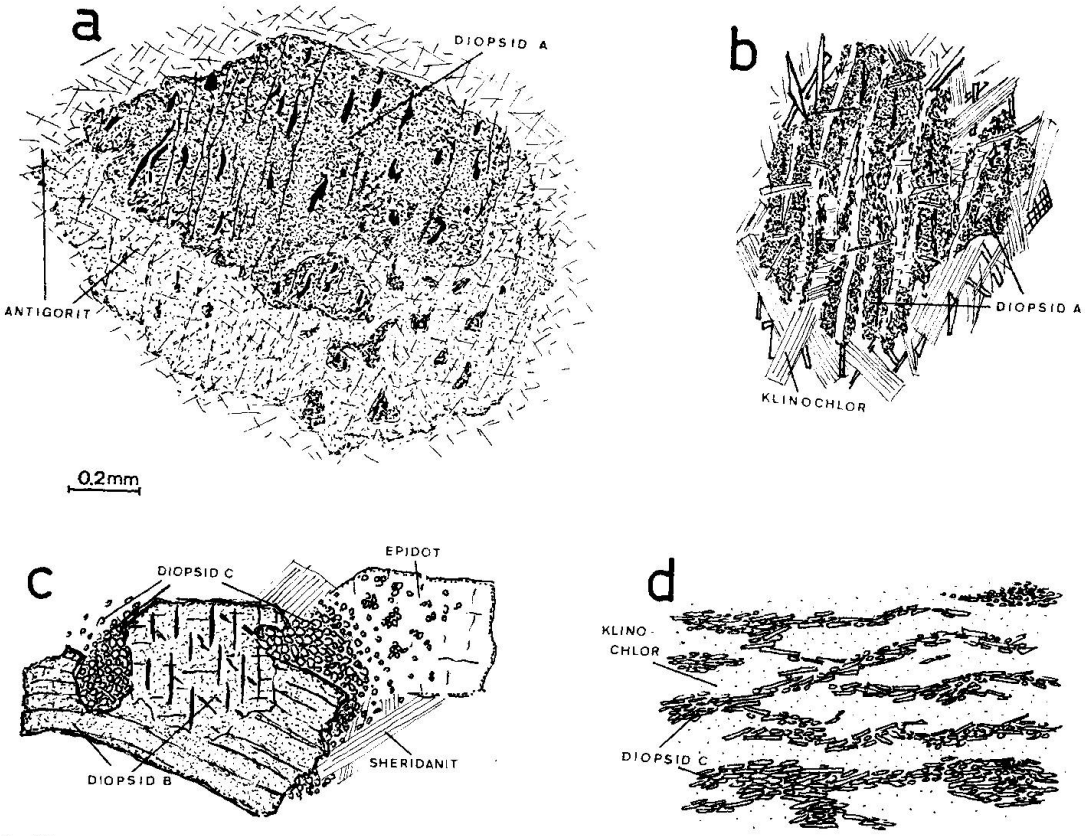


Fig. 5. Verschiedene Generationen von Diopsiden in Gesteinen vom Geisspfad. Erläuterungen im Text.

prozente ergeben eine gute Übereinstimmung mit den chemischen Analysen (Tab. 11). Es handelt sich in allen Fällen um Diopside, die nach Auftreten und Aussehen eindeutig voneinander unterschieden werden können: Es sind dies:

a) Diopsid A, stark zersetzt (HK 288 und 284 in Tab. 11)

Dieser Diopsid kommt in den Ultramafititen vor. Die mehrere mm grossen Kristalle sind stets mehr oder weniger stark zersetzt, was an der Ausscheidung von feinstem, Ti-reichem (Mikrosonde), opakem Material ersichtlich ist. Verdrängung durch Antigorit oder Klinochlor ist häufig und manchmal können im Antigorit- oder Chlorit-Filz phantomartig die Umrisse des früheren Kristalls erkannt werden (Fig. 5a und b). Es ist wahrscheinlich, dass der heutige Chemismus dieses Pyroxens nicht mehr dem primären entspricht (S. 417), obschon die ursprüngliche Kristallform meist mehr oder weniger intakt ist.

b) Diopsid B, teilweise zersetzt (HK 40 und 167 in Tab. 10 und 11)

Makroskopisch ist dieser Diopsid gelblich weiss und bildet bis 2 cm grosse, oft verbogene Kristalle. Unter dem Mikroskop fällt eine mehr oder weniger fortgeschrittene Umwandlung zu Pargasit oder Sheridanit auf und Ausscheidungen von opakem Material sind häufig (Abb. 5c). Dieser Diopsid ist etwas eisenreicher als Diopsid Typ A und ist wichtigster Bestandteil der Rodingite in den basischen Gang- und Randgesteinen.

c) Diopsid C, «feinkörniger» Diopsid (HK 216 in Tab. 10)

Makroskopisch ist der «feinkörnige» Diopsid entweder unsichtbar oder bildet sehr dichte, blassgrüne Massen, in denen keine einzelnen Mineralkörner unterschieden werden können. Unter dem Mikroskop sind kleinste, 0,002 bis 0,01 mm grosse (selten bis 1 mm) Kriställchen zu erkennen, welche sich ähnlich dem «feinkörnigen» Olivin (Seite 403) zu granoblastischen Haufen und Strähnen sammeln. Manchmal erkennt man in den dichten Aggregaten mehr oder weniger parallel zu den c-Achsen eingeregelte Diopsidstengelchen (Fig. 5d). Der «feinkörnige» Diopsid ist im Gegensatz zu Typ A und B meist frisch und klar. In einzelnen Gesteinen wird er von grobkörnigen Pargasiten verdrängt, wobei im Innern der Hornblenden oft noch Schnüre und Haufen des «feinkörnigen» Diopsids beobachtet werden können. Diese Diopsid-Varietät kommt in den Serpentiniten unmittelbar am Kontakt gegen basische Begleitgesteine vor. Er wurde aber auch als jüngere Generation neben Diopsid A in Chl-Trem-Felsen und Diopsid B in Rodingiten beobachtet (Fig. 5b und c).

d) «Diopsid vom Cherbadung»

Es handelt sich um das schon von KENNGOTT (1866, S. 178) erwähnte und von Strahlern oft aufgesuchte Vorkommen E vom Cherbadung. Der Diopsid

bildet hier im allgemeinen dichte, feinkristalline Massen zwischen Ultramafitit und Gneis. Die lockerer ausgebildeten Partien des nahezu monomineralischen Gesteins enthalten oft schön ausgebildete, idiomorphe Diopsidkristalle. Diese sind intensiv grün gefärbt, undurchsichtig und bis zu 10 cm lang und 1 cm dick. Dieser Diopsid wurde schon von BIANCHI (1920) eingehend beschrieben und analysiert (Fe-Mg-Ca-Mol-% in Tab. 10). Genetisch gehört der «Diopsid vom Cherbadung» wahrscheinlich zum «feinkörnigen» Diopsid.

Tabelle 10. *Lichtbrechung und röntg. Daten einiger Pyroxene vom Geisspfad*

	HK 167 Diopsid B	HK 216 Diopsid C	HK Diopsid Cherbadung	HK 284 Kluftdiopsid
Δ (220–221) in mm	2,2–2,3	2,3	2,2	2,3
n_β	1,680	1,688	1,686	1,678
Mg *)	43	35	43	39
Fe *)	7	11	12	6
Ca *)	50	54	45	55
Mg **)	40,1		39,4	
Fe **)	10,7		9,1	
Ca **)	49,2		51,5	
	(Tab. 11)		(Analyse aus BIANCHI, 1920)	

*) Gehalte nach einem kombinierten Diagramm nach ZWAAN (1955) und HESS (1949) aus n_β und Δ (220–221) ermittelt.

**) Aus der chemischen Analyse berechnet.

Tabelle 11. *Chemische Analysen von Pyroxenen aus dem Geisspfad-Ultramafitit*
(Mikrosonde: Prof. H. SCHWANDER, Basel)

	Diopside Typus A		*Diopside Typus B*	
	HK 284	HK 62	HK 40	HK 167
SiO_2	53,9	54,0	54,9	54,0
Al_2O_3	0,4	0,1	0,1	1,5
FeO*	3,1	2,9	14,9	6,6
MgO	17,0	16,9	6,1	13,9
CaO	23,9	24,2	25,0	23,7
Total	98,3	98,1	101,0	99,7

*) Alles Fe als FeO berechnet.

Atomproportionen berechnet auf 6 O

Si	2,00		2,00		2,08		2,00	
Al	0,02	2,01	—	1,98	—	1,83	0,07	1,98
Fe	0,10		1,09		0,47		0,20	
Mg	0,94		0,93		0,34		0,77	
Ca	0,95		0,96		1,02		0,94	
Mg	47,4		47,0		18,8		40,1	
Fe	4,8		4,5		25,7		10,7	
Ca	47,8		48,5		55,5		49,2	

e) Kluftdiopsid

Auf Kluftflächen der Ultramafitite können, wenn auch selten, strahlige Überzüge von Pyroxen gefunden werden. Die cm langen gelbbraunen Kristalle sind z. T. blättrig ausgebildet. Lichtbrechung und röntgenographische Daten (Tab. 10) deuten auf einen fast reinen Diopsid.

Rutil und Titanit

Eindeutig nachweisen konnten wir diese Minerale nur in den basischen Rand- und Ganggesteinen. Dort sind sie wichtige Nebengemengteile. Klufttitanite (gelbe oder rötliche Kristalle bis zu 2 cm Grösse) sind in Basiten und Ultramafititen oft zu finden. Sie wurden schon von BIANCHI (1916) beschrieben.

Serpentinminerale

Für die Identifizierung der Serpentine folgte ich den röntgenographischen Methoden von PETERS (1963). Die Ergebnisse sind in Tab. 12 zusammengestellt.

Antigorit ist weitaus das häufigste gesteinsbildende Serpentinmineral in den Geisspfad-Ultramafititen. Er ist Hauptgemengteil in den Ant-Ol-Trem-Felsen, in den Ophidolomiten und in gewissen Talkschiefern. Er fehlt in den Chl-Trem-Felsen und in den Al-freien Chrys-Ol-Felsen. Als Kluftmineral kommt Antigorit nicht vor.

Der erstmals von SCHWEIZER (1840) beschriebene Antigorit aus dem Val Antigorio stammt höchstwahrscheinlich vom Geisspfad (das Val Devero, welches viel Geisspfad-Ultramafitite als Gerölle führt, mündet ins Val Antigorio). Zum gleichen Schluss kam auch BONNEY (1908), welcher die Suche nach der Typlokalität eingehend beschreibt.

Chemische Analysen von Antigoriten aus dem Val Antigorio (siehe FAUST und FAHEY, 1962) unterscheiden sich z. T. merklich von unsern Analysen. Insbesondere weisen unsere Antigorite wesentlich höhere Al_2O_3-Gehalte auf. Der Unterschied in den Al-Gehalten lässt sich hier damit erklären, dass in den Ultramafititen vom Geisspfad Al vor allem in Antigorit eingebaut ist, d. h. bei gleichbleibendem Gesteinschemismus enthält Antigorit je nach Antigorit-Anteil mehr oder weniger Al. Reine Antigoritschiefer vom Geisspfad, wie sie als Gerölle im Val Antigorio häufig sind und von welchen wahrscheinlich die meisten Analysen stammen, enthalten daher relativ wenig Al.

Im übrigen zeigten die Mikrosonde-Analysen gerade für Al eine relativ grosse Streuung im gleichen Schliff (niedrigster Wert: 2,75% Al_2O_3, höchster Wert 4,04%).

Nach PAGE (1968) beträgt der maximale Al_2O_3-Gehalt in Antigoriten 4%.

Tabelle 12. *Serpentinmineralien vom Geisspfad*

Nr.	Vorkommen	Optische Eigenschaften	Röntgenographisch nach PETERS (1963)
a) *Gesteinsbildende Serpentine:*			
HK 288*)	In Ol-Ant-Trem-Felsen. Bis 0,2 mm grosse Blättchen, wirr verwachsen (Antigoritfilz) oder eng mit Olivin verwachsen	Farbe: schwach gelb-grünlich $n_\gamma = 1{,}571$ $2\,Vx = 47°$ Elongation: +	Antigorit
HK 333*)	In Antigoritschiefern. Bis mm grosse, laminierte Blättchen, z. T. verfältelt, manchmal mit Dolomit verwachsen	Farbe: schwach gelblich $n_\gamma = 1{,}572$ $2\,Vx = 44°$ Elongation: +	Antigorit
HK 302*)	In Olivin-Chrysotil-Felsen feine Fasern in Äderchen in Olivinen. Faserrichtung: senkrecht zur Begrenzungsfläche der Äderchen	farblos $n = 1{,}551$ Elongation: − (α-Chrysotil)	Orthochrysotil
HK 225*)	In Olivingängen: bis 2 mm grosse Blättchen, gelbbraun, bilden zuweilen die Zentren der «Maschen»	Farbe: gelb bis braun. $n_\gamma = 1{,}653$ $2\,Vx = 22°$ Elongation: +	Lizardit
HK 225*)	Feinfasriger Serpentin wie HK 302, erstes Stadium der Zersetzung von Olivin	Elongation: − wahrscheinlich: α-Chrysotil	röntg. nicht untersucht
HK 225*)	Feine Fasern: 2. Stadium der Zersetzung von Olivin	Elongation: + wahrscheinlich γ-Chrysotil	röntg. nicht untersucht
b) *Kluftserpentine:*			
HK 139	Dichte, hellgrüne Überzüge auf Olivinfelsen, z. T. Rutschharnische (Edelserpentin)	gelbe Blättchen Elongation: +	Lizardit
HK 95	Weisse, grossflächige Überzüge auf Ol-Ant-Felsen, manchmal feine, bis 2 mm lange Stäbchen sichtbar	Elongation: + γ-Chrysotil	Klinochrysotil

*) Chemische Analysen Tab. 13.

Chrysotile und Lizardite kommen bevorzugt auf Klüften der Ultramafitite vor, während sie gesteinsbildend nur untergeordnet vorhanden und hier retrograder Entstehung sind.

Talk

Talk ist in den Ultramafititen vom Geisspfad häufig. Makroskopisch ist er weiss-grünlich oder durch Fe-Hydroxyde leicht rötlich gefärbt. Er wurde röntgenographisch bestimmt.

Talk ist Hauptgemengteil der Talk-Aktinolith-Linsen der basischen Begleitgesteine und der Talkschiefer am Rande der Ultramafitite. Untergeordnet kommt Talk hie und da auch in Ultramafititen im Innern des Ultramafititkörpers vor.

Tabelle 13. *Chemische Analysen von Serpentinmineralien aus Geisspfad-Ultramafititen*
Analytiker: H. R. KEUSEN HK 288 + 333 (nasschemisch)
Übrige: A. SCHNEIDER, Göttingen (Mikrosonde)

	Antigorite HK 288	Antigorite HK 333	Lizardit HK 288	Lizardit HK 225	Chrysotil HK 225	Chrysotil HK 302
SiO_2	40,4	40,0	40,7	43,2	44,1	40,9
Al_2O_3	3,82	3,96	3,62	0,04	0,18	0,01
Fe_2O_3	0,24	0,35				
FeO	5,21	5,10	5,86*)	2,12*)	3,16	3,71
MnO	0,05	0,09	0,04	0,06	0,09	0,02
MgO	38,2	38,3	37,3	40,5	38,9	41,5
CaO	0,08	0,09	—	0,02	—	0,02
Na_2O	—	—	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K_2O	—	—	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO_2	0,08	0,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H_2O^+	12,2	12,3	n.d. (12,1)**)	n.d. (13,3)**)	n.d. (13,5)**)	n.d. (13,5)**)
Total	100,3	100,3	99,7	99,3	100,0	99,9
Cr	1930	1810	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	1380	1300	1640	550	910	3720
Atomproportion berechnet auf 9 (O, OH)						
Si	1,92	1,89	1,94	2,02	2,04	1,92
Al^{IV}	0,08	0,11	0,06	—	—	—
Al^{VI}	0,13	0,11	0,12	—	0,01	—
Cr	0,01	0,01	—	—	—	—
Fe^{3+}	0,01	0,01	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,20	0,20	0,23	0,08	0,13	0,15
Mn	—	—	—	—	—	—
Mg	2,69	2,70	2,65	2,82	2,69	2,89
Ca	0,01	0,01	—	—	—	0,02 (Ni)
Na	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—
Total	3,05	3,04	3,00	2,90	2,83	3,06
OH	3,84	3,88	3,85	4,14	4,17	4,22

*) Alles Fe als FeO.
**) Durchschnittliche H_2O-Gehalte nach PAGE (1968).

Vesuvian

Makroskopisch ist der Vesuvian vom Geisspfad rotbraun und leicht mit Granat zu verwechseln. Nur die hie und da erkennbare stengelartige Morphologie erlaubt eine eindeutige Unterscheidung. Im Dünnschliff ist Vesuvian leicht rötlich gefärbt und hat anomal graubraune Interferenzfarben. Seine optischen Eigenschaften sind: $n_0 = 1{,}736$, $n_E = 1{,}732$, $2Vx = 0$–$5°$. Vesuvian wurde nur in den basischen Ganggesteinen gefunden. Er ist meist in feinen Äderchen kristallisiert und von Granat begleitet. In den Hohlräumen eines Ganggesteins westlich am Grampielhorn kommen etwa 1 cm lange, goldgelbe Nädelchen vor, welche röntgenographisch als Vesuvian identifiziert wurden.

Zeolithe

Folgende Zeolithe wurden gefunden: Natrolith, Mesolith, Scolezit und Thomsonit, alles Faserzeolithe. Sie treten als Kluftminerale in den Basiten auf und wurden schon früher beschrieben (KEUSEN und BUERKI, 1969). Zur Identifizierung eignete sich neben der Optik vor allem die Differential-Thermoanalyse.

III. PETROGRAPHIE DES GEISSPFAD-ULTRAMAFITITS UND SEINER BEGLEITGESTEINE

In diesem Kapitel werden die verschiedenen Gesteinstypen des Geisspfad-Komplexes beschrieben.

Wie schon früher erwähnt, handelt es sich einerseits um ultramafitische Gesteine, die den grössten Teil des Ultramafititkomplexes umfassen und andererseits um untergeordnete basische Begleitgesteine, welche als Gänge und Randgesteine auftreten.

Es werden die makroskopischen und mikroskopischen und z. T. schon genetische Fragen diskutiert. Auf den Chemismus der Gesteine wird eingehender im Teil IV eingegangen.

A. Die Ultramafitite

Tabelle 14. *Übersicht über die auftretenden ultramafitischen Gesteine*

Gesteinstyp	Vorkommen	Hauptgemengteile	Chemismus Analysen Nr. Tab. 15, S. 440
Antigorit-Olivin-Tremolit-Felse	Hauptmasse des Geisspfad-Ultramafitits = gebänderter Ultramafitit-Komplex	Antig + Ol + Trem ± Dio	lherzolithisch Anal.-Nr. 288
Olivin-Chrysotil-Felse		Chrys + Ol ± Ant	dunitisch Anal.-Nr. 16, 302
Chlorit-Tremolit-Felse		Chl + Trem ± Dio	pyroxenitisch Anal.-Nr. 280, 284
Chromchlorit-Chrommagnetit-Knollen und Schlieren		Chromklinochlor + Chrommagnetit oder Ferrochromit	Chromverteilung Fig. 10, S. 421
Antigorit-Olivin-Schiefer	Verschieferte Randpartien des Ultramafititkörpers	Antig + «feinkörniger» Ol + Trem ± Chl ± Dio	lherzolithisch
Antigoritschiefer und -felse		Antig + Trem ± Dol ± Talk	lherzolithisch Anal.-Nr. 333, 14
Ophidolomite		Ant + Dol + Trem	
Talkschiefer		Talk + Magnesit oder Talk + Dol + Ant/Chl	
Talk-Aktinolith-Felse	Linsen in den Randgesteinen	Talk + Akt ± Chl	Anal.-Nr. 60
Olivingänge	N-S verlaufende Spaltenfüllungen	Ol + Chrys + Liz + Trem + Pennin oder Ol + Cc ± Trem	Cr-Ni-Ti Gehalte Tab. 17

Beschreibung der ultramafitischen Gesteinstypen
(Mengenangaben in Volumen-%)

Die Antigorit-Olivin-Tremolit-Felse

Wie die petrographische Kartenskizze zeigt, besteht weitaus der grösste Teil des Geisspfad-Ultramafitits aus diesem Gesteinstyp. In frischem Zustande sind es graugrüne Gesteine mit cm grossen, seidenglänzenden Einsprenglingen von Tremolit. Durch die Verwitterung sind die Ant-Ol-Trem-Felse rostrot gefärbt (Goethit? die rote Farbe ist für alle Olivin-haltigen Gesteine vom Geisspfad typisch). Ihre Oberfläche ist sehr rauh und höckerig durch das Herauswittern von härterem Olivin, Tremolit und Magnetit. Die Gesteine erscheinen vor allem in angewittertem Zustand durch lagig angeordnete Chlorit-Magnetit-Knoten und Schlieren ausgeprägt gebändert. Diese Einlagerungen sind Spinell-Umwandlungsprodukte und werden gesondert besprochen.

Mikroskopische Beschreibung:

HG: Antigorit (20–50%), «feinkörniger» und «grobkörniger» Olivin (20–40%), Tremolit (10–25%).

NG: Diopsid, α-Chrysotil, Magnetit, Chlorit, Pentlandit, Ilmenit (selten: gediegen Kupfer, Violarit).

Interessant und sehr typisch für die Ant-Ol-Trem-Felse ist die Art der Verwachsung von «grobkörnigem» Olivin (83% Fo) und Antigorit. Letzterer schneidet aus den frischen Olivinen gerade und scharf begrenzte, spitz auslaufende Leisten heraus. Die Anordnung der Antigorit-«Lanzetten» ist eine willkürliche: radialstrahlige Bündel durchschneiden die Olivine am Rande und im Innern ohne jede Beziehung zu Kristallform und Spaltbarkeit (Fig. 6).

Fig. 6. Enge Verwachsung von Olivin und Antigorit in Antig.-Ol-Trem-Fels. HK 334.

Dabei wechselt das Mengenverhältnis von Olivin und Antigorit sehr stark. Die oft idiomorph ausgebildeten Olivine sind manchmal völlig frei von Antigorit oder nur von einzelnen Leisten durchdrungen. Zuweilen ist Antigorit aber so vorherrschend, dass Olivin lediglich die Zwickel zwischen sperrig verwachsenen Antigoriten ausfüllt. PREISWERK (1901) schrieb dazu: «Diese merkwürdige Struktur scheint für die Umwandlung von Olivingesteinen in Blätterserpentin charakteristisch zu sein.» Auch ANGEL (1929) und KOARK (1950) befürworteten für solche Verwachsungsstrukturen aus andern Olivin-Serpentiniten eine direkte Umwandlung von Olivin zu Antigorit. Unserem Vorkommen auffallend ähnliche Gesteine beschrieb WEINSCHENK (1894) von Stubai («Stubachite»). Seine ausgezeichneten Beobachtungen über die Verwachsung von Olivin und Antigorit seien hier ausschnittsweise wiedergegeben:

«Wenn man die Art des Auftretens dieses Minerals (Antigorit) in den frischesten Gesteinsproben von den Todtenköpfen sich noch einmal vor Augen führt, wenn man sieht, wie grosse einheitliche Tafeln desselben in regelmässiger Verwachsung mit vollständig frischem Olivin sich finden, wie diese Tafeln die Körner des Olivins in gesetzmässiger Weise durchschneiden, ohne dass irgend eine Spur beginnender Zersetzung an dem letzteren zu beobachten ist, so kann doch nur die einzige Erklärung Anspruch auf allgemeine Annahme machen, dass nämlich Olivin und Antigorit vollständig gleichzeitiger Bildung sind. Bei irgend einer Form der Umwandlung, sei es, dass man dieselbe auf wässrigem Wege vor sich gegangen denkt, sei es, dass man den Versuch macht, die bei der Gebirgsbildung freiwerdenden chemischen und physikalischen Kräfte zu einer Erklärung derselben in Anspruch zu nehmen, müsste in allen Fällen das entstehende Bild ein durchaus anderes sein, als es in der That ist. Die merkwürdige Erscheinung, dass der Antigorit die in ungewöhnlich vollkommener Weise vorhandenen Spaltflächen des Olivins geradezu vermeidet, dass er auf den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern ebenso fehlt wie auf jenen Flächen, auf welchen durch die Einwirkung des Gebirgsdrucks eine innere Verschiebung einzelner Theile des Olivins stattgefunden hat, dass er vielmehr parallel gewissen anderen Flächen, vor allem parallel dem Doma (011), nach welchem weder eine Spur von Spaltbarkeit noch sonstige Andeutung einer besonders leichten Zugänglichkeit des Minerals vorhanden ist, mit grosser Constanz und in stets wohlausgebildeten Tafeln auftritt, ist nur als primäre Verwachsung zu erklären. ... Als Resultat all dieser Betrachtungen ergibt sich, dass die untersuchten Antigoritserpentine der östlichen Centralalpen Umwandlungsproducte von Gesteinen darstellen, welche ursprünglich aus Olivin und Antigorit, zumeist in gesetzmässiger Verwachsung, und einem Chromspinell bestanden, ...»

Ich gehe mit WEINSCHENK einig, dass sowohl Olivin als auch Antigorit ungefähr *gleichzeitig entstanden* sind, dass also Antigorit nicht als das Produkt einer Serpentinisierung von Olivin angesehen werden kann. Meiner Ansicht nach entstanden Antigorit und Olivin während der alpinen Regionalmetamorphose.

In einem Gestein im Innern des Geisspfad-Ultramafitits wurden parallel orientierte Olivinstengelchen und *gleichsinnig* eingeregelte Blättchen von alpinem Antigorit beobachtet (Fig. 8), was wohl als deutlicher Beweis für die alpine Natur des Olivins gedeutet werden kann.

Mehr oder weniger gleichzeitiger Entstehung ist auch der Tremolit, der eine ausgeprägte Neigung zur Bildung von idiomorphen, mm grossen Porphyroblasten zeigt. Er ist manchmal eng, jedoch seltener, mit Antigorit und Olivin verwachsen. Die «grobkörnigen» Olivine werden zuweilen von feinen Äderchen von α-Chrysotil durchzogen. Meistens brechen die Äderchen am Rande der Olivine ab, manchmal durchsetzen sie aber auch Antigorit und sind hier als eindeutig jüngere Bildung zu deuten. Es handelt sich wahrscheinlich um die erste Phase einer retrograden Serpentinisierung des neugebildeten Olivins, welche *nach* der Regionalmetamorphose erfolgte. Solche Chrysotilbildung nach der Antigoritisierung wurde auch von Rost (1949) bei Wurlitz beobachtet und mit tektonischen Bewegungen in Verbindung gebracht. In unseren Gesteinen sind die Chrysotiläderchen oft parallel und wahrscheinlich ebenfalls unter Deformation entstanden. Dafür spricht auch die oft undulöse Auslöschung des «grobkörnigen» Olivins. In vielen Gesteinen geht die mechanische Umwandlung des Olivins noch weiter und es entstehen granoblastische Mörtelstrukturen von «feinkörnigem» Olivin, welche manchmal so feinkristallin sind, dass einzelne Körner nur schwach zu erkennen sind. Unversehrte Individuen des «grobkörnigen» Olivins und idiomorphe Porphyroblasten von farblosem Tremolit schwimmen dann gleichsam in einer Masse von «feinkörnigem» Olivin, was dem Gestein eine porphyrartige Struktur verleiht.

Diopsid A ist nur untergeordnet oder gar nicht vorhanden. Er zeigt meist undulöse Auslöschung, ist bestäubt und stark zersetzt (Fig. 5a). Manchmal sind im Antigoritfilz noch die Umrisse des ursprünglichen Kristalls zu erkennen. Chemisch handelt es sich um einen praktisch Al-freien, fast reinen Diopsid. Er ist wahrscheinlich zumindest morphologisch ein Relikt des primären Klinopyroxens, was nicht überrascht, gehören doch die Klinopyroxene zu den resistentesten Mineralien in Ultramafititen. Jedoch kann nicht entschieden werden, ob der heutige Chemismus dieses Diopsids dem ursprünglichen noch

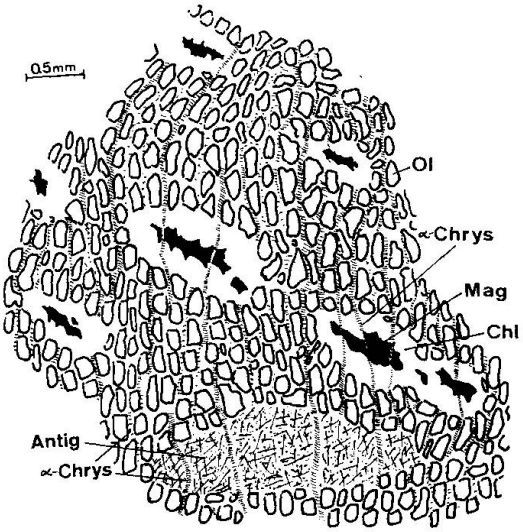


Fig. 7. Ol-Chrys-Fels (HK 302): Primärbänderung und Antigoritnester werden von jüngstem, retrograden Chrysotil durchdrungen.

