Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramafitite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrino, N-Italien)

Autor(en): **Bucher, Kurt / Pfeifer, Hans-Rudolf**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **53 (1973)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-41383

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

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

http://www.e-periodica.ch

Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramafitite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrio, N-Italien)

Von *Kurt Bucher* und *Hans-Rudolf Pfeifer* (Zürich)*)

Mit 5 Figuren und 3 Tabellen im Text

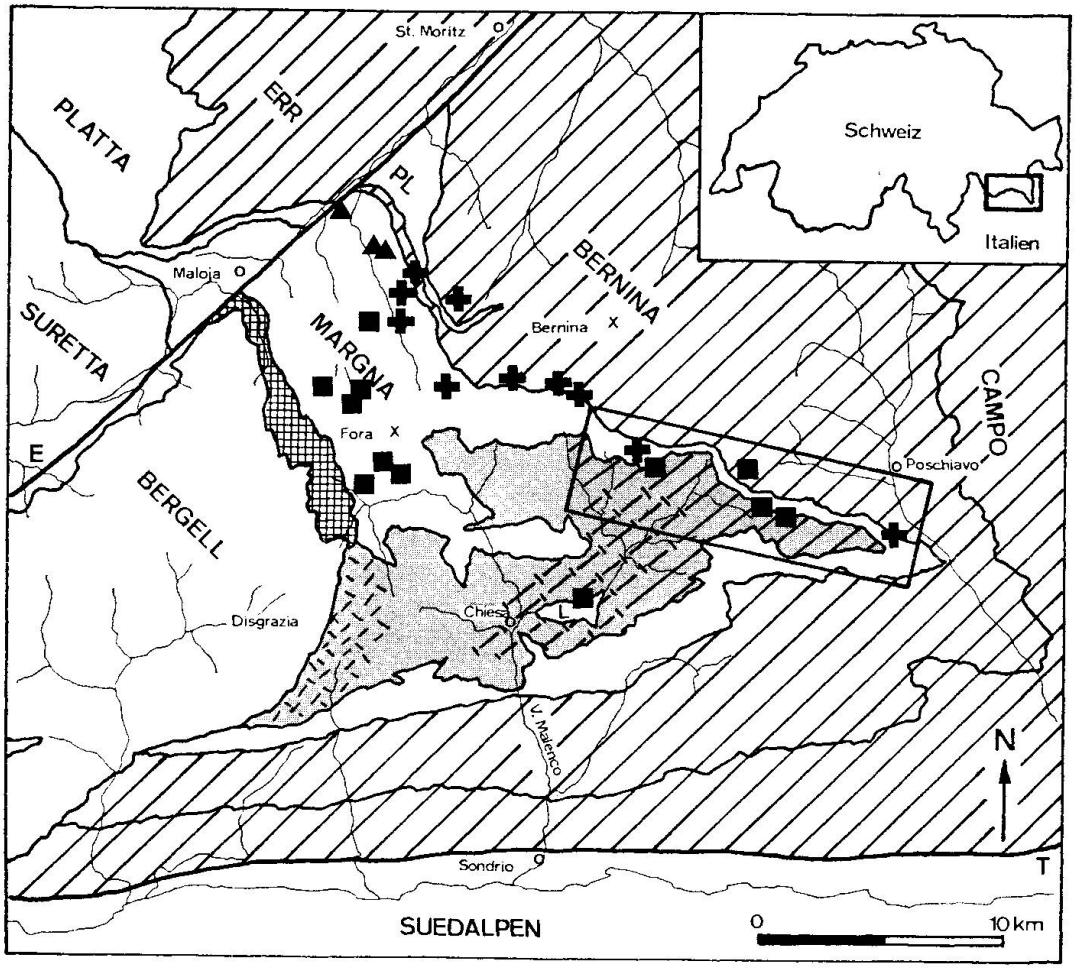
Abstract

The eastern Malenco body (total area 170 km², 2 km thick) consists mainly of ultramafic rocks, many of which display mesoscopic primary igneous layering. It is further possible to distinguish the upper from the lower part of the body. The upper part is foliated and contains mainly clinopyroxene-antigoriteserpentinites with meta-clinopyroxenite layers; the lower part is more massive and contains mainly olivine-antigoriteserpentinites. A possibly early alpine (70 my) folding is associated with greenschist metamorphism; pelitic schists contain stilpnomelane/biotite and in carbonate rocks the An-content of albite varies between 0 and 10%. Metamorphic mineralzones are later than tectonic boundaries. The alpine mineral paragenesis in the ultramafics is antigorite-olivine-diopside-chlorite-chrommagnetite. From field data it is inferred that this paragenesis must have been produced at higher temperatures than indicated by the published (metastable) reactions involving chrysotile as the serpentine mineral. Textural evidence indicates more than one generation of minerals in the ultramafics. Together with the existence of a prealpine foliation this indicates that the Malenco ultramafics underwent a earlier serpentinisation before the alpine deformation and metamorphism.

