

# Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone

Autor(en): **Gansser, August / Dal Vesco, Ezio**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **42 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-32669>

## **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.

# Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone

Von *August Gansser* und *Ezio Dal Vesco* (Zürich)

Mit 5 Textfiguren

## Abstract

Observations made in the alpine root zone (Traversagna and zone of Bellinzona) reveal a marked complexity in metamorphism.

In limesilicate horizons (trias of Traversagna) occur dense unmetamorphosed limestones with a conspicuous flowing structure. The contrast with the surrounding meso to kata zones is striking and indicates a marked selectivity in alpine metamorphism.

In the ultrabasic rocks of the zone of Bellinzona occur xenolites of a dolomitic origin which have been affected differently by contact metamorphism. Xenolites of unaltered dolomite are found within peridotites near xenolites altered to vesuvian rocks. Here too the selectivity of metamorphism is clearly expressed. It indicates that the generally accepted high degree of metamorphism in the alpine root zone may be far more complex than so far anticipated. It seems related to the structural complications in the „root zone“ (anticlinal folding) which, through new exposures and detailed studies are recognized in various regions.

## Einleitung

Die alpine Wurzelzone im Gebiet von Castione/Bellinzona (SE-Tessin) — siehe Fig. 1 — ist durch einen ausgesprochen hohen Grad von Metamorphose charakterisiert. Nach Westen nimmt diese Metamorphose deutlich ab, während sie gegen Osten, gegen das die Wurzelzone intrudierende Bergellermassiv, kaum merklich zunimmt, teilweise sogar trotz der nahen Intrusion etwas von ihrer Intensität verliert.

Dieser hohe Metamorphosegrad erschwert bekanntlich die Erkenntnis der tektonischen Zusammenhänge, ganz besonders die heute problematisch gewordene „Einwurzelung“ der entsprechenden Deckeneinheiten, wobei speziell auf die Komplikationen im untersten Misox und Castione-

gebiet hingewiesen wird. Die Tatsache, dass sich nun gerade in diesem hochmetamorphen Abschnitt der Wurzelzone eine auffallende Selektivität in der alpinen Metamorphose erkennen lässt, dürfte gegen eine allzu generelle Anwendung einer alpinmetamorphen Überprägung sprechen. Die im folgenden angeführten Tatsachen zeigen, dass ein klares Verständnis der alpinen Metamorphose noch bei weitem nicht erreicht ist, auf alle Fälle soll vor einer gewissen Schematisierung gewarnt werden.

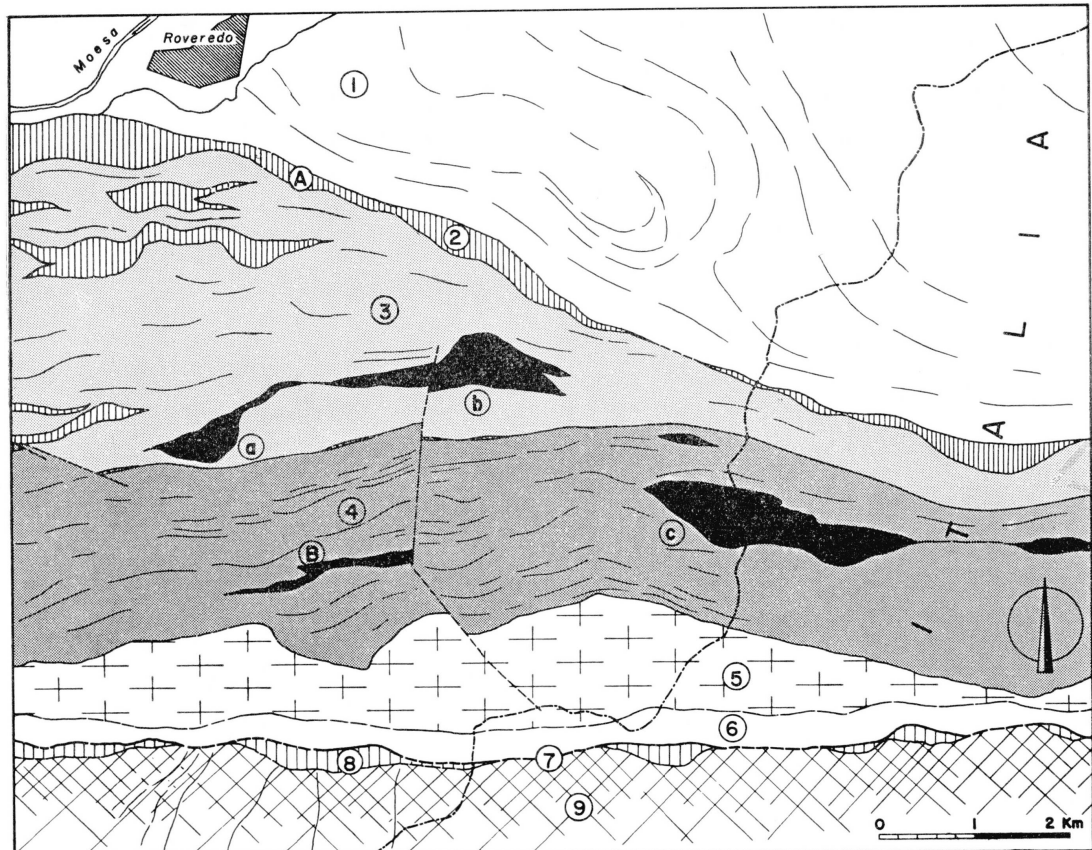


Fig. 1. Tektonische Skizze der Wurzelzone zwischen Val Morobbia und Val Traversagna nach P. KNOBLAUCH, E. KÜNDIG, M. REINHARD, und Blatt Chiavenna der Carta geologica d'Italia.

