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

Band: 37 (1957)

Heft: 2

Artikel: Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee

Autor: Weber, Jacques

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-29176

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: 06.12.2025

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

Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee

Von *Jacques Weber* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 269

Topographische Einführung 270

Geschichtlicher Überblick 273

I. Teil: Geologisch-petrographische Übersicht der an den Tonalitzug angrenzenden Gebiete 274

1. Die Zone von Claro-Misox und die Zone von Arbedo 274
2. Die Zone von Roveredo-Berlinghera 276
3. Die Zone von Bellinzona-Dascio 276
   - Injektionsgneise 277
   - Paragneise 278
   - Orthogneise 279
   - Marmore 280
   - Amphibolite 281
   - Ultrabasische Metamorphite 285
4. Die Tonaleserie 285
5. Die Iorio-Tonale-Linie 287
6. Die insubrische Zone 291

II. Teil: Der Tonalit 292

Kapitel I: Geologie des Tonalitzuges 292

1. Geologisches Auftreten 292

2. Die Kontaktverhältnisse am N-Rand des Tonalitzuges 298
3. Die Kontaktverhältnisse am S-Rand des Tonalitzuges 300
4. Die Gänge 304
5. Klüftungen des Tonalitzuges 305

Kapitel II: Petrographie des Tonalitzuges 308

1. Der massige Tonalit und der Tonalitgneis 308
Vorkommen und Aussehen 308
Mikroskopische Beschreibung 309
Mineralbestand 309
Beschreibung der Mineralien 310
Struktur und Textur 315
Chemische Zusammensetzung 317

2. Der Epidot-Tonalit 319
Vorkommen und Aussehen 319
Mikroskopische Beschreibung 320
Mineralbestand 320
Beschreibung der Mineralien 320
Struktur und Textur 328
Chemische Zusammensetzung 328

3. Der Epidot-Tonalitgneis 330
Vorkommen und Aussehen 330
Mikroskopische Beschreibung 331
Mineralbestand 331
Beschreibung der Mineralien 332
Struktur und Textur 337
Chemische Zusammensetzung 340

4. Die hellen Bänder im Tonalit 343
Vorkommen und Aussehen 343
Mikroskopische Beschreibung 344
Mineralbestand 344
Beschreibung der Mineralien 344
Struktur und Textur 345
Chemische Zusammensetzung 346

5. Die dunklen Schollen und Schlieren im Tonalit 350
Vorkommen und Aussehen 350
Mikroskopische Beschreibung 351
Mineralbestand 351
Beschreibung der Mineralien 351
Struktur und Textur 353
Chemische Zusammensetzung 354

6. Zusammenfassende Betrachtungen über die tonalitischen Gesteine . . 356
Zur Nomenklatur des Tonalites 356
Petrogenetischer Charakter des Tonalites 359
Der Epidot als primäre Komponente des Tonalites 361
Vergleich mit einigen anderen Tonalitvorkommen der Alpen 362
7. Der Augengneis 364
Vorkommen und Aussehen 364
Mikroskopische Beschreibung 365
Mineralbestand 365
Beschreibung der Mineralien 366
Struktur und Textur 371
Chemische Zusammensetzung 371
8. Genese des Augengneises 375
9. Pegmatit-, Aplit- und Granitgänge des Tonalitzuges 376
a) Die alten aplitisch-pegmatitischen Gänge. 376
b) Die Aplite am S-Rand des Augengneises 377
c) Die junge pegmatitische Intrusion. 379
Allgemeine Merkmale 379
Die Pegmatite 379
Die Aplite 384
Die Ganggranite 384
Kapitel III: Zusammenfassende Betrachtungen 386
1. Petrochemische Charakterisierung des Tonalitzuges und Vergleich mit dem Bergeller Massiv 386
2. Der Tonalitzug als syntektonische Intrusion 391
Literaturverzeichnis 393
Tafel I–VI: Photos.
Tafel VII: Geologisch-petrographische Kartenskizze des Tonalitzuges zwischen Giubiasco und Dubino, 1:50000

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. Niggli † im Sommer 1952 begonnen und unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. C. Burri im Frühjahr 1957 abgeschlossen worden.

Es standen mir dafür, neben dem im Feld selbst gesammelten Material, auch Handstücke und Dünnschliffe der Sammlung P. Knoblauch aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der ETH zur Verfügung.

Meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. P. Niggli, möchte ich für die gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden, für sein stetes Interesse und für alle seine Unterstützung aufrichtig danken.

Im gleichen Masse bin ich Herrn Prof. Dr. C. Burri zu herzlichstem Dank verpflichtet für die wertvollen Anregungen durch Vorlesung und Diskussion, für seine persönliche Anteilnahme und mannigfachen Ratschläge. Besonderen Dank gebührt Herrn Prof. Dr. F. Laves, der in vielen Diskussionen und durch eine Feldbegehung im Frühjahr 1955 diese Arbeit fördern half, Herrn Prof. Dr. J. Jakob für die Überlassung einiger hier publizierter Analysen sowie Herrn Dr. R. U. Winterhalter für seine ständige Beratung bei der Herstellung der graphischen Beilagen und Photographien.

Besonders verpflichtet fühle ich mich auch meinen geschätzten Lehrern, den Herren Prof. Dr. F. de Quervain, Prof. Dr. R. L. Parker sowie Herrn PD. Dr. W. Epprecht für die Vermittlung der Grundlagen ihrer Fachgebiete und manche wertvolle Hinweise zur Lösung von kristallographischen und petrographischen Problemen.

Allen meinen Studienkollegen, mit denen mich die schöne Erinnerung an gemeinsame Studienzeit verbindet, sei an dieser Stelle für kameradschaftliche Zusammenarbeit und anregende Diskussionen herzlichst gedankt.

Ferner sei Frl. U. Eppler für die geduldige, uneigennützige Durchsichts-, Korrektur- und Abschriftsarbeit des Manuskriptes gedankt.

Zum Schluss möchte ich noch allen denjenigen, welche durch die Gewährung finanzieller Hilfe mein Studium ermöglichten, den wärmsten Dank aussprechen: der Erziehungsdirektion des Kantons Zürich und Herrn Prof. Dr. M. Zollinger, Inspektor der Stipendiaten, der Stipendienkommission der Stadt Zürich und der Stipendienkommission für Schul- und Berufsausbildung von Auslandschweizern (NHG).

Meinen lieben Eltern, die mir ihre selbstlose Unterstützung angedeihen liessen, sei das Folgende gewidmet.

Topographische Einführung

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen der Magadino-Ebene im Tessin und dem unteren Flusslauf der Mera in Italien. Der Tonalitzug, welcher einen weit nach W vordringenden Teil des Bergeller Massivs

bildet, folgt auf einer grossen Strecke zwei im allgemeinen E-W gerichteten Tälern. Das eine ist Val Morobbia, das von einem ziemlich tief eingeschnittenen, linken Nebenfluss des Tessins gebildet wird. Östlich vom Ioriopass ist es der Liro, der auf ungefähr der Hälfte seines Laufes die E-W-Richtung behält und nur in seinem unteren Teil eine NW-SE-Richtung bis zu seiner Mündung in den Comersee (bei Gravedona) einschlägt.

Die Lage dieses Gebietes geht aus der topographischen Übersichtsskizze, Fig. 1, hervor.

Orographisch kann man das Gebiet in 5 Regionen gliedern:

1. Südhang des Val Morobbia von Giubiasco bis Iorio-Pass.
2. Nordhang des Val d'Arbedo (im oberen Teil Val La Pira genannt) von Alpe di Gesero bis Biscia.
3. Nordhänge der drei Grenzkamm-Gipfel: Cima di Cugn, Marmontana und Toresella und Quellgebiete der Albionasca, Rescignaga und Roggiasca (Quelltäler der Traversagna).
4. Nordhang des Valle del Liro vom Ioriopass bis zum Osthang des Val d'Inferno.
5. Nordhänge des oberen Comersees mit den Quertälern: Liro, Gera und Sorico sowie der Osthang des unteren Meratales.

In der beigelegten geologisch-petrographischen Kartenskizze wurden nur die wichtigsten Lokalitäten, Täler, Berggipfel, Alphütten und Höhenpunkte angegeben. Es konnten dort, um die Karte nicht zu überlasten, nicht alle im Text zitierten Namen angegeben werden. Es sei hier darum ausdrücklich auf die zur Kartierung benützten Grundlagen hingewiesen. Diese sind:

1. „Landeskarte der Schweiz" 1:50000 (zum Teil Vergrösserungen der Eidg. Landestopographie im Masstab 1:10000), Normalblatt 553 (V. Verzasca-E), Blattzusammensetzung 277 (Roveredo).
2. Grundbuchübersichtspläne 1:10000 des kantonalen Vermessungsamtes Tessin: Blätter Nr. 553u (Bellinzona), 553z (Pianezzo), 554q (Motto d'Arbino), 554r (Corno di Gesero), 554v (Carena), 554w (Motto della Tappa), 554x (Cima di Cugn).
3. Foglio 17 der Carta d'Italia 1:100000 (Istituto geografico militare): Tavolette 1:25000 I SO (Livo), I SE (Novate-Mezzola), III NE (Cavargna), II NO (Gravedona), II NE (Colico).

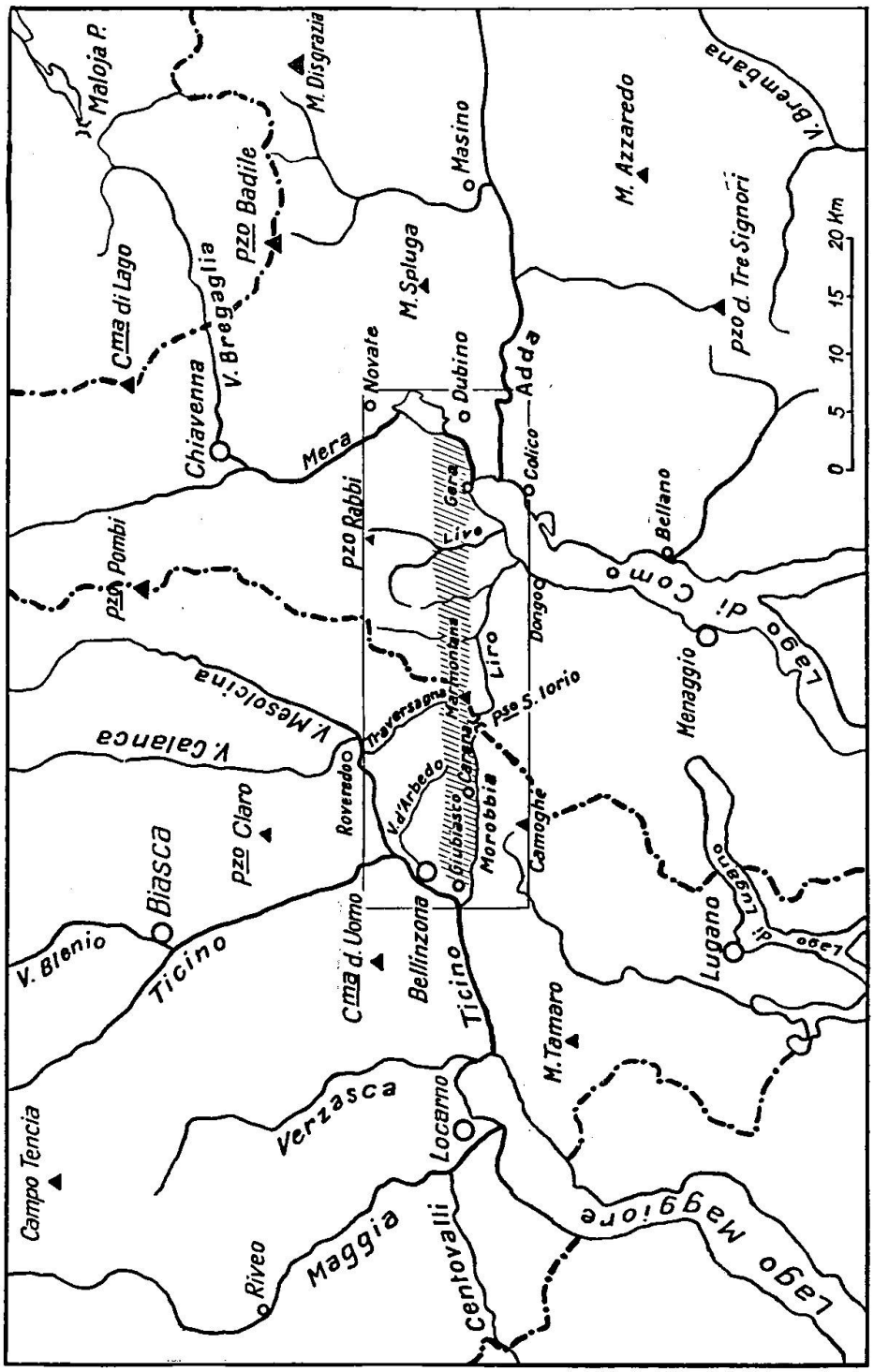


Fig. 1. Topographische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen V. Maggia und Bergell 1:750000.
Schraffiert: das untersuchte Gebiet. Das abgegrenzte Gebiet entspricht der tektonischen Übersichtsskizze Fig. 2.

Geschichtlicher Überblick

Die Lage des Tonalites in der Nachbarschaft der tektonisch wichtigen Iorio-Tonale-Linie führte dazu, dass er relativ frühzeitig entdeckt und verfolgt wurde. Gerade deswegen wurde er vielleicht, besonders auch im hier betrachteten Abschnitt zwischen Val Morobbia und Comersee, nie näher bearbeitet, so dass mit Ausnahme von REPOSSI und STAUB kaum andere Autoren eingehendere petrographische Untersuchungen vorgenommen haben. Auch die Lage im Grenzgebiet mag sich für eine eingehendere Untersuchung in neuerer Zeit als unvorteilhaft ausgewirkt haben. Es seien hier nur die bedeutendsten Etappen in seiner Erforschung angeführt.

Unter dem Namen „Syenit" wird schon um 1850 von B. STUDER ein Gesteinszug im Val Morobbia erwähnt, und von Carena bis nach dem Lago di Mezzola verfolgt. Später hat F. ROLLE (1881a) diesen Namen in „Hornblendegneis" umgeändert. Von R. STAUB (1916) stammt die erste, allerdings nur summarische, petrographische Beschreibung für den schweizerischen Teil des Gesteinszuges; er hat auch die Namen „Tonalit von Melirolo" und „Augengneis von S. Antonio" (für die Randfazies des Tonalites) eingeführt. Auf der italienischen Seite wurde er 1907 von V. NOVARESE erwähnt und von E. REPOSSI (1915) unter dem Namen „diorite del Monte Bassetta" petrographisch eingehender beschrieben. In seiner erläuternden Mitteilung zur geologischen Aufnahme des Gebietes wird der Tonalitzug von S. CATALISANO (1936) vom Iorio-pass bis Dubino näher verfolgt, petrographisch aber nicht behandelt.

In der Verfolgung der Iorio-Tonale-Linie vom Tessin bis zum Tonalepass stiess H. P. CORNELIUS (1930) im Val Morobbia und Val Liro auf den Tonalitzug, nachdem er schon 1915 auf die Möglichkeit der Fortsetzung der Tonalite vom westlichen Veltlin bis in den Tessin hingewiesen hatte.

Östlich vom Meratal schliesslich sind neuere Studien (vor allem aus dem Gebiet des Valle di Masino) von G. MERLA (1935), M. BALCONI (1938) und L. PERETTI (1939) vorhanden.

In älteren Übersichtskarten ist der Tonalitzug verschiedentlich eingetragen, u. a. bei A. ESCHER und B. STUDER (1867), F. ROLLE (1882), T. TARAMELLI (1903), R. STAUB (1916). Von den wichtigsten geologischen Kartenskizzen seien diejenigen von E. REPOSSI (1915) und H. P. CORNELIUS (1930) erwähnt. 1930 wurde das Blatt Iorio des Geologischen Atlasses der Schweiz herausgegeben, welches auch die erste Detailkartierung des Tonalites auf Schweizergebiet (im Masstab 1:25000) durch

P. KNOBLAUCH enthält. Die italienische Fortsetzung des Zuges wurde von S. CATALISANO aufgenommen und im Blatt Chiavenna der Geologischen Karte von Italien 1:100000 veröffentlicht (1941).

I. Teil

Geologisch-petrographische Übersicht der an den Tonalitzug angrenzenden Gebiete

Der Tonalit von Melirolo befindet sich in der alpinen Wurzelzone, nördlich der Iorio-Tonale-Linie. Die Bauweise dieses Gebietes ist ausserordentlich kompliziert und verworren, so dass keine tektonischen Einheiten hervortreten. Lediglich an Hand von gewissen Gesetzmässigkeiten, die in der Wechsellagerung verschiedener Gesteinstypen und in deren Zusammensetzung beobachtet wurden, lässt sich das Gebiet in verschiedene Zonen einteilen. Diese haben vor allem lokale Bedeutung und ihre Parallelisierung mit den anschliessenden Gebieten bereitet bedeutende Schwierigkeiten. Die folgende Übersichtsskizze (Fig. 2) wurde nach KNOBLAUCH (1939) und nach den Angaben des Blattes Chiavenna (1941) zusammengestellt.

Die Parallelisierung der beiden Gebiete östlich und westlich der Landesgrenze wurde mehr summarisch nach eigenen Beobachtungen und Literaturangaben (KNOBLAUCH, REPOSSI) gemacht und ist nur als Versuch anzusehen.

Im folgenden soll eine einfache, geologisch-petrographische Charakterisierung der wichtigsten Nachbarzonen des Tonalitzuges gegeben werden.

1. Die Zone von Claro-Misox und die Zone von Arbedo

Sie treten nur in der äusseren NW-Ecke der Kartenskizze auf und sind ziemlich weit entfernt vom Tonalit. Abgesehen von der starken salischen Injektion der Zone von Arbedo, die in Verbindung mit der Intrusion des Tonalites, bzw. dem jungen Magmatismus der Wurzelzone überhaupt, stehen dürfte, ist kein Zusammenhang zwischen beiden festzustellen.

Der *Marmorzug von Al Galetto* mit seiner Fortsetzung gegen das Calanca-Tal begrenzt die Zone im Süden und trennt sie von der Roveredo-Zone im Osten.

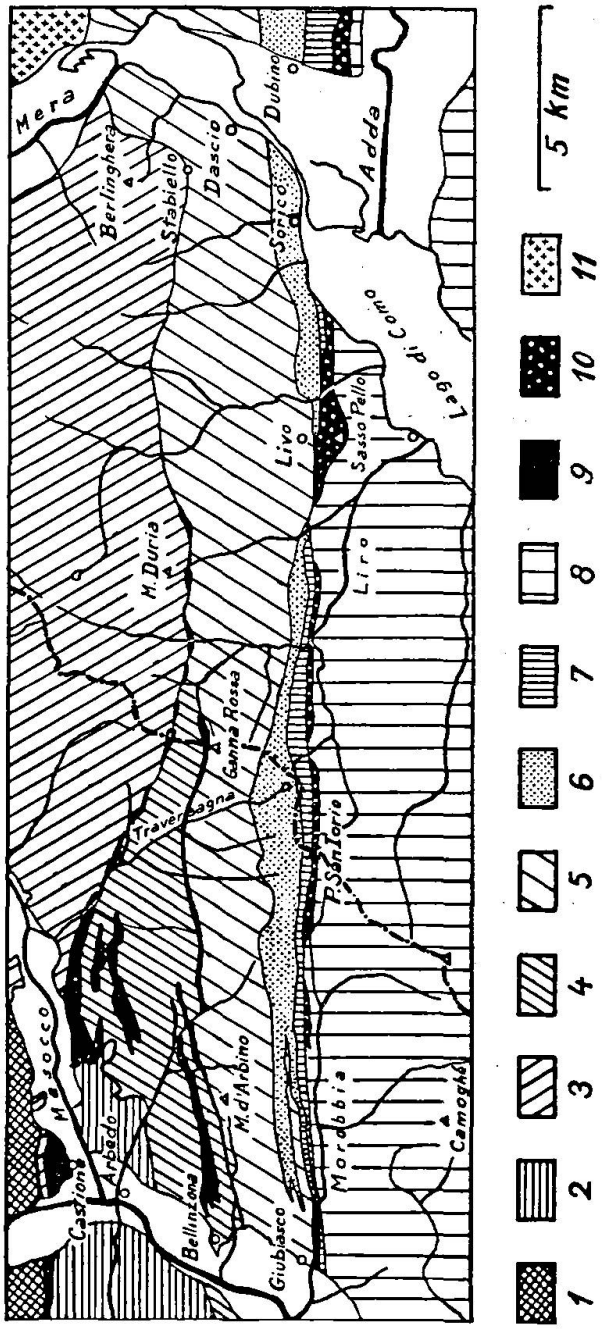


Fig. 2. Tektonische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen dem Tessin- und dem Meratal 1:250000.

1. Zone von Claro-Misox
2. Zone von Arbedo
3. Zone von Roveredo-Berlinghera
4. Zone von Bellinzona-Dascio, Nord-Teil
5. Zone von Bellinzona-Dascio, Süd-Teil
6. Tonalit von Melirolo-Sorico
7. Tonale-Serie
8. Insubrische Zone
9. Kristalline Kalke und Kalksilikatgesteine
10. Trias von San Iorio-Sasso Pello
11. Granit von Novate-Mezzola

2. Die Zone von Roveredo-Berlinghera

Sie besteht vorwiegend aus Zweiglimmergneisen mit Paracharakter, aus plattigen Orthogneisen und zum Teil auch aus Injektionsgneisen. Glimmerschiefer sind seltener, wie auch die Amphibolite, die im Osten fast vollständig fehlen. Sie entspricht der Serie Forcola-Berlinghera der italienischen Literatur.

Die Trennung der Zone von Roveredo-Berlinghera von der südlich anschliessenden Zone von Bellinzona-Dascio wird im W durch den *Marmorzug von Castione-Traversagna* gebildet, den man nach E bis in die Gegend von Alpe Duria auf der italienischen Seite verfolgen kann. Noch weiter nach E ist die Abtrennung nur durch fazielle Unterschiede gegeben.

3. Die Zone von Bellinzona-Dascio

Diese Zone bietet ein ganz anderes Bild als diejenige von Roveredo-Berlinghera. Die Schichten streichen fast ausnahmslos von E-W und fallen steil nach N ein (70—80°). Charakteristisch für diese Zone sind die zahlreichen konkordanten Einlagerungen basischer Gesteine, Marmore und Kalksilikatgesteinen in den Injektionsgneisen, von denen ein wesentlicher Teil reich an Granat, Disthen, Staurolith und vor allem an Sillimanit ist. Die Zone wird von Staub und von Knoblauch zweigeteilt: in einen nördlichen Teil, reich an basischen Einlagerungen und Marmoren und einen südlichen Teil, in dem diese Einlagerungen zurücktreten. Beide Teile werden durch den *Marmorzug von Sasso Marcio-Ganna Rossa* getrennt, der wenig jenseits der Landesgrenze auf italienischem Boden auskeilt.

