

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 37 (1957)
Heft: 2

Artikel: Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Val d'Ossola : ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone
Autor: Schilling, Josef
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-29178>

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: 30.03.2026

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

Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola

Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone

Von Josef Schilling (Bern)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	436
Allgemeiner geologisch-petrographischer Überblick	437
Übersicht über die Literatur	440
Die Canavesezone	448
Die Ivrea- und Stronazone	453
Morphologie, Allgemeines	453
Die Eruptivgesteine	456
a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus	456
b) Gesteine des syntehtonischen Plutonismus	460
Der syntehtonische Gabbro von Anzola	462
Der spättektonische Gabbrodiorit von Pra del Fico	466
Der Übergang vom syntehtonischen zum posttektonischen Plutonismus	470
c) Die Gesteine des im wesentlichen posttektonischen, sauren Plutonismus	473
Die Pegmatite	473
Der Granodiorit	477
Der Granodiorit von Camponi	478
Die Granite und Aplitgranite	481
Der Granit von Pedemonte	482
Der Granit von San Rocco	483
Gegenseitige Beziehungen der Eruptivgesteine, Kontakterscheinungen, Alter der Intrusionen und der Orogenese	485
Die Paragesteine	488
Die Gesteine des innern Kontakthofes	489
Der „Stronalith“	489

Die Gesteine des äussern Kontakthofes	492
Die Granat-Biotitgneise	492
Das Altkristallin	494
Die Biotitschiefer	494
Die Marmore und Calciphyre	496
Die Beziehungen zwischen Eruptiv- und Paragesteinen	497
Die Mischgesteine	502
Der Amphibolit von Nibbio	502
Der Fleckamphibolit von Albo	511
Der Biotitgneis von Santa Maria	512
Die Erzlagerstätten der unteren Val d'Ossola	513
Die Lagerstätten des Typus 1	514
Die Lagerstätten des Typus 2	514
Petrochemischer Überblick	516
Die Eruptivgesteine	524
Die Paragesteine	525
Der geologische Bau der Ivreazone	527
Zusammenfassung	530
Riassunto	532
Anhang: Exkursionsführer durch die untere Val d'Ossola	533
Literaturverzeichnis	542

Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten, leider allzu früh verstorbenen Lehrer Herrn Professor Dr. H. Huttenlocher. Die Arbeit war ursprünglich als Fortsetzung Professor Huttenlochers Untersuchungen über die gabbroiden Gesteine von Anzola gedacht. Für seine grosse Hilfsbereitschaft im Felde und im Institut möchte ich ihm nochmals herzlich danken.

Meinem nachmaligen verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. E. Niggli, der als Nachfolger Prof. Huttenlochers die Leitung des Mineralogisch-Petrographischen Institutes übernahm, schulde ich grossen Dank, dass er mir die Fortsetzung dieser Arbeit nicht nur ermöglichte, sondern sie durch sein grosses Interesse und seine anregende Kritik in hohem Masse förderte. Bei Diskussionen und den gemeinsamen Begehungen meines Gebietes wusste er mich stets zu neuen Ideen und deren kritischer Betrachtung anzu-spornen. Auf seine Anregung hin wurde das ursprünglich enger begrenzte Untersuchungsgebiet um einen wesentlichen Teil vergrössert.

Mein grosser Dank gebührt auch Herrn Professor Dr. A. Streck-eisen, der mir bei der Durchsicht der Dünnschliffe, in Diskussionen und bei einer gemeinsamen Exkursion in die Ivreazone seine grosse Erfahrung zur Verfügung stellte.

Danken möchte ich auch den Herren Professoren Dr. W. Nowacki und Dr. J. Cadisch und den Herren Privatdozenten Dr. Th. Hügi und Dr. H. Grunau, die mich bei der Durchführung der Arbeit tatkräftig unterstützt haben.

Die Zusammenarbeit mit Fräulein Dr. E. Jäger wirkte sehr fördernd auf den Fortgang der Arbeit; es sei ihr dafür herzlich gedankt.

Gerne erinnere ich mich an die oft hitzigen Diskussionen mit meinen Studienkollegen R. Müller und L. v. d. Plas, die mir manchen Hinweis gaben. Eine angenehme und fördernde Abwechslung während meiner Feldarbeit brachten die Besuche meiner Freunde vom geologischen Institut, H. P. Ackermann, T. Remenyik und L. Kläy.

Herrn Professor Wenk, Basel, danke ich für einige Hinweise und eine sehr anregende Diskussion.

Den Herren W. Indinger und H. Huber möchte ich für die sorgfältige Ausführung der Dünnschliffe und für manche willkommene Handreichung danken. Herrn Präparator A. Sommer und Herrn E. Lack danke ich für ihr stets freundliches Entgegenkommen bei meinen zahlreichen Wünschen.

Die gastfreundliche Aufnahme durch die Familien Bianchetti, G. Ripamonti, G. Oliva und E. Mattiello sorgte dafür, dass ich mich in Ornavasso wie zu Hause fühlen konnte. Auch den italienischen Behörden, insbesondere dem Syndaco von Ornavasso, Herrn Dott. Moschini, danke ich für die Hilfsbereitschaft. Herrn G. Moschini in Ornavasso verdanke ich, dass ich zu den zahlreichen Steinbrüchen freien Zutritt erhielt.

Doch den grössten Dank schulde ich meinen lieben Eltern und meiner lieben Frau, die keine Opfer scheuten, um mir das Studium zu ermöglichen. Ihnen sei diese Arbeit zugeeignet.

Allgemeiner geologisch-petrographischer Überblick

Die geologisch-petrographischen Untersuchungen beschränken sich auf die Talflanken beiderseits des Toce. Die Linie Loro (Ortsteil von Rumianca)-Vogogna bildet die Nordwestgrenze des untersuchten Gebietes. Die Südostgrenze fällt ungefähr mit der Linie Gravellona-Mergozzo zusammen. In diesem Gebietsabschnitt durchläuft der Toce von

Norden nach Süden den an die Ivreazone angrenzenden Teil der Canavesezone, die zur eigentlichen Wurzelzone der Alpen gehört, die Ivreazone, die Stronazone und den nördlichen Teil des Granitmassives von Baveno, das durch die Granite des Mont Orfano und von Pedemonte

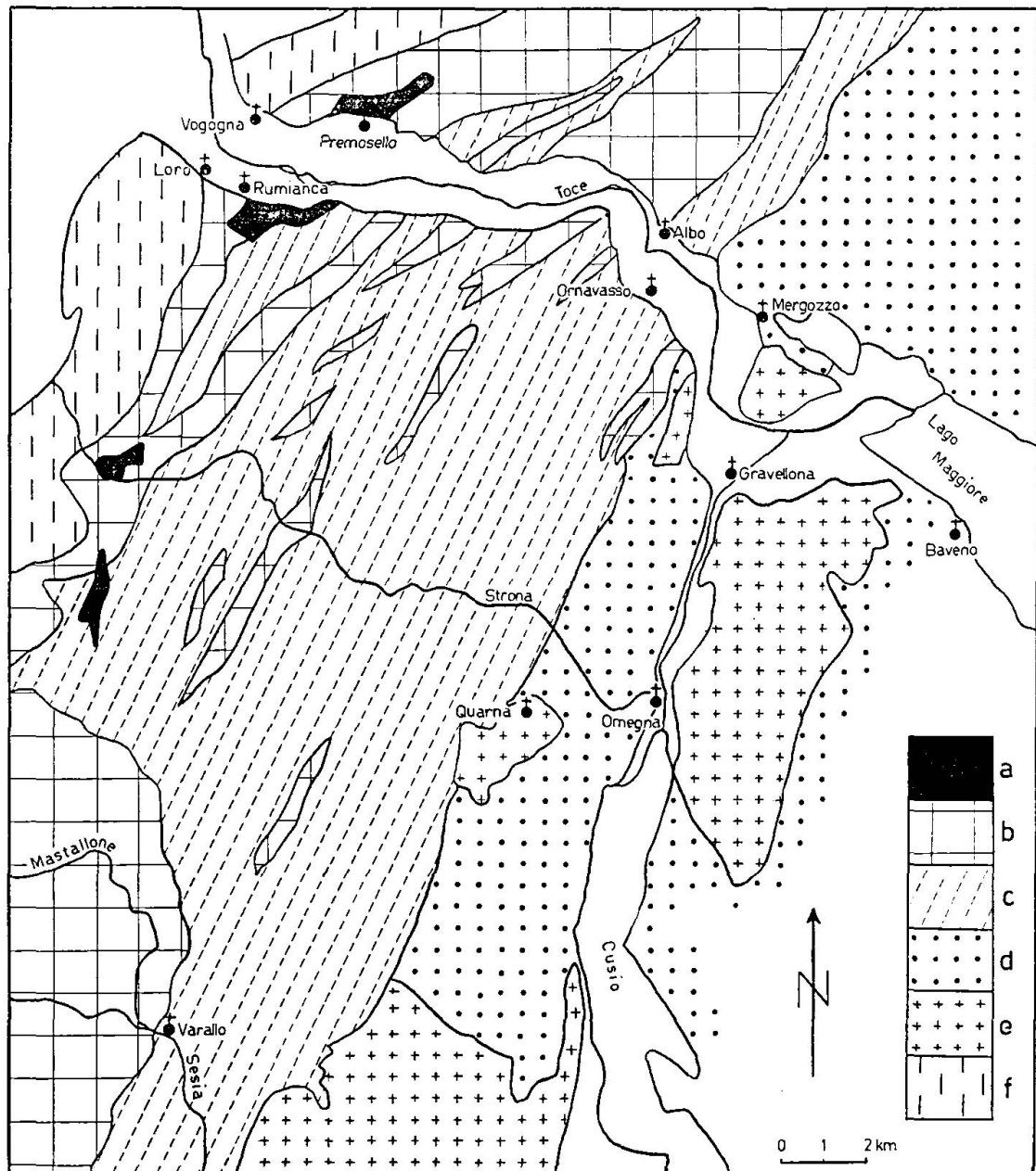


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze der unteren Val d'Ossola.

a = ultrabasische Gesteine; b = Gabbros und Gabbrodiorite der Ivreazone; c = Kinzigitserie; a, b, c = Ivreazone; d = Stronazone; e = Granite von Baveno-Biella; f = Canavesezone.

vertreten wird. Da der weitaus grösste Teil der unteren Val d'Ossola der Ivrea- und Stronazone angehört, so bezieht sich auch der Hauptteil dieser Arbeit auf diese beiden geologischen Einheiten.

Am Südrand der piemontesischen Alpen, bei Ivrea, taucht aus den Alluvionen der Poebene ein Gesteinskomplex auf, die Zone von Ivrea, die sich bei mehr oder weniger gleichmässigem Nordoststreichen bis nach Locarno am Lago Maggiore weiterverfolgen lässt, wo sie unter den Schuttmassen der Maggia untertaucht.

Die Ivreazone wird von zwei — lithologisch ganz verschiedenen — Unterzonen aufgebaut, dem nördlichen Zug der basischen Gesteine, der hauptsächlich von gabbroiden bis gabbrodioritischen Gesteinen mit Einschaltungen von ultrabasischen Gesteinen gebildet wird, und einem südlich daran angrenzenden Gesteinskomplex, der allgemein als die Kinzigitzone bezeichnet wird, nach den hier auftretenden Glimmerschiefern und -gneisen, die mitunter Kinzigiten ähnlich sein können. Die Kinzigitzone enthält Einschaltungen von basischen Gesteinen, Marmoren und sogenannten Calciphyren (Marmore mit hohem Silikatgehalt).

Der nördliche Zug der basischen Gesteine erscheint in seinem südwestlichen Teil zunächst einheitlich und geschlossen, bis er ungefähr mit dem Taleinschnitt des Mastallone zunehmend durch die Gesteine der Kinzigitzone ersetzt wird. An der Ostflanke des Tosatales stellt sich dann wieder das geschlossene Bild ein; die Mächtigkeit des basischen Hauptgesteinszuges ist aber bedeutend geringer geworden.

Im Norden grenzt die Ivreazone mit einer ausgeprägten tektonischen Linie, der sogenannten insubrischen Linie, an die Serizit-Chloritschiefer der Canavesezone.

Im Süden ist die Grenze nicht so scharf ausgeprägt; die Gesteine der Kinzigitzone gehen allmählich in die der Stronazone über. Der Unterschied der Gesteine der Kinzigit- und der Stronazone besteht darin, dass die sonst sehr feldspatarmen Glimmerschiefer der südlichen Kinzigitzone etwas mehr Feldspat besitzen, somit also etwas gneisiger sind.

Dieser Feldspatreichtum ist vielleicht die Folge einer Granodiorit-intrusion, die jedoch die Glimmerschiefer selten in grösserer Mächtigkeit durchbrach, sondern sie zumeist nur aufblätterte und migmatisierte. Diese Migmatisierung ist jedoch für gewöhnlich wenig intensiv, so dass eine Unterscheidung, ob noch Glimmerschiefer oder schon Gesteine der Stronazone vorliegen, äusserst schwierig wird. Dementsprechend ist die Grenzziehung zwischen Kinzigitzone und Stronazone sehr ungenau.

NOVARESE (1906) zieht die Grenze dort, wo an Stelle der Glimmerschiefer das Eruptivgesteinsmaterial der Granodiorite überwiegt.

Anders ARTINI und MELZI (1900); diese bezeichnen als Stronazone den Gesteinskomplex, der keine Einlagerungen von Marmor und Calci-phyren mehr enthält. Eine schärfere Grenzziehung wird dadurch jedoch auch nicht möglich.

Die Südgrenze der Stronazone wird durch die permischen Quarzporphyre markiert, die sich als westliche Fortsetzung der Luganeser Porphyre bis in die Gegend von Masserano bei Biella hinziehen.

Kinzigit- und Stronazone werden durch die herzynischen Granite des Lago Maggiore, gestreift, beziehungsweise durchbrochen.

Die tektonische Stellung der Ivreazone innerhalb des Alpenkörpers ist sehr umstritten. Ein Teil der Schweizer Geologen (z. B. R. STAUB, P. WALTER) stellen sie in die Wurzelzone der Alpen, während sie die italienischen (NOVARESE, FRANCHI) und viele Schweizer Geologen zum südalpinen Seengebirge stellen.

Übersicht über die Literatur

Die Ivreazone und ihre Nachbargebiete waren schon öfters Gegenstand von Untersuchungen. In diesen Arbeiten kommt die widersprüchliche Auffassung der verschiedenen Autoren über Genesis, Alter und tektonische Stellung deutlich zum Ausdruck.

In seiner Untersuchung über die penninischen Alpen bezeichnet GERLACH (1870) die Zone von Ivrea als die Zone der Hornblendegesteine. Obwohl er sich einige Widersprüche wie zum Beispiel die innige Wechselagerung zwischen Paragneisen und Gabbrodioriten nicht erklären konnte, sah er diese Gesteine als Eruptivgesteine an.

GASTALDI (1871) bezeichnet die Ivreazone als „Zona delle pietre verdi“. Er findet, dass östlich von Biella Diorite vorherrschen, während westlich davon Euphotid und Serpentin überwiegen.

C. PORRO (1896) gibt in einer „geognostischen Skizze der Umgebung von Finero“ eine Beschreibung der Gesteine des Peridotitstockes von Finero und ihrer Verbandsverhältnisse. Aus den Kontakterscheinungen (Schiefbrigwerden der basischen Gesteine am Kontakt zu den Gneisen, Einschaltungen von basischen Gesteinen in diesen) schliesst PORRO auf eine magmatische Entstehung dieser Gesteine. Die Trennung von Pyroxeniten und Peridotiten führt er auf eine „Scheidung“ des Magmas zurück, insbesondere da beide Derivate auch isoliert im Nebengestein auftreten. Tuffe, wie sie TRAVERSO (1895) am Nordrand der Ivreazone

festgestellt haben will, sieht PORRO als mylonitisierte gabbroide Gesteine an. Das Fehlen von Diskordanzen erklärt er dadurch, dass das Magma längs den Schieferungsflächen der Nebengesteine eingedrungen sei, wobei Diskordanzen durch den nachträglichen Gebirgsdruck verwischt wurden. Immerhin liessen sich Bänderung und Schieferung an manchen Stellen unterscheiden; eine Diskordanz, die durch die primäre Bänderung leicht erkennbar wäre, wurde aber an den meisten Stellen durch die nachträgliche Verschiebung verwischt.

Von F. VAN HORN (1898) werden einige basische Gesteine aus der Umgebung von Ivrea beschrieben. Die Analysen extremer Gesteinstypen zeigen im Mittel noritische Zusammensetzung. Die Struktur ist dort überall hypidiomorph; nachträgliche Veränderungen beschränken sich auf eine Zertrümmerung der Gemengteile der sonst ungestörten Gesteine.

In einer Monographie über die Val Sesia haben ARTINI und MELZI (1900) die Gesteine der Ivreazone und ihrer angrenzenden Gebiete petrographisch und geologisch untersucht. Sie teilen die Ivreazone in mehrere Unterzonen auf: im Norden die Zone der dioritisch-gabbroiden Gesteine, südlich daran angrenzend die „zona strona occidentale“ (Kinzigitzone von NOVARESE) und die „zona strona orientale“ (Stronazone von NOVARESE). ARTINI und MELZI ziehen die Grenze zwischen der „zona orientale“ und der „zona occidentale“ — als zwischen Strona- und Kinzigitzone — dort, wo die der Kinzigitzone eingelagerten Marmore und Calciophyre nach Südosten aussetzen.

S. FRANCHI (1906) untersuchte die geologischen Beziehungen zwischen Ivreazone und ihren Nachbargebieten. Mit dem Taleinschnitt der Val Mastallone werden die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges zunehmend durch die der Kinzigitzone ersetzt; daher wird die Ivreazone mit dem sie begleitenden Sedimentkomplex als „zona diorito-kinzigitica“ bezeichnet, ein Name, der seither in der italienischen Literatur allgemein Verwendung findet.

Zum Verhältnis der Ivreazone zu den benachbarten Gebieten stellt FRANCHI folgendes fest: Im Süden der Ivreazone kennt man das prätriadische Alter der Granite und Porphyre, von denen die ersteren die Gneise der Kinzigitzone durchsetzen und metamorphisieren. Diese sind also älter als die Granite. Da nun aber die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges östlich der Val Mastallone in Einschaltungen in der Kinzigitzone enthalten sind, so ergibt sich auch für diese Gesteine prätriadisches Alter. (Kinzigite sind hier immer an den Kontakt mit basischen Eruptivgesteinen gebunden.)

Einen weiteren Beweis für das prätriadische Alter der basischen

Intrusionen in der Ivreazone sieht FRANCHI darin, dass diese bei Biella von „Amphibolporphyriten“ intrudiert werden, die er als Abkömmlinge des Syenites von Biella auffasst.

Im Norden grenzt die Ivreazone an die permo-triadischen Gesteine der Canavese- und Sesiazzone, die an ihrem Nordrand durch die Gesteine der der Ivreazone analogen „seconda zona diorito-kinzigitica“ abgelöst werden. FRANCHI glaubt deshalb an die Existenz einer permo-triadischen Synklinale zwischen den beiden Diorit-Kinzigitzonen.

V. NOVARESE (1906 und 1931) stellt die gänzliche Verschiedenheit zwischen dem nördlich der insubrischen Linie gelegenen Gebiet und der Ivreazone fest und gibt dann einen allgemeinen Überblick über die geologischen Verhältnisse in der Ivreazone und deren Beziehungen zu den südlichen Nachbarzonen. Die Grenze zwischen Ivrea- und Stronazone ist sehr unscharf, da beide Zonen aus kinzigitischem Material aufgebaut sein können. Der einzige Unterschied bestehe darin, dass in der Stronazone sehr alte glimmerdioritische Intrusionen stattfanden. Diese riefen keine Kontakterscheinungen an den intrudierten Schiefern hervor. Hingegen lässt die Granitintrusion von Quarna einen Einfluss auf die durchbrochenen Gesteine der Strona- und Kinzigitzone deutlich erkennen; die Gesteine des Kontakthofes führen nämlich Andalusit.

Das Alter der Gesteine der Kinzigitzone betrachtet NOVARESE unbedingt als präkarbonisch. Der hohe Grad der Metamorphose, wie ihn die Kinzigite zeigen, ist nach NOVARESE auf die gabbroiden Intrusionen zurückzuführen, da die Kinzigite stets in der Nähe der Gabbros, aber nie neben Graniten auftreten.

In einer Arbeit von NOVARESE (1933) über das Alter der Granite vom Lago Maggiore wird nochmals nachdrücklich auf das spätherzynische Alter dieser Granite und ihre Einheit von Baveno bis Biella hingewiesen. Alle Granite fallen durch die Abwesenheit einer kataklastischen Struktur auf, woraus manche Autoren auf das junge Alter der Granite schliessen. Wichtiger erscheinen jedoch NOVARESE die Argumente, die sich aus der Beobachtung der intrudierten und intrudierenden Gesteine, Schiefer und Porphyre ergeben. Die kristallinen Schiefer sind präkarbonisch und daher ungeeignet zur Altersbestimmung. Anders dagegen die permischen Quarzporphyre, die die Granite vom Lago di Orta (Cusio) bis in die Gegend von Biella begleiten und stellenweise durchsetzen. Der Granit sei somit älter als Perm.

H. PREISWERK (1906) beschrieb vom Nordrand des Lago Mergozzo basische Ganggesteine (Vintlite und Malchite). Er sieht in ihnen Abspaltungsprodukte der Gabbrodiorite der Ivreazone. Die Möglichkeit,

dass es sich auch um Differentiate des Granites vom Mont Orfano handeln könne, wird offen gelassen.

Eine abweichende Auffassung über die Genese der Gesteine der Ivreazone vertritt W. RADEFF (1915). Die heute als Amphibolite vorliegenden Diabase der Ivreazone drangen nach ihm als Erguss durch die flach unterliegenden paläozoischen Gesteine an die Oberfläche. Erst nach der Eruption der Diabase sollen sich darüber die Marmore und Glimmerquarzite abgelagert haben; sie werden als triadisch bis jurassisch betrachtet. Ein höheres Alter nimmt RADEFF nicht an, da man das erkennen würde. Die Eruption der Diabase erfolgte nach ihm intratriadisch; eine Kontaktmetamorphose an den Marmoren ist wegen ihres jüngeren Alters naturgemäss nicht möglich. Die Intrusion des Peridotites von Finero soll postjurassisch erfolgt sein, da die Entstehung eines Tiefengesteines eine grössere Überdeckung voraussetze.

Die Entstehung der den Diabasen unterliegenden Injektionsgneise stellt RADEFF in die letzte Phase der Alpenbildung. Hierbei wurden die Gneise durch Pegmatite (Abkömmlinge eines während der Alpenbildung im Untergrund entstandenen Granitherdes) injiziert. Die Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Peridotit einerseits, Amphibolit und Marmor andererseits, bringt er mit einer Verschuppung in Zusammenhang.

R. STAUB (1924) vertritt die Auffassung, dass Ivrea- und Stronazone die Wurzeln der grisoniden und oberostalpinen Decken darstellen. Die Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten wäre in einer Quetschzone südlich von Brissago zu suchen. Zur Ansicht, dass die Ivreazone die Wurzel der Grisoniden darstellt, trägt wesentlich die Gleichsetzung Ivreazone = Zone von Bellinzona bei. Von NOVARESE wird die Zone von Bellinzona aber in die nördliche Sesiazone und damit in die Wurzelregion der hochpenninischen Decken gestellt.

Setzt sich die Iorio-Tonalelinie als Trennungslinie zwischen Grisoniden und Austriden in der insubrischen Linie fort (R. STAUB, 1949), so müsste die Ivreazone zum oberen Ostalpin gestellt werden. Sie würde dann eine Einheit mit der Stronazone und damit mit dem Seengebirge bilden, wie dies die italienischen Geologen fordern.

In diesem Falle (insubrische Linie = Tonalelinie) würde aber die Ivreazone als oberostalpine Einheit direkt an das Hochpenninikum der Canavesezone grenzen. Die insubrische Linie würde dann einer Narbenzone entsprechen, die nicht die geringste Spur einer grisoniden Wurzel mehr erkennen lässt.

C. BURRI und F. DE QUERVAIN (1934) geben eine petrographisch-geologische und petrochemische Beschreibung basischer Ganggesteine

aus der Umgebung von Brissago. Eine genaue Altersbeziehung wurde nicht festgestellt, doch sind die Ganggesteine sicher jünger als die Kinzigite, aber älter als Verwerfungen, die allerdings sehr jung sein können. In der Frage der Zuordnung dieser Gänge zu einer geologischen Einheit neigen BURRI und DE QUERVAIN aus petrochemischen Gründen dazu, sie zur Gefolgschaft der Gabbros der Ivreazone zu stellen. Eine Zuordnung zu den postalpinen Ganggesteinen des Malcantone scheidet aus, da diese bedeutend alkalibetonter sind.

H. HUTTENLOCHER (1934) vertritt die Auffassung, dass die penninischen Deckengebiete im Norden und im Süden von autochthonen Massiven begrenzt werden. Der auffallende Unterschied zwischen den nördlichen Massiven mit ihren epizonal metamorphosierten Sedimenthüllen und dem südlichen Massiv, der Ivreazone, ist das Fehlen solcher epizonal metamorpher Sedimente im Süden.

Die Ivreazone besteht aus einem nördlichen Komplex (a) mit vorherrschend noritischen, gabbroiden, pyroxenitischen und peridotitischen Gesteinen. Der zweite Komplex (b) besteht aus „gneisigen“ Gesteinen, die sich jedoch (ausser den sogenannten Kinzigiten) ebenfalls aus amphibolitisch-pyroxenitischem Material aufbauen. Diese letzteren Gesteine unterscheiden sich von den ersteren nur durch ihren gneisigen Habitus; sie stellen die Ausläufer des unter (a) genannten Komplexes dar. Der etwas amphibolitische Charakter dieser Gesteine veranlasste GERLACH (1870), die Ivreazone als die Zone der Hornblendegesteine zu bezeichnen. ARTINI und MELZI (1900) stellten dies jedoch richtig, indem sie die pyroxenreiche Ausbildung der Gesteine als eine Haupteigentümlichkeit der Ivreazone feststellten.

Alle diese Gesteine sind nach HUTTENLOCHER lithologisch verwandt und können, auch ihrer Verbandsverhältnisse wegen, nicht getrennt werden.

Die Vererzungen in der Ivreazone gliedern sich entsprechend der Zoneneinteilung in zwei Gruppen, die strukturelle und stoffliche Eigentümlichkeiten aufweisen.

Vertritt HUTTENLOCHER im Jahre 1934 noch die Ansicht, dass die basischen Einschaltungen in der Kinzigitzone Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges darstellen, so macht sich in seinen späteren Arbeiten (HUTTENLOCHER, 1942, und JÄGER und HUTTENLOCHER, 1955) ein bedeutender Wechsel in der Auffassung bemerkbar. HUTTENLOCHER hegt in diesen Arbeiten Zweifel am Eruptivgesteinscharakter der basischen Einschaltungen (ausgenommen die ultrabasischen Gesteine von Megolo und Premosello) und glaubt, dass diese untrennbare Bestandteile des

Kinzigitkomplexes selbst, also umgeprägte Sedimente darstellen. Der Niederschlag dieser Auffassung findet sich in den unveröffentlichten Erläuterungen zur Exkursion der Schweiz. Min.-Petr. Gesellschaft in die Ivreazone (1950), aus denen wir wörtlich wiedergeben, was unser Gebiet betrifft.

„Allgemeines zur Geologie und Petrographie der Wurzel- und Ivrea-Verbanozone (Insubrisches Gebirge): Über die geologische Stellung dieser beiden Zonen besteht noch keine einheitliche Auffassung. Sie werden meistens beide zusammen in die Wurzelzone zusammengezogen; die erste als Wurzel der tiefen und mittleren penninischen, die Ivrea-Verbanozone als Wurzel der hochpenninischen und ost-alpinen Decken. In der vorliegenden Darstellung wird bewusst eine Trennung vorgenommen, die für den die Exkursion betreffenden Abschnitt bei Vogogna liegt, so dass sich nördlich davon das Wurzelgebiet der penninischen Decken bis nördlich von Domodossola ausdehnt. Südlich davon bis zum Lago Maggiore dagegen herrscht ein Gebirgskomplex, dem die typischen lithologischen Merkmale der penninischen Wurzelgesteine völlig fehlen, wenigstens sicher für den Abschnitt Vogogna-Ornavasso. An der Trennungslinie bei Vogogna setzt ausserdem der junge Sedimentzug (Trias-Jura) von Losone-Canavese durch, nach Osten sowohl wie auch nach Westen fast ohne Unterbruch beide begleitend.

An Stelle der alpin-penninischen Mineralassoziationen im Norden dieser Linie treten vollkommen veränderte auf; auch die Gross- und Mikrogefügeverhältnisse nehmen völlig nichtalpinen Charakter an.

Die **Ivrea-Verbanozone**: Sie ist in erster Linie durch die Assoziation gabbroider, pyroxenitischer oder peridotitischer Intrusiva in hochmetamorphem Paragestein gekennzeichnet. Die Gesteinskomplexe weisen nicht mehr schiefrig-plattigen Charakter auf, sondern erscheinen massig, was sich auch auf die Morphologie der Landschaft überträgt. Doch kennzeichnet eine bald ausgesprochene, bald nur angedeutete Bänderung den lithologischen Wechsel an, nicht selten mit grossangelegten Biegungen und Faltungen (Fluidaltextur magmatisch differenzierter Gesteine oder plastische Verformung von Metamorphiten). Südwestlich unseres Exkursionsgebietes wird die Hauptmasse dieser Zone durch einen mehrere Kilometer breiten, geschlossenen Komplex bänderig bis parallel texturierter, dioritogabbroider bis noritischer Gesteine repräsentiert. In der Valle d'Ossola trifft man diese Gesteinstypen in zwischen kinzigitischen Paragesteinen aufgeteilten Vorkommen an. Sie stehen am Nordwestrand der Zone gerne in Beziehung mit peridotitischen Differentiaten. Das dauernd schlierig bis bänderige Auftreten aller dieser Gesteine, ihr fast stetiger beträchtlicher Granatgehalt (Granate bis fast 10 cm Durchmesser), der plagioklasreiche Hof um die Granate, die gelegentlich reiche Spinellausscheidung in den Plagioklasen und andere Erscheinungen machen es wahrscheinlich, dass hier Remobilisationen und Neueinstellungen in grosser Tiefe vorliegen. Charnockitische, granulitische und anorthositische Derivate sind weiter ständige Begleiter dieser Assoziationen, mit welchen aufs engste kinzigitische und calciphyrische Paragenesen verknüpft sind. Anzeichen einer Umprägung unter alpin-orogener Bedingungen fehlen vollständig (Mangel an hydroxylhaltigen Mineralien); ein Übergang zwischen beiden Ausbildungen ist nirgends anzutreffen. Vielmehr ist der Wechsel von Wurzelzonenausbildung zu dieser ausgesprochenen Katafazies ein höchst schroffer. Eine gewisse Vermittlung besteht allerdings darin, dass an

der Grenzlinie die Ivrea-Verbanogesteine stark geschiefert sind; eine intensive Tektonisierungslinie bezeichnet somit die Grenze vom Wurzelgebiet zum Ivrea-Verbanokomplex. Ob die reichliche Tachylitbildung in der Nähe dieser Linie mit ihr selbst etwas zu tun hat, ist noch nicht entschieden.

Während der Intrusion gabbrodioritischer Magmen in einen Sedimentkomplex von kalkig-toniger Zusammensetzung kam es zu ausgiebigem Stoffaustausch, der sich, kommen nachträgliche Remobilisationen in Frage, noch verschärft haben dürfte (Ti-Reichtum der Paragesteine, Ca-Reichtum der Eruptiva, Graphitführung beider). Weitverbreitet sind gabbroid aussehende, ebenfalls schlierig-bänderig texturierte Pyroxen-Hornblendetypen, die ursprünglich mergelige Paragesteine waren.

Im Südosten stellen sich ausgiebige glimmerdioritische Intrusionen ein; in Zusammenhang damit treten auch intensive Alkalipegmatitinjektionen auf. Beide Erscheinungen lassen sich mit dem Granitherd von Baveno in Zusammenhang bringen.“

Soweit die wörtliche Zitierung HUTTENLOCHERS.

O. CAMISASCA (1940) befasst sich mit dem Marmor von Candoglia und diskutiert neben einer Beschreibung der auftretenden Minerale und der chemischen Beschaffenheit der Marmore auch die Probleme der Genese und des Alters. Er sucht den Grund für die Umwandlung der Kalke in Marmore in einer ausgedehnten Regionalmetamorphose, die alle Gesteine dieser Zone erfasste. Der Mineralreichtum der Marmore ist auf eine Kontaktmetamorphose durch Pegmatite und basische Gesteine zurückzuführen. Zeitlich werden die Marmore zwischen oberes Archaikum und unteres Paläozoikum gestellt.

E. NIGGLI (1946) untersuchte den Zusammenhang der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Alpen mit der Ivreazone und stellte im Bereich der Ivreazone einen Schwereüberschuss gegenüber den nördlichen Gebieten fest. Die grosse negative Schwereanomalie in den zentralen Teilen der Alpen rechtfertigt die Annahme, dass es sich um eine durch die Orogenese bedingte Verdickung des Sials handelt. Ein Schwereprofil durch die Alpen zeigt nun aber im Süden einen Umschlag von der negativen Anomalie der zentralen Alpen in eine positive (Schwereüberschuss) mit dem Einsetzen der Ivreazone. Es drängt sich die Annahme auf, dass hierfür die relativ schweren Gesteine der Ivreazone verantwortlich sind. Abgesehen von den basischen und ultrabasischen Gesteinen mit ihrer Dichte von 3,0 und mehr ist auch die Dichte der Paragesteine grösser als 2,7.

Um nun die Ergebnisse der Messungen mit der Wirklichkeit, d. h. dem geologischen Bau, in Einklang zu bringen, wurden von E. NIGGLI mehrere Annahmen durchgerechnet. Es ergab sich dabei, dass ein massiv-artiger Bau der Ivreazone unter Zunahme der Breite und des peridotitischen Charakters nach der Tiefe dem Verlauf der Kurve am ehesten

entsprechen würde. Damit in Widerspruch steht jedoch die Ansicht von R. STAUB (1924, 1949), der die Ivreazone als steilgestellte Wurzelzone betrachtet.

Nach NIGGLI steht aber der Annahme, dass die Ivreazone die freigelegte Dachregion einer Intrusion in mehr oder weniger unveränderter Lage darstellt, nichts im Wege. Allerdings muss an der Nordseite der Zone nach der Tiefe zu eine starke Verbreiterung angenommen werden, da die Kurve des Schwereprofils hier stark ansteigt. Dies käme einer Unterschiebung der Ivreazone unter die Canavesezone oder einer Rückfaltung der letzteren gleich. Eine andere Möglichkeit besteht jedoch darin, die basischen Gesteine der „seconda zona diorito-kinzigitica“ für den raschen Anstieg der Kurve verantwortlich zu machen.

P. WALTER (1950) nimmt an, dass die basischen Magmen der Ivreazone in das Altkristallin der Kinzigitzone entlang einer Diskontinuitätsfläche, der späteren insubrischen Linie, eindrangen. Die Intrusionen erstreckten sich über einen langen Zeitraum; die ältesten Gabbros finden sich heute am Südrand des basischen Hauptgesteinszuges, die jüngsten stets in der Nähe der insubrischen Linie. Die ultrabasischen Gesteine des Peridotitstockes von Finero wären demnach als die zuletzt eingedrungenen Ivreagesteine anzusehen. Zeitlich könne die Intrusion sehr wohl mit der Bildung der Ophiolithe in der frühorogenen Phase der Alpen zusammenfallen. Erst nach dem Erstarren dieser Magmen bildete sich die insubrische Linie heraus. Die Bewegung an dieser Fläche verlief wahrscheinlich als Unterschiebung der Ivreazone unter die Canavesezone.

PAGLIANI und MILANI (1952) untersuchten die Pegmatite von Candoglia. Die Autoren geben von jedem Mineral die optischen, chemischen und physikalischen Daten und stellen die Pegmatite von Candoglia den von F. DE QUERVAIN (1932) aus der Valle della Madonna beschriebenen Pegmatiten gleich.

O. VECCHIA (1952) bestätigt die Ergebnisse der gravimetrischen Berechnungen von E. NIGGLI (1946) auch für den italienischen Teil der Ivreazone. Er stellt fest, dass sich die positive Schwereanomalie auch über die Oberflächenausdehnung der Ivreazone hinaus fortsetzt; die Ivreazone besitzt im Untergrund also eine grössere Ausdehnung. (Vgl. hierzu: Isogam maps of Europe and North Africa, I. W. DE BRUYN, 1955, Shell Petroleum Co. Ltd., London.)

Kürzlich hat M. BERTOLANI (1954) die Gesteine der Val Sabbia petrographisch und chemisch untersucht. Im Gegensatz zu FRANCHI, der die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges als dioritisch bezeichnet, beschreibt BERTOLANI den allgemeinen Gesteinscharakter als gab-

broid bis noritisch. Die Diorite kommen nach B. nur am Kontakt zu den Nebengesteinen vor und zeigen auch dann nur eine entfernte Ähnlichkeit mit wirklichen Dioriten. Die basischen Einlagerungen in der Kinzigitzone fasst er als Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges auf. Eine metamorphe Entstehung für diese basischen Einschaltungen, wie sie HUTTENLOCHER in seinen letzten Arbeiten annimmt, hält BERTOLANI nicht für wahrscheinlich; er räumt jedoch ein, dass migmatitische und metamorphe Umprägungen, zum Teil während der Entstehung dieser Gesteine, stattgefunden haben mögen.