- |                                   |  |
|-----------------------------------|--|
| 1 Zone der penninischen Decken    | a Olivinfels und Amphibolite von Cadolcia                              |
| 2 Castione-Traversagna-Zug        | b Olivinfels und Amphibolite von V. Roggiasca                          |
| 3 Nördliche Zone von Bellinzona   | c Olivinfels und Amphibolite von Ganna Rossa                           |
| 4 Südliche Zone von Bellinzona    | A Beschriebene Stelle des Traversagna-Zuges                            |
| 5 Tonalit und Melirola-Augengneis | B Beschriebene Stelle der ultrabasischen Vorkommen von Alpe Albionasca |
| 6 Tonale-Serie                    |  |
| 7 Iorio-Tonale-Linie              |  |
| 8 Mesozoikum der Tonale-Linie     |  |
| 9 Insubrische Zone                |  |

Bei der Betrachtung der karbonatischen Einschaltungen der nördlichen Zone von Bellinzona, inklusive des Traversagna-Zuges, fällt auf, wie auf sehr kurze Distanzen das metamorphe Bild dieser allgemein als mesozoische Ablagerungen angenommenen Karbonatzonen wechseln kann. Dabei dürfte das Alter dieser Züge (ob mesozoisch oder älter) im Zusammenhang mit selektiver Metamorphose nicht von besonderer Bedeutung sein, da ältere Karbonatzonen (vormesozoisch) nur eine um so komplexere Metamorphose durchgemacht haben. Besonders auffallend sind die durch gut erhaltene Fließformen erkennbaren, praktisch unmetamorphen Karbonatlagen, welche mit hochkristallinen Marmoren und Kalksilikatfelsen wechsellagern.

Weitere Beobachtungen befassen sich mit Xenolithen der Peridotitmassen der Zone von Bellinzona. Dabei sollen besonders die noch wenig bekannten ultrabasischen Linsen berücksichtigt werden, welche südöstlich des Geserogipfels über die Alpe Albione ins Albionascatal streichen. Diese dürften, da sie tektonisch sehr wahrscheinlich mit dem Zug der Ganna Rossa (Grenzgrat) zusammenhängen, eine wichtige Trennungszone bilden, welche dem allgemein nördlich angenommenen Grenz-zug zwischen nördlicher und südlicher Zone von Bellinzona (MITTELHOLZER, KNOBLAUCH u. a.) ebenbürtig ist.

### A. Selektive Metamorphose im Traversagna-Zug

Der Traversagna-Zug umhüllt gleichsam im untersten Misox die nach E abtauchende Zone von Arbedo und lässt sich durch die sehr schlecht aufgeschlossenen und versackten Nordhänge der Monti di Laura in die Val Traversagna verfolgen (MITTELHOLZER, 1936; KNOBLAUCH, 1939). Der westliche Zusammenhang mit dem Castione-Zug ist durch die Alluvialebene des untersten Misox bedeckt, so dass eine sichtbare direkte Verbindung nicht besteht. Ein wilder Schlingenbau lässt sich in den schlecht aufgeschlossenen Hängen südlich Roveredo vermuten (KNOBLAUCH, MITTELHOLZER), und erst gegen die Bocchetta di Paina (Landesgrenze) nimmt der Traversagna-Zug eine mehr einheitliche Lagerung an, obwohl auch hier noch intensive Verschuppungen auftreten. Ostwärts kann der Traversagna-Zug in unterbrochenen Aufschlüssen bis zum Lago di Mezzola verfolgt werden (KOPP, 1923), doch sind die Zusammenhänge noch sehr unklar. Das fragliche Gebiet wird jetzt vom Zürcher Institut bearbeitet.

Einer der besten Aufschlüsse des Traversagna-Zuges befindet sich am



Fussweg von der Val Albionasca nach Roveredo, ca. 100 m nordöstlich der Steinbrücke über die Val di Marco-Schlucht. Zwischen gebänderten Zweiglimmergneisen treten mehrere weisse und graue Marmorlagen auf. Diese mittel- bis grobkörnigen Marmore enthalten Kalksilikatlagen, die jedoch noch nicht näher untersucht worden sind (siehe MITTELHOLZER, 1936, S. 151). Den Marmoren zwischengeschaltet treten gebänderte, graue bis dunkelgraue, feinkörnige bis dichte Kalke auf, deren Bänderung durch mehr oder weniger reichlich vorhandene detritische Einlagerungen verursacht wird. Diese Kalklagen fallen durch ihre Fluidaltextur auf, welche in den Marmoren nicht mehr erkennbar ist. Das Streichen der Faltenachsen läuft ungefähr E-W. Mindestens drei solcher unmetamorpher Kalklagen konnten während einer vorläufigen Begehung festgestellt werden.

Das Auftreten dieser unmetamorphen, gebänderten und teilweise durch Fluidaltextur ausgezeichneten Kalklagen innerhalb hochmetamorpher Marmore und Kalksilikatfelsen ist in bezug auf die regionale Kata- bis Meso-Metamorphose dieses Teiles der Wurzelzone von besonderem Interesse. Leider konnten bis jetzt in diesen unmetamorphen Kalklagen keine Anzeichen von Fossilien gefunden werden. Aus Analogiegründen dürfte es sich wohl auch hier um triasische Ablagerungen handeln.

Im Dünnschliff lässt sich folgendes Bild erkennen: Das Gestein besteht aus einer Grundmasse mit detritischen Einsprenglingen, welche teilweise etwas lagenartig angereichert worden sind.

Grundmasse: Kalzit, sehr feinkörnig, xenomorph, mikrokristallin, keine deutliche Kornform. In dieser Kalzitmasse tritt etwas lagenweise angereichert kohliges Pigment auf. Es ist sehr feinkörnig und schwer bestimmbar. Dieses kohlige Pigment reichert sich in den einschlussreichen Lagen etwas an. Der Wechsel zwischen pigmentarmen und -reichen Lagen ist ziemlich scharf. Die Bänderung legt sich in fluidalen Falten um die grösseren Einschlüsse, was sich teilweise schon makroskopisch erkennen lässt. Mit dem feinkörnigen Kalzit treten kleinste Körner von Feldspat und etwas Quarz auf. Auch diese Körner sind in den pigmentreicheren Lagen etwas häufiger.