EINFÜHRUNG

Über einen längeren Zeitraum hinweg lag die Gegend südlich der Berninagruppe abseits der intensiv bearbeiteten Gebiete der Alpen. So kam es, dass von einem der grössten Ultramafititkörper der Alpen (ca. 170 km², Fig. 1) neben einer Umrisskartierung (STAUB, 1946) nur wenige Mineralstudien bekannt wurden (DE QUERVAIN, 1938, 1963; FAGNANI, 1958). Seit kurzem ist die Erforschung dieser Region etwas intensiviert worden, vor allem in Hin-

*) Adresse der Autoren: K. Bucher und H.-R. Pfeifer, Institut für Kristallographie und Petrographie der ETHZ, Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich.



Tektonik

- Penninikum, Bergell, Südalpen
- Ostalpin
- Malenco-Körper i. a.
- PL Platta
- L Lanzada
- E Engadinerlinie
- T Tonalelinie

Alpine Indexminerale

- Biotit
- Stilpnomelan
- Chloritoid

Petrographie des Malenco-Körpers

- (Anthophyllit-) Talk-Olivinfelse, Tremolit-Olivin-Antigoritfelse
- Klinopyroxenführ. Olivin-Antigorit-Serpentinite
- Klinopyroxen-Antigoritserpentinite, Antigoritserp., Klinopyroxenite
- Amphibolite und Grünschiefer unsicherer Zugehörigkeit

Fig. 1. Übersichtskarte des Malenco-Körpers mit Indexmineralpunkten der alpinen Metamorphose (nach Daten von Bucher (1972), Dietrich und de Quervain (1968), Pfeifer (1972), Seger (1971), Wanner (1971) und unpublizierte Daten von V. Trommsdorff) und grobskizzierter Petrographie. Eingerahmtes Gebiet: Bisherige Strukturmessungen (Pass d'Ur-Antiform).

blick auf die Metamorphose der Malenco-Ultramafitite (PETERS, 1968; EVANS und TROMMSDORFF, 1970, TROMMSDORFF und EVANS, 1972). Die vorliegende Arbeit befasst sich mit neuen petrographischen Daten und Metamorphose- und Deformationsbeziehungen des östlichen Malenco-Körpers zum tektonischen Rahmen.

Seine tektonische Situation im Bereich des hochpenninischen und unterostalpinen Rahmens ist in Figur 1 dargestellt: Der Körper bildet eine über 2 km mächtige Decke, mit steiler Lage im S und flacher im N, und taucht als flachgewellte Antiform nach E ab. In ihrem Kern sind fensterartig die Plagioklasgneise und Dolomitmarmore der sog. *Lanzada-Einheit* aufgeschlossen. Im Hangenden folgen, über Plagioklasgneisen und Amphiboliten sowie Metasedimenten der *Margna-Einheit*, die Metagranitoide und Glimmerschiefer der unterostalpinen *Sella-Bernina-Einheit* (STAUB, 1916, 1921).

DEFORMATION

Der untersuchte E-Teil der Malenco-Region (Fig. 1) zeigt eine intensive mehrphasige alpine Faltung (es ist sicheres Mesozoikum verfaltet). Diese greift