In ihrem westlichen Teil ist die Zone von Bellinzona-Dascio sehr breit (5—6 km), wird aber nach Osten hin ziemlich rasch schmal und hat im östlichsten Teil nur noch eine Breite von knapp 2 km. In diesem schmalen Stück, östlich von Alpe Porcile, ist die Zweiteilung nicht mehr möglich; die Zone hat einen einheitlichen Charakter, welcher demjenigen der südlichen Bellinzona-Zone ähnlich ist. Man darf also annehmen, dass der nördliche Teil der Zone sein Ende zwischen Alpe di Camedo und Alpe Porcile hat, d. h. dass die beiden Marmorzüge von Castione-Traversagna und Sasso Marcio-Ganna Rossa sich in diesem Gebiet vereinigen. Weiter östlich kann man den Marmorzug bis auf Alpe Duria verfolgen. Weitere Fortsetzungen konnte ich nicht finden. Von hier an musste die Trennung der Zone von Bellinzona-Dascio von der nördlichen Zone von Roveredo-Berlinghera rein auf Grund petrographischer Kri-

terien durchgeführt werden: im Süden die typischen Injektionsgneise und Glimmerschiefer, die z. T. reich an Sillimanit sind, im Norden mehr plattige Biotit- und Zweiglimmergneise. Die Grenze zieht demnach von der Alpe Duria über Possoro (nordöstlich von Baggio) und Crestarotta ins Barès-Tal hinunter und dann über Alpe Mattarello, Alpe Prato Fortunato, Alpe Cagaroza nach Stabiello. Von Stabiello geht sie nach Norden weiter über Il Forno, westlich von Monte Peschiera, und dann wieder nach Osten bis an das Mera-Ufer, etwa 1 km nördlich von San Fedelino.

Die Zone von Bellinzona-Dascio entspricht auf der italienischen Seite des Gebietes dem südlichen Teil der Zone Verceia-San Cassiano (Repossi, 1916), welche mit der Zone Sesia orientale im Piemont parallelisiert wird. Da sie sich in unmittelbarer Nachbarschaft des Tonalites befindet, soll ihre petrographische Beschaffenheit etwas näher betrachtet werden.

Die Hauptgesteinsmasse der Zone von Bellinzona-Dascio besteht aus *Injektionsgneisen*, deren Altbestandteile Ortho- und Paramaterial sind, die manchmal in sehr enger Wechsellagerung stehen, und deren Neubestand sehr fein bis diffus verteilt sein kann. Oft ist die Trennung zwischen Alt- und Neubestand sehr undeutlich und Übergänge zu den nicht injizierten Gesteinen sind hier keine Seltenheit. Auch die Übergänge zwischen den nicht injizierten Ortho- und Paragneisen sind ohne scharfe Grenzen, so dass eine kartographische Ausscheidung der verschiedenen Varietäten dieser Mischgneise kaum möglich wäre. Sie ist daher auch in der petrographisch-geologischen Kartenskizze unterblieben, in welcher lediglich die Einlagerungen von der Hauptmasse der Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio ausgeschieden wurden.

In den Injektionsgneisen herrscht das sedimentäre Ausgangsmaterial vor. Es handelt sich um geschieferte, sehr glimmerreiche, dunkle Gneise, die manchmal auf dem Hauptbruch einen sericitischen Glanz aufweisen. Je nach der Glimmerart sind verschiedene Varietäten zu unterscheiden. Die *Biotit-Injektionsgneise* sind am besten vertreten. Ihre Hauptkomponenten, in der Reihenfolge ihrer Bedeutung, sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit. Es folgen dann die Zweiglimmer-*Injektionsgneise*, die seltener auftreten und die neben den oben erwähnten Hauptkomponenten einen deutlichen Muskowitgehalt aufweisen. Am seltensten sind reine *Muskowit-Injektionsgneise*, die eine Übermacht des hellen Glimmers gegenüber dem Biotit zeigen, in denen aber der letztere nie vollständig fehlt. Der Paracharakter des Altbestandes wird stellenweise durch das häufige Auftreten von Granat, Disthen, Staurolith und Sillimanit unter-

strichen. Besonders granatführende bis granatreiche Biotit-(Muskowit-) Gneise sowie *Sillimanit-Glimmer-Gneise* sind reichlich vertreten. Seltener besteht das Paläosom aus mittel- bis grobkörnigen hellen Gneisen mit zurücktretendem Glimmergehalt; in diesen Gneisen wurden die obenerwähnten Alumosilikate nie getroffen, der Paracharakter ist also nicht direkt ersichtlich. Es handelt sich jedoch trotzdem kaum um umgewandelte Eruptivgesteine, da Übergänge zum Paramaterial oft in Erscheinung treten. Die Neosomverteilung zeigt alle Übergänge von *Bänder-* und *Lagengneisen* zu *Adergneisen* und schliesslich zu *nebulitischen Gneisen.* Ob das Neosom autochthone Bildungen, d. h. anatektisch angereicherte Bestände des Ausgangsgesteins darstellt, oder ob es aus grossen Tiefen und aus magmatischen Restlösungen herstammt, ist im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersucht worden. Es sind wohl beide Fälle möglich, wie die zahlreichen Pegmatite, die hier eine z. T. intensive Kontaktmetamorphose bewirkt haben und die sich oft konkordant verästeln und sich in Nebengestein verlieren einerseits, und das Vorhandensein diskordanter Pegmatite neben den Adergneisen andererseits, vermuten lassen. Diese Adergneise werden von den pegmatitischen und aplitisch-granitischen Gängen durchbrochen; ihre Durchaderung ist also älter als die Gänge.

Als *Paragneise* wurden nur diejenigen Gesteine bezeichnet, deren Habitus und Mineralzusammensetzung mit grosser Wahrscheinlichkeit auf ein sedimentäres Ausgangsmaterial zurückzuführen sind. Es sind dies graue, braune bis dunkelbraune Glimmergneise, die meistens Sillimanit oder oft Granat und Disthen führen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Glimmer, zu denen sich Sillimanit oder Granat, Disthen und z. T. auch Staurolith gesellen. Es konnte keine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der sillimanitreichen und der Granat-Disthen-führenden Typen festgestellt werden. Der Quarz und der Plagioklas bilden feine, flaserige Lagen, welche durch dünne Glimmerschichten voneinander getrennt werden. Diese Disposition bewirkt, dass die Hauptbruchflächen immer mit Glimmer überzogen sind. Letzterer ist zur Hauptsache Biotit, nur selten Muskowit. Der Plagioklas befindet sich teils in den Quarzlagen, teils zusammen mit dem Glimmer in sehr feiner Ausbildung; die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp$ (010) ergab Oligoklas bis Andesin. Stellenweise ist der Feldspat ganz untergeordnet, so dass man nicht mehr von Gneisen reden kann, sondern von *Glimmerschiefern:* sie erhalten vor allem gegen den südlichen Zonenteil einen mehr hornfelsartigen Charakter, wobei in der Nähe der Kalkeinlagerungen kontinuierliche Übergänge zu Kalksilikatgneisen und

-felsen (mit Granat, Diopsid, neben Quarz, Feldspat und Glimmer) bestehen. In der Gegend von Bugiallo im E sind die Glimmerschiefer z. T. reich an Graphit.

In der unmittelbaren Nachbarschaft des Tonalit-Westendes, z. T. mit diesem verkeilt findet man einen Gesteinskomplex, reich an Sillimanit, mit einheitlichem Paracharakter, welcher auf der Karte von den anderen Gesteinen der Zone abgetrennt und als Sillimanit-Gneis bezeichnet wurde. Es sind meistens braune bis bräunlich-graue Gesteine, in denen man auch von blossem Auge die Sillimanitbüschel erkennen kann; die Textur ist deutlich parallel gerichtet und die Biotitlagen wechseln mit reinen Quarz-Feldspatlagen. Die Bruchflächen parallel zur Schieferung sind immer mit Biotit überzogen. Die Hauptkomponenten sind Quarz, Plagioklas, Biotit und Sillimanit, wobei der letztere hauptsächlich an die biotitreichen Schichten gebunden ist. Die lagenweise Trennung zwischen Quarz-Plagioklas einerseits und Biotit-Sillimanit andererseits ist unter dem Mikroskop noch deutlicher sichtbar. Der Plagioklas ist Oligoklas bis Andesin und bildet stellenweise kleine Augen; er kann auch gänzlich fehlen, und dann weist das Gestein Schiefer-Charakter auf. Untergeordnete Gemengteile sind Muskowit, Chlorit, Granat und Disthen. Die beiden Letztgenannten sind aber stellenweise stark angereichert, so dass man von einem Disthen-Granat-Sillimanitschiefer sprechen kann. Ein sehr schöner und leicht zugänglicher Aufschluss eines solchen Schiefers befindet sich an der Strasse Vellano–Paudo.

Wegen ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zum Tonalit sind in diesem Gebiet die Sillimanitgneise und -schiefer sehr wichtig für die Abklärung des Tonalitkontaktes. Näheres über die Kontakterscheinungen ist bei der Besprechung des Tonalitzuges zu finden. Ein weiteres Sillimanitgneis-Gebiet, das von der übrigen Gneismasse der Zone von Bellinzona-Dascio ausgeschieden werden konnte, ist auf der Karte nördlich Sorico bei Bugiallo angegeben. Auch dieses liegt in der unmittelbaren Nähe des Tonalites, aber ein Kontakt zwischen den beiden wurde nicht gefunden. Es sei hier betont, dass sillimanitreiche Gesteine ziemlich oft in der ganzen Zone von Bellinzona-Dascio anzutreffen sind; sie haben aber meistens nur minimale Mächtigkeiten und treten sehr unregelmässig auf. Ihre Ausscheidung von den übrigen Gesteinen der Zone wurde nur dort möglich, wo die Mächtigkeiten es gestatteten. Es wurde auch keine Anreicherung an Sillimanitgesteinen von N nach S, d. h. gegen den Tonalitzug hin festgestellt.

Die *Orthogneise* schliesslich, die, wie bereits erwähnt (Seite 277), nie scharfe Kontakte gegen das Nebengestein aufweisen, sondern all-

mählich in die Injektions- oder Paragneise übergehen, sind hier ziemlich weit verbreitete Gesteine. Es sind relativ helle Glimmergneise, die fast immer den gleichen Mineralbestand aufweisen (Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Glimmer), sich jedoch in der mengenmässigen Verteilung der Komponenten und in der Textur ziemlich stark voneinander unterscheiden. Am meisten verbreitet sind die mittel- bis grobkörnigen *Biotit-* bis *Zweiglimmergneise,* die oft nahezu massiges Aussehen annehmen. Feinkörnige Typen dieser Gesteine wechsellagern immer mit den grobkörnigen, sind aber weniger verbreitet als diese. Die *Aplitgneise* fallen auf durch ihre sehr helle Farbe und durch die dichte, bankige Ausbildung bei sehr geringen Mächtigkeiten und scharfen Abgrenzungen gegen das Nebengestein. Glimmer ist nur spärlich vorhanden, und das Feldspatmaterial besteht aus sehr viel Mikroklin und Plagioklas (Oligoklas bis Andesin). Da wo die Glimmerblättchen die linsen- bis knollenartig angeordneten Feldspat- oder Quarz-Feldspatlagen eng angeschmiegt umgeben, bekommt das Gestein eine flaserige bis augige Textur. Grobflaserige Gneise überwiegen; dünnflaserige Typen werden weniger angetroffen. Die Augengneise treten nur untergeordnet auf. Hornblendegneise sind auch vertreten, aber nur sehr spärlich und ohne scharfe Grenzen gegen den Biotitgneis.

In dieser Hauptmasse von Gneisgesteinen sind zahlreiche Linsen und Lagen von Marmoren, Kalksilikatfelsen sowie Amphiboliten und basischen Metamorphiten eingelagert. Die Marmore und Kalksilikatfelsen des nördlichen Teils der Zone wurden von MITTELHOLZER (1936) eingehend behandelt, worauf hier verwiesen sei.

Die *Marmore* des Südteiles der Zone von Bellinzona-Dascio unterscheiden sich von denen des nördlichen Teiles in der Farbe (vorherrschend weiss), in der Struktur (körnig) und im Mineralbestand. Währenddem im Norden eine sehr starke Variation der auftretenden Mineralkomponenten charakteristisch ist (Glimmer, Diopsid, Quarz, Anorthit, Granat, Skapolith, Hornblende, Strahlstein, Titanit, Graphit etc.), reduzieren sich diese gegen Süden auf drei: Skapolith, Phlogopit und Graphit. Auch treten hier seltener Dolomitmarmore auf als im N-Teil, und reliktische, unmarmorisierte Kalke oder gar Rauhwacke, wie sie z. B. in der Valle d'Arbedo, auf den Monti di Laura oder in der Val Viola (alle im N-Teil der Zone) vorkommen, wurden nirgends beobachtet. Das Alter dieser Marmorlinsen lässt sich deshalb nicht angeben, und da sie auch sehr unregelmässig verteilt sind, lassen sie sich nicht in einzelne Züge ordnen. Ihre Verwendung als tektonische Leitelemente ist deshalb in diesem Gebiet unmöglich.

Eine viel grössere Verbreitung als die Marmore und Kalksilikatfelse haben die *Amphiboliteinlagerungen.* Sie sind meistens mit den Paragneisen verknüpft und als Linsen und Lagen von wenigen cm bis mehreren Metern Mächtigkeit in diesen eingelagert. Sie sind manchmal durch scharfe Grenzen von dem einlagernden Gestein getrennt, manchmal aber leiten sie durch allmähliche Übergänge zu den Para- oder Injektionsgneisen über.

Der Normaltypus der in diesem Gebiet auftretenden Amphibolite wird von einem feinkörnigen *Plagioklasamphibolit* dargestellt, der aus etwa 40—50 % gewöhnlicher Hornblende, 30—40 % Oligoklas und 5—10 % Quarz besteht. Die Hornblende ist fast immer ausgesprochen xenoblastisch ausgebildet, in Körnern von 0,3 bis 2 mm Grösse. Da wo die Körner eine prismatische Ausbildung haben, wird die Struktur des Gesteins nematoblastisch, sonst ist sie gewöhnlich grano- bis diablastisch. Die Textur ist vorwiegend gut kristallisationsschiefrig mit Übergängen zu massigen, seltener zu flaserigen Typen. Als Nebengemengteile treten auf: Titanit und Erz; als Übergemengteile: Biotit, Epidot, Zoisit, Granat und Apatit.

Strukturelle und texturelle Unterschiede können lokal zu Varianten dieses Haupttypus führen, so z. B. zu grobkörnigen Amphiboliten (Korngrössen 1—2 cm) oder zu porphyroblastischen Amphiboliten mit bis 2 cm grossen Hornblendeeinsprenglingen in einer feinen Grundmasse von Plagioklas, Quarz und Hornblende. Diese porphyroblastischen Amphibolite sind immer massig und die Hornblendeeinsprenglinge sind xenomorph poikiloblastisch ausgebildet. Besonders häufig treten die *Bänderamphibolite* auf, vor allem im südlichen Teil der Zone von Bellinzona-Dascio und in den Sillimanit-Paragneisen, die mit dem Tonalitwestende verkeilt sind, von wo auch die Fig. 3 stammt. Wie auch aus dieser Figur z. T. ersichtlich ist, erhalten die Gesteine durch den unregelmässigen Verlauf des Akyrosoms, welches bald linsenartig eingeschnürt, bald ptygmatisch quer zur Schieferung verläuft, einen etwas unruhigen Charakter. Aus einem völlig konkordanten Akyrosomband kann plötzlich eine diskordante, zackige Lage des Gesteins durchbrechen, um etwas weiter wieder in einem konkordanten Band einzumünden. Auch die linsenartige Einschnürung bzw. Ausbuchtung der hellen Bänder sind sehr geläufige Erscheinungen, wobei die Schieferungsflächen des Kyriosoms um die Akyrosomlinsen enger geschart sind als um die Einschnürungen desselben. Diese Anordnung lässt den Gedanken an eine „*in situ*"-Bildung des Akyrosoms aufkommen, der im cm- bis dm-Bereich aus dem ursprünglichen Ausgangsgestein „ausgeschwitzt" wurde. Die enger ge-

scharten Stellen wurden stärker ausgepresst und gaben mehr leukokrates Material ab, welches sich in den Linsen angereichert hat. Die weiter gescharten Stellen wurden weniger stark ausgepresst, weshalb die dazwischen verlaufenden Einschnürungen weniger Material erhalten haben. Bei einer Feldbegehung im Frühling 1955 nahm Professor LAVES (der die oben skizzierte Vermutung äusserte) zwei Amphibolitproben von den mit A und B bezeichneten Stellen der Fig. 3. Entspricht diese Überlegung dem tatsächlichen Verlauf der Anatexis, so müsste die Probe von der Stelle mit enggescharten Schieferungsflächen basischer als die von derjenigen mit weitergescharten sein.

Die beiden Proben wurden in freundlicher Weise von Prof. J. JAKOB mit folgendem Resultat analysiert:

Probe A				Probe B			
SiO_2	46,10	si	99	SiO_2	46,86	si	100
Al_2O_3	15,78	al	20	Al_2O_3	16,15	al	21
Fe_2O_3	4,31	fm	35	Fe_2O_3	3,68	fm	38
FeO	5,80	c	35	FeO	5,79	c	31
MnO	0,24	alk	10	MnO	0,24	alk	10
MgO	5,45	k	0,15	MgO	6,44	k	0,27
CaO	15,17	mg	0,50	CaO	13,20	mg	0,55
Na_2O	4,00	ti	2,3	Na_2O	3,31	ti	2,5
K_2O	1,05	Q	21,4	K_2O	1,93	Q	23,2
TiO_2	1,45	L	38,6	TiO_2	1,49	L	38,9
P_2O_5	0,00	M	40,0	P_2O_5	0,00	M	37,9
$+H_2O$	0,71	π	0,34	$+H_2O$	1,04	π	0,37
$-H_2O$	0,01	γ	0,41	$-H_2O$	0,03	γ	0,34
Total	100,07			Total	100,16		

Kata-Molekularnormen

Or	6,2	oder	Or	6,2	Or	11,2	oder	Or 11,2
Ab	30,7		Ab	36,0	Ab	27,5		Ab 29,7
An	22,2		An	22,2	An	24,0		An 24,0
Ne	3,2		Wo	21,1	Ne	1,3		Wo 16,6
Cs	16,1		Hy	6,4	Cs	12,5		Hy 6,9
Fa	4,8		En	14,7	Fa	5,2		En 17,9
Fo	11,3		Mt	4,5	Fo	13,4		Mt 3,9
Mt	4,5		Ru	1,0	Mt	3,9		Ru 1,0
Ru	1,0			112,1	Ru	1,0		111,2
			−Q	12,1				−Q 11,2
	100,0			100,0		100,0		100,0

Fig. 3. Bänderamphibolite aus der Val Riscera, oberhalb Carmena. Mit A und B sind die Stellen der analysierten Proben bezeichnet.

Wie ersichtlich, ist Probe B nicht ärmer an normativen Feldspatverbindungen; die Summe der leukokraten Komponenten Or + Ab + An + Ne ist im Gegenteil für A um 1,7 grösser als für B. Da die Hornblende der Amphibolite jedoch Al-haltig ist, so muss ein beträchtlicher Teil des normativen Al wie auch der Ne darin enthalten sein, so dass zur Beantwortung der aufgeworfenen Frage nicht einfach die Gehalte an normativen Feldspäten verglichen werden dürfen. Da die genauere Zusammensetzung der Hornblende nicht bekannt ist, können somit keine genaueren Schlüsse gezogen werden. Immerhin dürfte feststehen, dass die Unterschiede nur gering sein können.

Durch Serienanalysen, sowohl vom melanokraten wie auch vom leukokraten Material, liesse sich die chemische Variation innerhalb der beiden Bereiche besser charakterisieren, so dass die Beziehungen zwischen Akyrosom und Kyriosom studiert werden könnten. Es wäre dies jedoch eine Aufgabe, welche über den Rahmen der vorliegenden Untersuchung hinausgreifen würde.

Das Akyrosom besteht aus aplitisch-pegmatitischem Material, mit Plagioklas und Quarz als Hauptgemengteile. Der Plagioklas überwiegt mengenmässig stark (bis zu 75 %), und seine Zusammensetzung (25—35 % An) entspricht derjenigen eines basischen Oligoklases oder eines sauren Andesins. Er ist oft zersetzt unter Bildung von Sericit oder Saussurit.

Neben Plagioklas und Quarz können oft grössere Porphyroblasten oder kleinere Fetzen von Hornblende auftreten. Diese sind stark poikilitisch durch Quarztropfen durchspickt und weisen meistens einen buchtig-lappigen Rand auf, von dem auch kleine Stücke losgebrochen sind. Seltener treten folgende Mineralien auf: Biotit, Titanit, Erz, Epidot, Apatit und Granat. Die Struktur des Akyrosoms ist granoblastisch, während diejenige des Kyriosoms nemato- bis diablastisch ist. Die Textur ist meist kristallisationsschiefrig, stellenweise auch massig.

Ausser den bis jetzt besprochenen Plagioklasamphiboliten können durch Anreicherung der Übergemengteile auch Amphibolitvarianten mit anderer Mineralzusammensetzung auftreten. Sie sind aber nur spärlich vorhanden und sind praktisch nie scharf von dem umgebenden Gestein abzugrenzen. Am häufigsten findet man den *Granatamphibolit*, der fast immer als Schlieren in den Plagioklasamphiboliten auftritt. Er ist oft in der Nähe der aplitisch-pegmatitischen Adern anzutreffen, welche die Amphibolite durchsetzen. Mengenmässig bestehen die Granatamphibolite aus etwa 40—50 % gemeiner grüner Hornblende, 25—35 % Plagioklas (Oligoklas-Andesin), 5—10 % Quarz und 5—10 % Granat nebst übrigen Gemengteilen (Biotit, Titanit, Epidot und Erz). Der Granat schwankt in der Grösse zwischen 0,5 und 5 mm und ist rosarot gefärbt; zeigt manchmal Kelyphiträndер. Die grösseren Körner sind etwas gerundet und poikiloblastisch ausgebildet, während die kleineren Körner meist idiomorphe Formen aufweisen.

Die *Epidot-* und *Zoisitamphibolite* sind nur selten anzutreffen, hingegen spielen die *flaserigen Strahlstein-Plagioklasamphibolite* eine gewisse Rolle bei der Metamorphose ultrabasischer Gesteine. Sie bilden gewöhnlich die Randzonen von Peridotitlinsen und -stöcken und sind auch in der unmittelbaren Nähe des Tonalites zu finden, so z. B. in der Nähe der Alpe Pisciarotundo, auf dem Grat südlich der Geserohütte oberhalb Al Laghetto oder bei Dolo oberhalb Sorico. Diese Gesteine zeigen eine glomerogranulare Struktur, wie sie A. Spicher aus dem Gebiet des oberen Val d'Isone beobachtet hat (1940, 61), wobei die leukokraten Gemengteile granoblastisches bis granoklastisches, die melanokraten jedoch nematoblastisches bis diablastisches Gefüge aufweisen. Die leukokraten Komponenten sind zum grössten Teil Plagioklas mit wenig Quarz, in charakteristischen weissen Flasern zusammengeballt, die im Handstück ein zuckerkörniges Aussehen haben. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,1 bis 1,2 mm. Die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp$ (010) ergab für die Plagioklase eine Zusammensetzung von ca. 40—45 % An. Die feinstengelige Hornblende, die im Mikroskop farb-

los bis leicht grünlich gefärbt erscheint, bildet filzige Flasern oder Knoten, welche durch die Verwitterung an der Oberfläche herauspräpariert sind. Die ganze Oberfläche erhält dadurch einen knotigen Aspekt, ähnlich den verwitterten Augengneisen. Als Übergemengteile treten Titanit, Apatit und Erz auf; gelegentlich führt das Gestein auch stark poikiloblastischen Granat und Anthophyllit. Übergänge zu Typen mit gleichmässig verteilten Komponenten oder zu Strahlsteinschiefern wurden, wenn auch nur selten, beobachtet.