Einschlüsse: Die Einschlüsse sind lagenweise in der feinen Grundmasse angereichert, was sich makroskopisch durch eine rauhere Verwitterungsoberfläche auszeichnet. Auffallend ist die *vollständige Rundung* dieser Einschlüsse. Sie zeigen keine Spur von irgend einer epigenetischen Beanspruchung. Bei diesen Einschlüssen handelt es sich zur Hauptsache um frische Körner eines *Alkalifeldspates*, teilweise mit einem etwas klei-

nen Achsenwinkel. Entmischungs- oder Umwandlungserscheinungen sind bei diesen sehr gut gerundeten und frischen Körnern sehr selten. Andere Orthoklaskörner, die wahrscheinlich eine etwas verschiedene Zusammensetzung haben dürften, sind oft stark serizitisiert. Diese Körner entstammen wohl einem anderen Ursprungsmaterial als die unzersetzten Individuen.

*Plagioklase* sind in den einschlussreichen Lagen etwas häufiger, können sonst aber fast ganz fehlen. Polysynthetische Zwillingslamellen sind meist sehr gut ausgebildet; die Körner sind im allgemeinen frisch, aber ebenfalls äusserst gut gerundet. Randlich sind sie teilweise etwas serizitisiert. Meist handelt es sich um einen etwas basischen Andesin.

Bei grösseren ovalen Körnern rhombischer Spaltbarkeit mit einer niederen Doppelbrechung und mittleren Lichtbrechung (optisch 2achsige) dürfte es sich um *Apatit* handeln. *Quarz* ist eher selten. Als grössere Körner zeigt er eine ausgesprochene undulöse Auslöschung und auffallende Mörtelkränze. Als Ganzes stellt er jedoch ein ausgezeichnet gerundetes Korn dar. *Die Kataklase muss noch aus dem Ursprungsgestein herkommen.*

*Biotit* ist selten, oft etwas umgewandelt und zerfetzt und häufig etwas S-förmig gedreht. Diese Drehung lässt sich bei vielen Körnern, besonders bei mehr ovalen Einschlüssen, feststellen. Diese sind oft bis  $90^\circ$  aus der Bänderungsrichtung (evtl. Schichtung) herausgedreht.

*Titanit* tritt öfters als teilweise idiomorphe Individuen auf. Er ist durch einen auffallenden rotbraunen Pleochroismus charakterisiert.

Eigentliche *Gesteinsfragmente*, ebenfalls vollständig gerundet, sind selten. Wichtig ist ein grösserer Kalksilikateinschluss, bestehend aus:

*Augit*, farblos, Auslöschung ca.  $40^\circ$ . *Strahlstein*, als idiomorphe Nadeln sowie teils etwas schuppig, stark pleochroitischer *Titanit*, gut ausgebildete *Kalzitkörner* und *Quarz* in Zwickeln.

Daneben findet sich auch ein Gesteinsfragment aus Andesin, Serizit und scheinbar etwas Quarz (nicht sicher bestimmbar).

Allgemein fällt auf, dass eigentliche femische Gemengteile ausser dem eher seltenen Biotit und Augit (innerhalb eines Gesteinsfragmentes) praktisch fehlen. Ebenfalls ist Quarz relativ selten, dabei treten Alkalifeldspat und Plagioklas häufig auf, letzterer jedoch eher etwas lokal in Lagen angereichert. Sämtliche Einschlüsse sind auffallend gut gerundet und zeigen keinerlei epigenetische Beanspruchung. Sie sind jedoch meistens etwas aus der ursprünglichen Schieferungs- oder Schichtebene herausgedreht, und die Grundmasse schmiegt sich fluidal um die oft etwas querstehenden, ovalen Körner.

Das Ursprungsmaterial dieser Einschlüsse muss ein feldspatreiches, leukokrates Gestein gewesen sein, wobei jedoch Quarz nicht vorherrschend war. Der seltene Quarz ist stark kataklastisch beansprucht, während die Feldspäte keine Spur einer Kataklastik zeigen.

Uns beschäftigt hier jedoch besonders die Tatsache, dass diese praktisch unmetamorphen Kalke (mit ihren gerundeten Einschlüssen) mit hochmetamorphen Marmoren und Kalksilikatfelsen wechsellagern. Die Kontakte, soweit sie bis jetzt während der kursorischen Untersuchungen beobachtet wurden, sind meistens etwas gestört oder schlecht abgeschlossen. Im allgemeinen werden die begrenzenden grobkörnigen Marmore gegen den Kontakt hin feiner im Korn.

Aus der petrographischen Zusammensetzung der dichten Kalke lässt sich kein Grund feststellen, warum gerade die sehr feinkörnigen Kalzite, welche ja für eine Umkristallisation (Marmorisierung) sehr empfindlich sind, durch die herrschenden Meso- (bis Kata-) Verhältnisse (siehe umliegende Gesteine) nicht umgewandelt worden sind. Feinkörnige Gesteinslagen dieser Art innerhalb hochmetamorpher Umgebung können andererseits durch Mylonitisation (Ultramylonite) entstehen. Die Petrographie sowie die Lagerungsverhältnisse dieser Kalke scheint jedoch in keiner Weise auf Mylonite hinzuweisen. Auch wenn es sich um Mylonite in diesem Bereich der Wurzelzone handeln sollte, so hat ja bekanntlich die Temperaturphase der alpinen Hauptmetamorphose die kinetische Phase überdauert, was schon durch die Pegmatitintrusionen (teils die Karbonatlagen durchbrechend) veranschaulicht wird. Dichte Kalke dürften somit kaum erwartet werden.