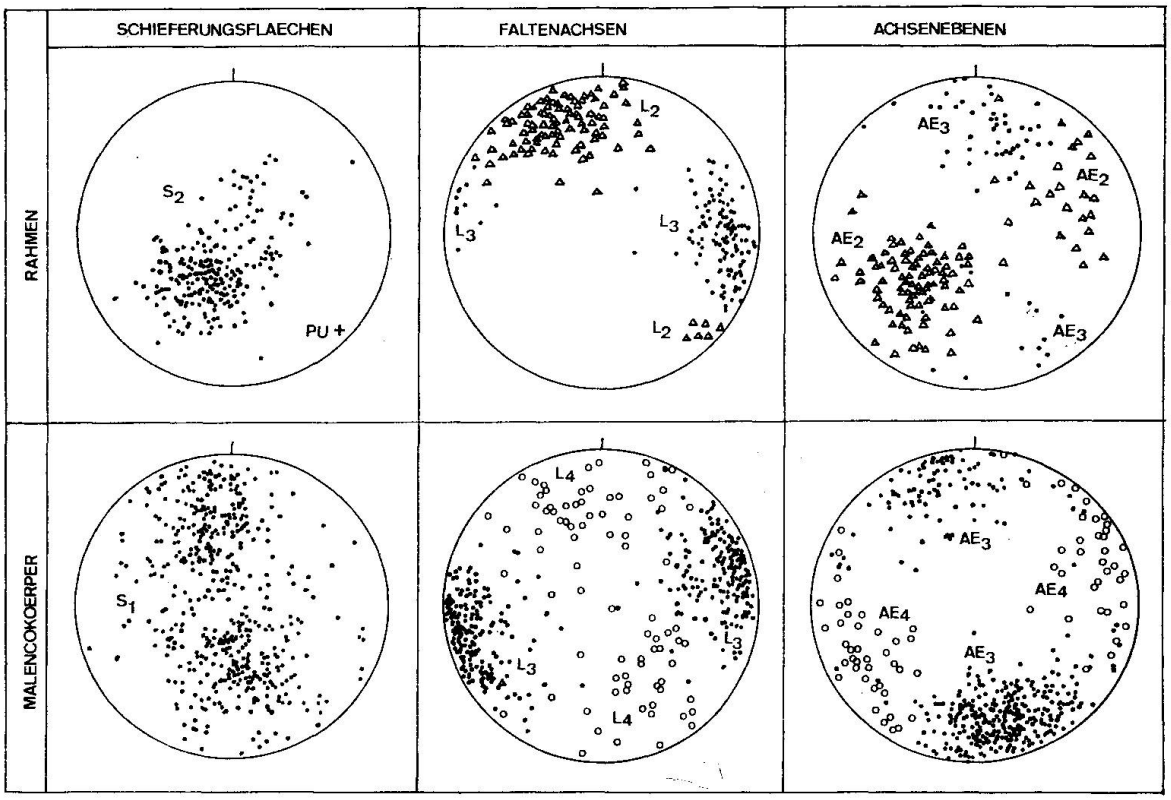


Fig. 2. Strukturdaten vom NE-Rand des Malenco-Körpers, projiziert in die untere Halbkugel. Zusammengestellt aus Daten von BUCHER (1972), GERBER (1966) und PFEIFER (1972). Faltenachsen/Achsenebenen: Dreiecke = Phase 2, Punkte = Phase 3, Kreise = Phase 4 (vgl. Tab. 1). PU: Achse der Pass d'Ur-Antiform.

Tabelle 1. *Entstehung der Parallelgefüge am NE-Rand des Malenco-Körpers* (Pass d'Ur-Antiform, vgl. Fig. 1). AE = Achsenebenen

Phasen	Malenco-Körper	Rahmengesteine (inkl. Mesozoikum)
0	Lagenbau im dm- bis m-Bereich (S_0) Klinopyroxenit- und Chromspinell-Lagen	
1	Schieferung S_1 (Antigoritregelung) schwach diskordant zu S_0. Evtl. erste Magnetit- und Klinopyroxenitlängung	
	Bildung des alpinen Deckenstapels	
2	?	Meist isoklinale Falten im mm- bis m-Bereich mit AE_2 parallel Schieferung S_2 (Hellglimmerregelung) und Faltenachsen L_2. S_2 parallel Stofflagen
	Homoaxiale Deformation	
3	Asymmetr. Falten im mm- bis 20 m-Bereich mit ausgeprägtem AE-Clivage (AE_3) und häufigen dm-Knickzonen. Verfaltet Schieferung S_1	mm- bis dm-Fältelung mit AE_3 und Faltenachsen L_3 auf $AE_2 = S_2$. Im Feld Altersbeziehung zu Phase 2 nicht erkennbar
	Entstehung der Pass d'Ur-Antiform	
4	Asymmetr. mm- bis dm-Fältelung mit mm-Knickzonen, verfaltet deutlich L_3-Faltenachsen	Als Kleinfalten nicht sicher nachgewiesen (Überlagerung mit Phase 2)

über alle tektonischen und petrographischen Grenzen hinweg und ist mit einer syn- bis postkinematischen Metamorphose verbunden. Die bis jetzt vorliegenden Daten aus dem Bereich der ESE-streichenden Pass d'Ur-Antiform sind in Tabelle 1 und Figur 2 schematisch dargestellt: Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Hauptschieferung im Malenco-Körper (S_1) deutlich diskordant zu derjenigen in den Rahmengesteinen (S_2) liegt, welche dem Deckenkontakt parallel läuft und deshalb mit der Bildung des Deckenstapels korreliert werden kann. Es ist somit wahrscheinlich, dass S_1 voralpin gebildet wurde, was zugleich eine voralpine Antigoritbildung (1. Generation) im Malenco-Körper bedingt.