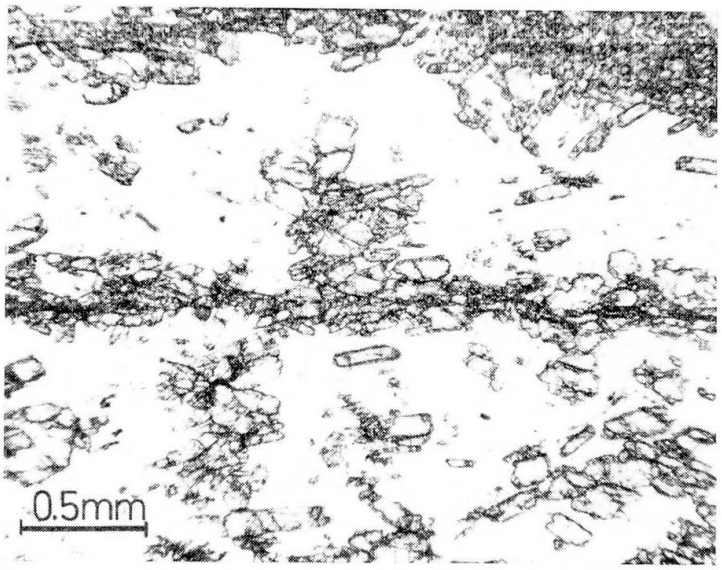


Fig. 8. Parallel n_β orientierte Olivin-Kristalle und gleichsinnig eingeregelte Antigoritblättchen (weiss) in einem leicht verschieferten Antigorit-Olivin-Fels (HK 18).

entspricht, oder ob primär ein Al-haltiger Augit vorhanden war, der durch die Metamorphose von Aluminium «gereinigt» wurde. Letzteres scheint wahrscheinlicher, da bei der Regional-Metamorphose relativ viel Aluminium für die Antigoritbildung benötigt wurde (das Aluminium der Spinelle wurde vorwiegend in Klinochlor eingebaut, S. 406). Zudem hat Bearth (1967) in den Serpentiniten von Zermatt umgewandelte Diopside beschrieben, deren jetzige optischen und chemischen Eigenschaften nicht mehr den primären Klinopyroxenen entsprechen.

Die wichtigsten Gesteine vom Geisspfad, die Ant-Ol-Trem-Felse, bestehen demnach vor allem aus Neubildungen und es ist nicht möglich, direkt auf die primäre mineralogische Zusammensetzung zu schliessen. Die chemischen Analysen deuten auf ehemalige *Lherzolithe*.

Die Olivin-Chrysotil-Felse

Die lokale Verbreitung dieser Gesteine ist aus der petrographischen Karte ersichtlich. Besonders gut studieren kann man sie in der näheren Umgebung von Zusee und Geisspfadsee. Sie sind makroskopisch jedoch recht schwierig von den Ant-Ol-Trem-Felsen zu unterscheiden. Nur eine etwas intensiver rotbraune Anwitterungsfarbe und eine weniger rauhe Oberfläche machen eine Ausscheidung im Felde möglich. Zudem erkennt man beim Anschlagen oft eine leichte Verschieferung der Gesteine

Die Ol-Chrys-Felse bilden nicht scharf begrenzte Schlieren oder längliche Körper, manchmal auch weiter verfolgbare Bänder. Diese streichen ungefähr Ost-West, parallel zur oft vorhandenen Feinbänderung, welche wie in den

Ol-Ant-Trem-Felsen durch Chrom-Magnetit/Chrom-Chlorit-Schlieren markiert wird. Die Schieferung ist diskordant zur Bänderung.

Mikroskopische Beschreibung (Fig. 7):
HG: Olivin (60–30), α-Chrysotil (40–70).
NG: ± Antigorit (± Spinellumwandlungsprodukte, S. 420).

Charakteristisch für die Ol-Chrys-Felse ist das Fehlen der Ca- und Al-haltigen Mineralien Tremolit und Diopsid resp. Antigorit. Sie bestehen praktisch nur aus ungeregeltem Olivin (ca. 90% Fo) und α-Chrysotil. Letzterer durchsetzt die bis 5 mm grossen Olivinkristalle auf mehr oder weniger parallelen, Erzschlieren diskordant schneidenden Äderchen. Chrysotil ist dabei jünger als die Spinellumwandlungsprodukte Chrom-Chlorit und Ferrochromit oder Chrom-Magnetit, und ebenfalls jünger als der selten in Nestern auftretende Antigorit. Chrysotil ist wie in den Ant-Ol-Felsen als retrograde Bildung und als erstes Serpentinisierungsstadium des wahrscheinlich alpinen Olivins zu betrachten. Zuweilen führen diese Gesteine relativ viel schlierig angeordnete Chrom-Erze oder deren Umwandlungsprodukte (z. B. HK 16 vererzter Chrys-Ol-Fels mit 1,3% Cr_2O_3). Der Chemismus der reinen Ol-Chrys-Felse ist dunitisch.

Von den nahezu Al-freien Chrys-Ol-Felsen (wenn man die Spinellumwandlungsprodukte nicht berücksichtigt) gibt es Übergänge zu Al-reicheren Gesteinen, was sofort an zusätzlichem Antigorit erkannt werden kann.

Die Chlorit-Tremolit-Felse

Diese Gesteine sind als schmale, cm bis dm mächtige und scharf abgegrenzte Bänder in die Ant-Ol-Trem-Felse eingeschaltet. Ihre Anwitterungsfarbe ist graugrün; sie sind also leicht vom braunroten Nebengestein zu unterscheiden. Die Chl-Trem-Bänder treten mit Vorliebe in Scharen von 5, 10, 20 zueinander streng parallelen Bänder auf (Fig. 19), die zudem parallel zur Feinbänderung im Nebengestein liegen. Besonders schön kann man sie in der Gegend des Geisspfadpasses studieren. Hie und da enthalten die Chl-Trem-Bänder undeutliche Einlagerungen von rötlich anwitternden Olivin-Antigorit-Gesteinen.

Mikroskopische Beschreibung:
HG: Klinochlor (~50%), Tremolit (~50%), ± «feinkörniger» Diopsid.
NG: Magnetit ± umgewandelter Diopsid A.

Auf den ersten Blick bestehen die Tremolit-Chloritfelse aus einem dichten Filz von wirr verwachsenem Tremolit und Klinochlor. Die Korngrössen der beiden Minerale wechseln stark, und es gibt chloritreichere und tremolitreichere Partien.

In dieses dichte Gewebe sind bis 2 mm grosse, teilweise fast vollständig resorbierte Diopsidrelikte (Fig. 5b) eingestreut, die eine grosse Ähnlichkeit mit dem teilweise umgewandelten Diopsid A in den Ant-Ol-Trem-Felsen haben. Ihr Chemismus entspricht wahrscheinlich auch hier nicht mehr den primären. Neben diesem umgewandelten Diopsid gibt es neugebildeten, «feinkörnigen» Diopsid C, der absolut unzersetzt ist. Zuweilen sind noch andere, nicht mehr zu identifizierende Reste vorhanden: Im Chlorit sind durch feinen Erzstaub die Maschenstrukturen eines früheren Minerals abgezeichnet (Olivin, Orthopyroxen oder Spinell?). An diesen Stellen ist oft idiomorpher Magnetit rekristallisiert.

Mineralogie und Chemismus der Chlorit-Tremolitfelse deuten auf ein ursprünglich pyroxenitisches Gestein.

Die Chromchlorit-Chrommagnetit-Knollen und -Schlieren

Wie schon früher erwähnt, sind die Ant-Ol-Trem- und die Chrys-Ol-Felse sehr oft von makroskopisch dunkelgrünen oder schwarzen Knollen und Schlieren durchzogen. Die Gesteine erhalten dadurch eine ausgeprägte Bänderung, welche wahrscheinlich dem primären Lagenbau des ehemaligen Peridotits entspricht (S. 437).

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Hauptmasse der Knoten aus filzig verwachsenem Chlorit besteht. Es handelt sich dabei um einen Cr-haltigen Klinochlor (1,6% Cr_2O_3) mit einer sehr niedrigen Doppelbrechung, wodurch die Knollen im polarisierten Licht zuweilen fast vollständig isotrop erscheinen. Chrommagnetit oder der seltenere Ferrochromit sind nur reliktisch vorhanden und zeigen typische Umrisse von mehr oder weniger fortgeschrittener Resorption (Fig. 9). Die Verteilung von Cr in einer solchen Knolle wurde mit der Mikrosonde untersucht (Fig. 10).

Die hohen Chromgehalte von Chlorit und Magnetit lassen vermuten, dass wir hier die Umwandlungsprodukte eines primären Chromspinells vor uns haben. Dies steht im Einklang damit, dass diese Knollen in parallelen Lagen und Schlieren auftreten und gleichzeitig parallel zu den pyroxenitischen Bändern des Ultramafitits sind, ein für mit Chromit vererzte Peridotite normales Bild (Hiessleitner, 1951). Nach Thayer (1960) haben Chromite in «alpinotypen Peridotiten», zu welchen der Geisspfad zu zählen ist (S. 459), gelängte ellipsoidförmige Gestalt, was mit unserem Befund ebenfalls übereinstimmt.

Umwandlungen von Chromit scheinen häufiger zu sein als Rahmdor (1950) annimmt. So wurde die Verdrängung von Chromit durch Magnetit u. a. von Den Tex (1949), Peters (1963) und Dietrich (1970), diejenige von Chromit zu Magnetit und Chrom-Chlorit von Miller (1953), Den Tex (1955), Golding et al. (1968) und Lipman (1964) beschrieben.

In den Alpen sind diese Umwandlungen recht häufig und scheinen in ihrem

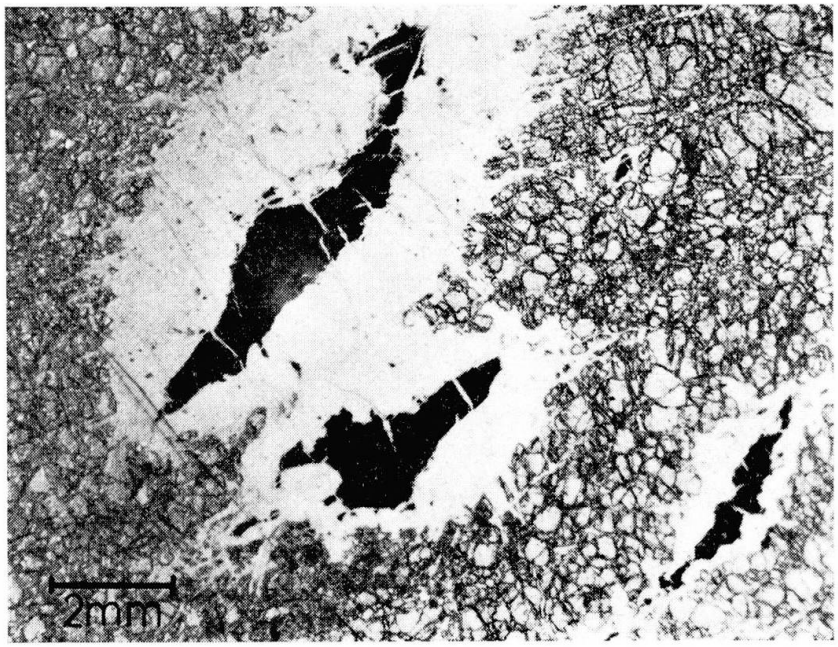


Fig. 9. Umwandlungsprodukte von Chromit in Olivinfels (HK 74). Schwarz: Chrommagnetit, von hellem Chromklinochlor umrandet. Graue Körner: Olivin.

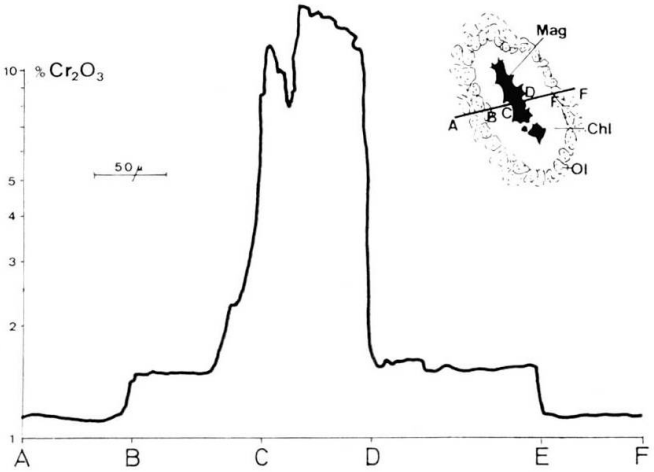


Fig. 10. Verteilung von Cr in einer Chrommagnetit-Chromklinochlor-Knolle. Mikrosonde-Profil.

Ausmass mit dem Grad der Metamorphose zusammenzuhängen. Während in relativ niedrig metamorphen Serpentiniten Chromit lediglich von Magnetit verdrängt wird (Totalp, PETERS, 1963; Oberhalbstein, DIETRICH, 1970), bildet sich in höher metamorphen Serpentiniten zusätzlich Chlorit und Chromit verschwindet vollständig (Visp, Malenco, Oberhalbstein). Bei steigender Metamorphose scheint Chrom-Magnetit und Chrom-Chlorit auf Kosten von Chromit gebildet zu werden. Im Lepontin beschrieb TROMMSDORFF (1969) Chrom-Magnetit und Chrom-Chlorit (7,8 resp. 1,35 Cr_2O_3) in einem Enstatit-Olivin-Schiefer. Beide Minerale könnten auch hier die Umwandlungsprodukte von Chromspinellen sein.

Die Antigorit-Olivin-Schiefer

Diese Gesteine sind durch eine feine Wechsellagerung (1–10 mm dicke Lagen) von braun anwitternden Olivinschnüren und grünlichen Antigoritlagen gekennzeichnet. Grössere Vorkommen von Ant-Ol-Schiefern beschränken sich auf die tektonisch stark überprägten Partien des Gipfelplateaus vom Rothorn und der Nordflanke des Schwarzhorns. Die feinschiefrigen Gesteine sind dort meist zusätzlich im cm-Bereich verfältelt.

Mikroskopische Beschreibung:

HG: Antigorit (20–60%), «feinkörniger» Olivin (30–70%), Tremolit (~10%), ± Klinochlor.

NG: Diopsid A, Magnetit.

Die Anteile von Antigorit und Olivin wechseln stark. Meist überwiegt jedoch eingeregelter und verfältelter Antigorit. Es kommen aber auch fast reine Olivinfelse vor.

Zwischen die Antigoritlagen sind Schnüre und Bändchen von «feinkörnigem» Olivin eingelagert (Fig. 11). Der Olivin ist frisch, unzersetzt und passt sich widerstandslos in die Falten. Tremolit kommt in richtungslos eingestreuten Porphyroblasten vor.

Chromklinochlor/Chrommagnetit-Augen sind in diesen Gesteinen zu spitz auslaufenden Schmitzen ausgezogen. Magnetit ist manchmal in den Faltenscheiteln rekristallisiert. Diopsid A wurde bei der Verschieferung der Gesteine deformiert oder zerbrochen. Im übrigen hat er die gleichen Eigenschaften wie Diopsid A in den Ant-Ol-Trem-Felsen.

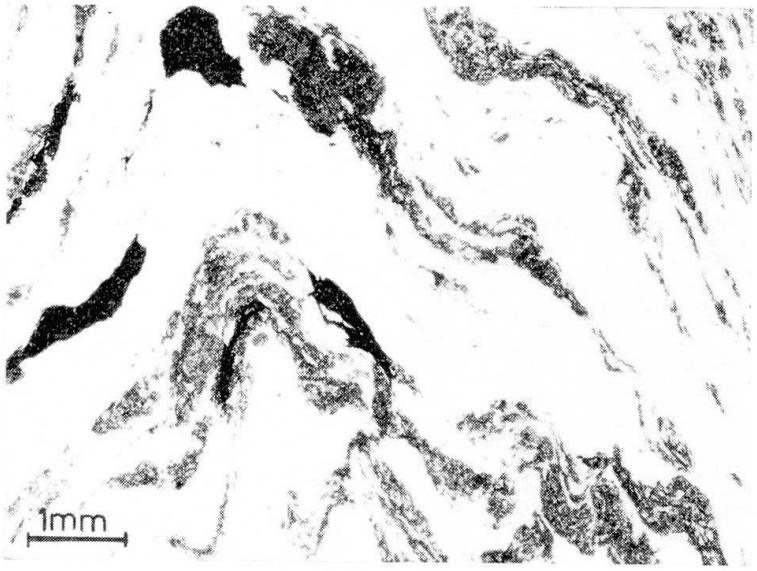


Fig. 11. Verfältelter Antigorit-Olivin-Schiefer (HK 149). Weiss: Antigorit, grau: feinkörniger Olivin, schwarz: Magnetit.

Die Antigorit-Schiefer und -Felse

Olivinfreie Gesteine in unserm Gebiet lassen sich leicht durch das Fehlen der typischen braunen Anwitterungsfarbe erkennen. Ein Blick auf die petrographische Karte zeigt, dass solche Gesteine vor allem am Rande des Ultramafitits zu finden sind (auch die Gipfel des Rothorns und Pizzo Fizzo sind als Randpartien anzusehen) (S. 438), d. h. dort, wo die tektonische Überprägung am grössten war. Zudem besteht das Schwarzhorn zu einem grossen Teil aus Antigorit-Schiefern. Diese sind schwarzgrün gefärbt und oft von fleckigen Ansammlungen weisslicher Minerale (Tremolit oder Talk) durchsetzt («Flekkenserpentinite» von PREISWERK, 1901). Die Antigorit-Gesteine zeigen meist Spuren einer mehr oder weniger starken Durchbewegung, wobei der Verschieferungsgrad im allgemeinen gegen den Rand des Ultramafititkörpers zunimmt. Der Übergang von Antigoritschiefern zu Antigoritfelsen und Ant-Ol-Trem-Felsen ist fliessend.

Mikroskopische Beschreibung:
HG: Antigorit I und II (80%), Tremolit (10%), ± Dolomit (bis 10%), ± Talk.
NG: Magnetit, ± Chlorit, ± Diopsid A.

Hauptgemengteil ist immer Antigorit, der je nachdem filzig verwachsen ist oder ein feinschuppiges Parallelgefüge bildet. Tremolit tritt entweder in der schon beschriebenen grobkristallin-porphyroblastischen Form auf oder er bildet granoblastische Aggregate kleinster (0,01 mm) Kristalle. *Dolomit* lagert sich mit Vorliebe um reliktischen Magnetit (oder rekristallisierten Magnetit), wobei den Chrom-Chlorit/Chrom-Magnetit-Knollen ähnelnde, ellipsoidförmige Gebilde von mm Grösse entstehen. Ab und zu sind im Dolomit Relikte von Klinochlor sichtbar.

Talk ist relativ häufig, und Antigoritschiefer gehen manchmal allmählich in reine Talkschiefer über. Diopsid A ist selten.

Die Ophidolomite

Die Ophidolomite sind brecciöse Gesteine, bei welchen Antigoritschieferbruchstücke durch ein Gemenge von Dolomit und Tremolit verkittet sind. Grössere Massen (einige 100 m^3) bilden sie nur südwestlich des Rothorns unmittelbar am Rande des Ultramafitits. Man gewinnt hier den Eindruck, als ob in einen zu dm grossen Spindeln zerlegten Serpentinit karbonatisches Material eingedrungen sei. Manchmal bilden Dolomit und Tremolit cm bis dm dicke, weisse Adern, welche den zerstückelten dunkeln Serpentinit durchziehen (Fig. 12).

Unter dem Mikroskop sieht man, dass auch in den Serpentinitbruchstücken eingeregelter Antigorit intensiv von Dolomitbändchen durchzogen ist.

Fig. 12. Ophidolomite SW vom Rothorn. Helle Adern aus Dolomit und Tremolit durchziehen brecciierte Antigorit-Schiefer.

Postkinematisch gewachsener, «wirrer» Antigorit ist manchmal innig mit porphyroblastischem Dolomit verwachsen. Idiomorphe Tremolitblasten sind häufig. Nebengemengteil ist Magnetit.

Obschon der Kontakt zum Nebengestein nicht aufgeschlossen ist, darf angenommen werden, dass in nächster Nähe kein karbonatisches Sediment vorkommt (der nächste Bündnerschieferzug ist ca. 400 m weit entfernt). Unsere Ophidolomite erwecken zudem nicht den Eindruck als seien sie durch eine direkte Mischung von Sediment und Serpentinit entstanden, wie dies für einen Teil der Ophicalcite vom Totalp (Peters, 1963) zutrifft.

Unsere Ophidolomite gehören genetisch zum Ultramafitit und sind wahrscheinlich unabhängig von einem zufälligen Zusammentreffen mit einem Sediment entstanden. Auf Seite 463 wird noch etwas näher auf die Genese der Ophidolomite eingegangen. Der Name «Ophidolomit» wurde schon von Diehl (1936) für ähnliche Gesteine im Val Ollomont verwendet.

Die Talkschiefer

Wie schon erwähnt, gehen talkhaltige Antigorit-Schiefer gegen den Rand des Ultramafitits zuweilen allmählich in reine Talkschiefer über. Solche Talksäume sind höchstens 1 bis 2 m mächtig. Neben Talk und mehr oder weniger Antigorit bestehen diese Gesteine aus Magnesit und Dolomit, auch Klinochlor kann als Hauptgemengteil auftreten.

Talk bildet bis mehrere mm grosse, oft parallel verwachsene Blättchen. Klinochlor tritt als Querchlorit auf. Dolomit und Magnesit sind meist idiomorph und bilden cm grosse Rhomboeder.

Die Talk-Aktinolith-Felse

Talk-Aktinolith-Felse kommen als Linsen oder wenig lange Bänder (20 bis 50 cm mächtig) in den basischen Randgesteinen des Geisspfad-Ultramafitits vor (Fig. 13). Manchmal sind ganze Reihen solcher boudinierter Linsen zu beobachten. Sie sind nicht mit den oben beschriebenen Talkschiefern zu verwechseln; im Gegensatz zu diesen enthalten sie Aktinolith, jedoch kein Karbonat.

Die Linsen bestehen zur Hauptsache aus einem feinkörnigen «wirren» Talkgewebe mit eingestreuten dunkelgrünen, idiomorphen und mehrere cm langen Aktinolithkristallen. Gegen das umliegende basische Gestein sind sie meist durch einen dünnen Chloritsaum abgegrenzt. Chemisch sind diese Gesteine eindeutig den Ultramafititen zuzuordnen (S. 453ff.) und es ist wahrscheinlich, dass es sich um abgesprengte Bruchstücke des Ultramafitits handelt, die boudiniert und z. T. metasomatisch verändert wurden.

Die Olivingänge

Die Olivingänge verlaufen im allgemeinen etwa N-S, ungefähr senkrecht zum Streichen der Primärbänderung der Ultramafitite. Es handelt sich dabei um weit verfolgbare Spaltenfüllungen von 5 bis 50 cm Mächtigkeit, welche in der Hauptsache aus cm grossen Olivinkristallen bestehen.

Es wurden zwei Typen von Olivingängen festgestellt:

a) Olivin-Serpentin-Tremolit-Gänge.
b) Olivin-Calcit-Tremolit-Gänge.

Fig. 13. Talk-Aktinolith-Linsen in den basischen Randgesteinen N Zusee.

Nebengemengteile sind in beiden Fällen Magnetit und Ilmenit; a) führt gelegentlich Pennin und akzessorisch Pentlandit.

Olivin in den Gängen von Typ a) ist meist mehr oder weniger serpentinisiert und die einzelnen resorbierten Olivinreste schwimmen in einer grünlichen Grundmasse von Serpentin.

Unter dem Mikroskop können oft mehrere Serpentinisierungsstadien beobachtet werden:

a) Zerteilung von Olivin durch α-Chrysotiläderchen (wie in den Chrys-Ol-Felsen).
b) Teilweise Verdrängung von α-Chrysotil und Olivin durch γ-Chrysotil.
c) Umwandlung des restlichen Olivins zu Lizardit.

Dabei wird viel Magnetit abgeschieden und es entstehen typische Maschenstrukturen. Antigorit wurde nirgends beobachtet.

In den Calcit-Olivin-Gängen ist Serpentin nur sehr spärlich am Rande der eingebuchteten Olivinkörner vorhanden. Calcit und Olivin sind stark ineinander verzahnt; im Handstück ist eine schriftgranitähnliche Struktur auffallend. Beide Minerale könnten wohl gleichzeitig gewachsen sein, aber auch eine spätere Verdrängung der Serpentinminerale durch Calcit ist möglich.

Die Olivingänge sind den alpinen Klüften vergleichbare Bildungen und kaum aus Restlösungen des primären ultramafitischen Magmas abgeschieden worden. Für spätalpin und durch Auslaugung des Nebengesteins entstandene Gesteine spricht folgendes:

— Die Gänge sind parallel zu einem wahrscheinlich jungen Bruchsystem (S. 439).
— Das Fehlen von Antigorit. In fast allen andern Gesteinen ist Antigorit

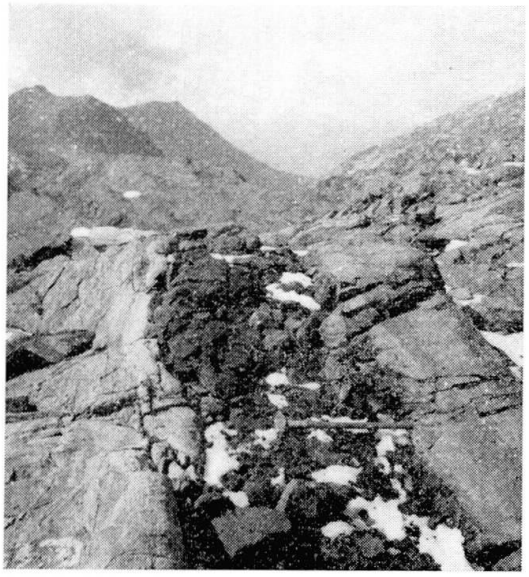


Fig. 14. Konkordanter basischer Gang in gebänderten Ultramafititen W Grampielhorn. Deutlich erkennbar ist die helle Umwandlungszone in den Ultramafititen am Kontakt zum Gang (Tremolit-Chlorit-Felse).

eines der wichtigsten alpin gebildeten Minerale. In den spät entstandenen Olivingängen reichte die alpine Metamorphose offenbar nicht mehr aus, um Antigorit zu bilden.

— Die Cr/Ni-Verhältnisse sind stark verschieden von denjenigen normaler ultramafitischer Gesteine (S. 448).

B. Die basischen Begleitgesteine: Gänge und Randgesteine

Die Petrographie der basischen Begleitgesteine ist sehr vielfältig und kompliziert durch das Ineinandergreifen von Metamorphose und Metasomatose. Bevor wir zur Beschreibung der Gesteine gehen können, müssen wir den für uns sehr wichtigen Begriff «Rodingit» erläutern.

Nachfolgend wird oft von «Kontakten» die Rede sein. Ich meine damit nur die Grenzfläche zwischen zwei verschiedenen Gesteinen und denke nicht a priori an primär-magmatische Kontakte.

1. Der Begriff «Rodingit»

Der Name Rodingit wurde erstmals von MARSHALL (1911) verwendet. Der Autor bezeichnete damit ein zu einem Granat-Diopsid-Prehnit-Fels umgewandeltes Ganggestein in einem Serpentinit. Später wurde der Name Rodingit allgemein für ähnliche metasomatisch aus basischen Gesteinen entstandene, mit Serpentinit assoziierte Gesteine verwendet:

(GRANGE, 1927; BLOXAM, 1954; BILGRAMIE und HOWIE, 1960; SCHLOCKER, 1960; CHESTERMAN, 1960; DAL PIAZ 1967a, b).

Andere Autoren bezeichneten gleichartige Gesteine als «garnetized gabbro»: (MILES, 1950); «ophispérites» (JAFFÉ, 1955); «Kalksilikatfelse» (MUELLER, 1963).

Die in der Literatur beschriebenen Metasomatite können allgemein folgendermassen charakterisiert werden (COLEMAN, 1967 und VUAGNAT, 1967):

— Rodingite kommen nur zusammen mit *serpentinisierten* Ultramafititen vor.
— Rodingite sind metasomatisch umgewandelte Begleitgesteine von Ultramafititen, welche am Kontakt gegen benachbarte Serpentinite auftreten. Rodingite kommen in Gängen und in Rahmengesteinen der Serpentinite vor. Der Serpentinit ist am Kontakt ebenfalls oft metasomatisch umgewandelt und führt Tremolit und Chlorit.
— Chemismus: Rodingite sind arm an Si und Alkalien. Hingegen ist vor allem Ca angereichert. Dementsprechend führen Rodingite mit Vorliebe Ca-Mineralien wie: Grossular, Hydrogranat, Diopsid, Vesuvian, Epidot und Prehnit.