Die ultrabasischen Metamorphite sind in der Zone von Bellinzona-Dascio ebenfalls ziemlich gut vertreten. Sie kommen linsen- oder stockartig vor und sind meistens von Amphibolitmassen umschlossen. Die bekanntesten Vorkommen sind die der Ganna Rossa an der Landesgrenze, von Cadolcia nördlich des Corno di Gesero (wo am Peridotit-Amphibolit-Kontakt Strahlsteinschiefer mit Korund und Disten zu finden sind), südlich Alpe Albionasca, in der Valle Roggiasca, oberhalb Dascio im Meratal und südlich Monte Piaghedo. Es sind meistens innig miteinander vergesellschaftet folgende Typen feststellbar: Olivinfels, Hornblendefels, Augitfels, Diallagfels, Olivin-Diallagfels, Strahlstein schiefer und wenig Serpentin. Es sind dies mit grosser Sicherheit vortonalitische, ultrabasische Eruptivgesteine, die nachträglich umgewandelt wurden, und es kann daher der Schluss gezogen werden, dass zum mindesten die Amphibolite, die mit ihnen im Zusammenhang stehen, ebenfalls Orthonatur haben müssen. Für die Amphibolite, die im Injektionsgneis oder Orthogneis eingelagert sind, ist die Natur des Ausgangsmaterials nicht klar, während für diejenigen, die in Wechsellagerung mit sicheren Paragneisen stehen, eine Paranatur angenommen werden darf. Über das Alter der Amphibolite und ultrabasischen Metamorphite kann man wie bei den Marmoren nichts Genaues aussagen. Die Kontakte zu den umliegenden Gesteinen sind tektonisch. Man kann lediglich sagen, dass die ultrabasischen Stöcke eruptiver Natur vor- oder synorogenes Alter haben können. Da sie meistens grosse Ähnlichkeiten zu denjenigen ultrabasischen Metamorphiten aufweisen, welche von E. Dal Vesco (1953) beschrieben wurden und welche z. T. sicher posttriadisch sind, kann man auch im vorliegenden Falle dieses Alter als sehr wahrscheinlich annehmen.

4. Die Tonaleserie

Südlich des Tonalitzuges folgt die sog. Tonaleserie, die zum Teil im Kontakt mit dem Augengneisrand des Tonalites steht und deshalb

wichtige Beziehungen zu diesem aufweist. Es handelt sich um einen 100 bis 300 m mächtigen Komplex, der tektonisch wohl einheitlich gebaut ist, dessen einzelne Elemente aber ziemlich heterogen sind. Die meistens steil nördlich fallende Serie besteht zur Hauptsache aus Glimmerschiefern, in denen ganz charakteristische Einlagerungen von aplitischen und pegmatitischen Gneisen, von Marmorschmitzen und von zahlreichen Amphibolitlinsen auftreten. Am mächtigsten entwickelt ist die Tonaleserie oberhalb Alpe Zoccaccia im Lirotal und bei Dubino im unteren Meratal. Im Valle Morobbia und im E ist sie schmäler, während zwischen Dosso Liro und Caino, wo die Triaskalke direkt im Kontakt mit dem Tonalitzug stehen, die ganze Serie verschwunden ist; sehr wahrscheinlich wird sie von den Triasmassen überlagert. Die *Biotit-* bis *Zweiglimmerschiefer* sind, wie bereits erwähnt, die verbreitetsten Gesteine der Tonaleserie. Sie bestehen aus Biotit, Muskowit, Quarz, z. T. mit Granat, Staurolith und seltener mit Sillimanit. Meistens überwiegt der Biotit in der Zusammensetzung, so dass sie dunkelgefärbt erscheinen. Wo Muskowit oder Sericit überhandnehmen, werden die Gesteinsfarben heller. Übergänge zu Quarzphylliten und zu Biotitgneisen, manchmal mit feinen Feldspataugen, sind zu beobachten.

In dieser Hauptmasse eingelagert, befinden sich zahlreiche helle, *aplitisch-quarzitische Gneise*, hie und da glimmerreich, manchmal in Glimmer*quarzit* übergehend. Reine Quarzlagen sind oft anzutreffen und können Mächtigkeiten bis zu 40—50 cm annehmen. Ebenso zahlreich sind die Amphiboliteinlagerungen, die von cm-Dicke bis zu 3—5 m Mächtigkeit aufweisen. Es sind hauptsächlich *Plagioklasamphibolite*, ähnlich denjenigen der Zone von Bellinzona-Dascio, von granoblastischer bis nematoblastischer Struktur, mit Oligoklas bis Andesin, der im Schliff gelegentlich etwas unfrisch aussieht. Auch *Bändermaphibolite* sowie *Granatamphibolite* wurden getroffen, hingegen aber nirgends flaserige Strahlsteinamphibolite. Olivinfels und Serpentin, die im E für die Tonaleserie charakteristisch zu sein scheinen (CORNELIUS, 1930, 251), wurden hier nicht gefunden. Ebenfalls seltener als im E findet man hier *Marmorschmitzen* eingelagert. Es handelt sich entweder um reinen, grobkörnigen, oft zuckerkornartigen, weissen Marmor, oder um graue bis schwarze, feinkörnige Kalke mit viel Kieselmaterial und mit pegmatitischen Schlieren. Über das Alter dieser Marmore lässt sich aus den gemachten Beobachtungen für die ganze Strecke von Giubiasco bis Sorico nichts Bestimmtes aussagen. Die ganze Tonaleserie ist mehr oder weniger stark tektonisch beansprucht und von Mylonitzonen in allen Richtungen durchzogen. Diese Beanspruchung nimmt gegen S allmählich zu und endet

in einer intensiven Störungszone, die über weite Strecken gut verfolgbar ist. Es ist dies die sogenannte

5. Iorio-Tonale-Linie

eine der markantesten Dislokationszonen der Alpen. Sie wird von verschiedenen Autoren auch als „Insubrische Linie" bezeichnet. Es handelt sich um eine etwa 2 km breite Dislokationszone, innerhalb derer die Gesteine stark kataklastisch bis mylonitisch beansprucht worden sind. Sie beeinflusst die Tonaleschiefer weniger als die nach S anschliessenden Gesteine der insubrischen Zone. Gut aufgeschlossen ist sie bei der Morobbiabrücke von Carmena und im Val die Prada, etwa 500 m talaufwärts vom Weg Carena–S. Iorio.

Die Zone beginnt bei Camorino in der Magadinoebene (allerdings daselbst nicht aufgeschlossen), folgt ein Stück weit dem Südhang des Morobbiatales über die Aufschlüsse östlich der Terrasse von Margnetti, mit einem allgemeinen Streichen von ca. N 80° E, steigt in die Schlucht hinunter und bestimmt auf ca. 1 km Distanz den Flusslauf der Morobbia. Nach der Schlucht streicht sie weiter in E-W-Richtung auf dem Nordhang des Morobbiatales, teilweise durch Moränen verdeckt, bis zum Bach westlich Vellano und zum Riscera-Tal, wo unterhalb der Strasse wiederum das chaotische Bild der Störung sichtbar wird. Weiter östlich zieht die Störungszone bald unter Moränenbedeckung, bald in den Seitentälern der Morobbia aufgeschlossen, in Richtung Carena weiter und überquert kurz vor dem Dorfeingang die Strasse und das Val Prada an der bereits erwähnten Stelle. Hier tritt ein neues Element hinzu, das mit der Iorio-Tonale-Linie eng verbunden ist: die eingekeilte *Triasserie von San Iorio-Sasso Pello.* Es stellt das westliche Ende einer Triaslinie von ca. 5 km Länge dar, die in verschiedenen Seitentälern der Morobbia aufgeschlossen ist, so dass man sie bis zum San-Iorio-Pass verfolgen kann. Es treten wohl auch weiter westlich vom Val die Prada gelegentlich schmächtige Linsen von Marmor und dunklen, kieseligen Kalken auf, aber sie sind nicht mit Sicherheit von den Einlagerungen der Tonaleserie selbst zu unterscheiden. Wie die zwei Detailprofile der Fig. 4 zeigen, ist die Trias hier mit den angrenzenden Gesteinen verkeilt und verschuppt, so dass die gewaltige Mächtigkeitszunahme (ca. 150 m) im Val di Ruscada, nur etwa 800 m weiter östlich, sehr wahrscheinlich durch tektonische Repetition zu erklären ist, wie dies bereits von Cornelius (1930, 212) angetönt wurde. Dieser Autor sowie auch Knoblauch (1939, 72) haben anhand von lithologischen Vergleichen mit der Trias der oberost-

alpinen Decken Graubündens und der Südalpen eine Einteilung in einzelne Altersstufen angegeben, die durch Zusammenstellung mehrerer Profile gewonnen wurde, da keiner der vorhandenen Aufschlüsse eine vollständige Schichtfolge enthält. Es sind dies, von unten nach oben aufgezählt: Norien, Carnien, Ladinien, Anisien und Werfénien. Brauchbare Fossilien wurden nicht gefunden. Nur im grossen Aufschluss von Alpe Giggio im oberen Morobbiatal sind in den dünnplattigen, dichten, graublau verwitterten Kalkgesteinen unbestimmbare Lumachellen zu

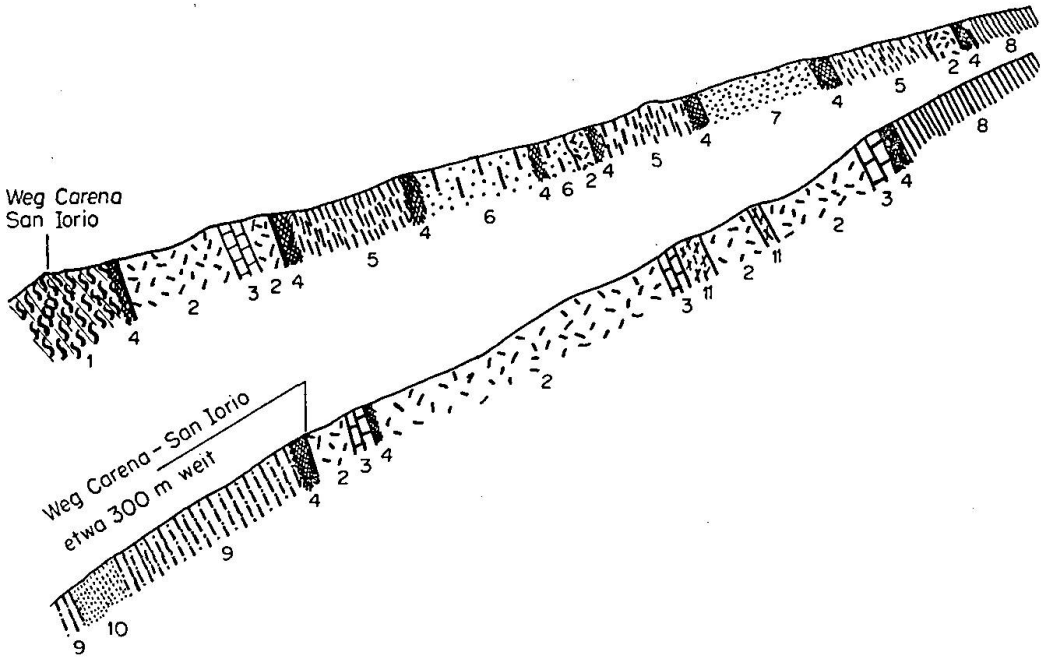


Fig. 4. Die Verkeilung der Rauhwacke mit den Mylonitgesteinen der Iorio-Tonale-Linie im Val di Prada (oben) und im Val di Ruscada (unten). Masstab ca. 1:2000.

1. Feinflaserige, geschieferte, helle Orthogneise mit Biotitgneisen und aplitischen Muskowitgneisen wechsellagernd
2. Rauhwacke
3. Dolomit
4. Stark zermalmte Ruschelzonen
5. Chlorit-Glimmerschiefer, meist stark zertrümmert und verfältelt
6. Ultrabasische Einlagerung: dunkelgrüner Serpentin mit Chrysotillagen und Olivin-Strahlsteinfels-Schlieren
7. Massiger, kleinkörniger, hellgrünlicher Strahlsteinfels
8. Grossblätterige Glimmerschiefer mit aplitischen Lagen, zur Tonale-Serie gehörend
9. Graue Glimmerschiefer
10. Grünlicher, aplitischer Muskowitgneis
11. Dunkelgrüne, stark mylonitisierte kristalline Schiefer (wahrscheinlich zur Tonale-Serie gehörend)

finden. Lithologisch bestehen die Triasschichten hauptsächlich aus Dolomit, der bald hellgraue, bald gelblich- bis rötlichgraue Farbe hat, in der karnischen Stufe jedoch fast schwarz ist. Die Rauhwacke ist etwas weniger stark entwickelt, aber sie stellt durch ihre löchrige Erscheinung das auffallendste Gestein der ganzen Serie dar. Besonders schön und leicht erreichbar sind die Aufschlüsse der oben erwähnten Täler Prada und Ruscada. Dunkle Kalke mit Schlieren und Linsen von gelb-rötlichem Dolomit oder mit Calcitadern sind charakteristisch für die ladinische Stufe, während die marmorisierten Kalke als Schmitzen und Schlieren in den dunkelgrünen Muskowitchloritschiefern und in den Serizitquarziten der Werfénien-Schichten eingelagert sind. Verrucano-Konglomerate wurden durch Cornelius (1930, 218) und Repossi (1916, 18) aus der Gegend westlich Belmonte im Liro-Tal und aus der Umgebung von Dosso del Liro bekannt. Sie sind eine westliche Fortsetzung des Vorkommens von Dubino. Faziell hat die Iorio-Trias nach Cornelius (1930, 273) enge Beziehungen zu derjenigen des Grignagebietes in den Südalpen, westlich des Comersees.

Verfolgt man die Iorio-Tonale-Linie weiter nach E, so findet man sie in den sich folgenden Bachrinnen und Tälern bis in der Gegend von Croveggia di Fossada aufgeschlossen. Von da an verschwindet sie unter der Moränen- und Schuttbedeckung, um erst östlich von Alpe Giggio zum Vorschein zu kommen. Dort ist auch das mächtigste Triasvorkommen diesseits der Landesgrenze aufgeschlossen, dessen nördlichste, hellgelbliche Dolomite stark brekziös zertrümmert sind und Lagen von mylonitischen Glimmerschiefern einschliessen. Die anschliessenden Tonaleschiefer sind am Kontakt mit dem Trias gänzlich zermalmt und enthalten ebenfalls eingeknetete Dolomitbrocken, so dass die ganze Zone hier einer etwa 20 m mächtigen Reibungsbrekzie entspricht. Aus der Moränenüberdeckung des obersten Talstückes tritt am Iorio-Pass nur eine schmächtige Dolomitlinse heraus, der winzige Rest der mächtigen Trias, die sehr rasch auskeilt und kurz nach der Landesgrenze gänzlich verschwindet. Eine gute Reihe von Aufschlüssen gestattet indessen die Verfolgung der Störungszone, und bald setzt oberhalb Alpe Zoccaccia die Trias wieder ein. Sie ist hier im Süden von Verrucano begleitet und wiederum mit den Tonaleschiefern verkeilt. Die Aufschlüsse westlich Belmonte, die Verrucano führen, wurden bereits erwähnt. Die Moränen- und Schuttbedeckungen lassen dann die Störung wieder verschwinden (mit Ausnahme der Aufschlüsse im Val del Dosso und Val d'Inferno), bis sie wieder kurz unterhalb Livo zum Vorschein kommt. In diesem Abschnitt erfasst sie nicht nur die mächtigen Triasdolomite des Sasso

Pelo, sondern auch den Südrand des Tonalitzuges, der hier in die unmittelbare Nachbarschaft der Trias zu stehen kommt. Auf die Erscheinung an diesem Kontakt und ihre Bedeutung wird später, bei der geologischen Beschreibung des Tonalitzuges, eingetreten. Die Triasmächtigkeit ist hier gewaltig (die Felswände des Sasso Pelo sind weithin über den Comersee sichtbar), aber lithologisch ziemlich eintönig. Lediglich an ihrem Südrand findet man auf dem Weg von Domaso nach Livo Aufschlüsse von feinblätterigen, gelbbraunen bis hellvioletten Schiefern, die von CORNELIUS (1930, 219) dem Verrucano zugeschrieben werden. Sonst ist überall nur ein Dolomitgestein zu finden, hauptsächlich hellgrau gefärbt, gelegentlich dunkler und bituminös, im allgemeinen stark zertrümmert. Das Ausmass dieses Vorkommens ergibt sich aus der Angabe seiner Dimensionen: Im Grundriss ist es an der breitesten Stelle über Naro über 1 Kilometer breit, während das Profil vom Gipfel des Sasso Pelo (910 m ü. M.) bis zu den Aufschlüssen an der Strasse entlang dem Comersee (208 m ü. M.) einen Höhenunterschied von ca. 700 m aufweist. Ob diese grosse Mächtigkeit ähnlich wie die der Rauhwacke im Val die Ruscada durch tektonische Häufung entstanden ist, konnte nicht abgeklärt werden, da in den relativ spärlichen Aufschlüssen (dichte Buschbewachsung und Dolomitschutt) keine Schiefereinlagerungen gefunden wurden.

Gegen E verschwindet die Trias unter den Alluvionen des Comersees, um sehr wahrscheinlich auf der anderen Seite des Meratales im Vorkommen oberhalb Dubino ihre Fortsetzung zu finden. Gegen W ist sie schon im Val d'Inferno gänzlich verschwunden, da dort die Injektionsgneise der Zone von Bellinzona-Dascio direkt an die Glimmerschiefer des Seengebirges angrenzen.

In bezug auf die Iorio-Tonale-Linie sind schon die verschiedensten Ansichten geäussert worden. Aus der eingehenden Besprechung, die CORNELIUS (1930, 281) diesen Auffassungen widmet, soll hier nur eine kurze Aufzählung der verschiedenen Deutungsmöglichkeiten und ihrer hauptsächlichsten Verfechter angegeben werden:

1. Deutung als gewöhnlicher Senkungsbruch (C. DIENER, W. SALOMON).
2. Die Deutung als Narbe zwischen zwei Gebirgsmassen (C. SCHMIDT, ZYNDEL, L. KOBER).
3. Die Auffassung als Überschiebung gegen N (P. TERMIER, E. SUESS, R. STAUB).
4. Als Überschiebungsfläche einer Bewegung gegen S (A. SPITZ).
5. Die Deutung als Trennungsfläche zwischen horizontal gegeneinander bewegten Gebirgsteilen (O. AMPFERER).

Es sind wohl verschiedene Argumente für und gegen diese Deutungsmöglichkeiten vorhanden; auf sie einzugehen gehört nicht in den Rahmen dieser Arbeit. Es sei hier nur auf eine Erscheinung hingewiesen, die CORNELIUS in seiner Arbeit (1930, 267) beschreibt und auf Seite 286 als Argument für die Deutung der Iorio-Tonale-Linie als Überschiebung gegen S benützt, nämlich auf die Verschiebungsflächen im Tonalit, deren Nordflügel stets über den südlichen hinaufgeschoben ist. Es sind dies wohl lokale Erscheinungen, welche aber durchaus nicht die Regel für das ganze Gebiet darstellen. Es wurden auch entgegengesetzte Bewegungsrichtungen festgestellt, und im Gebiet von Biscia und Marmontana, wo die Tonalitaufschlüsse gut sind, wurden von Ort zu Ort immer andere Richtungen beobachtet, auch solche mit einer Überschiebung von E nach W oder umgekehrt. Diese Erscheinungen sind wohl auf lokale Anpassungen des Gesteinskörpers an die verschiedenen Differentialbewegungen innerhalb desselben zurückzuführen.

6. Die insubrische Zone

Sie ist das Gebiet, das südlich an die Iorio-Tonale-Linie anschliesst. Die Gesteinsmannigfaltigkeit ist auch hier gross, genau wie in der Zone von Bellinzona-Dascio. Man findet von den Paragneisen bis zu den Misch- und Orthogneisen alle möglichen Übergänge. Charakteristisch für diese Zone aber ist das fast vollständige Zurücktreten von Injektionserscheinungen und von Marmoreinlagerungen. Ebenfalls charakteristisch, wenigstens für das Gebiet diesseits der Landesgrenze, scheint das Auftreten von Strukturen zu sein, die quer zur E-W-Richtung der Iorio-Tonale-Linie streichen oder ganz allgemein einen sehr raschen Richtungswechsel von Meter zu Meter aufweisen (Schlingentektonik), im Gegensatz zur Struktur der Zone von Bellinzona-Dascio mit ihrem durchwegs parallelen E-W-Verlauf. Amphiboliteinlagerungen findet man gegen den Nordrand der Zone: sie nehmen gegen S ab, ebenso die ultrabasischen Metamorphite.

Die einzelnen Gesteinstypen wurden von M. REINHARD (1939), R. BÄCHLIN (1937) und A. SPICHER (1940) beschrieben, so dass hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Auf eine durchgehende kartographische Ausscheidung dieser Gesteinstypen wurde aus den gleichen Gründen wie die bei der Beschreibung der Zone Bellinzona-Dascio angeführten (Seite 277) verzichtet. Nur die Amphibolite und ultrabasischen Metamorphite wurden auf der Karte besonders angegeben; alle anderen Gesteine wurden zusammengefasst.

II. Teil

Der Tonalit

Kapitel I

GEOLOGIE DES TONALITZUGES

1. Geologisches Auftreten

Der Tonalit von Melirolo verläuft auf seiner ganzen Erstreckung zwischen der Zone von Bellinzona im Norden und der Tonale-Serie im Süden. Diese beiden Zonen sind seine ständigen Begleiter auf der ganzen Strecke von Giubiasco bis zum Comersee, mit der einzigen, bereits Seite 290 erwähnten Ausnahme in der Gegend von Livo, wo er im S an die Triasdolomiten angrenzt. Sein Streichen ist ziemlich konform dem allgemeinen E-W-Verlauf der angrenzenden Zonen. Auch die mehr oder weniger ausgeprägte parallele Textur des Gesteins weist die gleiche Richtung auf, so dass man von einem Tonalit*zug* sprechen darf. Zum Tonalitzug im weiteren Sinne werden in der Folge nicht nur die gneisigen Tonalitvarietäten, sondern auch der ihn im S begleitende Augengneis gerechnet. Dieser wird als Randfazies des Tonalites aufgefasst, wofür die Gründe anlässlich der petrographischen Beschreibung gegeben werden sollen. Der Tonalitkörper besitzt nirgends auf der studierten Strecke Stock-Charakter, auch dort nicht, wo er am mächtigsten entwickelt ist. Diese grösste Mächtigkeit erreicht der sonst ziemlich schmale Tonalitzug in der Gegend von Cima di Cugn–Marmontana–Toresella, an der Landesgrenze, wo zwischen der N- und der S-Grenze eine Distanz von ca. 1,5 km festzustellen ist. Auf dem Gipfel der Marmontana (2316 m ü. M.) bildet der Tonalit auch den höchsten Punkt des ganzen Gebietes, während der tiefstgelegene Aufschluss im unteren Meratal auf etwa 200 m ü. M. zu finden ist. Rein morphologisch kommt die tonalitische Beschaffenheit der drei genannten Berggipfel in der Abrundung ihrer Formen zum Ausdruck, welche sich von den zackigen und unruhigen Spitzen des benachbarten Corno di Gesero stark unterscheiden.