Bekanntlich findet bei bituminösen Kalken eine Umkristallisation viel weniger leicht statt als bei Karbonaten mit wenig oder keinem Bitumen. Auffallend ist ja die Tatsache, dass die feinen Kalke durchwegs dunkel gefärbt sind und sich auch im Dünnschliff lagenweise fein verteiltes, kohliges Pigment erkennen lässt, dessen genauere Bestimmung bis jetzt nicht möglich war. Andererseits zeigen jedoch die pigmentreichen und pigmentarmen Bänder keine Änderung der Korngrösse; im Gegenteil, die pigmentärmeren scheinen eher etwas feinkörniger zu sein. Angesichts des hohen Metamorphosengrades des Nebengesteins — wie Gneise — und der anschliessenden Marmore, welche weisse, teilweise aber auch graue, grobkörnige Typen enthalten, ist kaum anzunehmen, dass der Bitumengehalt allein für die ausgesprochene Selektivität im Metamorphosengrad verantwortlich ist. Leider sind Untersuchungen in diesem Zusammenhang noch wenig überzeugend.

Vergleichsweise dürfte noch der Castione-Zug erwähnt werden: Im

Bruch Ambrosini, nördlicher Zug, werden schon von MITTELHOLZER dichte, graue Kalke erwähnt. Er sagt:

„Diese Kalkpartien bilden meist wenige Millimeter bis einige Dezimeter breite Schnüre und Bänder. Analoge Bänke erreichen nur in der Val Traversagna mehrere Meter Mächtigkeit. Makroskopisch erscheinen sie grossenteils vollkommen dicht. Ihre Farbe ist recht verschieden, tief dunkelgrau bis fast weiss. Eine intensiv rote, ganz dichte Partie scheint eher mergeliger Natur zu sein. Die mikroskopische Untersuchung dieser Kalke ergab als Mineralbestand:

Neben dem stark dominierenden Calcit treten noch Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit, Pyrit, Apatit, Titanit, Turmalin, Graphit, in den schwarzen Kalken im Ambrosini-Bruch ferner Anorthit, Kalifeldspat, Skapolith und Granat in merkwürdig gerundeten Formen auf. Nur in den letzteren erreichen diese silikatischen Mineralien einige Prozente. Die schwarze Farbe ist durch graphitisches Pigment bedingt, dessen Menge aber seiner Feinheit wegen nicht bestimmt werden konnte.“

Die auffallend runden Einschlüsse werden als Porphyroblasten bezeichnet, was in diesem Falle kaum richtig sein dürfte.

## B. Die Xenolithe in den ultrabasischen Linsen von Alpe Albione

P. KNOBLAUCH und A. E. MITTELHOLZER haben den südlichen Teil der Wurzelzone von Bellinzona im Süden mit dem Tonalit und im Norden mit dem in der Val d'Arbedo und südlich Cadolcia verlaufenden Karbonatgesteinszug abgegrenzt. Im Norden ist dieser Karbonatgesteinszug auf Schweizerboden von zwei grossen ultrabasisch-basischen Linsen begleitet: die eine ist im Gebiet von Cadolcia und die andere am Ausgang der Val Roggiasca aufgeschlossen. Der Kern der Linsen besteht aus Olivingesteinen und die Hülle aus Hornblendefelsen und Amphiboliten, die teilweise Granat führend sind. (Besonders aufschlussreich ist das Vorkommen von Val Roggiasca, das in Bearbeitung steht.) Es handelt sich vorwiegend um Gesteine, die eine deutliche Meso- bis Kataparagenese aufweisen.

In der südlichen Zone von Bellinzona, die vorwiegend aus komplexen Gneisen besteht, liegen, ungefähr 1 km vom Tonalit entfernt, zwei kleinere, ausgezogene ultrabasische Linsen, welche sich einer tektonischen Zone einordnen lassen, die mit Karbonatgesteinen belegt ist. Sie entspricht der gleichen Linie, in der auch das grössere ultrabasische Vorkommen von Ganna Rossa liegt, das gleichfalls in Bearbeitung steht.

Die zwei erwähnten Linsen sind zwischen Alpe Albionasca und dem SE-Grat des Corno di Gesero aufgeschlossen und bestehen vorwiegend aus einem harzburgitischen Olivinfels: besonders interessant sind hier aber die Xenolithe, die in der oberen Linse häufig auftreten. Sie weisen

Linsen- bis Knollenform auf und sind der Bankung des Olivinfelses konkordant eingelagert. Die beobachteten Xenolithe können in folgende Typen eingeteilt werden:

1. Kleinere Linsen mit einem Dolomitekern und einem Talk-Hornblende-Saum (Fig. 2).
2. Grössere Linsen, jedoch immer noch im Bereich von wenigen dm, haben einen Kern von Epidotfels (mit wenig Diopsid und Vesuvian), einem ersten Saum von aktinolithischem Hornblendeschiefer und einem äusseren Saum von Diopsidfels (Fig. 3).
3. Andere Linsen zeigen die gleiche Zonarstruktur, nur weisen sie im Kern an Stelle von Epidotfels Granatfels auf.
4. Besonders interessant ist noch eine grössere Linse (1,5 m lang), die vorwiegend aus einem lichtgrünen, dichten Fels besteht, der wie Edelserpentin oder Jade aussieht (Fig. 5). Die Untersuchung hat dann gezeigt, dass der grüne Fels vorwiegend bis ausschliesslich aus Vesuvian besteht.