BILGRAMIE und HOWIE (1960) konnten zeigen, dass Rodingitisierung eng mit Serpentinisierung verknüpft ist. Zum gleichen Schluss kommt auch

Coleman (1967). Beide Autoren glauben, dass das für die Rodingitisierung notwendige Ca möglicherweise bei der Serpentinisierung der Klinopyroxene frei und mobilisiert wurde.

Wie auf S. 461 ff. noch ausgeführt wird, glaube ich, dass die Rodingitisierung der Serpentinisierungsphase entspricht und unabhängig von der späteren alpinen Regionalmetamorphose erfolgte.

Im Geisspfad-Ultramafitit begleiten basische Gänge und Randgesteine Serpentinite oder deren metamorphe Abkömmlinge. Es ist daher nicht überraschend, dass rodingitartige Bildungen auftreten. Hingegen wird die Sache dadurch kompliziert, dass die Basite nicht nur rodingitisiert, sondern nachträglich noch durch die alpine Metamorphose umgewandelt wurden. Glücklicherweise wurden längst nicht alle basischen Begleitgesteine rodingitisiert; in grösserer Entfernung vom Serpentinit blieben sie davon verschont. So finden wir heute Metabasite, welche sowohl rodingitisiert als auch alpin metamorph und solche, welche nur alpin metamorph sind.

Zwischen den beiden Typen gibt es alle möglichen Übergänge. Unser Ziel in den nächsten Abschnitten wird sein, die verschiedenen Umwandlungsphasen zu trennen und zuzuordnen,

2. Verbandsverhältnisse zwischen Ultramafititen und basischen Begleitgesteinen

a) Gänge

Der Geisspfad-Ultramafitit ist von einer grossen Zahl von Gängen durchsetzt, welche früher nicht beachtet wurden. Die Gänge sind auf der petrographischen Kartenskizze eingezeichnet, allerdings der Übersicht halber meist zu dick. Ihre Mächtigkeiten variieren von einigen dm bis zu mehreren m. Die basischen Gänge treten mit Vorliebe in Scharen auf. Sie sind in der Regel (mit Ausnahmen!) parallel zur Bänderung der Ultramafitite (siehe S. 437). Die Grenze zwischen Gängen und Ultramafititen ist immer scharf und verläuft mehr oder weniger gradlinig. Petrographisch können zwei Haupttypen von Gängen unterschieden werden:

1. Normaler, sehr häufiger Fall (Fig. 15a): Vollständig rodingitisierte Gänge mit späterer teilweiser oder vollständiger Umwandlung durch die alpine Regional-Metamorphose. Massige Diopsidfelse werden durch jüngeren Pargasit verdrängt. Grossular-Andradit, Vesuvian, Epidot und Sheridanit sind häufige Begleitmineralien. Dabei gibt es zwischen fast reinen Diopsidfelsen und reinen Pargasitfelsen alle Übergänge.

2. Seltener, nur zweimal beobachteter Fall (Fig. 15b): Nichtrodingitisierte Gänge. Der charakteristische Unterschied zu 1 ist das Auftreten von Albit und das Fehlen der für Rodingite typischen Mineralien, wie Granat, Vesuvian und Diopsid. Zudem sind solche Gänge meist verschiefert.

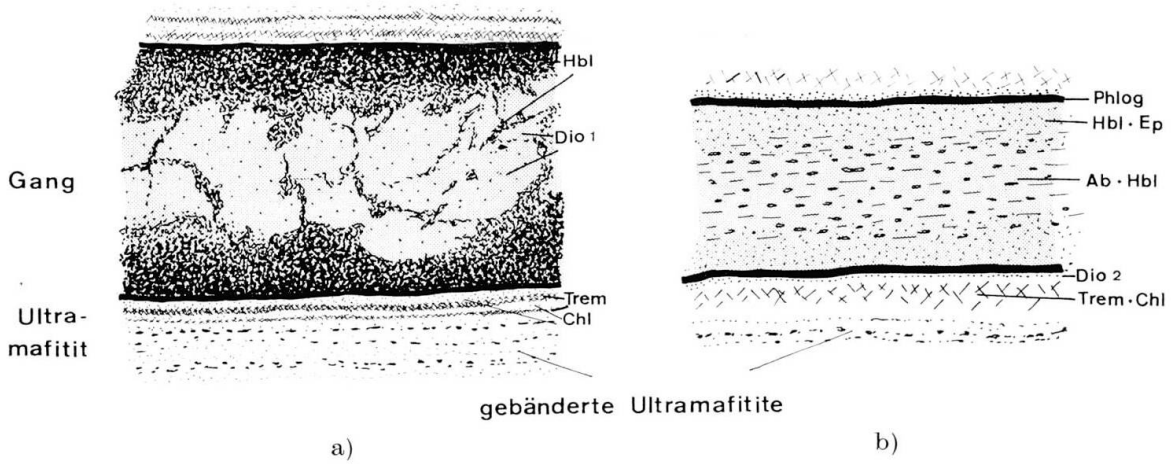


Fig. 15a und b. Basische Gänge im Geisspfad-Ultramafitit.
a) Diopsid-Pargasit-Felse (Metarodingite).
b) Nicht rodingitisierter Gang (Pargasit-Albit-Schiefer).
Gangmächtigkeit: ca. 1 m. Erläuterungen im Text.

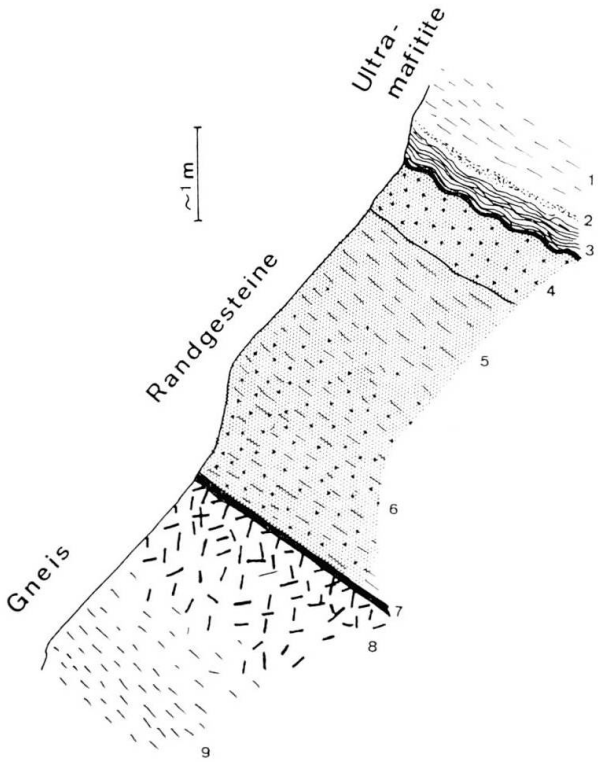


Fig. 16. Profil am Ultramafitit-Kontakt N Schwarzhorn (siehe auch Seite 448, Profil 1)
1: Antigorit-Olivin-Schiefer
2: Diopsid-Chlorit-Felse
3: Chlorit-Magnetit-Schiefer
4: Phlogopit-Epidot-Fels
5: Pargasit-Albit-Schiefer
6: Albit-Phlogopit-Schiefer
7: Phlogopit-Schiefer
8: Albit-Pargasit-Fels
9: Alkalifeldspatgneis

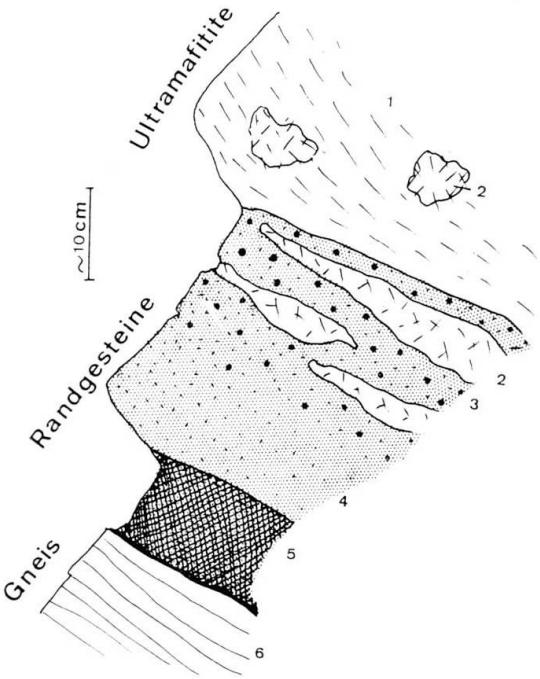


Fig. 17. Profil am Ultramafitit-Kontakt SE Rothorn
1: Antigorit-Tremolit-Schiefer
2: Tremolit-Nester
3: Granat-Epidot-Fels (Rodingit)
4: Epidot-Chlorit-Fels
5: Pargasit-Fels
6: Biotit-Gneise (Paragneise)

b) Randgesteine

Die Randgesteine sind ½ bis 20 m mächtig; zuweilen sind sie tektonisch abgeschert. In der petrographischen Karte wurden die Randgesteine ohne Rücksicht auf ihre wahre Mächtigkeit eingezeichnet, meist wird eine grössere Dicke vorgetäuscht.

Aus den Profilen Fig. 16, 17 ist folgendes ersichtlich:

Der Kontakt zwischen Randgesteinen und Gneisen ist immer scharf und von tektonischer Natur. Es fehlen Verschweissungen und nur an einer Stelle (Fig. 16) wurde der Gneis am Kontakt noch postkinematisch umgewandelt. Deutlich verschieden dazu ist die Verbindung der Randgesteine mit den Ultramafititen. Beide Gesteine greifen hier oft fingerartig ineinander, wie das Fig. 17 zeigt. Zudem sind abgesprengte ultramafitische Gesteine (heute als Talk-Aktinolith-Linsen vorliegend, Fig. 13, 28) in den Randgesteinen häufig.

Die Rodingitisierung konnte hier nur einen Teil der Basite, jene unmittelbar neben den Serpentiniten, erfassen. Die übrigen Randgesteine liegen meist als Albit-Pargasit- oder Pargasit-Phlogopit-Schiefer vor. Monomineralische Chlorit- und Phlogopitschiefer an den Gesteinsgrenzen sind häufig.

In unmittelbarer Nähe der basischen Gänge und Randgesteine sind die Ultramafitite ebenfalls mineralogisch verändert. Es treten Anreicherungen von Tremolit und feinkörnigem Diopsid auf und Antigorit ist oft durch Klinochlor ersetzt (S. 433).

3. Beschreibung der basischen Gesteine

(Die Nummern verweisen auf die Analysen, Tab. 15)

Die Pyroxenfelse (HK 167, 147, 40)

Die überwiegend aus Diopsid bestehenden, weissgelben Gesteine sind sehr häufig in Gängen, kommen aber auch vereinzelt in den Randgesteinen vor. Es handelt sich um rodingitisierte Basite, welche z. T. durch die alpine Metamorphose umgewandelt sind. Der bis cm grosse Diopsid B zeigt oft schon von blossem Auge erkennbare Anzeichen von Deformation. Zudem ist eine mehr oder weniger ausgeprägte Zersetzung durch schwarzgrüne Hornblende erkennbar. Die Pyroxenfelse sind oft von blassrotem Grossular-Andradit durchsetzt.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Diopside stark bestäubt und zeigen undulöse Auslöschung und Verbiegungen. Sie werden oft von Ferropargasit verdrängt oder schwimmen in einem poikiloblastischen Gemenge von Epidot, Pargasit, Calcit und Grossular-Andradit. Neben diesem teilweise umgewandelten Diopsid B kommt manchmal auch eine junge Generation von «feinkörnigem» Diopsid C vor. Nebengemengteile sind Sheridanit, Titanit, Magnetit und Ilmenit. Zwischen fast unveränderten Pyroxen und den im nächsten Abschnitt beschriebenen Pargasitfelsen gibt es alle Übergänge.

Die Pargasit-Felse (HK 27)

Diese Gesteine sind schwarzgrün, dicht und absolut massig. Sie sind durch Verdrängung aus Pyroxenfelsen entstanden und Reste von Diopsid sind häufig. Unter dem Mikroskop bestehen diese Gesteine zur Hauptsache aus blaugrünem Ferropargasit (d = 0,1–1 mm), welcher zuweilen mit Grossular-Andradit und Calcit verwachsen ist. Nebengemengteile sind Epidot, Vesuvian, Sheridanit, Titanit und opake Mineralien.

Pargasit-Felse sind in Gängen häufig, in Randgesteinen eher seltener anzutreffen.

An gewissen Stellen in den Gängen, besonders in der Nähe von Störungen sind die Pargasit-Felse retrograd zu

Chlorit-Pyroxen-Felse (HK 240)

umgewandelt. Sie sind wegen ihrer ähnlichen gelben Farbe leicht mit den gewöhnlichen Pyroxenfelsen zu verwechseln, sind aber hie und da leicht rötlich gefärbt. In Übergangszonen von Chlorit-Pyroxen-Felsen können unter dem Mikroskop oft mehrere Mineralgenerationen beobachtet werden:

— Diopsid B wird durch Ferropargasit verdrängt;
— Ferropargasit wird durch feinkörnigen Klinochlor ersetzt, wobei Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende zu beobachten sind.

Die Epidot-Felse

Makroskopisch sind die Epidotfelse massig und gelb-grün gefleckt. Sie kommen nur in den Randgesteinen vor und nehmen dort oft den Platz der Pyroxenfelse ein. Dünnschliffe zeigen, dass sie zur Hauptsache aus Epidot ($\alpha = 0{,}5$ mm) und Klinochlor bestehen. Grossular-Andradit kann ebenfalls vorhanden sein. Diopsid (wenn vorhanden) und Titanit sind Nebengemengteile. Mit zunehmender Entfernung vom Ultramafitit gehen Epidot-Felse allmählich in Pargasit-Felse oder Pargasit-Albit-Schiefer über.

Die porphyrischen Pargasit-Chlorit-Gesteine (HK 227)

Diese dekorativen Gesteine bestehen zur Hauptsache aus kreuz und quer verwachsenen, bis 10 cm langen schwarzen Hornblenden und feinkörnigem, die Zwischenräume ausfüllendem hellgrünem Sheridanit. Ebenfalls idiomorphe, gelbe, tafelförmige, cm grosse Epidote können zusätzlich eingesprengt sein. Blassrote Aggregate und Schlieren von fast reinem Grossular sind häufig.

Besonders gut kann dieses Gestein am Seelein W Grampielhorn studiert werden (HK 227). Es kommt aber auch recht häufig an anderen Stellen in Gängen und in Randgesteinen vor. Es handelt sich wahrscheinlich um ein

ehemals teilweise rodingitisiertes und durch die alpine Metamorphose umgewandeltes Gestein.

Die Pargasit-Albit-Schiefer

Diese sind von den Pargasit-Felsen durch ihre schiefrige Textur unterscheidbar, welche durch mm bis cm grosse, lagig eingestreute Augen und Schmitzen von Albit-Aggregaten angedeutet wird. Im übrigen sind die Gesteine sehr feinkörnig, eingeregelte Hornblendekristalle sind nur selten zu erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigen sich als einzige Hauptgemengteile eingeregelte Ferropargasite und länglich ausgezogene Albit-Anhäufungen; seltener ist auch Phlogopit vorhanden. Albit und Pargasit sind oft poikilitisch miteinander verwachsen.

Pargasit-Albit-Schiefer sind in der basischen Randzone häufige und typische Gesteine, während sie in den Gängen nur zweimal gefunden wurden, nämlich in einem Gang zwischen Rothorn und Schwarzhorn und S des Pizzo Fizzo. An Stelle von Albit kann auch Epidot vorhanden sein (Pargasit-Epidot-Schiefer).

Die Pargasit-Phlogopit-Zoisit-Schiefer vom Geisspfadpass (HK 285)

Es handelt sich dabei um ein hellgrünes, schwach verschiefertes Gestein, welches zur Hauptsache aus mehr oder weniger eingeregeltem, mm grossen Pargasit ($Al_2O_3 = 18{,}55$! $Al^{VI} = 1{,}24$!) besteht. In das feinkörnige Pargasit-Gefüge sind stecknadelkopf- bis faustgrosse weissgrünliche elliptische oder rundliche Knollen eingestreut. Sie bestehen zur Hauptsache aus Phlogopit mit einem aussergewöhnlichen Chemismus (Na-Phlogopit, wird in einer separaten Publikation beschrieben). Phlogopit bildet bis 1 mm grosse Blättchen und ist farblos bis leicht grünlich. α-Zoisit ist ebenfalls praktisch farblos und nur unter dem Mikroskop zu erkennen. Er kommt nur untergeordnet am Rande und im Zentrum der Knollen vor.

Chemisch ist der Pargasit-Phlogopit-Zoisit-Schiefer mit dem Pargasit-Albit-Schiefer verwandt. Er unterscheidet sich jedoch von diesem und allen andern Basiten durch einen viel niedrigeren TiO_2-Gehalt.

C. Spezielle Gesteine an Kontakten von Ultramafitit/Basit und von Basit/Gneis

Die hier beschriebenen Gesteinsbildungen sind typisch für metasomatische Vorgänge und sind wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose entstanden (siehe auch S. 454).

Monomineralische Gesteine (Phlogopit- und Chlorit-Schiefer)

Zwischen Gesteinen von stark verschiedenen Chemismen, also zwischen Ultramafititen und Basiten einerseits, Basiten und Gneisen andererseits treten

bevorzugt nahezu monomineralische Phlogopit- oder Chlorit-Schiefer auf. Diese bilden cm bis m dicke Lagen. Chlorit – es handelt sich um Klinochlor – wird oft von idiomorphem Magnetit begleitet, während Phlogopit meist einziges gesteinsbildendes Mineral ist. Phlogopit wie auch Klinochlor sind alpin und parallel zur Kontaktfläche eingeregelt. Zwei typische Vorkommen von Chlorit- bzw. Phlogopit-Schiefer zeigt Profil Fig. 16. Chlorit umsäumt auch die Talk-Aktinolith-Felse. Zwischen Gängen und Ultramafititen wurden ebenfalls Chlorit- und Phlogopit-Schiefer beobachtet.

Schlierige Diopsid-Felse

Diese Gesteine treten an der unmittelbaren Grenze zwischen Ultramafitit und basischen Randgesteinen auf und bilden hier eine 10–30 cm breite, helle Zone. Sie sind sehr dicht, von blossem Auge können keine einzelnen Mineralien erkannt werden. Durch Wechsellagerung von weissem und dunklerem Material erscheinen diese Gesteine deutlich gebändert. Die Bänderung ist parallel zur Kontaktfläche. Unter dem Mikroskop haben die «schlierigen» Diopsid-Chlorit-Felse strukturell eine auffallende Ähnlichkeit mit den Antigorit-Olivinschiefern (S. 422): Schnüre und Strähnen von «feinkörnigem» Diopsid C wechseln mit Lagen von gelb-grünlich pleochroitischem Chlorit. Die c-Achsen der frischen Diopside sind manchmal parallel zur Schieferung orientiert und werden gegen die Basite zu von jüngerem, grobkristallinem Ferro-Pargasit verdrängt.

Tremolit-Chlorit-Felse

Solche Gesteine sind charakteristisch für eine 10–50 cm breite, weissgraue Zone in den unmittelbar an die basischen Gänge grenzenden Ultramafititen (Fig. 14). Diese Zone zeichnet sich gegenüber den normalen Ultramafititen durch das Fehlen von Olivin einerseits und durch eine starke Anreicherung von Tremolit andererseits aus. Zudem ist unmittelbar am Kontakt Antigorit oft durch Klinochlor ersetzt. Die Trem-Chl-Felse sind wie die schlierigen Diopsid-Felse oft gebändert durch eine Wechsellagerung von hellen Tremolit- und dunklen Antigorit-Lagen. Tremolit bildet ungeregelte Kristalle von wechselnder Grösse (0,1 mm bis 1 cm). Antigorit und Klinochlor sind wirr verwachsen. Nahe am Kontakt wurde stellenweise «feinkörniger» Diopsid C gebildet: Grosse Tremolit-Porphyroblasten schwimmen in dichtem Gemenge von kleinsten Diopsiden.

Metasomatische Veränderungen im Gneis am Kontakt zum Ultramafititkörper

Gesteinsveränderungen, die eindeutig durch Stoffaustausch zwischen Ultramafitit und Gneis verursacht wurden, können N Schwarzhorn am hier relativ ungestörten Kontakt gut studiert werden. (An den meisten andern Stellen ist der Kontakt Randgestein-Gneis tektonisch überprägt.) Diese Stelle wurde schon in Fig. 16 illustriert: Der Ultramafitit-Komplex steht hier mit hellem

aplitischem Alkalifeldspatgneis in Berührung, welcher in einem Bereich von 1 bis 2 m vom Kontakt entfernt zu einem Albit-Pargasit-Fels umgewandelt wurde. Bis cm lange, schwarze, mit Turmalin leicht zu verwechselnde Pargasite (tschermakitischer Al-Ferrogargasit) durchspiessen das völlig massige Gestein. Unmittelbar am Kontakt stehen die Hornblenden oft senkrecht zur Kontaktfläche. Das Ausmass der metasomatischen Veränderung, d. h. der Gehalt an Pargasit, nimmt mit der Entfernung vom Kontakt ab und die massige Textur geht allmählich in die schieferige Gneistextur mit eingeregelten Biotiten über.

Unter dem Mikroskop zeigt sich gegen den Kontakt hin eine Zunahme von Pargasit, Albit und Epidot. Unmittelbar am Kontakt ist eine gewisse Titanitanreicherung vorhanden. Die Kontaktfläche wird durch monomineralische Phlogopitschiefer markiert. Hauptgemengteil der nicht umgewandelten Alkalifeldspatgneise ist Mikroklin und Biotit.

An diesem Kontakt erfolgten besonders für die Alkalien beträchtliche Stofftransporte (nähere Beschreibung S. 449, Fig. 26). Ähnliche Umwandlungen können auch an andern Kontaktstellen beobachtet werden.

Im Gegensatz zu Preiswerk (1901) und Graeser (1965) glaube ich nicht, dass diese Umwandlungen auf primärmagmatische Einflüsse zurückzuführen sind. Der Ultramafititkomplex lag schon vor der Verschieferung in den heutigen Rahmengesteinen, die Mineralneubildungen im Alkalifeldspatgneis sind jedoch postkinematisch entstanden und wohl metasomatischer Entstehung.

D. Bemerkungen zur Tektonik des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes

Aus zeitlichen Gründen musste auf eine detaillierte strukturelle Untersuchung des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes verzichtet werden. Es werden in den folgenden Abschnitten einige wenige, jedoch nicht unwichtige Beobachtungen zu diesem Thema mitgeteilt.

Gefügemessungen wurden mit einem Sonnenkompass ausgeführt (Anfertigung nach Plänen von Ten Haaf (1952), da die Ultramafitite z. T. stark magnetisch sind.

Für die Tektonik der Monte-Leone-Gneise und Bündnerschiefer wird auf Milnes (1968) verwiesen.

Beschreibung der Strukturelemente

1. Alte Strukturelemente

a) Primäre

Die Hauptmasse der Ultramafitite vom Geisspfad weist eine charakteristische Stoffbänderung auf. Diese besteht vorerst aus einer groben Wechsellagerung von braunanwitternden Ant-Ol-Trem-Felsen (Meta-Lherzolithe),

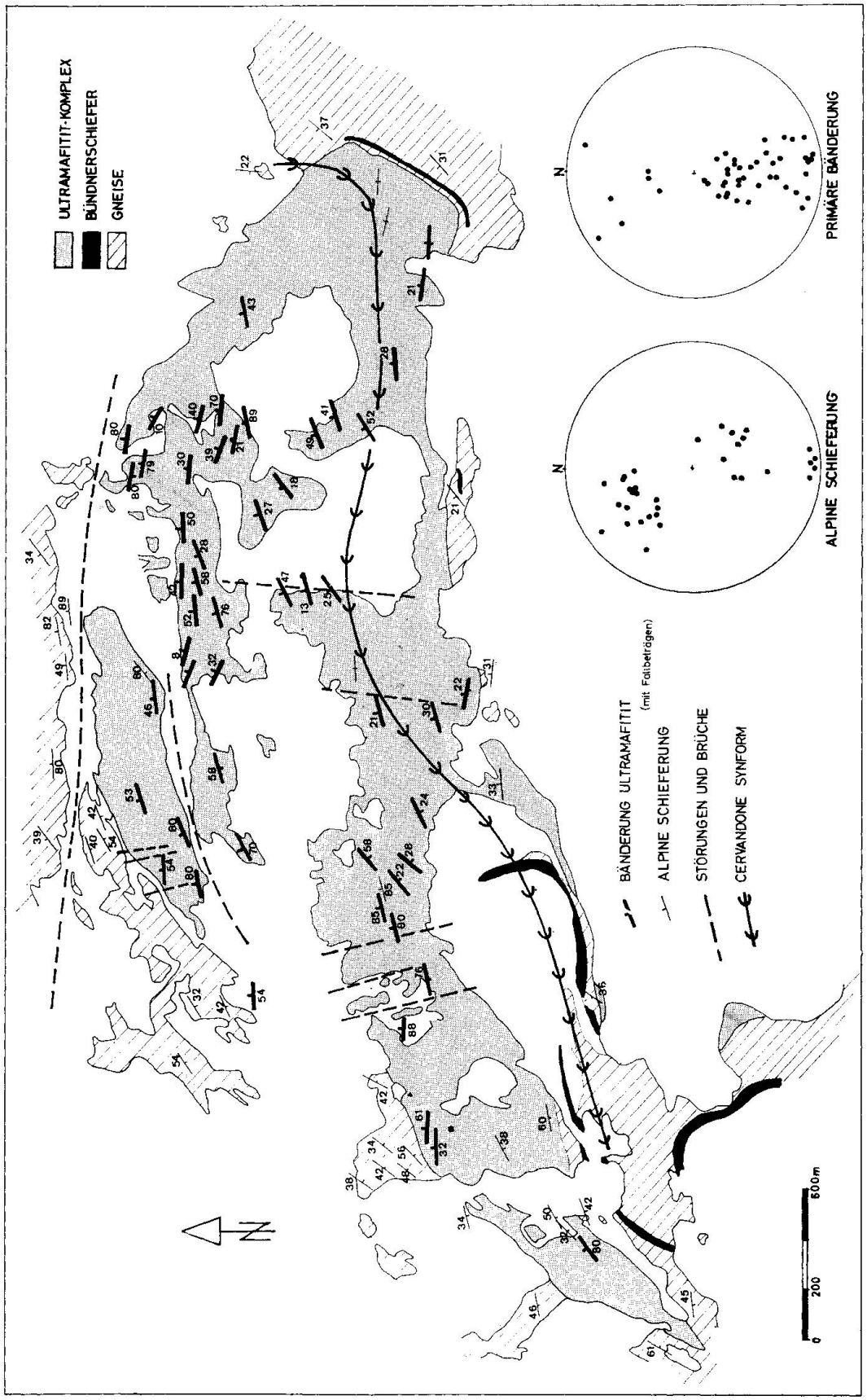


Fig. 18. Skizze der Strukturen des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes.

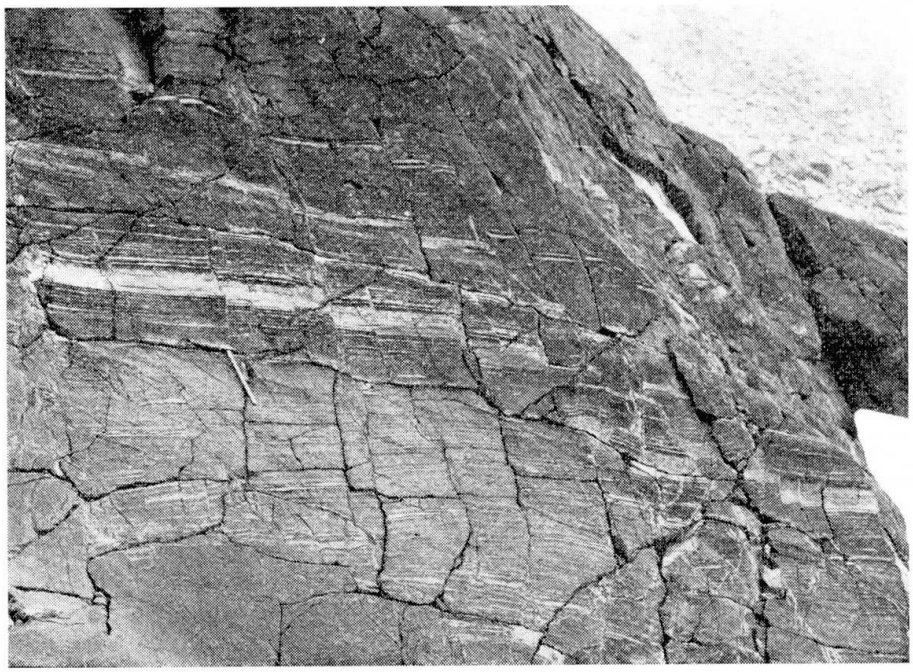


Fig. 19. Chlorit-Tremolit-Bänder (hell) in Antigorit-Olivin-Tremolit-Felsen S Geisspfadpass.