Die gravimetrischen Untersuchungsergebnisse von E. NIGGLI (1946) und O. VECCHIA (1952) erhielten eine Bestätigung durch die von I. W. DE BRUYN herausgegebenen „Isogam maps of Europe and North Africa“, die deutlich erkennen lassen, dass die Ivreazone im Untergrund eine grössere Ausdehnung als an der Oberfläche besitzt.

Aus dem Stollenprofil eines Zuleitungsstollens der Maggiakraftwerke beschreibt E. VENKAYYA (1956) verschiedene Gesteinstypen der Ivreazone. Genetisch vertritt er die gleiche Auffassung wie P. WALTER (1950).

O. FRIEDENREICH (1956) beschreibt die Vererzungserscheinungen des Peridotitstockes von Finero. Auch seine Bemerkungen zur geologisch-petrographischen Stellung der Ivreazone sind der Interpretation P. WALTERS (1950) stark verpflichtet.

Die Canavesezone

Diese Zone weist als Wurzel der hochpenninischen oder unterostalpinen Decken eine gänzlich andersgeartete Gesteinszusammensetzung auf als die Ivreazone. Herrschen im Canavese plattige bis schiefrige, chlorit- und serizitreiche Gesteine vor, so sind solche Gesteinstypen der Ivreazone völlig fremd; die Gesteine sind hier massig und kompakt. Diese verschiedene Gesteinsbeschaffenheit macht sich auch in der Morphologie der Landschaft bemerkbar: in der Canavesezone weiche und gerundete, in der Ivreazone schroffe, ja bizarre Formen.

In der vorliegenden Untersuchung werden nur Canavesegesteine bis zu einer Distanz von ungefähr 200 Meter von der insubrischen Linie beschrieben. Die Proben wurden in Loro-Rumianca genommen. Auf eine Kartierung an der östlichen Talflanke des Toce wurde verzichtet, da eine solche infolge der starken Überbauung in Vogogna sehr unvollständig und schwierig durchzuführen wäre.

Im untersuchten Gebiet werden die Gesteine des Canavese durch folgende Typen vertreten:

1. Kompakter, chlorit- und serizitführender Dolomit von leicht eisenbrauner Farbe.
2. Grüne, plattige Chlorit-Serizitschiefer.
3. Ausgewalzte Gabbros.

Über das geologische Auftreten dieser Gesteine orientiert die Karte (Fig. 2).

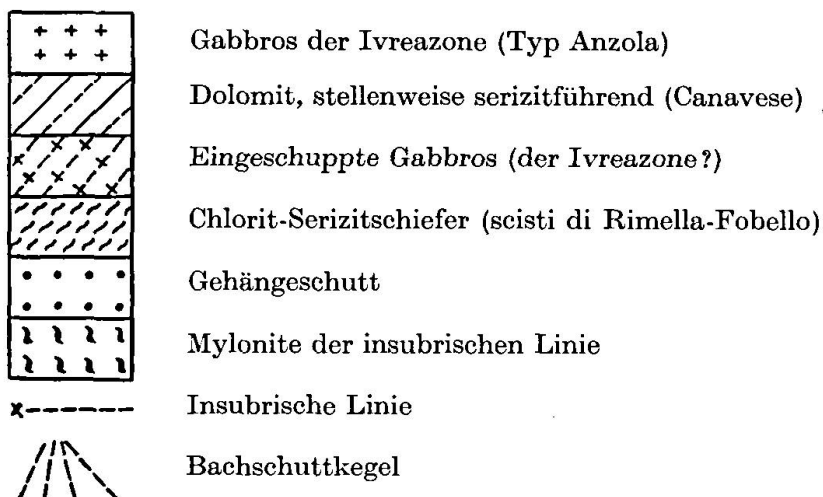
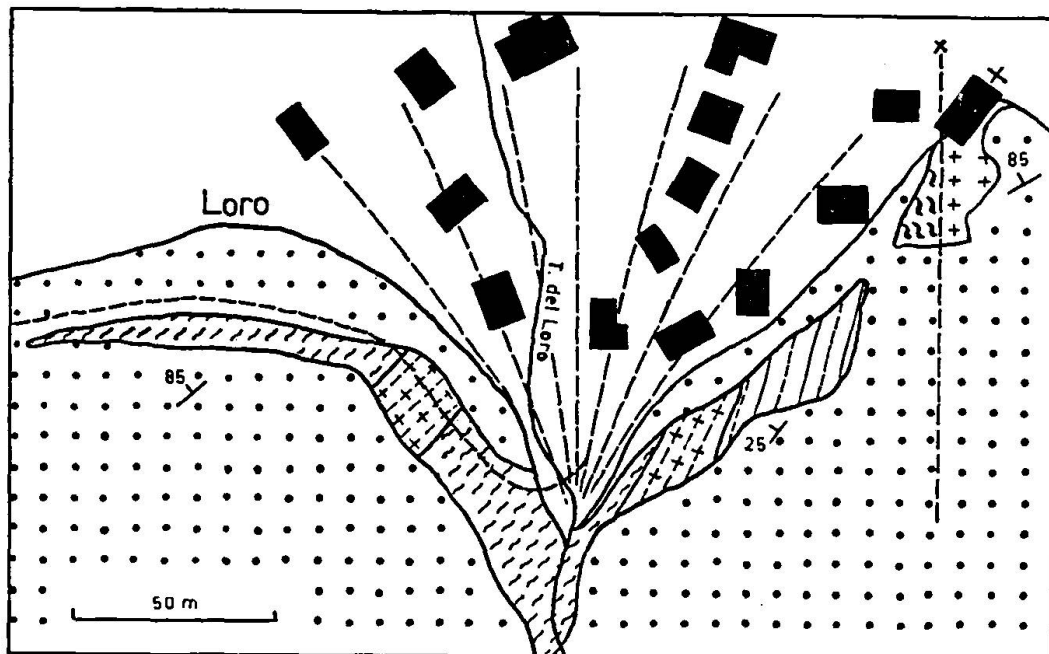


Fig. 2. Geologische Kartenskizze des Grenzgebietes zwischen Canavesezone und Ivreazone bei Loro-Rumianca.

Der *Dolomit* fühlt sich sandig und rauh an und besitzt äusserlich eher das Aussehen einer Arkose als eines Dolomites. Das Gestein ist kompakt und lässt nur dort, wo es makroskopisch erkennbare Serizit-schüppchen besitzt, eine Schieferungsrichtung erkennen.

Mineralbestand: Chlorit, Serizit, Dolomit, Kalzit und Limonit.

Kalzit tritt nur sekundär auf ausgeheilten Rissen auf und ist sicher posttektonisch, da er keinerlei mechanische Beanspruchung erkennen lässt.

Chlorit und Serizit bilden eine Grundmasse, in der das Mineral Dolomit in Form zahlreicher Körnchen verstreut ist. Die Dolomitmörner sind von schmutziggelber Farbe, wohl infolge eines Überzuges von Limonit.

Die grünen, grobplattigen *Chlorit-Serizitschiefer* zeigen makroskopisch einen einfachen Mineralbestand: Chlorit, Serizit und lagenweise Quarz. Das Gestein spaltet beim Anschlagen nach der Fläche, in der die Glimmer orientiert sind. Frische Bruchflächen zeigen einen grünlichen und infolge des Serizitreichtums silbrigen Glanz. Die einzelnen Glimmerlagen werden durch wenige Millimeter mächtige Quarzlagen getrennt, die jedoch auch ausspitzen können; die Glimmerlagen werden dann mächtiger.

Mikroskopisch kann der Mineralbestand sehr variabel sein. Chlorit, Serizit und Quarz kommen stets vor; in wechselnden Mengen können jedoch auch Dolomit, Plagioklas, Titanit und Granat hinzutreten.

Chlorit und Serizit sind stets in grosser Menge vorhanden und in der Streichrichtung des Gesteines geordnet.

Quarz findet sich meist lagenweise in feinklastischer Form; er ist jedoch auch in grösseren, fleckig auslöschenden Partien wohl als jüngere Bildung vorhanden.

Wenn Plagioklase auftreten, so bilden sie kleine gerundete, stark zersetzte Körner, die von den Chlorit- und Serizitbändern umflossen werden. Eine Vermessung auf dem Universaldrehtisch ergab für frischere Plagioklaspartien eine Zusammensetzung von 8 % An; es handelt sich somit um Albit. Die Körner sind nach Albit- und Periklinesgesetz verzwillingt.

Titanit und Granat treten in gerundeten Körnern zumeist in den quarzreichen Partien des Gesteins oder doch in deren näherer Nachbarschaft auf.

Dolomit ist mikroskopisch kaum feststellbar, bildet aber sicher die Kittmasse der klastischen Gemengteile.

Die *Gabbros* treten in zwei isolierten Vorkommen auf und lassen schon makroskopisch eine gewisse Ähnlichkeit mit den jenseits der in-subrischen Linie anstehenden Gabbros der Ivreazone erkennen. Die

dunklen Gemengteile, Pyroxen und Hornblende, sind stark chloritisiert und in der Schieferungsrichtung angeordnet. Zwischen den einzelnen Chloritlagen finden sich stark ausgewalzte, langgestreckte Plagioklase von feinspindelter Form.

Mineralbestand: Hornblende, Pyroxen, Chlorit, Serizit, Plagioklas, saussuritierter Feldspat, Ilmenit und Titanit.

Die stark chloritisierten Hornblenden und Pyroxene schwimmen in einer Grundmasse von Chlorit, Serizit und saussuritisiertem, kaum als solchem zu erkennendem Plagioklas. Aus diesem Grunde war eine genauere Bestimmung der Plagioklase unmöglich. Auch an frischeren Plagioklasen liess sich infolge der starken undulösen Auslöschung keine Messung durchführen.

Ilmenit tritt stets mit einem Leukoxenrand auf. Titanit zeigt oft im Zentrum des Kernes einen Erzkern, vermutlich aus Ilmenit.

Der Titanreichtum des Gesteines lässt die Vermutung zu, dass es sich um einen ursprünglich zur Ivreazone gehörigen, stark ausgewalzten Gabbro handelt, da Titanreichtum eine weitverbreitete Eigenschaft der Ivreagesteine darstellt.

Randlich gehen diese Gesteine in nahezu feldspatfreie Chlorit-Serizitschiefer über, die keinerlei kontaktliche Beeinflussung durch die Gabbros erkennen lassen. Deshalb kann als wahrscheinlich gelten, dass die Gabbros in der Canavesezone eingeschuppte Ivreagesteine sind.

Was die Entstehung der Chlorit-Serizitschiefer betrifft, so fragt es sich, ob diese aus stark ausgewalzten Ivreagesteinen (Gabbro oder Kinzigit) hervorgingen, oder ob sie der Ivreazone fremde Sedimente oder Eruptivgesteine darstellen. Besonders die Granat und Titanit führenden Gesteine erwecken den Eindruck, alpin umgeprägte Ivreagesteine zu sein.

Um in dieser Frage einen Schritt weiterzukommen, wurden die Chloritschiefer durch Differentialthermoanalyse (DTA) untersucht. Die hierzu verwendete Apparatur wurde von E. JÄGER und S. SCHILLING (1956) beschrieben.

Die Ergebnisse der Messungen zeigen deutlich (Fig. 3), dass zwei verschiedene Chloritschiefertypen unterschieden werden können. Der eine Typ (a) ist unzweifelhaft genetisch mit dem Dolomit verbunden; er zeigt stets einen gewissen Dolomitgehalt. Auch die Granat und Titanit führenden Gesteine gehören hierzu. Der andere Typus (b) (es sind dies die dem Gabbro benachbarten Gesteine) zeigt ausser einem endothermen „peak“ bei 600 Grad keine Reaktion. Der Chlorit bei beiden Typen ist offensichtlich derselbe, nämlich ein Glied der Prochloritreihe.

Die Entstehung der Gesteine des Typus (a) lässt sich so erklären, dass ein ursprünglich tonhaltiger Dolomit in ein tonerdereicheres, dolomitarmes Gestein überging. Die Tonminerale des Dolomites und der dolomitischen Mergel liegen heute als Serizit, der in der DTA schlecht nachweisbar ist, und als Chlorit vor.

Ob der Granat und der Titanit aus der Ivreazone eingeschwemmt wurden, liess sich nicht feststellen. Sollte es der Fall sein, so liessen sich wichtige Rückschlüsse auf das Alter der Ivreazone machen; die Ivreagesteine wären dann prätriadisch, da Trias in der Canavesezone nachgewiesen ist. Ausserdem würde es die Existenz einer Synklinale zwischen den beiden basischen Zonen (Ivreazone und „seconda zona dioritokinzigitica“) bestätigen, wie FRANCHI (1906) dies annimmt.

Für die Gesteine des Typus (b) ist es unmöglich, aus der Form der DTA-Kurven herzuleiten, ob es sich um Ortho- oder Paragesteine handelt. Mit Rücksicht auf ihr geologisches Vorkommen (engste Nachbar-

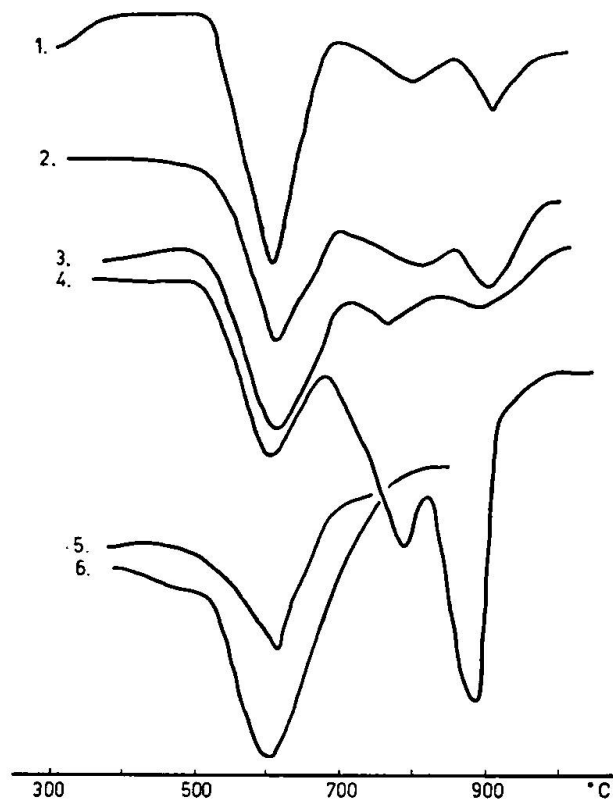


Fig. 3. Differentialthermoanalyse von Chloritschiefern.

1. und 3. Chlorit-Serizitschiefer; 2. Chlorit-Serizitschiefer mit Granat und Titanit;
1.—3. Typus a. 4. Dolomit; 5. und 6. Chlorit-Serizitschiefer des Typus b.

schaft der Gabbros) könnte man geneigt sein, sie als stark ausgewalzte Gabbros anzusehen, die keinerlei Ähnlichkeit mit dem ursprünglichen Gestein mehr besitzen.

Die Ivrea- und Stronazone

Die Literatur vermittelt ein sehr gegensätzliches Bild über die petrographisch-geologischen Verhältnisse in der Ivreazone. Es sind vor allem die Arbeiten von WALTER (1950) und BERTOLANI (1954) einerseits und HUTTENLOCHER (1942) und JÄGER und HUTTENLOCHER (1955) andererseits, die sich grundsätzlich widersprechen:

WALTER und BERTOLANI sehen in den basischen Einschaltungen der Kinzigitzone Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges; die Kontakte zu den Kinzigiten werden als Eruptivkontakte beschrieben. HUTTENLOCHER und JÄGER dagegen sind der Ansicht, dass die basischen Einschaltungen „keine Intrusivkörper, sondern äquivalente Bestandmassen des Kinzigitkomplexes selbst“ darstellen. In dieser Arbeit soll deshalb versucht werden, die Natur der basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex abzuklären.

Kontaktwirkungen, die sie an den Nebengesteinen hervorriefen, weisen darauf hin, dass die basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex der unteren Val d'Ossola echte Intrusivgesteine sind. Ihre Verbandsverhältnisse und strukturelle Eigenschaften lassen erkennen, dass sie prä- und syntektonisch intrudierten, wie dies WALTER (1950) schon für den schweizerischen Abschnitt der Ivreazone feststellte. Es war eine weitere Aufgabe dieser Arbeit, das Alter dieser Orogenese und somit das Alter der Ivreagesteine festzulegen, was nur durch die Untersuchung der Beziehungen zwischen Ivreazone und den Graniten des Lago Maggiore möglich war. Das Alter der Orogenese konnte als prägranitisch, wahrscheinlich herzynisch, festgelegt werden. Auf die sich hieraus ergebenden Konsequenzen für die tektonische Stellung der Ivreazone im Alpengebäude soll in einem abschliessenden Kapitel kurz eingegangen werden.

Das Profil (Fig. 4) vermittelt ein Bild der in der vorliegenden Arbeit vertretenen Ansichten über den Bau der Ivreazone und ihre Beziehungen zu den südlichen Nachbargebieten.

Morphologie

Wenn wir die Canavesezone verlassen und bei Rumianca oder Vogogna die Ivreazone betreten, fällt eine deutliche Zweiteilung in der

Morphologie der Landschaft auf. Zeigen im Norden der Ivreazone die Berge schroffe Formen, so besitzen diese im Süden weiche, runde Konturen. Dieser morphologische Wechsel steht in direkter Beziehung zur Lithologie der Ivrea- und Stronazone. Die bizarr geformten Berge werden von sehr kompakten, massigen Eruptiv- und hochmetamorphen Paragesteinen aufgebaut, während die weichen Landschaftsformen durch weniger massige Biotitschiefer bedingt sind.

Allgemeines

Die bisher in der Literatur beschriebenen Gesteine wurden stets nach ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer geographischen Lage in Gruppen zusammengefasst. Dieses Einteilungsprinzip soll nun in der vorliegenden Arbeit nur für die Paragesteine beibehalten werden. Die Eruptivgesteine werden in Zusammenhang mit dem zeitlichen Ablauf grosstektonischer Bewegungen gebracht. Danach lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

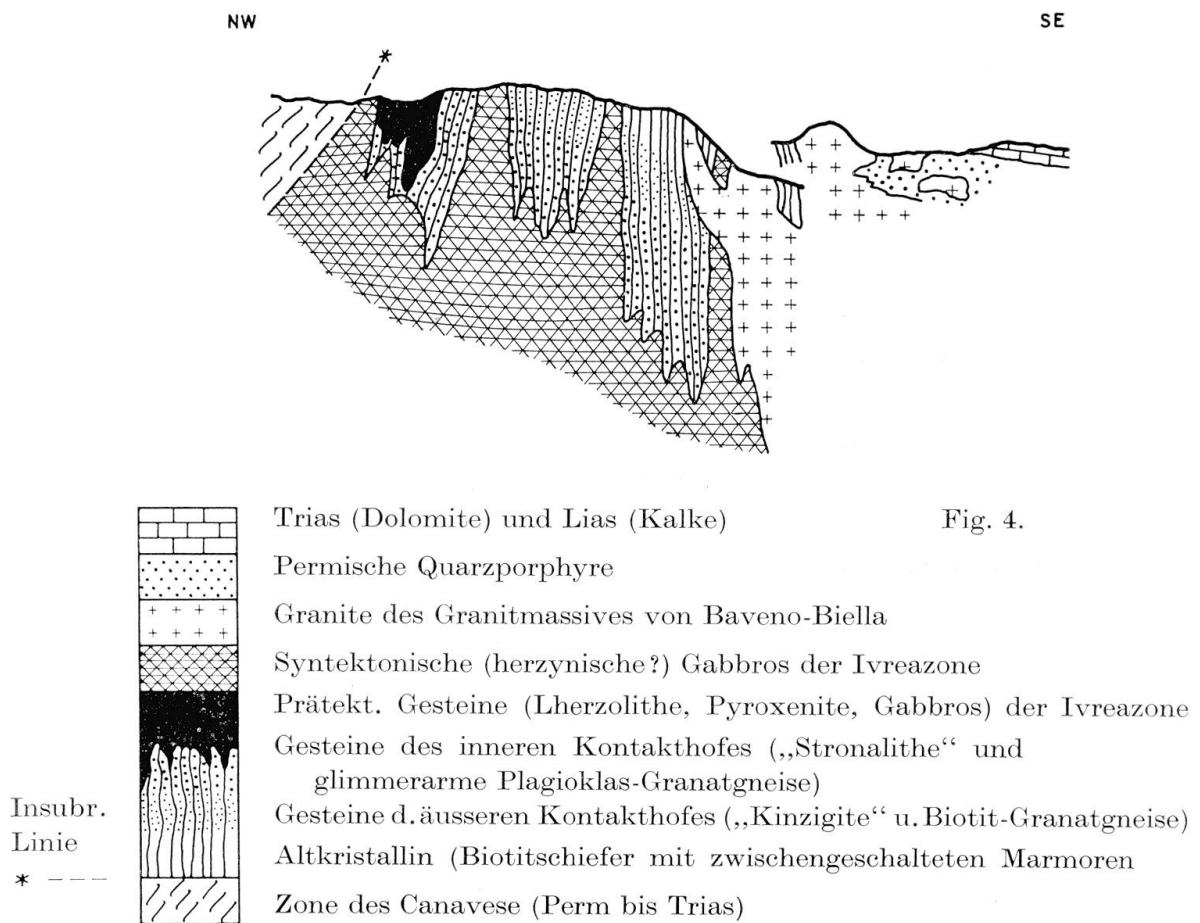


Fig. 4.

Eruptivgesteine

- a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus,
- b) Gesteine des syntektonischen Plutonismus,
- c) Gesteine des posttektonischen Plutonismus.

Paragesteine

- a) Gesteine des inneren Kontakthofes,
- b) Gesteine des äusseren Kontakthofes,
- c) Gesteine des Altkristallins,
- d) Marmore und Calciphyre.

Mischgesteine.

Die Zuordnung der Eruptivgesteine zu einer der drei Gruppen (a, b und c) geschah nach geologischen, texturellen und strukturellen Eigenschaften. Im folgenden sind die Merkmale der drei Gruppen zusammengestellt.

Prätektonische Eruptivgesteine: Die Gesteine zeigen ausgeprägte Schieferung, die nicht durch die Einregelung der Gemengteile während des Erstarrens zustande kam, sondern durch eine mechanische Beanspruchung nach der Hauptkristallisation.

Die ursprünglichen Strukturen sind durch Katakklase bis zur vollständigen Mylonitisierung umgeprägt.

Die Mylonite beschränken sich streng auf die prätektonischen Eruptivgesteine und die von ihnen intrudierten Paragesteine.

Nach erfolgter Katakklase fand eine erneute Blastese statt, die durch die während der Gebirgsbildung eindringenden Magmen bewirkt wurde.

Syntektonische Eruptivgesteine: Die Gesteine sind konkordant in das Nebengestein eingedrungen. Ihre Bänderstruktur folgt den kleinsten unregelmässigen Konturen am Kontakt zum Nebengestein.

Die Strukturen sind bei den älteren der synorogenen Gesteine granoblastisch, bei den jüngeren hypidiomorph. Eine Mylonitisierung tritt nicht auf (abgesehen von der unmittelbaren Umgebung der insubrischen Linie und den ältesten der syntektonischen Gabbros).

Die einzelnen Gemengteile zeigen Anzeichen sich ändernder Umweltsbedingungen während der Kristallisation, reaction rims um Pyroxene und Hornblenden und zerbrochene, unter veränderter Orientierung weitergewachsene Kristalle.

Die Mylonite zeigen im Gegensatz zu Myloniten der prätektonischen Gesteine keine nachträgliche Blastese.

Die ultrabasischen Gesteine werden von den syntektonischen intrudiert (HUTTENLOCHER, 1942, S. 338).

Posttektonische, saure Eruptivgesteine: Die Gesteine dringen diskordant in das Nebengestein ein; Parallelt Texturen sind schwach oder gar nicht erkennbar. Die Nebengesteine wurden nach der Orogenese metamorphosiert, d. h. die Kontaktmetamorphose erfasste schon steilgestellte Schichten.

DIE ERUPTIVGESTEINE

a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus

In dieser Gruppe finden sich die ultrabasischen Gesteine, die in der unteren Val d'Ossola auf der westlichen Talseite bei Megolo und auf der östlichen bei Premosello anstehen. Beide Vorkommen sind durch den Taleinschnitt des Toce getrennt; es handelt sich also nicht um zwei geologisch trennbare Einheiten.

Die hier auftretenden Gesteinstypen zeigen deutlich ihre Zugehörigkeit zur Kette der ultrabasischen Eruptivstöcke, die in getrennten Vorkommen sich am Nordwestrand der Ivreazone von Baldissero bis Finero hinziehen.

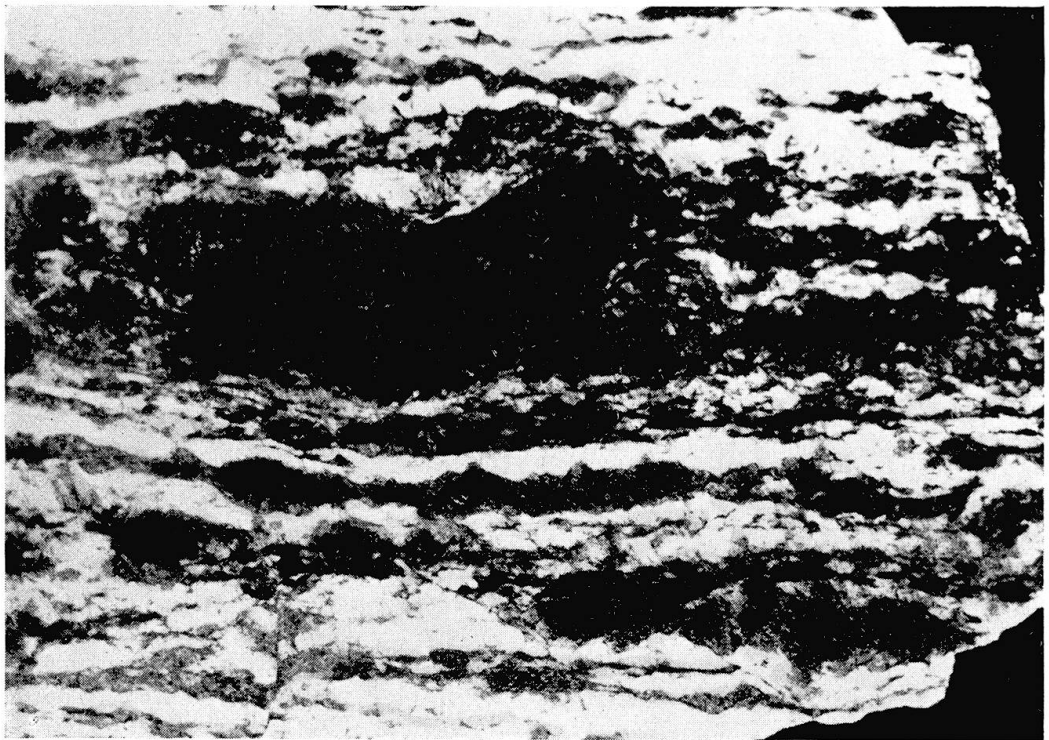


Fig. 5. Anschliffbild des schiefrigen Gabbro-norites von Premosello. Die hellen Lagen werden von Plagioklas, die dunklen von Pyroxen eingenommen. Natürliche Grösse.

Allerdings ist bei Megolo-Premosello kein so grosser Artenreichtum vertreten wie beispielsweise am Mte Capio. M. BERTOLANI (1954), H. HUTTENLOCHER (1934) und P. WALTER (1950) beschrieben diese Gesteine eingehend, so dass es sich hier erübrigt, auf Einzelheiten näher einzutreten.

Den Hauptteil des Vorkommens von Megolo-Premosello stellt ein gneisiger Gabbonorit mit rostbrauner Anwitterungsfarbe.

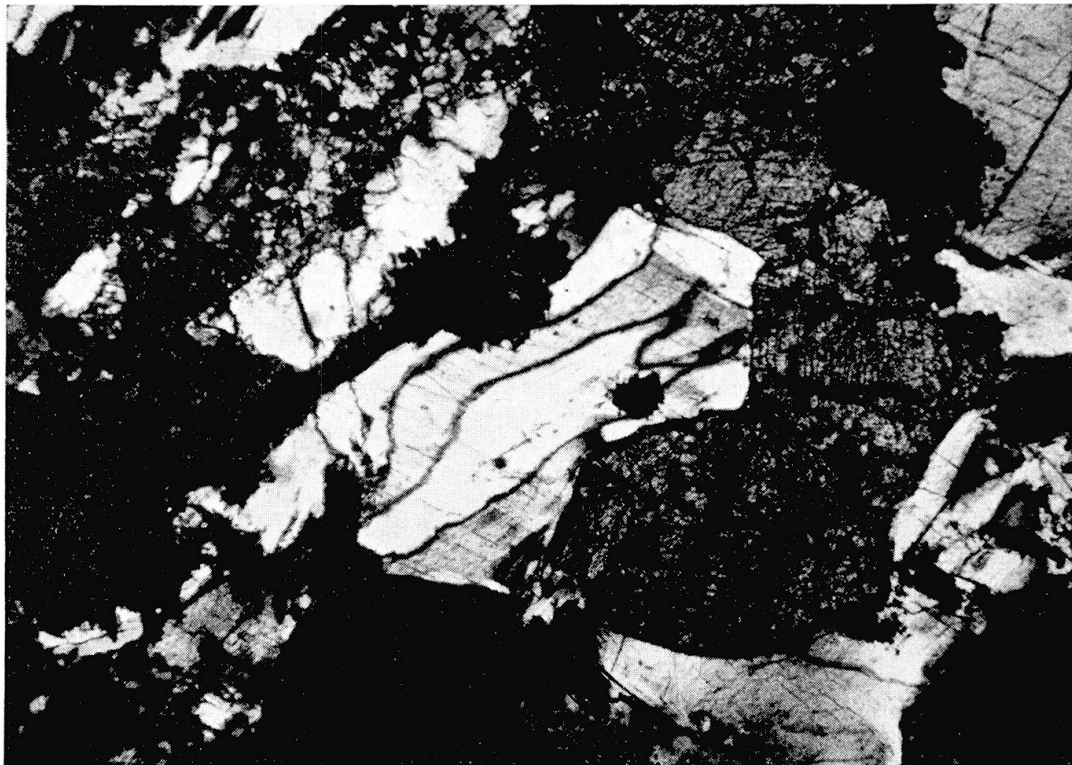


Fig. 6. Dünnschliffbild des Gabbonorites von Premosello. In der Bildmitte ist ein regenerierter Plagioklas zu erkennen.
M = vollständig mylonitisierter Pyroxen. Verg. 40fach. × Nicols.

Makroskopisch lassen sich graue Plagioklase, braune bis braunschwarze Pyroxene (meist Bronzite) und hellgelb glänzender Magnetkies erkennen. Die Korngrösse der Gemengteile schwankt von 1 mm bis 5 mm. Durch eine nachträgliche Verschieferung erhielt das nur selten gleichmässig körnige Gestein sein inhomogenes Aussehen: Die hellen und dunklen Gemengteile sind in Bruchstücke zerlegt (wobei der Kornzusammenhang mehr oder weniger erhalten blieb) und auf einzelnen scharf begrenzten, aber unregelmässig umrissenen Lagen gesondert. Die Mächtigkeit dieser nahezu monomineralischen Bänder schwankt selbst im Handstück-

bereich zwischen 2 cm und 1 mm. Überall ist das Gestein von einem feinen Netz von Ultramyloniten durchzogen (Mächtigkeit 1 mm bis 5 mm), die auch ins Nebengestein — aber nie in nachweislich jüngere Eruptivgesteine — durchsetzen. Nicht selten sind auch pyroxenpegmatitische bis pyroxenitische, diopsid- oder bronzitführende, stellenweise vererzte (Magnetkies-) Nester, aus denen sich bisweilen gangähnliche, zur Schieferungsrichtung auch diskordant verlaufende Bildungen abzweigen.

Mikroskopische Beschreibung

Das Gestein besteht aus Plagioklas (basischer Andesin bis Labrador), monoklinem (diopsidischem) und rhombischem (Fe-reichem) Pyroxen, brauner Hornblende, Erz (vor allem Pyrrhotin und Ilmenit) und stellenweise Granat. Die einzelnen Gemengteile zeigen unter dem Mikroskop den Einfluss einer starken mechanischen Beanspruchung: Die Kristalle sind in zahlreiche Bruchstücke zerlegt, die vielfach von einem äusserst feinen, opak erscheinenden Zerreibsel umhüllt werden. Die Tektonisierung kann zur vollständigen Mylonitisierung des Gesteines führen; allerdings lässt sich eine nachträgliche Blastese, die durch die später eindringenden, synorogenen Gesteine bewirkt wurde, feststellen: Plagioklasbruchstücke

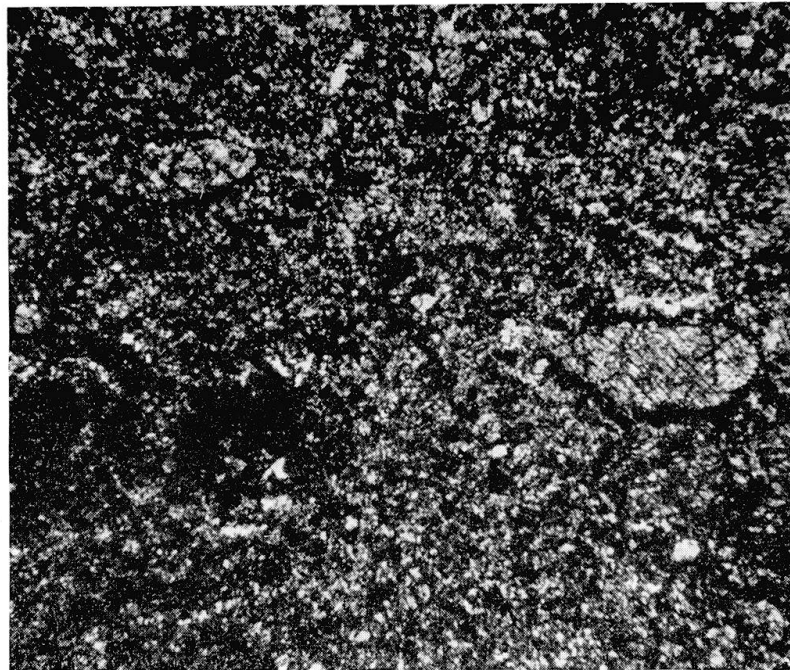


Fig. 7. Dünnschliffbild eines Mylonites aus dem Gabbronorit von Premosello. In einer feinkörnigen Grundmasse sind Porphyroblasten von Hornblende zu erkennen. Vergr. 40fach, // Nicols.

ursprünglich grosser Kristalle wurden wieder regeneriert, zu allerdings sehr inhomogenen Individuen, die durch ihre undulöse Auslöschung und unregelmässigen Zwillingslamellen auffallen (Fig. 6). Auch in Myloniten und Pseudotachyliten sind Rekristallisationserscheinungen feststellbar: In einer feinklastischen Grundmasse schwimmen rundliche Kristalloblasten von Pyroxen oder Hornblende (Fig. 7).

Nicht selten sind fast feldspatfreie, diopsid- oder bronzitpyroxenitische, pegmatitoide Bildungen, die nesterförmig begrenzt sind (Länge der Nester bis $\frac{1}{2}$ m). Bisweilen gehen von diesen Nestern gangähnliche, bis einige cm mächtige Adern aus, die sich auch disruptiv verhalten können. Da diese Bildungen jedoch auf die prätektonischen Gabbros beschränkt sind, d. h. nie in die Nebengesteine durchsetzen, kann angenommen werden, dass sie eher basische Nachschübe als echte Pegmatite darstellen. Ihre vielfach starke Vererzung mit Pyrrhotin und Pentlandit weist auch darauf hin.

Gegen oben nimmt der Gabbronorit von Premosello in zunehmendem Masse Olivin auf, der ganz allmählich den Übergang zu peridotitischen Varietäten vermittelt. In den ultrabasischen Varietäten tritt auch ein grüner Spinell auf, der in den olivinfreien Gesteinen sonst nicht vorkommt.

Die Zusammensetzung extremer Gesteinstypen ist aus den in Tabelle 1 zusammengestellten Integrationstischvermessungen ersichtlich.

Hierzu einige Bemerkungen: Die Auszählung der Schliffe wurde nicht mit einem Integrationstisch herkömmlicher Art, z. B. Leitz, vorgenommen, sondern mit einem Pointcounter. Infolge des Arbeitsprinzipes des Pointcounters werden die akzessorischen Gemengteile nicht immer erfasst. In solchen Pointcounterauszahlungen, wo sie nicht in Erscheinung treten, sind diese Mineralien deshalb mit einem * markiert, wenn sie im Gestein enthalten sind.