Einen guten Eindruck über die Struktur des Tonalitzuges in diesem Gebiet erhält man auf dem Weg von Alpe d'Albionasca nach Cima di Cugn. Etwa 800 m nördlich von Alpe d'Albionasca trifft man helle Biotitgneise, schwach ophtalmitische Orthogneise und dunkle Biotit-Chlorit-Gneise in Wechsellagerung mit Bänderamphiboliten, also Gesteine der

Zone von Bellinzona-Dascio, die hier in Richtung NE-SW streichen und mit etwa 65° nach NW fallen. Die Kontaktzone zum anschliessenden Tonalit ist hier nicht aufgeschlossen, jedoch sind die beiden Gesteinsarten in der unmittelbaren Nähe des vermutlichen Kontaktes kataklastisch bis mylonitisch beansprucht, so dass man mit einem mechanischen, verruschelten Kontakt rechnen darf. Wenige Meter weiter südlich ist der Tonalit schon ganz gesund, obwohl noch stark zerklüftet. Er weist eine leichte parallele Textur auf, wird aber in der Gegend der Höhenlinie 1890 fast massig. Weiter nach S wird er wieder etwas schieferig. Die Korngrösse nimmt immer mehr ab, je näher man dem S-Kontakt kommt. Wenig unterhalb der Cima di Cugn wird der Tonalit leicht flaserig, und bald erscheinen kleine Feldspataugen, die rasch grösser werden, bis sie einen groben Augengneis ergeben. Dieser weist zahlreiche helle aplitische Adern und Bänder auf, die vollständig konkordant verlaufen und gegen den Südrand stark angereichert sind. Der Kontakt mit den Tonaleschiefern, wenig unterhalb der alten Militärbaracken, westlich vom Grat des Passo di San Iorio, ist sehr scharf und völlig konkordant. Dies ist ein typisches Profil durch den Tonalitzug in dieser Gegend.

Verfolgt man ihn nun weiter nach E und nach W, so stellt man fest, dass beidseitig die Mächtigkeit allmählich abnimmt, gegen das italienische Gebiet rascher als gegen den Tessin. Der Verlauf ist aus der Kartenbeilage ersichtlich. Eine Komplikation macht sich im obersten Teil der Val di Ruscada und der Val di Prada erstmals bemerkbar. Im Val di Ruscada, westlich des Baches in ca. 1550 m Höhe stösst man mitten im Tonalitzug auf eine Linse von dunklen, braunen, stark geschieferten Gneisen, welche den auf Seite 279 beschriebenen Sillimanitparagneisen entsprechen. Die starke Buschverwachsung dieser Gegend gestattet leider keine nähere Beobachtung der Kontaktverhältnisse. Die Mächtigkeit dieser Linse dürfte etwa 40 m sein, auf einer Länge von 300 m. Der Bach im E zeigt ein kontinuierliches Tonalitprofil, durch Hornblendeeinsprenglinge etwas porphyrartig aussehend, ohne Spur von Gneiseinlagerung, während im W auf dem Weg von Dosso di Prada nach Alpe Pisciarotundo ebenfalls keine Gneise mehr zu finden sind. Im oberen Val die Prada in ca. 1400 m Höhe trifft man die Paragneislage wieder. Sie hat hier eine Mächtigkeit von ungefähr 60 m und ist im N und im S von der gneisigen, etwas porphyrartigen Tonalitvarietät begrenzt. Der Kontakt mit dem Tonalit ist scharf und konkordant, genau so, wie der Kontakt des Augengneises zu den Tonaleschiefern. Auf dem Weg von Carena nach Alpe Croveggia stellt man eine Mächtigkeitszunahme der Paragneise fest, die hier etwa 120 m beträgt, und im Val die Melera kann man auf einer Strecke von

200 m ein vollständiges Profil der Sillimanitparagneise (oft zu Schiefern werdend) in Wechsellagerung mit Bänderamphiboliten und Biotit-Granatgneisen beobachten. Im N steht diese Serie mit dem gneisigen Tonalit in Kontakt, während man im S in 1050 m Höhe die Randfazies des Tonalites konstatiert, den Augengneis. Der Kontakt ist wieder scharf und konkordant, gleich wie derjenige mit den Tonaleschiefern von Cima di Cugn. Der Tonalitzug ist also hier von seinem randlichen Begleiter, dem Augengneis abgetrennt, und diese Trennung bildet das Charakteristikum des Tonalitwestendes von Val di Melera bis nach Giubiasco.

Vollständige Profile findet man auch noch in der kleinen Bachrinne östlich von Melirolo und in der Val Riscera oberhalb Carmena, wo die Paragneise eine grosse Mächtigkeit aufweisen, während die Augengneise auf etwa 30 m reduziert worden sind. Die Mächtigkeit der Paragneise nimmt auf den Monti di Paudo, oberhalb der Strassenabzweigung nach Paudo, wieder etwas ab, um weiter nach W wieder zuzunehmen, bis sie in die auf Seite 279 besprochene Sillimanit-Paragneis-Serie der Zone von Bellinzona übergeht. Der Tonalitast im N dieser Gneise nimmt an Mächtigkeit rasch ab und wird von ihnen auf den Monti di Paudo wieder in zwei Äste gespalten. Dies scheint auch wenig oberhalb des Dorfes Paudo der Fall zu sein. Zwar ist die Stelle stark bewachsen, aber die Tonalitaufschlüsse kurz vor dem südlichen Dorfeingang und kurz vor dem nördlichen Dorfausgang, die wieder durch Paragneise voneinander getrennt sind, stützen diese Auffassung. Die beschriebenen Tonalitäste in dieser Gegend bilden schmächtige Einlagerungen in der Paragneismasse; es ist also genau die umgekehrte Situation vorhanden wie im Val di Ruscada, wo die Gneise als Einlagerungen in der Tonalitmasse erscheinen. Man findet ausserdem noch andere Tonaliteinlagerungen als cm- bis dm-dicke Linsen oder Lagen, die auf der Karte nicht mehr ausgeschieden werden können, z. B. besonders an der Strasse um Paudo. Sie weisen z. T. eine enge Verknüpfung mit Amphibolitlagen auf und sind meist sehr stark geschiefert; oft sind sie aber sehr frisch und kaum schiefrig. Die Verfolgung dieser Apophysen und Einlagerungen stösst wegen der intensiven Vegetationsbedeckung auf Schwierigkeiten. Der nördlichste Ast des Tonalites zieht über den Punkt 947,3 oberhalb Paudo bis kurz oberhalb der Strasse durch, wo er zwischen den Sillimanitparagneisen und den grobflaserigen Orthogneisen der Zone von Bellinzona-Dascio verschwindet. Kontakte sind nirgends aufgeschlossen. Der Zweig, den man am weitesten verfolgen kann, ist derjenige, der kurz vor dem S-Eingang im Dorf die Strasse überquert. Man findet ihn wieder oberhalb der alten Abzweigstrasse nach Paudo in einer Wildbachrunse in ca.

650 m Höhe. Der Aufschluss ist schlecht und z. T. bewachsen, so dass man nichts Bestimmtes über die Mächtigkeit des Vorkommens aussagen kann. Die enge Verknüpfung mit den Amphiboliten scheint auch hier aufzutreten. Zwischen der Abzweigstrasse und der Hauptstrasse nach Carena in 600 m Höhe findet man den letzten Aufschluss von Tonalit, den man aber nur mit Mühe als solchen erkennen kann. Er ist hier fast vollständig zu Amphibolit geworden; nur wenige schlierige Partien führen noch Biotit und lassen die Struktur des Tonalites erkennen. In der Fortsetzung dieses Aufschlusses, unterhalb der Strasse nach Carena, findet man nur noch Paragneise; keine Tonalite kommen zum Vorschein. Es ist wegen der lückenhaften Aufschlussfolge schwer festzustellen, ob alle die erwähnten Funde sich in einem durchziehenden Band vereinigen, oder ob es sich um einzelne Linseneinlagerungen in den Paragneisen handelt, ähnlich den erwähnten schmalen Lagen an der Strasse von Paudo.

Die Verfolgung des im Val Melera abgespalteten Augengneiszuges ist leichter, da dieser besser ausgebildet ist und von der Strasse öfter angeschnitten wird als der oben an den steilen Hängen entlang durchziehende Tonalit. Sehr schöne Aufschlüsse findet man kurz vor der Strassenkehre nach Melirolo, wo 1955 die Strasse verbreitert wurde. Weiter nach W ist er an zahlreichen Stellen in den Bachrinnen oberhalb und unterhalb der Strasse oder am Strassenrand selbst aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit ist in diesem Abschnitt gering (40 bis 50 m), nimmt aber westlich der Strassenkehren von Vellano wieder bis auf ca. 100 m zu. Eine kleine Verwerfung, die im untersten Talstück des Baches, der von Paudo her kommt, in Richtung NNW-SSE verläuft, verschiebt den Zug um einen kleinen Betrag nach N. Dort ist er zum letzten Male in der Nähe der Strasse zu finden, nämlich bei der Häusergruppe an der Kehre vor dem Dorf Pianezzo. Das westliche Ende ist von der Morobbia angeschnitten und auf einer Länge von über 1 km sehr schön aufgeschlossen. Es sind dies die Aufschlüsse, die man vom Tessintal aus am leichtesten erreichen kann, da sie sich nur wenige hundert Meter ausserhalb von Giubiasco befinden, nahe bei der elektrischen Zentrale am Ausgang der Morobbiaschlucht. Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 150 m. Sie überqueren den Hügel, auf dem sich die San-Bartolomeo-Kapelle befindet, verschwindet aber auf der W-Seite des Hügels unter den Anbaufeldern von Margnetti. In der Streichrichtung des Augengneises (N 80° E) findet man an der Strasse von Giubiasco nach Camorino noch einen kleinen Aufschluss, der aber aus Orthogneisen der Zone von Bellinzona-Dascio besteht. Es scheint also, dass auch der Augengneiszug ähnlich wie der Tonalit auskeilt.

Diese Art der Verfingerung und Aufspaltung des ursprünglich einheitlichen Tonalitzuges deutet auf ein Auskeilen desselben hin. Ein Untertauchen oder das Steckenbleiben in der Tiefe scheinen weniger wahrscheinlich. Ein Vergleich mit dem Abschnitt Dosso del Liro–Livo, wo der Tonalit wirklich in der Tiefe stecken geblieben ist, wirkt überzeugend.

Verfolgt man nun den Tonalitzug jenseits der Landesgrenze nach E, so stellt man fest, dass seine Mächtigkeit rasch bis auf etwa 200—300 m im Val di Dosso abnimmt. In der Gegend südlich Vincino kann man feststellen, dass der Zug hauptsächlich aus Augengneis besteht, während der tonalitische Anteil sehr gering ist. Östlich vom Val di Dosso auf der Flanke des Monte Piaghedo nimmt die Mächtigkeit des eigentlichen Tonalites wieder zu, während sein randlicher Begleiter ungefähr gleich bleibt. Unterhalb der Lokalität Piaghedo erfolgt dann eine Knickung im Streichen des Zuges, der hier eine Richtung von ungefähr N 45° E aufweist. Wenig weiter östlich, oberhalb Prennaro, ist das Streichen wieder fast normal (N 75° E), aber die Mächtigkeit des Tonalitzuges nimmt von neuem ab und der Augengneisanteil überwiegt. Die Aufschlüsse im Val d'Inferno, östlich Prennaro, ergeben eine Mächtigkeit von ca. 200 m, von denen gut vier Fünftel Augengneise und Übergangstypen sind, während nur im N etwas Tonalit zum Vorschein kommt. Es folgt dann auf der linken Talseite des Val d'Inferno bei Brazzo eine Moränenhalde. Der Tonalitzug verschwindet darunter in Richtung N 97° E und östlich davon ist er nicht mehr zu finden. Unterhalb der Häusergruppe von Punkt 777 stösst man auf stark injizierte Zweiglimmergneise der Zone von Bellinzona-Dascio. Der Seitenbach des Val d'Inferno, der unterhalb Sinto durchfliesst, zeigt einen zwar mangelhaften Profilaufschluss, aus dem man aber doch eindeutig sehen kann, dass er sich auf der ganzen Länge in den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio befindet. Auf dem Weg von Brazzo nach Argesio stellt man fest, dass zahlreiche Amphibolite Anteil am Bau dieses Gebietes haben und zahlreiche Pegmatite die Schichten durchsetzen. Die Pegmatite werden gegen S immer seltener. Allmählich gehen die Gneise durch eine nach S immer intensiver werdende Zertrümmerung und Zerquetschung in eine Mylonit-Zone über, die schlecht aufgeschlossen ist. Sie dürfte ungefähr 40—50 m mächtig sein; erst weiter gegen Argesio wird das Gestein wieder gesund. Es sind hier Glimmer- und Serizitgneise (hie und da etwas granatführend) vorhanden, die auch Amphibolitlagen aufweisen, von denen die mächtigste, bei der Lokalität Traversa, ca. 40 m misst. In diesen Gneisen ist kein Pegmatitgang zu finden. Es besteht also kein Zweifel, die Zone von Bellinzona-

Dascio stösst hier an der Iorio-Tonale-Linie direkt auf das insubrische Gebirge. Der Tonalitzug und die Tonale-Serie sind verschwunden. Nur die Trias, die man auf dem Weg oberhalb Dosso del Liro und nordöstlich von Argesio findet, trennt streckenweise die beiden Zonen.

Zwischen Val d'Inferno und Livo sind es immer die Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio, die aus der reichlich vorhandenen Moränenbedeckung hervortreten; vom Tonalitzug ist keine Spur zu finden. Dieser kommt jedoch plötzlich in den tiefen Wildbacheinschnitten südöstlich von Livo wieder zum Vorschein und besteht hauptsächlich aus Augengneis, ähnlich wie bei seinem Verschwinden im Val d'Inferno. Sein Streichen ist N 88° E. Sehr gut aufgeschlossen ist der Zug wiederum im Valle di Livo, das einen canionartigen Einschnitt aufweist, und was den Tonalitanteil betrifft, wieder an Bedeutung gewinnt. Bei Montecucco auf der Westflanke des Monte di Vercana nimmt die Mächtigkeit des gesamten Zuges, durch die Zunahme des Tonalitanteils, plötzlich zu und erreicht ca. 600 m, wobei nur ca. 150 m auf die Randfazies entfallen. Die Streichrichtung ändert sich und erscheint mit N 70° W nach N abgelenkt. Östlich von Monte di Vercana gestaltet sich die Verfolgung des Tonalitzuges durch die einsetzende üppige Vegetation und durch die Schuttbedeckung etwas schwieriger. Aufschlüsse findet man bei Aurogna und bei Folciano, wo der Augengneis im Schutt verschwindet. Wenig weiter davon weg, im Valle di Gera, findet man nur Tonalit aufgeschlossen. Die Streichrichtung ist hier wieder normal, N 89° E. Bei Sorico sind die Tonalitaufschlüsse fast in der unmittelbaren Nähe der Strasse, im Bachbett zu sehen, und weiter östlich kann man sie am Strassenrand verfolgen. Im Valle di Sorico ist die N-Grenze des Tonalites etwa 500 m weiter südlicher als im parallelen Bachanriss östlich davon, wo die Tonalitaufschlüsse bis hinauf nach Dolo reichen. Die Streichrichtung aber bleibt in dieser scheinbaren Ausbuchtung gleich, nämlich E-W. Nördlich der Merabrücke reichen die Aufschlüsse bis ans Flussufer, wo man sie mehr oder weniger lückenlos entlang der Strasse nach Dascio verfolgen kann. Etwa 1 km südlich von dieser Lokalität befindet sich die Grenze zur Zone von Bellinzona-Dascio. Der Kontakt selbst ist nicht aufgeschlossen; der Gesteinswechsel erfolgt jedoch ziemlich rasch innerhalb von ca. 10 m. Die nächsten Nachbarn des Tonalites sind gebänderte Granat-Biotitgneise und Amphibolite. Die Gesteine sind an dieser Stelle ziemlich gesund und weisen nur geringfügige Risse und Rutschungen auf.

Die mächtigen Alluvionen des Meratales bedecken auf einer Strecke von über 2 km weiter östlich den Tonalitzug. Erst auf der anderen Seite des Tales, zwischen Spinida und Brugo, kommt er wieder zum Vorschein.

Er hat hier eine Mächtigkeit von etwa 1,5 km und ist von den Tonaleschiefern im S und von den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio im N begleitet. Es ist dies die sichere Fortsetzung des Tonalites von Melirolo. Vergleiche der Beziehungen zu den Begleitgesteinen, der makro- und mikroskopischen petrographischen Beschaffenheit und nicht zuletzt des Chemismus, lassen darüber keinen Zweifel aufkommen.

2. Die Kontaktverhältnisse am N-Rand des Tonalitzuges

Der N-Rand des Tonalitzuges stellt eine Bewegungsfläche dar, die alle Primärkontakte durchwegs verwischt hat. Es wurden keine solchen im untersuchten Gebiet gefunden, dagegen aber sind zahlreiche Kakirit- und Mylonitzonen vorhanden, an denen sich eine mehr oder weniger gut ausgeprägte Diskordanz zwischen den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio und dem Tonalit bemerkbar macht. Man findet sie im obersten Teil des Val Riscera und im Val Melirolo, z. T. aufgeschlossen. Zu den nächsten Seitentälern von Melera und Prada findet man weniger gute Aufschlüsse, aber am Weg auf dem Grat zwischen Alpe Pisciarotundo und Biscia sieht man, trotzdem die Kontaktzone selbst nicht aufgeschlossen ist, dass der Tonalit stark mechanisch beansprucht ist. Am schönsten sind die Mylonitzonen von Biscia aufgeschlossen: eine an der letzten Strassenkehre vor den Militärbaracken und die andere am Gratübergang bei Punkt 2045. Der Tonalit ist hier stärker als die Gneise beeinflusst worden. Interessant ist hier auch der Verlauf des Streichens: während der Tonalit in Richtung N 80° E bei einem Fallen von ca. 75° weiterzieht, streichen die Gneise ungefähr in Richtung WNW-ESE (N 100° E) und fallen im allgemeinen mit etwa 60° ziemlich flach nach N.

Verfolgt man nun diese Gneise immer in der Nähe der Grenze zum Tonalit, so stellt man auf dem Grat zwischen Corno di Gesero und Cima di Cugn eine Richtungsänderung um ca. 20° nach N fest (Streichen ca. N 80° E). Das Fallen wird steiler: um 70—75° nach N. Nach der Überquerung des Weges von Alpe d'Albionasca nach Cima di Cugn, an der Seite 292 beschriebenen Stelle, schwenken die Gneise langsam in eine E-W-Richtung ein, um dann plötzlich wieder mit einem Streichen von N 110° E nach ESE abzubiegen. Sucht man die Gegend westlich des Aufstiegs nach Alpe di Cugn ab, so stösst man auf eine mächtige Mylonitzone zwischen den Gneisen und dem Tonalit, in welcher der Albionasca-Bach sein Bett gefunden hat. Der Tonalit ist ähnlich wie auf Biscia stärker erfasst und in einen grünlichen Grus umgewandelt worden. Gegen W wird die Zertrümmerung allmählich weniger intensiv, kakirit-

artig, um schon nach etwa 30 m vollständig abzuklingen. Die Gneise sind nur randlich stark zertrümmert. Die Mylonitzone verläuft hier in Richtung nach SSE und setzt sich mitten durch die Tonalitmasse hindurch fort (siehe Karte!). Östlich des oben erwähnten Aufstieges nach Alpe di Cugn am Weg von Alpe Rescignaga nach Alpe Scenc ist die Mylonitzone nicht aufgeschlossen, aber die Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio haben ihre Richtung nach N 80° E geändert. Zusammenfassend ergibt die beschriebene Situation zwei Einbuchtungen der Zone von Bellinzona in den Tonalitzug, die eine in der Gegend des Grates unterhalb des Motto Paleta (2200,8), die andere nördlich von Alpe Scenc, bzw. zwei Ausbuchtungen des Tonalitzuges: eine nördlich von Biscia, die andere im Val d'Albionasca.

Noch ausgeprägter sind diese Erscheinungen auf der italienischen Seite des Gebietes, im Valle del Dosso, Valle d'Inferno und Valle di Livo. Nachfolgende Tabelle gibt über Streichen und Fallen der Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio zwischen der Landesgrenze und Gera-Lario Auskunft. Es handelt sich um Mittelwerte aus mehreren Messungen.

Gegend	Streichrichtung von N nach E	Fallwinkel
S. Crestallada	100°	80° N
Cresta, südlich Vincino	108°	70° N
Valle del Dosso	100°	65° N
Caiasco di sotto	85°	70° N
Piaghedo	90°	75° N
Melbra	98°	70° N
Brazzo	110°	65° N
Bollarina	90°	50° N
Livo	88°	55° N
Valle di Livo	80°	65° N
Nordöstlich Argino	88°	70° N
Valle di Gera	90°	70° N

Daraus ist ersichtlich, dass die Gneise nach den Ein- und Ausbuchtungen des Tonalites schwach umbiegen und dass sie in den südlichsten Partien der Einbuchtungen flacher gestellt sind als gewöhnlich. Besonders flach fallen sie in der Gegend zwischen Dosso del Liro und Livo, in dem Teil also, in dem der Tonalitzug verschwindet. Die Grenze zum Tonalit ist auch hier eine Ruschelzone, die in einem Bachtal südlich Vincino, im Valle d'Inferno, südlich Liro und im Valle di Livo aufgeschlossen ist. Zudem kommen die bereits erwähnten Mächtigkeitseinbussen des Tonalites in engeren Partien des gesamten Zuges vor, während der Augengneis

ungefähr gleichen Anteil behält wie auf der ganzen übrigen Strecke. Aus diesen Feststellungen resultiert, dass der Tonalitzug von den Gneisen der Zone von Bellinzona teilweise dachartig überlagert ist. Diese Überlagerung hat sich örtlich verschieden stark ausgewirkt. Sie ist vollständig im Gebiet zwischen Dosso del Liro und Livo, wo die Gneise nicht nur den gesamten Tonalitzug, sondern auch die ganze Tonale-Serie überfahren haben und an der Iorio-Tonale-Linie direkt auf das insubrische Gebirge stossen. Aus dem Spiel der unterschiedlich wirkenden Bewegungs- und Widerstandskräfte resultierten die erwähnten Ein- und Ausbuchtungen, wobei Gneise dort, wo sie am weitesten nach Süden vorgerückt sind, eine schwache Knickung im Streichen und eine Flachstellung im Fallen erfahren haben. Dieser Vorstoss der Gneise bewirkt auch, dass durch die Vergrösserung der horizontalen Kraftkomponente der Bewegung die Beanspruchung beider Gesteinsarten grösser wird. Man findet deswegen die intensivsten Mylonitzonen am Rande dieser Ein- und Ausbuchtungen, wie z. B. im Val Riscera, bei Biscia, im Valle del Dosso, Valle del Liro und besonders schön südlich Alpe Cugn, wo sich die Mylonitzone auch in der Tonalitmasse nach SE fortsetzt. Der Betrag der Bewegung dürfte nicht sehr gross sein, da die Verruschelung, im Vergleich mit der an der Iorio-Tonale-Linie, klein, an verschiedenen Stellen, vor allem gegen Dascio, sogar minim erscheint. Ob es sich um eine sekundäre Rutschfläche der Bewegung an der Iorio-Tonale-Linie handelt und ob man es mit einer Überschiebung von N nach S oder mit einer Unterschiebung der Tonalitmasse von S nach N zu tun hat, wie der allgemein angenommenen Konzeption vom Bau der Alpen entspricht, lässt sich hier nicht entscheiden.