#### a) Der harzburgitische Olivinfels der Hauptmasse

Die Hauptmasse der 30 m mächtigen Linse weist eine bankige Textur auf, die sich an die angrenzenden Gneise anpasst. Im Detail kann sogar eine schlierige Bänderung erkannt werden, die durch eine Änderung der Grüntönung zum Ausdruck kommt. Die helleren Schlieren bestehen aus Olivin-Augit-Fels und die dunkleren vorwiegend aus Serpentin. Die Oberfläche verrostet hellbraun und zeigt kantige, mm—cm grosse, dunkelgrüne Flecken mit deutlichem Relief, die aus Augitkataklasten bestehen.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein folgendes Bild:

Die helleren Streifen (bis Schlieren) bestehen aus einem granoidischen, fast massigen Aggregat (Korngrösse um 2 mm) von Olivin (optisch neutral, also vorwiegend aus Fosterit) und Orthaugit (Enstatitreich), das mit einem engen Netz von Maschen durchzogen ist. Im Unterschied zu Alpe Arrami und Alpe Alai greift die Umwandlung nicht von den Maschen aus in die angrenzenden Relikte weiter. Das ganze körnige Aggregat wird noch von schmalen, nach dem Prisma idiomorphen Nematoblasten einer anthophyllitischen Hornblende (farblos im Schliff;  $n_y/c = 17^\circ$ ) durchwachsen. Dass die Hornblende die primären Olivin- und Augitkristalle und gleichfalls die Maschen ungestört und idiomorph durchquert, ist eine Erscheinung, die öfters beobachtet werden kann (Valle di Moleno, Loderio usw.). Trotz der Idiomorphie muss die Hornblende sekundär entstanden sein.

Wie schon gesagt, bestehen die dunklen Schlieren aus Serpentin, und der Übergang von den Olivin-Orthaugitschlieren vollzieht sich rasch, innerhalb eines Millimeters. Sie bestehen aus einem feinlepidoblastischen Gewebe von Antigorit. Die  $\frac{2}{3}$  mm langen Blättchen sind in welligen, zur Schliere subparallel verlaufenden Linien angeordnet. Die einzelnen Lepidoblasten zeigen oft eine wellige Auslöschung, die für eine mechanische Beanspruchung zeugt, welche stellenweise bis zu einer Knickung der Antigoritlamellen geführt hat. Innerhalb dieses fast monomineralischen Gewebes sind noch Olivin- und Orthaugitrelikte zu erkennen, die schlierenartig ausgezogen erscheinen (in diesen Zonen ist das Maschenmaterial vollständig zu Antigorit umgewandelt). Auch dort, wo die Relikte der „primären“ Mineralien ganz verschwunden sind, kann man noch die Maschenstruktur durch eine braune Limonitfärbung deutlich erkennen. Hornblendekristalle können noch spärlich auftreten und sind dann in auseinandergerissene Nadeln und Splitter aufgelöst.

Es besteht kein Zweifel, dass die Serpentin schlieren durch die Umwandlung des harzburgitischen Olivinfelses entstanden sind. Wir erkennen somit auf engstem Raume eine Kataparagenese neben einer Meso-Epiparagenese, die durch die Stresswirkung erzeugt wurde und durch die Biegung der Serpentinlamellen und die Aufsplitterung der Hornblende dokumentiert ist. Die durch die Dislokation bedingte Stresswirkung zeigt sich somit extrem selektiv.

Die Frage nach der Entstehung des Olivinfelsen selbst ist komplizierter: erstens kann der Olivinfels einer alpinen oder einer früheren Ophiolithphase angehören; zweitens primär aus dem Magma oder sekundär durch eine Katametamorphose entstanden sein (eine Mesometamorphose kommt kaum in Betracht). In Alpe Arrami konnte man feststellen, dass die Olivinkristalle eine gewisse Anordnung parallel den Linsenrändern aufweisen, und da sich die Linse selbst in den alpinen tektonischen Bau konkordant einfügt, muss man annehmen, dass die Olivinfelsen, mindestens zum Teil, alpin entstanden sind. Das Problem verschiebt sich somit auf die prinzipielle Frage, ob in der Wurzelzone eine regionale Katametamorphose, die zur metamorphen Bildung der Olivinfelsen fähig gewesen wäre, überhaupt stattgefunden hat. Wäre nun diese Frage zu verneinen, dann müsste man annehmen, dass der Olivinfels direkt aus dem Magma oder aus einem Kristallat entstanden ist.

In diesem Zusammenhang sind die Beobachtungen von E. CALLEGARI und A. MONESE (1961) über die ultrabasischen Einschlüsse im jungen Granit von S. Fidelino von Interesse: die Olivinfelsen, welche die Einschlüsse bilden, zeigen keine Spur von Umwandlung, trotzdem sie wäh-



rend der Kontaktmetamorphose im hochtemperierten „Granitmagma“ lagen. Im Gegenteil, im Olivinserpentin von Prata (südlich Chiavenna) fand einer von uns (A. G.) einen 1 m langen Biotitaplitgranit-Xenolithen, der teilweise durch den Ultrabasit resorbiert worden ist. Das würde für eine magmatische Entstehung der untersuchten Olivinfelsen sprechen, wie dies für die Ultrabasite von A. Arrami und A. Alai schon früher wahrscheinlich gemacht wurde.

## b) Die Xenolithe

### 1. Kleinere Linse mit Dolomitenkern

Diese kleinen Linsen (Fig. 2) beweisen, dass das ultrabasische Magma mit Karbonatgesteinen in Kontakt gekommen ist und deuten auf das Ursprungsmaterial der anderen Xenolithe.

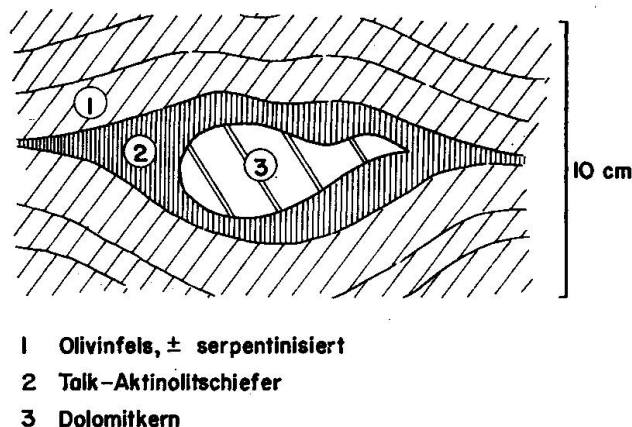


Fig. 2. Dolomit-Xenolith im Olivinfels von A. Albionasca.