Tabelle 1

	I	II	III
Olivin	67,0	—	—
Spinell	3,7	—	—
Granat	—	—	2,7
Hornblende	15,0	15,9	13,8
Orthopyroxen	9,3	24,0	20,0
Klinopyroxen	—	0,9	3,2
Plagioklas	—	58,8	59,3
Erz	5,0	0,4	1,0

I. Hornblende-Pyroxen-Peridotit von Colloro bei Premosello.

II. Gabbronorit von Megolo.

III. Granatführender Gabbronorit von Megolo.

Tabelle 2

	2	3	4		2	3	4
SiO ₂	46,95	49,80	40,40	si	97	93	91
Al ₂ O ₃	16,63	9,74	14,08	al	20,1	11,0	18,4
Fe ₂ O ₃	1,55	1,27	1,98	fm	48,7	80,0	32,0
FeO	8,14	11,03	9,65	c	29,1	7,5	47,2
MgO	10,52	22,08	7,17	alk	2,1	1,5	2,4
MnO	0,05	0,01	0,02	k	0,09	0,03	0,12
CaO	13,25	3,76	19,63	mg	0,66	0,76	0,53
Na ₂ O	0,93	0,83	0,82	c/fm	0,60	0,09	1,5
K ₂ O	0,15	0,04	0,17	Q	39,4	25,0	29,2
TiO ₂	0,49	0,38	0,48	L	41,8	15,4	20,0
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,06	M	18,8	59,6	50,8
H ₂ O +	0,52	0,38	0,51	π	0,89	0,71	0,77
H ₂ O -	0,13	0,12	0,04	γ	0,18	0,00	0,49
CO ₂	0,38	0,42	2,41				
S	—	0,41	2,62				
Summe	99,73	100,28	100,04				

In der Tabelle 2 sind Analysen von Gesteinen des Schotterbruches Premosello zusammengestellt. Anal. Dr. TH. HÜGI (Bern).

2 = normale Ausbildung des Gabbronorites von Premosello.

3 = pyroxenreicher Gabbronorit.

4 = „Pyroxenpegmatit“ mit Magnetkies.

Ich möchte es nicht versäumen, Herrn PD. Dr. HÜGI für die Überlassung der bisher unveröffentlichten Analysen herzlich zu danken.

b) Gesteine des syntektonischen Plutonismus

In dieser Gruppe sind die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges einzureihen (vgl. Merkmale der syntektonischen Gesteine, S. 455), doch reichen nur die Apophysen, die sich als basische Einschaltungen in der Kinzigitzone finden, bis in das untersuchte Gebiet.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der Gruppe a fallen die syntektonischen Gesteine durch ihre besondere Frische auf. Stets vorhanden ist eine mehr oder weniger deutliche Paralleltextur, die oft Ähnlichkeit mit einem „graded bedding“ annimmt, wie es von den „layered norites“ des Bushveld beschrieben wird (Fig. 8).

Ein „graded bedding“ kann durch eine gravitative Differentiation, wie dies für die Gesteine des Bushveld getan wurde, erklärt werden; es setzt jedoch eine ungestörte Erstarrung des Magmas voraus. Für die syntektonischen Eruptivgesteine der Ivreazone, deren Bänderung steil

gestellt ist, scheidet diese Erklärung aus; denn wenn ein erstarrendes Gestein während der Orogenese zwischen die Schichten des Nebengesteins gepresst wird, so ist es zumindest unwahrscheinlich, dass ein entstehendes „graded bedding“ erhalten bliebe.

Deshalb erscheint es wahrscheinlicher, dass die Bänderung das Abbild einer unter Stress stattgefundenen metamorphen Differentiation darstellt, wobei sich die Frühkristallisate parallel zu Flächen ablagerten,



Fig. 8. Bändertextur eines Gabbros bei „Madonna dello Scopello“ bei Cuzzago.
Die Bildbreite entspricht etwa einem Meter.

die senkrecht zur Richtung des Druckes lagen. Die Ähnlichkeit der Bänderung mit einem „graded bedding“ ist daher rein zufällig.

Die Bänderung nimmt von Norden gegen Süden ab unter gleichzeitiger Abnahme der Korngrösse der Gesteine, der Häufigkeit der pegmatitoiden Bildungen und der Basizität der Plagioklase.

Zwischen den extremen Gesteinstypen, dem syntektonischen Gabbro von Anzola und dem im wesentlichen schon spätposttektonischen Gabbrodiorit von Pra del Fico südlich von Ornavasso, bestehen alle Übergänge, wie dies aus Tabelle 3 ersichtlich ist.

Es erschien mir jedoch wenig zweckmässig, einzelne Typen zwischen den extremen Gliedern herauszuheben, da die Gesteine der Ivrea-zone in allen vorkommenden Varietäten schon von anderer Seite eingehend beschrieben wurden. Diese Arbeit beschränkt sich deshalb auf

die beiden Endglieder dieser Reihe, die Gesteine von Anzola und Pra del Fico.

Tabelle 3

Mineralbestand	I	II	III	IV
Hornblende	40,9	46,9	48,7	42,8
Klinopyroxen	21,6	15,6	16,7	1,2
Orthopyroxen	0,8	1,1	0,6	0,9
Plagioklas	35,6	33,8	31,8	52,2
Erz	0,9	1,1	0,6	1,8
Apatit	0,2	0,3	*	0,3
Titanit	keine Angabe	1,2	1,6	0,8

I. Durchschnitt des Gabbros von Anzola (HUTTENLOCHER, 1942).

II. Gabbro von Albo.

III. Gabbro vom Bara bei Ornavasso.

IV. Gabbrodiorit von Pra del Fico.

Zahlen in Volumprozent.

Der syntektonische Gabbro von Anzola

Dieses Gestein setzt im Süden ungefähr auf der Linie Teglia-Bettola ein; eine genaue Grenzziehung ist jedoch nicht möglich. Der Gabbro reicht nach verschiedenen Unterbrechungen durch die Gesteine der Kinzigitzone und durch die prätektonischen Eruptivgesteine von Premosello Megolo bis an die insubrische Linie.

Das Gestein wurde von H. HUTTENLOCHER (1942) untersucht, dessen Ergebnisse neben einigen ergänzenden Bemerkungen im folgenden zusammengefasst werden.

Makroskopisch zeigt das sehr massige und kompakte Gestein (es ist zwar gebändert, die Gemengteile sind aber unregelmäßig) glasig durchscheinenden Plagioklas (schon von bloßem Auge sind die polysynthetischen Zwillinge zu erkennen), schwarze Pyroxene und Hornblenden und selten auch kleine, gelbe Titanitkristalle.

Die Korngrösse der Hauptgemengteile beträgt zwei bis drei Millimeter. Die hellen und dunklen Gemengteile sind auf einzelnen, unscharf begrenzten — bisweilen „graded bedding“-ähnlichen — Differentiationslagen gesondert, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind. Diese Übergänge vollziehen sich dergestalt, dass auf eine pyroxenitische Lage durch allmähliche Feldspatzunahme eine pyroxengabbroide und dann eine sehr feldspatreiche, pyroxenarme Lage folgt. Dieses Bild kann sich stetig wiederholen, wobei jedoch auch feldspatreiche an feldspatreiche und pyroxenitische an pyroxenitische Lagen grenzen können;

schematisch dargestellt also folgendermassen: a-b-c-a-b-c-c-b-a-a-b-c-usf. (vgl. Fig. 8). Die Mächtigkeit der Bänder schwankt zwischen 10 und 20 Zentimetern.

Die Plagioklase können sich stellenweise in Nestern von mehreren Dezimetern Durchmesser anreichern. Diese zeigen dann wenig oder gar keine dunklen Gemengteile.

Auch die dunklen Gemengteile (Pyroxen, selten auch Hornblende) können sich so verhalten. Diese nahezu monomineralischen Nester gehen öfters in wenige Zentimeter mächtige, gangähnliche Bildungen über, die das Gestein in allen Richtungen durchziehen und dabei durchaus disruptiven Charakter annehmen. Im Gegensatz zu den analogen Bildungen der präorogenen Eruptivgesteine sind sie nie vererzt.

Gegen den Kontakt zur Kinzigitserie nimmt das Gestein Schollen aus dem Nebengestein auf, die Biotit und Granat führen. Die Granate können sich lagenweise oder auch in Nestern anreichern, stellenweise sind sie aber auch gleichmässig in der ganzen Kontaktzone verteilt. Es ist deshalb anzunehmen, dass es sich nur um randliche Kontaminationen handelt, besonders auch deshalb, als kontaktfernere Partien granatfrei sind. Die Korngrösse der Granate beträgt 2—3 Millimeter; in plagioklasreichen Partien erreichen sie jedoch auch die beachtliche Grösse von 5 Zentimetern.

Der Gabbro von Anzola ist kaum zerklüftet; es lassen sich deshalb mächtige Blöcke des im Handel sehr geschätzten Gesteins gewinnen.

Die Struktur des Gesteines ist stets granoblastisch oder aus einer solchen durch Kataklastik hervorgegangen. Das Ausmass der Kataklastik ist jedoch immer sehr gering. Mylonite oder Pseudotachylite fehlen fast vollständig (abgesehen von der insubrischen Linie und den ältesten der syntektonischen Gesteine).

Der Mineralbestand ähnlich aussehender Handstücke ist infolge der Bänderung sehr variabel, wie Tabelle 4 zeigt.

Die Plagioklase sind fast ausnahmsweise sehr basisch, oft zonar, wobei der Kern basischer als der Rand ist.

Plag. 70—85 % An, stellenweise auch 50 % An.

Zwillingsgesetze: Periklin- und Albitgesetz. (Zur Deutung der Zwillingsgesetze siehe S. 486f.)

Bei Feldspäten mit einem Anorthitgehalt von 70—85 % stellte HUTTENLOCHER (1942) eine äusserst feine, fast unter dem Auflösungs-bereich des Mikroskopes liegende Bänderung, sogenannte „Spindeln“ fest. E. JÄGER und H. HUTTENLOCHER (1955) glauben, dass es sich um eine durch hohe Temperatur und hohen Druck bewirkte, in wasserfreiem

Tabelle 4. *Integrationstischvermessungen vier verschiedener Schlitze des Gabbros von Anzola*

Mineralbestand	I	II	III	IV
Hornblende	38,0	32,7	45,9	46,0
Klinopyroxen	27,0	30,0	20,1	9,4
Orthopyroxen	0,5	1,8	0,3	0,6
Plagioklas	34,5	35,1	32,1	42,6
Erz	—	0,3	1,5	0,9
Apatit	—	0,1	0,1	0,4

Zahlen in Volumprozent (HUTTENLOCHER, 1942).

Medium stattfindende Entmischungserscheinung handelt. Ein Plagioklas, der diese Bänderung zeigt, lässt somit wichtige Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen eines Gesteins zu, dessen Gemengteil er ist.

Der Pyroxen gehört der Mischreihe Diopsid-Hedenbergit an und hat die Zusammensetzung Di 65-Hed 35. Er zeigt homoaxe Umwachsungen von Hornblende, die auf wechselnde Druck- und Temperaturbedingungen während der Kristallisation der Pyroxene hinweisen. Selten tritt auch ein eisenreicher Hypersthen auf.

Die Hornblende zeigt folgende Daten:

$$\begin{aligned} n_{\gamma} &= 1,680 \\ n_{\alpha} &= 1,656 \\ \Delta &= 0,024 \end{aligned}$$

$$2V_{\alpha} = -80-84^{\circ}, c/\gamma = 18-20^{\circ}.$$

Nach den Diagrammen WINCHELLS dürfte es sich um eine Ca-Fe-Mg-reiche Hornblende mit geringem Na-Gehalt handeln (HUTTENLOCHER, 1942).

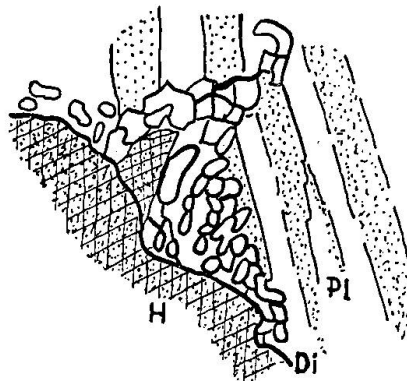


Fig. 9. „Reaction rim“ zwischen Hornblende und Plagioklas.
H = Hornblende, Di = Diopsid, Pl = Plagioklas.

Auch die Hornblende zeigt Umwachsungen, und zwar solche von Pyroxen, Reaktionshöfe aus Diopsid und Hypersthen (Fig. 9).

Die Abscheidungsfolge ist demnach: Klinopyroxen — Hornblende — Klino- und Orthopyroxen. Ausser den „reaction rims“ weist auch diese Ausscheidungsfolge auf die stark variierenden Entstehungsbedingungen dieses Gesteins hin (während einer Orogenese wechselnde Druck-Temperaturbedingungen?).

In der Tabelle 5 sind die Analysen eines Pyroxens aus dem Gabbro von Anzola und dieses Gesteins selbst in Niggli-Werten dargestellt (HUTTENLOCHER, 1942).

Tabelle 5

	Gabbro von Anzola (25)	Diopsidischer Pyroxen des Gabbros von Anzola
si	94	104
al	19,7	0,4
fm	45,4	55,0
c	30,6	43,6
alk	4,2	1,0
k	0,06	0,99
mg	0,59	0,57
c/fm	0,67	0,8
Q	25,4	
L	32,9	
M	41,7	

Auch in den pegmatitisch ausgebildeten Gesteinspartien (nesterförmige Anreicherungen von Mineralen) finden wir dieselben Plagioklase und Pyroxene wie im Hauptgestein. Die Plagioklase zeigen auch hier die feine Bänderung; die Klinopyroxene weisen öfters schaligen Bau auf.

In den pegmatitischen Bildungen tritt der Orthopyroxen stärker in den Vordergrund als im normalen Gestein. Die Interpretation einer Röntgenpulveraufnahme eines Orthopyroxens nach der Methode von ZWAAN (1955) ergab folgende Werte:

Kameraradius = 9,00 cm, Fe-K _{α1} -Strahlung = 1,93597 Å						
h	k	l	θ Fe	d (Å)	Δd (Å)	Δ mm
10	3	1	40,5164	1,4902	0,0153	0,8
0	6	0	41,0257	1,4749		

Somit ist die Zusammensetzung des Orthopyroxens 95 % Enstatit, 5 % Orthoferrosilit.

Ein Klinopyroxen der pegmatitischen Nester wurde analysiert und daraus die chemische Formel berechnet (Tabelle 6).

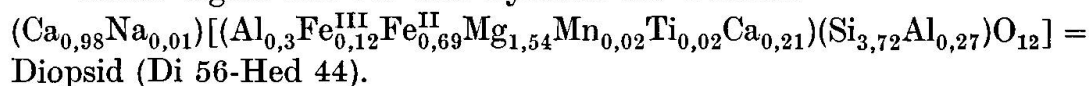
Tabelle 6. *Pyroxen aus pegmatitischer Schliere des Gabbros von Anzola*

	%				
SiO ₂	50,31	0,8377	1,6754	3,7276	4 (Si, Al)
Al ₂ O ₃	6,59	0,0647	0,1941	0,2723	
Fe ₂ O ₃	2,23	0,0140	0,0420	0,3035	
FeO	11,15	0,1552	0,1552	0,1246	3 B ^{IV}
MgO	14,01	0,3475	0,3475	0,6906	
MnO	0,30	0,0042	0,0042	1,5464	
TiO ₂	0,36	0,0045	0,0090	0,0187	
CaO	15,15	0,2702	0,2702	0,0200	
Na ₂ O	0,15	0,0024	0,0024	0,2130	1 (Ca, Na)
				0,9893	
				0,0107	
	100,19		2,7000		

Anal. J. SCHILLING.

Kolonne 2 = Mol-Quotient; Kolonne 3 = Anzahl der O-Atome; Kolonne 4 = Anzahl der Metalle.

Somit ergibt sich für den Pyroxen die Formel:



Seine optischen Daten sind: $2V_{\gamma} = 56^{\circ}$, $c/\gamma = 43^{\circ}$, $r > v$,

$$n_{\gamma} = 1,712$$

$$n_{\beta} = 1,691 \text{ (Pleochroismus kaum wahrnehmbar)}$$

$$n_{\alpha} = 1,682$$

$$\Delta = 0,030$$

entsprechend Diopsid mit 22 % Hedenbergit, wobei Al in nicht unwesentlichem Masse Si und Fe^{III} ersetzt und Ca auch mit der Koordinationszahl 6 auftritt, was wohl der Grund für die Verringerung der Lichtbrechung ist.

Hornblende tritt in den pegmatitoiden Bildungen kaum auf.

Ein wichtiger akzessorischer Gemengteil der pegmatitoiden Bildungen ist der Apatit, der stellenweise auch makroskopisch erkennbare, bis 1,5 Zentimeter lange und 0,5 Zentimeter dicke, graublaue Kristalle bilden kann.

Der spätektotonische Gabbrodiorit von Pra del Fico

Erst südlich der Linie Ornavasso–Candoglia setzt dieses Gestein ein. Es tritt nirgends in der gleichen Mächtigkeit auf wie der Gabbro von Anzola, sondern findet sich eher in kleineren Vorkommen, so am Weg

zur Alpe „Faramboda“ oberhalb Ornavasso oder im Tosatal in einem aufgelassenen Steinbruch bei Pra del Fico.

Äusserlich erscheint das massige, dunkelgrüne Gestein sehr dicht und ohne Paralleltexur. Von blossen Auge sind nur grüne Hornblende, weisser Plagioklas und vereinzelt kleine Titanitkriställchen zu erkennen. Die Hornblende bildet kurze, auf frischen Bruchflächen schwarz glänzende Stengel, die in dem gleichmässig körnigen Gestein keine besondere Richtung bevorzugen. Die Korngrösse der Plagioklase und Hornblendens beträgt etwa 1 bis 2 Millimeter. Vereinzelt treten pegmatitische Nester auf, doch sind sie nicht so häufig wie im Gabbro von Anzola. Ihre mineralische Zusammensetzung ist aber derjenigen von Anzola sehr ähnlich. (Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen, Hornblende fehlt.) Gangähnliche Bildungen, die sich aus den pegmatitischen Nestern abzweigen, wurden nie beobachtet.

Die Struktur des Gesteines ist granoblastisch, aber nicht mosaikartig wie in Anzola. Kataklaste fehlt in der Regel auch hier (Fig. 10).

Der Mineralbestand ist aus Kolonne IV der Tabelle 3 ersichtlich.

Die im allgemeinen frischen Plagioklase sind polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwilligt (Deutung der Zwillingsgesetze siehe S. 486f.), dazu tritt noch das Karlsbadergesetz. Stellenweise sind sie stark zersetzt zu einer schmutzfarbenen opaken Masse. Die einzelnen Individuen sind in ihrer Zusammensetzung relativ gleichmässig (45—50 %

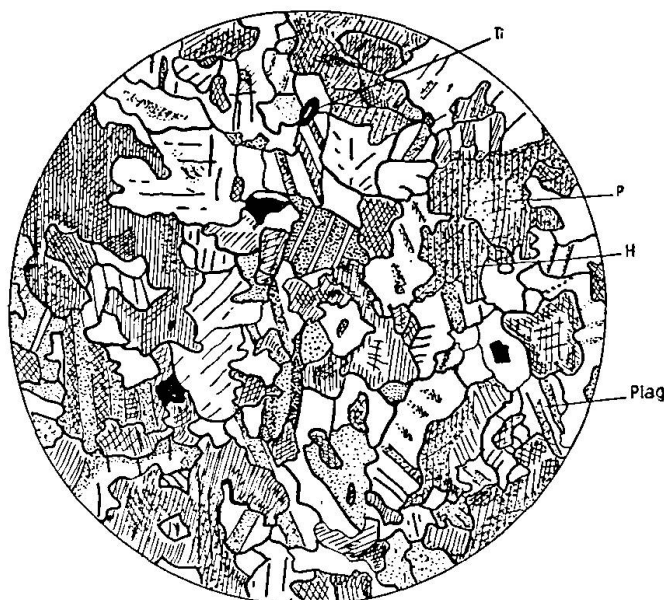


Fig. 10. Dünnschliffbild des Gabbrodiorites von Pra del Fico.
H = Hornblende, P = Pyroxen, Ti = Titanit, Plag = Plagioklas

An); mitunter lassen sich aber auch stark zonare Plagioklase oder solche mit auffallend fleckiger Verteilung der Interferenzfarben feststellen. Die Kerne der zonaren oder fleckigen Plagioklase besitzen einen bedeutend höheren Anorthitgehalt (70—85 % An) und zeigen die feine Entmischungsbänderung, die für die Plagioklase des Gabbros von Anzola so charakteristisch ist. Es drängt sich deshalb die Annahme auf, dass der Gabbro von Anzola und der Gabbrodiorit von Pra del Fico der gleichen magmatischen Phase angehören und unter ähnlichen Umweltsbedingungen (hoher Druck, hohe Temperatur) erstarrten.

Die stengelige Hornblende zeigt die folgenden optischen Daten:

$$2V_{\alpha} = 76^{\circ}, c/\gamma = 25^{\circ}, \Delta = 0,020.$$

Pleochroismus: blass grüngelb, blassgrün, olivgrün.

Sie enthält bisweilen Relikte von Pyroxen, dessen Daten sich jedoch nicht genauer bestimmen liessen ($c/\gamma = 43^{\circ}$, $2V +$). Wir stossen somit mehrfach auf die Erscheinung, dass sich die Bildungsbedingungen während der Erstarrung der Gesteine mehrfach änderten. Damit in Einklang steht auch, dass manche Hornblendekristalle während des Wachstums abbrachen und in veränderter Richtung weiterwuchsen.

Ilmenit tritt in drei verschiedenen Ausbildungen auf: als selbständige Erzkörner; als Einschluss in Titanit, der ein wichtiger akzessorischer Gemengteil ist, und in Form kleiner, viereckiger Blättchen, die der Hornblende eingelagert sind.

Als weiterer akzessorischer Gemengteil tritt auch Apatit auf.

Stets vorhanden, allerdings nur in kleiner Menge, ist Orthopyroxen. Wie im Gabbro von Anzola reichert er sich aber in den pegmatitischen Nestern an. Seine optischen Daten sind: $2V_{\gamma} = 73^{\circ}$, $\Delta = 0,008$; somit ist er ein Enstatit mit 5 % Orthoferrosilit.

Die röntgenographische Untersuchung nach der Methode von ZWAAN (1955) ergab folgende Werte:

Kameraradius = 9,00 cm, Fe- K_{α_1} -Strahlung = 1,93597		
Δ 060	Δ 2131 v. Quarz	Δ $\begin{pmatrix} 2023 \\ 3031 \end{pmatrix}$ v. Quarz
1031 d. Orthopyroxens	060 d. Orthopyroxens	1131 d. Orthopyroxens
0,81 mm	3,8 mm	1,11 mm

Nach den Werten ergibt sich für den Orthopyroxen die Zusammensetzung 97 % Enstatit und 3 % Orthoferrosilit, wobei Si teilweise durch Al (Atomverhältnis 0,03) und Mg durch Ca (Atomverhältnis 0,05) ersetzt wurden. Beide Atomverhältniszahlen beziehen sich auf sechs Sauerstoffatome in der Formeleinheit.

Analog dem Gabbro von Anzola fehlt die Hornblende auch in den pegmatitoiden Nestern des Gabbrodiorites von Pra del Fico.

Die Entstehung der pegmatitischen Ausbildung dieser Gesteine lässt sich folgendermassen vorstellen:

Während der Verfallung und des Zusammenstauens des hochviskosen Kristallbreies konnten sich die noch mobileren Lösungen auf Bahnen grösserer Beweglichkeit sammeln. Durch den herrschenden grossen Druck



Fig. 11. Pyroxen-Plagioklaspegmatit aus dem Gabbro Typ Anzola. Im unteren Bildabschnitt finden sich noch die Schollen des Hauptgesteins, die gegen die obere Bildhälfte zunehmend aufgelöst werden. Der obere Bildabschnitt zeigt den typischen Plagioklaspegmatit ($\pm$ Pyroxen), wie er in den pegmatitoiden Nestern von Anzola und Pra del Fico auftritt.

wurden sie auch durch die schon nahezu ganz erstarrten Gesteinspartien gepresst und rissen hierbei auch einzelne Gesteinsstücke mit, die aufgelöst wurden und nach Einstellung eines neuen Gleichgewichtes in einer Sammelkristallisation erstarrten. Diese Lösungen konnten sich also durchaus wie echte magmatische Nachschübe verhalten, trotzdem sie gleichzeitig mit dem Hauptgestein und sogar aus diesem entstanden. Fig. 11 lässt diesen Vorgang deutlich erkennen.

Die chemische Analyse des Gabbrodiorites von Pra del Fico ist in Tabelle 7 aufgeführt. Sie ist bisher nicht publiziert.

Tabelle 7

SiO ₂	50,42	si	120		
Al ₂ O ₃	15,72	al	22,0		
Fe ₂ O ₃	2,07	fm	45,9		
FeO	7,92	c	23,8		
MgO	7,39	alk	8,3	π	0,45
MnO	0,16	k	0,05	γ	0,18
CaO	9,38	mg	0,57		
Na ₂ O	3,41	c/fm	0,52		
K ₂ O	0,28	Q	29,8		
TiO ₂	1,28	L	36,0		
H ₂ O +	1,96	M	34,2		
99,99					

Gabbrodiorit von Pra del Fico. Anal. Dr. HÜGI (26).

Der Übergang vom syntektonischen zum posttektonischen Plutonismus

Den Übergang zwischen diesen beiden Intrusionsphasen vermitteln basische Ganggesteine, deren Eindringen zeitlich vom ausklingenden syntektonischen Plutonismus bis zum Beginn der pegmatitisch-aplitischen Intrusionen einzureihen ist. Es lassen sich demnach mehrere Generationen dieser basischen Gänge unterscheiden, nämlich solche, die kon-

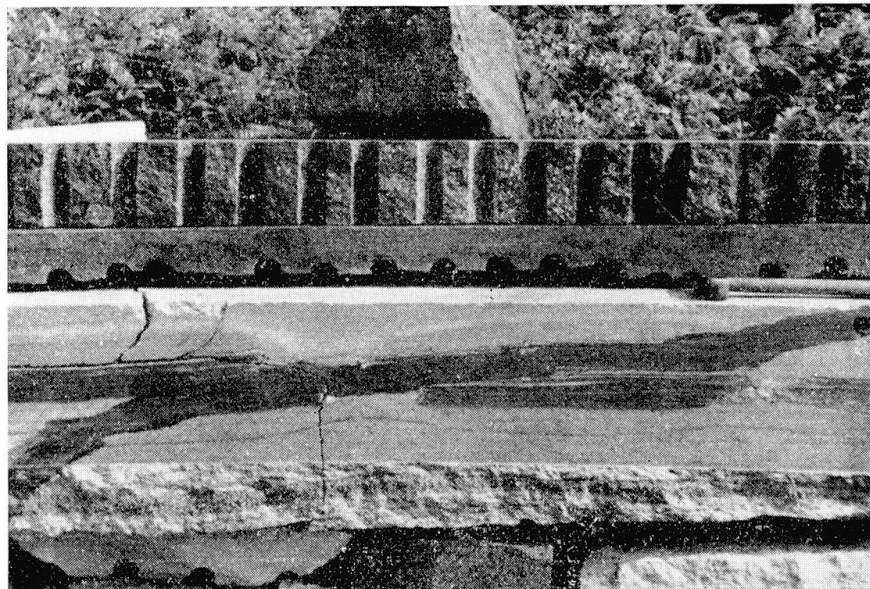


Fig. 12. Zwei Generationen basischer Gänge aus dem Marmor von Candoglia. Mächtigkeit der Gänge etwa 8 cm.

kordant mit dem Nebengestein verfaltet sind, und solche, welche das Nebengestein und die ältere Generation diskordant durchschlagen (Fig. 12 und 13). Bezeichnend ist, dass die basischen Gänge nie echte Pegmatite durchschlagen, sondern immer älter als diese sind (Fig. 14) (vgl. NOVARESE, 1931).



Fig. 13. Diskordanter basischer Gang in Glimmerschiefer oberhalb „La Guardia“ bei Ornavasso. Die Glimmerschiefer fallen steil gegen den Beschauer.

Makroskopisch lassen die dunkelgrünen bis schwarzen, sehr dichten Gesteine kaum verschiedene Gemengteile erkennen. Erst unter dem Mikroskop zeigt sich der einfache Mineralbestand: Hornblende 58 %, Plagioklas 37,8 %, Erz 2,9 %, Quarz 1,3 %; wichtige akzessorische Gemengteile sind Apatit und Titanit. (Die Pointcounterausählung gibt den Mineralbestand des Malchites von „La Guardia“ an.)

Vorherrschender Gemengteil ist eine grüne Hornblende, die jedoch randlich öfters ausgebleicht ist. Ihre optischen Daten sind: $2V_{\alpha} = 72^{\circ}$, 84° und 70° ; $c/\gamma = 24^{\circ}$; $\Delta = 0,027$ im Kern, in der ausgebleichten Randpartie 0,017.

Der Plagioklas ist in der Regel recht basisch (60 % An), doch kommt auch ein saurerer Plagioklas (40 % An) vor. Er ist nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Akzessorische Gemengteile sind Quarz, Ilmenit, Pyrit, Titanit und Apatit.

Nach ihrem Mineralbestand und der Basizität der Plagioklase ge-



Fig. 14. Ein zum Nebengestein konkordanter basischer Gang wird von einem Pegmatit diskordant durchschlagen. Breite des Ganges etwa 20 cm. „Bara“ bei Ornavasso.

hören die basischen Gänge zur Ivreazone. Biotit wurde nie beobachtet, doch erwähnen ihn BURRI und DE QUERVAIN (1934) und PREISWERK (1906) als weiteren Gemengteil von Gängen bei Brissago, beziehungsweise von Mergozzo. BURRI und DE QUERVAIN stellten die Gänge von Brissago zur Ivreazone, da die jungen Gänge des Malcantone bedeutend alkalibetonter sind, während PREISWERK die Möglichkeit, die basischen Gänge von Mergozzo der Ivreazone oder der Ganggefolgschaft des Granites vom Mont Orfano zuzuordnen, offen liess.

In Tabelle 8 ist die Analyse eines — allerdings endogen veränderten — basischen Ganges aus dem Areal des Marmorbruches von Candoglia angeführt.

Tabelle 8

SiO ₂	41,30	si	84
Al ₂ O ₃	13,97	al	16,8
Fe ₂ O ₃	9,55	fm	44,4
FeO	6,38	c	30,5
MgO	5,89	alk	8,2
MnO	0,56	k	0,15
CaO	13,97	mg	0,40
Na ₂ O	3,55	c/fm	0,68
K ₂ O	0,96	Q	16,5
TiO ₂	1,84	L	36,1
H ₂ O +	1,07	M	47,4
H ₂ O -	0,15		
P ₂ O ₅	0,03		
CO ₂	0,71		
S	0,32		
100,25			

Basischer Gang aus dem Marmor von Candoglia (35). Anal. H. SPATZ (Bern).

c) Die Gesteine des im wesentlichen posttektonischen, sauren Plutonismus

In dieser Gruppe finden wir die Pegmatite und Aplite der südlichen Kinzigitzzone und der nördlichen Stronazone, die Granodiorite der Stronazone und die Granite, die sich vom Lago Maggiore bis Biella hinziehen.

DIE PEGMATITE

Die ersten Anzeichen der Tätigkeit eines sauren Magmas finden wir im südlichen Tosatal etwa von Nibbio an. Hier setzen echte, teilweise sehr mächtige Pegmatite ein, die sowohl Ortho- als auch Paragesteine durchbrechen. Die Pegmatite nehmen an Häufigkeit gegen Süden zu, bis sie mit dem ersten Auftreten der granodioritischen Intrusionen genau so plötzlich wieder aussetzen.

Wirtschaftliche Bedeutung erlangten die Pegmatite bei Candoglia, wo sie zur Feldspatgewinnung abgebaut wurden.

Die scharfe Begrenzung gegen Norden und das Aussetzen mit dem Auftreten saurer Eruptivgesteine im Süden macht es wahrscheinlich, dass die Pegmatite in die Hülle des Granitmassivs von Baveno gehören.

Diese Pegmatite verhalten sich im Gegensatz zu den pegmatitoiden Bildungen des syntektonischen Plutonismus geologisch selbständig, d. h. sie sind nie an ein bestimmtes Gestein gebunden.

Äusserlich erscheinen die Pegmatite massig und dicht. Sie setzen sich zusammen aus Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Muskowit,

Hornblende, Turmalin, Granat und Apatit. Allerdings ist die Verteilung der einzelnen Komponenten nicht regelmässig, vielmehr sind die dunklen Gemengteile örtlich angereichert; Turmalin und Muskowit kommen aber nie zusammen mit Hornblende vor.

Der Turmalin- und Granatgehalt ist von untergeordneter Bedeutung, dagegen kann die Hornblende stellenweise Hauptgemengteil werden (Fig. 15).

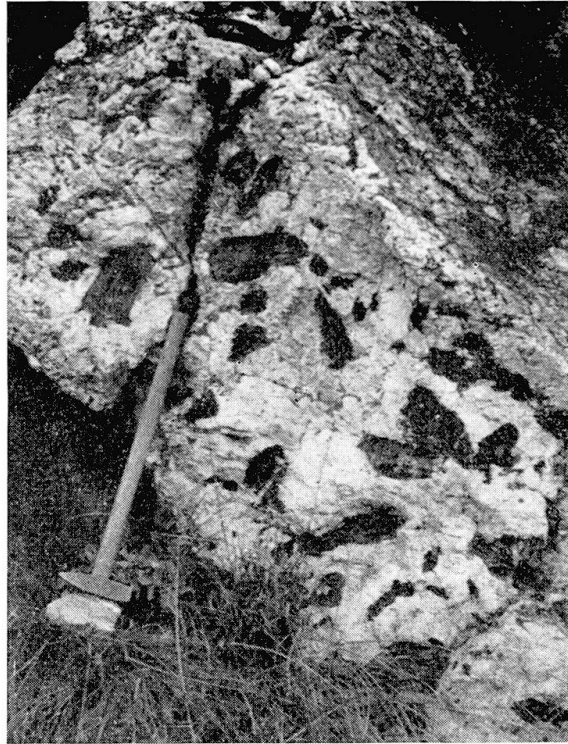


Fig. 15. Hornblendepegmatit von „Bara“ bei Ornavasso.

Die Turmalin-Muskowitpegmatite weisen, abgesehen von ihrem Mineralbestand, einen bedeutenden Unterschied zu den Hornblendepegmatiten auf, wie ein einfacher Versuch zeigt: Die Plagioklase beider Pegmatittypen, obwohl in ihrem Chemismus gleich, zeigen bei plötzlichem Erhitzen in der Dunkelkammer ein gänzlich verschiedenes Verhalten.

Die Plagioklase der Turmalin-Muskowitpegmatite zeichnen sich durch einen starken, lange nachleuchtenden Thermolumineszenzeffekt aus, während dieser bei den Hornblendepegmatiten vollständig fehlt.

Dieses Verhalten lässt sich nun aus dem geologischen Vorkommen und den damit zusammenhängenden äusseren Einflüssen, die auf die Pegmatite nach ihrem Eindringen einwirkten, erklären.

Streicht ein Pegmatit durch einen Gabbro und beispielsweise einen Glimmerschiefer, so tritt die Hornblende nur im Bereich des Gabbros auf. Im Pegmatitanteil, der den Glimmerschiefer durchschlägt, fehlt sie vollständig. An ihrer Stelle kann hier Turmalin auftreten. Entsprechend dem oben Gesagten zeigt der Plagioklas dieses Pegmatites im Bereich des durchschlagenen Gabbros die Thermolumineszenz nicht, während sie im turmalinführenden Gesteinsanteil, der den Glimmerschiefer durchschlägt, deutlich feststellbar ist.

Es drängt sich nun die Annahme auf, dass die Hornblende ein durch Stoffaufnahme entstandener, sekundärer Bestandteil des Pegmatites ist. Eine Stoffaufnahme in den hier feststellbaren Ausmassen setzt jedoch voraus, dass sich der durchbrochene Gabbro noch in hochtemperiertem, relativ mobilem Zustand befand, der zwar nicht mehr die geologische Selbständigkeit, aber doch den Stoffhaushalt des Pegmatites beeinflussen konnte.

Der Pegmatit wurde beim Eindringen in den noch heissen Gabbro über den pneumatolytischen Bereich hinaus aufgewärmt und nahm hierbei auch mobile Lösungen des Gabbros auf. Die leichtflüchtigen Bestandteile der Lösungen wurden in die ausserhalb des Gabbros liegenden, kühleren Bereiche des Pegmatites abgedrängt. Infolge der langsameren Abkühlungsgeschwindigkeit des den Gabbro durchschlagenden Pegmatitanteils konnten die Plagioklase ihre Fehlstellen besser auffüllen, als dies in der kühleren, ausserhalb des Gabbros liegenden Pegmatitpartie möglich war.

Nicht alle Pegmatite, die Gabbros durchschlagen, führen Hornblende. Dadurch wird die Annahme erhärtet, dass die Intrusion der gabbroiden Gesteine der Ivreazone nicht gleichzeitig stattfand, sondern sich über einen langen Zeitraum erstreckte, der es erlaubte, dass Gesteine der gleichen Intrusionsphase nebeneinander in mehr oder weniger starrem oder noch mobilem Zustand vorlagen (vgl. hierzu WALTER, 1950).

Ebenso lässt sich hieraus das Alter der pegmatitischen Injektionen herleiten. Die Pegmatite drangen in das Nebengestein ein, als die jüngsten Gabbros des synorogenen Plutonismus noch in Erstarrung begriffen waren. Zwischen synorogenem und postorogenem Plutonismus bestand demnach kein grosser zeitlicher Hiatus. Der bei der Injektion der Pegmatite noch wirksame, allerdings ausklingende Stress zeigt deshalb noch seinen Einfluss auf die strukturellen Eigenschaften der Pegmatite.

Mineralogisch wurden die Pegmatite schon eingehend von PAGLIANI und MILANI (1952) beschrieben, deren Ergebnisse hier neben einigen Ergänzungen kurz wiedergegeben werden.

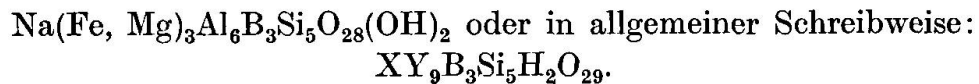
Die Plagioklase treten in grobkristalliner Ausbildung auf. Vorherrschend ist ein Anorthitgehalt von 10 bis 30 %, selten auch bis 40 %.