3. Die Kontaktverhältnisse am S-Rand des Tonalitzuges

Die südlichen Kontakte unterscheiden sich gründlich von denen im Norden. Der Tonalit geht, wie bereits erwähnt, allmählich in die Augengneise über, die ihn vom Val di Prada bis hinüber ins Veltlin begleiten. Man muss also die Augengneise zur Tonalitmasse zählen, und man hat folglich die Kontaktverhältnisse zwischen diesen und den angrenzenden Tonaleschiefern zu studieren.

Auf der einzigen Strecke, wo der Tonalit vom Augengneis getrennt ist, auf den Monti di Paudo, ist der Kontakt verhältnismässig schlecht aufgeschlossen. Er ist jedoch im Val Melera und Val di Prado gut zu sehen. Es handelt sich um scharfe, konkordant verlaufende Trennungsflächen, die mit Biotit überzogen sind. Es ist beinahe unmöglich, Proben

des Kontaktes zu sammeln, da die beiden Teile beim Schlag mit dem Hammer entlang der Kontaktfläche spalten. Beide Gesteinsarten zeigen kaum Veränderungen entlang den Kontaktflächen; nur die Biotitanreicherung ist festzustellen. Die Tonalitapophysen und -linsen der Monti di Paudo zeigen im allgemeinen dort, wo sie aufgeschlossen sind, die gleiche Erscheinung. Nur die westlichsten Ausläufer unterhalb Paudo weisen eine merkwürdige Verknüpfung mit den Amphiboliten auf. An der Strasse am N-Ausgang von Paudo ist eine Stelle aufgeschlossen, an welcher man einen allmählichen Übergang vom Tonalit zum Amphibolit innerhalb von wenigen Zentimetern beobachten kann.

Anders sind die Verhältnisse am Kontakt der Augengneise mit den Tonaleschiefern. Wohl verlaufen die Kontaktgrenzen immer konkordant zur Schieferung; sie sind aber nicht immer scharf wie an der Grenze Tonalit-Paragneis, sondern zum Teil aufgelöst in einzelnen dünnen Lagen und Schlieren (Tafel I, Fig. 1) oder als Übergänge vom Para- zum Augengneis entwickelt (Tafel I, Fig. 2, Tafel V, Fig. 9). Die ersten Aufschlüsse der Paragneiseinlagerungen im Augengneis findet man an der Strasse Bellinzona-Carena, im Aufschluss von Pianezzo (siehe Seite 295) und im Strassenanriss kurz vor Val Melirolo (Tafel II, Fig. 3). Es handelt sich um konkordante Biotitgneisbänder mit scharfer Kontaktfläche zum Augengneis. Die schönsten Aufschlüsse sind jedoch in den Seitentälern der Morobbia zu finden, nämlich: im Val Melera, kurz oberhalb der Strasse, im Val di Prada und Val Ruscada, am Weg Carena–Alpe Fossada und im Val Fossada am Weg von Alpe Giggio nach Biscia. Ebenfalls schön, jedoch schwer zu erreichen, sind die Aufschlüsse auf der italienischen Seite im Valle d'Inferno, Valle di Livo und auf Monte Vercana. Auf der Karte wurden die Vorkommen im W mit den Sillimanitparagneisen der Zone von Bellinzona-Dascio in Verbindung gesetzt, da man diese bis zu ihrer Auskeilung unterhalb Alpe Pisciarotundo verfolgen kann und sie auch im Val Melera ihre Fortsetzung zu haben scheinen. Auch die anderen Vorkommen, die weiter östlich auftreten, wurden mit der gleichen Signatur angegeben. Man muss sie aber nicht als eigentliche Sillimanitparagneise ansehen und auch nicht als zur Tonale-Serie gehörend, da sie sich von den Schiefern dieser Serie durch einen ziemlich grossen Feldspatgehalt unterscheiden. Sie können wohl aus diesen oder aus jenen entstanden sein; mit Sicherheit kann man dies nicht sagen. Da sie auch nicht überall vorkommen, wurden die einzelnen Aufschlüsse als Linsen eingezeichnet, deren Enden aber willkürlich gesetzt worden sind, da diese im Terrain nicht aufgeschlossen sind.

Die Aufschlüsse der Seitentäler der Morobbia ergeben im allgemeinen

folgendes Profil: Die Tonale-Serie ist am Kontakt mit dem Augengneis immer entweder durch Amphibolit oder durch braunen, plattigen Biotitgneis mit kleinen Feldspataugen (manchmal granatführend bis granatreich) vertreten. Der Kontakt zwischen den beiden Gesteinsarten ist im allgemeinen scharf, jedoch nicht so biotitreich wie die Kontaktfläche zum Tonalit. Die Kontaktfläche ist zudem hier von quergestellten Feldspataugen unterbrochen. Die Feldspataugen verschwinden allmählich gegen S und die Biotitgneise gehen langsam innerhalb 10 bis 15 m in die Glimmerschiefer der Tonale-Serie über oder werden scharf von hellen Muskowitschiefern oder Amphiboliten derselben abgeschnitten. Es scheint, dass hier eine Feldspatisierung der Tonaleschiefer stattgefunden hat. Der Augengneis ist von vielen aplitischen, konkordanten Lagen von wenigen cm Mächtigkeit gebändert. Hie und da findet man Lagen von feinkörnigen Biotitgneisen eingelagert, die oft sehr reich an Granat oder Epidot sind. Es folgt dann plötzlich wieder eine Zone mit Wechsellagerung von Biotit-, Muskowit- oder Zweiglimmergneisen mit Amphibolit- oder Aplitgneislagen, die etwa 15 bis 30 m mächtig sein kann und in der man auch Augengneis-Zwischenlagen findet. Die Kontaktflächen sind gleich wie die oben beschriebenen. Weiter nördlich setzt wieder Augengneis ein, und auch hier trifft man die Einlagerungen von Paragneis. Diese Folge wiederholt sich wohl infolge von Verschuppung noch einmal nach N im Val di Melera und im Val Fossada, während sie in den anderen Tälern nur einmal zu finden ist. Die Augengneislagen im Paragneis führen oft stecknadelkopfgrosse Granatkörner. Die mächtigen Paragneiseinlagerungen sind oft gefältelt und von Knollen und Linsen von Epidot und Strahlstein durchspickt. Die dünneren Lagen von Biotitgneis im Augengneis zeigen zahlreiche Feldspataugen, die zum Teil an der Grenze zwischen den beiden Gesteinen quer gewachsen sind. Meistens keilen diese Bänder langsam aus, aber wie die Fig. 4 der Tafel II zeigt, findet man auch schollenartige Einlagen, die im Augengneis schwimmen.

Eine andere Erscheinung am S-Rand des Augengneises ist die helldunkle Bänderung desselben durch gerade verlaufende, leukokrate Lagen. Es ist dies der aplitische Rand des Tonalitzuges, der stellenweise bis zu 15—20 m mächtig werden, aber auch ganz fehlen kann. Man sieht ihn gut am Schluchtausgang der Morobbia bei Giubiasco, an der Strasse nach Carena, ca. 50 m östlich der Abzweigung nach Paudo, und vor allem bei den alten Militärbaracken der Cima di Cugn. Sie gleichen stellenweise stark den Bänderamphiboliten, nur ist hier der Verlauf der hellen Bänder immer konkordant und deren Mächtigkeit oft viel grösser (zwischen 1 cm und 1,5 m). Die mächtigen Lagen sind feinkörnige, granatführende

Muskowitaplite, deren Kontakte zum Augengneis scharf und biotitreich sind. An diesen Kontakten sieht man Feldspataugen aus dem Augengneis in die Aplitlage hineinragen. Diese mächtigen Aplite werden durch Augengneiskeile allmählich in feinere Lagen aufgespalten, aus denen immer mehr grobe Feldspäte sprossen. Schliesslich lösen sich die leukokraten Lagen in immer feiner werdende Schnüre auf, bis sie vollständig zwischen den Augen des Augengneises verschwinden (Tafel III, Fig. 5, Tafel I, Fig. 2). Die feinen, leukokraten Lagen weisen ganze Reihen von groben Feldspäten auf, so dass sie fast pegmatitischen Charakter erhalten. Die mächtigsten aplitischen Ränder des Augengneises sind dort zu beobachten, wo keine oder nur minime Paragneiseinlagerungen zu finden sind. Es scheint, dass die Gneiseinlagerungen seitlich durch die Aplite abgelöst werden, doch kann man das im Terrain nicht genauer verfolgen.

Auch Trümmerzonen sind am S-Kontakt der Augengneise zu finden; diese bilden aber eher eine Ausnahme und sind immer sehr schwach entwickelt. Eigentliche Mylonite wurden nirgends beobachtet, aber Kakirite und Kataklasite sind bei der Zentrale in der Morobbiaschlucht, an der Grenze zwischen Augengneis und Sillimanitgneis-Serie, im Val Melirolo, bei Piazzolo südlich Vincino und südlich Piaghedo zu finden. Eindeutig mylonitisiert ist aber der Augengneis in der Gegend östlich von Livo, und zwar aus dem Grunde, weil er hier von der Bewegung an der Iorio-Tonale-Linie erfasst worden ist und direkt an die mächtigen Dolomitmassen der Trias anstösst. Sowohl Dolomite wie auch Augengneise sind hier stark zerquetscht und am unmittelbaren Kontakt zu einem grüngrauen Grus zermalmt. Weiter nördlich, ca. 100 m vom Mylonit entfernt, ist der Übergangstypus Augengneis-Tonalit wieder gesund, wenn auch von zahlreichen Rissen durchkreuzt, zu finden. Dazwischen ist das Gestein intensiv kakiritisiert und von einzelnen Mylonitadern begleitet. Im Valle di Livo sind die Paragneiseinlagerungen zusammen mit dem umgebenden Augengneis auch stark zerrüttet.

Kontaktmetamorphe Erscheinungen an der Trias sind keine zu finden und man braucht auch gar keine zu suchen, denn das Fehlen des normalen südlichen Begleiters der Tonalite, der Tonale-Schiefer, deutet klar auf einen sekundären, rein mechanischen Kontakt. Die Bedeutung dieser Stelle liegt einzig im Altersverhältnis von Tonalit und Dislokation, indem man sagen kann, dass diese jünger ist als jener (siehe auch Cornelius, 1930, 287/88).

4. Die Gänge

Die jungen Gänge gehören im untersuchten Gebiet zu den charakteristischsten Erscheinungen. In grossen Mengen sind sie im Tonalit selbst zu finden, etwas weniger zahlreich im Augengneis und in den Gneisen der Zone von Bellinzona. Es sind dies zum grössten Teil Pegmatitgänge, aber auch Aplit- und Granitgänge sind keine Seltenheit. Lamprophyre hingegen wurden nirgends beobachtet. Die Pegmatite sind sowohl als Lagergänge in der steilstehenden Schieferung des Gesteins, wie auch als schief- bis querlaufende Adern anzutreffen. Oft sind mächtigere konkordante Gänge von feinen diskordanten Adern durchschnitten, doch sind ausser in der Korngrösse keine Unterschiede zwischen den beiden festzustellen, so dass man sie als gleichaltrig betrachten kann (siehe auch Tafel III, Fig. 6, und Tafel IV, Fig. 7). Besonders schön sind die Pegmatite in der Gegend unterhalb Biscia und auf dem Grat von Alpe Pisciarotundo nach Biscia sowie im Valle Gera und bei Sorico aufgeschlossen. In der Gegend von Biscia sind sie im Kern feinkörnig-granitisch, während die Ränder grobpegmatitisch erscheinen. Die Pegmatite der Zone von Bellinzona-Dascio stimmen mit den Gängen im Tonalit überein. Ihre kontaktmetamorphen Einwirkungen auf das Nebengestein sind besonders an den Marmoren, Amphiboliten und ultrabasischen Metamorphiten sehr ausgeprägt. Es sei hierfür auf die Arbeiten von Mittelholzer (1936) und Wang (1939) hingewiesen, wo alle diese Erscheinungen eingehend behandelt wurden. Die Mächtigkeiten der Pegmatitgänge erreichen Werte von über 2 m, und die vom Val Melirolo in ca. 1200 m Höhe scheinen noch mächtiger zu sein, doch sind sie nicht gut aufgeschlossen.

Die Aplitgänge sind durchwegs als schmächtige, meist nur wenige cm dicke Adern anzutreffen, jedoch erreichen sie in der Gegend von Alpe Albione, am Rande einer ultrabasischen Linse, Mächtigkeiten von 20 m. Die Granitgänge sind überall dort, wo sie mit den Pegmatiten zusammentreffen, von diesen abgeschnitten, so dass sie sicher älter sind. Sie bestehen aus einem feinkörnigen Zweiglimmergranit, der von demjenigen von Novate-Mezzola nicht zu unterscheiden ist.

Alle diese Gänge sind von den Bewegungen im N und im S des Tonalitzuges miterfasst worden und sind z. T. geschiefert, z. T. mylonitisiert. Es wurden keine Pegmatite beobachtet, die eine Mylonitzone durchsetzen. Sie setzen am Kontakt mit den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio, genau so wie an den Triasdolomiten von Livo, diskordant ab. Die Bewegungen an diesen Flächen sind also auch jünger als die Pegmatitintrusionen.

Eigenartig sind die Verhältnisse am Kontakt zwischen Augengneis und Tonale-Serie. Die Pegmatitgänge werden gegen S weniger häufig und verschwinden vollständig in den Tonaleschiefern. Es ist leider nirgends gelungen, einen Pegmatitgang bis an die Grenze zur Tonaleserie zu verfolgen, um zu sehen, ob er dort abgeschnitten wird, oder ob er die Grenze durchsetzt. Die seltener werdenden Gänge reichen offenbar nicht bis zu dieser Grenze; sie durchsetzen jedoch die dünnen Paragneis- und Amphibolitlagen im Augengneis eindeutig (Tafel II, Fig. 4, Tafel IV, Fig. 8, Tafel V, Fig. 9).

Ebenso eindeutig werden die konkordanten, leukokraten Bänder der aplitischen Augengneis-Randfazies von den pegmatitischen Gängen durchsetzt (Tafel V, Fig. 10), so dass man daraus den Schluss ziehen kann, dass die letzteren jünger sind. Das Alter der Pegmatite lässt sich aus ihren Beziehungen zu den triasischen Marmoren der Zone von Bellinzona-Dascio einerseits und zu den Bewegungen an der Iorio-Tonale-Linie andererseits nur relativ ermitteln. Sie sind sicher jünger als die Trias und als der Tonalit, aber älter als die Iorio-Tonale-Bewegung.

5. Klüftungen des Tonalitzuges

Obwohl verschiedene Autoren (Staub, 1916, Repossi, 1915) die Frische des Tonalites und das Fehlen von mechanischen Störungen unterstrichen haben, fiel in den vorliegenden Untersuchungen eine ziemlich intensive Klüftung dieses Gesteins besonders auf. Eigentliche Brüche und Verwerfungen sind, mit Ausnahme der auf Seite 295 und 298 besprochenen, nicht zu finden. Klüfte hingegen sind besonders im Augengneis und gegen den N-Rand des Zuges sehr zahlreich. Um Hauptrichtungen herauszufinden wurden über 200 Kluftflächen gemessen und statistisch betrachtet. Jede von diesen 200 Messungen stellt regionale Mittelwerte dar, d. h. aus einem Umkreis von 100—200 m^2 wurden nur die Mittel aller Richtungen gebraucht. Diese Mittelwerte wurden auf einem Wulffschen Netz projiziert, um dann durch Auszählen mit Hilfe eines Rasters, nach der von F. C. Phillips (1955, S. 55) beschriebenen Methode, die Flächen gleicher Polhäufigkeiten zu bestimmen. Wie aus dem Diagramm, Fig. 5, ersichtlich ist, ergeben sich drei Maxima, deren Schwerpunkte die Hauptrichtungen der Normalen zu den Klüftungen bilden und die im Blockdiagramm, Fig. 6, zusammen mit einem mittleren Wert der Gesteinsschieferung, dargestellt sind. Diese Diagramme zeigen, dass folgende Kluftsysteme unterschieden werden können, wenn man von einer gewissen vorhandenen Streuung absieht:

a) Ein Hauptsystem streicht im allgemeinen von WNW nach ESE und folgt somit ungefähr dem Bruchsystem der Valle d'Arbedo (siehe P. Knoblauch, 1939, 58); es sind weitaus die häufigsten Klüfte.

b) ein weniger ausgeprägtes System streicht fast genau in N-S-Richtung, senkrecht zu den Gesteinsschichten mit 70° nach E fallend, und entspricht ziemlich genau dem N-S verlaufenden Bruchsystem vom Val Taglio (Knoblauch, 1939, 58); hier wie dort ist dieses System jünger als das WNW-ESE-verlaufende, da es von diesem abgeschnitten wird.

c) Am wenigsten ausgeprägt und mit grossen Streuungen behaftet ist das System, das in Richtung E-W verläuft und flach nach S fällt; es dürfte sich entweder um resultante Klüftungen aus dem Zusammenspiel der beiden anderen Systeme oder um selbständige Klüfte

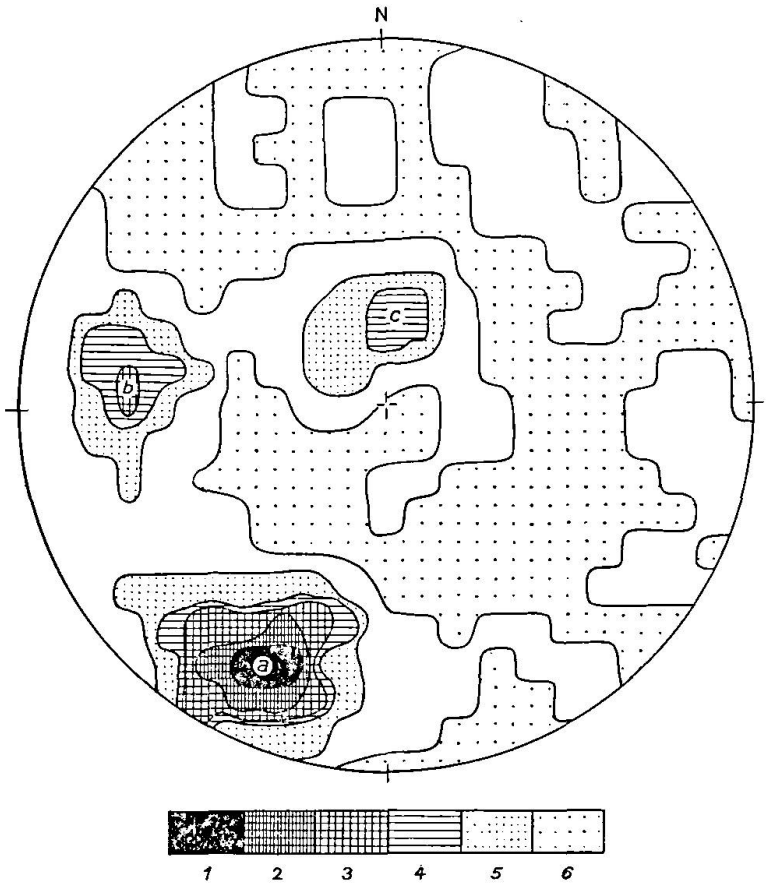


Fig. 5. Felder gleicher Polhäufigkeiten der Tonalitklüftung.

Die Verteilung der Kluftflächenpole in % ist folgende: 1. 11—10, 2. 9,9—8, 3. 7,9—5,5, 4. 5,4—4, 5. 3,9—1,6, 6. 1,5—0,5. Die Hauptklüftungsrichtungen sind: a) N 67° W, 76° N; b) N 4° E, 70° E; c) N 84° W, 24° S.

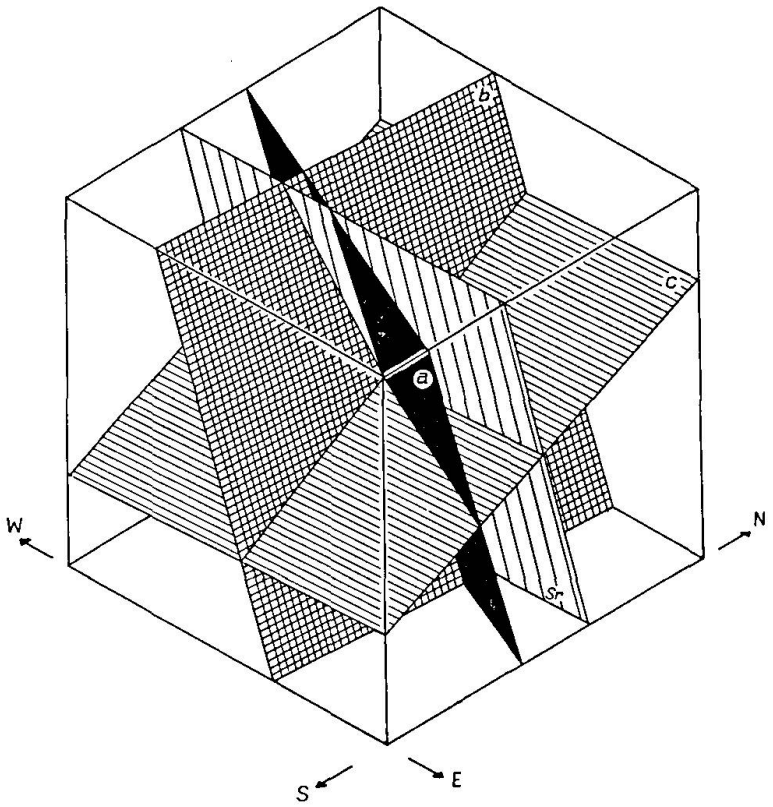


Fig. 6. Blockdiagramm der Hauptklüftungsrichtungen in bezug auf die allgemeine Schieferungsfläche (Sr) des Tonalites (N 88° E, 77° N). Die Kluftsysteme sind gleich wie in Fig. 5 bezeichnet.

einer in Richtung N-S wirkenden, schwachen Schubkraft handeln; ihr Alter konnte nicht festgestellt werden, da keine Überschneidungen gefunden wurden.

Alle diese Klüfte wurden meistens mit Epidot ausgeheilt, so dass sie schon von weitem an ihren hellgrünlichen Farben erkennbar sind. Die älteren Klüfte sind am besten ausgeheilt, die noch offenen scheinen am jüngsten zu sein und gehören hauptsächlich zum flachen System c.

In diesen offenen Klüften wurden neben sehr feinen Epidotkriställchen folgende *Zeolithe* gefunden: *Prehnit* in tafeligen Kristallen von 1—2 mm Grösse, häufig in strahligblättrigen Aggregaten von hellbräunlicher bis hellgrünlicher Farbe; *Desmin* in prismatisch-nadeligem Habitus, von 5 mm Länge, bildet oft garbenartige und radialstrahlige Aggregate, farblos oder weiss gefärbt; *Laumontit* in kreideweissen, pulverigen Aggregaten.