PETROGRAPHIE UND METAMORPHOSE

Am Westrand des Malenco-Körpers dominieren im Bereich der Bergeller Tonalitaureole (Fig. 1) thermometamorphe Gesteine (Trommsdorff und Evans, 1972). Im östlichen Teil zeigen die bisherigen Untersuchungen einen im dm- bis m-Bereich unregelmässig gebänderten Ultramafititkörper. Es lassen sich hauptsächlich zwei Gesteinsgruppen unterscheiden, die jedoch ohne scharfe Grenze ineinander übergehen: In den tiefern Bereichen herrschen relativ massige, braungrüne klinopyroxen- und brucitführende *Olivin-Antigoritserpentinite* vor (lokal auch Antigorit-Olivinfelse), welche chrommagnetit-

reiche Lagen enthalten. Die Dachpartie (ca. oberste 500 m) wird gebildet aus schiefrigen, grünen olivin- und brucitarmen *Klinopyroxen-Antigoritserpentiniten* und fast reinen *Antigoritserpentiniten*. Diese wechsellagern mit grauschwarzen chloritreichen *Metaklinopyroxeniten*. Eine im Mittel 10 m mächtige zonierte und karbonat- und tremolitdurchaderte metasomatische Abfolge von Ophikarbonaten, Tremolitfelsen und Talkschiefern bildet den Kontakt zu den hangenden Margnagneisen.

Im ganzen Ultramafititkörper verbreitet, finden sich cm- bis dm-mächtige chlorit- und diopsidführende *Titanklinohumit-Olivinlagen* (konkordant zur Schieferung S_1), die oft in diskordante Adern übergehen können (vgl. auch DE QUERVAIN, 1938). Sie sind immer mit S_1 verfaltet und sind je nach Mächtigkeit mehr oder weniger stark zerbrochen. Eine jüngere Generation von verfalteten Diopsidadern liegt diskordant zu S_1.

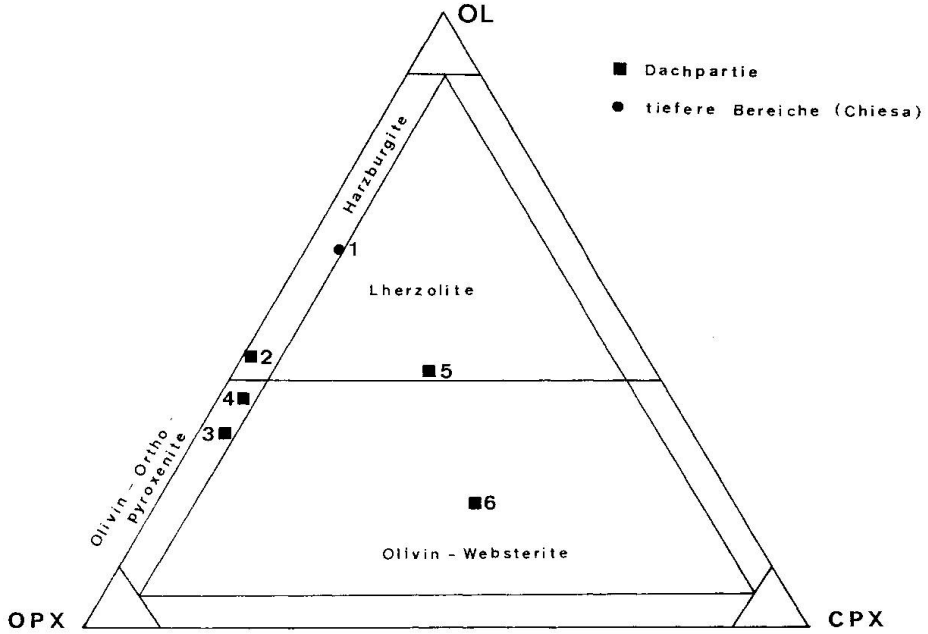


Fig. 3. Normmineralbestand von Gesteinen des Malenco-Körpers im Dreieck Orthopyroxen-Klinopyroxen-Olivin (IUGS-Empfehlung Aug. 1972). Die Zahlen beziehen sich auf die Analysen in Tabelle 2.