Der Kalifeldspat, zumeist Mikroklin, tritt nur in den Zwickeln zwischen grösseren Gemengteilen, als Antiperthit und als Kittmaterial rissiger Plagioklase oder Turmaline auf. Die Zwillingsslamellen der Plagioklase, sie sind nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt, sind öfters gebogen oder zerbrochen und nachträglich von Mikroklin oder Quarz gekittet.

Der Quarz zeigt in grösseren Partien auch die Wirkung mechanischer Beanspruchung, wie undulöse Auslöschung oder vollständige Zertrümmerung.

Grosse Blättchenaggregate von Muskowit und Biotit mit einem Durchmesser bis 5 cm sind keine Seltenheit. Stellenweise ist der Biotit ausgebleicht und wird dann leicht mit Muskowit verwechselt. Hierdurch erklärt sich der grosse Fe-Gehalt mancher Muskowite, den sich PAGLIANI und MILANI nicht erklären konnten (Fig. 16).

Turmalin tritt in den Pegmatiten örtlich stark hervor. Die schwarzen Kristalle zeigen prismatischen Bau, Längsstreifung und können eine beachtliche Grösse erreichen (4 bis 5 cm Dicke). Grosse Individuen sind oft gekrümmt oder gebrochen und wieder von Quarz oder Feldspat gekittet. Die optischen Daten sind: $n_\omega = 1,646$ (grün), $n_\epsilon = 1,626$ (rosarot). PAGLIANI und MILANI errechneten aus der chemischen Analyse eines Turmalins aus einem Pegmatit von Candoglia folgende Formel:



Die intensiv olivgrün gefärbte, aber nur schwach pleochroitische Hornblende eines Hornblendepegmatites von Bettola zeigte $2V_\alpha = 72^\circ$; $c/\gamma = 24^\circ$; $\Delta = 0,025$. Leider sind die Hornblenden der Pegmatite meist stark angewittert, so dass eine genauere Bestimmung unmöglich wurde.

Apatit ist der am gleichmässigsten über alle Pegmatite verteilte Gemengteil (ausser Quarz und Feldspat). Er findet sich in Form kleiner, langgestreckter, grünlicher Kristalle, sowohl in Turmalin- wie auch in Hornblendepegmatiten.

Granat findet man nur vereinzelt als hyazinthfarbige Kriställchen. Kristalle mit 4 cm Durchmesser treten bisweilen auf; die am weitesten verbreitete Korngrösse ist jedoch um 0,5 cm. Die grösseren Kristalle sind stark angewittert, auch wenn sie ganz in Feldspat eingewachsen waren. Nach der chemischen Analyse (PAGLIANI und MILANI) und der Dichte ($D = 4,13$) gehört der Granat zur Mischreihe Almandin-Spessartin.



Fig. 16. Randlich ausgebleichter Biotit.
(Bi = Biotit, Musk = Muskowit.) Glimmerpegmatit von „Bara“ bei Ornavasso.
Natürliche Grösse.

DER GRANODIORIT

Allgemeines: Nach NOVARESE (1931) beginnt die Stronazone dort, wo die Glimmerschiefer der südlichen Ivreazone von Quarz-Biotitdioriten intrudiert werden. Ihr Alter nimmt NOVARESE als präkarbonisch an, da sie stellenweise von Apophysen der Granite vom Lago Maggiore durchfahren werden.

ARTINI und MELZI (1900) erwähnen am Kontakt der Stronazone mit den Graniten zwischen Toce und Sesia Quarzdiorite, die nach ihnen möglicherweise zum Granit gehören.

Auch HUTTENLOCHER (1950) weist in seinem Exkursionsführer auf die mit dem Granit von Baveno eventuell in Zusammenhang stehenden Quarzdiorite hin.

Die quantitative mineralogische Untersuchung dieser Gesteine ergab, dass die „Quarzdiorite“ einen bedeutenden Kalifeldspatgehalt besitzen. Sie werden deshalb in dieser Arbeit — entsprechend der Klassifikation von P. NIGGLI (1931) — als Granodiorite bezeichnet.

In der geologischen Karte von Italien, Blatt Varallo, 1:100 000, ist wohl die Stronazone, in der die Granodiorite auftreten, von der Ivreazone abgetrennt; sie wurden jedoch nirgends separat kartiert. Eine Begehung in der unteren Val d'Ossola und ihren Nachbartälern (Val Grande und Stronatal) zeigte nun, dass die Granodiorite in grösserer Entfernung (im Tosatal 1,5 km) von den Graniten aussetzen. Der Auffassung ARTINIS und MELZIS (1900) und HUTTENLOCHERS (1950), wonach die Granodiorite zu dem Granitzug zwischen Toce und Sesia gehören, kommt deshalb grosse Wahrscheinlichkeit zu.

Auf der Ostseite des Tosatales, bei der Kapelle St. Andrea südlich von Candoglia, setzen die Granodiorite mit einem deutlichen migmatischen Kontakt ein. Allerdings ist die Mächtigkeit der Intrusionen nirgends sehr gross. Die Glimmerschiefer der Kinzigitserie lassen sich deshalb mit einigen Unterbrechungen durch die Granodiorite bis zum Kontakt mit den Graniten verfolgen.

Auch auf der Westseite des Tosatales, zwischen Pra del Fico und Camponi südlich von Ornavasso, zeigt sich das gleiche Bild: Die feldspatarmen Glimmerschiefer zeigen in zunehmendem Masse etwa 0,3 cm grosse Feldspatporphyroblasten, die sich auf einzelnen, bis einige Dezimeter mächtigen Lagen anreichern können. Die feldspatreichen Lagen enthalten oft unscharf begrenzte, bis 20 cm grosse „Schollen“ weniger feldspatreichen Gesteins. Dadurch wird der Anschein erweckt, als hätten die Granodiorite bei ihrer Intrusion Schollen des Glimmerschiefers aufgenommen, was jedoch meistens nicht der Fall ist. Es handelt sich hier zumeist um weniger feldspatreiche Partien, die den Zusammenhang mit den Glimmerschiefen nie verloren, wie anhand der konstanten Streichrichtung der Schieferung in diesen „Schollen“ festgestellt werden kann.

Stellenweise werden die Glimmerschiefer auch von (mehrere Zentimeter bis einige Meter mächtigen) Granodioritgängen aufgeblättert, beziehungsweise diskordant durchbrochen. An diesen Stellen führt der Granodiorit echte, scharf begrenzte und beliebig orientierte Xenolithe aus Nebengesteinsmaterial (vgl. Fig. 27 b).

Der Granodiorit von Camponi

In einem kleinen, aufgelassenen Steinbruch bei Camponi steht das Gestein in sehr schöner Ausbildung an. Die geringe Mächtigkeit des Vorkommens und die trotz des hohen Biotitgehaltes schlechte Spaltbarkeit des Gesteins sind wohl der Grund, dass der Abbau wieder aufgegeben wurde. Etwa 2 Meter über der Sohle in der rechten oberen Wand des Bruches (er ist nur etwa 3 Meter hoch) wird der Granodiorit von einem

feinkörnigen Granitgang, es ist wohl eine Apophyse des Granites von Pedemonte, durchbrochen.

Makroskopisch lässt das Gestein Biotit, Quarz und Feldspat, vereinzelt auch Granat, erkennen. Die Grösse der einzelnen Gemengteile ist 2 bis 3 mm. Die Glimmer sind auf undeutlich abgegrenzten, der Schieferungsrichtung parallelen Lagen angeordnet; sie bilden aber selten zu-

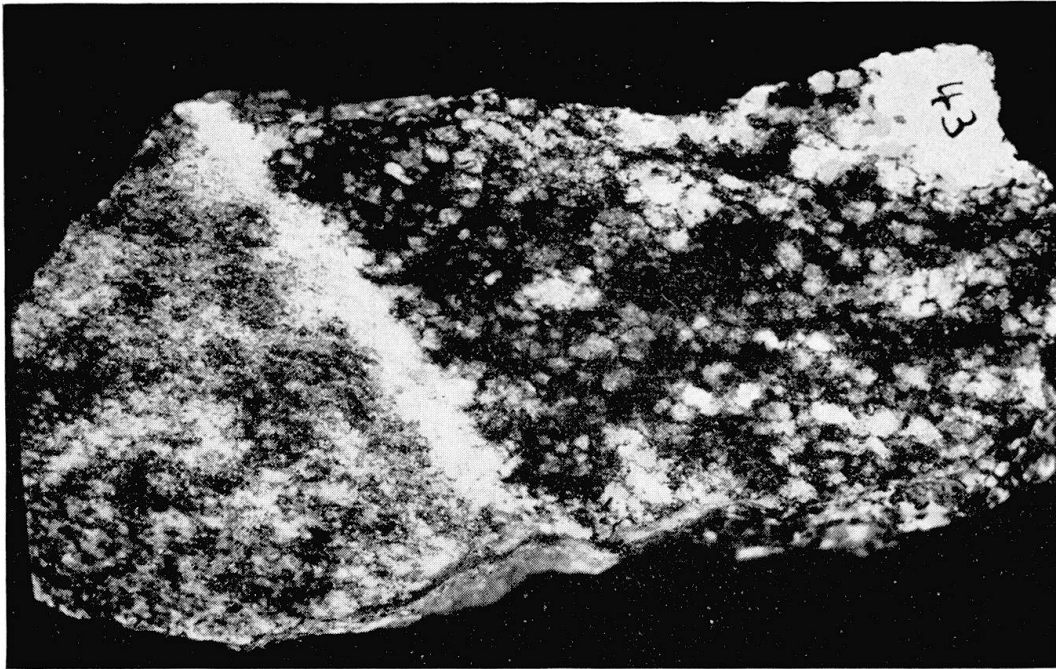


Fig. 17. Granodiorit von Camponi (dunkles Gestein) im Kontakt mit einer Apophyse des Granites von Pedemonte. Die Paralleltexur setzt durch beide Gesteine hindurch. (Aufnahme eines Anschliffes, natürliche Grösse.)

sammenhängende Biotithäute. Die weissen Feldspäte zeigen rundliche bis elliptische Konturen und sind bisweilen in wenige Bruchstücke zerlegt. Die feldspatreicheren Lagen (sie sind nur wenige Millimeter mächtig) grenzen mit zerschlitzten Umrissen an die biotitreichen Lagen, so dass die Separierung von hellen und dunklen Gemengteilen nicht sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Oft besitzt das Gestein einen beträchtlichen Granatgehalt; die Granate sind aber nie gleichmässig über das Gestein verteilt, sondern sind stets auf einzelnen Lagen angereichert.

Das Gestein zeigt eine ausgeprägte Paralleltexur, die durch die der allgemeinen Streichrichtung parallel angeordneten Biotite hervorgerufen wird. Die Paralleltexur setzt sich auch am Kontakt des Granodiorites mit Granit in diesem fort, dürfte demnach erst nach der Erstarrung beider

Gesteine entstanden sein. Diese Erscheinung wurde auch von ARTINI und MELZI im Sesiatal festgestellt.

Die normale Ausbildung des Granodiorites besteht aus 42,8 % Plagioklas, 12,6 % Kalifeldspat, 24,4 % Biotit, 16,3 % Quarz, 2,3 % Muskowit, 1,6 % Granat. Akzessorische Gemengteile sind Apatit und Zirkon.

Die granatreiche Partie des Granodiorites zeigt folgenden Modalbestand: 20,3 % Plagioklas, 5,4 % Kalifeldspat, 28,3 % Biotit, 16,7 % Quarz, 0,9 % Muskowit, 28,0 % Granat, 0,2 % Apatit, 0,2 % Zirkon.

Die Plagioklase sind nach Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt (die Bedeutung der Zwillingsgesetze für die Genese des Gesteins wird auf Seite 486 f diskutiert). Die chemische Zusammensetzung der Plagioklase wurde mit 28 % An, 27 % An, 30 % An, 31 % An, vereinzelt auch 20 % An und 25 % An, bestimmt.

Die Kalifeldspäte sind nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und zeigen oft Anwachsstreifung. Vereinzelt zeigen sie auch Mikroklingitterung.

Biotit findet sich in einer grünen und einer braunen Varietät; allerdings tritt der grüne gegenüber dem braunen Biotit stark zurück. Eine Altersbeziehung zwischen beiden Varietäten konnte nicht festgestellt werden, da nirgends eine Verwachsung festgestellt werden konnte. Es ist jedoch zu vermuten, dass die grüne Varietät einen leicht chloritierten Biotit darstellt.

Quarz tritt als feines Zerreibsel und in grösseren, undulös auslöschenden Partien auf.

Wichtige Akzessorien sind Apatit, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotite eingewachsen) und Granat. Dieser wird jedoch lagenweise Hauptgemengteil.

Die Struktur des Gesteines weist stets auf eine mechanische Beanspruchung nach der Erstarrung hin. Vor allem wurde der Quarz zertrümmert, stellenweise sind jedoch auch die Zwillingslamellen der Plagioklase gebogen oder sogar zerbrochen. Eine nachträgliche Rekristallisation fand nicht statt (Fig. 18).

Das Gestein unterscheidet sich von den Graniten vor allem durch seinen grossen Biotitgehalt. Dieser kann jedoch lokal zurücktreten; das Gestein zeigt dann durchaus granitisches Aussehen. Auch die Plagioklase der Granite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung kaum von denen des Granites verschieden. Man könnte deshalb den Granodiorit als die resorptionsreiche frühe Phase der Granitintrusion ansehen. Der örtlich hohe Granatgehalt weist ebenfalls auf die hybride Natur des Granodiorites hin.

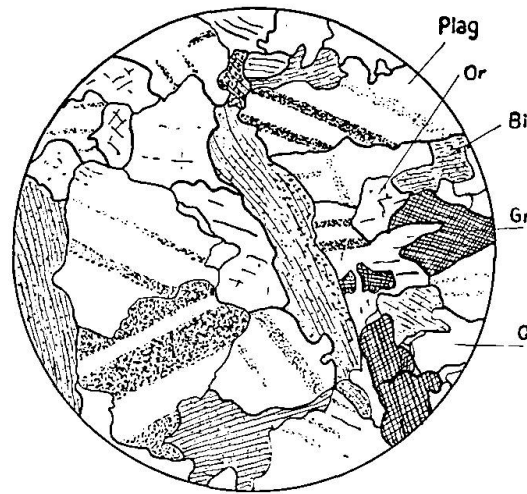


Fig. 18. Dünnschliffbild des Granodiorites von Camponi. Der Schnitt des Schliffes liegt parallel zur Schieferungsebene.

Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit, Gr = Granat.

Wie mir Herr Professor WENK, Basel, liebenswürdigerweise mitteilte, wurden im Sottoceneri noch nie solche Gesteine festgestellt. Sie unterscheiden sich auch vom Cenerigneis, der von BÄCHLIN (1937) von der Val Grande, nördlich Pallanza, beschrieben wurde, durch den grossen Granatgehalt und die Struktur. Die Plagioklase der Granodiorite erinnerten in Grösse und Frische an diejenigen der Tonalite, ohne dass damit eine Aussage über die Zugehörigkeit des Gesteines gemacht wäre.

Diese freundliche Mitteilung verdanke ich hiermit bestens.

DIE GRANITE UND APLITGRANITE

Allgemeines

Die Granite zwischen Toce und Sesia wurden schon eingehend von anderer Seite beschrieben, so dass hier nur auf solche Eigenschaften eingegangen werden soll, die die Verhältnisse, die bei der Intrusion geherrscht haben mögen, besonders charakterisieren.

Die Granite des Lago Maggiore ziehen sich in nahezu geschlossenem Zuge von Baveno bis Biella hin. Vereinzelte, aber hierzu gehörige Vorkommen finden sich bei Mergozzo-San Rocco, am Mont Orfano, bei Pedemonte und bei Quarna.

Die Granite der isolierten Vorkommen und diejenigen zwischen Ortasee und Biella unterscheiden sich von dem roten Granit von Baveno durch ihre weisse Farbe. Die Granite von Baveno sind sehr kavernös und führen seltene, oft beschriebene Drusenminerale. Die Porosität und die Drusenminerale fehlen den weissen Graniten jedoch fast vollständig.

Der Granit von Pedemonte

In den tieferen Lagen der Westflanke des Tosatales, zwischen Camponi (südlich von Ornavasso) und Pedemonte, steht der Granit von Pedemonte an. Vom Granit des Mt. Orfano ist er nur durch den Taleinschnitt der Tosa getrennt; unter dem Schutt des Tales hängen wohl beide Vorkommen miteinander zusammen.

Am Kontakt zum Nebengestein ist der Granit sehr feinkörnig und besitzt eine deutliche Paralleltextrur. Im zentralen Teil dagegen sind die Gemengteile grob- bis mittelkörnig; es bestehen vom Zentrum des Granites bis zur Randzone jedoch alle Übergänge, d. h. vom Rand gegen den Kern des Granites nimmt die Korngrösse der Gemengteile allmählich zu, unter gleichzeitiger Abnahme der Einregelung der Gemengteile. Die Nebengesteine werden vom Granit diskordant intrudiert. Die Paralleltextrur des Granites wird vom Kontakt diskordant abgeschnitten, da sie nicht dem Kontaktumriss, sondern der Schieferungsrichtung im Nebengestein parallel verläuft. Sie ist demnach erst nach der Erstarrung des Granites entstanden. Diese Eigenschaft erscheint uns besonders wichtig, da ja das Hauptargument der Befürworter eines jungen Alters dieser Granite das Fehlen einer Paralleltextrur ist.

Der Mineralbestand des Granites von Pedemonte ist aus der Tabelle 9 ersichtlich.

Tabelle 9

	a	b
Plagioklas	29,6	17,4
Kalifeldspat	39,0	22,3
Biotit	6,0	3,5
Quarz	25,0	46,7
Muskowit	0,2	10,1

Kolonne a: grobkörnige Ausbildung des Granites, b: feinkörniger Granit der Randzone.

Wichtige Akzessorien sind Apatit, Zirkon und in der feinkörnigen Randzone auch Granat.

Zum Biotit, als hauptsächlichem Glimmer des zentralen Gesteinsanteils, tritt in der Randzone Muskowit hinzu.

Die Plagioklase weisen in beiden Gesteinspartien etwa den gleichen Chemismus auf (20 bis 25 % An), in der Randzone tritt dazu jedoch noch ein Plagioklas, der mit 5 bis 8 % An etwas saurer ist.

Die Abnahme der Korngrösse gegen den Kontakt und das Auftreten von Muskowit und saurem Plagioklas (Zunahme der gebundenen Kiesel-

säure) weisen darauf hin, dass diese Gesteinspartie rascher als der übrige Gesteinskörper abgekühlt wurde.

Aus der Randzone zweigen „Aplite“ ab, die das Nebengestein, aber nie den Granit selbst durchbrechen. Auch die Gesteine dieser Gänge besitzen eine gerichtete Textur, die derjenigen des Nebengesteines parallel verläuft. Diese „Aplite“ stellen wohl Apophysen des Granites dar; sie sind also nicht zu verwechseln mit echten Apliten, die auch den Granit als seine Abspaltungsprodukte durchbrechen.

Diese Eigenschaften, ungerichtete Textur im Kern, Paralleltextrur in der Randzone und in den Apophysen, lassen erkennen, dass die Intrusion der Granite noch unter Stress stattfand, der jedoch während der Erstarrung abklang. Die schneller abgekühlten Gesteinsanteile, Apophysen und die Randpartie, zeigen deshalb noch die Paralleltextrur, während der langsamer erstarrende Kern infolge seiner länger anhaltenden Mobilität keine äusserlich sichtbare Veränderung mehr erlitt.

Allerdings könnte die Entstehung der Paralleltextrur in der Randpartie und ihr Fehlen im Kern auch so erklärt werden, dass der ganze Granitkörper nach seiner vollständigen Erstarrung eine mechanische Deformation erlitt, die zwar die Gemengteile der Randzone einregelte, die Kernpartie des Granites (der als starrer Block wirkte) jedoch mehr oder weniger ungestört liess. NOVARESE (1933) weist jedoch darauf hin, dass auch äusserlich ungestört erscheinende Granite (wie beispielsweise der Granit des Monte Mottarone) mikroskopisch eine wenn auch geringe gerichtete Textur erkennen liessen.

Der Granit von San Rocco

Bei San Rocco, einem Ortsteil von Mergozzo, steht ein Granit an, der sich äusserlich vom Granit des Mt. Orfano nur durch seine gneisige Beschaffenheit unterscheidet. Sein geologisches Auftreten lässt vermuten, dass er die gneisige Randfazies des Granites vom Mt. Orfano oder dessen Apophyse darstellt.

HUTTENLOCHER (1950) beschreibt den Granit von San Rocco als gneisige, rein kataklastische Randpartie des Mont-Orfanogranites.

Auf der geologischen Karte von Italien 1:100 000, Blatt Varallo, ist der Granitgneis separat kartiert unter der Bezeichnung „gneiss molto biotici a grossi elementi“. Diese Bezeichnung ist etwas irreführend, da der Granitgneis von San Rocco ein sehr helles Gestein ist. Auch finden sich unter dieser Bezeichnung völlig andersgeartete Gesteine angegeben, wie beispielsweise der Cenerigneis der Ponte Casletto (vgl. BÄCHLIN, 1937) und ein pegmatitisch ausgebildeter Plagioklas-Biotitgneis bei Sta. Maria.

Makroskopisch lässt das Gestein Biotit, Quarz und Feldspat erkennen. Die weissen Feldspäte und grauer Quarz sind auf Zeilen angeordnet, die gegeneinander durch Biotithäute abgegrenzt sind. Bei flüchtiger Betrachtung zeigt das Gestein ein grobes Korn (bis 0,5 Zentimeter), das durch den Abstand der Biotithäute vorgetäuscht wird. In Wirklichkeit ist die Korngrösse bedeutend kleiner; für die Feldspäte liegt die obere Grenze etwa bei 2,5 mm, während der Quarz zumeist kleiner oder sogar völlig granuliert ist.

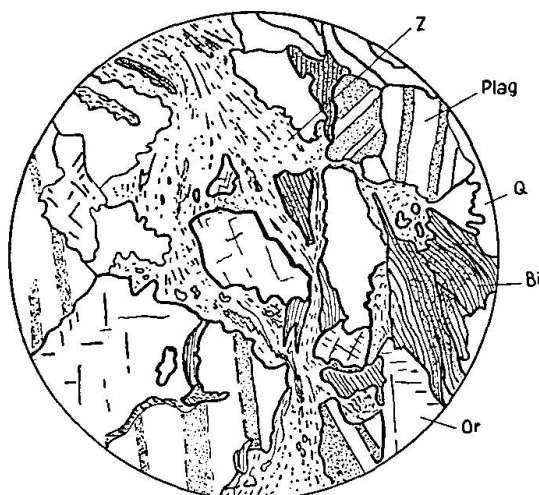


Fig. 19. Dünnschliffbild des Granites von San Rocco.

Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit, Z = Zwischenmasse, bestehend aus feinklastischem Quarz und feinen Biotitschüppchen.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine starke mechanische Beanspruchung. Grosse, gebogene und zerbrochene Feldspat- und Quarzkörner und zusammengestauchte, gebogene Biotit- und Muskowitfetzen werden von einer feinklastischen Grundmasse aus Quarz und leicht chloritisiertem Biotit umflossen (Fig. 19). An der Grenze zwischen Feldspat und grösseren Quarzkörnern schweift die Auslöschung des Quarzes um die Feldspatkörner, was den Eindruck erweckt, als sei der Quarz gebogen.

Das Gestein besteht aus 20,2 % Plagioklas, 37,6 % Kalifeldspat, 7,6 % Biotit, 34,2 % Quarz, 0,4 % Muskowit; wichtige Akzessorien sind Apatit und Zirkon.

Die Plagioklase sind nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt. Die Untersuchung auf dem Universaldrehtisch ergab einen Anorthitgehalt von 21 % An. Kleine, leistenförmige Plagioklase finden sich auch parallel (010) im Orthoklas orientiert.

Der Orthoklas ist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt; vereinzelt tritt auch Mikroklin auf. Beide zeigen perthitische Entmischung.

Der Biotit beteiligt sich in Form kleiner Fetzchen zusammen mit Quarz am Aufbau der klastischen Zwischenmasse und ist hier leicht chloritisiert. Daneben tritt er aber auch unzersetzt zusammen mit Muskowit in grossen, zerschlizten Fetzen auf.

Gegenseitige Beziehungen der Eruptivgesteine, Kontakterscheinungen, Alter der Intrusionen und der Orogenese

Mit der Zuordnung der Eruptivgesteine zu prätektonischem, syntektonischem und posttektonischem Plutonismus wurde schon versucht, ihr relatives Alter festzulegen. Zur Klärung des Verhältnisses zwischen ultrabasischen und basischen Gesteinen konnten nur strukturelle und textuelle Eigenschaften herangezogen werden, da Kontakte in der unteren Val d'Ossola nicht aufgeschlossen sind. Auch WALTER (1950) fand keine eindeutigen Beziehungen zwischen den Gesteinen des Peridotitstockes von Finero und dem basischen Hauptgesteinszug, da diese durch Ruschelzonen getrennt sind, die Diskordanzen verwischten.

Die Stellung der posttektonischen Gesteine gegenüber den syntektonischen ist jedoch durch Aufschlüsse belegt. Der Granodiorit von Campioni und der Granit von Pedemonte dringen diskordant in die steilgestellten Gesteine der Ivrea- und Stronazone ein; sie sind also sicher posttektonisch (Fig. 27a und b). Sie kommen dabei in direkten Kontakt mit dem Gabbrodiorit von Pra del Fico (Schollen des Gabbrodiorites im Granit, Fig. 21), der zwar keine tiefgreifende Kontaktmetamorphose erlitt, jedoch am Kontakt „granitischen“ Plagioklas (25, 28, 29 % An) und Biotit zeigt. Dabei ist bezeichnend, dass nur die sauren Plagioklase nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sind, während diese des Wirtgesteins in Kontaktnähe Albit- und Periklinzwillinge sind. Erst in kontaktferneren Partien des Gabbrodiorites zeigen sie wieder das Karlsbadergesetz.

Die Arbeit von GORAI (1951) gestattet diese Erscheinung zu deuten. Nach GORAI sind die Plagioklase metamorpher Gesteine praktisch nur nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt.

In nichtmetamorphen Eruptivgesteinen treten dazu noch seltenere Gesetze wie das Karlsbader- und Bavenoergesetz. Die einzelnen Zwillingsgesetzgruppen, C-Zwillinge (Karlsbad, Baveno, Ala), A-Zwillinge (Albit und Periklin) und U = unverzwillingter Plagioklas stehen zueinander in einem bestimmten, gesteinstypischen Mengenverhältnis.

Die Anwendung GORAI'S Methode auf die Eruptivgesteine der Ivrea- und Stronazone (Fig. 20) ergab, dass nur das jüngste Glied der syntektonischen Intrusionsphase, der Gabbrodiorit von Pra del Fico und die posttektonischen Gesteine nicht metamorphosiert wurden, während alle anderen, der Gabbro von Anzola und die Ultrabasite von Premosello-Megolo rekristallisierten. Wohl brachte die Granodiorit- und Granit-intrusion dem Gabbrodiorit von Pra del Fico eine Wärmezufuhr, die

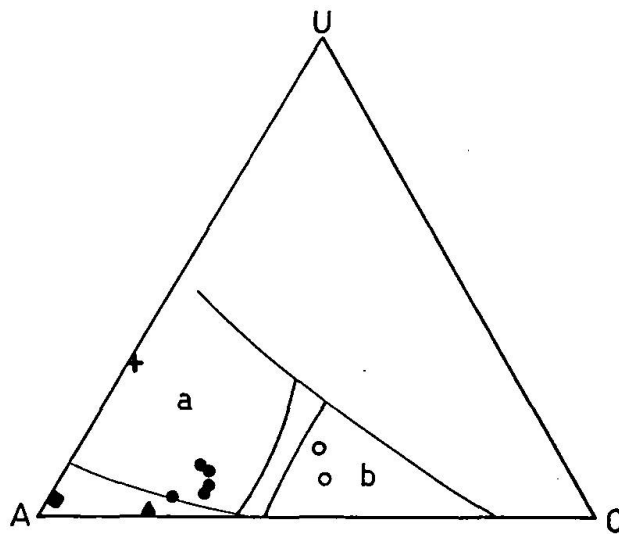


Fig. 20. C-A-U-Diagramm nach GORAI (1951).

a = Feld der Plagioklase granitischer Gesteine; b = Feld der Plagioklase gabbroider Gesteine. ■ Gabbro von Anzola und Gabbrodiorit von Premosello. ○ Gabbrodiorit von Pra del Fico. ● Granodiorit von Camponi und Granit von Pedemonte. ▲ Kontaktgestein zwischen Granodiorit und Gabbrodiorit von Pra del Fico. + Glimmerschieferscholle in Granodiorit.

wohl zur Rekristallisation kontaktnaher Partien, aber nicht für die Hauptmasse ausreichte.

Der Granit von Pedemonte führt Xenolithe aus gabbroidem Material (Fig. 21). Damit ist das Alter der basischen Intrusionen und der sie begleitenden Orogenese als prägranitisch festgelegt. Sind die Granite des Lago Maggiore herzynisch, wie NOVARESE (1933) annimmt, so ergibt sich für die Ivreazone herzynisches oder vorherzynisches Alter.

Nach den Ergebnissen der Untersuchungen an den Eruptivgesteinen der unteren Val d'Ossola lassen sich die Vorgänge, die zur Bildung der Ivreazone führten, folgendermassen vorstellen (es sei jedoch noch einmal darauf hingewiesen, dass die hier vorgenommene Alterseinteilung letztlich

auf der Voraussetzung basiert, dass die Granite des Lago Maggiore herzynisch sind):

In vor- oder frühherzynischer (?) Zeit drangen die ultrabasischen Gesteine von Premosello und Megolo in das Nebengestein ein. Erst nach ihrer Erstarrung setzten die orogenetischen Bewegungen ein, die zur Ausbildung der kataklastischen Strukturen, der Mylonite und Pseudotachylite in den Ultrabasiten und den von ihnen metamorphosierten

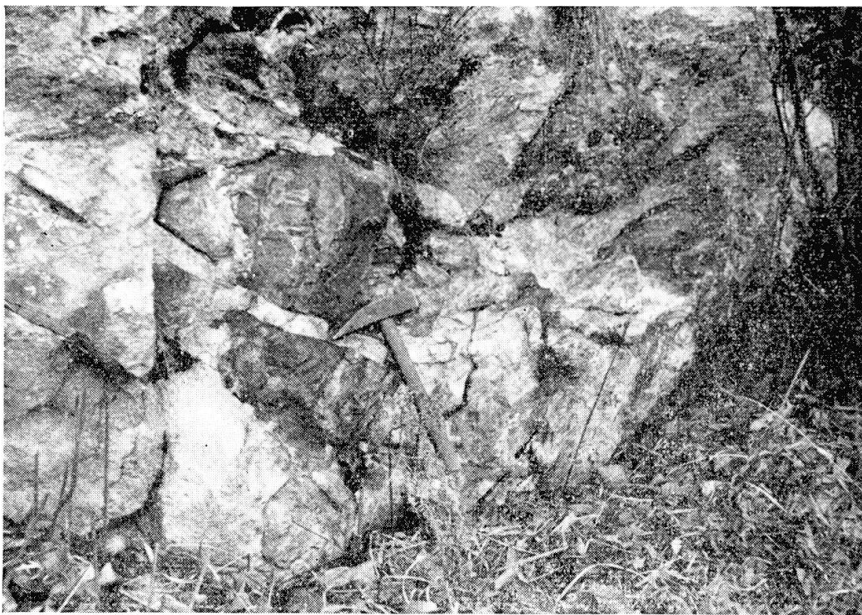


Fig. 21. Gabbroscholle im Granit von Pedemonte (oberhalb Camponi).

Sedimenten führten. Im weiteren Verlauf der Gebirgsbildung intrudierten in einzelnen Schüben basische Magmen (vgl. hierzu WALTER, 1950, S. 57), die die ultrabasischen Gesteine metamorphosierten. Die zuerst eingedrungenen basischen Magmen wurden durch die folgenden wieder intrudiert und für längere Zeit auf Temperaturen gehalten, die ihnen die primäre Ausbildung granoblastischer Strukturen erlaubten. Sie werden deshalb mit ihrem Eruptivgesteinsnamen und nicht mit dem entsprechenden Namen für metamorphe Gesteine bezeichnet. Der herrschende hohe Gebirgsdruck bewirkte, dass die mobileren Lösungen aus den Frühkristallisaten der basischen Gesteine ausgequetscht wurden. Hieraus resultiert eine Bändertextur, die naturgemäss mit abnehmendem Stress zurücktritt; den jüngsten der syn- bis posttektonischen Gabbros fehlt sie deshalb fast vollständig. Es muss darauf hingewiesen werden, dass

diese Deutung nur hypothetisch sein kann, da Bändertexturen in basischen Gesteinen eine weitverbreitete Erscheinung darstellen.

Auch die Bedingung für die Ausbildung der granoblastischen Struktur war für die letzten Glieder der syntektonischen Intrusionsphase nicht mehr vorhanden; sie erstarrten deshalb mit hypidiomorpher Struktur. Das Ende der Orogenese brachte die Intrusion der Granodiorite und Granite, während deren Erstarrung der Stress weiterhin abklang. Nur noch die rascher abgekühlten Partien der Granite (Randzone und Apophysen) lassen noch den Einfluss tektonischer Bewegungen erkennen, während die Hauptmasse der Granite tektonisch mehr oder weniger ungestört erstarrte. Immerhin muss auch für die Hauptmassen der Granite noch eine geringe nachträgliche mechanische Beanspruchung angenommen werden, da sie, wie NOVARESE feststellte, doch eine gewisse gerichtete Textur besitzen.

Inwieweit die alpine Metamorphose einen Einfluss auf die Gesteine der Ivreazone und die Granite ausübte, kann nicht eindeutig festgestellt werden; sicher ist lediglich, dass sie äusserst gering war, wie aus dem Fehlen von Mineralneubildungen in der Epistufe zu erkennen ist.

DIE PARAGESTEINE

Allgemeines

Bei Biella taucht aus den Alluvionen der Poebene eine Paragesteinsserie auf, die Kinzigitzzone der geologischen Literatur, die die Ivreazone an ihrem Südrand bis zum Lago Maggiore begleitet. Zwischen Mastallone- und Tosatal ersetzt sie die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges fast vollständig und erreicht im Talquerschnitt des Toce eine Mächtigkeit von ungefähr 12 Kilometern.

Ihre Bezeichnung verdankt die Kinzigitzzone den hier auftretenden kinzigitähnlichen Gesteinen. Diese sind stets an den basischen Hauptgesteinszug gebunden oder zwischen Mastallone und Toce an dessen sinngemässe Fortsetzung. In allen Arbeiten, die sich mit der Ivreazone befassten, wurde betont, dass Kinzigit- und Ivreazone eine untrennbare Einheit bilden. FRANCHI (1906) fasste deshalb beide unter dem Namen „zona diorito-kinzigitica“ zusammen.

Im Süden grenzt die Kinzigitzzone an die Stronazone. Die Grenze ist, wie weiter oben schon erwähnt wurde, äusserst unscharf. Beide Zonen sind jedoch dadurch unterschieden, dass die Stronazone Einschaltungen von Cenerigneis (BÄCHLIN, 1937) und Quarzdioriten (NOVARESE, 1906) besitzt, die der Kinzigitzzone fehlen. Andererseits fehlen der Stronazone

aber die Marmoreinschaltungen der Kinzigitzzone. Zwischen den Glimmerschiefern der südlichen Kinzigitzzone und den Glimmerschiefern der Stronazone bestehen jedoch kaum lithologische Unterschiede, so dass deshalb beide miteinander besprochen werden sollen.

Die mineralische Zusammensetzung der Paragesteine ist ziemlich monoton. Quarz, Almandin, Plagioklas, Biotit, Sillimanit und untergeordnet auch Kalifeldspat sind die wichtigsten Gemengteile. In geringer Menge ist auch stets Graphit vorhanden. In den verschiedenen Gesteinen können einzelne oder mehrere Gemengteile vorherrschen. Danach lassen sich drei hauptsächliche Gesteinstypen unterscheiden, die ausserdem durch ihre geologischen Beziehungen zu den Eruptivgesteinen besonders charakterisiert sind.

1. *Gesteine des inneren Kontakthofes* mit den Gemengteilen Quarz, Granat, Plagioklas, Orthoklas, Sillimanit. Biotit tritt zurück oder fehlt vollständig. Die Gesteine, die als vorherrschende Gemengteile Sillimanit und Granat besitzen, wurden von FRANCHI (1906) und NOVARESE (1931) als „*Stronalithe*“ bezeichnet.

2. *Gesteine des äusseren Kontakthofes*. Es sind dies *Granat-Biotit-Plagioklasgneise*, die eine gewisse Ähnlichkeit mit Kinzigiten besitzen, wegen ihres hohen Quarzgehaltes aber wohl am besten als „*Kinzigitgneise*“ bezeichnet werden. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Granat, Plagioklas, Orthoklas, Biotit. Sillimanit tritt zurück oder fehlt ganz.

3. *Gesteine des Altkristallins*. Hierher gehören die *Biotitschiefer* der südlichen Kinzigitzzone und der Stronazone, die hauptsächlich aus Quarz, Biotit und Plagioklas bestehen. In der südlichen Kinzigitzzone finden sich noch Einschaltungen von *Marmoren* und *CalciPHYren*, die sicher älter als die Eruptivgesteine sind.