Der Rand des Dolomites wird durch einen Talk-Aktinolithsaum gebildet, der in das Gefüge des Olivinfelsen übergeht.

### 2. Die Epidosit-Xenolithe

Die zonare Struktur dieser kleinen, linsigen Einschlüsse ist in der Fig. 3 dargestellt.

Der äussere Saum wird von einem hellgrünen Diopsidfels aufgebaut, der aus einem feinkörnigen (0,5 mm) Aggregat von xenoblastischen, mehr oder weniger isometrischen Diopsidkriställchen besteht. In einem schwach kristallisationsschieferigen Grundgewebe sind einzelne grössere

und besser ausgebildete Aktinolithkristalle eingebettet. Erzkörnchen treten nur ganz selten auf.

Der innere Saum besteht dagegen aus einem filzigen Aktinolithgewebe, das ungefähr 3 mm mächtig ist. Die Aktinolithnematoblasten sind vorwiegend xenoblastisch, greifen ineinander und zeigen nur ganz selten eine gewisse Idiomorphie nach dem Prisma. Intra- und intergranular treten Erzkörner auf, welche in der s-Fläche eine grössere Ausdehnung und meist eine Skelettstruktur aufweisen. Es handelt sich um Magnetit mit Ilmenit vergesellschaftet, da stellenweise eine Leukoxenumrandung sichtbar ist. Gleichfalls inter- oder intragranular tritt im Aktinolithgewebe noch Antigorit auf, der aber mengenmässig sehr untergeordnet ist.

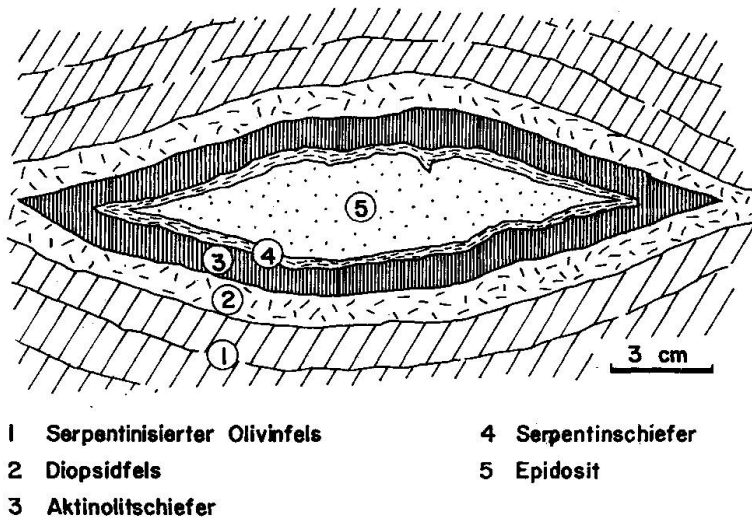


Fig. 3. Epidosit-Xenolith im Olivinfels von A. Albionasca.

Zentripetal lockert sich dieser Saum schnell auf und lässt folgendem Aggregat den Platz:

Das Grundgewebe besteht nun aus Serpentin-schüppchen (1 mm lang), die eng zusammengepackt, dem Rande parallel, Lagen bilden. Sie sind durch Druck verbogen oder zerbrochen. Maschenstrukturspuren sind nirgends zu beobachten, so dass das Aggregat kaum aus Olivin-Augit entstanden sein kann.

In diesem Serpentin-gewebe, quer zur Serpentin-schieferung, liegen 4—5 mm lange, makroskopisch gut erkennbare Aktinolithidioblasten und 1 mm grosse xenomorphe Magnetitkristalle (die auch in der Hornblende eingelagert sein können). Auch die Aktinolithnematoblasten sind tektonisch beansprucht, und die einzelnen Stengel erscheinen leicht ver-



schoben. Die Tektonisierung tritt besonders stark am äusseren Rand des Serpentinaumes auf, wo die Hornblendenematoblasten der benachbarten Hülle in das Serpentinegewebe hineinragen.

Der Kern des Xenolithen besteht aus einem hellgrünen, feinkörnigen (0,2—0,4 mm), fast monomineralischen Aggregat von Epidot. Die Epidotkörnchen sind ziemlich isometrisch und leicht xenoblastisch ausgebildet. Nur ausnahmsweise können Serpentinlamellen in den Zwickeln auftreten, und seltene Diopsid- und Vesuviankörner (1-achsig negativ) sind mit dem Epidot normal verwachsen. Der relativ häufige Magnetit entwickelt bis 5 mm grosse Skelette, welche kleinere Körner des Grundgewebes einschliessen. Mit dem Magnetit kann gelegentlich noch Chromoherzynit (flaschengrün und isotrop) vergesellschaftet sein.

Die ursprüngliche Zusammensetzung des Xenolithen muss somit ein mergelig-kalkiges (eventuell dolomitisches) Material gewesen sein, das eine normale stoffliche und thermale Kontaktmetamorphose durchgemacht hat. Nur die räumliche Inversion Strahlstein-Diopsid erscheint hier anders als zum Beispiel in den ähnlichen Gesteinen der Gaggio-Basalkette. Man würde das Diopsidaggregat nicht im direkten Kontakt mit dem Olivinfels, sondern nach der Aktinolithzone erwarten. Diese Tatsache könnte aber durch die Verteilung des Wassers erklärt werden, das eher vom Xenolithen als vom Ultrabasit her stammt.

### 3. Die Granat-Diopsid-Xenolithe

An einzelnen Linsen (zum Teil mehr schlierig) können noch andere Paragenesen beobachtet werden, die durch das Auftreten von Granat charakterisiert sind. Ein Beispiel ist in der Fig. 4 schematisch dargestellt.