Kapitel II

PETROGRAPHIE DES TONALITZUGES

Obwohl im grossen ganzen der Tonalitzug ziemlich einheitlich erscheint, können auf Grund von Schwankungen im Mineralbestand, Struktur, Textur und Chemismus eine Reihe von Varietäten unterschieden werden. Als solche kommen in Betracht: Massiger Tonalit, Tonalitgneis, Epidot-Tonalit, Epidot-Tonalitgneis, dunkle Schollen, leukokrate Bänder und Augengneis. Die kartographische Ausscheidung geschah nur zwischen dem Augengneis und Tonalit im allgemeinen, da die Hauptmasse des letzteren aus Epidot-Tonalitgneis besteht, während die anderen Varietäten nur ganz lokal auftreten und allmählich ineinander übergehen.

1. Der massige Tonalit und der Tonalitgneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Diese zwei Varietäten treten verhältnismässig selten auf und gehen immer durch Epidotanreicherung und stärker ausgeprägte Paralleltextur allmählich in Epidot-Tonalitgneis über. Richtig massiger Tonalit kommt im Val Riscera, Val Melirolo, Val Ruscada, nördlich Alpe Fossada, am Weg zwischen Geserohütte und Biscia, auf Alpe Cugn, südwestlich Vincino, im Val Sorico und an der Strasse nach Dascio vor. An allen diesen Stellen geht der massige Tonalit durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Parallelorientierung der dunklen Gemengteile in eine geschieferte Varietät über, die man als Tonalitgneis bezeichnen kann. Dort wo die Verschieferung des Gesteins weit fortgeschritten ist, trifft man nur Tonalitgneis, so zum Beispiel auf Monti di Paudo, südlich Alpe Croveggia, südlich Alpe Pisciarotundo oder auf dem Grat zwischen Alpe Pisciarotundo und Biscia. Die Tonalit- und Tonalitgneisfelsen sind von weitem an ihren dunkelgrauen, leicht grünlichen Farben zu erkennen. Im Handstück haben sie ein schwarz-weiss gesprenkeltes Aussehen mit unregelmässigem Bruch. Das Gestein ist im allgemeinen sehr zäh. Der Tonalitgneis zeigt eine nur mässig ausgeprägte E-W-Klüftung mit etwas Biotitüberzug auf den Kluftflächen. Makroskopisch erkennt man Feldspat, Quarz, Hornblende und Biotit, seltener auch Titanit und Epidot. Die Korngrösse ist sehr konstant beim massigen Tonalit und beträgt zwischen 2—5 mm. Beim Tonalitgneis ist sie variabel; die stärker geschieferten Varietäten sind meistens feinkörnig (0,5—2 mm), die weniger gneisigen Typen etwas gröber (1—3 mm). Bei den stark verschieferten Tonaliten macht sich eine schwache, porphyrartige Struktur bemerkbar, die durch

das Auftreten grösserer Hornblendeindividuen hervorgerufen wird. Die Erscheinung ist jedoch nicht so ausgeprägt wie bei dem Epidot-Tonalitgneis (Abschnitt 3).

Die Klüftung ist im massigen Tonalit sehr schwach: nur hie und da findet man mit Epidot ausgeheilte Klüfte von mm-Dicke. Dort wo der Tonalit gneisiger wird, ist die Klüftung auch etwas intensiver. Man trifft manchmal schmale Zonen (1—2 cm), die etwas grünlich gefärbt erscheinen, in denen aber keine Risse festzustellen sind. Lediglich eine stärkere Chloritisierung der dunklen Gemengteile ist wahrnehmbar. Es sind dies sehr wahrscheinlich Spannungszonen im Gestein, für welche sich auf Grund des erleichterten Lösungsumsatzes eine leichte Mineralumwandlung bemerkbar macht, welche sich jedoch wegen der Zähigkeit des Tonalites nicht zu Rissen oder Klüften entwickeln konnten. Dort wo die Bewegungskraft gross war, wie im oberen Val Riscera, an der Grenze zur Zone von Bellinzona-Dascio, ist auch der massige Tonalit stark zerklüftet und kataklastisch beeinflusst.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Ausmessung einiger Dünnschliffe mit dem Integrationstisch ergab folgende mittlere Werte der Volumenanteile (in Klammern die Variationsbreite):

Massiger Tonalit

Plagioklas	62 %	(50—65 %)
Quarz	13 %	(10—15 %)
Biotit	11 %	(9—12 %)
Hornblende	8 %	(7—10 %)
Kalifeldspat	3 %	(2—4 %)
Chlorit	1,5 %	(0—3 %)
Titanit, Erz, Apatit, Zirkon, Epidot	1,5 %	(0,5—2 %)

Tonalitgneis

Plagioklas	55 %	(50—60 %)
Quarz	10 %	(7—11 %)
Biotit	15 %	(10—18 %)
Hornblende	13 %	(10—16 %)
Kalifeldspat	2 %	(0,5—4 %)
Chlorit	3 %	(0—5 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot	2 %	(0,5–2,5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Der Plagioklas dominiert weitaus alle übrigen Bestandteile des Gesteins, wie dies aus den Messungen des Mineralbestandes ersichtlich ist. Im Tonalitgneis tritt er zu Gunsten der dunklen Gemengteile etwas zurück, macht aber immer noch mehr als die Hälfte des Bestandes aus. Er hat eine deutliche Tendenz zur Idiomorphie, die besonders gegenüber Kalifeldspat und Quarz zur Geltung kommt; gegenüber Biotit und Hornblende ist der Plagioklas teils idiomorph, teils xenomorph; im ophitischen Typus von Alpe Cugn ist er fast ausnahmslos idiomorph (Fig. 9). Der Plagioklas ist meistens sehr frisch; nur in der Nähe der Klüfte oder Spannungszonen ist er leicht saussuritisiert. In den stark zertrümmerten Vorkommen im oberen Val Riscera zeigen die Plagioklasindividuen mit zunehmender Beanspruchung alle Stadien der Kataklase und Saussuritbildung: die Körner werden fleckig, z. T. undulös auslöschend, stark gebogen bis gebrochen, bis sich endlich im resultierenden Trümmerbrei eine Rekristallisation vom Epidot bemerkbar macht. Auf diese Weise lässt sich auch die Verheilung der Klüfte durch sekundären, aus der Saussuritisierung des Plagioklases stammenden Epidot erklären. Der Plagioklas schliesst alle anderen Gemengteile mit Ausnahme von Quarz und Kalifeldspat ein.

Die Messungen am Universal-Drehtisch ergaben einen Anorthitanteil von 44—46 % bei einem Achsenwinkel $2\,V_{n\gamma} = 82—84°$. Es handelt sich also um einen basischen Andesin. Die Projektionspunkte aller in dieser Arbeit ausgemessenen Plagioklase fallen im Diagramm von v. d. Kaaden (1951) mit ziemlicher Genauigkeit auf der Kurve der Tieftemperaturplagioklase auf. Die Verzwillingung erfolgt in den weitaus meisten Fällen nach dem Albitgesetz in polysynthetischen Lamellen. Diese Lamellierung ist ziemlich grob im massigen Tonalit, während sie im Tonalitgneis sehr oft fein wird (vor allem gegen die Störungszonen). Die Lamellen sind im Tonalitgneis stellenweise leicht verbogen. Weniger häufig sind die Verzwillingungen nach dem Karlsbad- und nach dem Periklingesetz. Nicht selten treten Zwillinge nach 2 oder 3 der erwähnten Gesetze am gleichen Individuum auf. Zonarer Bau ist selten und so wenig ausgeprägt, dass eine Messung am U-Tisch schwierig ist. In einem Fall konnte eine Messung durchgeführt werden, und sie ergab eine normalzonare Zusammensetzung mit 40—42 % An am Rand und 45—47 % An im Zentrum. Die Zonarstruktur macht sich in günstigen Schnittlagen durch eine vom Kern zum Rand kontinuierlich wechselnde Auslöschung bemerkbar.

Kalifeldspat: Tritt deutlich untergeordnet auf, ist immer xenomorph ausgebildet und füllt wie der Quarz die letzten Zwischenräume der anderen Gemengteile. Gelegentlich sind in den grösseren Individuen mikroperthitische Strukturen zu sehen; hingegen wurde eine Mikroklingitterung nirgends beobachtet, ebensowenig wie Implikationsgefüge mit Quarz. Er ist im allgemeinen frisch, jedoch etwas weniger als der Plagioklas.

Quarz: Seine Ausbildung ist typisch für diese Tonalit-Typen; er füllt alle Zwickel zwischen den übrigen Mineralien aus. Im massigen Tonalit zeigt er eine nur schwache undulöse Auslöschung, im Tonalitgneis hingegen ist diese oft sehr stark. Feine Risse sind in den beiden Gesteinsvarietäten zu beobachten, und sie werden immer häufiger gegen die Störungszonen. Eigentlicher Sandquarz oder Mörtelkränze wurden nirgends getroffen. Nur kleine Trümmeraggregate mit kaum in ihrer Lage verschobenen Bruchstücken und welche fast gleichzeitig auslöschen, sind in den stärker beanspruchten Zonen häufig. Verzahnungen einzelner Quarzkörner miteinander sowie grössere, lagen- oder flaserartige Quarzbereiche fehlen vollständig. Es sind unter anderem auch diese Beziehungen des Quarzes zu den übrigen Bestandteilen, welche dem gan-

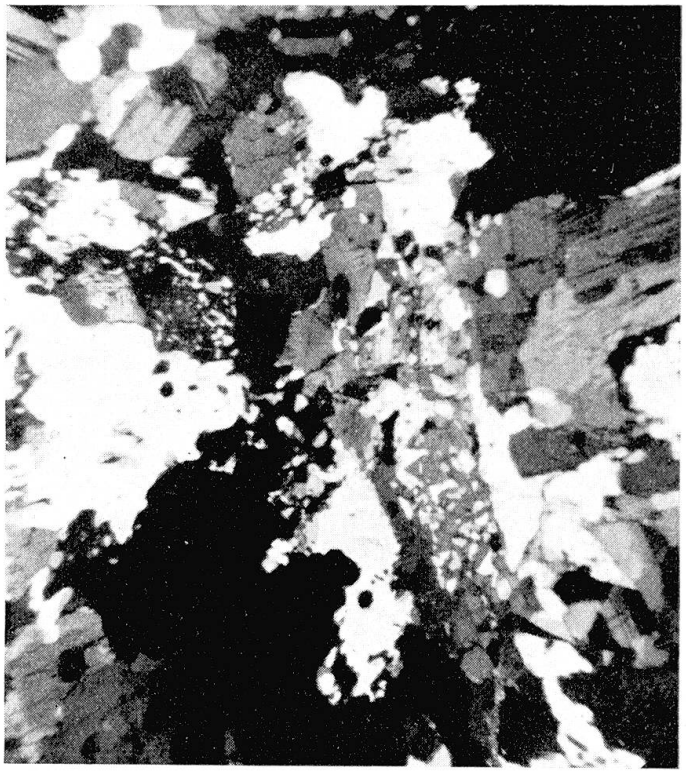


Fig. 7. Implikationsgefüge Hornblende-Quarz im massigen Tonalit von Alpe Cugn. Dünnschliff Nr. D 13, Vergr. 28:1, × Nicols.

zen Gestein, auch dem Tonalitgneis, trotz seiner Schieferung, einen deutlichen Eruptivcharakter verleihen.

Biotit: Tritt, meistens mit der Hornblende verknüpft, in einzelnen Individuen auf oder bildet Pakete von mehreren verschieden orientierten Kristallen. Er zeigt einen sehr kräftigen Pleochroismus mit bräunlichgelb für n_α und dunkelolivbraun für n_γ. Er ist im allgemeinen sehr frisch, zeigt jedoch in der Nähe der Störungszonen eine grosse Anfälligkeit zur Chloritisierung unter Erzausscheidung. Seine Idiomorphie tritt vor allem gegen Plagioklas und Quarz hervor, während seine Beziehungen zur Hornblende nicht so eindeutig sind. Wohl schliesst er oft die letztere ein, jedoch sind auch Fälle, wo Hornblende Biotit einschliesst oder scharf abschneidet nicht selten. Auch primärmagmatische Umwandlungen Hornblende-Biotit wurden oft beobachtet, insbesondere in der Tonalitvarietät von Alpe Cugn.

Hornblende: Zeigt manchmal eine gewisse Tendenz zur Idiomorphie und bildet z. T. grosse, stengelige Individuen von 4—5 mm Länge. Die Idiomorphie ist bei den kleineren, in den übrigen Mineralien eingeschlossenen Kristallen am ausgeprägtesten, während die grossen Individuen fast immer randlich stark eingebuchtet und auch von rundlichen Quarzkörnern durchsetzt sind. Manchmal ist diese Durchsetzung siebartig und im extremen Fall des Tonalites von Alpe Cugn bildet die Hornblende mit dem Quarz ein schriftgranitisches Gefüge (Fig. 7). Folgender Pleochroismus wurde beobachtet:

n_α grünlichgelb
n_β grasgrün
n_γ dunkelblaugrün

Die Auslöschung $n_{\gamma/c}$ ist um 15°. Es handelt sich also um eine gewöhnliche *grüne Hornblende.* Sehr verbreitet ist die Zwillingsbildung nach (100), und grössere Individuen weisen oft schmale, eingelagerte Zwillingslamellen auf. Ihre Beziehungen zu den übrigen Gemengteilen wurden bereits bei der Besprechung des Plagioklases und des Biotites erwähnt. Die Einschlüsse der Hornblende bestehen z. T. aus Biotit, z. T. aus Titanit, Apatit, Zirkon und Erz. Der letztere ist fast immer Magnetit.

Titanit: Tritt meistens in kleinen, stark resorbierten Körnern auf, z. T. in Hornblende, z. T. in anderen Gemengteilen eingeschlossen. Seine Tendenz zur Idiomorphie ist stellenweise gut erkennbar, doch treten im Tonalitgneis, vor allem in den mechanisch beanspruchten Typen, auch grössere xenomorphe Individuen auf, die immer mit der Hornblende eng verknüpft sind und die aus dieser sekundär entstanden sein dürften.

Erz: Kommt in sehr variablen Mengen vor, in dem massigen Tonalit sehr viel (bis 1,3 %), im Tonalitgneis im allgemeinen sehr wenig. Es handelt sich meistens um Magnetit. Durch die Chloritisierung des Biotites entstehen oft feine Erzkörner, die im auffallenden Licht braunrote Reflexionsfarben zeigen (Hämatit). Im Biotit des Tonalites von Alpe Cugn wurden feine, eingeschlossene Rutilnadeln beobachtet.

Apatit: Kann stellenweise angereichert sein. Immer als feine, hexagonale Körnchen oder prismatische Nadeln in den übrigen Gemengteilen eingeschlossen.

Zirkon: Ist relativ selten. Pleochroitische Höfe im Biotit wurden nie beobachtet.

Epidot: Obwohl man den Epidot fast immer in den Dünnschliffen der besprochenen Gesteinsvarietäten findet, ist er mengenmässig so gering vertreten, dass man ohne weiteres von praktisch epidotfreien Tonaliten und Tonalitgneisen sprechen darf. Seine optischen und morphologischen Eigenschaften sind gleich demjenigen der Epidot-Tonalite (S. 324), worauf hier verwiesen sei. In der Nähe der Störungszonen und in

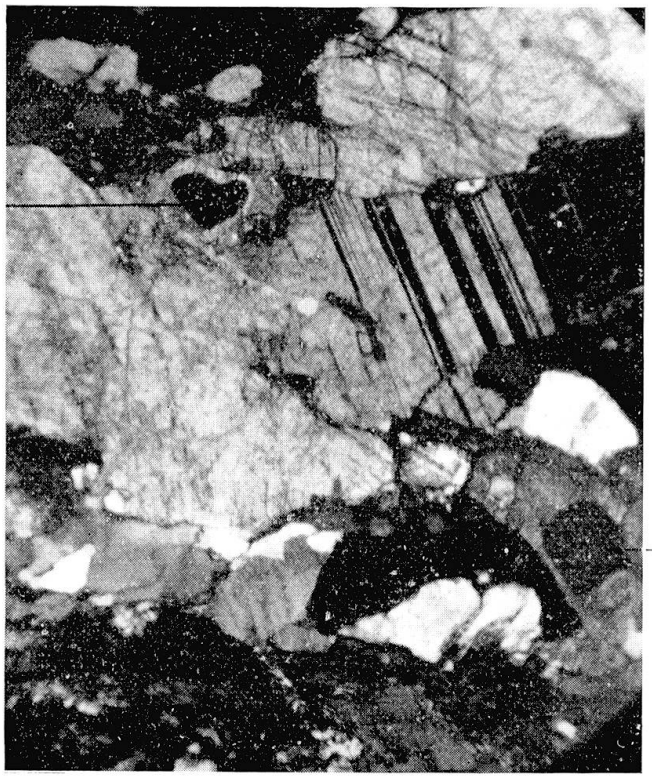


Fig. 8. Resorbierte Epidotreste mit unversehrten, idiomorphen Orthitkernen (K). Der obere Kern zeigt die herzförmige Verzwillingung.

Massiger Tonalit von Monti di Revöira. Dünnschliff Nr. 13, Vergr. 45:1, × Nicols.

Kluftfüllungen, wo er stark angereichert ist, kann man seine sekundäre Entstehung aus dem Plagioklas gut verfolgen. Idiomorphe Individuen wurden nicht beobachtet, jedoch verdient in dieser Beziehung eine Stelle aus dem Schliff Nr. 13 eine nähere Betrachtung (Fig. 8). Einige Epidotkörnchen, die mit stark eingebuchteten Rändern von Plagioklas umgrenzt sind, weisen idiomorphe *Orthit*kerne auf. Einer dieser Orthitkerne ist herzförmig und erinnert stark an die herzförmige Verzwillingung des Epidotes. Es dürfte sich hier sehr wahrscheinlich um einen primären, verzwillingten Kristall handeln, der nachträglich von Plagioklas korrodiert wurde und dessen übriggebliebener Kern von der Idiomorphie des ganzen ursprünglichen Individuums zeugt. Die kleinen angefressenen Epidotkörnchen würden also Überreste von korrodierten primären Kristallen darstellen. Da diese reliktischen Idiomorphie-Erscheinungen in allen übrigen untersuchten Schliffen fehlen, ist die Frage, ob alle fremdgestaltigen Epidotkörnchen primären oder sekundären Ursprung haben,

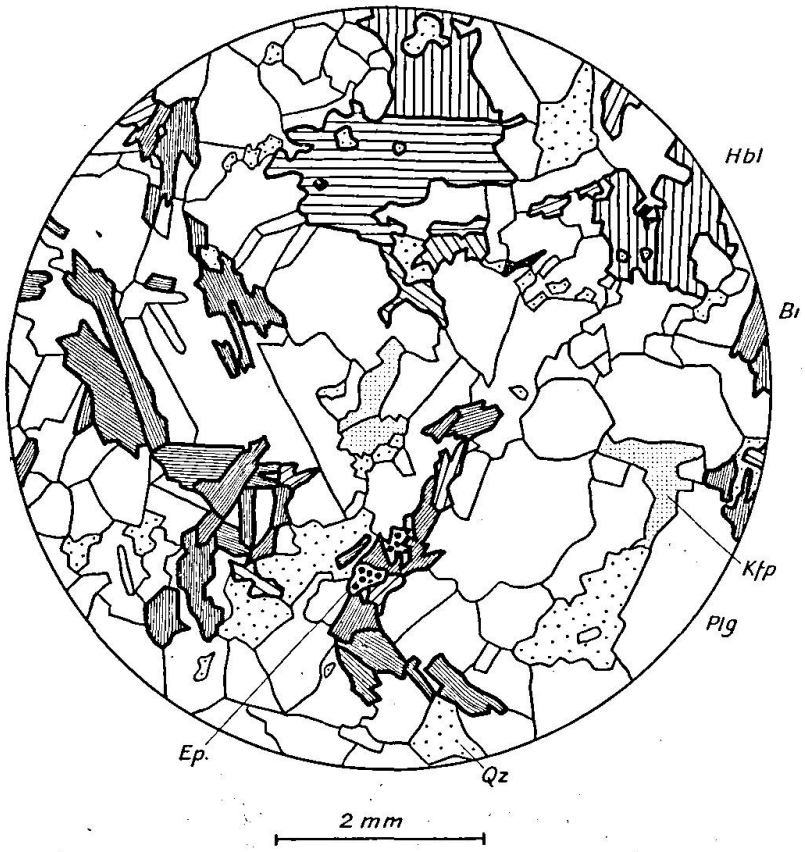


Fig. 9. Beispiel eines Strukturbildes von massigem Tonalit. Dünnschliff Nr. 19, Val Melirolo.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

schwer zu entscheiden. Dieses Beispiel allein genügt aber, um den Schluss zu ziehen, dass wenigstens ein Teil des Epidotes primärer Natur ist.

Chlorit: Entsteht sekundär fast immer aus Biotit. Die Hornblende ist nur sehr wenig chloritisiert. Er kann oft vollständig fehlen, aber im allgemeinen ist er in geringer Menge immer vorhanden, auch an den Stellen, die äusserlich keine Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung aufweisen.

Struktur und Textur

Die Struktur des massigen Tonalites kann im allgemeinen als hypidiomorph-körnig im weiteren Sinne bezeichnet werden. Alle Hauptgemengteile, mit Ausnahme des Quarzes, sind ± gleich eigengestaltig, während dieser in völlig xenomorpher Ausbildung die Zwickel zwischen den übrigen Komponenten ausfüllt. Die Ausscheidungsfolge ist, abgesehen von den Nebengemengteilen, wenig deutlich ausgeprägt, und die

Fig. 10. Strukturbild eines massigen Tonalites mit sperrigem Plagioklasgefüge (ophitartig). Dünnschliff Nr. D 13, Alpe di Cugn.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit.

einzelnen Gemengteile zeigen meist buchtig-lappige Korngrenzen (Fig. 9). Diese Erscheinung ist bei im weiteren Sinne dioritischen Gesteinen oft zu beobachten und eine Folge der intermediären Stellung zwischen den sauren, granitischen und den basischen, gabbroiden Typen. Bei den ersteren scheiden sich die dunklen Gemengteile bekanntlich in der Regel vor den Feldspäten aus, während für die letzteren das umgekehrte der Fall ist und die Frühausscheidung des basischen Plagioklases oft zur ophitischen Struktur führt. Im Gebiet der Diorite begegnen sich diese beiden Tendenzen, und es bildet sich oft eine Art von Gleichgewicht heraus, was zu unklaren Strukturbildern für diese Gesteine führen kann. Dabei treten jedoch meist lokal Varianten in der einen oder anderen Richtung auf. Dies ist auch hier der Fall, indem z. B. der Tonalit im Gebiet der Alpe di Cugn deutlich ein sperriges Gefüge frühausgeschiedener Plagioklase zeigt, so dass die Struktur als ophitisch bezeichnet werden kann (Fig. 10). Die Textur ist für die massigen Tonalite deutlich richtungslos.