Zwischen Stronalithen, Kinzigitgneisen und Biotitschiefern bestehen alle Übergänge, doch ist ihre Abgrenzung im Felde leichter als man erwarten könnte, da ihr Vorkommen an ganz bestimmte Zonen gebunden ist.

DIE GESTEINE DES INNEREN KONTAKTHOFES

Der „Stronalith“

Stronalithe finden sich immer am Kontakt mit den basischen oder ultrabasischen Gesteinen. Diese Regel bestätigt sich nicht nur in der Val d'Ossola, sondern auch im Mastallonetal. Charakteristisch für diesen Gesteinstyp ist, dass seine Paralleltexur wohl in der allgemeinen Streichrichtung liegt, seine Ausdehnung aber auf mehr oder weniger mächtige Höfe (0,5—1 km) um die Eruptivgesteinskörper beschränkt bleibt. Die

geologische Karte (*Carta geol. d'Italia*, 1:100 000, Blatt Varallo), auf der die Stronalithe ausgeschieden wurden, erweckt deshalb den Anschein, als lägen die Stronalithe diskordant zwischen dem basischen Hauptgesteinszug und der Kinzigitzone. Verfolgen wir jedoch das Streichen eines Stronalithes, so stellen wir fest, dass er in grösserer Entfernung vom Kontakt seinen charakteristischen Gemengteil, den Sillimanit, verliert und unter Zunahme des Biotitgehaltes in Kinzigitgneis übergeht.

Makroskopisch lässt das Gestein Sillimanit, Granat, Graphit, Quarz und Feldspat erkennen. Die bis 0,5 cm grossen violetten Granate bilden hervorstehende Noppen in einer dunkelgrauen, feinkörnigeren Zwischenmasse, die vor allem aus bis 1 Zentimeter langen und bis 1 Millimeter dicken Sillimanitstengeln und kleinen, bis 1 Millimeter grossen, unregelmässig verteilten Graphitschüppchen besteht. Vereinzelt erkennt man in der Zwischenmasse auch Feldspat- und Quarzkörnchen von 2 bis 3 mm Grösse. Die äussere Erscheinung des Gesteins wird aber im wesentlichen von Sillimanit und Granat bestimmt. Auf frischen Bruchflächen zeigt das Gestein infolge seines hohen Sillimanitgehaltes einen eigentümlichen Seidenglanz. Oberflächlich wittert das Gestein rostfarbig an. Die Feldspäte können sich auch auf bis mehrere Zentimeter mächtigen Lagen anreichern, die nur durch schmale, 0,5 bis 2 cm dicke Granatbänder getrennt sind. Makroskopisch lassen diese Gesteine kaum mehr Sillimanit erkennen: Biotit fehlt aber auch hier. (Zusammensetzung der Stronalithe siehe Tabelle 11, Kolonne 1—8.)

Die Plagioklase verraten zweierlei Bildungsphasen: Wir finden Plagioklase mit der Zusammensetzung eines basischen Oligoklases bis Andesins, die in allen Paragesteinen der Ivrea- und Stronazone (ausser den Marmoren) zu finden sind. Daneben treten aber auch Plagioklase mit 60 bis 80 % Anorthit auf, die die „Spindeln“ oder Bänderung, wie sie von den Plagioklasen der basischen Eruptivgesteine her bekannt sind, besitzen, sobald ihr An-Gehalt 70 % übersteigt. Es kann daher als wahrscheinlich gelten, dass die basischen Plagioklase der Stronalithe sich unter den gleichen Druck- und Temperaturbedingungen bildeten, wie die Plagioklase der basischen Eruptivgesteine. Auch Apophysen basischer Gesteine, deren Nebengesteine mesozonale Glimmerschiefer sind, zeigen die Plagioklase mit der Entmischungsbänderung. Die Druck- und Temperaturbedingungen, die zu dieser Entmischung führten, können also nicht einer nachträglichen Regionalmetamorphose zugeschrieben werden, da diese ja auch das Nebengestein in gleichem Masse ergreifen müsste. Die Vermutung liegt deshalb nahe, dass die Stronalithe ihren hohen Metamorphosegrad erst bei der Intrusion der basischen Magmen erhielten.

Die basischen Plagioklase finden sich vielfach in Granat eingewachsen, diese dürften demnach erst nach der Plagioklaskristallisation gebildet worden sein.

Der Granat ist ein Glied der Mischreihe Allmandin-Pyrop mit $n = 1,780 \pm 0,002$, $D = 3,91$.

Die bis zu einem Millimeter dicken Sillimanitstengel bilden zusammen mit Quarz und Feldspat eine Zwischenmasse, in der grosse, bis

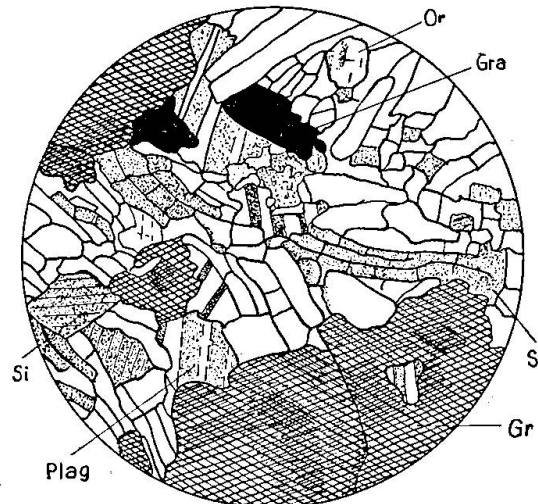


Fig. 22. Dünnschliffbild eines Stronalithes von Madonna dello Scopello bei Cuzzago. Gra = Graphit, Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Si = Sillimanit, Gr = Granat. Vergr. etwa 30fach.

0,5 cm messende Granatporphyroblasten schwimmen. Der Sillimanit zeigt $2V = +24$ bis 28° . Wie Herr Professor WENK, Basel, liebenswürdigerweise mitteilte, treten daneben aber auch solche mit anomal niedrigem Achsenwinkel (11°) auf. Diese Mitteilung sei hiermit herzlich verdankt.

Fig. 22 zeigt das typische Dünnschliffbild eines Stronalithes von Madonna dello Scopello.

Kalifeldspat bildet kleine, xenomorphe Kriställchen, die zumeist unverzwilligt sind.

Biotit tritt ganz zurück, findet sich aber oft noch in Granat eingewachsen.

Es bleibt noch zu erwähnen, dass nicht alle Gesteine des inneren Kontakthofes Stronalithe sind, vielmehr besteht eine Wechsellagerung zwischen den eigentlichen Stronalithen und granatanorthositischen Gesteinen, die zwar nur wenig Sillimanit führen, deren Biotitarmut aber doch auf ihre Verwandtschaft mit den Stronalithen hinweist.

DIE GESTEINE DES ÄUSSERN KONTAKTHOFES

Die Granat-Biotitgneise

Die Granat-Biotitgneise bilden die eigentliche Fortsetzung des basischen Hauptgesteinszuges zwischen Mastallone und Toce. Die sinn-gemässe Fortsetzung seiner Südgrenze in der allgemeinen Streichrichtung fällt etwa mit der Linie Varallo-Albo zusammen. Diese Linie bildet die Grenze der Granatbiotitgneise gegen die weiter südlich anstehenden Biotitschiefer. Sie wird dadurch noch besonders charakterisiert, dass mit ihr die Paragesteine, die basischen Plagioklas führen, nach Süden aussetzen.

Die Granat-Biotitgneise sind von hellgrau-brauner Farbe und zeigen eine ausgeprägte Schieferigkeit. Makroskopisch erkennt man Biotit, Quarz, Feldspat, Granat, der partienweise aber auch fehlen kann, und Graphit. Die Korngrösse der Hauptgemengteile kann stark variieren, doch ist sie durchschnittlich 2—3 mm. Quarz und weisse Feldspäte sind zusammen mit rosafarbigem Granat auf bis 0,5 cm, zumeist jedoch etwas weniger mächtigen Lagen angereichert, die durch dünne, oft hautartige Biotitlagen voneinander getrennt sind. Der Quarz bildet bisweilen bis faust-grosse Knauer, deren Längsachsen in der Schieferungsrichtung orientiert sind. Die Biotite sind an alten Bruchflächen ausgebleicht und können dann leicht mit Muskowit und Phlogopit verwechselt werden.

Der Mineralbestand ist aus Tabelle 11, Kolonne 9—16, zu ersehen.

Im gleichen Gestein finden wir auch hier wieder zweierlei Plagioklase, den Oligoklas-Andesin und den gebänderten Plagioklas eruptiver oder katazonaler Entstehung mit 60—75 % An.

Die Granate erreichen bisweilen die beachtliche Grösse von 2 bis 3 cm. Sie gehören auch hier der Mischreihe Allmandin-Pyrop an.

Alle Gemengteile sind gleichmässig ausgebildet. Vereinzelt lässt sich auch eine geringe mechanische Beanspruchung konstatieren (undulöse Auslöschung des Quarzes und zerbrochene Plagioklase, deren Bruchstücke gegeneinander verstellt sind).

Südlich der Grenzlinie Albo-Varallo gehen die Granat-Biotitgneise in feldspatarme Biotitschiefer über. Allerdings verläuft dieser Übergang nicht immer senkrecht zum Streichen, denn wenn wir das Streichen eines in der Nähe der Biotitschiefer anstehenden Granat-Biotitgneises bergwärts verfolgen, können wir auch dort den Übergang zu Biotitschiefer feststellen. Der Grund für dieses Verhalten scheint darin zu liegen, dass die Stoffzufuhr, die die Biotitschiefer zu Granat-Biotitgneisen werden liess, nicht von den Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges ihren

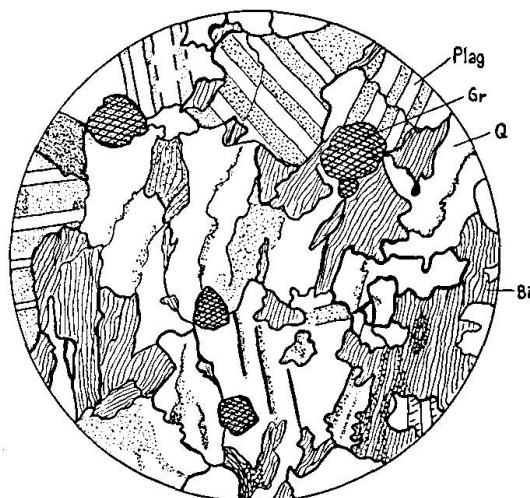


Fig. 23. Durchschnittstyp der Granatbiotitgneise.

Gr = Granat, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit. Vergr. etwa 30fach.

Ausgang nahm, sondern von diesem selbst. Der Grad der Feldspatisierung eines Granat-Biotitgneises hängt deshalb wahrscheinlich von seinem Abstand, sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung, zum basischen Hauptgesteinszug ab. Daraus lässt sich verstehen, dass die Glimmerschiefer, die von Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges intrudiert wurden, von diesem stofflich nicht beeinflusst wurden.

In der folgenden Tabelle 10 ist die bisher unveröffentlichte Analyse eines Granat-Plagioklasgneises von Anzola (50) (Übergangstyp zwischen Stronalith und Kinzigitgneis) aufgeführt. (Analyse aus dem Erläuterungsblatt zur Exkursion der Schweiz. Min. Petr. Ges. in die Ivreazone, HUTTENLOCHER, 1950.) Anal.: F. STACHEL (Bern).

Tabelle 10

	Gew. %		
SiO ₃	62,45	si	225
Al ₂ O ₃	15,03	al	31,6
Fe ₂ O ₃	2,23	fm	44,7
FeO	8,45	c	10,7
MgO	2,47	alk	13,0
MnO	0,17	k	0,25
CaO	2,80	mg	0,29
Na ₂ O	2,87	c/fm	0,24
K ₂ O	1,43		
TiO ₂	1,13		
P ₂ O ₅	0,41		
H ₂ O +	0,69		
H ₂ O -	0,06		
	100,19		

DAS ALTKRISTALLIN

Das Altkristallin der südlichen Kinzigzone und der Stronazone wird hauptsächlich von monotonen Biotitschiefern vertreten. Im Bereich der Kinzigzone sind ihnen schmale Züge von Marmoren und Calciphyren zwischengeschaltet.

Die Biotitschiefer

Die Biotitschiefer sind dunkelbraune, grobflaserige Gesteine. Stellenweise sind sie leicht gefältelt.

Makroskopisch lassen sie nur Biotit, Quarz, manchmal auch etwas Muskowit und Feldspat erkennen. Der Biotit bildet dünne Häute, die die etwa 1 mm dicken Quarzfeldspatlagen voneinander trennen. Der Quarz reichert sich stellenweise auf einzelnen Adern an, die sich zu faustgrossen Knauern verbreitern können. Fig. 24 zeigt einen typischen Biotitschiefer der südlichen Kinzigzone.

Der Mineralbestand (s. Tabelle 11, Kolonne 17—20) ist einfach. Partienweise kann sich der Quarz anreichern; eine genaue Abgrenzung der Biotitquarzite von den Biotitschiefern ist im Felde wegen der allmählichen Übergänge nicht möglich.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz undulöse Auslöschung; stellenweise ist er jedoch auch zu einer feinklastischen Masse zerrieben.

Die Biotite sind auf Lagen angeordnet, die mit zerlappten Umrissen an die Quarzlagen grenzen. Vielfach sind die Biotitpakete gebogen oder

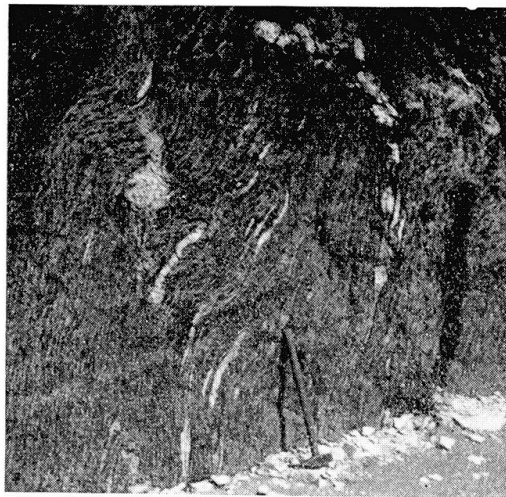


Fig. 24. Gefältelter Biotitschiefer mit Quarzknauern und -adern. Nebengestein des Marmors von Candoglia, Steinbruch des Mailänder Domes.

gestaucht. Einzelne Blättchen sind randlich ausgebleicht; man kann sie dann leicht mit Muskowit verwechseln.

Die Plagioklase zeigen die Zusammensetzung eines Oligoklases bis Andesins.

In der Stronazone verlieren die Biotitschiefer ihre grobflaserige Beschaffenheit und gehen in feinkörnigere Varietäten über; ihr Mineralbestand bleibt jedoch gleich.

Tabelle 11. *Modaler Mineralbestand der Stronalithe 1—8, Granatbiotitgneise 9—16, Biotitschiefer 17—20*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Granat	27,3	48,8	22,9	43,0	29,0	31,9	26,2	34,6	11,58	6,6
Plagioklas	17,85	15,9	23,1	7,9	5,65	1,0	14,5	26,66	19,35	34,7
Sillimanit	32,73	31,3	24,0	21,8	20,7	23,7	14,5	7,05	—	—
Quarz	13,72	1,7	11,9	19,92	40,8	37,7	18,4	29,37	57,87	34,0
Biotit	8,2	2,0	14,8	2,64	3,45	4,7	26,4	0,72	11,2	24,4
K-Feldspat	0,2	0,3	3,3	4,74	0,4	1,0	—	1,6	—	—
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Granat	0,56	2,36	18,79	14,1	14,9	25,1	4,2	—	0,5	0,36
Plagioklas	37,4	55,0	50,61	54,69	24,4	32,0	7,0	0,42	19,5	5,9
Sillimanit	—	—	—	2,98	—	0,12	—	—	—	—
Quarz	43,34	21,25	13,7	10,5	42,4	33,72	77,0	94,5	34,6	73,46
Biotit	18,7	21,4	15,75	17,16	18,3	8,7	11,8	5,08	45,4	20,28
K-Feldspat	—	0,39	1,15	0,57	—	0,36	—	—	—	—

Das Ergebnis der Schliffauszählungen von Tabelle 11 ist im Diagramm der Fig. 25 dargestellt, wobei der Modalbestand eines Gesteines ohne Umrechnung in ein Diagramm übernommen wurde, wie es KÖHLER (1951) in ähnlicher Weise für die Darstellung von chemischen Gesteinsanalysen (Q – F – Fm-Diagramm) einführte.

Quarzgehalt + dunkle Bestandteile + Feldspäte = 100 Vol. %.

Den Punkt für die Zusammensetzung eines Gesteins erhält man dadurch, dass man den Quarzgehalt gegen den Feldspatgehalt minus den Gehalt an dunklen Bestandteilen aufträgt. Zu den dunklen Bestandteilen wurden Sillimanit, Glimmer und Granat gerechnet.

Die Gesteine des inneren Kontakthofes fallen in die Gegend des Poles der dunklen Bestandteile. Die Gesteine des äusseren Kontakthofes sind feldspatreiche Typen; ihr Feld ist deutlich gegen den Feldspatpol gerückt. Die Biotitschiefer, als vom basischen Hauptgesteinszug nicht direkt beeinflusste Gesteine nehmen eine Zwischenstellung ein. Es drängt

sich hier der Eindruck auf, als seien die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes durch Differentiation bei der Kontaktmetamorphose des Glimmerschiefers entstanden. Hierauf soll jedoch erst später eingegangen werden.

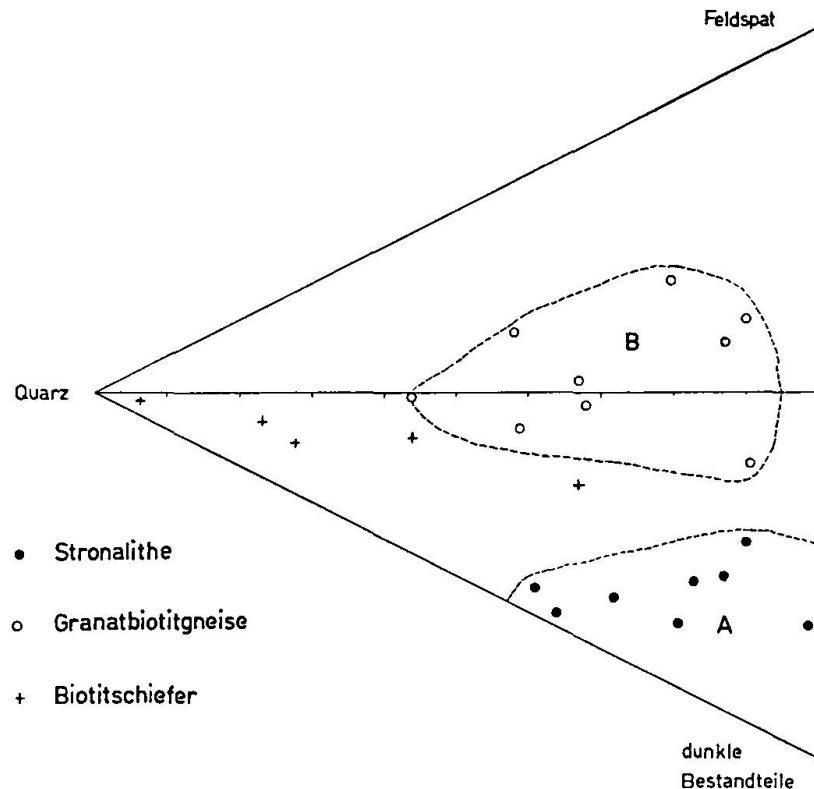


Fig. 25. Modalbestand der Paragesteine.

A = Feld der Gesteine des inneren, B = des äusseren Kontakthofes.

Die Marmore und Calciphyre

Von O. CAMISASCA (1940) wurden die Marmore von Candoglia schon eingehend beschrieben, so dass hier nur noch kurz darauf eingegangen werden soll.

Bei Ornavasso und Candoglia treten die Marmore in abbauwürdiger Mächtigkeit auf. Es besitzen dort zwei Firmen eine Abbaukonzession, in Candoglia die Verwaltung des Domes von Mailand und in Ornavasso die einsässige Firma der Gebrüder Moschini.

Beide Vorkommen bilden nach CAMISASCA zusammenhängende Bänke, die durch das Tal der Tosa auseinandergeschnitten wurden.

Die Farbe der Marmore variiert von rosarot bis grauweiss. Es sind gut kristallisierte, im Handel sehr geschätzte Gesteine. Der Dom von Mailand wurde aus dem Marmor von Candoglia erbaut.

Auffallend ist der grosse Mineralreichtum der Marmore; es treten nämlich Pyrit, Magnetkies, Magnetit, Quarz, Phlogopit, Aktinolith, Tremolit, Pyroxen, Titanit und Axinit auf.

Diese Minerale sind immer an eine graugelbe Marmorvarietät gebunden, die in einzelnen, sich auch durchkreuzenden Adern die rosaroten und weissgrauen Marmore durchziehen. CAMISASCA nimmt nun an, dass die Marmore bei der Gebirgsbildung in grössere Blöcke zerbrachen, die dann von der graugelben Varietät gekittet wurden.

Die Untersuchung unter dem Mikroskop ergab jedoch, dass die grauen Marmoradern Minerale führen, die auch am Kontakt zu basischen Gängen zu finden sind. Es erscheint deshalb naheliegend, dass zumindest ein Teil der grauen Adern Kontaktzonen basischer Gänge sind, die vom Marmor aufgelöst wurden. Im folgenden Kapitel soll hierauf noch näher eingegangen werden.

Auch die Calciphyre, Marmorbänke mit hohem Silikatgehalt, könnten auf diese Weise entstanden sein, wenn auch eingeräumt werden muss, dass bei der Metamorphose mergeliger Kalke ähnliche Paragenesen entstehen können.

Die Beziehungen zwischen Eruptiv- und Paragesteinen

a) Kontakte zwischen prätektonischen Eruptivgesteinen und den Nebengesteinen

Kontaktwirkungen an den Paragesteinen konnten wegen der starken mechanischen Beanspruchung aller Gesteine nicht festgestellt werden. Immerhin kann aus dem Vorhandensein mylonitisierter Granat-Sillimanitgneise geschlossen werden, dass diese schon vor der herzynischen (?) Orogenese ihren hohen Metamorphosegrad besaßen. Ob dieser jedoch allein auf die Intrusion der ultrabasischen Magmen zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden.

b) Kontakte zwischen syntektonischen Eruptivgesteinen und den Paragesteinen

Die kontaktliche Beeinflussung der Paragesteine ging hauptsächlich vom basischen Hauptgesteinszug und weniger von dessen Apophysen aus. Die höchstmetamorphen Gesteine, wie Granat-Sillimanitfelse, sogenannte „Stronalithe“, und Granat-Biotitgneise, finden sich deshalb immer am Kontakt zum basischen Hauptgesteinszug oder, wo er durch die Kinzigitzone ersetzt wird, im Bereich seiner Fortsetzung. Die „Stronalithe“ sind, wie aus ihren geologischen Verbandsverhältnissen gefolgert werden muss, die eigentlichen Kontaktgesteine zwischen dem basischen Hauptgesteinszug und der Kinzigitserie. Der Grad der Kontakt-

metamorphose hing vom Abstand der Nebengesteine vom basischen Hauptgesteinszug ab, denn selbst mächtige Apophysen metamorphosierten das Nebengestein nur wenig.

Die Wirkung der Apophysen auf das Nebengestein ist nur dort eindeutig feststellbar, wo sie nicht durch den Einfluss des basischen Hauptgesteinszuges überdeckt wurde, also ausserhalb des eigentlichen Kontakthofes des basischen Hauptgesteinszuges. Dies erklärt die unterschiedliche Kontaktwirkung der basischen Magmen auf die Nebengesteine, die WALTER (1950) allein auf die verschiedenartige Beschaffenheit der Nebengesteine zurückzuführen versuchte.

Die Paragesteine werden von den Apophysen nur thermisch beeinflusst, denn Mineralneubildungen in der Kontaktzone fehlen. Die Biotitschiefer verlieren gegen den Kontakt ihre Grobplattigkeit und nehmen hornfelsartiges Aussehen an. Die Übergänge sind beim Anschlagen des Gesteins am Klang des Hammers leicht festzustellen.

Die Apophysen selbst zeigen am Kontakt gesteinsfremde Minerale wie sauren Plagioklas (25 % An) und Biotit. Dieses Bild zeigt sich auch am Kontakt der Apophysen gegen die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes. Der Stoffaustausch ist hier jedoch auch exogen. Die Stronalithe und Granat-Biotitgneise führen am Kontakt Pyroxen und Hornblende, die Gabbros Biotit, Granat und sauren Plagioklas. Die Kontakte sind deshalb im Bereich von 10 bis 15 cm nicht sehr scharf, vielmehr vermittelt eine innige Wechsellagerung zwischen Eruptiv- und Paragestein den Übergang. Einen solchen Übergangstyp beschrieb H. HUTTENLOCHER (1942) aus der Randpartie des Gabbros von Anzola.

Die Granat-Biotitgneise nehmen geologisch die Zwischenstellung zwischen den „Stronalithen“ und Biotitschiefern ein. Ihre Verbreitung und der Gehalt an basischem Plagioklas lassen jedoch deutlich ihre Zugehörigkeit zum Kontakthof des basischen Hauptgesteinszuges erkennen.

Der basische Hauptgesteinszug übte wahrscheinlich auch einen Einfluss auf die Metamorphose der Biotitschiefer und der Marmore aus. Es lässt sich jedoch nicht feststellen, ob diese Gesteine nicht schon vor der Intrusion der basischen Magmen ihren heutigen Metamorphosegrad besaßen, doch ist das als wahrscheinlich anzunehmen.

Eine intensive nachträgliche Metamorphose, die Eruptiv- und Paragesteine erfasste, fand nicht statt, denn sie müsste sich gleicherweise auf beide Gesteinstypen ausdehnen. Wir finden jedoch Apophysen, deren gebänderte Plagioklase auf katazonale Entstehungsbedingungen hinweisen, während die Nebengesteine — Biotitschiefer — bei mesozonalen Temperaturen entstanden. Auch das Auftreten von Plagioklaszwillingen

nach dem Karlsbadergesetz in den Apophysen schliesst eine intensive nachträgliche Metamorphose aus.

Die Marmore kommen in der unteren Val d'Ossola nirgends in direkten Kontakt mit mächtigeren Apophysen des basischen Hauptgesteinzuges, doch wurden sie von basischen Gängen durchfahren, die wahrscheinlich zur Gefolgschaft der basischen Intrusionen gehörten. Die Intrusion der Gänge erfolgte nicht in einem Schub, denn manche ältere Gänge werden von jüngeren diskordant entzweigeschnitten (Fig. 12). Auch der Grad der Auflösung der Gänge im Marmor lässt Rückschlüsse auf das relative Alter zu.

Das Calciumoxyd der Marmore wirkte auf die älteren Gänge stark auflösend; diese wurden wahrscheinlich zusammen mit dem Marmor metamorphosiert. Die Metamorphose war von tektonischen Bewegungen begleitet, wie aus boudinageartig deformierten Gängen geschlossen werden kann (ein Marmor wirkt gegenüber Stress durch die Ausbildung von Translationszwillingen in den Kalziten bedeutend plastischer als ein relativ starrer Gang, der spröde reagiert).

Die jüngeren Gänge dagegen behielten ihre ursprüngliche Form bei; sie sind wohl postmetamorph intrudiert.

Die basischen Gänge übten auf den Marmor eine Kontaktwirkung aus, die schon dadurch festzustellen ist, dass der Marmor gegen den Kontakt eine graugelbe Farbe annimmt. Diese verfärbte Zone folgt dem Kontakt des Ganges als ein etwa 10 cm breites Band und enthält als Mineralneubildungen Tremolit, Aktinolith und Phlogopit.

Die auflösende Wirkung des Marmors auf die Gänge zeigt sich in ihrer Randzone in der Reaktion zwischen Ilmenit und Kalzit, wobei Titanit gebildet wurde, und der Bildung von Epidot, Zoisit und Serizit.

Die Auflösung der Gänge durch den Marmor kann mitunter so weit führen, dass nur noch die jüngsten Gänge als solche zu erkennen sind, während auf die älteren nur noch aus dem Vorhandensein einer diskordanten, verfärbten Zone mit Tremolit, Phlogopit, Aktinolith, Titanit, Zoisit und Epidot geschlossen werden kann. Eine Unterscheidung zwischen diesen aufgelösten Gängen und Calciphyren sedimentärer Entstehung ist dann nicht immer möglich, besonders aber dann nicht, wenn der ursprüngliche basische Gang konkordant in den Marmor eindrang.

CAMISASCA sah in den graugelben, diskordanten Marmorbändern das Kittmittel des bei tektonischen Bewegungen in grosse Blöcke zerlegten Marmors; der grosse Silikatreichtum dieser Bänder lässt jedoch vermuten, dass es sich wenigstens zum Teil um alte Gänge handelt. Den Grund für die Annahme CAMISASCAS sehe ich darin, dass junge basische Gänge im

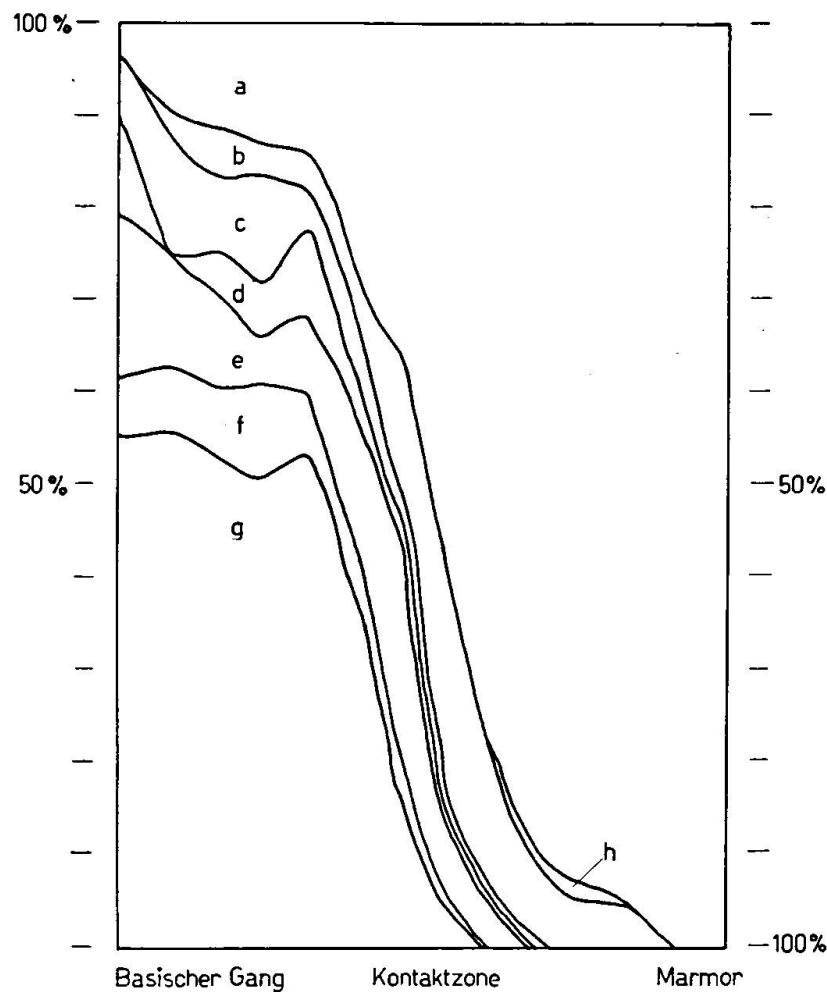


Fig. 26. Variation des Modalbestandes am Kontakt zwischen einem basischen Gang und Marmor.

a = Kalzit; b = Tremolit; c = Titanit; d = Quarz; e = zersetzte Feldspäte (Serizit, Epidot, Zoisit); f = Plagioklas; g = Hornblende; h = Phlogopit.

Marmorbruch von Candoglia (CAMISASCA bearbeitete nur diesen) sehr selten sind.

Das Ergebnis der Schliffauszählung eines Schnittes durch die Kontaktzone eines basischen Ganges ist im Diagramm der Fig. 26 dargestellt. Das Diagramm zeigt deutlich die Gliederung des Kontaktes in eine magnesiumbetonte Zone mit Tremolit und Phlogopit und eine kalziumbetonte Zone mit Titanit, Epidot und Zoisit.

c) Kontakte zwischen im wesentlichen posttektonischen sauren Eruptivgesteinen und den Paragesteinen

Die Kontakte zwischen Graniten und Glimmerschiefern sind mit Diskordanzen und Kontaktbrekzien deutlich ausgebildet (Fig. 27 a und b).



Fig. 27a. Granodiorit von Camponi dringt diskordant in die Glimmerschiefer der südlichen Kinzigitserie ein. Breite des Bildes etwa 1,5 m.



Fig. 27b. Schollen von Glimmerschiefer im Granodiorit von Camponi. Länge der Schollen etwa 30 cm.

Die Biotitschiefer sind auch noch in grösserer Entfernung vom Kontakt als Hornfelse oder hornfelsartige Gneise ausgebildet. Diese bilden einen bis 400 m mächtigen Hof um den Granit von Mont Orfano und von Pedemonte. Die Kontaktgesteine wurden mineralogisch nicht untersucht, jedoch erwähnt NOVARESE (1933) Andalusit im Kontakthof des Granites von Quarna.

Die Kontaktwirkung der Granodiorite auf die Biotitschiefer ist eher der Wirkung der Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges analog, wenn auch die Kontakte stellenweise diskordant ausgebildet sind. Die migmatischen Biotitschiefer am Kontakt führen Kalifeldspat und Plagioklase, die teilweise nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sind; sie können demnach nur dem Granodiorit entstammen. Mineralneubildungen fehlen hier vollständig.

Die Pegmatite übten keine Kontaktwirkung auf die Nebengesteine aus.

DIE MISCHGESTEINE

Der Amphibolit von Nibbio

Der Gabbro von Anzola geht östlich von Cuzzago in ein Gestein über, das ganz das Aussehen eines Paraamphibolites besitzt. Das Gestein ist in typischer Ausbildung im Steinbruch von Nibbio, etwa 100 m östlich dieser Ortschaft, anstehend.

Makroskopisch erkennt man dunkelgrüne Hornblende und weissen Plagioklas, die auf mehr oder weniger scharf voneinander abgetrennten, 1 mm bis 1 cm mächtigen Zeilen eingeregelt sind. Das Gestein erhält dadurch eine ausgeprägte Paralleltexur, die sich aber von der Differentiationsbänderung der Gabbros von Anzola dadurch unterscheidet, dass die einzelnen Bänder hier weniger mächtig und schärfer gegeneinander abgegrenzt sind. Auch die Korngrösse der Gemengteile ist mit 1 bis 1,5 mm kleiner als die der Gabbros. Stellenweise bildet die Paralleltexur Spitzfalten ab; auch diese Erscheinung fehlt den syntektonischen Gabbros.

Das Gestein von Nibbio enthält zahlreiche Marmorschmitzen und Mikroklin-Granat-Diopsidlinsen von manchmal beachtlicher Grösse (Länge 0,5 m, Breite 30 cm). Die Längsachsen dieser Linsen liegen meistens in der Richtung der Paralleltexur, doch sind mehr oder weniger diskordant liegende Schmitzen nicht gerade selten.

In diesen Kalk- und Mikroklinlinsen sind die Gemengteile bedeutend grösser entwickelt als im normalen Gestein: Wir finden in gelbem Marmor

oder dunkelblaurotem Mikroklin bis 3 cm lange, gelbe Titanitkristalle, bis 5 cm lange, grüne, idiomorph ausgebildete Diopside, derbe Massen von Epidot, braunrote, bis 0,5 cm grosse Granate und stellenweise grosse, zusammenhängende Häute von braunschwarzem Biotit. Die Mikroklin-Karbonatschmitzen führen bisweilen auch Ilmenit, der in Körnern von 1 mm bis 3 cm Grösse auftreten kann.

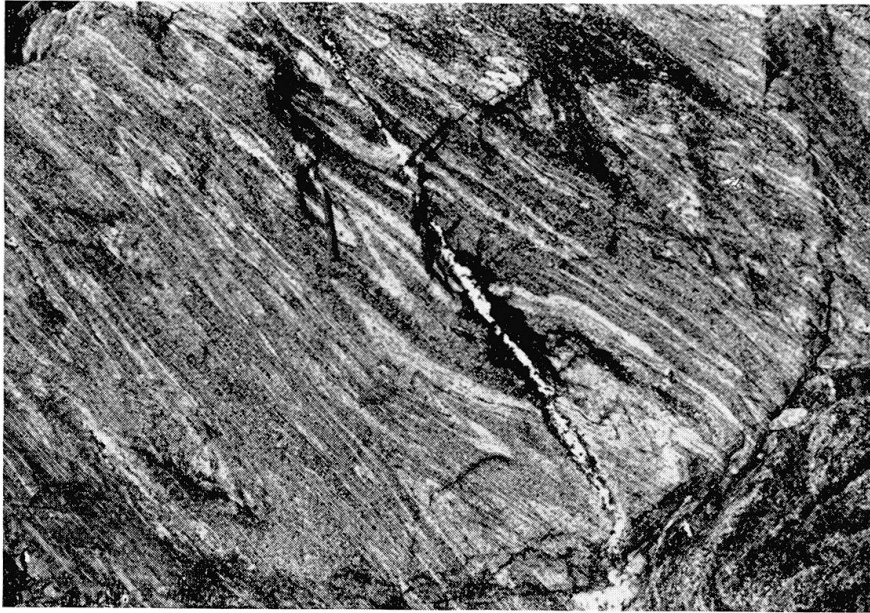


Fig. 28. Amphibolit von Nibbio in typischer Ausbildung.