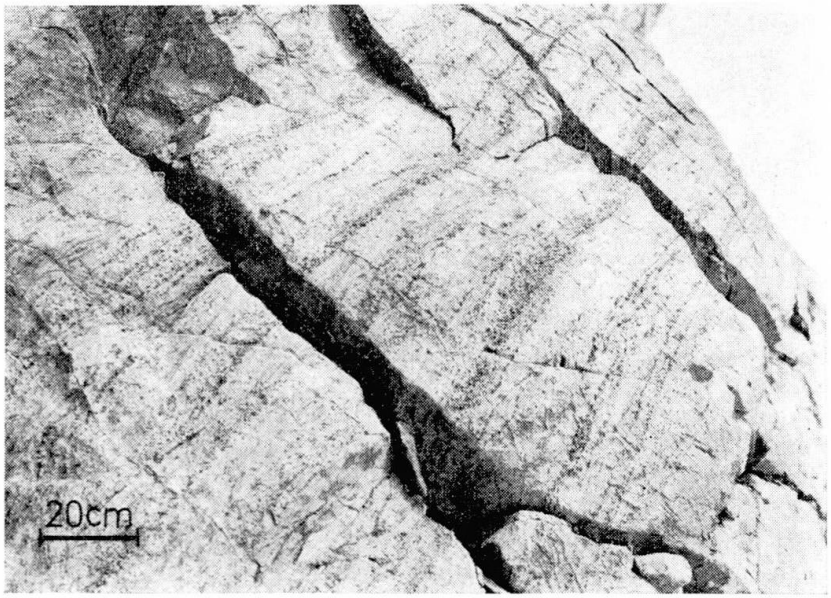


Fig. 20. Gebänderte Antigorit-Olivin-Tremolit-Felse N Geisspfadsee. Die dunklen Einlagerungen bestehen aus den Chromitumwandlungsprodukten Chrommagnetit und Chromklinochlor.

welche die Hauptmasse bilden, und cm bis dm mächtigen, graugrünen Chl-Trem-Bändern (Meta-Pyroxenite). Diese Bänder sind von den übrigen Gesteinen scharf abgegrenzt und zueinander streng parallel. Manchmal sind undeutlicher begrenzte, längliche und gleichsinnig streichende Ol-Chrys-Felse (Meta-Dunite) eingeschaltet. Chl-Trem- und Ol-Chrys-Bänder treten oft geschart auf (Fig. 19). So vor allem in der Gegend der Geisspfadseen, wo sie sehr schön

studiert werden können. Die lherzolithische Hauptmasse der Ant-Ol-Trem-Felse ist ihrerseits feingebändert durch das lagige Aufreten von dunklen Chrom-Chlorit-Chrom-Magnetit-Knoten und -Schlieren (Fig. 7, 20). Diese Feinbänderung ist streng parallel zur vorher beschriebenen Pyroxenitbänderung. Die Chromchlorit-Chrommagnetit-Knollen sind Relikte von primären Chromitaggregaten (S. 420) und zeigen eine deutliche Lineation: sie sind meist mehr oder weniger ellipsoidisch ausgebildet, wobei die längste Achse parallel und die kürzeste Achse senkrecht zur Bänderung steht. Es besteht wohl kein Zweifel darüber, dass die Stoffbänderung der Ultramafitite vom Geisspfad den primären Schichtbau des ehemaligen Peridotits verkörpert. Dies geht aus dem Vergleich mit unmetamorphen Peridotiten (Lallemant, 1967 und Hiessleitner, 1951 etc.) hervor, für die Wechsellagerungen von Lherzolithen, Duniten und Pyroxeniten mit parallelen Chromvererzungen ausserordentlich typisch sind.

b) Jüngere Gänge

Die 20 cm bis 2 m mächtigen, oft Hunderte von Metern verfolgbaren basischen Gänge sind praktisch immer parallel zur Primärbänderung der Ultramafitite. An einigen Stellen wurden schwache, leicht wechselnde Diskordanzen beobachtet (Fig. 21). Dies ist ein deutlicher Beweis dafür, dass es sich um echte Gänge handelt, welche nach der Entstehung des Primärgefüges der Peridotite eingedrungen sind. Da die Gänge im allgemeinen parallel oder subparallel zur Stoffbänderung sind, sind sie auch parallel zueinander, eine Eigenart, welche ich sonst nur in den Ultramafititen der Cima d'Agaro fand. Diese

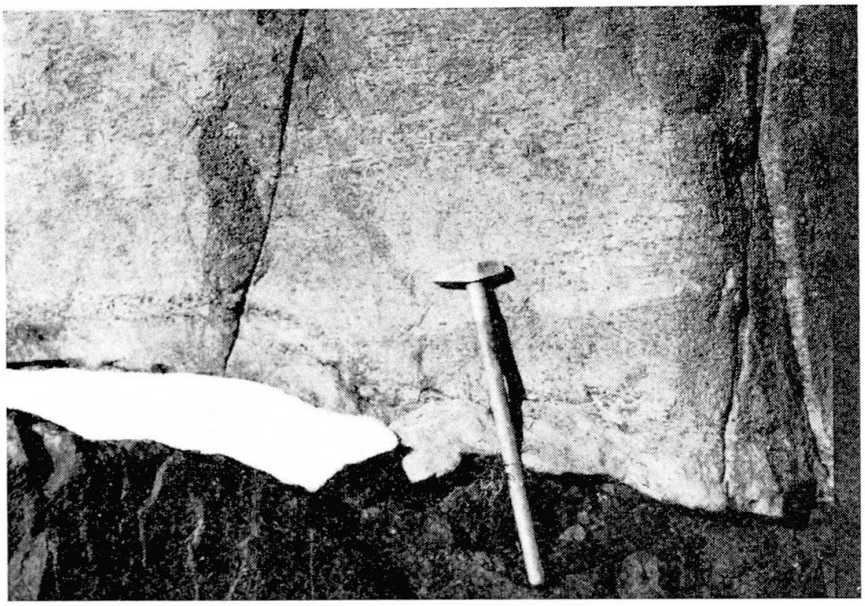


Fig. 21. Schwache Diskordanz zwischen einem basischen Gang (schwarz) und der Primärbänderung vom Ultramafitit. Westlich Grampielhorn.

Besonderheit setzt eine kluftartige Vorzeichnung parallel zum primären Schichtbau vor der Platznahme der Gänge voraus.

Die Gänge vom Geisspfad treten stellenweise in parallelen Scharen auf. So werden z. B. die Gipfel des Rothorns und Grampielhorns plattenartig von vier übereinanderliegenden praktisch horizontalen Gängen durchschnitten (siehe petrographische Karte und Profile).

c) Isoklinalfalten

Isoklinalfalten, wie sie bei Lherz von LALLEMANT (1967) beobachtet wurden (dort als voralpine Bildungen gedeutet) konnte ich an einer Stelle S Grampielhorn feststellen. Die Faltenachsen streichen hier ungefähr Nord-Süd.

2. Jüngste, wahrscheinlich alpine Strukturelemente

a) Schieferung und spätere Faltung

Es wurden vor allem die Randpartien des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes alpin stark durchbewegt. (Zu den Randpartien gehören auch die mehrere 100 m^2 grossen flachen Gipfelplateaus von Pizzo Fizzo und Rothorn = obere Grenzflächen zum wegerodierten Gneis.) Die Gesteine sind an diesen Stellen stark verschiefert und durch spätere Stauchung (Schwarzhorn) und Faltung im Mikro- und Makrobereich z. T. intensiv verfalt et (Chervandone Synform, siehe tektonische Karte). Die Schieferung wird durch parallel orientierte Antigorite, Chlorite, Phlogopite und Talk markiert. Z von Hornblenden und Diopsiden sind oft parallel zu den Faltenachsen eingeregelt.

Die s-Flächen der verschieferten Ultramafitite und basischen Randgesteine sind parallel zu den s-Flächen der unmittelbar daneben liegenden Gneise und ebenfalls parallel zur Grenzfläche zwischen Ultramafitit-Komplex und Gneisen. Die primäre Bänderung ist meist in der Nähe der Kontakte durch die alpine Schieferung ausgelöscht und ein direkter Vergleich zwischen Schieferung und Grenzflächen einerseits und Primärbänderung andererseits ist nicht möglich. Nur N Schwarzhern (siehe tektonische Karte) ist die primäre Bänderung in den Ultramafititen bis auf wenige m vom Kontakt erhalten und hier deutlich diskordant zur Grenzfläche und Schieferung. Das Ausmass der Verschieferung nimmt gegen das Innere des Ultramafitits zu rasch ab und Antigorit- oder Antigorit-Olivin-Schiefer gehen bald in gebänderte, aber sonst massige Ant-Ol-Trem-Felse über. Die alpine Schieferung kann hier zuweilen noch in den Chrys-Ol-Felsen festgestellt werden und ist *schief zur Primärbänderung* (Fig. 7). Alpin eingeregelte Antigorite und Olivine (Fig. 8) sind selten.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden:

1. Die Schieferung der Monte-Leone-Gneise wird in der Nähe des Ultramafititkörpers von ihrem normalen SW-NE-Streichen abgelenkt und ist parallel zur Grenzfläche Ultramafitit-Gneis (Streichen im allgemeinen E-W).

2. Die Schieferung von Ultramafititen und Basiten am Rande des Ultramafitits ist a) parallel zur Grenzfläche Ultramafitit-Komplex-Gneis und b) parallel zum s der Gneise.
3. Die Primärbänderung ist im grossen und ganzen *subparallel* zur alpinen Schieferung, d. h. subparallel zu den Begrenzungsflächen des Ultramafitits und zum s der Gneise. (An einigen Stellen wird die Primärbänderung deutlich schief durch die jüngere alpine Schieferung abgeschnitten.)

Die Folgerungen daraus sind:

— Aus 1. und 2. kann geschlossen werden, dass der Ultramafitit-Komplex vor der Verschieferung der Gneise in den heutigen Rahmengesteinen lag.
— Aus 3.: Die schon *vorhandene Primärstruktur* des Ultramafitits bestimmte die Hauptbegrenzung des linsenförmigen Ultramafititkörpers. Sie ist deshalb heute oft parallel zur Begrenzungsfläche. (Auch im Balkan kommen Ultramafitite vor, deren Primärstrukturen mehr oder weniger parallel zu den Strukturen der Rahmengesteine sind, was aber von HIESSLEITNER (1951) in einem anderen Sinne gedeutet wurde [siehe S. 460].)
— Vermutlich wurde der Ultramafitit-Komplex in festem Zustande in die heutigen Rahmengesteine gebracht, da alte Strukturelemente von jüngeren abgeschnitten werden.

b) Klüfte

Neben Klüften parallel zur Bänderung können in den Olivinfelsen massenhaft solche beobachtet werden, die mehr oder weniger senkrecht zur Bänderung stehen. Durch diese beiden Kluftsysteme werden die Gesteine vielerorts in regelmässige Quader zerteilt, was vor allem rund um den Geisspfadsee schön zu beobachten ist.

c) Brüche und grössere Störungen

Auffallend im Geisspfad-Ultramafitit und seiner näheren Umgebung sind relativ viele ungefähr N-S streichende, senkrechte Brüche. Sie sind mehrere 100 m lang und vor allem auf Flugaufnahmen gut zu erkennen. Diese Brüche haben zum Teil die Morphologie des Gebietes deutlich geprägt. So ist wohl die Entstehung der 600 m hohen, nahezu senkrechten E-Wand des Rothorns durch einen solchen Bruch zu erklären.

Zwei ungefähr E-W verlaufende Störungen befinden sich nördlich des Geisspfadpasses (siehe tektonische Karte). Die südlichere hat einen kleinen Teil der Ultramafitite vom übrigen Komplex abgetrennt und bedingt wahrscheinlich die lineare Anordnung der drei grossen Seen. Die andere verläuft z. T. ziemlich genau im Kontakt Ultramafitit-Gneis. Beide Störungen bilden mehrere 100 m lange, bis 20 m tiefe Gräben mit steilen Seitenwänden.

IV. GEOCHEMIE DES GEISSPFAD-ULTRAMAFITITS

1. Chemismus der Gesteine

In den Gesteinen des alpinmetamorphen Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes sind praktisch keine Relikte der primären magmatischen Minerale vorhanden. Die Chemie ist daher unser einziges Hilfsmittel, etwas über die mineralogische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine aussagen zu können. Bedingung dafür ist natürlich, dass die Umwandlungen in unsern Gesteinen im allgemeinen isochemisch waren (mit Ausnahme von H_2O, CO_2, O_2), was wir auf Grund

Tabelle 15. *Chemische Analysen ultramafitischer Gesteine vom Geisspfad*
Analytiker: H. R. Keusen

	HK 288	HK 14	HK 333	HK 244	HK 302	HK 16	HK 280	HK 328a	HK 284	HK 61
SiO_2	40,4	39,5	40,4	41,5	36,8	38,0	43,5	46,0	43,5	56,6
Al_2O_3	3,9	4,0	3,6	1,7	0,8	1,3	7,4	8,3	3,6	3,3
Fe_2O_3	1,2	7,7*)	2,3	2,9	9,2*)	3,0	0,5	0,7	6,9*)	0,3
FeO	6,4		5,0	8,6		5,8	4,3	5,0		5,5
MgO	35,6	34,1	34,3	39,5	42,4	40,3	29,5	25,2	29,2	25,3
CaO	2,9	2,5	3,4	0,5	0,1	0,1	6,2	6,2	9,0	2,7
MnO	0,12	0,11	0,11	0,17	0,15	0,14	0,07	0,08	0,15	0,06
Na_2O	0,22	0,04	0,18	0,05	0,05	0,02	0,90	0,75	0,17	0,68
K_2O	0,08	0,01	0,06	0,03	0,02	0,02	0,13	0,18	0,01	0,18
TiO_2	0,14	0,22	0,16	0,06	0,18	0,12	0,40	0,41	0,30	0,06
H_2O^+	8,8	11,6	7,9	4,8	10,9	10,2	6,2	7,1	6,9	5,4
CO_2			2,7			(1,3) Cr_2O_3				
Total	99,7	99,8	100,1	99,8	100,6	100,3	99,1	99,9	99,7	
Cr ppm	2250	3100	2160		1900		2520	2690	1790	2130
Ni ppm	3200	2200	1820		3000		1200	1110	920	1540
si	61,5	64,5	63,5	59,5	51,5	55,5	72	84	71,5	120
al	3,5	4,0	3,5	1,5	1	1	7,5	9	3,5	4
fm	91	91,5	90,5	97,5	99	99	80	77	80	88
c	5	4,5	5,5	1	—	—	11	12	16	6,5
alk	0,5	—	0,5	—	—	—	1,5	2	0,5	1,5
k	0,21	—	—	—	—	—	0,15	0,12	—	0,17
mg	0,89	0,91	0,89	0,86	0,90	0,89	0,92	0,89	0,89	0,91
Q**)	9	10	10	7	1,5	4	18,5	21,5	15,5	31,5
L	7	8	7	3	1	2	14,5	11,5	44,5	7,5
M	84	82	83	90	97,5	94	67	67	40,0	61

*) Alles Fe als Fe_2O_3.
**) Aus den Niggli-Werten nach Burri (1959) berechnet.

HK 288: Antigorit-Olivin-Tremolit-Fels (Koord. 663.200/133.250)
HK 14: Antigoritschiefer mit Olivin u. Tremolit (Koord. 660.150/132.300)
HK 333: Antigorit-Dolomit-Schiefer (Koord. 662.020/132.030)
HK 244: Antigorit-Olivin-Fels (Koord. 663.260/132.790)
HK 302: Chrysotil-Olivin-Fels (Koord. 663.180/133.260)
HK 16: Vererzter Chrysotil-Olivin-Fels (Koord. 661.650/132.940)
HK 280: Chlorit-Tremolit-Fels (Koord. 663.010/133.188)
HK 328a: Chlorit-Tremolit-Fels (Koord. 662.670/132.890)
HK 284: Diopsid-Tremolit-Chlorit-Fels (Koord. 662.820/133.130)
HK 61: Talk-Aktinolith-Fels (Koord. 661.620/133.340)

unserer Untersuchungen in diesem Kapitel für die meisten Gesteine annehmen können. Ausnahmen bilden schmale Zonen in der Nähe wichtiger Gesteinsgrenzen.

a) Chemismus der Ultramafitite

Die chemischen Analysen (Analysenmethoden siehe S. 392) einiger ultramafitischer Gesteine vom Geisspfad sind in Tab. 15 aufgeführt. Schon der Modalbestand liess gewisse chemische Unterschiede, speziell in den Al- und Ca-Gehalten, voraussehen. Ca ist in unsern Gesteinen an Tremolit und den selteneren Diopsid gebunden, Al vor allem an Chlorit, aber auch an Antigorit ($\sim$4% Al_2O_3). Letzterem verdanken die fast reinen Antigoritschiefer ihre respektablen Al-Gehalte.

In Fig. 22 sind die Niggli-Werte der Ultramafitite eingetragen. Wir können drei Hauptgruppen unterscheiden:

A:	Ol-Chrys-Felse:	$c \cong 0$	$al \cong 1$
B:	Ant-Ol-Trem-Felse und Ant-Schiefer (evtl. Talk-Aktinolith-Linsen):	$c \cong 5$	$al \cong 4$
C:	Chl-Trem-Felse:	$c \cong 12$	$al \cong 8$

Ein Vergleich (siehe unten) der Niggli-Werte unserer Ultramafitite mit den Werten anderer, nicht vollständig umgewandelter Gesteine zeigt, dass Gruppe A dunitischen und B lherzolithischen Gesteinen entsprechen.

Zu Gruppe A	si	al	fm	c	alk	k	mg
«vererzter» Ol-Chrys-Fels (HK 16)	55,5	1	99	—	—	—	0,89
Ol-Chrys-Fels (HK 302)	51,5	1	99	—	—	—	0,90
Dunite (Mittel nach DALY aus BURRI und NIGGLI, 1945)	52	0,5	98,5	1	—	—	0,91

Zu Gruppe B	si	al	fm	c	alk	k	mg
Ant-Ol-Trem-Fels (HK 288)	61,5	3,5	91	5	0,5	0,21	0,89
Ant-Trem-Schiefer (HK 333)	63,5	3,5	90,5	5,5	0,5	—	0,89
Lherzolith Totalp (PETERS (1963))	63,5	3	91	5,5	0,5	0,08	0,88
Lherzolith Lizard (mit 64 Ol, 23 Enst, 12 Aug, 1 Sp in Gew.-%) nach GREEN und RINGWOOD (1963)	62,5	3,5	94	2,5	—	—	0,89

Der Vergleich mit dem Lherzolith von Lizard zeigt, dass unsere Gesteine wahrscheinlich ursprünglich etwas mehr Augit und etwas weniger Olivin oder Enstatit enthalten.

Die Gesteine der Gruppe C haben Ähnlichkeit mit pyroxenitischen Gesteinen. Doch sind ihre c-Werte gegenüber den Pyroxeniten von P. NIGGLI und jenen vom Totalp (siehe auch Fig. 22) eher etwas zu niedrig:

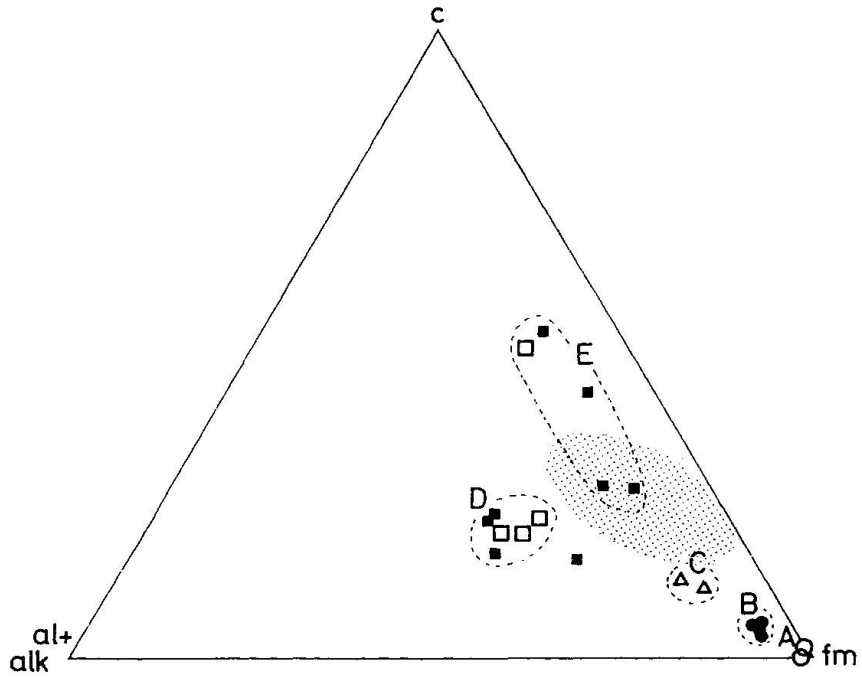


Fig. 22. Die analysierten Gesteine im c-fm-al/alk-Dreieck. Punktiertes Feld = Pyroxenite nach P. Niggli. Erläuterungen siehe Text.

Zu Gruppe C	si	al	fm	c	alk	k	mg
Chl-Trem-Fels (HK 280)	72	7,5	80	11	1,5	0,15	0,92
Chl-Trem-Fels (HK 328a)	84	9	77	12	2	0,12	0,89
Picotit-Pyroxenit Totalp (Peters, 1963)	73	6,5	73	19,5	1	0,06	0,88
«diallagitischer Magmentyp» nach P. Niggli (1936)	90	7	68	23	2	—	0,7

Es ist wahrscheinlich, dass gerade die Chlorit-Tremolit-Felse heute einen Chemismus haben, der dem primären nicht mehr ganz entspricht. Da im Ultramafitit schon vor der Serpentinisierung längs der Chlorit-Tremolit-Bänder Spalten vorhanden waren (S. 438), wurde gerade hier die Zirkulation von Wässern begünstigt und der Wegtransport von Ca aus den Chlorit-Tremolit-Felsen möglicherweise erleichtert. Es wäre dies eine plausible Möglichkeit, die Herkunft des für die Rodingitisierung notwendigen Ca zu erklären (S. 462).

b) Chemismus der basischen Begleitgesteine (Tab. 16)

Wie schon früher (S. 427ff.) erwähnt, wurden die Basite in unmittelbarer Nähe von Ultramafititen durch Metasomatose während der Rodingitisierung z. T. stark umgewandelt. Chemisch können wir heute zwei Gruppen unterscheiden (Fig. 22):

D: Nicht oder wenig rodingitisierte Basite:
Pargasit-Schiefer und Epidot-Pargasit-Felse.

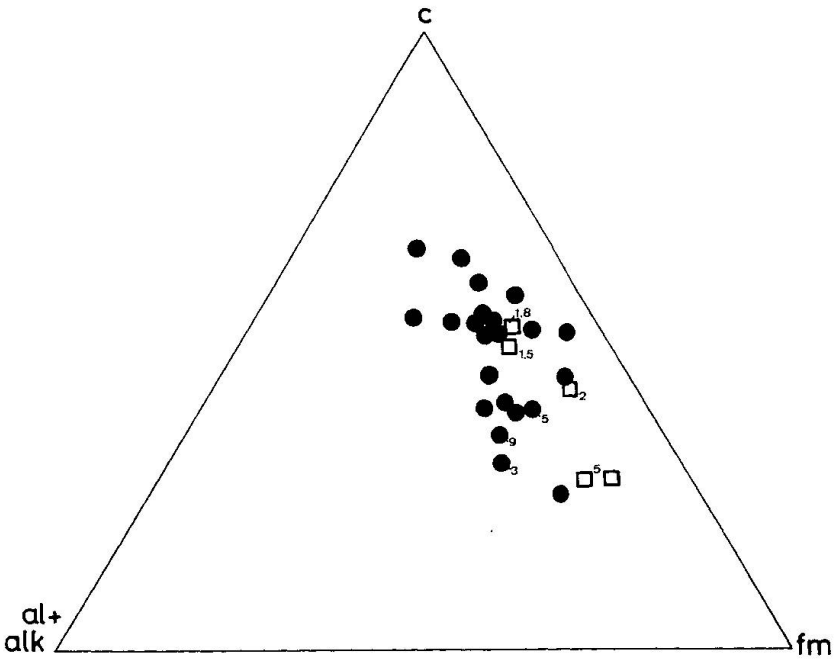


Fig. 23. Weltweitverbreitete Rodingite im c-fm-al+alk-Dreieck nach Analysen von MARSHALL (1911), GRANGE (1927), MILES (1950), BLOXAM (1954), BILGRAMI (1960), MUELLER (1963), COLEMAN (1967), DAL PIAZ (1969), COGULU (1967). Quadrate: Rodingite vom Geisspfad. alk ist, wenn nicht durch eine Zahl angegeben, kleiner als 1.

E: Rodingitisierte Basite:
Pyroxenfelse, Chlorit-Pyroxen-Felse
(weitgehend identische Cr-, Ni- und Ti-Gehalte in Gesteinen von D und E (S. 445) deuten auf ein gleiches Ausgangsgestein).

Anhand der Chemismen der wahrscheinlich weitgehend isochemisch umgewandelten Gesteine der Gruppe D lassen sich Aussagen über die Natur des Primärmagmas machen. Vergleicht man ihre Niggli-Werte mit denjenigen der 10 alpinen Ophiolith-Haupttypen von P. NIGGLI (1930), so zeigt sich eine grosse Ähnlichkeit mit dem *hornblendegabbroiden bis normalgabbroiden* (a) und dem *alkaligabbroiden bis gabbrodioritischen* (b) Typ:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
HK 207	95	20	45,5	23,5	11	0,05	0,65
HK 5	96	19	48,5	20	12,5	0,12	0,64
a)	70–120	15–28	40–58	22–29	4–9	0,07–0,29	0,5–0,8
b)	100–130	15–24	39–51	18–27	9–15	0,07–0,34	0,5–0,6

Zu b) gehören nach P. NIGGLI (1930) die meisten Grünschiefer und Diabase (z. T. auch Gabbros) der penninischen Bündnerschiefer. Wir können also annehmen, dass die Primärgesteine der Gänge und Randzonen von basaltischer oder gabbroider Natur waren. Signifikante Unterschiede der Hauptelemente

zwischen Gängen und Randgesteinen sind nicht vorhanden. Nur in den Cr- und Ni-Gehalten sind gewisse Unterschiede bemerkbar (Tab. 16).

Die rodingitisierten Basite (Gruppe E im c-fm-al + alk-Dreieck, Fig. 22) streuen über ein relativ grosses Feld, welches in länglicher Form von Gruppe D (nichtrodingitisierte Basite) gegen die c-Ecke zieht. Je nach dem Grad der Rodingitisierung liegen die einzelnen Punkte mehr oder weniger weit von D

Tabelle 16. *Chemische Analysen von basischen Begleitgesteinen des Geisspfad-Ultramafitits*
Analytiker: H. R. Keusen

	HK 167	HK 147	HK 240	HK 27a	HK 227[1])	HK 207	HK 60[1])	HK 285	HK 40	HK 11	HK 5	HK 37
SiO_2	48,2	41,3	42,3	44,9	33,5	45,6	48,8	41,8	40,9	44,6	45,6	42,4
Al_2O_3	6,6	7,6	8,4	9,1	20,2	16,4	15,3	21,0	12,7	15,1	15,4	15,3
Fe_2O_3	0,6	14,0*)	1,2	2,3	10,6*)	1,4	10,0*)	0,6	3,3	9,9*)	10,6*)	11,2*)
FeO	4,9		7,9	7,2		7,7		4,1	3,8			
MgO	14,7	6,6	18,5	16,5	17,5	9,5	9,8	14,7	9,0	11,6	10,1	12,6
CaO	21,0	26,5	14,0	14,1	9,1	10,6	6,8	11,5	25,2	9,2	8,8	11,4
MnO	0,17	0,23	0,12	0,15	0,48	0,14	0,30	0,08	0,23	0,16	0,23	0,17
Na_2O	0,97	0,80	0,35	2,71	1,09	5,20	5,89	4,31	0,30	5,21	5,41	1,80
K_2O	0,18	0,35	0,25	0,18	0,53	0,45	1,43	0,36	0,18	0,50	1,14	2,00
TiO_2	0,75	1,76	1,21	1,26	0,32	1,36	1,40	0,11	0,90	1,35	1,45	1,41
H_2O^+	1,0	0,8	6,4	1,2	6,5	1,0	1,0	1,3	2,1	1,8	1,6	1,7
CO_2	—	0,4	—	—	0,3	—	—	—	0,8	—	—	—
Total	99,1	100,3	100,6	99,6	100,1	99,4	100,7	99,9	99,4	99,4	100,3	100,0
Cr ppm	500	160	280	260	300	350	n.d.	460	490	750	510	500
Ni ppm	250	130	380	320	210	250	n.d.	540	340	350	420	420
si	89	76	76	80,5	57,5	94,5	108	76	75,5	91	96	89
al	7,5	8	9	9,5	20,5	20	20	22,5	14	18	19	17,5
fm	49	38	63	58,5	60,5	45,5	49,5	47	35	51	48,5	53
c	41,5	52	27	27	16,5	23,5	16	22,5	50	20	20	23,5
alk	2	2	1	5	2,5	11	14,5	8	1	11	12,5	6
k	0,11	0,22	0,21	0,04	0,24	0,05	0,13	0,06	0,28	0,06	0,12	0,42
mg	0,79	0,50	0,78	0,76	0,77	0,67	0,65	0,85	0,70	0,70	0,64	0,68
Q**)	21,5	16	22	15,5	12,5	19	21	15,5	19,5	17	18	21
L	13,5	16	15,5	22,5	38,5	41	42	44,5	23,5	40	41,5	33
M	65,0	68	62,5	62	49	40	37	40	57	43	40,5	46

[1]) Analytiker: E. Hiltbrand.
*) Alles Fe als Fe_2O_3.
**) Aus den Niggli-Werten nach Burri (1959) berechnet.