Der *normative* Mineralbestand (Fig. 3) der olivinreichen Gesteine der tiefern Bereiche des Körpers entspricht ursprünglich harzburgitischen Gesteinen. In den Dachpartien zeigen die Ultramafitite vorwiegend lherzolithischen bis pyroxenitischen Charakter. Auffällig am *Chemismus* (Tab. 2) ist der hohe Aluminiumgehalt aller Gesteine.

Charakteristisch für den *alpinen Metamorphosegrad* der Rahmengesteine des Malenco-Körpers (Metagranite, Plagioklasgneise) ist die Mineralparagenese Quarz-Albit-Epidot-Chlorit-Biotit (grüne Varietät) oder -Stilpnomelan (Fig. 1). Biotit und Stilpnomelan sind postkinematische Bildungen. Am NE-Rand des

Tabelle 2. *Chemische Analysen von Gesteinen des E Malenco-Körpers* (Gew.-%)

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	40,3	41,9	41,8	42,6	42,5	44,9
TiO_2	—	—	0,1	0,1	0,14	—
Al_2O_3	1,45	2,1	2,8	2,9	3,7	5,4
Fe_2O_3	2,1	3,4	4,4	1,9	3,44	2,4
Cr_2O_3	0,16	0,1	0,3	0,2	0,26	0,2
FeO	3,7	2,5	3,8	3,3	4,0	2,2
NiO	0,3	0,2	0,3	0,3	0,27	0,2
MnO	0,11	0,1	0,1	0,1	0,13	0,1
MgO	39,9	37,9	33,9	35,9	30,2	27,5
CaO	1,2	0,1	0,9	0,9	6,9	9,8
P_2O_5	—	0,04	0,09	0,07	—	—
H_2O	10,5	11,7	10,6	11,4	8,8	7,5
Total	99,72	100,0	99,3	99,7	100,34	100,2

1: Olivin-Antigoritserpentinit, Chiesa Valmalenco (TROMMSDORFF und EVANS, 1972).
2: Antigoritserpentinit, Forc. di Fellaria, Val Campo Moro.
3: Klinopyroxen-Antigoritserpentinit, Sasso Moro.
4: Klinopyroxen-Antigoritserpentinit, Alpe Fellaria.
5: Klinopyroxenreicher Antigoritserpentinit, Val Poschiavina.
6: Klinopyroxenit, Sasso Moro.
2–6: Analytiker: BUCHER und PFEIFER.

Malenco-Körpers überlappen sich die Verbreitungsgebiete beider Minerale in einer schmalen Zone. Der Plagioklas weist dort in calcitführenden Metasedimenten und Amphiboliten Anorthitgehalte zwischen 0 und 10% auf. Im Fenster von Lanzada hingegen findet sich invers zonarer Plagioklas mit An-Gehalten von 5–10%, jedoch kein Stilpnomelan mehr. Dieser Übergang von unterer Grünschieferfazies im Hangenden zur oberen im Liegenden des Malenco-Körpers bildet im folgenden die Grundlage für die Betrachtung der Metamorphose der Ultramafitite.

In den Gesteinen des untersuchten E-Teils des Körpers liegen die meisten Minerale in zwei oder mehreren Generationen vor (Fig. 4): Neben einer fein-

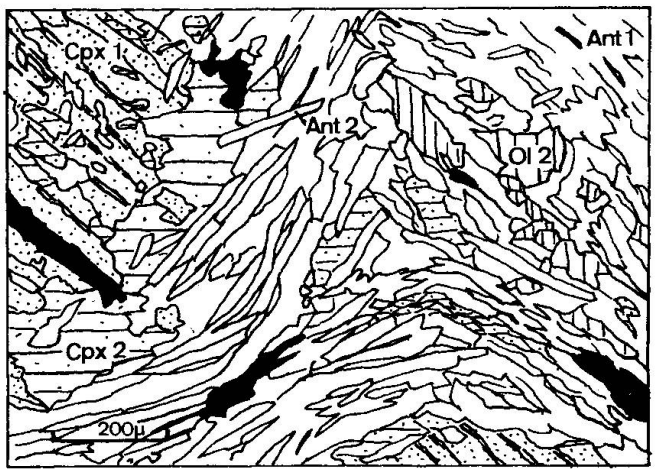


Fig. 4. Mineralgenerationen und Polygonisation (rechte Bildhälfte) in olivinführenden Klinopyroxen-Antigoritserpentiniten.