Die Diopside reichern sich gerne am Rand der Linsen an, so dass diese oft durch einen mehrere Zentimeter breiten Diopsidkranz eingrahmt erscheinen.

Um karbonatführende Schmitzen herum befindet sich stets ein Hof von feinkörnigem, weissem Skapolith, der jedoch von blossen Auge nicht von den Plagioklasen des normalen Gesteins unterschieden werden kann.

Die Randpartien der Linsen wurden vielfach zwischen die Lagen des Nebengesteins gepresst; die abgepressten Teile können dadurch manchmal den sichtbaren Zusammenhang mit den Linsen verlieren.

Dem uneinheitlichen makroskopischen Bild (Fig. 28) entsprechend ist auch der Mineralbestand des Gesteines sehr variabel. Amphibolitische, stellenweise sogar gabbroid aussehende Lagen wechseln mit karbonat- und skapolithreichen und mikroklinführenden Partien ab. Diese stehen

jedoch immer in direktem Zusammenhang mit den Karbonat- und Mikroklin-schmitzen. Zwischen diesen und dem normalen Gestein bestehen alle Übergänge. In Tabelle 12 ist der modale Mineralbestand der Übergangsglieder zwischen der gabbroiden Ausbildung des Amphibolites und einer Kalzit-Mikroklin-schmitze dargestellt.

Das Diagramm der Fig. 29 lässt zwischen der Schmitze und dem Amphibolit deutlich abgegrenzte Zonen mit charakteristischen Mineralneubildungen wie Epidot, Titanit, Skapolith und Diopsid erkennen. Die hier auftretende Paragenese weist eine gewisse Ähnlichkeit mit den Mineralassoziationen in der Kontaktzone der basischen Gänge im Marmor von Candoglia auf, doch soll hierauf erst später eingegangen werden.

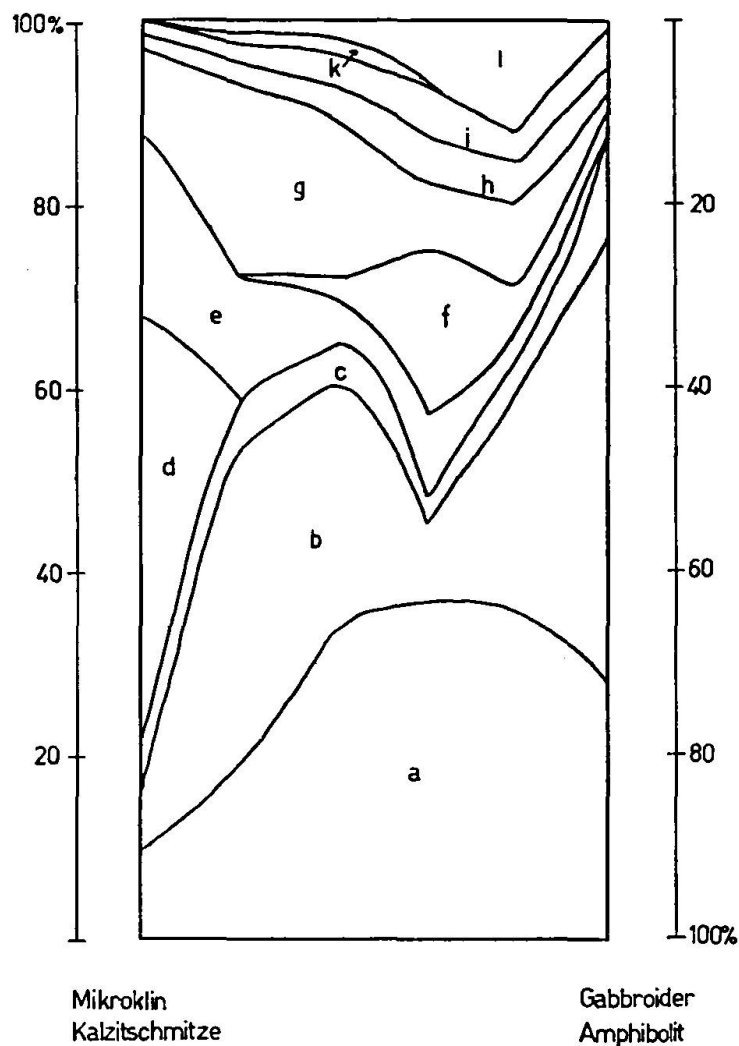


Fig. 29. Graphische Darstellung der Schliffauszählung von Tabelle 12.

a = Hornblende; b = Plagioklas; c = Pyroxen; d = Mikroklin; e = Kalzit; f = Skapolith; g = Quarz; h = Erz; i = Titanit; k = Epidot; l = Diopsid.

Die Plagioklase verraten zweierlei Bildungsphasen: Im gabbroähnlichen Gesteinsanteil finden wir solche mit einem Anorthitgehalt von 45 bis 75 %. Stellenweise sind sie stark zonar, wobei der Anorthitgehalt am gleichen Kristall um 20 % differieren kann. Die basischen Glieder besitzen oft die Bänderung der Plagioklase der syntektonischen Gabbros. In der Nähe der Kalzit- und Mikroklin schmitzen treten auch Plagioklase auf (Oligoklas bis saurer Andesin), die in ihrer Zusammensetzung den Plagioklasen der Kinzigitserie entsprechen.

Tabelle 12. *Modaler Mineralbestand am Kontakt zwischen gabbroider Ausbildung des Amphibolites und einer Kalzit-Mikroklin schmitze*

	1	2	3	4	5	6
Hornblende	9,4	18,6	33,0	35,8	35,9	28,0
Plagioklas	2,74	37,0	27,0	9,2	25,0	49,0
Pyroxen	0,86	2,6	5,0	3,3	1,7	11,4
Mikroclin	54,7	—	—	—	—	—
Kalzit	20,02	15,3	5,0	9,17	2,16	—
Skapolith	—	0,18	2,1	18,25	3,68	—
Quarz	10,4	21,1	17,0	6,84	9,44	4,38
Erz (Ilmenit)	0,43	1,44	3,2	4,94	3,68	5,22
Titanit	1,45	2,7	3,77	6,6	3,94	2,0
Epidot	—	0,36	0,7	—	—	—
Diopsid	—	0,72	3,23	5,9	14,5	—

1 = Randpartie der Schmitze, 6 = gabbroide Ausbildung des Amphibolites,
2 bis 5 = Übergangsglieder

Der Pyroxen zeigt stellenweise eine gute (100)-Absonderung und ist kräftig grün gefärbt. In anderen Lagen erscheint er jedoch zerlöffert, mit fleckiger Verteilung der Eigenfarbe; stellenweise ist er sogar völlig ausgebleicht. Die blassen Pyroxene sind jedoch nur dort vorhanden, wo das Gestein in der Umgebung der Karbonat-Mikroklin schmitzen Kalzit führt.

An einem gut ausgebildeten, nicht korrodierten Pyroxen wurden folgende Daten gemessen: $2V_\gamma = 61^\circ$; $c/\gamma = 45-47^\circ$;

$$n_\gamma = 1,715 \text{ (hellgelb)}$$

$$n_\alpha = 1,691 \text{ (grün)}$$

$$\Delta = 0,024$$

Es handelt sich somit um einen diopsidischen Pyroxen mit der Zusammensetzung Di 35-Hed 65.

Der fleckige, korrodierte Pyroxen zeigt in seiner dunkleren Partie $2V_\gamma = 70^\circ$; $c/\gamma = 54^\circ$, in der farblosen Partie $2V_\gamma = 65^\circ$; $c/\gamma = 50^\circ$.

Die Hornblende wird von einer Varietät gestellt, die durch ihren kleinen Achsenwinkel von $36\text{--}40^\circ$ und niedere Doppelbrechung auffällt: $\Delta = 0,012\text{--}0,015$. Pleochroismus: α = gelb, β = dunkelgrün, γ = dunkelgrün. Mit dem Auftreten von Kalzit wandelt sie sich in eine Varietät mit stärkerem Stich ins Blaue und höherer Doppelbrechung um: $2V_\alpha = 60^\circ$, $c/\gamma = 20^\circ$;

$$\begin{aligned} n_\gamma &= 1,695 \text{ (dunkelblaugrün)} \\ n_\alpha &= 1,676 \text{ (gelbgrün)} \\ \hline \Delta &= 0,019 \end{aligned}$$

Nach den Daten dürfte es sich um eine Mg-reiche, hastingsitische Hornblende handeln.

Stellenweise tritt zwischen Hornblende, Pyroxen und Plagioklas einerseits und Kalzit andererseits ein Epidotsaum auf. Dieser zeigt $2V = -74^\circ$, entsprechend Pistazit. Der Epidot beteiligt sich auch in skelettartiger Verwachsung mit Skapolith am Aufbau von Reaktionsrändern um Plagioklas.

In den Höfen um Karbonatschmitzen bildet der Skapolith grosse, pflastrig gefügte Körner. Er findet sich jedoch auch als Imprägnierung in Pyroxen und Plagioklas (Fig. 30). Seine Daten sind:

$$\begin{aligned} n_\omega &= 1,585 \\ n_\epsilon &= 1,552 \\ \hline \Delta &= 0,033 \end{aligned}$$

entsprechend 70 % Mejonit, 30 % Marialith.

Das Auftreten von Mikroklin ist immer an die Schmitzen oder deren nähere Umgebung gebunden. Der Mikroklin ist ausspitzend verzwilligt, seine Gitterung ist jedoch meist auf die Randpartie des Kornes beschränkt, während der Kern mikroskopisch unverzwilligt erscheint. Stets sind perthitische Entmischungen festzustellen, die zwei verschiedene Formen unterscheiden lassen: einen typischen Bänderperthit, der allerdings auf den unverzwilligten Kern beschränkt zu sein scheint, und tropfenförmige Gebilde, die sich im Kern und in der Randpartie des Mikroklin finden (Fig. 31).

Das gemeinsame Auftreten von Kalifeldspat und Plagioklas führt zu Myrmekitbildungen, die sich als breite Bänder zwischen den beiden Feldspäten finden. Auslaugungszonen im Plagioklas lassen vermuten, dass dieser bei der Myrmekitisierung abgebaut wurde (Fig. 31).

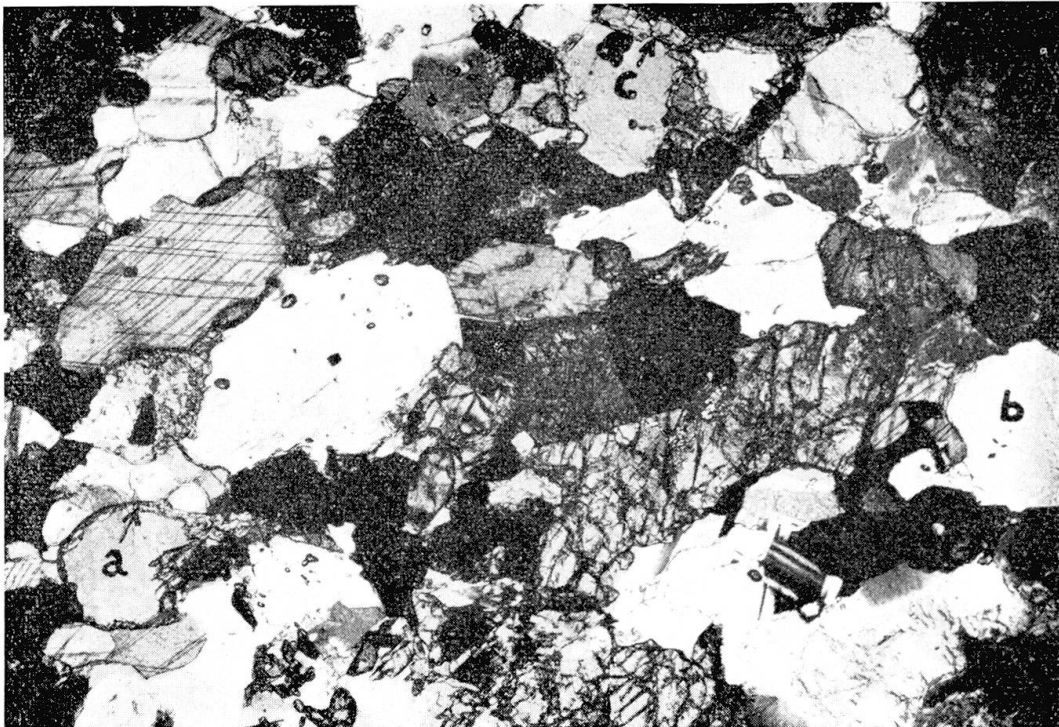


Fig. 30. Dünnschliffbild eines Skapolith-Epidothofes um eine Kalzitschmitze.
a = Epidotsaum um Plagioklas, b = Skapolith, c = Diopsidsaum um Pyroxen.
Vergr. 27fach, $\times$ Nicols.

Am Aufbau der Mikroklin-schmitzen beteiligt sich neben braunem Granat stets Diopsid mit $2V_\gamma = +57-60^\circ$, $c/\gamma = 42^\circ$;

$$\begin{aligned} n_\gamma &= 1,726 \text{ (gelb)} \\ n_\alpha &= 1,700 \text{ (grün)} \\ \Delta &= 0,026 \end{aligned}$$

entsprechend 55 % Di und 45 % Hed.

Den pegmatitischen Plagioklas-nestern der syntektonischen Gabbros analog fehlt auch den Mikroklin-linsen die Hornblende.

Titanit ist ein wichtiger akzessorischer Gemengteil des Gesteins von Nibbio; er findet sich in Form kleiner, eiförmiger Körnchen in Mikroklin-Karbonatschmitzen, aber auch in grossen, bis 3 cm langen Kristallen.

Das Erz ist vor allem Ilmenit, der jedoch oft entmischt ist (Ilmenit-lamellen in Hämatit).

Bei der Metamorphose erhielt das Gestein eine Mosaikstruktur, doch lassen sich in quarzreichen Partien mechanische Beanspruchungen (feinklastischer oder undulös bis fleckig auslöschender Quarz) erkennen.

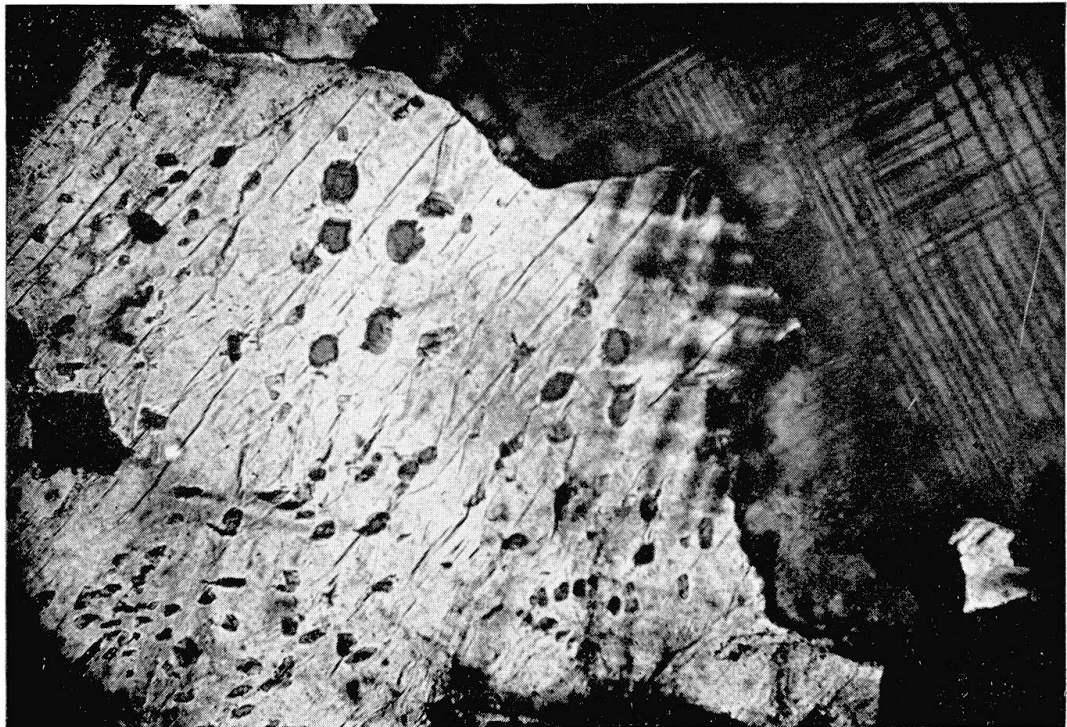


Fig. 31. Mikroklin mit tropfenförmigem- und Bänderperthit. Zwischen Mikroklin und Plagioklas Myrmekitband. Detailaufnahme aus einer Mikroklin-Granatschmitze des Amphibolites von Nibbio. Vergr. etwa 100fach. $\times$ Nicols.

Zusammenfassend lässt sich über das Gestein von Nibbio folgendes sagen: Von den syntektonischen Gabbros des Types Anzola unterscheidet sich der Amphibolit von Nibbio durch seinen Reichtum an sedimentären Einschlüssen. Die Gemengteile sind im Gegensatz zu den syntektonischen Gabbros eingeregelt; eine Differentiationsbänderung fehlt jedoch. Gegen Westen und Osten geht das Gestein allmählich in Gabbros des Types Anzola über.

Das Gestein wurde in dieser Arbeit als Amphibolit bezeichnet, um seinen Habitus stärker hervorzuheben. Allerdings besitzen die syntektonischen Gabbros auch nicht das Aussehen von typischen Gabbros, sondern eher das von Amphiboliten. Da ihre granoblastische Struktur aber als primär angenommen wurde (auf Seite 487 wurde diese Annahme zu begründen versucht), werden sie in dieser Arbeit als Gabbros bezeichnet.

Die Entstehung des Amphibolites von Nibbio stelle ich mir so vor, dass die syntektonischen Gabbros bei ihrem Eindringen Nebengesteinspartien aufnahmen und teilweise oder ganz aufschmolzen. Bei der Auf-

schmelzung der Glimmerschiefer entstanden Mikroklin und Granat, während der Biotit stellenweise erhalten blieb und rekristallisierte. Bei den herrschenden hohen Temperaturen (das Auftreten von gebänderten Plagioklasen weist auf solche hin) löste der Mikroklin seinerseits Wirtgesteinspartien auf und kristallisierte mit diesen in Mikroklin-Diopsid-Granatnestern aus. Diese entstanden somit auf ähnliche Weise, wie die pegmatitoiden Nester der syntektonischen Gabbros. Die Resorption



Fig. 32. Mikroklinlinse im Amphibolit von Nibbio, deren randliche Teile zwischen die Lagen des Wirtgesteins gepresst wurden.

kalkreicher Schollen führte zur Bildung von Skapolith und Epidot, die sich in Reaktionshöfen um die Schmitzen anreicherten. Wir finden in diesen Höfen eine ähnliche Mineralvergesellschaftung wie in der Kontaktzone der basischen Gänge in den Marmoren. Da es sich auch um Konvergenzerscheinungen handeln könnte, kann hieraus nicht auf die mögliche Genese des Amphibolites geschlossen werden.

In seinen letzten Arbeiten vertrat HUTTENLOCHER (1942, 1955) die Auffassung, dass die amphibolitisch aussehenden (syntektonischen) Gabbros der Kinzigitzzone keine Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges, sondern katastufig umgeprägte Mergel seien. Das Hauptargument war, dass die Gabbros allmählich in den Amphibolit von Nibbio übergehen, der kaum ohne weiteres als Orthogestein angesprochen werden darf. Um sich die pyroxenitischen und pegmatitoiden Ektekte der Gabbros und des Amphibolites erklären zu können, musste für diese Gesteine ein hoher Mobilitätsgrad angenommen werden. Aus den Kontakterschei-

Tabelle 13

	1(27)	2	3	4
SiO ₂	42,4	50,1	65,0	50,2
Al ₂ O ₃	13,93	12,9	18,3	2,0
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	—	—
Fe ₂ O ₃	4,8	7,16	0,34	6,6
FeO	5,98	1,7	0,14	5,0
MgO	6,0	0,4	0,1	11,3
MnO	0,25	0,21	0,02	0,4
CaO	17,5	14,9	0,6	21,7
Na ₂ O	2,7	2,0	3,6	1,4
K ₂ O	1,0	6,5	11,6	0,2
TiO ₂	1,8	1,6	—	0,4
P ₂ O ₅	0,02	0,07	—	0,02
H ₂ O +	0,47	0,28	0,11	0,28
H ₂ O -	0,03	0,02	0,04	0,04
CO ₂	2,8	2,4	0,25	0,35
FeS	0,27	0,1	0,55	0,20
	99,96	100,34	100,65	100,09
si	89	135	283	96,4
al	17,1	20,4	47,1	2,2
fm	37,1	20,3	2,5	50,5
c	39,1	43,0	2,8	44,5
alk	6,7	16,3	47,6	2,8
k	0,19	0,69	0,68	0,08
mg	0,50	0,08	0,23	0,64
ti	2,8	3,2	—	0,5
p	0,01	0,1	—	0,01
c/fm	1,1	2,1	1,1	0,9

1 = Amphibolit von Nibbio, Anal. F. STACHEL.

2 = Quarz, Granat und Ilmenit führende Lage aus dem Amphibolit von Nibbio. Anal. F. STACHEL.

3 = Mikroklin aus Mikroklinlinse des Amphibolites von Nibbio. Anal. F. STACHEL.

4 = Diopsid aus Mikroklin-Diopsidlinse des Amphibolites von Nibbio. Anal. F. STACHEL (Bern).

nungen, die die syntektonischen Gabbros an den Nebengesteinen hervorriefen, möchte ich jedoch schliessen, dass jene echte magmatische Gesteine sind.

In bezug auf den Amphibolit von Nibbio nähert sich unsere Auffassung über die Genese dieses Gesteines der Theorie von HUTTENLOCHER insofern, als doch nur ein gradueller Unterschied zwischen einem remobilisierten Mergel, der nahezu wie ein Magma wirkte, und einem

mehr oder weniger viskosen magmatischen Kristallbrei besteht. Dass der Amphibolit unter magmatischen Temperatur- und Druckbedingungen stand, kann aus dem Auftreten von gebänderten Plagioklasen — diese kommen ja auch in dem sicher magmatischen Gabbrodiorit von Pra del Fico vor — geschlossen werden. Der Unterschied in den Auffassungen besteht lediglich darin, dass nach HUTTENLOCHER die Mikroklin- und Karbonatlinsen aus ursprünglich lithologisch andersgearteten Partien des Mergels hervorgingen, während hier die Meinung vertreten wird, dass sie erst durch die Aufschmelzung von Xenolithen, die erst nachträglich in den Kristallbrei gelangten, entstanden. Welcher Auffassung die grössere Wahrscheinlichkeit zukommt, kann nicht entschieden werden, doch möchte ich aus der schollenförmigen Begrenzung auf eine nachträgliche Aufnahme der Schmitzen durch den Amphibolit schliessen. Die Tatsache, dass die Nebengesteine des Amphibolites von Nibbio teilweise als Stronalithe, Gesteine des inneren Kontakthofes, ausgebildet sind, kann allerdings nicht als Argument für eine magmatische Entstehung des Amphibolites angeführt werden, da für die Bildung der Kontaktgesteine ja der basische Hauptgesteinszug, der auf der Ostseite des Toce wieder seine volle Mächtigkeit erhält, massgebend ist.

In Tabelle 13 sind bisher unveröffentlichte Analysen von Gesteinen und Mineralien aus dem Steinbruch von Nibbio zusammengestellt.

Der Fleckamphibolit von Albo

Die Apophyse des basischen Hauptgesteinszuges, die sich von Albo in südwestlicher Richtung über das Tosatal hinweg bis Punta Fenore verfolgen lässt, nimmt stellenweise ganz das Aussehen eines Amphibolites an. Da dieser sich aber aus gabbroidem Gestein entwickelt, muss angenommen werden, dass es sich hier um eine resorptionsreiche Abart der syntektonischen Gabbros handelt.

Äusserlich fällt das Gestein durch sein geflecktes Aussehen auf: In einer feldspatarmen, amphibolreichen, feinkörnigen Grundmasse sind bis zu 1 cm grosse Feldspatflecken zu erkennen, deren Zentrum von Granat eingenommen wird.

Die Gemengteile sind Plagioklas, Hornblende, Granat, Pyroxen, Erz (Ilmenit und Magnetit), Quarz und Apatit.

Die lepidoblastische Grundmasse wird von Hornblende, Plagioklas und untergeordnet auch Pyroxen aufgebaut.

Die Hornblende zeigt $2V_{\alpha} = 62^{\circ}$, $c/\gamma = 28^{\circ}$. Vielfach tritt sie in

enger Verwachsung mit Pyroxen auf. Seine optischen Daten sind: $2V_\gamma = +72^\circ$, $c/\gamma = 53^\circ$.

Die Plagioklase sind Periklin-Albitzwillinge und besitzen 25—35 % Anorthit. Selten treten auch solche mit 40—48 % An auf.

Die Grundmasse enthält als Einsprenglinge Granat, der jedoch meistens von Feldspatsubstanz verdrängt wird. Dabei bildet sich Horn-

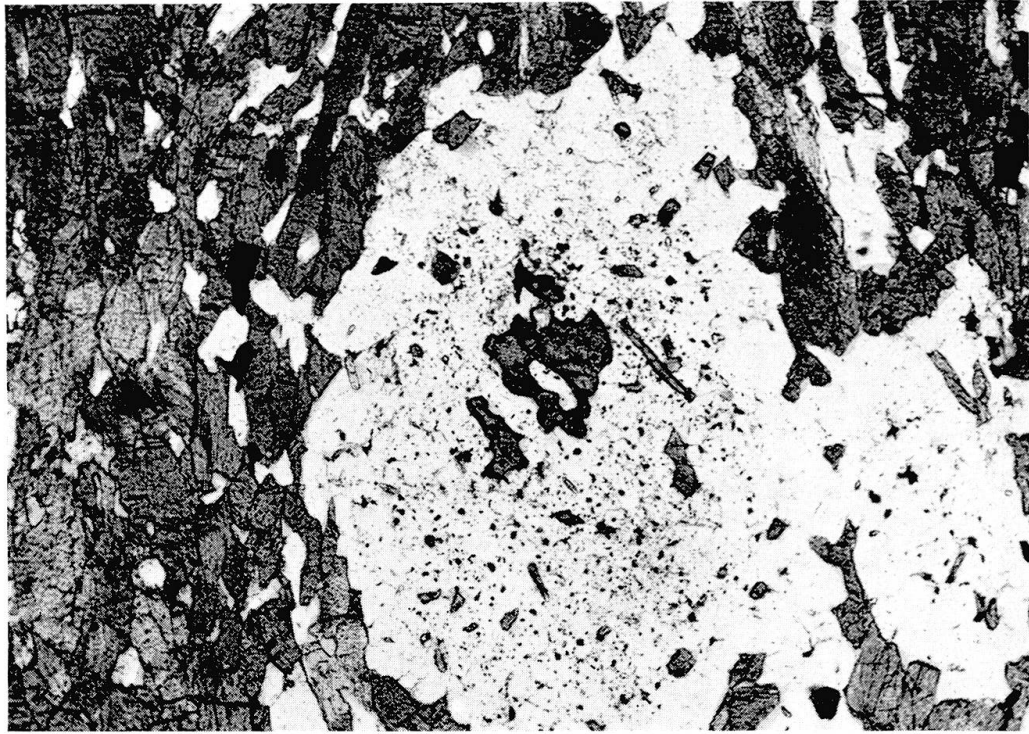


Fig. 33. Dünnschliffbild des Fleckamphibolites von Albo. Plagioklasflecken mit teilweise oder vollständig abgebautem Granat. Vergr. 37fach, || Nicols.

blende, Erz (vermutlich Magnetit) und ein Plagioklas mit 40 bis 50 % Anorthit.

Die Kelyphitisierung kann bis zum vollständigen Abbau der Granate führen. Lediglich die Umrisse der Plagioklasflecken lassen auf ihre ehemalige Grösse schliessen (Fig. 33).

Der Biotitgneis von Santa Maria

Beim Ortsteil Sta. Maria von Gravellone steht ein Biotitgneis an, der schon äusserlich dem Mönchalpgranit (STRECKEISEN, 1928) gleicht.

Makroskopisch erkennt man weissen Plagioklas und Kalifeldspat, braunen, leicht chloritisierten Biotit und Quarz. Der Plagioklas ist voll-

ständig granuliert und bildet bis 2—3 cm grosse Pflaster. Stellenweise erkennt man feine Bänder von granuliertem Plagioklas, die den grobkörnigen, bis 3 cm grosse Kristalle bildenden Kalifeldspat durchziehen. Biotit findet sich in bis 2 cm grossen, voneinander isolierten Flecken. Infolge der fast pegmatitisch-grobkörnigen Ausbildung des Gesteins erkennt man keine scharf ausgeprägte Schieferungsrichtung, doch scheinen die Biotite nach der allgemeinen Streichrichtung angeordnet zu sein.

Auch unter dem Mikroskop weist das Gestein nach Prof. STRECKEISEN eine grosse Ähnlichkeit mit dem Mönchalpgranit auf.

Die Gesteinsbestandteile sind Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Muskowit, Biotit, Granat, Zirkon und Disthen.

Grosse Pflaster von granuliertem Plagioklas finden sich zwischen grobkörnigem Quarz und Mikroklin.

Die einzelnen, meist unverzwilligten Plagioklaskörner besitzen mit 23 % Anorthit eine gleichmässige Zusammensetzung und sind mechanisch nie beansprucht. Am Aufbau der Plagioklaspflaster beteiligen sich noch Muskowit, Granat und in Form äusserst kleiner Kriställchen auch Disthen. Der Muskowit reichert sich stellenweise in wirren Bündeln an. Pinit, typisch für den Mönchalpgranit, fehlt hier jedoch.

Die grobkörnigen Gemengteile wie Quarz, Mikroklin und Biotit grenzen mit glatten Umrissen an die Plagioklaspflaster. Der Mikroklin ist in grössere Teilstücke zerlegt; die Bruchstücke behielten aber ihre ursprüngliche Orientierung bei. Vielfach wird der Mikroklin entlang den Rissen von Schnüren granulierter Plagioklase durchzogen. Hierbei fällt auf, dass die Risse sich nie im Quarz fortsetzen. Dieser dürfte demnach erst nach der Plagioklasbildung und der Kalifeldspatzertrümmerung entstanden sein.

Leider lassen sich keine Beziehungen zum Nebengestein feststellen, da der Aufschluss von Moränen und Schutt eingerahmt wird.

Nach seiner Struktur und dem Auftreten in der Stronazone könnte man geneigt sein, den Biotitgneis von Santa Maria mit dem Cenerigneis in Zusammenhang zu bringen. Seine fast pegmatitische Ausbildung schliesst aber einen solchen Vergleich aus.

DIE ERZLAGERSTÄTTEN DER UNTEREN VAL D'OSSOLA

Bis zur Jahrhundertwende war die Ivreazone ein reiches Abbaugelände für Kupfer-, Nickel- und Eisenerze. Auf der geologischen Karte von Italien, 1:100 000 (Blatt Ivrea, Varallo), sind die zahlreichen Minen vermerkt. Heute sind sie jedoch alle ausser Betrieb, doch sind noch die

vermauerten Mundlöcher der Stollen, verlassene Steinhäuser und Erzdepots als Reste ehemaliger bergmännischer Tätigkeit zu finden.

Nach HUTTENLOCHER (1934) lassen sich in der Ivreazone, entsprechend ihrer geologischen Zweiteilung („zona diorito-kinzigitica“) zwei Vererzungstypen unterscheiden:

1. Lagerstätten, die an ultrabasische oder anorthositische Gesteine gebunden sind, mit Magnetkies und Pentlandit als Hauptprodukten und Ilmenit und Chromit als Begleiterze.

2. Lagerstätten, die an die basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex gebunden sind, mit Magnetkies ohne Pentlandit, Kupferkies als Hauptprodukte und Zinkblende und Ilmenit als Begleiterze.

Die Lagerstätten des Typus 1

In der unteren Val d'Ossola tritt dieser Typus nur in den basischen Nachschüben der prätektonischen Gesteine von Premosello und Megolo auf, erreichte hier aber nie wirtschaftliche Bedeutung. Das Erz, vor allem Magnetkies und geringe Mengen Kupferkies, kittet die Zwischenräume grosser Pyroxenkristalle. Es ist jedoch vielfach brekziös ausgebildet, wie ja auch das Muttergestein mechanisch stark deformiert ist. Nach HUTTENLOCHER (1934) entspricht die Vererzung der magmatischen Ausscheidung aus basischen und ultrabasischen Magmen, ohne weitere magmatogene Beeinflussung.

Die Lagerstätten des Typus 2

In der unteren Val d'Ossola gehören die Lagerstätten von Migliandone, Cuzzago und Nibbio zu diesem Typus. Von HUTTENLOCHER (1934) wurden sie schon beschrieben, deshalb sollen hier nur dessen Ergebnisse zusammengefasst werden.

Die Lagerstätte von Migliandone

Sie befindet sich direkt an der Einmündung des Rio Blet in das Tosatal westlich der Ortschaft Migliandone. Die Erze sind an einen Gabbro (Typ Anzola) gebunden. Sie bestehen aus Magnetkies und Chalkopyrit und werden stets von Zinkblende begleitet. Im Pyrrhotin wurden auch Molybdänglanz und Graphit beobachtet. Das Erz umhüllt abgerundete Hornblende und Plagioklaskristalle, ohne dass Anzeichen einer Tektonisierung zu beobachten wären. Daher schliesst HUTTENLOCHER auf eine primäre Erzzementation.

Die Lagerstätte von Cuzzago

Sie befindet sich etwa halbwegs zwischen Cuzzago und Nibbio, 200 Meter nördlich der Strasse auf einer Nord-Süd verlaufenden Querstörung in der Nordflanke des Tosatales. Schon von der Strasse aus sind die vermauerten Stollenmundlöcher zu erkennen. Das Erz ist wie in Migliandone an den Gabbro von Anzola gebunden und besteht aus Magnetkies und Kupferkies, die stets von geringen Mengen Zinkblende, mitunter auch von Magnetit und Ilmenit begleitet sind. Das Erz kittet mono- wie polygranulare Gangart (Hornblende, Plagioklas, Quarz, Epidot, gelegentlich auch Glimmer) und besitzt eine ausgesprochene „Psammitstruktur“. Nach HUTTENLOCHER lassen diese Gefügeverhältnisse zweierlei Deutung zu: Entweder handelt es sich um eine Zementation unter gleichzeitiger Korrosion der Gesteinskomponenten durch perimagnetische Erzlösungen, oder es liegen rekristallisierte Vererzungen vor, die vorher mechanisch deformiert wurden.

Die Lagerstätte von Nibbio

Am östlichen Ortsausgang von Nibbio bei der Kapelle San Pietro führt ein Weg zum in der nördlichen Talflanke gelegenen Steinbruch von Nibbio und zu den Stollenmundlöchern der Lagerstätte. Diese ist schon aus grösserer Entfernung an einem rostfarbigen Band, das sich bis hoch in die senkrechte Wand verfolgen lässt, zu erkennen. Das Erz ist an das gabbroide Mischgestein von Nibbio gebunden. Die Vererzung ist ähnlich wie bei Cuzzago, doch tritt Magnetkies zugunsten von Pyrit zurück. Die Erze sind mit der Gangart mit zerschlitzten Konturen verwachsen; auch dem Pyrit fehlt Eigengestalt.

Nach HUTTENLOCHER (1934) lässt sich die Entstehung der Erzlagerstätten des Typus 2 folgendermassen vorstellen: Die sulfidischen Erze können als Begleitprodukte gabbroider Magmen aufgefasst werden, die einen hydrothermalen Einschlag (Zinkblende) angenommen haben. Es könnte jedoch auch sein, dass die Vererzungen ihre Entstehung aplitisch-pegmatitischen Lösungen verdanken, die bei der Vergneisung der Sedimente entstanden. Beide Entstehungsmöglichkeiten näherten sich insofern, als die Vergneisung mit der jüngsten Magmenphase der gabbroiden Intrusion zusammenfiel. Die psammitische Struktur spricht dafür, dass die Vergneisung mit gebirgsbildenden Vorgängen verknüpft war, wobei die Vererzung aber erst nach der Deformationsphase stattfand.

PETROCHEMISCHER ÜBERBLICK

Unsere Auffassung, dass die basischen Eruptivgesteine der Ivreazone (wenigstens in unserem Querschnitt) mit den Granodioriten und Graniten der Stronazone dem gleichen, allerdings durch tektonische Bewegungen zeitlich gegliederten magmatischen Zyklus angehören, kommt schon in der Zuordnung der Eruptivgesteine zu prätektonisch-ultrabasischem bis basischem, syntektonisch-basischem bis intermediärem und posttektonisch-saurem Plutonismus zum Ausdruck.