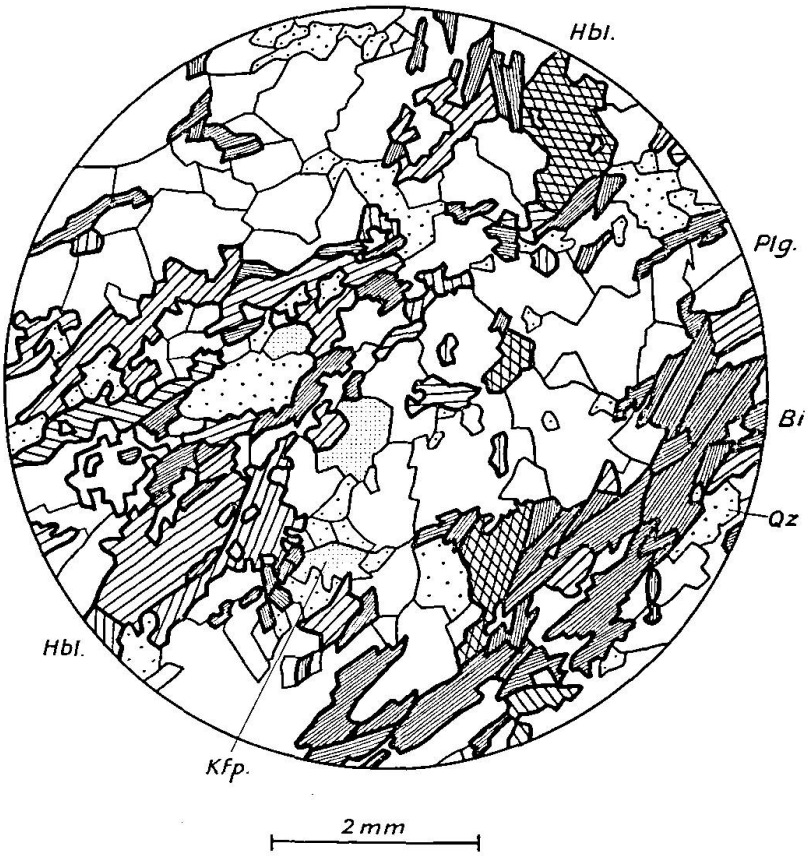


Fig. 11. Beispiel eines Strukturbildes von Tonalitgneis. Dünnschliff Nr. 40, Alpe Croveggia

Plg. = Plagioklas, Qu. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit.

In gewissen Fällen kann man aus den strukturellen Beziehungen der Mineralien eine Ausscheidungsfolge noch erkennen, und zwar: zuerst Apatit, Titanit, Erz und Zirkon, dann Hornblende und Biotit, gefolgt von Plagioklas und ganz zum Schluss Kalifeldspat und Quarz. Der Plagioklas kann allerdings wie im oben erwähnten Fall des Tonalites von Alpe Cugn auch vor den dunklen Gemengteilen auskristallisiert sein. Die Stellung des Epidotes in diesem Ausscheidungsschema geht aus den beobachteten Schliffen nicht hervor, da er nur in spärlichen Mengen vorhanden ist. Da aber, wie bereits erwähnt, wenigstens ein Teil des Epidotes primärer Natur ist, muss er ähnlich wie im Epidot-Tonalit mehr oder weniger gleichzeitig mit den dunklen Gemengteilen ausgeschieden worden sein (siehe Abschnitt 2). Er war allerdings sehr unstabil und wurde fast gänzlich wieder resorbiert.

Der Tonalitgneis zeigt die gleiche, hypidiomorph-körnige Struktur bei einer stärkeren Schwankung der Korngrösse und bei einer allgemeinen, mehr oder weniger ausgeprägten Parallelorientierung der melanokraten Gemengteile (Fig. 11).

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die Analyse des massigen Tonalites vom Val Melirolo (Handstück Nr. 19) ergibt:

1. Tonalit (Nr. 19), Val Melirolo, Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	56,27	si	171	Q	42,3	Q	12,8
Al_2O_3	17,68			Kp	6,8		
Fe_2O_3	2,34	al	31,5	Ne	12,4	Or	11,3
FeO	3,80	fm	35,5	Cal	20,6	Ab	20,6
MnO	0,07	c	22,5	Cs	0,2	An	34,3
MgO	4,44	alk	10,5	Fs	2,5		
CaO	7,00			Fa	4,7	Wo	0,3
Na_2O	2,22	k	0,36	Fo	9,5	Hy	4,6
K_2O	1,86	mg	0,57	Cp	0,6	En	12,6
H_2O+	2,92			Ru	0,6		
H_2O-	0,06	ti	2,1			Mt	2,5
TiO_2	0,92	p	0,3	Q	42,3	Ru	0,6
P_2O_5	0,22			L	39,8	Cp	0,4
Total	99,80	al-alk	+21	M	16,9		
		t[1])	− 1,5	Akz	1,0	Magmatypus:	
		qz	+29	π	0,51	tonalitisch	
				γ	0,01		

[1]) t = al − (alk + c) ist der von NIGGLI als kleiner Tonerdeüberschuss bezeichnete Wert.

Die Integration ergab folgende Werte:

	Vol.%
Plagioklas	58,1
Quarz	14,4
Biotit	11,2
Hornblende	9,9
Kalifeldspat	2,8
Chlorit	1,4
Akzessorien	2,2

Die Berechnung einer Biotit-Hornblende-Variante ist nicht durchführbar, da man die Zusammensetzung dieser zwei komplexen Mineralien nicht kennt. Die Trennung der Hornblende oder des Biotites zwecks chemischer Analyse ist wegen ihrer gegenseitigen Durchdringung einerseits und wegen der Durchwachsung mit Quarz und Feldspat andererseits nicht möglich. Von einer Berechnung mit Hilfe der idealisierten Biotit- und Hornblendezusammensetzung wurde abgesehen.

Man kann aber mit Hilfe einer Überschlagsrechnung den Modus und die Katanorm in ziemlich gute Übereinstimmung bringen. Man nimmt zuerst den Wert 11,2 Vol.% Biotit als richtig an und berechnet nach der Formel:

$$16\ \mathrm{Bi} + 6\ \mathrm{Q} = 10\ \mathrm{Or} + 12\ \mathrm{En}$$

den Or, der in Biotit eingehen würde:

$$11{,}2\ \mathrm{Bi} + 4{,}2\ \mathrm{Q} = 7\ \mathrm{Or} + 8{,}4\ \mathrm{En}.$$

Es bleiben noch 4,3 Or übrig. Zieht man davon den gemessenen Wert für Kalifeldspat (2,8 Vol.%) ab, so bleibt noch 1,5 Or, der ohne weiteres in den Plagioklas eingehen kann, so dass man ihn zu diesem zuschlagen darf: 34,3 An + 20,6 Ab + 1,5 Or = 56,3 Plag. Der Quarzwert beträgt nach der Bildung von Biotit 17,0, während die restlichen melanokraten Komponenten: 0,3 Wo + 4,6 Hy + 4,2 En = 9,1 in die Hornblende und Chlorit eingehen.

Es resultiert somit folgende berechnete Variante: Plagioklas 56,4; Quarz 17,0; Biotit 11,2; Hornblende- und Chlorit-Basisverbindungen zusammen 9,1; Akzessorien (Mt, Ru, Cp) 3,5; Kalifeldspat 2,8. Bedenkt man, dass ein Teil des Quarzes und der Akzessorien in die Hornblende eingehen kann und berücksichtigt man die Verschiebungen, die infolge des Überganges von Molekularprozenten zu Volumenprozenten (grössere Volumina für die hellen, kleinere für die dunklen Gemengteile) auftreten

müssen, so stimmen diese Werte mit denen des ausgemessenen Schliffes ziemlich gut überein.

Es seien hier zum Vergleich noch die Niggli-Werte einiger ähnlich zusammengesetzter Gesteine aus dem Bergeller- und Adamello-Massiv erwähnt:

a) Tonalit, Tal über Dazio (Veltlin); Anal. L. HEZNER, in P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER, Chemismus schweizerischer Gesteine (1930)[2]), 250, Nr. 24.
b) Biotit-Amphibol-Tonalit von Pradazzo (Presanella-Gruppe), D. COLBERTALDO, Rendic. Soc. Min. Ital. 8, 1952, 106. Anal. Autor.
c) Tonalit aus der Baitone-Nordwand, Adamello, G. SCHIAVINATO, Rendic. Soc. Min. Ital. 7, 1951, 151. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
a)	173	31,5	31	25	12,5	0,28	0,56	1,8	0,8	peléeitisch
b)	182	31,5	31	23	14,5	0,26	0,49	2,4	—	peléeitisch
c)	187	32	30,5	22,5	15	0,33	0,42	2,1	0,2	tonalitisch

Die Werte der Analysen a und b eignen sich nicht besonders zum Vergleich, da sie an die Grenze gegen peléeitisch fallen. Da sie jedoch von den betreffenden Autoren als Tonalite bezeichnet wurden, sind sie hier doch berücksichtigt worden.

2. Der Epidot-Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

In diesem Abschnitt werden neben dem massigen, epidotreichen Tonalit auch diejenigen Typen einbezogen, die Übergänge zu den anderen Tonalitvarietäten bilden. Vom epidotfreien, massigen Tonalit über *epidotführende* bis *epidotreiche Varietäten* findet man alle Übergangstypen zu den mengenmässig überwiegenden Epidot-Tonalitgneisen. Irgend eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der epidotreichen Typen innerhalb des Tonalitzuges konnte nicht festgestellt werden. Der massige Epidot-Tonalit ist nur wenig verbreitet, so zum Beispiel im oberen Teil des Val Melera, auf Dosso di Prada, bei Alpe Scenc, am Gratübergang auf dem Weg von Biscia nach San Iorio, nördlich Cima di Cugn und bei Dubino im unteren Meratal. Epidotführender Tonalit bis Tonalitgneis findet man, wie gesagt, als Übergangsgesteine überall.

Im Handstück haben diese Typen ein ähnliches Aussehen wie der massige Tonalit und der Tonalitgneis: weiss-schwarz gesprenkelt, mittelkörnig mit sehr konstanter Korngrösse; die Felsfarben sind um eine Nuance blasser als beim Tonalit. Die leicht geschieferten Varietäten weisen auch hier eine allgemeine E-W-Orientierung der schwach parallelen

[2]) Im folgenden zitiert als „Chemismus schweizerischer Gesteine".

dunklen Gemengteile auf. Makroskopisch sind folgende Mineralien erkennbar: Feldspat, Hornblende, Biotit, Epidot, Quarz und seltener Titanit. Die Klüftung des Gesteins ist etwas intensiver als im Tonalit, und die Ausheilung derselben mit Epidot ist hier wie dort sehr geläufig.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Integrationsanalyse verschiedener Typen ergab folgende mittlere und Variations-Werte:

Epidot-Tonalit

Plagioklas	50 %	(45—52 %)
Biotit	18 %	(15—25 %)
Hornblende	11 %	(9—15 %)
Epidot	10 %	(8—15 %)
Quarz	6 %	(4—10 %)
Kalifeldspat	2 %	(0,5—3 %)
Chlorit	1,5 %	(0—4 %)
Titanit, Apatit, Erz, Zirkon	1,5 %	(0,5—4 %)

Leicht geschieferter *epidotführender Tonalit*

Plagioklas	52 %	(48—55 %)
Biotit	14 %	(8—16 %)
Hornblende	12 %	(7—15 %)
Quarz	12 %	(5—17 %)
Epidot	5 %	(4—8 %)
Kalifeldspat	2 %	(0,5—4 %)
Chlorit	1,5 %	(0—10 %)
Apatit, Titanit, Erz, Zirkon	1,5 %	(0,5—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Er spielt auch hier eine dominante Rolle, tritt jedoch etwas zurück im Vergleich zum Tonalit. In den epidotärmeren Varietäten ist er in etwas grösseren Mengen vorhanden als in den ausgesprochen epidotreichen Typen. Die Verbandsverhältnisse mit den übrigen Gemengteilen sind gleich wie beim Tonalit, bzw. Tonalitgneis. In den epidotführenden, gneisigen Varietäten ist eine gewisse Unterscheidung zwischen grösseren Individuen (2—5 mm) und kleineren, bruchstückartigen Kristallen (0,1—0,5 mm) möglich. Diese Erscheinung tritt aber nicht so stark hervor wie beim Epidot-Tonalitgneis.

Die Zusammensetzung des Plagioklases ist ähnlich derjenigen im Tonalit, d. h. ca. 45 % An. In den gneisigen Typen ist er etwas saurer, 38—40 % An. Zonarstruierte Individuen sind auch hier selten und sehr wenig ausgeprägt. Messbare Objekte wurden nicht getroffen, jedoch scheint die Zonenfolge eine normale zu sein, da der Kern gewöhnlich etwas stärker zersetzt ist als die Hülle. Die gleichen Zwillingsgesetze wie beim Tonalit wurden auch hier beobachtet, wobei die Verbiegungen der Zwillingslamellen etwas häufiger anzutreffen sind.

Kalifeldspat tritt in gleichen, untergeordneten Mengen auf wie im Tonalit und hat die gleichen mineralogischen Eigenschaften wie dort.

Quarz: Tritt auch hier meistens als Zwickelfüllung auf, ist aber stärker von Rissen durchsetzt als im massigen Tonalit. Wie bereits erwähnt, ist eine gewisse, nicht besonders stark ausgeprägte Umgruppierung der Quarzkörner zu Zügen und Flasern hie und da zu beobachten, wobei sie in den gneisigeren Varietäten eine schwache Verzahnung aufweisen. Undulöse Auslöschung und Rissbildungen sind vor allem in der Nachbarschaft von Störungszonen sehr intensiv, fehlen aber auch in den massigen, scheinbar gesunden Epidot-Tonaliten nicht vollständig.

Biotit: Ist gleich wie im Tonalit. Eine schwache Parallelorientierung macht sich in den gneisigeren Varietäten bemerkbar. Zahlreiche akzessorische Mineralkörner (Titanit, Apatit, Erz, Zirkon) sind in ihm eingelagert. Er ist nur sehr wenig chloritisiert.

Hornblende: Verhält sich in ihrer Ausbildung von Ort zu Ort sehr unterschiedlich. Manchmal hat sie eine mehr oder weniger regelmässige Abgrenzung, manchmal aber ist sie so stark eingebuchtet und von Quarz und Feldspat poikilitisch durchwachsen, dass ursprünglich einheitliche Individuen je nach Schnittlage in einzelne, unregelmässige, voneinander isolierte Fetzen aufgeteilt sind. Die Zusammengehörigkeit dieser Fetzen ist aber an ihrer gleichzeitigen Auslöschung gut erkennbar. Im allgemeinen scheint die Hornblende — was die gneisigeren Typen anbelangt — am meisten unter dieser Durchwachsung zu leiden.

Es gibt aber auch gerichtete Varietäten, deren Hornblendeindividuen wohl etwas mechanisch zerbrochen und in die Länge gezogen wurden, die aber nur unbedeutende Durchwachsungserscheinungen aufweisen. Auch vollkommen ungerichtete Typen mit Hornblende von stark buchtiglappiger Ausbildung wurden nicht selten beobachtet. In ihrem optischen Charakter ist sie vollständig gleich der Hornblende aus dem massigen Tonalit: also gewöhnliche grüne Hornblende. Sie tritt meistens in frischem Zustand auf, nur unbedeutende Chloritisierung zeigend.

Die Nebengemengteile Titanit, Apatit, Erz, Zirkon, treten in gleichen

Fig. 12. Idiomorphe, zum Teil nach (100) verzwillingte Epidotkristalle in Biotit eingeschlossen. K-Orthitkerne. Epidot-Tonalit, Weg Biscia–San Iorio.
Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 45:1, × Nicols.

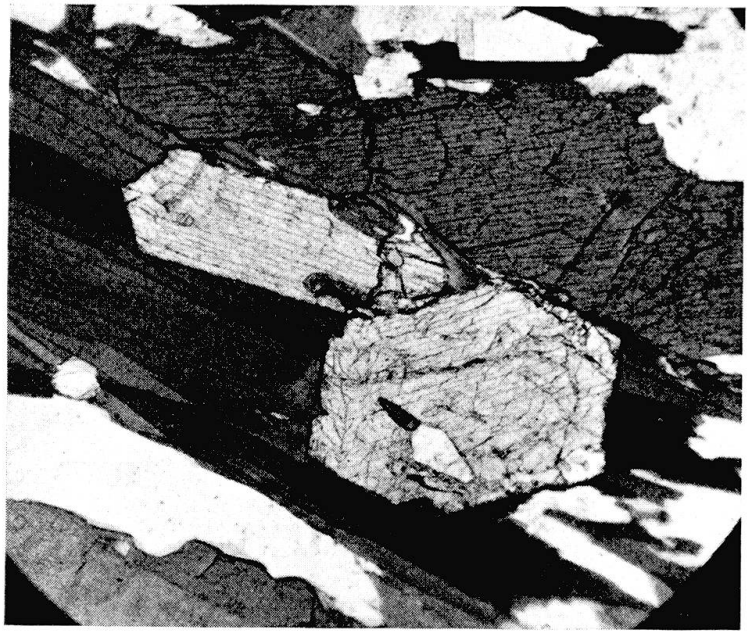


Fig. 13. Idiomorphe Epidoteinschlüsse im Biotit. Das grössere Individuum schliesst seinerseits Apatit (hell) und Titanit (dunkel, mit starkem Relief) ein. Er ist in seinem linken Teil nach (100) verzwillingt; die Zwillingsnaht kann an der Richtungsänderung der Spaltrisse erkannt werden.
Leicht geschieferter, epidotführender Tonalit, Val Melera. Dünnschliff Nr. 26, Vergr. 42:1, // Nicols.

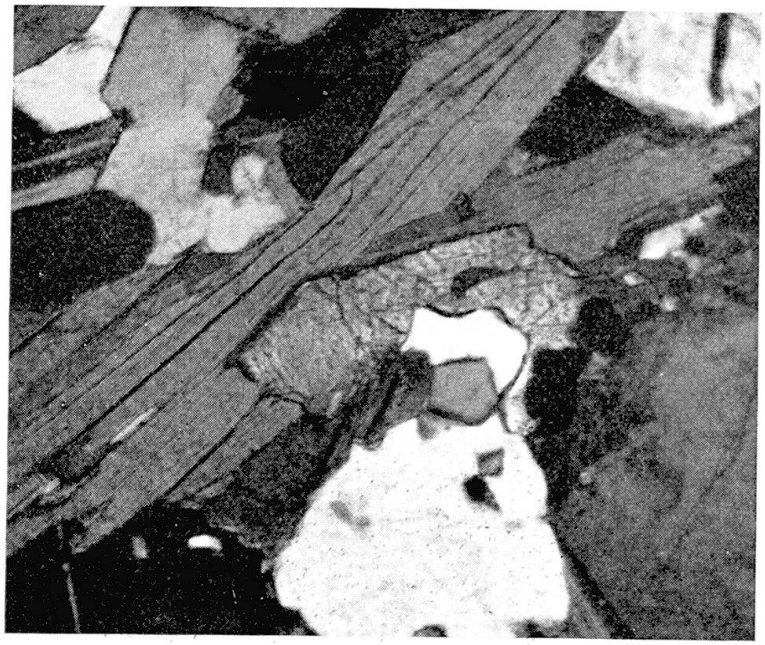


Fig. 14. Idiomorpher Epidoteinschluss im Biotit. An der durch Biotit ungeschützten Seite wurde er von Quarz und Plagioklas korrodiert.

Leicht geschieferter Epidot-Tonalit, Weg Biscia–Alpe Giggio. Dünnschliff Nr. 83, Vergr. 110:1, × Nicols.

Fig. 15. Idiomorpher, Fe-armer Epidoteinschluss in Biotit und Hornblende, von der letzteren teilweise resorbiert.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia–San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 115:1, // Nicols.

Mengen auf und haben gleiches mineralogisches Verhalten wie im Tonalit. Eine leichte Apatitanreicherung ist bei den gneisigeren Varietäten festzustellen.

Epidot: Der relativ grosse Gehalt an Epidot dieser Tonalitvarietät fällt bereits im Handstück auf. Die eigenartige Rolle, die er hier spielt, wie sie auch von Repossi (1915) und Cornelius (1915b) aus dem Bergellermassiv erwähnt wurde, beruht auf der oft vollkommen idiomorphen Begrenzung der Individuen. Dieser hohe Grad der Idiomorphie ist am

Fig. 16. Epidoteinschluss (Fe-arm) in Hornblende, teilweise idiomorph, teilweise resorbiert.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia–San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 75:1, // Nicols.

besten aus den Fig. 12, 13 und 14 (zum Teil aber auch aus den Fig. 15 und 16) ersichtlich. Was man ebenfalls diesen Bildern entnehmen kann, ist die Tatsache, dass die besten kristallographischen Umgrenzungen der Epidotindividuen gegenüber Biotit, etwas weniger gut gegenüber Hornblende auftreten. Die Schichtpakete der Biotitblättchen werden von den idiomorphen Epidotkriställchen quer abgeschnitten (siehe besonders Fig. 13). Es kann kein Zweifel bestehen, die Epidotindividuen waren zuerst da, und sie wurden von dem nachträglich sich bildenden Biotit eingeschlossen. Gegenüber Hornblende verhält sich der Epidot zum Teil wohl idiomorph, oft ist er aber von jener korrodiert worden, wie dies die Fig. 15 und 16 deutlich zeigen. Der Biotit und zum Teil die Hornblende bil-

den für den Epidot in vielen Fällen die schützende Hülle, in der seine Idiomorphie einigermassen konserviert wird. Überall dort, wo diese Hülle fehlt, ist der Epidot einer weitgehenden Resorption seitens der hellen Gemengteile anheimgefallen. In Fig. 14 erscheint dieses unterschiedliche Verhalten sehr deutlich. Die Resorption kann zum Teil so intensiv sein, dass der Epidot fast vollständig zerfressen, poikilitisch erscheint und von seiner ursprünglichen Idiomorphie kaum mehr etwas vorhanden ist. In den meisten Fällen aber sind wenigstens Spuren dieser zerstörten Eigen-

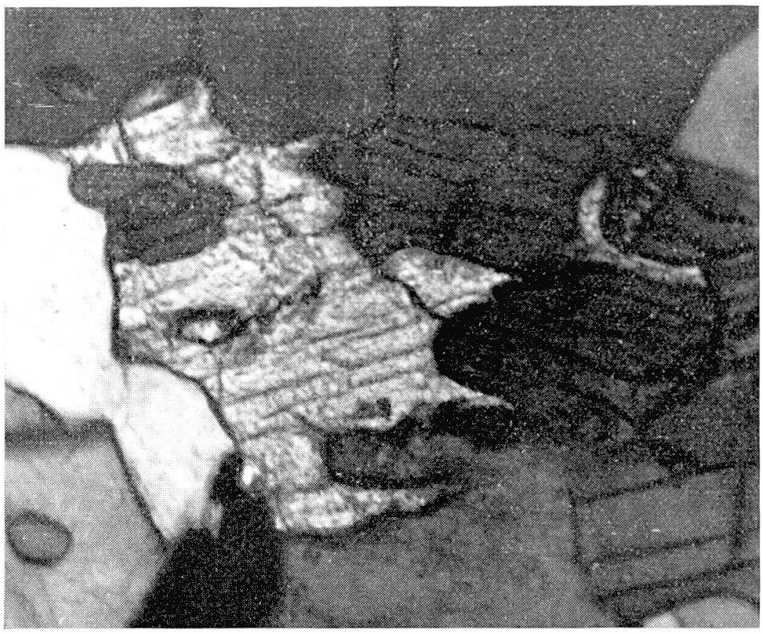


Fig. 17. Fe-reicher Epidot (rechts), von Hornblende stark resorbiert. Der Epidot könnte aber in diesem Falle auch als sekundäre Bildung auf Konto von Hornblende und Plagioklas (oben) gedeutet werden.