kristallinen, parallel geregelten und verfalteten *Antigorit-1*-Generation liegen grössere *Antigorit-2*-Individuen quer zur allgemeinen Mineralregelung. In den olivinreichen Gesteinstypen zeigen grössere, unregelmässig begrenzte Massen von *Olivin-1*-Erzentmischungen und Deformationserscheinungen und werden von Antigorit überwachsen. Kleinere polygonale *Olivin-2*-Individuen (klar, ohne Entmischungen) umgeben kranzförmig Olivin-1 oder bilden Polygonalgefüge mit Antigorit. Die erste Klinopyroxengeneration besteht aus bis cm-grossen, mit Chrommagnetit verwachsenen *Diallagen* (mit (100)-Entmischungslamellen). Sie sind pseudomorphoseartig mit Mg-Al-Chlorit und Antigorit-2 überwachsen. Der Klinopyroxen-2 *(Diopsid)* bildet entweder epitaktische Anwachsungen an die Diallage oder liegt als stengelige Individuen oder feinkristalline Lagen im Antigoritgefüge. Annähernd gleiche Gefügebeziehungen beschreibt BEARTH (1967) aus der Zone von Zermatt-Saas Fee.

Brucit tritt nur in einer Generation auf und liegt oft quer zur Antigoritregelung. Häufig beobachtet man ihn auch als Produkt der Reaktion Olivin $+ H_2O \rightarrow$ Brucit + Antigorit. Neben *Chrommagnetit*, der oft von chromführendem Pennin begleitet ist, finden sich auch verbreitet Nickel- und Titanerze (DE QUERVAIN, 1963).

Die Chemismen der zwei Generationen zeigen bei Klinopyroxen und Olivin, abgesehen vom Aluminium, nur geringe Differenzen. Von Antigorit liegen nur Daten von einer Generation vor (PETERS, 1968; TROMMSDORFF und EVANS, 1972).

Die geschilderten Gefügebeziehungen zeigen, dass bei geeignetem Chemismus die syn- bis postkinematischen Phasen *Antigorit-2-Olivin-2-Klinopyroxen-2-Chlorit-Chrommagnetit* (und evtl. weitere Erze), die *alpine Mineralparagenese* darstellt (vgl. auch EVANS und TROMMSDORFF, 1970). Für eine Diskussion der Bildungsbedingungen dieser Paragenese stehen die experimentell bestimmten Gleichgewichts- und Synthesekurven (JOHANNES, 1968; BOWEN und TUTTLE, 1949) zur Verfügung (Fig. 5). In der Natur (z. B. in Profil Oberhalbstein–Fextal–Val Malenco, DIETRICH und PETERS, 1971) bildet sich Antigorit in Serpentiniten bei zunehmender Temperatur vor Olivin (vermutlich aus Chrysotil/Lizardit). Die progressive Reaktion Chrysotil + Brucit $\rightarrow$ Olivin + Wasser (1a) ist zudem unseres Wissens bisher noch nie in der Natur beobachtet worden. Wir vermuten, dass die experimentell bestimmten Gleichgewichts- und Synthesekurven mit Chrysotil als Serpentinpolymorph metastabil sind. Die der Reaktion (1a) entsprechende Antigorit-Reaktion Antigorit + Brucit $\rightarrow$ Olivin + Wasser (1b) muss dementsprechend bei *höhern* Temperaturen liegen. Derselbe Schluss ergibt sich aus dem Vergleich mit der Rahmengesteinsparagenese, wo Biotit stabil ist.

Nimmt man für die $\Delta G°$-Differenz zwischen Antigorit und Chrysotil einen Wert von 1–1,5 kcal/Mol an (Grössenordnung von $\Delta G°$-Differenzen bei andern Schichtsilikatpolymorphen), so ergibt sich bei $p_{tot} = 3$ kbar (geschätzte Bedin-