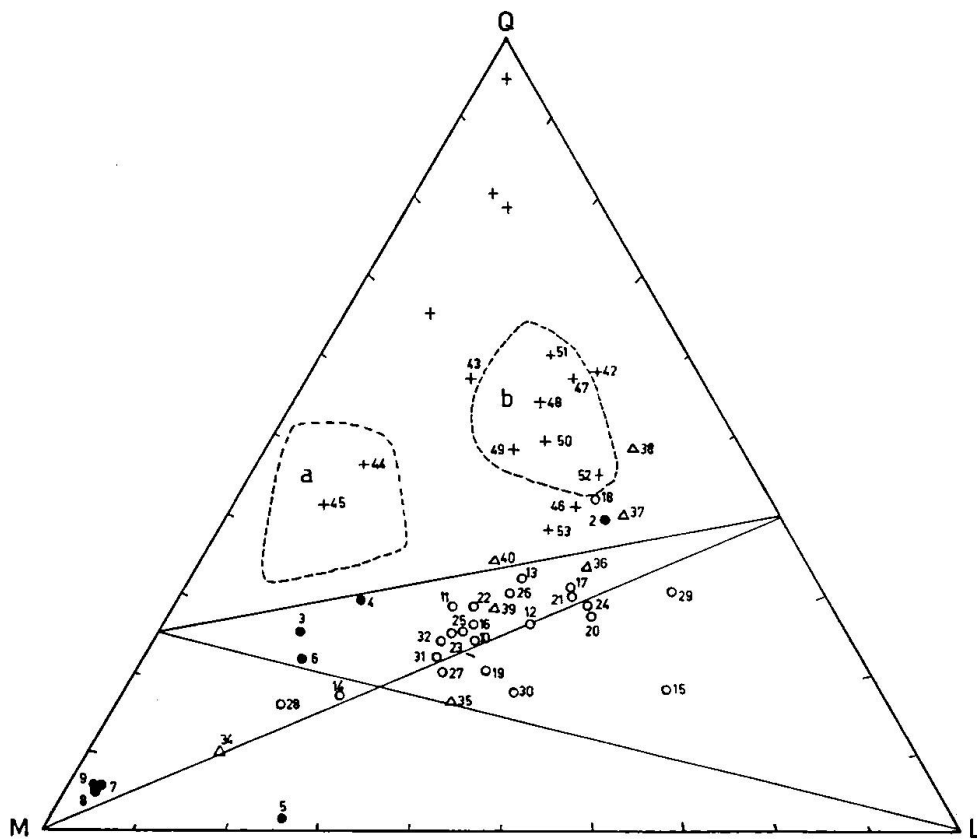


Fig. 34.

- = Gesteine des prätektonischen Plutonismus.
- = Gesteine des syntektonischen Plutonismus
- △ = basische Ganggesteine.
- + = Paragesteine.
- + ohne Nummer = Glimmerschiefer und -quarzite des Altkristallins (Projektionspunkte aus Umrechnung des Modalbestandes in Q-L-M).
- Feld a = „Stronalithfeld“.
- Feld b = „Kinzigitfeld“ (Werte aus Umrechnung des Modalbestandes in Q-L-M).

Tabelle 14. *Gesteine des prätektonischen Plutonismus*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	π	γ	Q	L	M	
2.	97	20,1	48,7	29,1	2,1	0,09	0,66	0,60	0,89	0,18	39,4	41,8	18,8	Gabbro-Norit, Premosello, Steinbruch' HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. Th. Hügi (Bern).
3.	93	11,0	80,0	7,5	1,5	0,03	0,76	0,09	0,71	0,00	25,0	15,4	59,6	Pyroxenit, Premosello, Steinbruch. HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. Th. Hügi (Bern).
4.	91	18,4	32,0	47,2	2,4	0,12	0,53	1,5	0,77	0,49	29,2	20,0	50,8	Pegmatitische Ausbildung des Gabbro- Norites, Premosello, HUTTENLOCHER (1950)* Anal. Th. Hügi (Bern).
5.	53	1,0	96,2	2,1	0,7	—	0,82	0,02	0,177	0,018	1,5	25,4	73,1	Lherzololith, Alpe Laghetto (Mte. Capio). BERTOLANI (1954).
6.	90	7,8	79,8	11,8	0,6	—	0,81	0,15	0,86	0,054	22,2	17,7	60,1	Pyroxenit, Mte. Capio. BERTOLANI (1954).
7.	91	0,98	97,7	0,23	1,09	0,32	0,97	0,002	0,00	0,002	5,4	3,9	90,7	Peridotit, Finero. PORRO (1896).
8.	60	0,52	97,0	1,16	1,32	0,12	0,89	0,012	0,00	0,012	4,9	3,4	91,7	Peridotit, Mti. Provola bei Finero. PORRO (1896).
9.	58	1,5	96	2,5	—	—	0,91	0,027	1,0	0,02	5,4	3,1	91,5	Peridotit, Valle di Capolo. RADEFF (1915).

Die Analysen der Gesteine von Premosello entstammen dem Erläuterungsblatt zur Exkursion der Schweiz. Min. Petr. Ges. in die Ivreazone, 1950. * unveröffentlichte Analysen.

Tabelle 15.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	π	γ	Q
10.	110	28,6	35,7	28,6	7,1	0,10	0,36	0,80	0,6	0,12	24,4
11.	101	26,2	42,7	25,4	5,7	0,14	0,47	0,60	0,64	0,10	28,4
12.	92	24,8	42,6	27,3	5,3	0,12	0,51	0,64	0,65	0,15	26,3
13.	109	25,0	41,7	29,9	3,4	0,04	0,64	0,71	0,76	0,16	32,4
14.	82	11,4	59,5	24,5	4,6	0,23	0,51	0,41	0,42	0,23	17,2
15.	148	33,2	21,6	32,7	12,5	0,08	0,51	1,51	0,45	0,36	18,2
16.	104	17,8	48,8	28,7	4,7	0,11	0,53	0,53	0,58	0,24	26,1
17.	120	27,2	39,7	24,7	8,4	0,13	0,45	0,62	0,52	0,13	31,3
18.	169	35,1	33,8	20,9	10,2	0,18	0,35	0,62	0,50	0,00	42,4
19.	77	22,3	46,3	27,8	3,6	0,18	0,45	0,60	0,76	0,16	20,7
20.	91	30,2	38,7	26,3	4,8	0,26	0,66	0,68	0,73	0,02	27,3
21.	121	26,8	45,8	17,2	10,2	0,14	0,52	0,38	0,45	0,01	30,0
22.	116	18,4	42,5	30,9	8,2	0,46	0,31	0,73	0,38	0,33	28,0
23.	99	18,3	48,3	27,9	5,5	0,11	0,61	0,58	0,54	0,24	25,3
24.	114	28,0	39,0	23,2	9,8	0,17	0,50	0,60	0,48	0,11	28,8
25.	94	19,7	45,5	30,6	4,2	0,06	0,59	0,67	0,65	0,37	25,4
26.	120	22,0	45,9	23,8	8,3	0,05	0,57	0,52	0,45	0,18	29,8
27.	89	17,1	37,1	39,1	6,7	0,19	0,50	1,06	0,43	0,45	20,0
28.	79	8,2	52,8	35,7	3,3	0,16	0,64	0,67	0,42	0,37	16,0
29.	114	36,4	26,2	27,2	10,2	0,03	0,2	1,04	0,56	0,04	30,7
30.	76	22,8	45,2	25,6	6,4	0,07	0,48	0,57	0,56	0,16	17,5
31.	88	18,0	48,2	29,4	4,4	0,09	0,53	0,61	0,61	0,25	22,4
32.	93	18,2	48,6	28,8	4,4	0,06	0,59	0,59	0,61	0,23	24,3

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Syntektonische Gesteine

L	M	
35,0	40,6	Amphibolnorit, Val Saccora (Sabbiola). BERTOLANI (1954).
30,6	41,0	Amphibolnorit, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
40,0	33,7	Gabbro, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
36,0	31,6	Glimmernorit am Kontakt zu Glimmerschiefer, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
24,3	58,5	Gabbbronorit als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
59,8	22,0	Gabbbronorit als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
33,9	40,0	Gabbro als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
41,9	26,8	Norit, Strada Chiaverano-Monsino (Ivrea). DITTRICH (1898).
39,5	18,1	Diorit, Quarz und Hypersthen führend, Ivrea. VAN WERVEKE.
38,3	41,0	Amphibolgabbro, Ivrea. DITTRICH (1898).
46,5	26,2	Amphibolgabbro, Mte. Foggia. MILLOSEVICH (1927).
43,0	27,0	Norit, Mte. Foggia. MILLOSEVICH (1927).
32,9	39,1	Pyroxenamphibolit, Finero. PORRO (1896).
32,0	42,7	Hornblendediabas, Valle del Boschetto. RADEFF (1915).
45,0	26,2	Gebänderter Granat-Amphibolgneis, Cuzzago. **, Anal. ZBINDEN (Bern).
32,9	41,7	Gabbroider Pyroxen-Hornblendegneis, Anzola. HUTTENLOCHER (1942), Anal. F. STACHEL (Bern).
36,0	34,2	Gabbrodiorit, Pra del Fico (Ornavasso). Anal. TH. HÜGI*.
33,6	46,4	Pyroxen-Hornblendegneis, in dieser Arbeit als Amphibolit bezeichnet, Nibbio. HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. F. STACHEL (Bern).
18,0	66,0	Pyroxenamphibolit, Ronco (Strona). Anal. F. STACHEL (BERN).
53,7	15,6	Granatanorthosit, Brücke Fobello-Rimella. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
42,7	39,8	Granatgabbro, Brücke Fobello-Rimella. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
31,9	45,7	Amphibolgabbro, Migliandone/Toce. FAGNANI (1947).
31,5	44,2	Gabbro, Anzola, sog. „granito nero“. Anal. GALLITELLI, FAGNANI (1947).

Tabelle 16. Gangartig auftretende basische Gesteine (*Übergang vom syntektonischen zum posttektonischen Plutonismus*)

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Q	L	M	
33.	100	23,7	50,3	22,5	3,5	0,23	0,58	0,45	29,3	36,0	34,7	Lamprophyr-gabbroider Gang, Campello Monti. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
34.	66	6,1	78,8	12,6	2,5	0,16	0,79	0,16	9,8	14,6	75,6	Gabbroider Gang, Campello Monti. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
35.	84	16,8	44,4	30,5	8,2	0,15	0,40	0,68	16,5	36,1	47,4	Amphibolitische Lage neben Pegmatit im Marmor v. Candoglia. Anal. H. SPATZ (Bern)*.
36.	137	38,2	35,2	12,7	13,9	0,42	0,35	0,36	33,6	42,1	24,3	Hornblendemalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
37.	178	38,0	30,0	16,2	15,8	0,11	0,42	0,54	40,4	43,3	16,3	Hornblendemalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
38.	226	40,8	24,8	18,7	15,7	0,51	0,33	0,75	48,4	39,4	12,2	Glimmermalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
39.	103	22,1	46,7	26,3	4,9	0,11	0,46	0,59	28,3	35,2	36,5	Gabbroider Gang, Val Saccora. BERTOLANI (1954).
40.	115	23,0	45,5	28,5	2,5	0,27	0,51	0,63	34,5	31,8	33,7	Gangförmiger Gabbro, Brissago. BURRI und DE QUERVAIN (1934).

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Tabelle 17. *Paragesteine*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	e/fm	Q	L	M	
41.	162	39,6	22,9	19,3	18,2	0,31	0,27	0,84	36,1	52,2	11,7	Randpartie einer gabbroiden Einschaltung, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
42.	347	46,9	21,1	9,2	22,8	0,31	0,39	0,44	58,0	31,6	10,4	Stronalith, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
43.	284	42,5	42,8	2,9	11,8	0,24	0,43	0,07	57,7	18,1	24,2	Biotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
44.	156	46,6	45,7	2,8	4,9	0,44	0,34	0,06	46,6	12,0	41,4	Sillimanitbiotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
45.	119	54,7	38,9	3,6	2,8	0,41	0,36	0,09	41,2	10,2	48,6	Sillimanitgneis (Stronalith), Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
46.	207	29,6	44,3	6,7	19,4	0,27	0,41	0,15	41,4	38,4	20,2	Biotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
47.	341	40,8	31,4	6,25	21,55	0,34	0,35	0,20	57,5	29,4	13,1	Biotitgneis, Valle del Pellino. Anal. GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
48.	275	34,2	41,5	10,0	14,3	0,50	0,39	0,24	54,4	27,4	18,2	Granatbiotitgneis, Isoella. Anal. GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
49.	218	36,9	43,1	6,1	13,9	0,50	0,39	0,14	48,0	27,6	24,4	Sillimanitglimmerschiefer, Isoella, GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
50.	225	31,6	44,7	10,7	13,0	0,25	0,29	0,24	48,8	29,8	21,4	Granatfeldspatgneis, Anzola. HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. F. STACHEL (Bern).
51.	317	28,0	32,7	29,6	9,7	0,13	0,35	0,91	60,6	24,9	14,5	Biotitgneis, Campello Monti, Anal. F. STACHEL (Bern)**.
52.	218	31,0	39,9	14,5	14,6	0,23	0,51	0,36	45,6	37,9	16,5	Randpartie einer gabbroiden Einschaltung, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
53.	172	23,1	53,4	9,8	13,7	0,12	0,52	0,18	38,1	35,8	26,1	Pyroxengranit, „Stronalith“, Ronco. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
54.	174	4,5	33,3	58,6	3,6	0,22	0,54	1,07	43,2	8,6	48,2	Calcephyr, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
55.	101	32,8	23,7	37,7	5,8	0,53	0,68	1,59	30,0	48,4	21,6	Calcephyr, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Die chemische Variationsbreite unserer Eruptivgesteine von ultrabasisch bis sauer kann durch magmatische Differentiation erklärt werden, ohne dass Hybridismus und Anatexis, die wohl lokal eine gewisse Rolle gespielt haben mögen, als Ursache der Variabilität mit in Betracht gezogen werden müssen, wie das Beispiel des Bushveld zeigt.

W. N. BENSON nahm eine Einteilung basischer Eruptivgesteinskomplexe nach tektonisch-petrographischen Gesichtspunkten vor und schied neben anderen auch einen Kordillerentypus aus. Dieser ist durch basische Gesteine charakterisiert, die in enger zeitlicher und lokaler Verknüpfung mit intermediären bis sauren Eruptivgesteinsmassiven oder -lakkolithen stehen. Die Bildung dieser Gesteinsvergesellschaftung erklärt BENSON durch Differentiation „in situ“ und in der Tiefe (neben Hybridismus und Assimilation). Die Intrusion sei syn- bis posttektonisch in bezug auf eine Faltengebirgsbildung erfolgt.

Die Eruptivgesteinsvergesellschaftung der untern Val d'Ossola weist eine grosse Ähnlichkeit mit dem Kordillerentypus BENSONS auf: prä-,

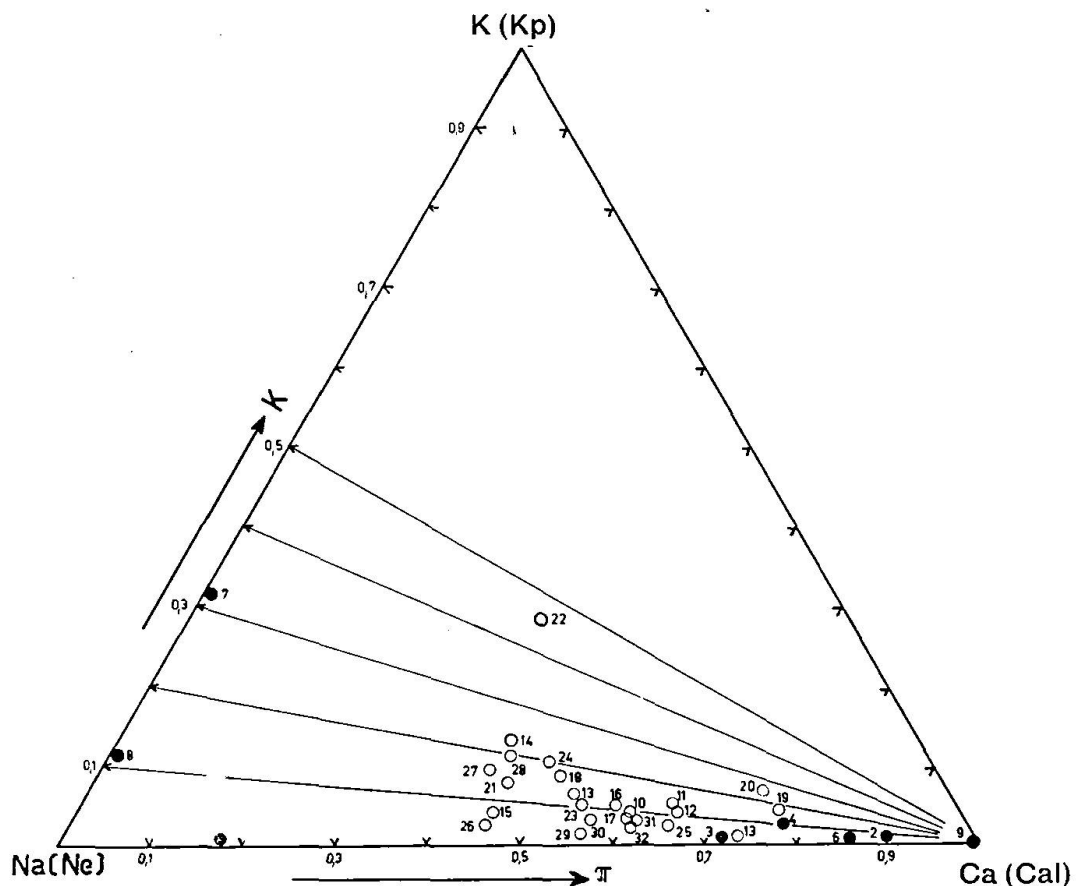


Fig. 35. k - π -Diagramm der prä- und syntektonischen Eruptivgesteine.

● = prätektonische, ○ = syntektonische Gesteine.

syn-, posttektonische Intrusion, einfacher Faltenbau des Gebirges, grossräumige Differentiation, sauer bis ultrabasisch, Differentiation „in situ“ unter Ausbildung der Bändertextur und der pegmatitoiden Bildungen (?) in den syntektonischen Gesteinen, massivartiger Bau des sauren Eruptivgesteinskomplexes (Granitmassiv von Baveno) und Hybridismus (Bildung der Granodiorite) sind Eigenschaften unserer Eruptivgesteine, die auch teilweise für den Kordillerentyp charakteristisch sind.

Die in Tab. 14—17 aufgeführten Gesteinsanalysen wurden Arbeiten über den italienischen Abschnitt der Ivreazone entnommen und in Niggli-Werte umgerechnet. Ferner wurden die Q-L-M- und π - und γ -Werte nach BURRI-NIGGLI berechnet. Die mit * und ** bezeichneten Analysen wurden im Berner Mineralogischen Institut auf Veranlassung von Prof. Dr. HUTTENLOCHER durchgeführt und sind bisher unveröffentlicht. Mit * sind die Analysen bezeichnet, deren gewichtsprozentische Zusammensetzung schon weiter oben im Textteil aufgeführt ist. ** bezeichnet Analysen solcher Gesteine, die — mit einer Ausnahme (24) — ausserhalb des untersuchten Gebietes vorkommen. Ihre gewichtsprozentische Zusammensetzung kann

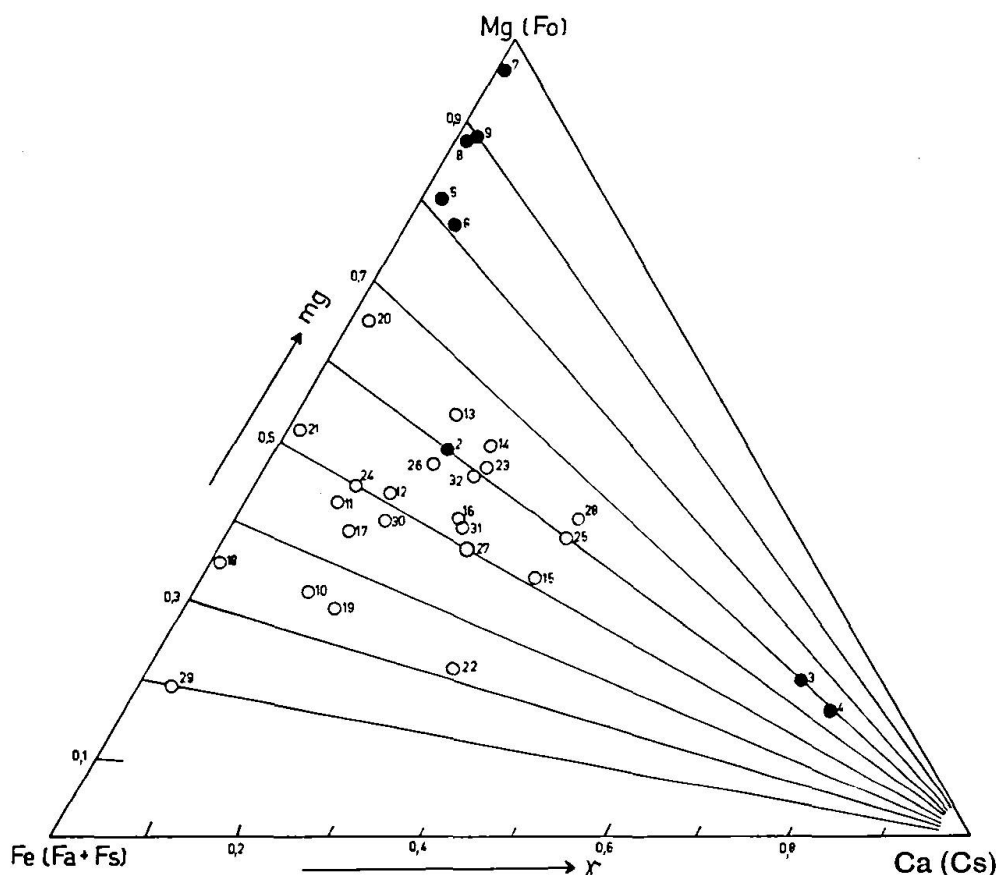


Fig. 36. mg- γ -Diagramm der prä- und syntektonischen Eruptivgesteine.

● = prätektonische, ○ = syntektonische Gesteine.

aus Tabelle 18 ersehen werden. Ich möchte Herrn PD. Dr. TH. HÜGI an dieser Stelle für die Überlassung der Analysendaten herzlich danken.

In der folgenden Tabelle sind bisher unveröffentlichte Analysen von Ivreagesteinen zusammengestellt, sofern sie nicht schon im Textteil angeführt wurden.

Tabelle 18

	24	28	30	29	33	34	51	53
SiO ₂	48,15	44,21	43,00	43,65	46,90	42,12	71,73	58,45
Al ₂ O ₃	20,17	7,78	18,86	23,63	18,78	6,67	10,77	13,28
Fe ₂ O ₃	2,13	2,60	4,70	1,80	1,00	3,51	1,71	2,18
FeO	7,69	10,30	9,11	7,83	10,66	9,66	4,17	8,35
MgO	5,47	12,73	7,11	1,76	9,20	26,70	1,72	6,27
MnO	0,38	0,23	0,30	0,12	0,16	0,19	0,06	0,15
CaO	9,18	18,76	11,63	9,70	9,82	7,55	6,25	3,09
Na ₂ O	3,56	1,60	3,00	3,89	1,36	1,42	1,97	4,25
K ₂ O	1,14	0,48	0,34	0,22	0,52	0,40	0,46	0,89
TiO ₂	1,14	0,75	1,70	6,26	1,34	0,55	0,40	1,85
P ₂ O ₅	0,19	0,36	0,05	0,03	0,08	0,08	0,20	0,04
H ₂ O +	0,88	0,57	0,42	0,59	0,57	0,82	0,58	0,97
H ₂ O -	0,08	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,09	0,05
CO ₂	—	0,15	0,08	0,02	—	—	—	0,02
BaO	—	—	0,14	0,02	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0,09	0,14	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	0,03	—	—	—	—
	100,16	100,56	100,57	99,75	100,45	99,72	100,11	99,84

24 = gebänderter Granatamphibolgneis, Cuzzago.

28 = Pyroxenamphibolit, Ronco am Stronabach (NW Omegna).

30 = Granatgabbro, oberhalb Brücke Fobello-Rimella.

29 = Granatanorthosit, Brücke Fobello-Rimella.

33 = Lamprophyr-gabbroider Gang, Campello Monti.

34 = Gabbroider Gang, Campello Monti (Val Strona).

51 = Biotitgneis, Campello Monti (Val Strona).

53 = Stronalith, gestreifter Pyroxengranit, Ronco am Stronabach.

Analytiker (28, 30, 29, 33, 34, 51, 53) F. STACHEL (Bern); (24) ZBINDEN (Bern).

Die Eruptivgesteine

Die Darstellung der petrochemischen Eigenschaften der Eruptivgesteine im Q-L-M-Dreieck (Fig. 34) lässt folgende Merkmale feststellen:

1. Die Projektionspunkte für die Zusammensetzung der prä- und syntektonischen Gesteine liegen deutlich unter der Quarzsättigungslinie P-F. Damit in Übereinstimmung steht, dass Quarz in normal ausgebil-

deten Eruptivgesteinen der Ivreazone fehlt. Eine Ausnahme bilden die Malchite vom Lago Mergozzo (PREISWERK, 1906), deren geologische Stellung (Granitmassiv von Baveno oder Ivreazone) jedoch ungeklärt ist.

2. Mit abnehmendem si sinkt auch der alk -Gehalt, d. h. die Zusammensetzung der Gesteine tendiert eher gegen peridotitische Typen als gegen Foidite.

3. Über provinzielle Verhältnisse kann nichts ausgesagt werden, da sich im Bereich der Zusammensetzung der eruptiven Ivreagesteine (si mit Ausnahme der prätektonischen und weniger syntektonischer Gesteine zwischen 90 und 120; alk zwischen 4 und 10) atlantische und pazifische Provinz überlappen (vgl. BURRI und NIGGLI, 1945).

Die k - π - und mg - γ -Diagramme, Fig. 35 und 36, lassen erkennen, dass der Variationsbereich der basischen (syntektonischen) Ivreagesteine eng begrenzt ist: $k < 0,3$; $\pi > 0,4$; $mg > 0,3$; $\gamma < 0,4$.

Die Gesteine des prätektonischen Plutonismus, die von peridotitischen bis anorthositischen Varietäten vertreten werden, lassen von vorneherein eine grössere Streuung der Projektionspunkte erwarten: si 53—96; alk 0—2,4; $k < 0,3$; π 0—1; $mg > 0,7$; γ 0—0,8.

Ein Vergleich unserer Gesteine mit alpinen Ophiolithen lässt gemeinsame Züge erkennen (ähnliche k - π - und mg - γ -Verhältnisse). Für die Ophiolithe muss jedoch eine gewisse, wenn manchmal auch geringe Stoffwanderung bei der Metamorphose angenommen werden. Eine allein auf dem Chemismus basierende Aussage über die Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Ivreazone und den Ophiolithen erscheint mir deshalb zumindest zweifelhaft.

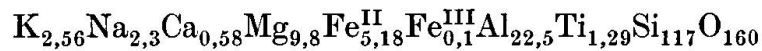
Die Paragesteine

Es ist hier eine grössere Variationsbreite in der chemischen Zusammensetzung zu erwarten, da ja ursprünglich lithologisch wechselnde Sedimente vorliegen. Man ist deshalb überrascht, dass zumindest die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes, „Stronalithe“ und „Kinzigite“, mehr oder weniger deutlich begrenzte Felder besetzen. Die Projektionspunkte liegen über der Quarzsättigungslinie P-F; in den Gesteinen ist demnach freie Kieselsäure zu erwarten (siehe Fig. 34).

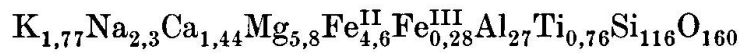
Um die stofflichen Unterschiede zwischen Glimmerschiefern und Kinzigiten (Gesteinen des äusseren Kontakthofes) einerseits und Glimmerschiefern und Stronalithen (Gesteinen des inneren Kontakthofes) andererseits deutlicher, als dies im Q-L-M-Dreieck möglich ist, hervortreten zu lassen, wurden die Standardzellen (nach BARTH, 1948) eines

Glimmerschiefers, eines Kinzigites und eines Stronalithes berechnet und miteinander verglichen.

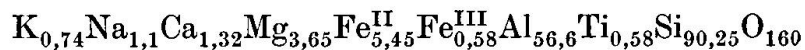
Glimmerschiefer:



Kinzigit:



Stronalith:



Glimmerschiefer geht in Kinzigit über

durch Addition von	durch Subtraktion von
4,5 Ionen Al	1 Ion Si
0,18 Ionen Fe^{III}	0,53 Ionen Ti
0,86 Ionen Ca	0,58 Ionen Fe^{II}
0,67 Ionen Na	4,5 Ionen Mg
	0,79 Ionen K
6,21 Ionen	6,90 Ionen
16,056 Valenzen entsprechend	16,07 Valenzen entsprechend

Glimmerschiefer geht in Stronalith über

durch Addition von	durch Subtraktion von
34,1 Ionen Al	26,75 Ionen Si
0,48 Ionen Fe^{III}	0,71 Ionen Ti
0,27 Ionen Fe^{II}	6,15 Ionen Mg
0,74 Ionen Ca	0,53 Ionen Na
	1,82 Ionen K
35,59 Ionen	35,96 Ionen
105,76 Valenzen entsprechend	124,49 Valenzen entsprechend

Die Ergebnisse zeigen, dass die Bildung von Kinzigiten aus Glimmerschiefern sehr wohl durch metasomatische Prozesse erklärt werden können, wobei dem Glimmerschiefer Feldspatkomponenten zugeführt und Biotitkomponenten weggeführt wurden. Voraussetzung ist allerdings, dass das Gesteinsvolumen konstant blieb.

Die Bildung der Stronalithe dagegen lässt sich nicht allein durch Stoffzufuhr oder -wegfuhr während der Metamorphose erklären. Wohl

wird aus dem Glimmerschiefer Kalium und Magnesium weggeführt, wie dies auch beim Übergang von Glimmerschiefer zu Kinzigitgneis feststellbar ist; das sprunghafte Anwachsen des Aluminiumgehaltes und das ebenso schroffe Zurücktreten von Silizium kann aber nicht allein durch Metasomatose bewirkt sein. Es ist viel wahrscheinlicher, dass der Glimmerschiefer bei der Metamorphose im inneren Kontakthof eine Differen-

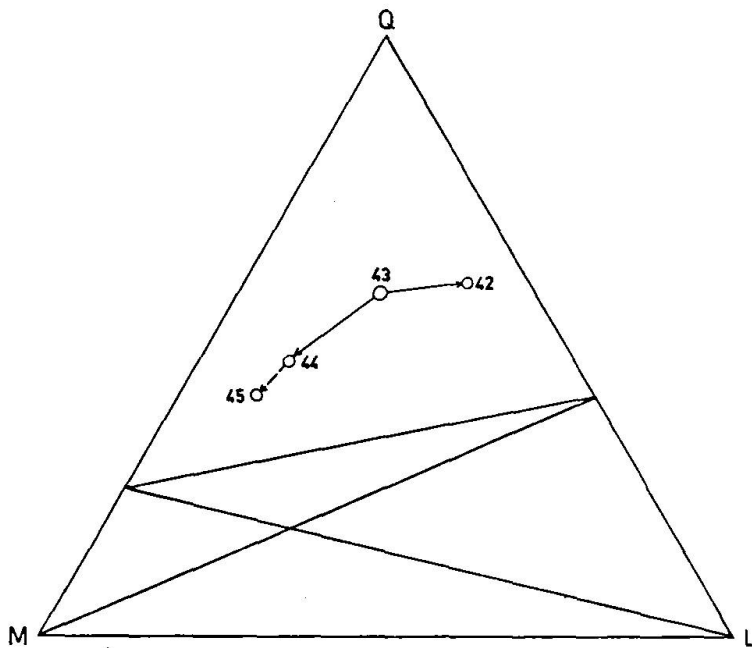


Fig. 37. Differenzierungsverlauf bei der Metamorphose eines Glimmerschiefers im inneren Kontakthof.

43 = Biotitgneis, 44 = Sillimanit-Biotitgneis, 45 = Sillimanitgneis („Stronalith“), 42 = Granatplagioklasfels („Stronalith“).

tiation erlitt, deren Endprodukte als Granat-Sillimanitfelse (Stronalithe) und als Granatanorthosite vorliegen. Auch die Wechsellagerung zwischen Stronalithen und Granatanorthositen spricht für eine metamorphe Differentiation im inneren Kontakthof. Fig. 37 veranschaulicht den Differenzierungsverlauf bei der Metamorphose eines Glimmerschiefers im inneren Kontakthof. (Analysen aus M. BERTOLANI, 1954). Nach BERTOLANI sind die Stronalithe (45, 44, 42) durch alle Übergänge mit dem Glimmerschiefer (43) verbunden.

DER GEOLOGISCHE BAU DER IVREAZONE

Die Ivreazone schmiegt sich in ihrem Streichen der allgemeinen Streichrichtung des Westalpenbogens an. Ihr innerer Aufbau ist, ver-

glichen mit den nördlich angrenzenden Gebieten, relativ einfach: Steilgestellte, mit 70 bis 90° wechselnd nord- oder südfallende Schichten — sie stellen wohl die Schenkel von Isoklinalfalten dar, deren Scheitel der Erosion zum Opfer fielen — und konstantes Nordost-Südweststreichen bilden die Regel. Im Tosatal bildet lediglich der unmittelbar an die Canavesezone angrenzende Teil der Ivreazone eine Ausnahme. Die Schichten fallen hier mit 50° nach Norden etwas flacher ein. Sie stellen den Nordschenkel eines weitgespannten Gewölbes dar, das von Megolo-Rumianca in nordöstlicher Richtung nach Vogogna auf die Nordseite des Tosatales hinüberstreicht. Auch der Südschenkel fällt mit 46° gegen Süden flacher ein. Einige hundert Meter östlich Megolo, bzw. Vogogna, stellt sich wieder das gewohnte Bild mit den steilgestellten, fast senkrecht einfallenden Schichten ein.

Neben planaren Strukturen sind auch lineare beobachtet worden und zwar als Grossfalten, Kleinfalten (in Kinzigitgneisen und Gabbros

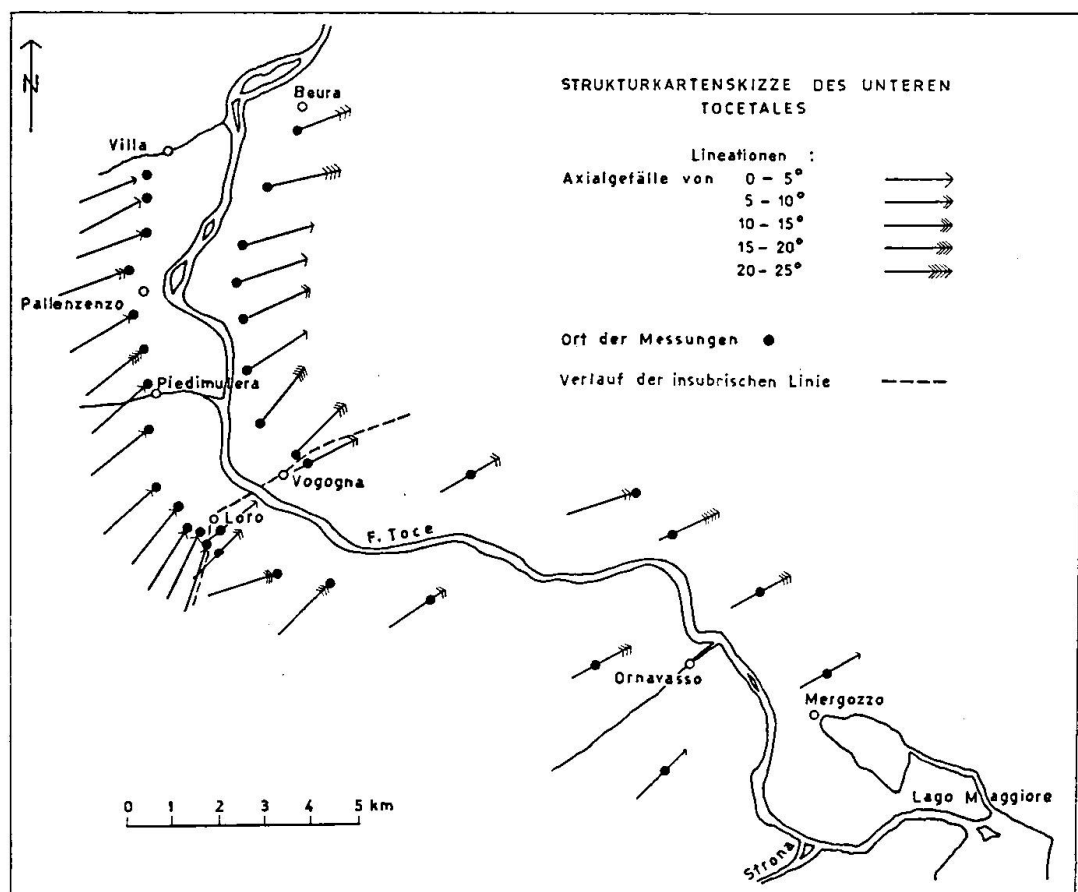


Fig. 38. Strukturkartenskizze des unteren Tocetales.

des Types Anzola) und Kleinfältelungen (in Glimmerschiefern, teilweise auch in Amphiboliten). Ferner kann in basischen Gesteinen eine undeutliche lineare Anordnung der Hornblenden festgestellt werden; sie wurde aber nirgends gemessen. Grossfalten und Kleinfältelung der Gabbros und Kinzigite, aber auch die der Glimmerschiefer des Altkristallins laufen einander parallel. Es scheint hier der Gebirgsbau einer älteren Orogenese von einer jüngeren übernommen worden zu sein.

Auf der Karte, Fig. 38, sind die Richtungen und das Gefälle der Lineationen (Faltenachsen und Fältelungsachsen) eingetragen. Die Messungen wurden über das petrographisch untersuchte Gebiet hinaus bis Villa-Beura ausgedehnt.