HK 167:	Diopsid-Pargasit-Fels (Metarodingit) (Koord. 663.240/133.310)	Gang-gesteine
HK 147:	Diopsid-Pargasit-Melanit-Fels (Metarodingit) (Koord. 660.120/131.650)	
HK 240:	Diopsid-Klinochlor-Fels (Metarodingit) (Koord. 663.220/132.960)	
HK 27a:	Pargasit-Diopsid-Fels (Metarodingit) (Koord. 663.300/133.130)	
HK 227:	Porphyrischer Pargasit-Sheridanit-Epidot-Fels (Koord. 663.240/133.320)	
HK 207:	Pargasit-Albit-Schiefer (Koord. 661.310/132.300)	
HK 60:	Pargasit-Albit-Phlogopit-Schiefer (Koord. 663.800/132.300)	
HK 285:	Pargasit-Phlogopit-Zoisit-Fels (Koord. 662.740/133.125)	
HK 40:	Diopsid-Epidot-Grossular-Calcit-Fels (Metarodingit) (Koord. 661.850/133.440)	Rand-gesteine
HK 11:	Pargasit-Albit-Schiefer (Koord. 660.150/132.300)	
HK 5:	Pargasit-Albit-Phlogopit-Schiefer (Koord. 660.150/132.300)	
HK 37:	Pargasit-Phlogopit-Epidot-Schiefer (Koord. 661.850/133.440)	

entfernt. Gegenüber den gewöhnlichen Basiten (D) zeichnen sich die Rogingite und Metarodingite vor allem durch eine Zunahme von c und einen Verlust von alk aus. Diese Entwicklung ist bei sozusagen allen publizierten Rodingitvorkommen bemerkbar.

In Fig. 23 sind Rodingite aus der Literatur und vom Geisspfad im c-fm-al-alk-Dreieck eingetragen.

Die Rodingite vom Geisspfad bestehen zur Hauptsache aus Diopsid und zwei Rodingite fallen sogar ins Pyroxenitfeld nach P. NIGGLI in Fig. 22. Von Pyroxeniten können Rodingite jedoch eindeutig anhand ihrer Cr- und Ti-Gehalte unterschieden werden: Nach STUEBER und GOLES (1967) enthalten Pyroxenite im Mittel 2590 ppm Cr. Pyroxenite von Beni Bochera (KORNPROBST, 1969) und vom Totalp (PETERS, 1963) haben durchschnittlich 2050 bzw. 1800 ppm Cr und 0,54 bzw. 0,22% TiO_2. Die Rodingite vom Geisspfad weisen jedoch niedrigere Cr und höhere TiO_2-Gehalte auf, welche gabbroiden Gesteinen entsprechen (siehe nächster Abschnitt).

2. Cr-, Ni-, Mn- und Ti-Gehalte von Gesteinen des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes

In Tab. 17 sind die Cr-, Ni-, Mn- und Ti-Gehalte einiger Gesteine vom Geisspfad aufgeführt. Die daraus berechneten arithmetischen Mittel und Medianwerte (in Klammern) lauten:

	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm
Ultramafitite	2885 (2545)	1870 (1815)	850 (900)	1320 (1050)
Basische Randgesteine	610 (550)	435 (350)	1350 (1350)	8200 (8100)
Basische Ganggesteine	370 (380)	315 (310)	1520 (1300)	6470 (7520)
Ultramafitite nach MERCY, 1967	2610	1450	1150	1140
Basite nach VINOGRADOW, 1962	300	140	2200	9000

Die Cr-, Ni-, Mn- und Ti-Durchschnitte unserer Ultramafitite liegen danach bei den Mittelwerten für weltweit verbreitete Ultramafitite nach MERCY. Hingegen sind unsere Ti-Gehalte viel höher als die, welche von TUREKIAN und WEDEPOHL (1961) und VINOGRADOW (1962) als Mittel für Ultramafitite angegeben werden (beide 300 ppm).

Alte Analysen von DUPARC (1894) von Geisspfad-Ultramafititen fallen durch sehr hohe Cr_2O_3-Gehalte auf (1,32–2,30% Cr_2O_3). Ich fand nur in einem Gestein (vererzter Chrys-Ol-Fels HK 16), welches viel Ferrochromit enthält, einen annähernd so hohen Cr_2O_3-Gehalt. Grund hiefür sind wahrscheinlich die heute verbesserten Analysenmethoden.

Cr/Ni-Verhältnisse (Fig. 24)

Bei den Ultramafititen zeichnen sich die Ol-Chrys-Felse durch relativ grössere Ni-Gehalte (kleinere Cr/Ni-Verhältnisse), die Chl-Trem-Felse dagegen

durch relativ hohe Cr-Gehalte aus. Da Ni vor allem im Olivin und Cr in Pyroxenen eingebaut wird (MERCY, 1967), ist dies ein weiterer Hinweis dafür, dass die Ol-Chrys-Felse ursprünglich reicher an Olivin, die Chl-Trem-Felse jedoch pyroxenreicher waren, also aus Duniten bzw. Pyroxeniten hervorgegangen sind. Die Talk-Aktinolith-Felse fallen ins Feld der übrigen lherzolithischen Ultramafitite. Die basischen Gesteine streuen im Bereich der Basalte von

Tabelle 17. *Cr-, Ni-, Mn- und Ti-Gehalte von Gesteinen des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes*

Nr.	Cr ppm	Ni ppm	Mn ppm	Ti ppm
Standards				
Px-1	1520		620	1680
S.ore	430	12900	900	5040
Chrys-Ol-Felse				
16	9350	3200	1100	720
302	1900	3000	930	1080
311	2900	3900	1020	600
Ant-Ol-Trem-Felse und Ant-Schiefer				
288	2250	3150	940	850
192	3100	2200	900	1080
257	2100	1400	800	660
330	2040	2100	1280	1320
15	2500	1700	880	1080
244	1700	2400	900	540
208b	2600	1700	640	730
188	2300	1350	760	670
263	3420	1810	1000	310
22	2800	1800	720	950
333	2160	1820	920	920
245	2450	2250	920	340
14	3100	2210	870	1300
334	2570	2350	950	1020
278	4700	1830	930	1440
Chl-Trem-Felse				
280	2520	1200	570	2410
282	3600	1250	450	3300
283	3000	1250	360	3470
328a	2690	1110	660	2460
150a	1700	1230	680	1920
284b	1790	920	1190	1800
Talk-Akt-Felse				
343	1820	1250	1050	430
60	2130	1540	460	360
61	1770	980	310	900
Basische Randgesteine				
11	750	350	1250	8100
5	510	420	1850	8650
12	1050	900	1500	8040
38	550	400	1200	7210
37	500	420	1350	8520
Basische Randgesteine (Forts.)				
36	710	450	1500	8610
35	910	510	1340	4200
253	550	230	1400	10200
252	580	280	1350	9940
40	490	340	1550	5400
41	450	350	1450	5520
254	540	180	1000	6120
255	580	320	1300	5710
264	1100	910	980	6000
266	820	930	1080	5450
267	470	550	1200	9110
21f	300	110	1100	7080
21g	520	310	1480	8270
20	780	600	1420	6300
261	530	320	1750	10260
180	350	220	1200	11870
335	575	500	1700	10200
336	475	410	1270	10230
339	450	360	1320	10290
340	400	330	1500	
Basische Ganggesteine				
207	350	250	1100	8040
206	500	210	2100	10500
285	460	540	600	600
227	300	210	3800	1800
279	380	310	1210	7520
167	500	250	1300	4500
147	160	130	1800	10560
240	280	380	990	7260
243	450	540	1330	4630
218	420	320	1310	8190
27a	260	320	1160	7550
Olivingänge				
225	100	2575	1250	360
151	225	930	750	420
332	170	2080	1850	1080

Analytiker: H. R. KEUSEN

Fehlergrenze: Cr, Ni, Ti: ±10%
Mn: ± 5%

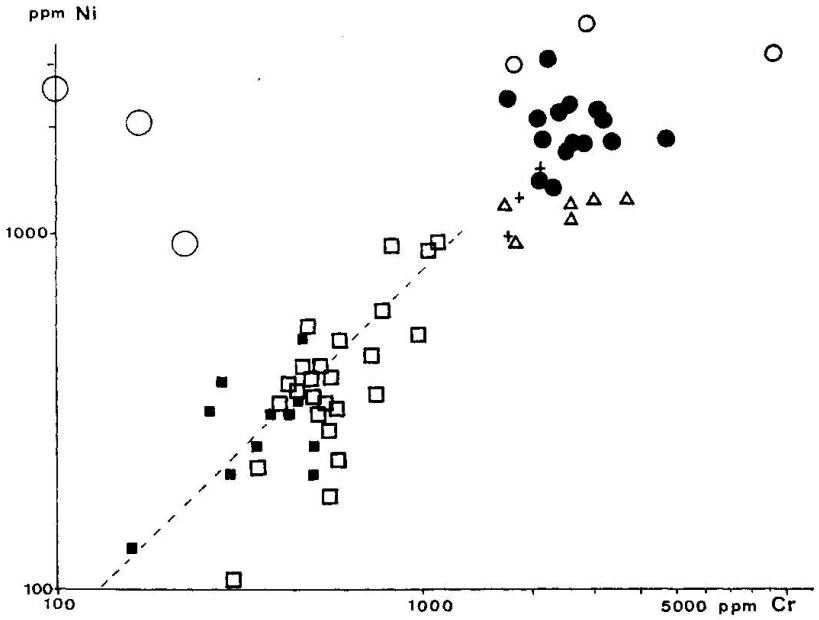


Fig. 24. Cr/Ni-Verhältnisse in Gesteinen vom Geisspfad. o Ol-Chrys-Felse, ● Ant-Ol-Trem-Felse, △ Chl-Trem-Felse, + Talk-Akt-Linsen, □ basische Randgesteine (inkl. Rodingite), ■ basische Ganggesteine (inkl. Rodingite), ○ Ol-Gänge. Die gestrichelte Linie gibt die mittleren Verhältnisse für Basalte nach TUREKIAN (1963) an.

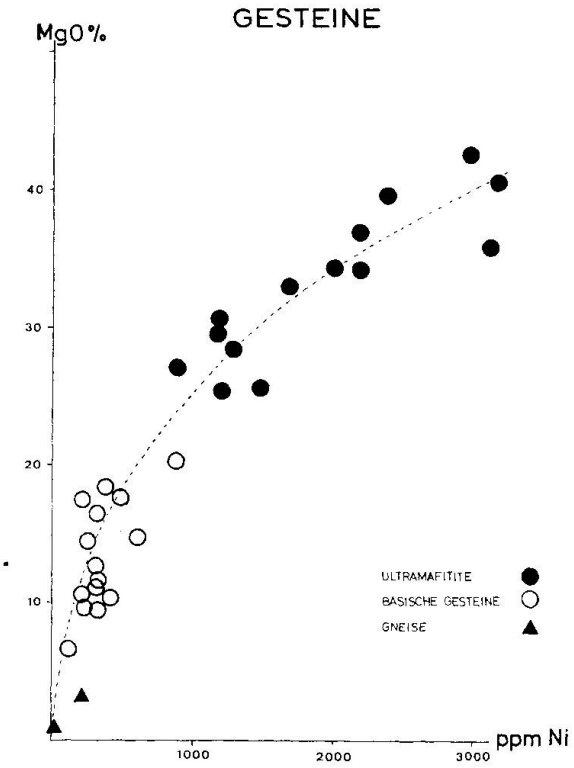


Fig. 25a. Ni aufgetragen gegen MgO von Geisspfad-Gesteinen.

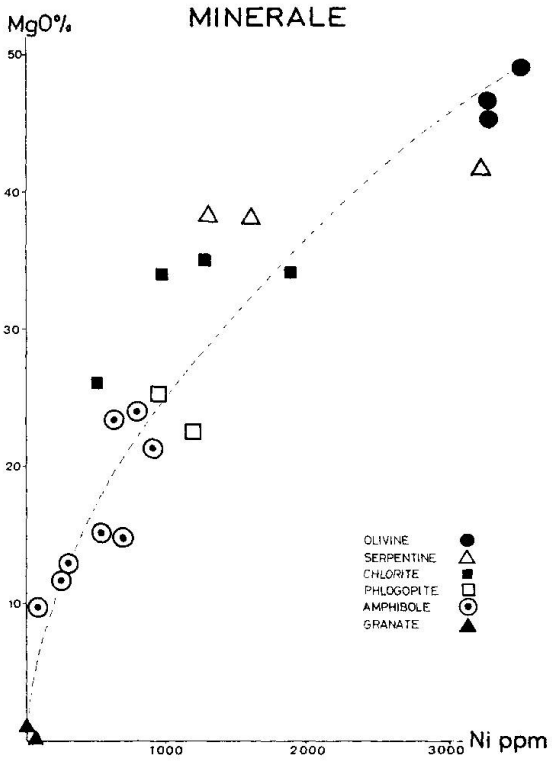


Fig. 25b. Ni aufgetragen gegen MgO in Mineralien vom Geisspfad.

TUREKIAN (1963). Ganggesteine haben deutlich niedrigere Cr- und Ni-Gehalte als die Randgesteine.

Weit ausserhalb des Streubereichs der Cr/Ni-Verhältnisse von Ultramafititen und Basiten liegen jene der Olivingänge. Wir können daraus schliessen, dass die Olivingänge nicht aus einem normalen ultramafitischen Gestein hervorgegangen sind. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um lateralsekretionäre Kluftfüllungen, welche am ehesten mit geschlossenen Kluftbildungen der Alpen zu vergleichen sind. Die extrem niedrigen Cr/Ni-Verhältnisse sind möglicherweise durch die leichtere Löslichkeit von Ni gegenüber Cr bedingt.

Beziehung zwischen Mg und Ni in Gesteinen und Mineralien

In Fig. 25 sind die Ni- und Mg-Gehalte aller analysierten Gesteine (auch Metasomatite) und der Mineralneubildungen eingetragen. In beiden Fällen ergibt sich eine deutliche, positive Korrelation. Dies ist keineswegs überraschend, da Ni und Mg sehr ähnliche chemische und physikalische Eigenschaften besitzen und diadoch sind. Es ist daher verständlich, dass die metasomatischen Chlorit- und Phlogopit-Schiefer parallel zu ihren hohen Mg-Gehalten stark erhöhte Ni-Gehalte aufweisen.

Ebenfalls deutlich miteinander positiv korreliert sind Mn und Fe in ultramafitischen Gesteinen (Tab. 15).

Tabelle 18. *Profil 1. Ultramafitit-Randgestein-Gneis-Kontakt N Schwarzhorn* (Koord. 660.150/132.300) siehe auch Fig. 16, S. 429

Analysen: (Grafische Darstellung in Fig. 26). Analytiker: H. R. KEUSEN

Nr.	HK 192	HK 14	HK 13	HK 12	HK 11	HK 5	HK 3a	HK 3b	HK 3c	HK 3	HK 2
SiO_2	39,2	39,5	29,8	37,5	44,6	45,6				59,2	76,9
Al_2O_3	4,5	4,0	13,4	13,7	15,1	15,4				19,6	12,0
Fe_2O_3*)	7,6	7,7	13,3	13,0	9,9	10,6				3,5	1,1
MgO	36,8	34,1	30,8	20,3	11,6	10,1				3,2	0,8
CaO	3,4	2,5	0,8	3,6	9,2	8,8	0,15			5,1	0,5
MnO	0,11	0,11	0,17	0,20	0,16	0,23				0,08	0,02
Na_2O	0,24	0,04	0,12	0,50	5,21	5,41	1,02			7,75	2,59
K_2O	0,10	0,01	0,00	6,49	0,50	1,14				0,48	5,74
TiO_2	0,18	0,22	1,51	1,30	1,35	1,45	0,65	0,62	0,45	0,42	0,31
H_2O	7,8	11,6	10,8	2,8	1,8	1,6				0,7	0,6
Total	99,9	99,8	100,7	99,4	99,4	100,3				100,0	100,5
Cr ppm	3100	3100	1440	1050	750	510	680	180	80	40	90
Ni ppm	2200	2210	1200	900	350	420	1080	430	240	140	20

*) Alles Fe als Fe_2O_3.

HK 192: Antigorit-Olivin-Tremolit-Fels
HK 14: Antigorit-Olivin-Schiefer
HK 13: Chlorit-Magnetit-Schiefer
HK 12: Phlogopit-Epidot-Fels
HK 11: Pargasit-Albit-Schiefer
HK 5: Phlogopit-Schiefer
HK 3b, c: Albit-Pargasit-Epidot-Fels
HK 3: Albit-Pargasit-Fels
HK 2: Biotit-führender Alkalifeldspatgneis

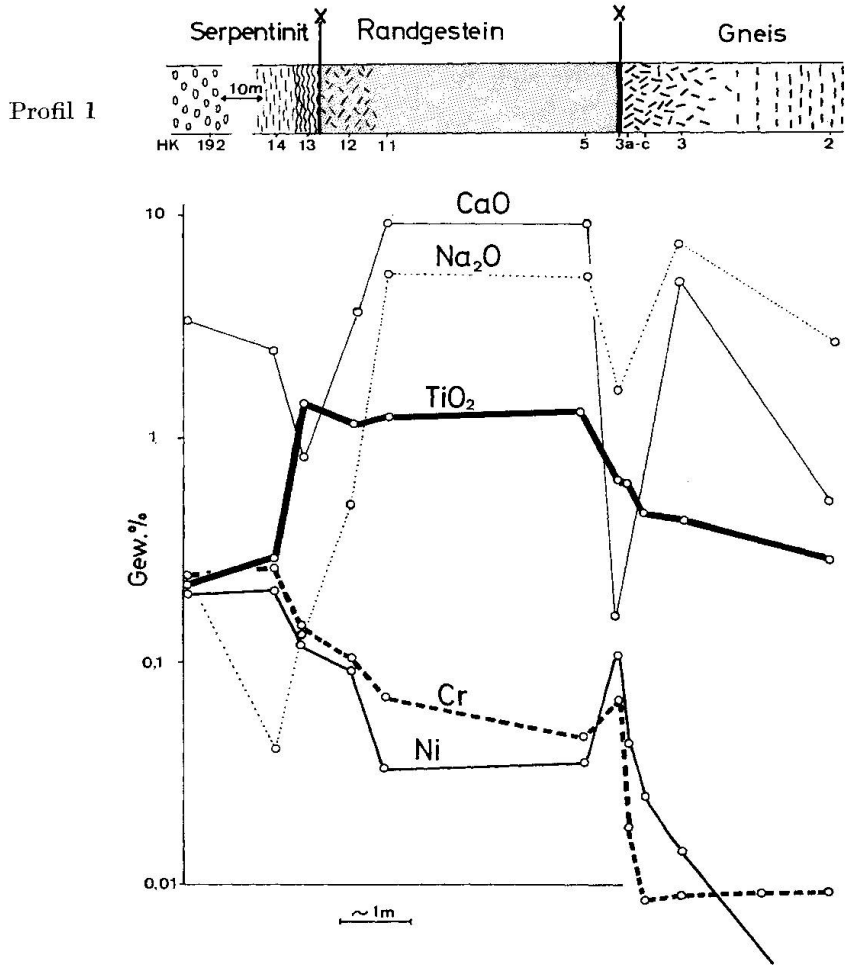


Fig. 26. Chemisches Profil zwischen Ultramafitit-Randgestein-Gneis N Schwarzhorn (Analysenwerte in Tab. 18).

3. Stoffwanderungen

Stoffwanderungen sind vor allem an Grenzen chemisch verschiedener Gesteine zu erwarten. An solchen Stellen sind zudem oft Spalten vorhanden, was die Zirkulation von Wässern erleichtert. Um Ausmass und Eigenart solcher Stoffwanderungen zu prüfen, wurden an einigen Kontaktstellen zwischen Basiten und Ultramafititen einerseits und zwischen Basiten und Gneisen anderseits chemische Profile gelegt. In den folgenden Tabellen und Diagrammen sind drei typische Fälle zusammengestellt. Der Übersicht halber werden hier einige Analysen von Tab. 15 und 16 nochmals aufgeführt.

Bemerkungen zu Profil 1

Das Diagramm Fig. 26 zeigt an den Gesteinsgrenzen durch Stofftransporte bedingte starke Zu- oder Abnahme der leichteren Elemente: Bildung von Metasomatiten mit extremen Chemismen (Chlorit- oder Phlogopitschiefer). In

den Metasomatiten ist zudem eine parallel zu Mg gehende Anreicherung von Ni zu bemerken, welche durch die Diadochie der beiden Elemente (S. 448) bedingt ist. Die schwereren und geochemisch weniger mobilen Elemente wie Ti und Cr zeigen in den einzelnen Gesteinstypen sehr wenig Variabilität und ihre Gehalte wechseln an den Gesteinsgrenzen abrupt und treppenartig. Bei der metasomatischen Veränderung des Alkalifeldspatgneises (HK 2) wurde vor allem K weg- und Na zugeführt (Albitneubildung auf Kosten von Mikroklin, S. 433). In kleinerem Ausmass sind aber auch die andern Elemente vom Randgestein in den Gneis gewandert und haben zur Pargasitbildung geführt. Cr und Ti verhielten sich dabei sehr träge. Ni ist mobiler als Cr.

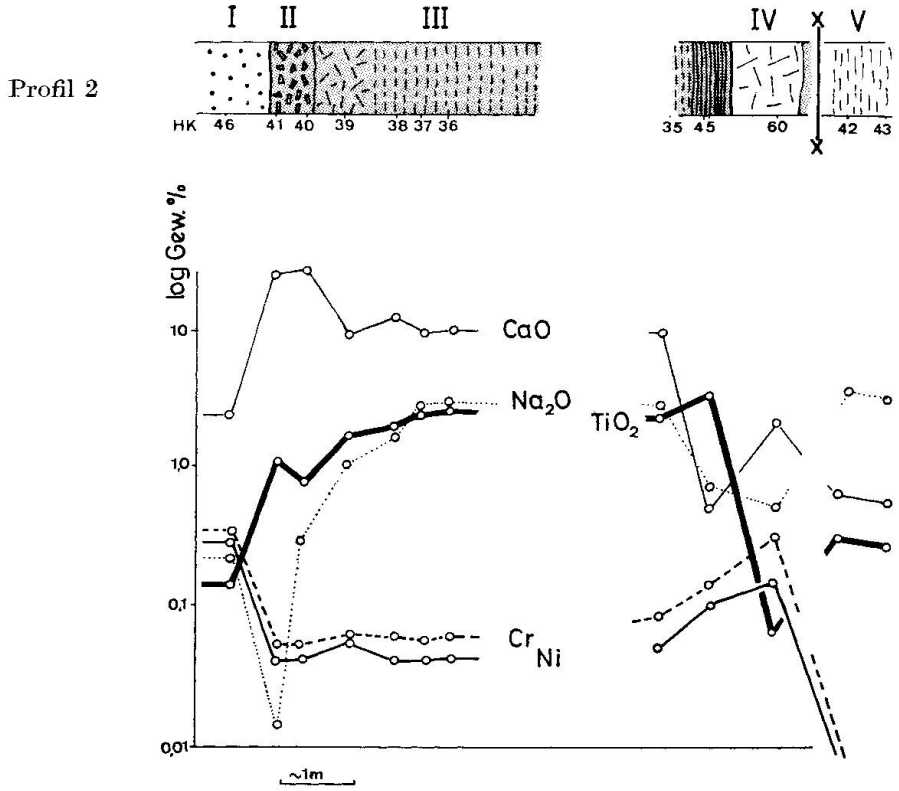


Fig. 27. Chemisches Profil zwischen Ultramafitit (I), Rodingit (II), Randgestein (III), Talk-Aktinolithlinse (IV) und Gneis (V) N Zusee. (Analysenwerte in Tab. 19.)

Bemerkungen zu Profil 2

Im Unterschied zu Profil 1 fehlen hier metasomatisch entstandene Chlorit- und Phlogopitschiefer an den Gesteinsgrenzen. Hingegen zeigt dieses Beispiel den typischen Fall von Rodingitbildung: eine ½ bis 1 m breite Zone unmittelbar neben dem Ultramafitit zeigt eine starke Ca-Anreicherung bei gleichzeitig sehr niedrigen Na- und K-Gehalten. Wie in Profil 1 zeichnen sich Cr, Ti und Ni durch ihre geringe Variabilität in den Basiten aus und sind auch in der

Tabelle 19. *Profil 2. Ultramafitit-Randgestein-Gneis-Kontakt N Zusee* (Fig. 27), Koord. 661.850/133.440)

Analysen: (Grafische Darstellung in Fig. 27)

	HK 46	HK 41	HK 40	HK 39	HK 38	HK 37	HK 36	HK 35	HK 45	HK 61a	HK 42	HK 43
Al_2O_3	3,5	11,0	12,7	15,0	15,8	15,3	14,6	10,8	4,9	3,3	14,3	11,7
Fe_2O_3*)	7,6	7,8	7,5	11,1	8,8	11,2	11,3	9,4	15,3	6,5	2,2	3,1
MgO	36,3	11,1	9,0	17,6	9,2	12,2	10,1	10,4	32,1	25,3	1,6	1,4
CaO	3,1	22,1	25,2	16,6	9,3	11,4	12,4	10,3	0,6	2,7	0,8	0,4
MnO	0,11	0,18	0,23	0,22	0,15	0,17	0,19	0,17	0,15	0,06	0,04	0,03
Na_2O	0,22	0,01	0,30	1,00	1,25	1,80	1,80	1,55	0,75	0,68	3,80	3,85
K_2O	0,05	0,01	0,18	0,25	0,35	2,00	1,15	0,40	0,15	0,18	3,40	3,95
TiO_2	0,13	0,90	1,24	1,20	1,20	1,41	1,45	1,25	1,41	0,06	0,40	0,37
Cr ppm	2500	450	490	650	550	500	710	910	950	2130	70	15
Ni ppm	2150	350	340	500	400	420	450	510	1050	1240	20	20

*) Alles Fe als Fe_2O_3.

HK 46: Antigorit-Olivin-Tremolit-Fels
HK 41: Diopsid-Epidot-Fels (Rodingit)
HK 40: Diopsid-Epidot-Grossular-Calcit-Fels (Rodingit)
HK 39: Porphyrischer Pargasit-Epidot-Chlorit-Fels
HK 38–35: Pargasit-Epidot-Phlogopit-Albit-Schiefer
HK 45: Chlorit-Schiefer
HK 61a: Talk-Aktinolith-Fels
HK 42, 43: Biotit-Gneis

Profil 3

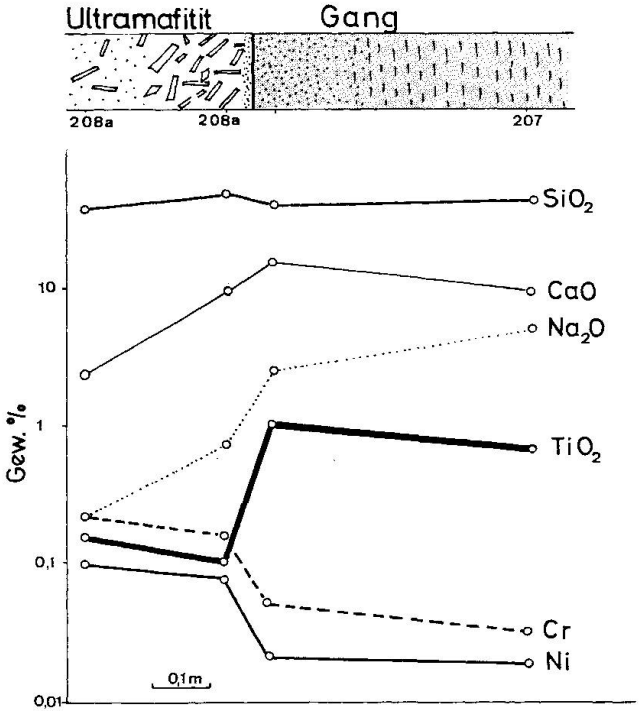


Fig. 28. Chemisches Profil zwischen basischem Gang und Ultramafitit zwischen Rothorn und Schwarzhorn (Analysenwerte in Tab. 20).