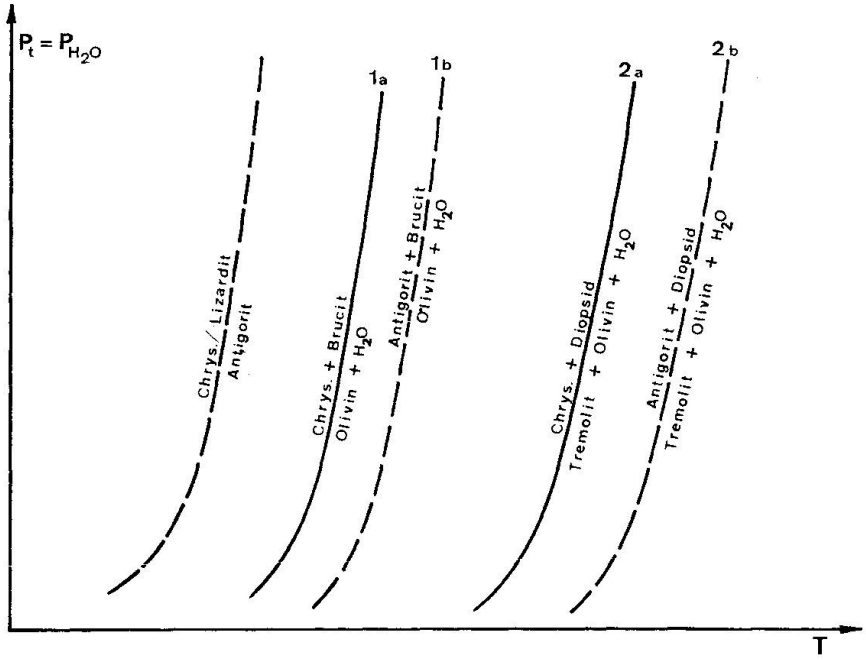


Fig. 5. Relative Lage der Modellreaktionen für Serpentinite im Druck-Temperatur-Diagramm. Ausgezogene Kurven: Publizierte, vermutlich metastabile Gleichgewichte (JOHANNES, 1968; TROMMSDORFF und EVANS, 1970). Gestrichelt: In der Natur beobachtete Reaktionen. Die alpinen pT-Bedingungen für die E Malenco-Ultramafitite liegen zwischen Reaktion 1b und 2b.

gungen für Malenco-Region) eine Gleichgewichtstemperatur-Erhöhung gegenüber (1a) um 15–20°C auf ca. 420°C (Fig. 5).

In den Malenco-Gesteinen lässt sich keine progressive Olivinbildung aus Antigorit + Brucit nachweisen (Reaktion 1b). Andererseits ist die Modellreaktion Serpentin + Diopsid → Tremolit + Olivin + Wasser (2) ausser im Bergeller Kontaktbereich nirgends abgelaufen. Die Reaktion (1b) bildet also die maximal untere Grenze, die Reaktion (2b) die maximal obere Grenze für die Bildungsbedingungen der Malenco-Ultramafitite.

FOLGERUNGEN (Tabelle 3)

Aus Tabelle 3 sind die folgenden Punkte speziell hervorzuheben:

1. Die regionalmetamorphen Ultramafitite des Malenco-Körpers sind das Produkt einer retrogressiven Entwicklung in Form einer sukzessiven Serpentinisierung eines gebänderten Peridotit-Pyroxenitkörpers. Die Hauptserpentinisierung und anschliessende Verschieferung, die direkt zu Antigoritserpentinit führte, fand bereits vor der Bildung des alpinen Deckenstapels statt. Dabei blieb die ursprüngliche Stofflagenstruktur erhalten (nur lokal erkennbar). Sogar ein vormesozoisches Kristallisationsalter des ursprünglichen Harzburgits ist nicht auszuschliessen.

Tabelle 3. *Mögliche Entwicklung des Malenco-Körpers*

Ereignisse	Gesteinsbildungen	Mineralbildungen	Deformation
Bildung (Kristallisation und Differentiation) im obern Mantel oder Unterkruste	Gebänderter Ultramafititkörper aus vorwieg. Harzburgiten, seltener Dunite und Lherzolithe, mit Chromspinell- und Klinopyroxenlagen. Evtl. als stratiformer Körper mit Mafititen im Dach	Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Chromspinell (alle nicht mehr in dieser Form erhalten)	
1. Serpentinisierung (aus Olivin und Orthopyroxen und Wasser) in oberen Krustenbereichen	Olivin-Antigoritserpentinite, Klinopyroxen-Antigoritserpentinite, Bänderung bleibt erhalten. Titanoklinohumit-Olivinadern und -lagen, Klinopyroxenadern	Antigorit 1, Olivin 1, Klinopyroxen 1 (Diallag), Chrommagnetit, Chlorite, Nickel- und Titanerze, Titanklinohumit	Transport in Krustenbedingungen. Deformationsphase 1
Alpine Orogenese und Metamorphose (nur Ober-Kreide, 70 m. a.?) CO_2-Metasomatose (untergeordnet SiO_2) am Rand und Rekristallisation bereits existierender Phasen. Untergeordnet 2. Serpentinisierung (aus Olivin)	Ophikarbonate, Talkschiefer, Talkadern, Karbonatadern. (Brucit-) Olivin-Antigoritserpentinite, Klinopyroxen-Antigoritserpentinite (sind erhalten geblieben)	Dolomit, Calcit, Magnesit, Talk, Tremolit. Antigorit 2 und 3, Olivin 2, Klinopyroxen 2 (Diopsid), Chlorit, Titanklinohumit, Brucit, Erze	Deckenstapelbildung mit Phase 2. Anschliessend Deformationsphasen 3 und 4. Abscherung des grössten Teils der Mafitite?