Am Rande solcher Einschlüsse geht der Olivinfels in ein fein lepidoblastisches Gewebe von Antigorit über, in dem eine pargasitische Hornblende ( $n_{\gamma}/c = 23^{\circ}$ ) und Magnetit als Phenokristalle auftreten. Die Antigoritlepidoblasten sind der allgemeinen Bankung gegenüber subparallel angeordnet. Die nicht orientierte Hornblende weist nur selten und andeutungsweise eine leichte Idiomorphie nach dem Prisma auf. Der Magnetit ist in besonders grossen Kristallen entwickelt (2 mm), die wieder eine Skelettstruktur zeigen: er ist meistens in der s-Richtung ausgezogen und bildet die makroskopisch sichtbaren schwarzen Schlieren. Der Magnetit ist gleichzeitig mit den anderen Mineralien des Gefüges auskristallisiert, da er diese einschliesst oder auch von ihnen eingeschlossen wird.

Der erste differenzierte Saum besteht aus einer ähnlichen, gross

entwickelten (3—5 mm) Hornblende, die radial angeordnet ist. Dieser Saum führt reichlich Erz und unterscheidet sich dadurch von den folgenden Zonen.

Es folgt eine hellgrüne, massige Diopsidfelszone, die fast monomineralisch aus einem feinkörnigen (0,1 mm) xenoblastischen Diopsid ( $n_{\gamma}/c = 45^{\circ}$ ; optisch zweiachsig positiv) gebildet wird. Nur ganz vereinzelt tritt ein gleich grosser Granat hinzu, der aber auch in Schlieren angereichert sein kann. Gleichfalls äusserst selten beobachtet man am Rande des Granates einen nicht näher bestimmbar Plagioklas, der nur die Zwickel ausfüllt und nicht etwa eine Kelyphithülle bildet.

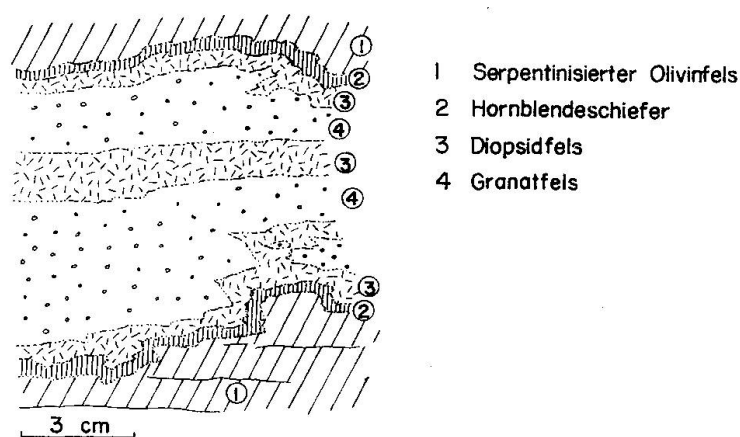


Fig. 4. Granat-Diopsid-Xenolith im Olivinfels von A. Albionasca.

Endlich bestehen die bleichrosaroten zentralen Schlieren nur noch aus Granat. Es handelt sich um ein feinkörniges (Durchmesser höchstens 0,5 mm), massiges Aggregat, in dem kaum zu entscheiden ist, ob Granatkristalle oder Granatkataklasten vorhanden sind. Nur einzelne Zwickel sind mit Epidot ausgefüllt.

Man kann sich hier wiederum nach dem Ursprung dieses Xenolithen fragen: die beschriebenen Mineralparagenesen sind für die Kontakthöfe zwischen ultrabasischem Magma und Kiesel-Ton-führendem Karbonatgestein typisch (auch die Reihenfolge Hornblende-Diopsid erscheint hier wieder normal). Wie in den Kontakten im Gebiet des Gaggio-Basal tritt hier Granat statt Epidot + Kalzit + Quarz auf, und dies kann nur durch die Annahme erklärt werden, dass die Temperatur mehr Katacharakter hatte, so dass der ganze verfügbare Stoff als Granat umkristallisierte. Trotz der Serpentinisierung des Olivinfelsen, die diaphoretischen Epi-Mesocharakter annimmt (jedoch sekundär durch die Dislokation ver-

ursacht wurde), finden wir hier deutliche Zeichen, die für eine mehr Meso- bis Katakontaktmetamorphose sprechen. Dies ist nun im deutlichen Widerspruch mit den beschriebenen Dolomiteinschlüssen.

#### 4. Die Linsen und Schlieren aus Vesuvianfels

Von besonderem Interesse sind die paragenetischen Verhältnisse in der Linse, die in der Fig. 5 dargestellt ist.

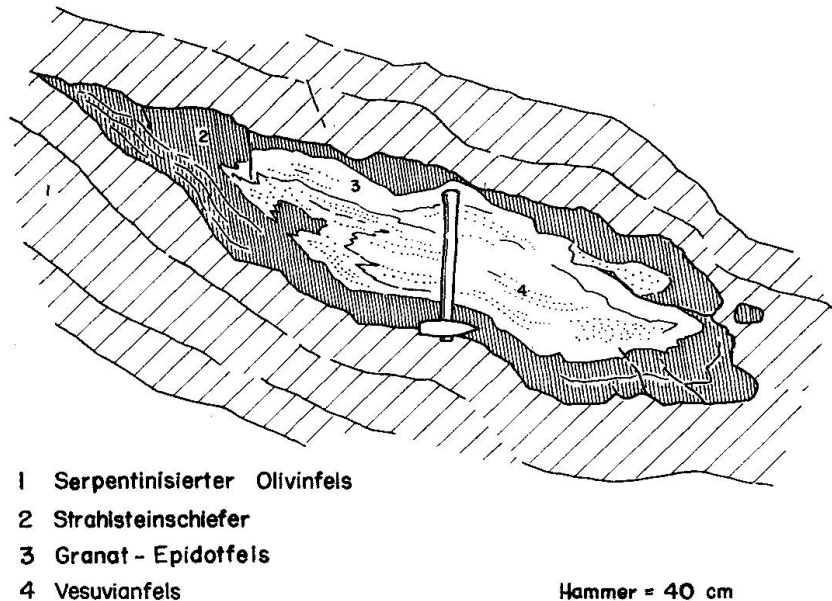


Fig. 5. Vesuvian-Xenolith im Olivinfels von A. Albionasca.