Rodingitzone praktisch unverändert. In den basischen Randgesteinen ist eine Talk-Aktinolith-Linse ultramafitischer Herkunft (hohe Cr- und Ni-, niedrige Ti-Gehalte) eingelagert. Mit der Umgebung wurden hier vor allem Mg und Si ausgetauscht (Chlorit- bzw. Talk-Bildung).

Bemerkungen zu Profil 3

Grössere Stoffwanderungen erfolgten nur in einer schmalen, 10–30 cm breiten Zone im Ultramafitit am Kontakt (siehe auch S. 428). Ca, Al, Na und Si sind hier leicht angereichert, während Fe, Cr, Ni in den Gang abwanderten. Im allgemeinen erfolgte für die meisten Elemente ein Ausgleich zwischen Gang und Ultramafitit, indem die chemischen Unterschiede zwischen den Gesteinen durch die Stoffwanderungen fliessender geworden sind. Nur Si und Ca zeigen gegenüber Gang und Ultramafitit eine deutliche Anreicherung in unmittelbarer Nähe des Kontakts. Cr und Ti, aber auch Ni, zeichnen sich hier durch ihr träges Verhalten und dadurch bedingten abrupten Wechsel am Kontakt aus.

Profile Fig. 29

Drei weitere chemische Profile für die Elemente Cr, Ni und Ti illustrieren das geringe Wanderungsvermögen dieser Elemente an Gesteins-Grenzen.

Tabelle 20. *Profil 3. Basischer Gang zu Ultramafitit zwischen Rothorn und Schwarzhorn* (Fig. 15b, S. 429), Koord. 661.310/132.300

Analysen (grafische Darstellung in Fig. 28). Analytiker: H. R. Keusen

Nr.	HK 208b	HK 208a	HK 206	HK 207
SiO_2	42,7	47,8	41,0	45,6
Al_2O_3	4,3	5,8	15,9	16,4
Fe_2O_3*)	6,9	4,1	12,6	9,9
MgO	33,8	28,4	10,5	9,5
CaO	2,4	8,9	14,3	10,6
Na_2O	0,26	0,89	3,17	5,20
K_2O	0,05	0,09	0,36	0,45
TiO_2	0,12	0,11	1,75	1,36
H_2O	8,9	4,5	0,9	1,0
Total	99,5	100,6	100,5	99,3
Cr ppm	2600	1800	500	350
Ni ppm	1700	1300	210	250

*) Alles Fe als Fe_2O_3.

208b: Antigorit-Tremolit-Fels
208a: Diopsid-führender Tremolit-Klinochlor-Fels
206: Pargasit-Epidot-Fels
207: Pargasit-Albit-Schiefer

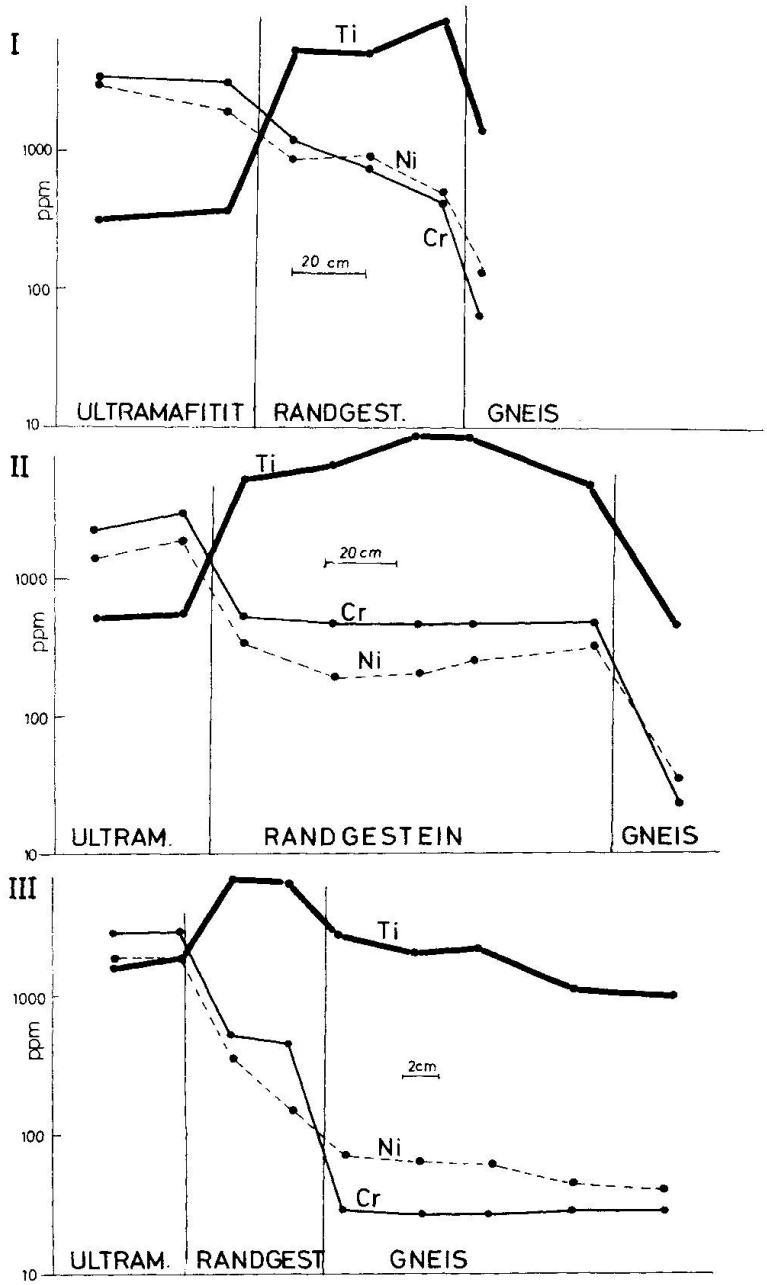


Fig. 29. Chemische Profile zwischen Ultramafitit, Randgestein und Gneis.
I = Profil S Pizzo Fizzo (Koord. 662.850/132.060).
II = Profil SE Rothorn (Koord. 664.380/132.500).
III = Profil N Schwarzhorn (Koord. 660.040/132.150).

Zusammenfassung der wichtigsten Folgerungen aus den Variationsdiagrammen

1. Grössere metasomatische Veränderungen erfolgten nur an Grenzen von chemisch verschiedenen Gesteinen und erfassten höchstens bis meterbreite Zonen.
2. Es wurden vor allem leichte Elemente wie Alkalien, Ca, Mg und z. T. Si mobilisiert.

3. Schwermetalle wie Ti, Cr und z. T. auch Ni zeigen praktisch kein Wanderungsvermögen.
4. Ni zeichnet sich durch eine deutliche positive Korrelation zu Mg aus (Fig. 25).

Da Cr und Ti während der Rodingitisierung und der Regionalmetamorphose kaum mobilisiert wurden, entsprechen die heutigen Cr- und Ti-Gehalte der verschiedenen Gesteine wahrscheinlich weitgehend den primären Gehalten. Wir haben also die Möglichkeit, Gesteine, deren Herkunft durch spätere Metasomatose von beweglichen Elementen verschleiert wurde, zuzuordnen:

— Rodingite sind aus basischen Gesteinen hervorgegangen (hohe Ti- und mittlere Cr-Gehalte, Pyroxenite haben niedrige Ti- und hohe Cr-Gehalte, S. 445).
— Talk-Aktinolith-Felse haben ultramafitische Herkunft (hohe Cr- und niedrige Ti-Gehalte).

Neben diesen beiden Feststellungen, welche die Feldbefunde bestätigen, kann noch eine andere wichtige Aussage gemacht werden:

Die Randgesteine stellen in ihrer Hauptmasse einen selbständigen, den Ganggesteinen vergleichbaren Gesteinstyp dar und sind nicht etwa als Ganzes eine durch Stoffaustausch entstandene Reaktionszone zwischen Ultramafitit und Gneis. Für diese Annahme spricht die abrupte Zu- oder Abnahme der nichtmobilen Elemente an den Gesteinsgrenzen und ihre konstanten Mengenanteile durch das ganze Randgestein.

Wären die basischen Randgesteine ein Produkt eines metasomatischen Prozesses, so müssten sie entsprechend den verschiedenen Beweglichkeiten der einzelnen Elemente mehrere, relativ scharf begrenzte Zonen vorliegen mit einem Trend zu extremen Chemismen und monomineralischen Gesteinen (Korzhinsky, 1950). Solche metasomatisch entstandene Gesteine an Ultramafititkontakten wurden von Read (1934) und Phillips und Hess (1936) als «metamorphic differentiation» beschrieben. Damit vergleichbare Gesteine vom Geisspfad wären nur die wenig mächtigen, monomineralischen Gesteine an den Gesteinsgrenzen.

Die Metasomatosen

Auf Grund der petrographischen und chemischen Untersuchungen können zwei Arten von Metasomatosen unterschieden werden:

a) Rodingitisierung (Ca-Anreicherung und Alkalienverlust).
b) Metasomatose während der alpinen Regionalmetamorphose (Tendenz zur Bildung von monomineralischen Gesteinen mit extremen Chemismen an Gesteins-Grenzen).

Beide Metasomatosen haben gemeinsam, dass sie an Grenzen verschiedener Gesteine auftreten. Sie unterscheiden sich jedoch stark in ihrem chemischen Charakter, wie Fig. 30 illustriert.

— Die Rodingite sind Ca-Metasomatite an oder in der Nähe von Gesteinsgrenzen, für deren Bildung die unmittelbar nebeneinanderliegenden Gesteine nur eine untergeordnete Rolle spielten. Ca wurde hier von weiter her zugeführt. Der Umfang der Rodingite ist *unabhängig* von den chemischen Unterschieden der nebeneinanderliegenden Gesteine. Rodingite kommen nur unmittelbar neben ultramafitischen Gesteinen vor (basische Gänge wurden meist vollständig, Randgesteine in einer schmalen Zone an der Ultramafititgrenze rodingitisiert). Auf S. 461 ff. wird etwas näher auf diese Rodingitisierungsvorgänge eingegangen.

— Für die Bildung der Metasomatite während der alpinen Regionalmetamorphose waren die unmittelbar örtlich nebeneinanderliegenden Gesteine am Stoffaustausch beteiligt. Die leichteren Elemente wanderten dabei in der Richtung ihres Stoffgefälles und ebneten dieses bis zu einem gewissen Grade aus. Solche «alpine» Metasomatite bilden oft die Grenzen zwischen chemisch verschiedenen Gesteinen. Ihr Umfang ist *abhängig* vom chemischen Stoffgefälle der beiden nebeneinanderliegenden Gesteine (umfangreicher zwischen Gneis und Basit als zwischen Basit und Ultramafitit).

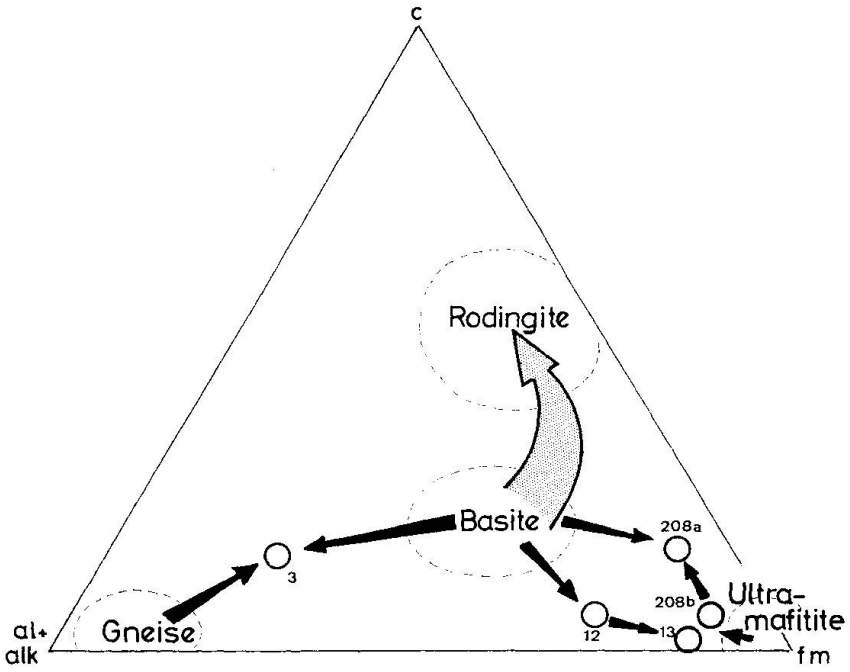


Fig. 30. Metasomatische Veränderungen im Geisspfad, dargestellt im c-al/alk-fm Dreieck. Die Nummern beziehen sich auf die Analysen dieser Arbeit. Punktierter Pfeil: Metasomatosen während der Rodingitisierung. Schwarze Pfeile: Metasomatosen während der alpinen Regionalmetamorphose.

4. Beziehung zwischen Mineral- und Gesteinschemismus bei Olivinen und Amphibolen

Olivine

Von einigen Olivinen und ihren entsprechenden Gesamtgesteinen vom Geisspfad und andern Ultramafititen wurde Ni bestimmt. Die Resultate sind in Tab. 21 zusammengestellt.

Tabelle 21. *Ni-Gehalte von einigen Olivinen und ihren zugehörigen Gesamtgesteinen*

Nr.	Ni Olivin ppm	Fo Olivin %	Ni Gestein ppm	Lokalität
Neugebildete Olivine				
HK 151	870	90,7	900	Geisspfad
HK 225	3330	86,5	2750	Geisspfad
HK 288	3320	83,5	3150	Geisspfad
HK 302	3520	91,5	3000	Geisspfad
TP 400	4500	86,9*)	2180	Malenco
TP 401	3300	83,7*)	1640	Malenco
Primäre Olivine				
TP 357	3230	90,3		Totalp
TP 49	3500	89,7*)	1780	Totalp
TP 332	3600	89,4*)	1260	Totalp
TP 461	3400	89,9*)	1800	Totalp
EN 11296	3200	n.d.	1460	Lherz (Pyr)
EN 11297	3700	n.d.	2240	Lherz (Pyr)

*) Aus PETERS (1968).

Analysen der Olivine: A. SCHNEIDER, Göttingen
Analysen der Gesteine: H. R. KEUSEN

Neugebildete und primäre Olivine enthalten praktisch gleichviel Ni, nämlich 3000–4000 ppm, und zwar unabhängig (mit Ausnahme von HK 151) vom Ni-Gehalt des Gesamtgesteins. Hingegen scheint die von PETERS (1968) geäusserte Vermutung, dass primäre Olivine gegenüber neugebildeten eher höhere Fo-Gehalte aufweisen, hier teilweise bestätigt.

Amphibole

Die Chemismen der Amphibole vom Geisspfad zeichnen sich durch eine starke Abhängigkeit vom Gesamtgesteinschemismus aus. In Ultramafititen wurden Al-arme Tremolite und Aktinolithe gebildet, in den basischen Gesteinen Al-reiche Pargasite. Eine ähnliche positive Korrelation besteht zwischen dem mg des Gesteins und dem mg des Amphibols.

V. DISKUSSION. GENESE DES GEISSPFAD-ULTRAMAFITIT-KOMPLEXES

Die Entwicklungsgeschichte des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes ist in Tab. 23 schematisch dargestellt. Die Erläuterungen zu diesem Schema folgen in den nächsten Abschnitten, wo die einzelnen gesteinsbildenden Prozesse diskutiert werden.

A. Primäre Ausgangsgesteine des Geisspfad-Ultramafitits

Der mutmassliche primäre Mineralbestand konnte nur auf indirektem Wege über den Chemismus eruiert werden, da die Gesteine vom Geisspfad durch spätere Umwandlungen praktisch vollständig umkristallisiert wurden und nur wenig Relikte primärer Minerale erhalten blieben. Dabei wurde von der Voraussetzung ausgegangen, dass die Umwandlungen mit Ausnahme von H_2O, O_2 und CO_2 im allgemeinen isochemisch verliefen. Nur in der Nähe von Gesteinsgrenzen können grössere metasomatisch bedingte stoffliche Veränderungen nachgewiesen werden. Die hier auftretenden, vor allem die leichten Elemente betreffenden Unterschiede müssen entsprechend berücksichtigt werden.

1. Die Ultramafitite

Die Hauptmasse der Geisspfad-Ultramafitite besteht heute vorwiegend aus Olivin, Antigorit und Tremolit, während Pyroxene nur untergeordnet oder gar nicht vorhanden sind. Die Bezeichnung «*Dunit*-Serpentin» von PREISWERK (1901), welche sich vor allem auf Dünnschliff-Untersuchungen stützte, ist daher verständlich. Unberücksichtigt blieb dabei, dass heute Calcium an Tremolit und Aluminium an Antigorit gebunden sind. Die chemischen Analysen zeigen denn auch, dass die Hauptmasse des Geisspfad-Ultramafitits primär nicht aus Duniten, sondern Lherzolithen bestanden haben muss. Eigentliche dunitische Gesteine kommen nur lokal und untergeordnet in Schlieren und Bänken vor. Auffallend für den Geisspfad ist die ausgeprägte Bänderung der lherzolithischen Gesteine wie sie für viele Ultramafitite typisch ist. Sie besteht im groben aus einer parallelen Wechsellagerung von lherzolithischen Gesteinen (Hauptmasse) und dünnen Bändern mit pyroxenitischem Chemismus.

Durch lagig angeordnete Chromspinell-Umwandlungsprodukte sind die Lherzolithe und Dunite zudem feingebändert. Die Chrom-Erzlagen sind parallel zur Grobbänderung und entsprechen texturell solchen von «alpino-typen» Peridotiten (S. 459).

Es besteht wohl kein Zweifel, dass diese Wechsellagerungen dem primären Lagerbau des ehemaligen Peridotits entsprechen. Hauptanteil der Geisspfad-Ultramafitite bildeten Lherzolithe, welche chemisch vielen Ultramafititen alpiner Ophiolithe (Totalp, Engadin, Zermatt, Lherz, Beni Bochera) äquivalent

sind. Sie gehören in unserem Fall zu den «Spinell-Lherzolithen», welche nach O'Hara (1967) und Rost (1967) aus dem oberen Erdmantel stammen sollen, wahrscheinlich aus einem etwas höheren Niveau als die Pyrop führenden Ultramafitite vom Totalp (Peters, 1963) und von Beni Bochera (Kornprobst, 1969). In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, dass die Geisspfad-Ultramafitite durchwegs höhere Cr-Gehalte aufweisen als die aus grösserer Tiefe stammenden beiden erwähnten Ultramafitite.

2. Die basischen Begleitgesteine

Nach Auftreten und Chemismus (Cr- und Ni-Gehalte) kann zwischen Randgesteinen und -gängen unterschieden werden.

Die Randgesteine

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die Entstehung der Randgesteine zu deuten:

a) Sie stellen ein selbständiges, primär schon vorhandenes Gestein am Rande des Ultramafitits dar.
b) Sie sind ein Produkt eines primären magmatischen Kontakts des Peridotits mit dem Gneis.
c) Sie sind während der alpinen Metamorphose durch Stoffaustausch zwischen Serpentinit und Gneis entstanden.

Wie schon auf S. 454 angedeutet, scheinen folgende Argumente für die erste Möglichkeit zu sprechen:

— Die Randgesteine sind von Gneisen durch tektonische Überschiebungsfläche scharf abgegrenzt, während die Ultramafitite stellenweise fingerartig in die basischen Randgesteine greifen oder z. T. als boudinierte Linsen in den Randgesteinen auftreten.
— Die Gehalte der relativ unbeweglichen Elemente Cr, Ti und Ni zeigen treppenartige, sprunghafte Wechsel sowohl an der Grenze Ultramafitit-Randgestein wie auch an der Grenze Randgestein-Gneis. Bei Möglichkeit b) und c) müssten die Übergänge fliessender sein.
— Der Chemismus der Randgesteine ist basaltisch/gabbroid und die Cr-, Ni- und Ti-Gehalte entsprechen jenen von normalen Basalten und Gabbros.

Alle Beobachtungen scheinen dafür zu sprechen, dass Peridotite und basische Randgesteine einen zusammengehörenden Komplex bilden, welcher schon vor der Verfrachtung in die heutige Lage bestand. Wie und wo die Verbindung von Basiten und Peridotiten erfolgte, kann jedoch nicht gesagt werden. Durch spätere tektonische Abschuppung fehlen die Randgesteine vielerorts oder sie sind infolge der Verwitterung nicht aufgeschlossen.

Die basischen Gänge

Die basischen Gänge im Geisspfad-Ultramafitit sind im allgemeinen zueinander und zur Primärbänderung parallel. Diskordanzen an einigen Stellen zeigen jedoch, dass es sich nicht um Einheiten des primären Schichtbaus handelt, sondern um echte Gänge, welche nach der Verfestigung der Ultramafitite eingedrungen sind. Hingegen muss im Peridotit vor der Platznahme der Gänge eine spaltenartige Vorzeichnung parallel zur Bänderung vorhanden gewesen sein, welche die recht überraschende schichtparallele Anordnung der Gänge bewirkte. Solche Spalten parallel zur Bänderung könnten während der Abkühlung des Peridotits oder durch spätere Deformation entstanden sein.

Chemisch handelt es sich bei den Gängen vom Geisspfad um basaltisches resp. gabbroides Material. Pyroxenitische Herkunft kann auf Grund der niedrigen Cr-, Ni- und sehr hohen Ti-Gehalte ausgeschlossen werden (S. 445). Der Chemismus von Gang- und Randgesteinen ist ähnlich. Letztere haben eher etwas höhere Cr- und Ni-Gehalte. Die Frage bleibt offen, ob Gang und Randgesteine demselben Magma entstammen. Ebenfalls kann nicht entschieden werden, ob die Gänge z. T. aus verschiedenen Magmen hervorgegangen sind (z. B. HK 285 mit nur 0,4 TiO_2!).

3. Die Platznahme des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes

THAYER (1960) unterschied genetisch zwischen «alpine-type» (alpine Ophiolithe) und «stratiform» (z. B. Bushveld) Peridotit-Gabbro-Komplexen. Laut einigen ausgewählten Kriterien nach THAYER gehört der Geisspfad-Ultramafitit-Komplex eindeutig zu den «alpine-type» Peridotiten, also zu Ophiolithen s. l.:

— keine regelmässige Abfolge von peridotitischen zu gabbroiden Gesteinen (im Gegensatz zu «stratiform» Peridotiten).
— Fehlen von Kontaktmetamorphose zu den umliegenden Gesteinen (in «stratiform» Peridotiten vorhanden).
— Gabbroide Gänge im Peridotit sind häufig (in «stratiform» Peridotiten selten).
— Einschlüsse von Peridotit in gabbroiden Gesteinen sind vorhanden (fehlen in «stratiform» Peridotiten).
— Chromiterze sind knollig und zeigen eine Lineation, welche parallel ist zur Primärbänderung (in stratiform Peridotiten sind Chromerze als «disseminated ore» eingesprengt).

THAYER glaubt, dass die «alpine type» Peridotit-Gabbro-Komplexe als teilweise verfestigte, schon differenzierte «crystal-mushes» eingedrungen sind und dass sich Peridotit und Gabbro während der Platznahme vermischten.

Schon DE ROEVER (1957) diskutierte die Möglichkeit, die alpinotypen seien tektonisch verfrachtete Bruchstücke des Erdmantels, eine attraktive Hypothese, die von späteren Autoren, z. B. ROST (1959), DEN TEX (1970) ebenfalls vertreten wurde. HIESSLEITNER (1951), BORCHERT (1958) und PETRASCHECK (1959) hingegen befürworten eine Intrusion auch von alpinotypen Peridotitkomplexen in schmelzflüssigem Zustand.

Beim Geisspfad-Ultramafitit deutet vieles auf eine Platznahme in die heutigen Rahmengesteine in festem Zustand im Sinne DE ROEVERS (1957) oder eines mindestens teilweise festem, schon differenziertem Kristallbreis hin. Gründe für eine Platznahme in festem Zustand sind:

a) Primärmagmatische Kontakte zum Nebengestein fehlen. Nach BOWEN und TUTTLE (1949) schmilzt ein Peridotit oberhalb 1100° C und eine flüssige Intrusion hätte zwangsläufig umfangreiche magmatische Kontaktphänomene zur Folge. Zwar hätten diese vielleicht, so kann immerhin eingewendet werden, durch die spätere Regionalmetamorphose überprägt werden können.
b) Die Grenze zwischen Ultramafitit und Gneis ist rein tektonisch.
c) Die Primärstrukturen und Gänge werden von den Grenzflächen des Ultramafitits diskordant abgeschnitten. Sie sind oder erscheinen vielerorts konkordant (S. 439), eine Beobachtung die auch HIESSLEITNER (1951) im Balkan machte. Er schloss aus diesem Zusammenhang von Rahmengesteins- und Peridotitstruktur, dass der Peridotit an Ort und Stelle auskristallisierte.

   Ich halte jedoch eine andere Deutung für wahrscheinlicher: Die schon vorhandene Primärstruktur bestimmte die Hauptbegrenzung des Geisspfad-Ultramafitits und ist deshalb heute + parallel zu den Kontaktflächen und Rahmengesteinsstrukturen. Diese Möglichkeit deutete schon DE ROEVER (1957) an.

   Die Assoziation Ultramafitite – basische Gesteine (Gänge und Randgesteine) bestand schon vor der Verfrachtung des Komplexes in die heutige Lage. Die Vermischung von Ultramafititen und von basischen Randgesteinen erfolgte entweder tektonisch während der Verfrachtung des Komplexes oder entspricht dem primären Aufbau eines Stück Erdmantels.

4. Die Verbindung Geisspfad-Agaro

Die Rahmengesteine des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes (Paragneise) wurden von MILNES (1968) mit den Paragneisen der Isorno-Serie südlich des Baceno-Fensters korreliert (Fig. 1, S. 390). Dies würde zwangsläufig heissen, dass die Ultramafitite von Agaro, die in den Isorno-Paragneisen liegen, mit den Geisspfad-Ultramafititen zu parallelisieren sind. Nach meinen Beobachtungen am Cima d'Agaro scheint mir diese Verbindung aus petrographischen Gründen wahrscheinlich. Der Agaro-Ultramafitit-Komplex zeigt einen auffallend ähnlichen Aufbau wie derjenige vom Geisspfad: gebänderte Ultramafitite werden von basischen Randgesteinen und Gängen begleitet, welche

auch hier zueinander und zur Bänderung parallel sind, was in Ultramafititen sonst recht selten ist.

5. *Zum «Alter» des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes*

Die Ansichten früherer Autoren über das Alter des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes gingen deshalb immer wieder auseinander, weil einerseits die Hauptmasse des Ultramafitit-Komplexes keine, anderseits aber einige kleine, abgesprengte Ultramafitit-Linsen (z. B. S Schwarzhorn) mesozoische Bündnerschiefer berühren. So vertreten STUDER (1851), GERLACH (1883), BADER (1934) eher ein mesozoisches Alter, während SCHMIDT (1883) voralpines Alter vorschlug.

Die Untersuchungen für die hier vorliegende Arbeit gestatten ebenfalls keine eindeutige Beantwortung dieser Frage. Es kann aber festgestellt werden:

a) Der Geisspfad-Ultramafitit-Komplex wurde tektonisch in die heutigen Rahmengesteine eingeschuppt. Die von PREISWERK (1901) und GRAESER (1965) als Kontaktmetamorphose gedeuteten Veränderungen in den Gneisen sind die Folgen von Metasomatose während der alpinen Regionalmetamorphose.
b) Das Alter der Paragneise, in welchen der Ultramafitit-Komplex liegt, ist nach JÄGER et al. (1969) 239 ± 24 m. y. (KAW 207, 10 m vom Ultramafitit-Kontakt N Schwarzhorn) und damit gleich alt wie die Paragneise der Furggzone und der Isorno-Serie. Der Geisspfad-Ultramafitit ist möglicherweise mit den ähnlich auftretenden Ultramafititen der Isorno-Serie (z. B. Agaro, siehe oben) und der Furggzone zu parallelisieren. Die Altersfrage wird vielleicht im Zusammenhang mit diesen Vorkommen gelöst werden können.

B. Die Serpentinisierung und Rodingitisierung

Obwohl wir heute keine Überreste primärer Mineralien einer vorregionalmetamorphen Serpentinisierung finden, kann aus Analogiegründen vermutet werden, dass die Geisspfad-Ultramafitite zu einem früheren Zeitpunkt als Serpentinite (ähnlich Totalp) vorlagen.