2. Die letzte alpine Deformation und Metamorphose erfolgte in dieser Region erst *nach* der Bildung des Deckenstapels und greift über die tektonischen Grenzen hinweg. Im Ultramafititkörper ist alpin eine Rekristallisation aller Phasen (z. T. als Pseudomorphosen) und eine geringfügige 2. Serpentinisierung (Olivin + H_2O → Brucit + Serpentin) zu verzeichnen.
3. Erste Hellglimmer-Alterswerte von 67 und 68 m. a. aus den Margnagneisen unmittelbar am NE-Kontakt zum Malenco-Körper sowie der schiefe Verlauf des Stilpnomelanisograds gegenüber der Bergellbegrenzung deuten auf eine frühalpine Metamorphose der untersuchten Region hin.

Wir danken V. Trommsdorff für die Überlassung seines Dünnschliffmaterials und zahlreichen unpublizierten Daten aus dem nördlichen und westlichen Berninagebiet. Wertvolle Kritik und Anregung verdanken wir auch A. Gansser, A. Milnes, B. Skippen und E. Moores. Die Altersbestimmungen wurden verdankenswerter Weise von E. Jäger und J. Hunziker in Bern durchgeführt.

LITERATUR

SMPM = Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.

Bearth, P. (1967): Die Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 132, 130 S.

Bowen, N. and O. Tuttle (1949): The system MgO-SiO_2-H_2O. Bull. Geol. Soc. Am. 60, 439–460.

Bucher, K. (1972): Geol.-petrogr. Untersuchungen am nördlichen Kontakt des Malencoserpentins. Diplomarbeit Geol. Inst. ETH-Zürich.

Carta geologica d'Italia, 1 : 100 000, Foglio 18 (Sondrio), F. 19 (Tirano).

Dietrich, V. und F. de Quervain (1968): Die Nephrit-Talklagerstätte von Scortaseo. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 46, 78 S.

Dietrich, V. und Tj. Peters (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. SMPM 51, 329–353.

Evans, B. W. and V. Trommsdorff (1970): Regional metamorphism in the Central Alps: Parageneses in the System CaO-MgO-SiO_2-H_2O. SMPM 50, 481–492.

Fagnani, G. (1958): Sulle formazioni talcose della Val Malenco. Rendiconti Soc. Miner. Ital. 14, 204–214.

Gerber, R. (1966): Der Malencoserpentin östlich des Passo d'Ur. Diplomarbeit Geol. Inst. ETH-Zürich.

Johannes, W. (1968): Experimental investigation of the reaction forsterite + H_2O = serpentine + brucite. Contr. Mineral. Petrol. 19, 309–315.

Peters, Tj. (1968): Distribution of Fe, Mg, Al, Ca und Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy). Contr. Mineral. Petrol. 18, 65–75.

Pfeifer, H.-R. (1972): Metamorphose und Deformation am Nordrand des Malenco-Serpentinitkörpers westlich des Pass d'Ur (Norditalien). Diplomarbeit Geol. Inst. ETH-Zürich.

Quervain, F. de (1938): Zur Kenntnis des Titanklinohumits. SMPM 18, 591–603.

— (1963): Die Erzmineralien von Selva-Quadrada (Puschlav). SMPM 43, 295–312.
SEGER, F. (1971): Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils und Fex-Curtins. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Zürich.
STAUB, R. (1916): Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 61, 330–357.
— (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. Jb. Natf. Ges. Graub. 60.
— (1946): Geol. Karte der Berninagruppe 1 : 50 000. Schweiz. geol. Komm. Spez. Karte 118.
TROMMSDORFF, V. and B. W. EVANS (1972): Progressive metamorphism of antigorite-schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). Am. J. Sci. 272, 423–437.
WANNER, J. (1971): Zur Geologie der Fexer Schuppenzone zwischen Fex-Curtins und Piz Tremoggia. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Zürich.

Manuskript eingegangen am 16. Mai 1973.