Ein wichtiges Ergebnis der Messungen scheint mir darin zu liegen, dass die allgemeine Richtung der Faltenachsen und Lineationen nördlich und südlich der insubrischen Linie, also in der eigentlichen Wurzelzone und der Ivreazone, in unserem Querschnitt recht ähnlich ist. Eine Abweichung von diesem Verhalten macht sich aber in der Nähe der insubrischen Linie bemerkbar (vor allem bei Loro). Die Faltenachsen und Lineationen des Canavese schmiegen sich gegen Süden dem lokalen Streichen der insubrischen Linie (bei Loro Nord-Süd) an, während die Lineationen der Ivreazone unbekümmert um den Verlauf der insubrischen Linie ihre Richtung beibehalten. Die Entstehung der Lineationen in der Canavesezone muss alpin sein, da sie ja auch in mesozoischen Sedimenten festzustellen ist. Die Lineationen der Ivreazone müssen älter, wahrscheinlich präalpin sein. Bekräftigt wird diese Ansicht dadurch, dass die Lineationen der Ivreazone von den Myloniten der insubrischen Linie diskordant abgeschnitten werden.

Ich bin mir dessen bewusst, dass diese Deutung, die sich nur auf eine geringe Anzahl von Messungen im Talquerschnitt der Tosa stützt, nur hypothetisch sein kann. Die Ausdehnung der Messungen über das ganze Gebiet der Ivreazone und der Zone des Canavese könnte jedoch dazu beitragen, das Problem der tektonischen Stellung der Ivreazone im Alpengebäude einer Klärung näherzubringen.

P. WALTER (1950) beschäftigte sich mit der Frage, warum zwischen Mastallone und Toce der basische Hauptgesteinszug durch kinzigitische Gesteine ersetzt wird. Als Grund nahm er eine axiale Depression zwischen Mastallone und Toce an; die Kinzigite wären demnach Dachgesteinspartien, die von der Erosion noch nicht vollständig abgetragen wurden. Diese Theorie erfuhr dadurch eine teilweise Bestätigung, dass die Gesteine der Kinzigitserie dem basischen Hauptgesteinszug flach aufliegen, wie das bei einer Begehung in der Gegend von Cervarolo im Mastallonetal

festgestellt wurde. Diese Feststellung und die Tatsache, dass die dem basischen Hauptgesteinszug unmittelbar benachbarten Paragesteine zu einem beträchtlichen Teil als Plagioklas-Granat-Sillimanitfelse, sogenannte „Stronalithe“ oder als Plagioklas-Granatfelse ausgebildet sind, trugen wesentlich dazu bei, dass in der vorliegenden Arbeit die Kinzigitserie in einen äusseren und einen inneren Kontakthof gegliedert wurde. Das Axialgefälle beträgt bei Cervarolo 12 bis 15° gegen Nordosten. Gegen das Tosatal müsste aber, WALTERS Theorie der axialen Depression folgend, das Axialgefälle nach Südwesten umschlagen. Dies trifft nun keineswegs zu, wie aus der Karte (Fig. 38) ersichtlich ist. Auch auf der Ostseite des Toce, wo der basische Hauptgesteinszug wieder geschlossen erscheint, fallen die Faltenachsen nach Nordosten ein. Dieses Verhalten ist vielleicht so zu erklären, dass die Tosa einem grossen Querbruch folgt, der den westlich der Toce liegenden Teil der Ivreazone gegen den östlichen nach unten versetzte. Dem durchschnittlichen Axialgefälle und der Entfernung Toce-Mastallone entsprechend, würde die Sprunghöhe etwa 1,5 bis 2 km betragen.

Durch die Annahme eines Bruches im Tosatal liessen sich auch die seitlichen Versetzungen und Mächtigkeitsschwankungen der Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges westlich und östlich der Tosa erklären. Es muss jedoch auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass einzelne Apophysen zwischen der westlichen und östlichen Talflanke der Tosa auskeilen und somit das Bild einer seitlichen Versetzung vortäuschen.

Die Ausbildung des Bruches könnte sehr jung, vielleicht alpin sein; Anhaltspunkte hierfür liegen jedoch nicht vor.

Zusammenfassung

Abschliessend soll anhand der Untersuchungsergebnisse versucht werden, die Vorgänge, die zur Ausbildung der Ivrea- und Stronazone geführt haben, in ihrer zeitlichen Abfolge kurz darzustellen.

1. Vorherzynische Zeit

Glimmerschiefer und Marmore lagen schon als solche vor. Alter der Metamorphose und der Orogenese unbestimmt, wahrscheinlich aber präkambrisch.

2. Frühherzynische Zeit

Intrusion von ultrabasischen Magmen (Gabbonorite und Olivin-gabbros von Premosello und Megolo) in Glimmerschiefer, die von den Ultrabasiten kontaktlich metamorphosiert wurden (unter Bildung von Plagioklas-Granatfelsen $\pm$ Sillimanit).

3. Herzynische Faltungsphase

Verfaltung und mechanische Deformation der ultrabasischen Gesteine und der Glimmerschiefer.

Schubweise Intrusion der Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges und seiner Apophysen (= basische Einschaltungen in der Kinzigitzone) unter Ausbildung eines inneren (Plagioklas-Granatfelse $\pm$ Sillimanit) und eines äusseren Kontakthofes (Granat-Biotit-Plagioklasgneise, sogenannte Kinzigitgneise) um den basischen Hauptgesteinszug. Metamorphose der Glimmerschiefer und der Marmore ausserhalb des Kontakthofes.

Teilweise Rekristallisation der Ultrabasite und der von ihnen metamorphosierten Paragesteine.

Intrusion der Ganggefolgschaft der basischen Eruptivgesteine.

4. Spätherzynische Zeit

Intrusion der Granite des Granitmassives von Baveno und ihrer zugehörigen Pegmatite in die südliche Kinzigitserie und die Stronazone (Schollen von Gesteinen der basischen Apophysen und von Glimmerschiefern in Granit). Thermische Beeinflussung der Glimmerschiefer unter Ausbildung von Glimmerhornfelsen am Kontakt zu den Graniten.

5. Alpine Orogenese

Entstehung des Bruches im Tosatal?

In der insubrischen Phase der Orogenese-Bildung der insubrischen Linie unter gleichzeitiger Angleichung der Lineationen in der Canavesezone an den lokalen Verlauf der insubrischen Linie, während die herzynischen Strukturen der Ivreazone ungestört blieben.

Die tektonische Stellung der Ivreazone im Alpengebäude

Wie anhand der Strukturkartenskizze (Fig. 38) zu zeigen versucht wurde, gehört der tektonische Bau der Ivreazone und der Canavesezone verschiedenen orogenetischen Phasen an. Nach der zeitlichen Gliederung

der orogenetischen Bewegungen — sie basieren auf der Voraussetzung, dass die Granite des Lago Maggiore herzynisch sind (NOVARESE, 1933, und FRANCHI, 1906) — kommt den Strukturen der Ivrea- und Stronazone präalpines, wahrscheinlich herzynisches Alter zu; sie sind deshalb zum südalpinen Seengebirge zu stellen. (Die Stronazone lässt ihre Zugehörigkeit zum Seengebirge schon dadurch erkennen, dass sie Cenerigneis enthält. Vgl. BÄCHLIN, 1937.) Damit kann die Ivreazone nicht als Wurzel einer alpinen Decke betrachtet werden, was aber nicht ausschliesst, dass ähnliche Gesteinsassoziationen (seconda zona diorito-kinzigitica und Zone von Bellinzona) in den alpinen Bau eingegliedert wurden.

Riassunto

Si cercherà di descrivere i vari processi e la loro cronologia che portarono alla formazione della zona di Ivrea e della zona Strona.

1. Periodo preercinico o principio del periodo ercinico

Intrusioni di magma ultrabasicco (gabbro-noriti e gabbro oliviferi di Premosello e Megolo) nei micascisti che subiscono una metamorfosi per gli ultrabasiti di contatto (con formazione di roccia granatifera con plagioclaso $\pm$ sillimanite).

2. Fase di piegamento ercinica

Piegamento e deformazione meccanica delle rocce ultrabasiche e dei micascisti.

Intrusione a ondate successive delle rocce basiche gabbro-dioritiche e delle loro apofisi (= strati intercalari basici nella serie kinzigitica) con formazione di un'aureola di contatto interna (rocce granatifere con plagioclaso e $\pm$ sillimanite) e esterna (gneiss con granato, biotite, plagioclaso, cosiddetto gneiss kinzigitico) intorno alla zona basica gabbro-dioritica. Metamorfosi dei micascisti e dei marmi al di fuori dell'aureola di contatto...

Recristallizzazione parziale degli ultrabasiti e dei micascisti metamorfosati da essi. Intrusione dei derivati filonici delle rocce eruttive basiche.

3. Tardo periodo ercinico

Intrusione dei graniti del massivo granitico di Baveno e dei relativi pegmatiti nella serie kinzigitica meridionale e nella zona Strona (massi

di rocce delle apofisi basiche e dei micascisti in granito). Dove c'è contatto con graniti si è avuta influenzazione termica dei micascisti con formazione di micascisto hornfelsico.

4. Orogenesi alpina

Formazione di una faglia nella Val d'Ossola?

Nella fase insubrica dell'orogenesi formazione della linea insubrica con formazione contemporanea delle lineazioni nella zona del Canavese presso il percorso locale della linea insubrica, mentre al contrario le strutture erciniche della zona di Ivrea rimanevano indisturbate.

Anhang

Exkursionsführer durch die untere Val d'Ossola (Ivrea- und Stronazone)

von *Josef Schilling*

unter Mitbenützung von Aufzeichnungen von Prof. Dr. *Huttenlocher*

Die Aufschlüsse sind auf Tafel I verzeichnet.

Günstigster Exkursionstermin: März bis Juni oder Herbst. Dauer: Motorisiert 1—1½ Tage, zu Fuss 2—2½ Tage. Ausrüstung: Bergschuhe oder starke Halbschuhe, Sonnenschutz. Route: Loro-Rumianca-Anzola-Ornavasso-Gravellona-Mergozzo-Candoglia-Nibbio-Cuzzago-Premosello.

Quartier für Exkursionen mit einer Teilnehmerzahl von 8 Personen in Ornavasso, Albergo Italia, oder Premosello, Albergo Provan, wo auch preiswert gegessen werden kann. Für Exkursionen mit mehr als 8 Teilnehmern Quartier in Domodossola, Pallanza oder Baveno.

Topographische Karten: Carta d'Italia, 1:25 000, Blätter Villadosola, Rumianca, Premosello, Ornavasso.

Geologische Karten: Carta geologica d'Italia, 1:100 000, Blätter Domodossola (Nr. 15) und Varallo (Nr. 30). Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 7, Ticino.

Von Domodossola kommend benützt man die Simplonstrasse bis 500 m nach Pallanzeno, zweigt am Niveauübergang in die Strasse nach Piedimulera-Macugnaga ab, verlässt diese jedoch in Piedimulera vor der Brücke über die Anza. Man überquert die Anza und nimmt die Strasse nach Pieve Vergonte-Rumianca.

Bei Loro, etwa halbwegs zwischen Pieve Vergonte und Rumianca erreicht man den ersten Aufschluss des Exkursionsgebietes.

Aufschluss Nr. 1, Loro

Grenzgebiet zwischen Canavesezone und Ivreazone

Am südlichen Ortsende von Loro steht eine Kapelle direkt über der Strasse auf einem 5 m hohen Felssporn. Man erreicht sie am besten über die kleine Grasböschung, die auf ihrer Südseite sanft zur Strasse abfällt. Die Südwand der Kapelle steht auf dem Gabbro Typ Anzola, der schon der Ivreazone angehört. Der Aufschluss befindet sich unmittelbar unter der Kirche. Die Nordwand steht auf den Myloniten der insubrischen Linie.

Zwischen der Kapelle und dem Bachschuttkegel des Rio del Loro — er verläuft der insubrischen Linie parallel — sind in der Böschung oberhalb des Dorfes Dolomite und Chlorit-Serizitschiefer des Canavese mit eingeschuppten, stark ausgewalzten Ivreagabbros aufgeschlossen. Auch westlich vom Rio del Loro sind die Serizitschiefer sehr schön aufgeschlossen; eine Gabbroschuppe steht 3 m westlich vom Bach, unmittelbar über dem südlichsten Haus von Loro an.

Aufschluss Nr. 2, Steinbruch von Anzola

Syntektonischer Gabbro

Anzola erreicht man von Loro aus über Rumianca-Megolo. Bei Megolo überquert man mächtige Bachschuttkegel. Man fährt durch Anzola und biegt 300 m östlich des Ortsausgangs nach Süden in den Weg zum Steinbruch ab. Der Weg ist auch mit grossen Cars befahrbar; Parkier- und Wendemöglichkeit an der Halde des Steinbruchs.

Die Erlaubnis zum Besuch des Steinbruchs erteilt gerne der Capo im Steinbruch oder — wenn anwesend — der Besitzer, Sig. Moschini aus Ornavasso (spricht französisch).

Der Aufschluss zeigt einen Pyroxen-Hornblendegabbro mit auffallend frischen Plagioklasen. Bewegliche pegmatitische Lösungen verursachten Schlieren von grobkörnigem Diopsid und anorthitreichem, glasig durchscheinendem Plagioklas. In der östlichen Flanke bei der Wasserfassung Stronalithband. Gegen den Kontakt zum Stronalith führt der Gabbro Schollen von Granat-Diopsidfels. Direkt über der Wasserfassung setzt ein gangähnlicher, nord-südstreichender Mylonit auf.

Aufschluss Nr. 3, Höhenweg von Teglia nach Ornavasso

Gabbros des Types Anzola, teilweise granat- und biotitführend, Kinzigitgneise, Glimmerschiefer mit zwischengelagerten Turmalinpegmatiten, Fleckamphibolit, Marmor

Von Anzola kommend erreicht man 600 m vor der Ortschaft Teglia wieder die Simplonstrasse, die man jedoch kurz nach Teglia, nach dem Beginn des geraden Strassenstückes zwischen Teglia und Ornavasso verlässt. (Das Fahrzeug wird am besten nach Ornavasso vorausgeschickt, günstigster Treffpunkt ist „piazza stazione“ in Ornavasso.) Hier bildet der „Bara“ eine steil nach Süden abfallende Felsnase, die bis an die Strasse heranreicht. Sie wird von Gesteinen des äusseren Kontakthofes, sogenannten Kinzigitgneisen und Gabbros (teilweise mit Granat und Biotit) des Types Anzola aufgebaut. Kinzigitgneise sind hier quarzreiche Plagioklas-Biotitgneise $\pm$ Granat. Die Kinzigitgneise führen zweierlei Plagioklase, einen Oligoklas-Andesin, der allgemein in den Paragesteinen der Kinzigitserie zu finden ist, und einen Labrador-Bytownit, der auch in den syntektonischen Gabbros vorkommt.

In einer Entfernung von etwa 200 Metern von der Strasse stehen die Kinzigitgneise in typischer Ausbildung im unteren Teil der Südwand an. Man gelangt zu der Stelle über den als Materiallager benützten, unmittelbar unter der Südwand der Felsnase liegenden Platz.

Der obere Teil der Wand wird von Gabbros, die mit Kinzigitgneisen wechsellagern, gebildet. Direkt von der Simplonstrasse führt ein Maultierweg in zahlreichen Windungen über die Felsnase zum „Bara“. Dieser Weg ist nur zu Fuss begehbar (Vorsicht: an heissen Tagen Vipern!).

In einer Höhenlage von 425 Metern zweigt gegen Süden der Höhenweg nach Ornavasso ab. Bis etwa 500 m nach der Abzweigung Wechselagerung von Kinzigiten mit Gabbros des Typus Anzola, danach setzen die ersten Glimmerschiefer des Altkristallins ein. Den Glimmerschiefern sind mächtige Pegmatitgänge zwischengeschaltet, die wohl im Granitmassiv von Baveno ihren Ursprung haben. Nach weiteren 150 m Einschaltung von einem Fleckamphibolit. Makroskopisch gut erkennbare Hornblende-Plagioklas-„reaction rims“ um Granat. Nach dem Aussetzen des Fleckamphibolites vererzte Glimmerschiefer und Amphibolite bis zur Brücke über die Val Buona. Danach wieder Glimmerschiefer mit stellenweise eingeschalteten basischen Gesteinen. Bei einer alten Bauhütte mündet der Höhenweg in die mit mittleren Cars befahrbare Strasse, die von Ornavasso zur Madonna del Boden führt. Kurz vor der Einmündung wird vom Höhenweg ein alter, sehr tief eingeschnittener Mar-

morabbau überbrückt. Die Reste des Marmordepots finden sich unmittelbar an der Strasse, bei der Einmündung des Höhenweges.

Aufschluss Nr. 4, Marmorbruch von Madonna del Boden

Grauer Marmor

Etwa halbwegs zwischen der Einmündung des Höhenweges in die Strasse und Madonna del Boden wurde neuerdings ein Marmorbruch in Betrieb genommen. Erlaubnis zur Besichtigung erteilt Sig. Moschini, Ornavasso (gelbes Haus an der Brücke über den Rio S. Carlo).

Der hier abgebaute Marmor ist von grauer Farbe und stellenweise sehr silikatreich (Hornblende, Quarz).

Aufschluss Nr. 5, zwischen Höhenweg und „La Guardia“

Malchite in Glimmerschiefer und Marmor

Zwischen dem Höhenweg und der alten, schlossartigen Kirche „La Guardia“ oberhalb Ornavasso zweigt etwa 100 m oberhalb der Kirche ein kleiner Weg zu einem alten Marmorabbau ab. Die Abzweigung ist leicht zu finden, da an dieser Stelle die Strasse durch Aufschüttung verbreitert wurde. An diesem Weg steht 5 m nach der Abzweigung ein etwa 80 cm mächtiger Hornblendemalchit an, der die Glimmerschiefer diskordant durchbricht. Bis zum alten Marmorbruch sind durch den Weg einschnitt noch mehrere Malchitgänge aufgeschlossen.

Im Steinbruch wurde ein weisser Marmor unter Tage durch Vortrieb eines Stollens abgebaut. Der Eingang zum Stollen ist durch ein Holztor verschlossen; den Schlüssel erhält man bei Sig. Moschini. Im Stollen sind besonders am Stoss wiederum basische Gänge zu beobachten, die in den Marmor intrudierten. Auf der Halde vor dem Abbau sind Handstücke dieser Gesteine leicht zu finden.

Aufschluss Nr. 6, Granodiorit von Camponi

(Posttektonischer Plutonismus)

Von Ornavasso aus fährt man auf der Simplonstrasse Richtung Gravellona bis zum Niveauübergang der Bahnlinie Domodossola–Novara. Kurz vor dem Bahnwärterhaus führt ein schmaler Weg zu den Häusern von Camponi. Zwischen diesen und dem Bergabhang stösst man auf einen nach Ornavasso führenden Fusspfad, der nach etwa 100 m an einem verfallenen Steinhaus vorbeiführt. Hinter diesem Haus ist in

einem kleinen aufgelassenen Steinbruch der Granodiorit von Camponi in schöner Ausbildung aufgeschlossen. Auffallend ist der grosse Biotit-, stellenweise auch Granatgehalt des Gesteines. Vermutlich stellen die Granodiorite resorptionsreiche Apophysen des Bavenogranites dar. Auf der rechten oberen Seite des Bruches — er ist nur 2 bis 3 m hoch — wird der Granodiorit von einem Aplitgranit intrudiert.

Von Aufschluss Nr. 6 führt der Fusspfad weiter nach Norden zum

Aufschluss Nr. 7, verlassener Steinbruch des Gabbrodiorites von Pra del Fico

(Etwa 150 m nördlich Aufschluss Nr. 6)

Der Gabbrodiorit von Pra del Fico stellt die letzte Phase des syntektonischen Plutonismus dar. Auch hier vereinzelt pegmatitische Nester wie im Gabbro von Anzola, von dem er sich jedoch durch grösseren Feldspat- und Hornblendegehalt und feineres Korn unterscheidet.

Aufschluss Nr. 8, südlich von Camponi

Granit von Pedemonte

Einige Meter südlich der Häuser von Camponi ist an der Talflanke die feinkörnige Randfazies des Granites von Pedemonte aufgeschlossen. Quarzdiorit und Randpartie des Granites sind durch gleiche Paralleltextur miteinander verbunden. Die Paralleltextur fehlt der normalen Ausbildung des Granites völlig. Die feinkörnige Fazies geht etwa 350 m südlich von Camponi in die normale Ausbildung über.

Aufschluss Nr. 9, Biotitgneis von Santa Maria

Von Camponi auf der Simplonstrasse bis Gravellona. Man fährt jedoch nicht in das Dorf hinein, sondern auf der ersten breiten Strasse nach rechts zum Bahnhof. An der Bahnlinie biegt man nach links ab und folgt ihr, bis man am Niveauübergang auf die Strasse nach Pedemonte trifft. Man überquert die Geleise und fährt auf der leicht gewundenen Strasse bis Pedemonte. Von dort führt ein schmaler, mit Cars nicht befahrbarer Feldweg nach den etwa 600 m südlich von Pedemonte liegenden Häusern von Sta. Maria. Hinter diesen erreicht man über eine mit Bäumen bestandene steile Böschung den halbmondförmig begrenzten Aufschluss des Biotitgneises von Sta. Maria. Das grobkörnig-pegmatitisch ausgebildete Gestein bildet eine etwa 3 m hohe Felswand. Auffallend sind die bis mehrere Zentimeter grossen Aggregate von leicht chloriti-

siertem Biotit und die feingranulierten, wie Zucker aussehenden Plagioklasse. (Die Struktur des Gesteines verrät eine gewisse Ähnlichkeit mit den Cenerigneisen, doch konnten Beziehungen zu diesem nicht festgestellt werden.)

Aufschluss Nr. 10, Granit des Mont Orfano

Von Sta. Maria zurück nach Gravellona. Nach der Kreuzung im Zentrum des Dorfes benützt man die Strasse nach Fondo Toce bis zur Brücke über den Toce an der Südflanke des Mont Orfano. Unmittelbar nach der Brücke biegt man scharf links nach Mergozzo ab. Zwischen der Brücke und Mergozzo folgt die Strasse auf etwa einen Kilometer der Westflanke des Mont Orfano. Hier befinden sich zahlreiche Aufschlüsse des Granites von Mont Orfano. Der Granit ist die weisse Abart des Granites von Baveno, von dem er sich durch etwas höheren Quarzgehalt und das Zurücktreten der Drusenräume unterscheidet. In diesen finden sich seltene Minerale wie Heulandit, Stilbit, Laumontit, Chabasit, Zinnwaldit, Torbernit, Prehnit, Gadolinit, Baryt, Parisit, Oktaedrit (vgl. BATTAINI u. andere, 1943).

Stelle Nr. 11, Depot des grünen Granites von Mergozzo

Zwei Kilometer nach der Brücke über den Toce, etwa 250 m vor dem ersten Haus von Mergozzo, befindet sich direkt an der Strasse ein Granitdepot (Hütte und Steinsäge), in dem der grüne Granit (autometamorphe Fazies des Mont-Orfanogranites) bearbeitet wird. Das Gestein zeigt rote Quarze (Rutileinschlüsse), die das Bild des grünen, chloritreichen Gesteins sehr beleben. (Die Sitzbänke des Perrons 2 im Bahnhof von Domodossola bestehen aus dem grünen Granit von Mergozzo.) Der Steinbruch des grünen Granites befindet sich etwa 200 m über dem Tal in der Nordflanke des Mont Orfano. Er kann über einen gewundenen Weg vom Depot aus in etwa 40 Minuten erreicht werden.

Aufschluss Nr. 12, Kontakt Granit-Glimmerschiefer

Bei der nächsten Strassenabzweigung, etwa 100 m nach Stelle Nr. 11, führt ein Feldweg durch ein Granitdepot zur Nordwestflanke des Mont Orfano. Nach dem Depot wendet sich der Weg nach links; etwa 150 m nach der Abzweigung erreicht man einen Bildstock. Die Felsen direkt neben der Strasse, etwa 30 m vor dem Bildstock, bilden den Kontakt zwischen Granit und Glimmerhornfels. Mehr oder weniger mächtige Granitlagen dringen in den Glimmerschiefer ein und nehmen

dabei auch Schollen der Glimmerschiefer auf (gedrehte Schollen in Granit). Von hier aus führt der Weg in etwa 20 Minuten um die Nordostflanke des Mont Orfano herum zu einem Steinbruch, in dem ebenfalls eine grüne, hydrothermal veränderte Granitvarietät abgebaut wird.

Aufschluss Nr. 13, Hornfels aus dem Kontakthof des Granites

Von Aufschluss Nr. 11 durch das Depot zurück zur Strasse nach Mergozzo. Bei der Bahnunterführung vor dem Ortseingang von Mergozzo steht hornfelsartiger Biotitschiefer an. Das Gestein gehört zum Kontakthof des Mont-Orfanogranites, der keine stoffliche, sondern nur thermische Veränderungen an den Biotitschiefern hervorrief.

Aufschluss Nr. 14, Granitbruch von San Rocco

Etwa 200 m nach der Bahnunterführung biegt man nach links in die Strasse von Mergozzo nach Candoglia ein, auf der man etwa 600 m nach Norden bis zum Friedhof fährt. Gegenüber dem Friedhof zweigt ein Feldweg zu den Häusern von San Rocco ab; man lässt diese hinter sich und erreicht nach etwa 150 m den Steinbruch von San Rocco (250 m nordöstlich vom Friedhof).

Der Granit von San Rocco ist die gneisige Abart des Mont-Orfanogranites. Das Gestein zeigt reine Mechanisierungserscheinungen ohne Mineralneubildungen in der Epistufe.

Aufschluss Nr. 15, Grenzgebiet zwischen Ivreazone und Stronazone bei S. Andrea

Vom Friedhof von San Rocco fährt man 1,5 km nach Norden bis zum ersten Haus von Candoglia, das etwas abseits von der Strasse steht, aber nicht zu verfehlen ist. Hier zweigt ein Weg nach Südosten zur Kapelle S. Andrea ab. Am Weg, etwa 100 m nach der Abzweigung von der Hauptstrasse, befindet sich das Depot eines aufgelassenen Pegmatitabbaues. In den herumliegenden Stücken sind Turmalin und Granat zum Teil in grossen Kristallen festzustellen. Nach dem Depot führt der Weg durch einen lichten Wald (an der linken, d. h. Nordostseite des Weges sind Glimmerschiefer mit zahlreichen Pegmatitgängen aufgeschlossen) zur Kapelle S. Andrea, die auf einem Bachschuttkegel erbaut wurde. Über eine aus roh behauenen Steinplatten gefügte Treppe geht man zur Kapelle hinauf. Der Aufschluss Nr. 15 befindet sich etwa 50 m nordöstlich der Kapelle am Abhang. Der Aufschluss zeigt einen Primärkontakt zwischen den Glimmerschiefern der Ivreazone und dem Quarzdiorit (Typ Camponi), mit dessen Auftreten die Stronazone beginnt.

Der Kontakt beweist die Zusammengehörigkeit von Ivreazone und Stronazone.

Aufschluss Nr. 16, Steinbruch für den Marmor des Mailänder Domes bei Candoglia

Von S. Andrea nach Candoglia. Im Dorfe, an der Hauptstrasse, steht ein Brunnen mit dem Relief des Konzessionsgebietes des Marmorbruches. (Besitzer ist die Verwaltung des Mailänder Domes.) Hinter dem Brunnen, unmittelbar an der Strasse, örtliche Verwaltung und technisches Bureau des Marmorbruches. Das Haus ist durch die in die Strasse eingebaute Bodenwaage nicht zu verfehlen. Die Genehmigung zum Besuch des Steinbruches kann im Bureau, besser aber schon vor der Exkursion schriftlich bei „Fabbrica Duomo di Milano, Mergozzo, Val d'Ossola, Frazione Candoglia“ eingeholt werden.

Der Weg zum Steinbruch zweigt am Brunnen nach Norden ab. Er kann nur zu Fuss benützt werden, da keine Genehmigung zum Befahren erteilt wird. Am Weg zum Bruch flatschige Glimmerschiefer mit mehr oder weniger mächtigen Marmorlinsen und Pegmatitgängen (Provenienz der Pegmatite wahrscheinlich Granitherd von Baveno). Abbau des Marmores im unteren Bruch unter Tage, im oberen über Tag, in beiden Fällen mit laufendem Draht und Sand (photographieren verboten). Die Marmore werden sowohl von basischen Ganggesteinen, die alle Stufen der Auflösung zeigen (endogene Metamorphose), und Pegmatiten durchsetzt. Es kommt dabei zur Bildung von Hornblende, Phlogopit und Titanit; auch Axinit ist bekannt.

Aufschluss Nr. 17, Steinbruch von Nibbio

Gabbroides Mischgestein von Nibbio

Von Candoglia über Albo und Bettola nach Nibbio. Etwa 100 m vor Nibbio Halt bei der Kapelle S. Pietro. 50 m nördlich der Kapelle Steinbruch von Nibbio.

Der Aufschluss zeigt ein schlierig-bänderiges Mischgestein, das vielleicht durch die Resorption von in Gabbro eingebrochenen Dachgesteinspartien entstand. Zahlreiche, dem Gesteinsgefüge meist parallel eingelagerte, nesterförmige Mikroklinpegmatite sind bemerkenswert. Die pegmatitische Durchströmung bewirkte selektive Extraktion der Gesteinsgrundsubstanz und Ausscheidung grosser Diopsidkristalle, oft zusammen mit Granat und Quarz. Das Gestein enthält zahlreiche Marmorschmitzen, die neben Epidot und Titanit auch viel — makroskopisch aber kaum identifizierbaren — Skapolith führen.

Im unteren Teil der Südwand des Bruches befindet sich der Eingang zu einem Aufschlusstollen, der zum Abbau von Erzen (Ni-führender Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende) vorgetrieben wurde. In der Wand sind noch Bänke von Kinzigiten zu erkennen.

Von Nibbio nach Cuzzago, Nr. 18

Etwa 400 m westlich des Ortsausganges von Nibbio, direkt vor Beginn des kleinen Wäldchens, zweigt gegen Norden ein Feldweg ab, der zu einem alten, verlassenen Haus, „Bocre“, führt. Einige Meter rechts vom Haus befindet sich das Erzdepot einer alten Kupfermine. Mischerz Kupferkies/Magnetkies auf einer Nord-Süd verlaufenden Querstörung mit ausgeprägten Umformungserscheinungen, gerollte und gewalzte Hornblenden in Kiesgrundmasse. In der Felswand über dem Depot sind die vermauerten Stolleneingänge noch erkennbar.

Aufschluss Nr. 19, Madonna dello Scopello

Stronalithe und Gabbros

Von Nibbio kommend wird Cuzzago in grossem Bogen durchfahren. Kurz nach Beginn des geraden Strassenstückes zwischen Cuzzago und Premosello reicht ein Felssporn bis direkt an die Strasse. Der Sporn wird von sogenannten Stronalithen und Gabbros des Types Anzola aufgebaut. Bester Stronalithaufschluss direkt an der Strasse. Stronalith = Sillimanit-Granatfels bis -Gneis, mit wenig oder keinem Biotit. Der Stronalith ist ein Kontaktgestein zwischen basischem Hauptgesteinszug und den Glimmerschiefern (innerer Kontakthof). Analog den Kinzigitgneisen des äusseren Kontakthofes zeigen die Stronalithe zweierlei Plagioklas, Oligoklas-Andesin und Labrador-Bytownit. Von der Strasse führt ein Fussweg zu der auf dem Felssporn erbauten Kapelle „Madonna dello Scopello“. Am Weg zur Kapelle Stronalithe und Gabbros des Types Anzola. Die Gabbros zeigen steilgestellte Differentiationslagen, die bisweilen einem „graded bedding“ ähnlich sind.

Aufschluss Nr. 20, Steinbruch von Premosello

Gabbronorit von Premosello

600 m westlich vom Ortsausgang Premosello, bei einem einzeln stehenden Haus, biegt man nach Norden in einen auch mit Cars befahrbaren Weg ab, der zu den verfallenen Siebanlagen des Steinbruches von Premosello führt. Über eine mit Akazien bestandene Schotterhalde gelangt man in den Steinbruch. Der Aufschluss zeigt gabbronoritische bis

pyroxenitische Gesteine, die durch ihre schiefrige, stellenweise sogar mylonitische Beschaffenheit besonders gekennzeichnet sind. Ein feines Netz von grauschwarzen Ultramyloniten durchzieht die Wand des Steinbruchs. Vereinzelt treten auch gangähnliche, pyroxenitische Bildungen mit grossen Bronziten, selten auch Diopsiden auf, die stellenweise vererzt sind (Pyrrhotin, Pentlandit, Kupferkies). Im Bruch findet man bisweilen Blöcke des im Hangenden anstehenden Gabbros vom Typ Anzola; die beiden Gesteine können jedoch kaum verwechselt werden.

Literaturverzeichnis

- ARTINI und MELZI (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. R. Ist. Lombard. Milano.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamarogebietes (südliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17.
- BARTH, TH. (1948): Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. J. of Geol., Vol. 56, Nr. 1.
- (1952): Theoretical Petrology. J. Wiley & Sons, Inc., New York. Chapman & Hall, Ltd., London.
- BATTAINI, C. und andere (1943): Itinerari Mineralogici. „Natura“, Milano. Vol. 1.
- BENSON, W. N. (1926): The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sc. Washington, 19.
- BERTOLANI, M. (1954): Contributo allo studio petrografico della cosiddetta „formazione diorito-kinzigitica“: Ricerche in Val Sabbia (Valsesia). Rend. Sc. Mineral. Ital. Anno X.
- BRUYN, I. W. de (1955): Isogam maps of Europe and North Africa. Shell Petroleum Co. Ltd., London.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- BURRI, C. und DE QUERVAIN, F. (1934): Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- CADISCH, J. (1934): Geologie der Schweizeralpen. Beer & Co., Zürich.
- CODARA und BATTARINI (1939): I minerali del marmo di Candoglia. Natura.
- FAGNANI, G. (1947): Nota petrografica sulle rocce di Nibbio e Migliandone (Val d'Ossola). Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. XLII.
- FLETT, J. and HILL, J. (1946): Geology of the Lizard and Meneage. Mem. Geol. Survey of Great Britain, London.
- FRANCHI, S. (1906): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanese e sulle formazioni adiacenti. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. Roma, Vol. XXXVI.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 36.
- GALLITELLI, P. (1935): Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa. Vol. XLV.

- (1938): Ricerche petrografiche sul Montorfano (Lago Maggiore). Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. III.
- (1940/41): I graniti subalpini del Verbano e del Cusio. Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. V.
- (1941): Ricerche geo-petrochimiche sul massiccio eruttivo compreso tra Vallesesia e il Lago d'Orta. Atti R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. V.
- GASTALDI (1871): Studi geologici sulle alpi occidentali. Mem. R. Com. Geol. Ital. Roma.
- GERLACH, H. (1870): Die penninischen Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz. XXVII.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioklas twins. Amer. Mineral. 36.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 29.
- HORN, F. VAN (1897): Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgebung von Ivrea in Oberitalien. Tscherm. Min. Petr. Mitt. XVII.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22.
- (1953): Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rdsch., Bd. 42.
- JÄGER, E. und HUTTENLOCHER, H. (1955): Beobachtungen an basischen Plagioklasen der Ivreazone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35.
- JÄGER, E. und SCHILLING, S. (1956): Zum Selbstbau einer Apparatur zur Differentialthermoanalyse (DTA). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 36.
- KELTERBORN, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verh. Natf. Ges. Basel., Bd. XXXIV.
- KÜNDIG, E. (1956): The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenetic metamorphism. Geologie en Mijnbouw, Nr. 4. Nw. Serie. 18 Jg.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang der positiven Schwereanomalien am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae Geol. Helv. Vol. 39.
- NIGGLI, P. (1943): Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23.
- (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 11.
- NIGGLI, P., WINTERHALTER und DE QUERVAIN (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 14.
- NOVARESE, V. (1906): La zona d'Ivrea. Boll. Soc. Geol. Ital. XXV.
- (1931): La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. Ital. Roma. LVI.
- (1933): L'Eta del granito del Lago Maggiore. Boll. R. Uff. Geol. Ital. Roma. LVIII.
- PAGLIANI, G. und MILANI, G. (1952): La pegmatite di Candoglia (Val d'Ossola). Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civico di Storia Nat. Milano, Vol. 91.
- PORRO, C. (1906): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Dissertation Strassburg. Berlin 1906.

- PREISWERK, H. (1906): Malchite und Vintlite im Strona- und Sesiagneis. Festschr. 70. Geburtstag H. Rosenbusch. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- QUERVAIN, F. DE (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun.
- RADEFF, W. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Eclogae Geol. Helv., Vol. 13.
- REINHARD, M. (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. Eclogae Geol. Helv., Vol. 46.
- SCHAEFER, R. W. (1898): Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone-Tales. Tscherm. Min. Petr. Mitt. XVII.
- SERRA, TH. (1938): Studio microscopico e chimico del cosiddetto „granito verde di Mergozzo“. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civico di Storia Naturale. Milano. Vol. LXXVII.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52.
- (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Eclogae Geol. Helv., Vol. 42.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 8.
- TACCOINI (1911): La massa calcarea ed i calcefiri di Candoglia. Atti Soc. Ital. Sc. Nat.
- TRAVERSO, ST. (1895): Geologia dell'Ossola. Genova.
- VECCHIA, O. (1952): Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dalle misure gravimetriche. Rev. Geofis. Appl. XIII.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 36.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 30.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35.
- ZWAAN, P. C. (1955): On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. Leidse Geol. Mededelingen, XIX.

Geologische Kartenwerke

- Carta geologica d'Italia 1:100 000, Blätter Varallo, Domodossola, Varese, Biella.
- HERMANN, F. Carta geologica delle alpi nord-occidentali 1:200 000. Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 7, Ticino.

Topographische Unterlagen

- Carta d'Italia 1:25 000, Blätter Villadossola, Rumianca, Premosello, Ornavasso.
- Ist. Geogr. Militare, Milano.