Das im Geisspfad häufigste Serpentinmineral, der Antigorit, kann nicht als Primärbildung einer Serpentinisierung angesehen werden, sondern ist während der alpinen Regionalmetamorphose entstanden (S. 469). Er verdrängt nirgends eindeutig andere Minerale, sondern ist vielmehr mit Neubildungen der alpinen Regionalmetamorphose derart verwachsen, wie dies nur durch mehr oder weniger gleichzeitige Entstehung erklärt werden kann (S. 415). Als primäre Hauptumwandlungsprodukte der *Serpentinisierung* werden in der Literatur fast ausschliesslich Lizardit und Chrysotile angegeben. (FRANCIS (1956) erwähnte eine direkte Umwandlung von Olivin und Entstatit zu Anti-

gorit.) Es ist verständlich, dass gerade diese wenig resistenten Primärminerale der Serpentinisierung, in unserem Fall der nachfolgenden recht starken Regionalmetamorphose, zum Opfer fielen. (Heute vorhandener Lizardit und Chrysotil sind als retrograde, nach der Regionalmetamorphose entstandene Bildungen, zu betrachten.)

Wichtigstes Indiz für eine Serpentinisierung sind die Rodingite, die, wie auf S. 427 ausgeführt, *nur mit serpentinisierten Ultramafititen* vorkommen und in unserem Fall auch wirklich fast überall in den Basiten unmittelbar neben den Ultramafititen auftreten.

Klinopyroxene sind sehr resistent gegenüber Serpentinisierung und Regionalmetamorphose, und dieser Widerstandsfähigkeit ist es zu verdanken, dass die Meta-Rodingite heute noch erhalten sind. Es können folgende drei Pyroxengenerationen unterschieden werden (Fig. 5, S. 408):

1. *Stark zersetzter Diopsid A in Ultramafititen:* (vollständig oder fast vollständig zersetzt, primäre Umrisse aber oft noch intakt)	Relikt des primären Klinopyroxens (evtl. Augit)
2. *Teilweise zersetzter Diopsid B in Rodingiten:* wird von alpinem Pargasit stark verdrängt; deformiert (Verbiegung und Bruch)	Bildungsprodukt der Rodingitisierung
3. *Frischer «feinkörniger» Diopsid C* z. T. alpin orientiert, in basischen und ultramafitischen Gesteinen	Bildungsprodukt der alpinen Regionalmetamorphose

Die Beobachtung, dass Diopsid B stark deformiert ist und von alpinem Pargasit verdrängt wird, machen es wahrscheinlich, dass dieser Diopsid zumindest eine präkinematische Bildung ist, also vor der Hauptphase der alpinen Metamorphose gebildet wurde. Die Rodingite vom Geisspfad liegen heute als *Metarodingite* vor.

Auch Vuagnat (1967) und Dal Piaz (1967) halten eine Rodingitentstehung auch ohne regional-metamorphe Bedingungen für möglich. Dies, sowie die Beobachtungen im Geisspfad, stehen im Einklang damit, dass Rodingite auch in *nicht regional-metamorphen* Ultramafititen vorkommen, z. B. in Pakistan (Bilgramie und Howie, 1960).

Die Ursachen der Rodingitisierung wurden schon auf Seite 427 anhand der Bibliographie erläutert. Demnach scheint für die Ca-Anreicherung in den Grenzbereichen des Ultramafitits vor allem in Basiten, z. T. aber auch in Ultramafititen während der Serpentinisierung mobilisiertes Ca verantwortlich zu sein. Einige Autoren vermuten, dass dieses Ca möglicherweise bei der teilweisen Serpentinisierung der Klinopyroxene frei geworden sei, gemäss:

$$\underset{\text{Augit}}{3\,CaMgSi_2O_6 + 2\,H_2O} = \underset{\text{Serpentin}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + 3\,CaO + 4\,SiO_2$$

In den Geisspfad-Ultramafititen könnte das Ca aus den ehemaligen Pyroxenitbändern stammen, welche heute gegenüber normalen Pyroxeniten eher einen Ca-armen Chemismus aufweisen (S. 441). Diese Hypothese scheint aus zwei Gründen plausibel: 1. waren wahrscheinlich vor der Serpentinisierung entlang der Pyroxenitlagen Spalten vorhanden (Platznahme der basischen Gänge, S. 437), welche die Zirkulation von Wässern erleichterten. 2. wurden hauptsächlich gerade die in diese Spalten eingedrungenen basischen Gänge rodingitisiert, während Ca-Metasomatosen in den basischen Randgesteinen weniger umfangreich sind.

Auf S. 454 wurden die prinzipiellen Unterschiede zwischen der Art der Stoffwanderungen, die zu Rodingitisierungen bzw. zu alpinen Metasomatosen führen, beschrieben. Während die leichten Elemente während der alpinen Metamorphose an Gesteinsgrenzen in der Richtung ihres Stoffgefälles wanderten, scheint während der Rodingitisierung das Ca, falls es aus dem Ultramafitit stammt, gegen sein Stoffgefälle gewandert zu sein. Dies ist möglicherweise dadurch zu erklären, dass das Ca in den serpentinisierten Ultramafititen aus Mangel an CO_2, Sio_2, Alkalien etc. nur beschränkt gebunden werden konnte und deshalb in die Grenzbereiche von Ultramafitit-Basit wanderte, wo die betreffenden Elemente genügend vorhanden waren um Carbonat und Ca-Silikate zu bilden.

Die Entstehung der Ophidolomite

Ophicarbonatgesteine sind oft anzutreffende Begleiter von Serpentiniten, deren Genese immer wieder zu Diskussionen Anlass gibt. In letzter Zeit scheinen sich vor allem zwei Hypothesen herauszukristallisieren:

A: Entstehung durch tektonische Vermischung von kalkigem Sediment und Ultramafitit (Diehl, 1938; Peters, 1963; Conti, 1964).

B: Entstehung unabhängig von kalkigen Sedimenten (Bearth, 1967).

Wahrscheinlich sind beide Möglichkeiten in der Natur realisiert. Schon Peters (1963) unterschied im Totalp-Serpentin scharf zwischen der Genese der «roten und grünen Ophicalcite» (zu A) und den «Serpentiniten mit weissen Calcitadern» (zu B).

Weitaus bei den meisten Ophicarbonatgesteinen kann keine Verbindung mit einem kalkigen Sediment, so auch im Geisspfad-Ultramafitit, festgestellt werden. Die Strukturen unserer Ophidolomite deuten auf eine Infiltration von karbonathaltigen Lösungen in breccierte Serpentinite (Fig. 12). Für die Bildung dieser Gesteine könnten ähnliche Prozesse zugrunde liegen wie für die Rodingitentstehung. Ophicarbonatgesteine des Typus B und Rodingite kommen nur mit serpentinisierten Ultramafititen vor. Die Ophicarbonatgesteinsbildung würde demnach, wie Bearth (1967) ebenfalls annimmt, einer Episode

des Serpentinisierungsprozesses entsprechen. Das dafür notwendige Ca wurde gleich wie für die Rodingitisierung während der Serpentinisierung mobilisiert und hat dort, wo CO_2 vorhanden war, zur Carbonatbildung geführt. Im Geisspfadultramafitit haben möglicherweise primär Ophicalcite vorgelegen, welche durch die nachfolgende alpine Regionalmetamorphose zu Ophidolomiten umgewandelt wurden (S. 470).

Die physikalischen Bedingungen während der Serpentinisierung und Rodingitisierung

Experimente früherer Autoren zeigen, dass die Serpentinisierung bei Temperaturen unterhalb 500° C erfolgt. Nach Bowen und Tuttle (1949) und Johannes (1968) wird Olivin unterhalb von ca. 470° C resp. 420° C serpentinisiert (bei 5 kb). Wenner und Hugh (1970) erhielten aus O^{16}/O^{18}-Isotopenuntersuchungen in einigen Serpentiniten Bildungstemperaturen für Chrysotil von 85° C–180° C. Für die Rodingitisierung postulierte Coleman (1967) Temperaturen von 250–500° C und Drucke von mindestens 4 kb.

Nehmen wir für den Geisspfad ähnliche Verhältnisse an, so bedeutet dies, dass *hier die Serpentinisierungs/Rodingitisierungs-Phase bei niedrigeren Temperaturen und Drucken erfolgte als die nachfolgende Regionalmetamorphose.*

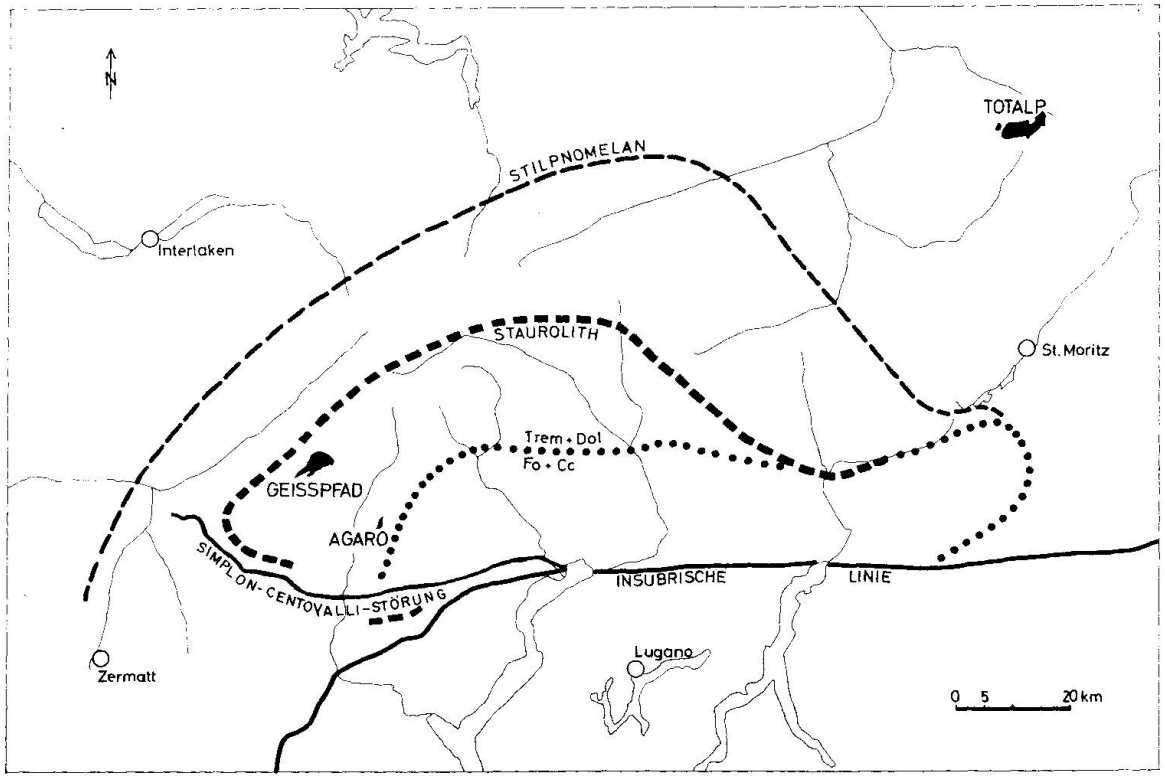


Fig. 31. Übersichtskärtchen der Lage von Geisspfad-, Agaro- und Totalp-Ultramafititen in bezug auf die Zoneographie der alpinen Regionalmetamorphose nach Niggli (1970) und Trommsdorff (1966). Die Isograde Trem + Dol/Fo + Cc bezieht sich auf Calcitmarmore.

C. Die alpine Regionalmetamorphose

1. Überblick

Der Geisspfad-Ultramafitit-Komplex liegt in bezug auf die alpine Regionalmetamorphose nach E. NIGGLI und C. NIGGLI (1965) in der Zone von alpin gebildetem Staurolith. Doch ist gerade in diesem Gebiet die Staurolithgrenze durch wenige Fundpunkte belegt und diese liegen zudem ca. 1000 m tiefer als der Geisspfad: Staurolith im Binnatal (BADER, 1934) und Staurolith + Disthen unterhalb Alpe Devero (CHATTERJEE, 1961). Es ist folglich nicht ausgeschlossen, dass der Geisspfad, obwohl er auf der Karte nach NIGGLI (1970) (Fig. 31) in die Staurolithzone zu liegen kommt, aus topographischen Gründen (Höhenlage!) in Wirklichkeit ausserhalb dieser liegt (wenn angenommen wird, dass hier die Isograden ungefähr horizontal, etwa parallel zu den Deckengrenzen, verlaufen). Der Geisspfad-Ultramafitit-Komplex liegt demnach, vorsichtig ausgedrückt, in der Nähe der Staurolithisograde, also in der Nähe der Grenze zwischen Grünschieferfazies und Amphibolithfazies. In den Bündnerschiefern des Geisspfades kommt Oligoklas neben Karbonat vor. Nach WENK (1962) befindet sich unser Gebiet also im Bereich von An 17–30 und die Grenze des ersten Auftretens von Plagioklas mit An > 30 liegt nach WENK hier etwas westlich der Staurolithisograde.

2. Mineralneubildungen während der alpinen Regionalmetamorphose

a) Die Paragenesen

Folgende Paragenesen wurden beobachtet:

In Ultramafititen:	*In basischen Gesteinen:*
Ol + Antig + Trem ± Dio A	Hbl + Ab
Ol + Antig ± Trem ± Dio A ± Chl	Hbl + Ab + Phlog
Ol + Antig + Dio A	Hbl + Ab + Ep ± Phlog + ± Chl
Ol + Chrys *) ± Antig	Hbl + Ep + Chl
Ol + Trem ± Pennin	Hbl + Dio B ± Chl
(Ol + Chrys *) + Liz *) ± Trem) **)	Hbl + Dio B + Gross/Andr ± Ves ± Chl *)
(Ol + Cc ± Trem) **)	Hbl Chl ± Ep ± Chl
Antig + Trem	Dio B + Chl *) ± Gross/Andr
Antig + Trem + Dol	Chl + Magnetit
Antig + Talk ± Dol	Phlog + Ep ± Chl
Ta + Akt ± Dol	
Ta + Akt ± Chl	
Ta + Magnesit	
Ta + Chl + Dol	
Trem + Chl	*) Retrograde Bildungen
Trem + Chl + Dio ± Dio A	**) Olivingänge

Die teilweise umgewandelten Diopside A und B sind wahrscheinlich nicht im Gleichgewicht mit den andern Mineralien.

Im Gegensatz zu früheren Autoren betrachtete ich (Keusen, 1970) die vorliegenden Mineralassoziationen fast ausschliesslich als Neubildungen der alpinen Regionalmetamorphose. Ausnahmen sind: während der Rodingitisierung entstandener Diopsid B und evtl. Ferrochromite, resp. Chrommagnetite.

b) Die Metamorphose der Ultramafitite

Weitaus wichtigste Minerale in den Ultramafititen sind Antigorit, Olivin und Tremolit, wobei Antigorit und Olivin derart miteinander verwachsen sind, wie dies nur durch eine mehr oder weniger gleichzeitige Entstehung erklärt werden kann (S. 416). Tremolit neigt zu Porphyroblastenbildung und wurde von Preiswerk (1901) als eine der letzten Neubildungen betrachtet. Dafür fehlen jedoch eindeutige Anzeichen (Umschliessen von andern Mineralien etc.).

Antigorit, der einer der höchsten bekannten Al-Gehalte aufweist (4% Al_2O_3), kann nicht als das primäre Produkt der Serpentinisierung angesehen werden, da er nirgends andere Minerale verdrängt. Er ist vielmehr als eine alpine Neubildung zu betrachten. Dies steht im Einklang mit Peters (1963, 1968) und Evans und Trommsdorff (1970), wonach Antigorit in den Alpen nur in höher metamorphen Ultramafititen vorkommt (siehe auch Tab. 22).

Olivin wird in allen Fällen ebenfalls als alpine Neubildung angesehen. Zu diesem Schluss führten vor allem strukturelle Beobachtungen (alpine Einregelung, Verwachsungen mit alpinem Antigorit (Fig. 8, 11). Zudem hat Bearth (1967) weiter westlich in den etwas weniger metamorphen Ophiolithen von Zermatt-Saas-Fee Neubildungen von Olivin vermutet. Der untergeordnet vorhandene *Diopsid* ist mehr oder weniger stark angefressen und scheint nicht im Gleichgewicht mit den übrigen Mineralien zu sein. Dabei ist nicht sicher, ob es sich dabei um Relikte primärer Diopside handelt oder ob ursprünglich Al-haltige Augite vorlagen. Letzteres scheint wahrscheinlicher (S. 417): Das Al des früheren Augits ist heute in Antigorit eingebaut. (In Antigorit-reicheren Gesteinen enthält Antigorit weniger Al, S. 411.) Al-Verlust ist auch für die Umwandlung der *Chromspinelle* typisch. Heute liegen in den Geisspfad-Ultramafititen praktisch Al-freie Chrommagnetite oder Ferrochromite vor, welche von Chromchloriten (Al-Fänger) umsäumt sind.

Die Paragenese Ant + Ol + Trem ist die häufigste in den Ultramafititen vom Geisspfad und typisch für die lherzolithischen Gesteine. Die Ant-Ol-Trem-Felse entstanden während der alpinen Regionalmetamorphose, wahrscheinlich aus Serpentiniten.

Im folgenden wurde versucht, die Umwandlungen Lherzolit → Serpentinit und Serpentinit → Ant-Ol-Trem-Fels in Gleichungen zu formulieren.

Als Beispiel eines Serpentinits wurde der Totalpserpentin (Peters, 1963) gewählt, welcher chemisch mit den lherzolithischen Ant-Ol-Trem-Felsen vom Geisspfad äquivalent ist.

I. Serpentinisierung eines Lherzoliths nach PETERS (1963)
(von mir ergänzt durch die entsprechende Menge Klinopyroxen, welcher mehr oder weniger unverändert bleibt)

$$\underset{\text{Olivin}}{54\,[(Mg_{3,7}Fe_{0,3})\,(Si_2O_8)]} + \underset{\text{Enstatit}}{15\,[(Mg_{1,8}Fe_{0,2}Si_2O_6)]} + \underset{\text{Augit}}{14\,[(Ca_{1,5}Fe_{0,2}Mg_{2,0}Al_{0,3})\,(Al_{0,3}Si_{3,7}O_{12})]} + 168\,H_2O + 4\,O$$

$$\rightarrow \underset{\text{Chrysotil}}{42\,[(Mg_6Si_4O_{10})\,(OH)_8]} + \underset{\text{Augit}}{14\,[(Ca_{1,5}Fe_{0,2}Mg_{2,0}Al_{0,3})\,(Al_{0,3}Si_{3,7}O_{12})]} + 8\,Fe_3O_4$$

II. Umwandlung eines lherzolithischen Serpentinits zu einem Ant-Ol-Trem-Fels

$$\underset{\text{Chrysotil}}{50\,[(Mg_{5,7}Fe_{0,3})\,(Si_4O_{10})\,(OH)_8]} + \underset{\text{Augit}}{16\,[(Ca_{1,5}Fe_{0,2}Mg_{2,0}Al_{0,3})\,(Al_{0,3}Si_{3,7}O_{12})]} + 2\tfrac{2}{3}\,Fe_3O_4 \rightarrow$$

$$\underset{\text{Olivin}}{36\,(Mg_{3,4}Fe_{0,6})\,(Si_2O_8)} + \underset{\text{Antigorit}}{24\,(Mg_{5,6}Fe_{0,2}Al_{0,2})\,(Al_{0,2}Si_{3,8}O_{10})\,(OH)_8]} +$$

$$\underset{\text{Tremolit}}{6\,[(Ca_4Mg_{9,8}Fe_{0,2})\,(Si_{16}O_{44})\,(OH)_4]} + 92\,H_2O + 1\tfrac{1}{3}\,O_2$$

Gleichung II wurde auf folgende Weise gefunden:

— Bei den beteiligten Mineralien wurden die aus den Analysen berechneten Mineralformeln eingesetzt. Für Augit und Chrysotil (Hauptbestandteile des Totalp-Serpentinits) verwendete ich sinngemäss die Analysen von PETERS (1963).

— Spinelle und ihre Umwandlungsprodukte wurden als mehr oder weniger geschlossene Systeme betrachtet und nicht berücksichtigt.

— In erster Linie wurde darauf geachtet, ohne Stoff Zu- oder Wegfuhr auszukommen (mit Ausnahme von H_2O, O_2). Die quantitativen Anteile der Minerale ergaben sich dabei von selbst.

Rechnet man die Gleichungen quantitativ (in Gew.-%) um, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit den entsprechenden Gesteinen in der Natur:

I. *Lherzolith* (Totalp) mit 56% Ol + 22% Enst + 22% Aug	→	*Serpentinit* (Totalp) mit 77% Serp + 21% Aug + 2% Magnetit
	plus 10% H_2O	
II. *Serpentinit* (erhalten aus Olivinfels) mit 79% Serp + 20% Aug + 1% Magnetit	→	*Olivin-Antigorit-Tremolit-Fels* (Geisspfad) mit 32% Ol + 40% Ant + 28% Trem
	minus 4% H_2O	

Da Ausgangsgesteine und Produkte chemisch identisch sind, ist es nicht überraschend, dass die Umwandlungen *isochemisch* möglich sind. Bei der Umwandlung von Serpentinit zu Ant-Ol-Trem-Fels (Gleichung II) wurde frei-

gewordenes Si und Ca in Tremolit und Al in Antigorit eingebaut (bei der Umwandlung von Chrysotil zu Olivin wird Si frei!).

Zu viel vorhandenes Fe wurde bei der Serpentinisierung vorübergehend in Magnetit eingebaut und bei der Metamorphose für die recht Fe-reichen Mineralien Forsterit und Antigorit verwendet. Unsere Gesteine sind daher eher arm an Magnetit (mit Ausnahme der Spinellumwandlungsprodukte). Eine ähnliche Rolle hat wahrscheinlich das Element Ni gespielt. Da primäre und rekristalisierte Olivine beide 3000–4000 ppm Ni enthalten (S. 456), muss Ni in den praktisch Olivin-freien Serpentiniten in eine andere Phase eingebaut worden sein, am ehesten in Pentlandit und Linneit, welche heute noch nachgewiesen werden können.

SiO_2-MgO-CaO-Dreieck (Fig. 32a, b)

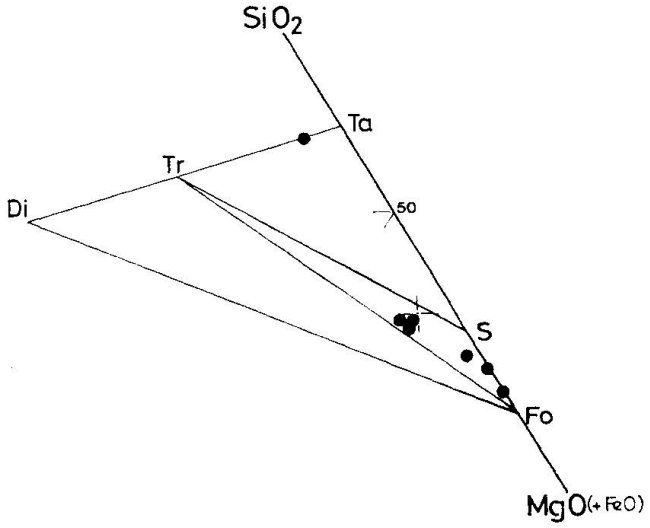
Neben der Paragenese Antig + Ol + Trem tritt in Al-reichen Ultramafititen (ursprüngl. Pyroxenite) Chl + Trem auf, während Si-reichere Abkömmlinge von Ultramafititen Talk + Antig oder Talk + Akt führen. In Fig. 32a sind die Analysen ultramafitischer Gesteine vom Geisspfad (mit Ausnahme der Al-reicheren Chl-Trem-Felse) ins SiO_2-MgO-CaO-Dreieck eingetragen.

Häufigste Paragenese ist, wie schon erwähnt, jene von Antig + Ol + Trem (die Analysenpunkte fallen in unmittelbare Nähe der Lherzolithe von Lherz). Dies steht im Einklang mit Evans und Trommsdorff (1971), wonach in der Nähe der Staurolith-Isograde Serp + Fo + Trem stabil ist (Fig. 32b). Ebenfalls bestätigt wird die Paragenesen-Abfolge von Evans und Trommsdorff durch die Beobachtungen in den etwas südlicheren und höher metamorphen Agaro-Ultramafititen, in welchen Ta + Trem + Fo wichtigste Paragenese ist.

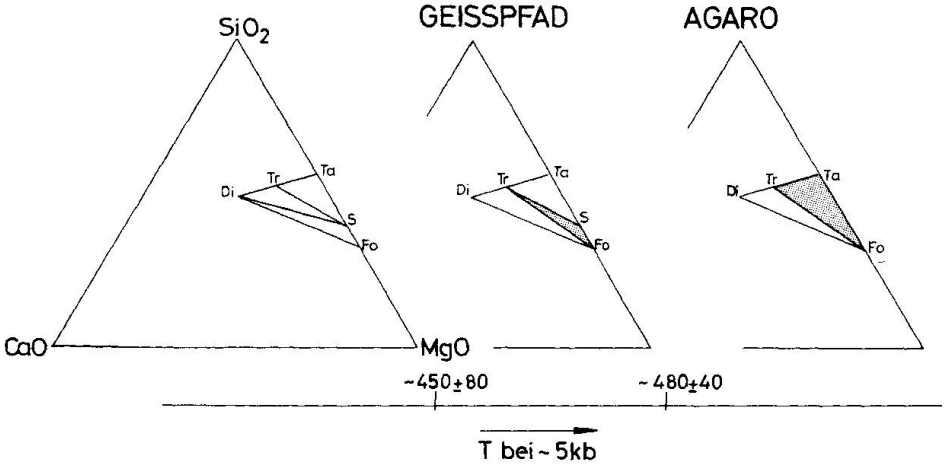
Interessant ist nun folgende Feststellung:

Sowohl im Geisspfad- wie auch im Agaro-Ultramafitit kommen untergeordnet Paragenesen vor, welche nach Evans und Trommsdorff nicht stabil mit den häufigsten Paragenesen sein können. Die Paragenesen Antig + Ol + Dio im Geisspfad und Ol + Antig in Agaro sind nur bei tieferen Temperaturen als die Hauptparagenesen stabil (Fig. 32b). Dafür scheinen zwei Erklärungen möglich. Entweder handelt es sich bei den untergeordneten Paragenesen Antig + Ol + Dio vom Geisspfad und Ol + Antig von Agaro um reliktische Paragenesen, welche bei tieferen Temperaturen stabil *waren* und höhere Temperaturen z. T. überstanden. Sie könnten in diesem Falle als Indiz für progressive Metamorphose gewertet werden.

Hingegen muss aber darauf hingewiesen werden, dass im Diagramm von Evans und Trommsdorff (Fig. 32a + b) FeO und Al_2O_3 unberücksichtigt sind. Bei Anwesenheit dieser beiden Komponenten – die Geisspfad-Ultramafitite enthalten immerhin ca. 7% FeO und bis 4% Al_2O_3 – kann nicht ohne weiteres mit Trennkurven für die einzelnen Paragenesen gerechnet werden, sondern die Übergänge erfolgen wahrscheinlich in relativ breiten PT-Feldern. Unter-



a) SiO_2-CaO-MgO-Normen ultramafititischer Gesteine vom Geisspfad. Die Al-reichen Chlorit-Tremolit-Felse wurden nicht berücksichtigt. Kreuz: Lherzolith von Lherz.



b) Paragenesen-Abfolgen für den Übergang von Grünschiefer- zu Amphibolith-Fazies nach EVANS und TROMMSDORFF (1970).

Fig. 32 a und b.

lag nun ein Gestein gerade den PT-Bedingungen eines solchen Feldes, so könnten in diesem Gestein Paragenesen von beiden Seiten nebeneinander stabil sein.

Uns erscheint die Hypothese einer progressiven Metamorphose deshalb sympathisch, weil Diopsid und Antigorit im Geisspfad- resp. Agaro-Ultramafitit deutliche Zersetzungserscheinungen zeigen und deutlich in der «Defensive» sind.