Der äussere Saum besteht aus Strahlsteinschiefer und der Kern aus einem Granat-Epidotfels, also Gesteine, die mit denjenigen der schon beschriebenen Linsen sehr ähnlich sind.

Neu sind dagegen leicht grüne Schlieren im Granat-Epidotfels des Kernes: makroskopisch sieht das grüne Gestein wie ein Edelserpentin aus; der Härte entsprechend würde man es aber als Jadeit bezeichnen. Unter dem Mikroskop erkennt man eine sehr feinkörnige Masse von farblosen Kristallen, die eine niedere Doppelbrechung und eine hohe Lichtbrechung aufweisen. Erst durch die röntgenographische Untersuchung von Herrn PD. Dr. M. Grünenfelder, für welche ihm an dieser Stelle herzlich gedankt sei, konnte das Mineral als Vesuvian erkannt werden, also das gleiche Mineral, wie es schon vereinzelt im Kern der beschriebenen Epidotlinse auftritt.

Mit diesem allerdings etwas aussergewöhnlich ausgebildeten Vesuvian hätten wir ein typisches katametamorphes Mineral, das an Stelle von Diopsid-Granat-Kalzit (evtl. Quarz) auftritt, was wiederum im Kontrast mit den vorangehenden Paragenesen steht. Auf engstem Raum finden wir somit Mineralparagenesen und Gesteine, die ein deutlich verschiedenes Bild im Grad der Metamorphose zeigen (man erinnere sich an die Dolomiteinschlüsse). Als Erklärung könnte man annehmen, dass die Xenolithe in verschiedenen Phasen der Abkühlung vom ultrabasischen Magma eingeschlossen worden sind, was wiederum für eine Selektivität der Metamorphose sprechen würde.

### C. Schlussbemerkungen

Mit Deutlichkeit zeigen diese Beispiele, wie die Metamorphose in der Wurzelzone starken Schwankungen unterworfen ist. Dass die hauptsächlich durch die alpine postmetamorphe Dislokation bedingte Diaphtorese äusserst selektiv gewirkt hat, kann man als normal betrachten (für die nördlichere Zone hatte dies schon E. KÜNDIG (1928) eingehend bewiesen); dass aber auch die aufbauende Metamorphose so wechselnd in ihrer Wirkung sein kann und dass sie eher nur lokal den maximalen Grad der Umwandlung erreicht hat, muss bei Untersuchungen in der Wurzelzone ganz besonders berücksichtigt werden. Wir finden somit eine deutliche Selektivität in der ganzen Metamorphose, und es ist darum nicht ausgeschlossen, dass doch noch Altbestände vertreten sein könnten.

Dieses komplexe Bild der Metamorphose ist nicht verwunderlich, wenn man bedenkt, dass auch der tektonische Aspekt der Wurzelzone gleichfalls langsam ein neues Gesicht erhält. Es mehren sich bekanntlich die Anzeichen, dass die „klassische Wurzelzone“ keine einfache Folge von einzelnen Deckenwurzeln darstellt, sondern, dass sie Antiklinal- und Synklinalstrukturen in grösserem Masse aufweist, wie das nun auch in den neuen Aufschlüssen des Verzasca-Werkes besonders schön zur Geltung kommt. Hier sind die metamorphen Karbonatschichten mehr oder weniger kompetent mit den umschliessenden mehr inkompetenten Gneisen in spitzen Synklinalen und Antiklinalen von 200 m Amplitude gefaltet. Dies ist eher ein unerwartetes Bild für eine „Wurzelzone“, die ja schon durch ähnliche Grossfalten im Ossola-Tal (zum Beispiel nördlich Vogogna), sowie im Centovalli-Onsernone-Gebiet (zum Beispiel nördlich vom Palagnedra-Staubecken und Antigorio-Antiklinale am Ponte Oscuro), in Frage gestellt wird.

Die Selektivität der Metamorphose und ihre Zusammenhänge mit den neuen strukturellen Aspekten der „Wurzelzone“ sind Probleme, die für das Verständnis des alpinen Baues von grösster Wichtigkeit sind und uns zu vermehrten Studien anspornen, damit in Zukunft ein möglichst objektives Bild entworfen werden kann.

### Literaturverzeichnis

- CALLEGARI, E. e MONESE, A. (1961): Studio petrogenetico dei bordi di reazione metamorfico-metasomatici attorno a lenti ultrafemiche incluse nel granito di San Fidelino (Sondrio). Rend. Soc. Uni. Ital. XVII.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33.
- KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516 Iorio des Geol. Atlas der Schweiz, 1: 25000.
- KOPP, J. (1923): Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. Eclogae geol. Helv. 18, 2.
- KÜNDIG, E. (1928): Die selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6.  
— (1934): Umgebung von Locarno. Geolog. Führer der Schweiz. Fasc. 11, Exkursion 68.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16.
- PICCOLI, G. (1960): Fenomeni metamorfico-metasomatici nelle rocce verdi di Novate Mezzola con formazione di migmatiti. XXI. Intern. Geol. Congr., Norden, Copenhagen. Proceedings 13.
- REINHARD, M. (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. Eclogae geol. Helv. 46, 1.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchungen des Tonalit-zuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35.  
— (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, 2.

Geologisches Institut der ETH und der Universität Zürich.

Manuskript eingegangen am 28. Dezember 1961.