Mineralogischer Vergleich mit anderen mehr oder weniger metamorphen Ultramafititen

Aus Tab. 22 ist ersichtlich, dass in höher metamorphen Ultramafititen das Serpentinmineral Antigorit stabil ist. Beim Auftreten von Chrysotil und

Tabelle 22. *Auftreten einiger gesteinsbildender Minerale in verschieden metamorphen Ultramafititen.* Zusammengestellt unter Verwendung der Angaben von PETERS 1963 (Totalp), BEARTH, 1967 (Zermatt), WIELAND, 1966 (Agaro) und eigenen Beobachtungen am Geisspfad und Agaro

	Totalp Prehnit-Pumpellyit-Fazies	*Zermatt* Grünschiefer-Fazies	*Geisspfad* Grenze Grünschiefer/Amphibolit-Fazies	*Agaro* Amphibolit-Fazies
Chrysotile, Lizardit	———	———		
Antigorit			———	———
Chlorite	———	———	———	———
Calcit	———	———		
Dolomit			———	———
Magnesit			———	———
Primärer Olivin	———	- - - -		
Neugebildeter Olivin		- - - -	———	———
Titanklinohumit		———		
Ilmenit			———	———
Magnetit	———	———	———	———
Hämatit	———	———		

Lizardit neben Antigorit muss immer geprüft werden, ob es sich bei den beiden erstgenannten Serpentinmineralien nicht um retrograde Bildungen (wie im Geisspfad-Komplex) handelt, welche nach dem Antigorit entstanden. Calcit scheint auf niedriger metamorphe, Dolomit und Magnesit jedoch auf höher metamorphe Ultramafitite beschränkt zu sein. Der Wechsel von Calcit zu Dolomit oder Magnesit erfolgt möglicherweise irgendwo in der Nähe der Staurolith-Isograde, was wir durch eigene Bestimmungen von Carbonaten aus andern Ultramafititen (Visp, Zermatt, Oberhalbstein, Engadin, Malenco) bestätigt fanden. Olivin wird offenbar bei Bedingungen neugebildet, welche in der oberen Grünschieferfazies herrschten. Die Rolle des Titanklinohumits ist noch unklar. Weitere Untersuchungen (vor allem im Malenco-Serpentinit) müssten zeigen, ob dieses Mineral wirklich nur in einem schmalen Bereich der oberen Grünschieferfazies vorkommt. Ilmenit scheint auf höher metamorphe Ultramafitite beschränkt (auch im Oberhalbstein, welcher im Bereich der Grünschieferfazies liegt, fehlt Ilmenit nach DIETRICH, 1969). Hämatit kommt hingegen möglicherweise nur in niedrig metamorphen Ultramafititen vor. Chlorite sind in ultramafititischen Gesteinen Durchläufer. Bei Gegenwart von Quarz verschwindet Chlorit oberhalb der Grünschieferfazies (WINKLER, 1967).

Die Metamorphose der basischen Begleitgesteine

Wichtigste alpine Neubildung ist hier Amphibol. Entsprechend den Chemismen der Wirtgesteine handelt es sich um Al-reiche Hornblendevarietäten («Gotthardite» nach ANGEL, 1967) gegenüber Al-armen Tremoliten in den Ultramafititen. Der Al-Gehalt ist in allen Fällen $> 15\%$, wobei die Anteile an oktaedrisch gebundenem Al^{VI} sehr gross sind. Pargasit HK 285 enthält mit $Al^{VI} = 1{,}24$ pro halbe Elementarzelle einen der höchst möglichen Al^{VI}-Gehalte nach LEAKE (1965). Nach LEAKE (1968) und KOSTYUK und SOBOLEV

(1969) sind hohe Al^{VI}-Werte ein Hinweis für hohe Drucke. Dies steht im Einklang mit den Disthenvorkommen in der Nähe des Geisspfads. Zudem wurden Hornblenden mit hohen Al^{VI}-Gehalten in den Alpen oft zusammen mit Disthen gefunden (STEIGER, 1961, und FREY, 1969).

Im übrigen treten Neubildungen auf, wie sie in basischen Gesteinen für den Übergang Grünschiefer-Amphibolit-Fazies typisch sind. Für die nicht rodingitisierten Basite sind Phlogopit, Albit und Epidot führende Hornblendeschiefer typisch, während in den Metarodingiten während der Regionalmetamorphose hauptsächlich Pargasit, Grossular-Andradit, Vesuvian, Epidot und Diopsid C gebildet wurden.

3. Retrograde Metamorphose

Vieles deutet darauf hin, dass das Abklingen der alpinen Metamorphose mit einer erhöhten H_2O-Aktivität verbunden war. Pyroxene und Pargasite wurden retrograd chloritisiert und alpin gebildete Olivine retrograd serpentinisiert. Das Erkennen von retrograden Serpentinmineralien ist mineralfaziell wichtig für Ultramafitite (Tab. 22). In unsern Gesteinen ist diese spätalpine Zersetzung der Olivine meist minim und auf feine Äderchen von α-Chrysotil beschränkt. Nur in den Olivingängen ist die retrograde Serpentinisierung ausgeprägter (Zirkulation von Wässern) und geht z. T. bis zur vollständigen Umwandlung von Olivin zu Maschen aus α-Chrysotil und Lizardit.

Wo Antigorit neben retrograden Serpentinmineralien vorhanden ist, kann im Dünnschliff oft festgestellt werden, dass jener älter ist.

Neben diesen retrograden Umwandlungen entstanden geschlossene Spaltenfüllungen und schliesslich Mineralbildungen in offenen Klüften.

Die Olivingänge

Folgende Beobachtungen sprechen für eine spätalpine Entstehung der Olivingänge:

— Die Olivingänge sind parallel zu einem jungen Bruchsystem (S. 425ff.).
— Das Fehlen von Antigorit. Olivin wurde lediglich retrograd serpentinisiert, d. h. dass die Olivingänge während der eigentlichen Serpentinisierungsphase wahrscheinlich noch nicht vorhanden waren.
— Die Cr/Ni-Verhältnisse deuten auf eine lateralsekretionäre Bildung (S. 448).

Die Olivingänge sind genetisch wohl am ehesten mit den von STECK (1966) im Aarmassiv beschriebenen Milchquarzgängen zu vergleichen.

4. Stoffwanderungen

Wie unter anderem von FREY (1969), JÄGER (1970), EVANS und TROMMSDORFF (1970) wird auch hier eine weitgehend isochemische Umwandlung der

Gesteine *während der alpinen Regionalmetamorphose* befürwortet (S. 440). Während dieser Phase entstandene Metasomatosen können nur an Grenzen von chemisch verschiedenen Gesteinen beobachtet werden. Stoffwanderungen erfolgten hier meist nur im cm- bis dm-Bereich, in einigen Fällen bis m; sie sind deutlich weniger umfangreich als die Stoffwanderungen während der Rodingitisierung.

5. Temperatur und Druck während der alpinen Regionalmetamorphose

Der Geisspfad-Ultramafitit-Komplex lag während der alpinen Regionalmetamorphose schon in den heutigen Rahmengesteinen (S. 460) und war deshalb mehr oder weniger gleichen Bedingungen wie diese unterworfen. Die vorhandenen experimentellen Daten deuten denn auch auf mehr oder weniger gleiche PT-Bedingungen während der alpinen Metamorphose in Rahmengesteinen und Ultramafitit-Komplex. Nach WINKLER (1967) müssen im Geisspfadgebiet Temperaturen von ca. 500–550° C (Grenze Grünschiefer-Amphibolithfazies) und Drucke von mindestens 5 kb (Disthen) geherrscht haben. Nach EVANS und TROMMSDORFF (1970) soll die für unsere Ultramafitite typische Paragenese Fo-Serp-Trem bei 5 kb in einem Bereich von etwa 450–480° $\pm$ 40° C stabil sein (diese Temperaturangabe gilt allerdings für Chrysotil und dürfte für Antigorit etwas höher liegen). Hohe Al^{VI}-Gehalte der Hornblenden in den basischen Begleitgesteinen der Ultramafitite deuten zudem auf hohe Drucke.

Unter diesen Voraussetzungen ist es nicht überraschend, dass Olivin eine der charakteristischten Neubildungen in unsern Ultramafititen ist: Nach BOWEN und TUTTLE (1949) und KITAHARA et al. (1967) entsteht Olivin aus Chrysotil bei 5 kb ab Temperaturen von ca. 470° C, nach JOHANNES (1968) ab ca. 420° C.

Die Bildung der Paragenese Fo + Cc in den Olivingängen, welche nach TROMMSDORFF (1966) in Calcitmarmoren weiter südlich (Fig. 31) bei Temperaturen über 600° C auftritt, wurde in unserem Falle durch einen hohen H_2O-Partialdruck ermöglicht (METZ, 1967), was für eine gangartige Kluftbildung nicht überraschend ist.

Tabelle 23. *Entwicklungsschema des Geisspfad-Ultramafitit-Komplexes*

	Gesteine im jeweiligen Zustand	Wichtigste Mineralbildungen	[ ] = heute nicht mehr vorhand.
Kristallisation im oberen Erdmantel	Gebänderte Spinell-Lherzolithe + basische Randgesteine	In Ultramafititen	In Basiten
	Lherzolithe, Dunite, Pyroxenite und Cr-Spinell-Lagen	Klinopyroxen, [*Orthopyroxen*] [*Olivin*], [*Cr-Spinell*]	?
Bildung von Klüften parallel zur Primär-Bänderung des Ultramafitits			
Platznahme von basischen Gängen parallel zur Bänderung	Basische Gänge, meist parallel, selten schwach diskordant zur Primär-Bänderung		?
Serpentinisierung (H_2O-Zufuhr)	Serpentinite: Olivine und Orthopyroxene vollständig, Klinopyroxen teilweise serpentinisiert. Cr-Spinell teilweise umgewandelt	[*Chrysotile*], [*Lizardit*], [*Magnetit*] Pentlandit-Linneit	
Rodingitisierung (Ca-Metasomatose)	Rodingite: Gänge nahezu vollständig rodingitisiert, Randgesteine an der Grenze Serpentinit-Randgestein		Diopsid B, [*Epidot*], [*Ca-Granate*], [*Calcit*], [*Vesuvian*], [*Prehnit*]
	Ophicalcite	[*Calcit*]	
Alpine Metamorphose (teilweise Entwässerung) ↓ progressiv	Antigorit-Olivin-Tremolit-Felse Antigorit-Olivin-Schiefer Chlorit-Tremolit-Felse reine Olivin-Felse Ophidolomite	Diopsid A + Antigorit Antigorit + Olivin + Tremolit, Klinochlor, Chromklinochlor, Chrommagnetit und Ferrochromit, Dolomit, Magnesit, Ilmenit	Pargasit, Epidot, Grossular/Andradit, Vesuvian, Phlogopit, Albit, Ilmenit, Calcit, Diopsid C
Retromorphose (zunehmende H_2O-Aktivität)	Olivin-Gänge	Olivin, Tremolit, Calcit	
Retrograde Serpentinisierung und Chloritisierung ↓ retrograd	Chrysotil-Olivin-Felse	α- und γ-Chrysotil und Lizardit	Teilweise Umwandlung von Diopsid B und Pargasit zu Chlorit
Alpine Kluftmineralbildungen		α- und γ-Chrysotil, Lizardit, Aktinolith, Magnetit, Pennin, Klinochlor, Apatit, Titanit	Epidot, Albit, Zeolithe, Calcit, Prehnit, Grossular/Andradit, Titanit, Apatit, Vesuvian

LITERATURVERZEICHNIS

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

ALBEE, A. L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. Amer. Min. 47.

ANGEL, F. (1929): Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). Z. Krist. Min. 72.

— (1967): Über Mineralzonen, Tiefenzonen und Mineralfazies. Rückblicke und Ausblicke. Fortschr. Min. 44.

BADER, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentales. SMPM 14.

BAMBAUER, H. U., EBERHARD, E., CORLETT, M. und VISWANATHAN, K. (1967): Diagrams for the determination of Plagioclases using X-ray methods. SMPM 47, 1.

BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 132.

BEESON, M. H. and JACKSON, E. D. (1969): Chemical composition of altered chromites from the Stillwater Complex, Montana. Amer. Min. 54.

BIANCHI, A. (1914): Ilmenite di Val Devero (Ossola). Rend. R. Acc. Lincei. 23.

— (1916): Titanite di Val Devero (Ossola). Atti Soc. It. Sci. Nat. 55.

— (1920a): Augite diopsidica del Monte Cervandone in Val Devero (Ossola). Atti Soc. It. Nat. 59.

— (1920b): Apatite di Val Devero (Ossola). Atti Soc. It. Nat. 58.

— (1923): Di alcuni interessanti cristalli di andradite nel serpentino del Passo della Rossa (Geisspfadpass). Rend. R. Acc. Naz. Lincei, 32.

BILGRAMIE, S. A. and HOWIE, R. A. (1960): The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. Amer. Min. 45.

BLOXAM, T. W. (1954): Rodingite from the Girvan-Balltrae-Complex, Ayrshire. Min. Mag. 30.

BONNEY, G. T. (1908): On antigorite and the Val Antigorio, with notes on other Serpentines containing this mineral. Quart. J. Geol. Soc., 64.

BORCHERT, H. (1958): Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. N. Jb. Min. Abh. 91.

BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediteranen Orogens. Schweizer-Spiegel-Verlag, Zürich.

BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1949): The system MgO-SiO_2-H_2O. Bull. Geol. Soc. Amer. 60.

CHATTERJEE, N. D. (1961): The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy. Geol. Rdsch. 51/1.

CHESTERMAN, C. W. (1960): Intrusive ultrabasic rocks and their metamorphic relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California. Int. Geol. Congr. 21st, Copenhagen 1960, pt. 13.

CREMER, V. (1966): Die Mischkristallbildung im System Chromit-Magnetit-Hercynit zwischen 1000° und 500° C. Diss. Univ. München.

COGULU, E. et VUAGNAT, M. (1965): Sur l'existance de rodingites dans les Serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskisehir, Turquie). SMPM 45.

CONTI, S. (1964): Rassegna casistica delle ofioliti italiane. I. Petrogenesi e classificazione delle Serpentiniti. Atti Ist. geol. Univ. Genova II.

COLEMAN, R. G. (1967): Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. U.S. Geol. Surv. Bull. 1247.

DAL PIAZ, G. V. (1967a): Le «granatiti» (rodingiti l. s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane. Mem. Soc. Geol. It. 6.

— (1967b): Le rodingiti l. s. nelle galleria «Petit Monde» della Autostrada Quincinetto-Aosta. Boll. Soc. Geol. It. 86.

DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien), SMPM 18.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Verlag H. Lang & Cie. AG, Bern.

EVANS, B. W. and TROMMSDORFF, V. (1970): Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the System CaO-MgO-SiO_2-H_2O. SMPM 50/3.

DUPARC, L. et MRAZEC, L. (1894): Note sur la serpentine de la Vallée de Binnen (Valais). Bull. Soc. franç. Min. 16.

FAUST, G. T. and FAHEY, J. J. (1962): The serpentine-group minerals. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 384 A.

FRANCIS, G. H. (1956): The serpentinite mass in Glen Urquhart, Invernessshire, Scotland. Amer. J. Sci. 254.

FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 137.

GERLACH, H. (1883): Die Penninischen Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, 27. Lfg.

GOLDING, H. G. and BAYLISS, P. (1968): Altered chrome ores from the Collac Serpentine Belt, New South Wales, Australia. Amer. Min. 53.

GRAESER, S. (1965): Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales. SMPM 45/2.

— (1968): Lead isotopes and minor elements in galenas and sulphosalts from Binnatal. Earth. Planet Sci. Letters 4.

GRANGE, L. I. (1927): On the "Rodingite" of Nelson. New Zealand Inst. Trans. 58.

GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1963): Mineral assemblages in a model Mantle composition. J. Geophys. Res. 68/3.

GRUNAU, H. R. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. Diss. Bern.

GOLDSMITH, J. R. and GRAF, D. L. (1958): Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg-carbonates. Amer. Min. 43.

HEINRICH, E. W. (1946): Studies in the mica group, the biotite-phlogopite series. Amer. J. Sci. 244.

HESS, H. H. (1949): Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, Part I. Amer. Min. 34.

HEY, M. H. (1954): A new review of the chlorites. Min. Mag. 30.

HEZNER, L. (1914): Analyse eines Granats im Asbest vom Binnental. Zbl. Min. Geol. Pal.

HIESSLEITNER, G. (1951): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teils von Kleinasien. Jb. Geol. Bundesanst. Wien.

JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. Fortschr. Min. 47/1.

JÄGER, E., HUNZIKER, J. and GRAESER, S. (1969): Colloquium on the geochronology of phanerozoic orogenic belts (unpubl.).

JAFFÉ, F. C. (1965): Les ophiolites et les roches connexes de la region du col des Gets. SMPM 35/1.

JOHANNES, W. (1968): Experimental investigation of the reaction forsterite + H_2O = serpentine + brucite. Contr. Min. Petr. 19.

KENNGOTT, A. (1866): Minerale der Schweiz nach ihren Eigenschaften und Fundorten. Verlag W. Engelmann, Leipzig.

KEUSEN, H. R. (1970): Genese der basischen und ultrabasischen Gesteine vom Geisspfad, Wallis, Schweiz. Fortschr. Min. 48/1.

KEUSEN, H. R. und BÜRKI, H. (1969): Thomsonit und andere Faserzeolithe als Kluftminerale in Begleitgesteinen der Ultrabasite vom Geisspfadpass im Binnatal. SMPM 49/3.

KITAHARA, S., TAKENOUCHI, S. and KENNEDY, G. C. (1966): Phase relations in the system MgO-SiO_2-H_2O at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci. 264.

KORAK, H. J. (1950): Die Serpentinite des Ochsners und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Facies verschiedener geologischer Stellung. N. Jb. Abh. 81.

KRAUSE, H. (1958): Erzmikroskopische Untersuchungen an türkischen Chromiten. N. Jb. Min. Abh. 90.

KORNPROBST, J. (1969): Le massiv ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites à grenat ou sans grenat, qui leur associés. Contr. Min. Petr. 23.

KOSTYUK, E. A. and SOBOLEV, V. (1969): Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. Lithos 2/1.

LALLEMANT, H. G. A. (1967): Structural and petrofabric studies of an "alpine-type" peridotite: the Lherzolithe of the French Pyrenees. Leidse Geol. Medd. 42.

LEAKE, B. E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Amer. Min. 50.

— (1968): A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 98.

LIPMAN, P. W. (1964): Structure and origin of an ultramafic pluton in the Klamath Mountains, California. Amer. J. Sci. 262.

MARSHALL, P. (1911): The geology of the Dun Mountains subdivision, Nelson. New Zealand Geol. Surv. Bull. 12.

MERCY, E. (1967): Distribution of Mn, Cr, Ti and Ni in coexisting minerals of ultramafic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta 31.

METZ, P. (1967): Experimentelle Bildung von Forsterit und Calcit aus Tremolit und Dolomit. Geochim. Cosmochim. Acta 31.

MILES, K. R. (1950): Garnetized gabbros from the Eulaminna district, Mt. Margaret goldfield. Western Australia Geol. Surv. Bull. 103/2.

MILLER, R. (1953): The Webster-Addie ultramafic ring, Jackson Country, North Carolina and the secundary alteration of its chromite. Amer. Min. 38.

MILNES, A. G. (1968): Strain analysis of the basement nappes in the Simplon Region, Northern Italy. Int. Geol. Congr. Prague, 1968, sect 3.

MUELLER, P. (1959): Kalksilikatfelse im Serpentin des Piz Lunghin bei Maloja. Ein Beitrag zur Genese der Rodingite. Chemie der Erde, 22.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stipnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). Eclogae geol. Helv. 58/1.

NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Min. 47.

NIGGLI, P. (1936): Die Magmentypen. SMPM 16.

NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser. 14. Lfg.

O'HARA, M. J. (1966): Mineral Facies in Ultrabasic Rocks, p. 7–18 in Ultramafic and related Rocks, P. J. Wyllie ed. J. Wiley and Sons Inc., New York.

PAGE, N. J. (1968): Chemical Differences among the serpentine "Polymorphs". Amer. Min. 53.

PETERS, A. (1968): Ein neues Verfahren zur Bestimmung von Eisen(II)-oxid in Mineralien und Gesteinen. N. Jb. Min. Mh.

PETERS, TJ. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. SMPM 43.

— (1968): Distribution of Mg, Fe, Al, Ca and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalp Serpentinite (Davos, Switzerland) and the alpine metamorphosed Malenco-Serpentinite (N. Italy). Contr. Min. Petr. 18.

PETRASCHECK, W. E. (1959): Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. Geol. Rdsch. 48/1.

PHILLIPS, A. H. and HESS, H. H. (1936): Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. Amer. Min. 21.

PREISWERK, H. (1901): Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. Diss. Basel.

RAMDOHR, P. (1960): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin.

READ, H. H. (1934): On the zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. Min. Mag. 33.

ROEVER, W. P. (1957): Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch. 46/1.

ROST, F. (1949): Das Serpentinit-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien. Heidelb. Beitr. 46.

— (1959): Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freib. Forsch. H. C 58.

— (1967): Zur faziellen Einstufung österreichischer Peridotite. Mitt. Blatt. Joanneum. Graz. Abt. Min. 1/2.

— (1968): Vergleich der Ultramafitite der Ivreazone mit Peridotiteinschaltungen im europäischen kristallinen Grundgebirge. SMPM 48/1.

SCHLOCKER, J. (1960): Rodingite from Angel Island, San Francisco Bay, California. Geol. Surv. res. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B.

SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1 : 50000. Spez. Karte Nr. 48, Schweiz. Geol. Komm.

SCHWEIZER, E. (1840): Über den Antigorit, ein neues Mineral. Ann. der Physik und Chemie/Poggendorff.

SHIROZU, H. (1958): x-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorite in Japan, with a note of their interference colours. Min. J. Jap. 2.

SPANGENBERG, K. (1943): Die Chromitlagerstätte von Tampadel am Zobten. Z. prakt. Geol. 51.

STEIGER, R. (1961): Die Hornblende der Tremolaserie. SMPM 41.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Verlag Stämpfli, Bern.

STUEBER, A. M. and GOLES, G. G. (1967): Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. Geoch. Cosmochim. Acta 31.

TEX, E. DEN (1949): Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massiv de Beldonne). Leidse Geol. Medd. 15.

— (1970): Alter, Herkunft und Ortsstellung alpidischer Ultramafitite im Lichte neuer Korngefügeforschungen. Fortschr. Min. 48/1.

STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 130.

THAYER, T. P. (1960): Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro-complexes. Inter. Geol. Congr. Copenhagen, 1960, pt. 13.

TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. SMPM 46/2.

TROMMSDORFF, V. and EVANS, B. W. (1969): The stable association Enstatite-forsterite-chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. SMPM 49/2.

TUREKIAN, K. K. (1963): The Cr and Ni distribution in basaltic rocks and eclogites. Geoch. Cosmochim. Acta. 31.

TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer. 72.

VUAGNAT, M. (1965): Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Campatsch (Basse Engadine). Eclogae geol. Helv. 58.

— (1967): Quelques réflexions sur les ophisphéerites et les rodingites. Rend. Soc. Min. It. 23.

WEISER, T. (1967): Untersuchungen mit der Mikrosonde über die Zusammensetzung von Chromiten. N. Jb. Min. Abh. 107/2.

WEINSCHENK, E. (1894): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Grossvenedigerstockes. Abh. bayr. Akad. Wiss. II. Cl. XVII. Bd. III.

WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM 42.

WENNER, D. B. and TAYLOR, H. P. (1970): Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite. Abstr. in 1970 annual meeting Geol. Soc. Amer.

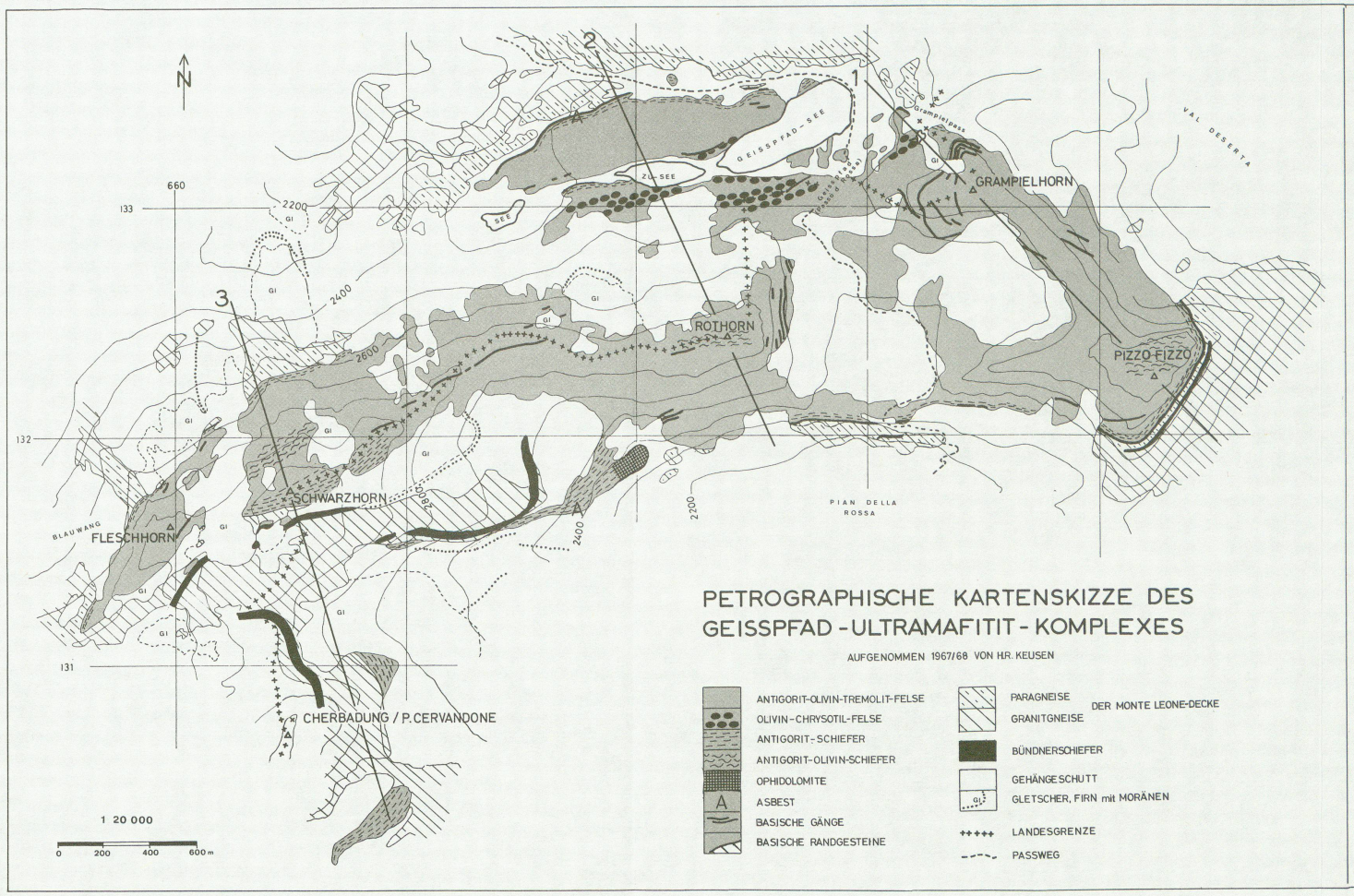
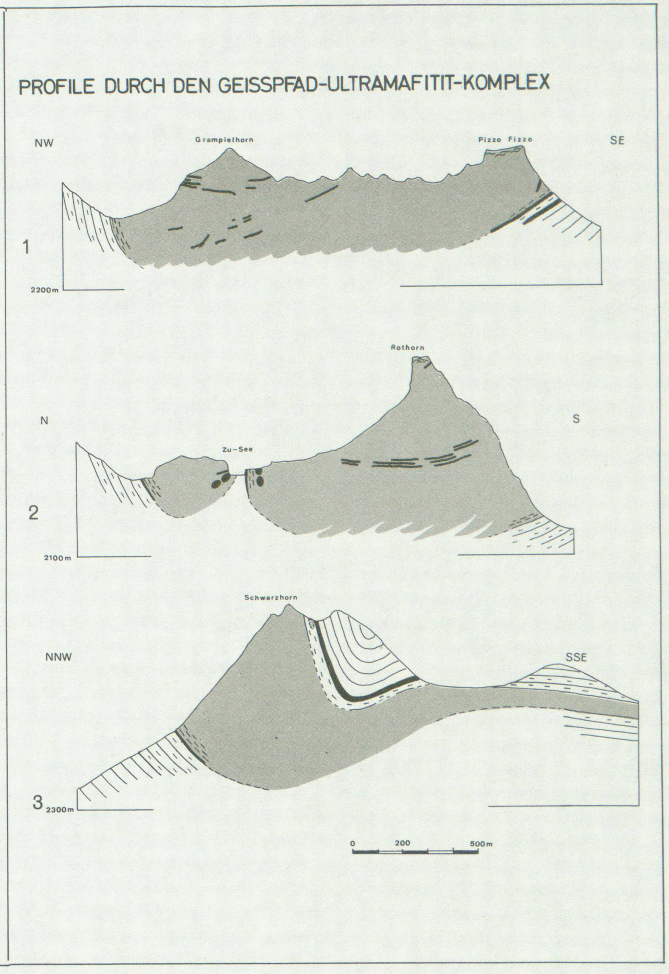
WINCHELL, H. (1958): The composition and physical properties of garnet. Amer. Min. 43.

WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.

WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. SMPM 45/2.

YODER, H. S. and SAHAMA, TH. G. (1957): Olivine X-ray determination curve. Amer. Min. 42.

ZWAAN, P. C. (1955): On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. Leidse Geol. Medd. 19.

Manuskript eingegangen am 29. März 1971.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 52, Heft 3, 1972