Epidot-Tonalit, Val di Prada. Dünnschliff Nr. 36, Vergr. 170:1, × Nicols.

gestalt noch sichtbar. Damit soll aber nicht behauptet werden, dass aller Epidot primär entstanden ist. Es wurde auch solcher beobachtet, der typisch xenomorphe Zwischenkornstellung einnimmt und sekundär entstanden sein dürfte. In dem massigen Epidot-Tonalit ist solcher sekundärer Epidot aber deutlich untergeordnet; er spielt beim Epidot-Tonalitgneis eine grössere Rolle als hier. Einzelne Vorkommen, für sich allein betrachtet, könnten auch als nachträgliche Epidotisierung der Hornblende gedeutet werden (Fig. 17 z. B.).

Optisch ist der Epidot folgendermassen charakterisiert: Die Körner weisen immer ein starkes Relief auf und sind meistens nur schwach gefärbt. Der Pleochroismus ist schwach:

n_γ = hellbräunlichgelb
n_β = lichtstrohgelb
n_α = farblos

Infolge der grossen Doppelbrechung sind stets lebhafte, übernormale Polarisationsfarben zu beobachten. Auch anormale dunkelblaue Interferenzfarben fehlen nicht bei Fe-armen Individuen. Die Kristalle sind optisch negativ, mit $2V_\alpha$ zwischen 78—83°, und weisen eine geneigte Dispersion auf, mit $\rho > \nu$ für die optische Achse A ($\sim \perp$ (001)).

Für die systematische Einteilung der Epidot-Gruppe wurde im folgenden in Anlehnung an die von E. Diehl (1938) durchgeführten Untersuchungen das nachstehende Schema benützt (Fig. 18):

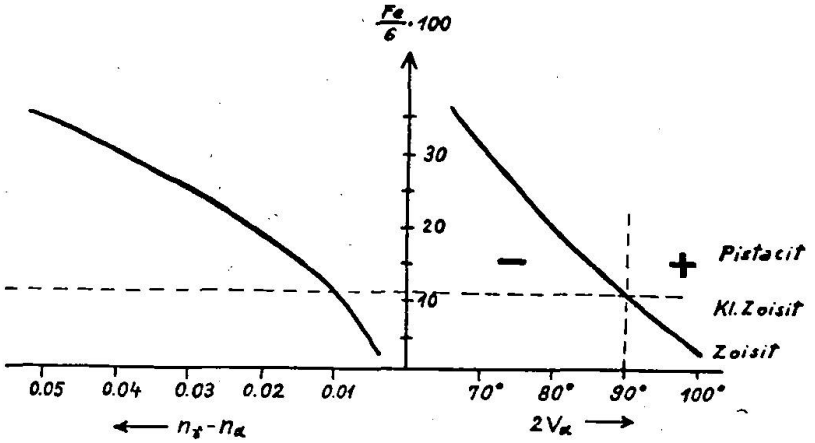


Fig. 18.

wobei $\frac{Fe}{6} \cdot 100 = \frac{Fe''' + Fe''}{Ti + Al + Fe''' + Fe'' + Mn + Mg}$ den prozentualen Anteil des Eisens an der Summe der sich jeweils vertretenden B^{VI}- und B^{IV}-Elemente im Epidot darstellt.

Nach diesem Schema wäre der oben beschriebene Epidot als ein relativ Fe-armer Pistacit zu bezeichnen. In untergeordneten Mengen wurde auch Klinozoisit angetroffen, dessen $2V_{n\alpha}$ um 95° liegt und dessen Dispersion für beide optischen Achsen $\rho > \nu$ ist.

Die Bestimmung der maximalen Doppelbrechung aus den Messungen des Gangunterschieds mit Hilfe des Berek-Kompensators ergaben Werte, welche für eisenreiche Individuen zwischen 0,028 und 0,018 und für die eisenarmen Individuen zwischen 0,006 und 0,008 schwanken. Zonar gebaute Individuen sind selten in den massigen Epidot-Tonalit-Varietäten und sind im Kern Fe-reicher als in der Hülle. Im Gegensatz dazu steht der Epidot der gneisigen Gesteinsvarietäten, welcher sehr oft zonar gebaut erscheint und eine umgekehrte Zonenfolge zeigt: Fe-reicher

in der Hülle als im Kern. Es sei hier auf die Beschreibung dieser Erscheinung im Abschnitt 3 verwiesen.

Die meisten Epidot-Individuen zeigen eine sehr gute Spaltbarkeit nach (001) und eine weniger ausgeprägte nach (100). Oft sind sie nach (100) verzwillingt, wobei die bekannten herzförmigen Zwillinge deutlich in Erscheinung treten. Zahlreich sind die Orthitkerne des Epidotes, die meistens an ihrem Pleochroismus und niedrigen Polarisationsfarben erkennbar sind. Der Pleochroismus ist variabel, manchmal sehr stark von dunkelbraun nach hellbraun, manchmal fast vollständig fehlend oder nur sehr schwach. Als eigentliche Einschlüsse in Epidot treten auf: Apatit, Titanit und weniger häufig Erz und Zirkon. Die zahlreichen scheinbaren Biotit- und Hornblendeeinschlüsse sind nur Pseudoeinschlüsse, wie sie durch besondere Schnittlagen resorbierter Individuen entstehen.

Der *Chlorit* tritt ziemlich zurück, was mit der Frische des Gesteins im Zusammenhang steht.

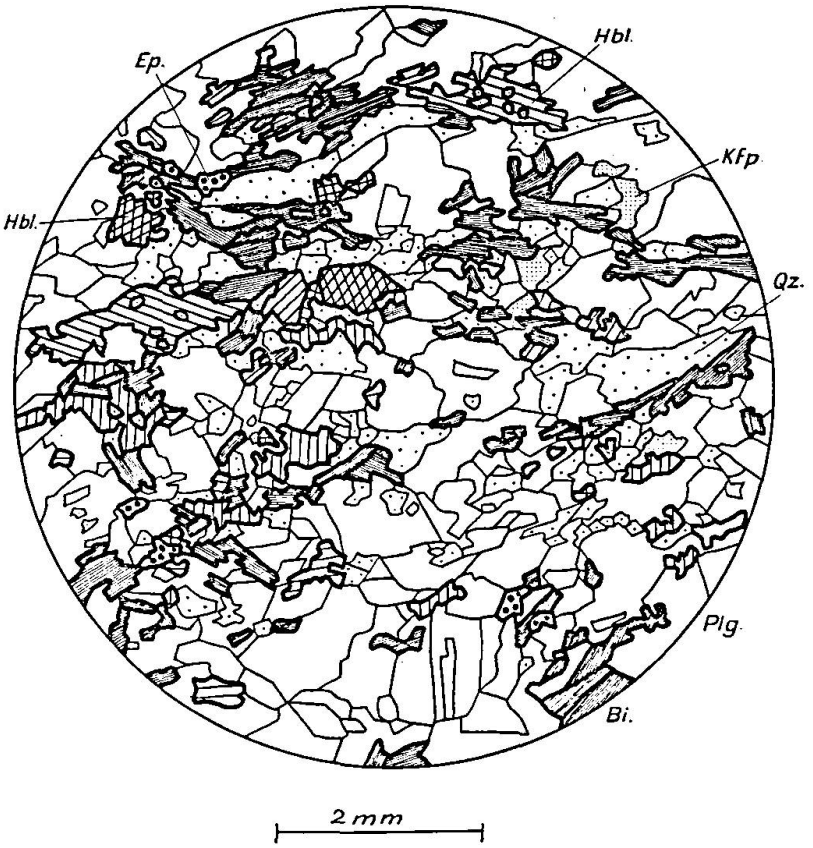


Fig. 19. Beispiel eines Strukturbildes von leicht geschiefertem, epidotführendem Tonalit. Dünnschliff Nr. D 20, Monti di Paudo.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

Struktur und Textur

Der massige Epidot-Tonalit hat eine durchaus ähnliche Struktur wie der massige Tonalit: hypidiomorph gleichkörnig, mit Quarz und Kalifeldspat als Füllmasse. Stellenweise kann man eine poikilitische Ausbildung des Epidotes und der Hornblende feststellen. Die mehr gneisigen Varietäten zeigen bei einer gewissen parallelen Orientierung des Biotites bereits flaserige Aggregate von leukokraten Gemengteilen (Fig. 19). Auch eine schwache Umgruppierung der Quarzkörner in Zügen ist zu beobachten, wobei sie den Beginn einer Verzahnung aufweisen können. Die Korngrösse schwankt hier viel stärker als beim Tonalitgneis. Die Ausscheidungsfolge der Komponenten ist gleich wie beim Tonalit, d. h. Apatit, Titanit, Erz, Zirkon zuerst, dann Epidot, Biotit und Hornblende, darauf Plagioklas und schliesslich Kalifeldspat und Quarz. Der Epidot wurde aber hier im Gegensatz zum eingangs beschriebenen Tonalit nur wenig resorbiert. Teilweise ist der Plagioklas auch hier schon vor den dunklen Gemengteilen ausgeschieden worden.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Es wurden zwei Proben analysiert: ein massiger, epidotreicher Tonalit aus dem Val Melera (Handstück Nr. 29) und ein leicht gneisiger, epidotführender Typ aus der Gegend oberhalb Alpe Fossada (Handstück Nr. 64).

2. Epidot-Tonalit (Nr. 29), Val Melera, (quarzführender Hornblende-Epidot-Biotitdiorit). Analytiker: J. Weber.

	Gew. %	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	52,30	si	143	Q	34,9	Q	2,1
Al_2O_3	19,80			Kp	9,7		
Fe_2O_3	3,43	al	31,5	Ne	14,9	Or	16,2
FeO	4,14	fm	34	Cal	20,7	Ab	24,8
MnO	0,10	c	22,5	Cs	1,0	An	34,5
MgO	4,31	alk	12	Fs	3,7		
CaO	7,76			Fa	4,9	Wo	1,3
Na_2O	2,74	k	0,39	Fo	9,1	Hy	4,2
K_2O	2,69	mg	0,51	Cp	0,4	En	12,1
H_2O+	1,21			Ru	0,7		
H_2O-	0,06	ti	2,1			Mt	3,7
TiO_2	1,04	p	0,3	Q	34,9	Ru	0,7
P_2O_5	0,25			L	45,3	Cp	0,4
Total	99,83	al-alk	+19,5	M	18,7	Magmatypus:	
		t	− 3,0	Akz	1,1	sommaittonalitisch	
		qz	− 5	π	0,45		
				γ	0,05		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	47,0 Vol.%	Quarz	4,4 Vol.%
Biotit	20,6 ,,	Kalifeldspat	2,5 ,,
Epidot	12,4 ,,	Akzessorien	0,7 ,,
Hornblende	12,1 ,,	Chlorit	0,3 ,,

3. Epidotführender Tonalit (Nr. 64), Alpe Fossada. Analytiker: J. Weber.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	59,28	si	188	Q	43,7	Q	14,8
Al_2O_3	17,15			Kp	6,5		
Fe_2O_3	2,35	al	32	Ne	15,3	Or	10,8
FeO	3,53	fm	31,5	Cal	17,7	Ab	25,5
MnO	0,09	c	24	Cs	1,5	An	29,5
MgO	3,47	alk	12,5	Fs	2,5		
CaO	7,17			Fa	4,3	Wo	2,0
Na_2O	2,80	k	0,30	Fo	7,3	Hy	4,0
K_2O	1,82	mg	0,52	Cp	0,6	En	9,7
H_2O+	1,05			Ru	0,6		
H_2O-	0,04	ti	2,1			Mt	2,5
TiO_2	0,87	p	0,4	Q	43,7	Ru	0,6
P_2O_5	0,33			L	39,5	Cp	0,6
Total	99,95	al-alk	+19,5	M	15,6		
		t	− 4,5	Akz	1,2	Magmatypus:	
		qz	+38	π	0,45	peléeitisch/	
				γ	0,09	tonalitisch	

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,0 Vol.%	Epidot	5,8 Vol.%
Quarz	14,1 ,,	Kalifeldspat	2,2 ,,
Hornblende	13,4 ,,	Chlorit	2,2 ,,
Biotit	8,4 ,,	Akzessorien	1,9 ,,

Der Epidot-Tonalit Nr. 29 ist durch starkes Zurücktreten des Quarzes und des Plagioklases zugunsten der dunklen Gemengteile ausgezeichnet. Der Biotit ist hier mit rund 21% sehr stark vertreten, was auch die grosse Anzahl von idiomorphen, in Biotit eingeschlossenen Epidot-Individuen, die in diesem Tonalit-Typus vorkommen, verständlich macht, im Gegensatz zu den gneisigen Varietäten, wo diese stark resorbiert erscheinen. Der geringe Quarzgehalt in Verbindung mit einer schwach negativen Quarzzahl ordnet das Gestein den dioritischen Mag-

men zu und leitet somit zu den dunklen, basischen Schlieren über, die weiter unten auf Seite 350 behandelt werden.

Die Resultate der analysierten Probe Nr. 64 unterscheiden sich nur wenig von denjenigen des massigen Tonalites Nr. 19: einer leichten Abnahme von MgO steht eine Zunahme des Na_2O gegenüber.

Einen ähnlichen Chemismus wie die Probe Nr. 29 zeigen folgende drei Gesteinssorten aus dem Bergeller-Massiv:

d) Basischer Tonalit, Fornogletscher, Anal. J. Jakob, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 10.
e) Diorit, tonalitisch, Bagni di Masino, L. Peretti, Rendic. Accad. Lincei 29, 1939, 609. Anal. Autor.
f) Tonalit, dunkle Varietät, Albergo Belvedere, Bagni di Masino, M. Balconi, Period. Min. 12, 1941, 222. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
d)	136	34	33,5	23,5	9	0,41	0,54	2,5	0,2	sommaittonalitisch
e)	137	31,5	35	21	12,5	0,25	0,50	1,2	0,4	peléeitisch/dioritisch
f)	140	29,5	34	23,5	13	0,26	0,52	1,7	0,3	dioritisch

Die Analysen e und f fallen durch die abweichenden k-Werte aus der Reihe; sie wurden jedoch mitberücksichtigt, da sie von Gesteinen stammen, die Ähnlichkeiten mit der Probe Nr. 29 aufweisen und die sich im Tonalitgebiet des Bergeller Massivs befinden.

Der chemischen Zusammensetzung der Probe Nr. 64 kommt neben den im vorangehenden Abschnitt unter a, b und c angeführten Vergleichsanalysen auch die eines feinkörnigen Tonalites von Monte Blumone, Rifugio Rosa, Adamello, sehr nahe:

g) D. Colbertaldo, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 14, 1940, 15. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
g)	190	33,5	28	23	15,5	0,27	0,48	1,5	0,2	quarz-dioritisch

3. Epidot-Tonalitgneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Die Hauptmasse des Tonalitzuges wird von einem Gesteinstyp gebildet, den man am besten mit dem Namen Epidot-Tonalitgneis kennzeichnet. Er stellt die geschieferte Variante des Epidot-Tonalites dar, wobei alle im Abschnitt 1 und 2 erwähnten Übergänge zu den bereits besprochenen Varietäten auch hier auftreten. Dazu kommt aber noch der allmähliche Übergang vom Epidot-Tonalitgneis zum randlichen Begleiter, dem Augengneis. Überall dort, wo der Übergang aufgeschlossen ist, findet er immer zwischen diesen zwei Varietäten statt; nirgends

wurde ein Übergang vom Augengneis direkt zum massigen Tonalit oder zum massigen Epidot-Tonalit gefunden. Der Übergangstyp ist fast immer ein feinkörniger Epidot-Tonalitgneis von hellgrauem Aussehen, ohne den gewöhnlichen, grünlichen Ton der anderen Tonalitvarietäten. Er ist vor allem im Val Ruscada, oberhalb Alpe Fossada, an der Cima di Cugn, im Valle Livo und bei Dubino, wo er z. T. in Steinbrüchen ausgebeutet wird, schön aufgeschlossen. Der eigentliche Epidot-Tonalitgneis ist praktisch überall anzutreffen; seine Korngrösse ist einer ziemlich grossen Variation unterworfen. Man findet sehr feinkörnige (0,5—2 mm), aber auch ziemlich grobkörnige Typen (5—10 mm). Mit blossem Auge kann man folgende Mineralien erkennen: Feldspat und Quarz, meistens in flaserigen oder schnurartigen Aggregaten, parallel orientierte Biotitblättchen und Hornblendeleisten sowie hellgrüner Epidot, hie und da auch grössere Titanitkörner. Alle diese Mineralien haben mehr oder weniger die gleiche Korngrösse. Eine Ausnahme macht die Hornblende, die in der Gegend von Alpe Pisciarotundo und Alpe Fossada gröber als ihre Begleiter ausgebildet ist. Dadurch erhält das Gestein in dieser Gegend einen porphyrartigen Charakter; die Hornblendeindividuen können bis 2—3 cm gross werden.

Der Epidot-Tonalitgneis ist trotz seiner Schieferung sehr zäh, und seine Schieferungsflächen haben fast immer die allgemeine Richtung E-W. In bezug auf Biotitüberzug variieren sie stark. Das Gestein ist sehr zerklüftet. Die meisten der auf Seite 305 besprochenen Kluftmessungen wurden im Epidot-Tonalitgneis gemacht. Offene Klüfte sind selten; fast immer sind sie mit einer hellgrünen Epidotmasse ausgeheilt.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Folgende mittlere und häufige Variationswerte wurden mit dem Integrationstisch gemessen:

Epidot-Tonalitgneis

Plagioklas	52 %	(49—58 %)
Biotit	14 %	(10—20 %)
Hornblende	12 %	(4—18 %)
Epidot	10 %	(6—15 %)
Quarz	8 %	(5—15 %)
Kalifeldspat	2 %	(0,5—5 %)
Chlorit	1 %	(0—10 %)
Apatit, Titanit, Erz, Zirkon	1 %	(0,5—4 %)

Übergangstyp zum Augengneis

Plagioklas	56 %	(52—64 %)
Biotit	14 %	(10—20 %)
Quarz	12 %	(7—17 %)
Epidot	8 %	(4—12 %)
Hornblende	5 %	(1—8 %)
Kalifeldspat	3 %	(1—5 %)
Apatit, Erz, Titanit, Zirkon	1 %	(0,5—2 %)
Chlorit	1 %	(0—8 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Er ist auch hier die dominierende Komponente und ist in der Übergangsvarietät reichlicher vorhanden als im normalen Typus. Sein Verhalten im Gesteinsgefüge ist gleich wie bei den vorher besprochenen Tonalit-Typen. Er ist vorwiegend in sehr frischem Zustand anzutreffen; nur in Kluft- oder Mylonitnähe ist er vollständig saussuritisiert und zeigt auch hier die gleichen Zersetzungsstadien, die man beim massigen Tonalit besprochen hat. An Korngrenzen ist oft Epidot (Klinozoisit bis Fe-armer Pistacit) zu beobachten, der aus Plagioklas entstanden ist. Sehr oft kann man zwei Generationen von Individuen unterscheiden: grössere idiomorphe Kristalle, welche auch die Augen im Übergangstyp bilden und kleinere, bruchstückartige Individuen, die zwischen den anderen Bestandteilen verteilt sind.

Die Resultate der U-Tisch-Messungen sind hier nicht mehr so einheitlich wie für den Tonalit und den Epidot-Tonalit, sondern sie zeigen eine Variation von 38—46 % An. Eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung dieser Typen fällt sofort auf: die basischeren Plagioklase befinden sich gegen den N-Rand und das Zentrum des Zuges, und je mehr man sich dem Augengneisrand im S nähert, desto saurer werden sie. Der Übergang von Kern- zur Randfazies kommt also auch in der Zusammensetzung der Feldspäte sehr deutlich zum Ausdruck. Im Übergangstypus des Gesteins scheint die Aufteilung in zwei Plagioklas-Generationen auch durch die Zusammensetzung der Feldspäte eine Bestätigung zu finden. Die kleineren Individuen sind im allgemeinen An-ärmer als die grossen, einsprenglingsartigen. Messungen ergaben An-Gehalte von 28—35 % für die erstern und 36—40 % für die letzteren. Die Trennung zwischen den beiden Generationen ist aber nicht vollkommen, da auch kleinere Plagioklase zum Teil eine mehr basische Zusammensetzung haben können.

Zonarer Bau der Plagioklaskristalle ist im normalen Epidot-Tonalit-

gneis selten, in der Übergangsfazies häufiger anzutreffen. Einige Messungen solcher Individuen ergaben eine normale Zonenfolge von 38—42 % An für den Rand und 46—48 % An für den Kern. Im Übergangstypus häufen sich die Rekurrenzerscheinungen in der Zonenfolge, während sie im Normaltypus zu fehlen scheinen.

Die Verzwillingung ist vorwiegend nach dem Albit-Gesetz; die Zwillingslamellen sind meistens sehr fein und sehr oft verbogen oder gebrochen. Als weitere Zwillingsgesetze treten Periklin und Karlsbad ziemlich oft auf, wenn auch nicht so häufig wie Albit.

Eine interessante Erscheinung bei den Plagioklasen dieser Epidot-Tonalitgneise ist das, was man als „wolkenartige Auslöschung" bezeichnen könnte. Einzelne Plagioklasindividuen löschen nicht einheitlich aus, sondern flecken- bis wolkenartig, wobei die Auslöschungsgebiete unregelmässig im Kristall verteilt sind und verschwommene Übergänge zu den hellen Zonen zeigen (Tafel VI, Fig. 12). Es sind dies sehr wahrscheinlich eher Inhomogenitäts-Erscheinungen in der Zusammensetzung der Feldspäte als eigentliche Orientierungsunterschiede durch mechanische Störungen. Solche Orientierungsunterschiede sind z. B. die Ursachen der undulösen Auslöschung, die dadurch charakterisiert ist, dass die Auslöschung kontinuierlich von einem Rand des Kristalles bis zum anderen wandert. Undulöse Auslöschung der Plagioklase ist im vorliegenden Fall auch vorhanden, ist aber offensichtlich an gewisse Störungszonen des Gesteins gebunden, im Gegensatz zu den wolkenartigen Auslöschungen, die beliebig verteilt sind.

Kalifeldspat: Ist etwas reichlicher im Übergangstypus als im normalen Epidot-Tonalitgneis vorhanden, bleibt jedoch deutlich untergeordnet.

Quarz: Befindet sich in einem viel stärker beanspruchten Zustand als in den massigen Tonalitvarietäten. Er zeigt meistens extrem undulöse Auslöschung und ist sehr oft zerbrochen. Gegen die grösseren Störungszonen hin sind Mörtelkränze und Sandquarz sehr verbreitet. Mengenmässig ist eine Zunahme des Quarzes gegen den Augengneisrand zu beobachten, die parallel mit der Zunahme der Feldspäte in gleicher Richtung geht.

Biotit: Er passt sich am besten den Schieferungsverhältnissen des Gesteins an, indem er stellenweise vollständig parallel orientiert ist. Einzelne Blätter und Blätterpakete sind in die Länge gezogen und reihenweise gruppiert; die Enden sind meistens ausgefranst. Sein Zustand ist vorwiegend frisch; nur hie und da können einzelne Blätter randlich chloritisiert sein oder Rutilnadeln (Sagenitgewebe) ausgeschieden haben. Die

Zersetzung wird nur in den Störungszonen bis zur vollständigen Chloritisierung intensiviert. Die Ausbildung des Biotites im Übergangstypus ist sehr merkwürdig: Blätterpakete sind fast nirgends mehr anzutreffen; statt dessen kann man zahlreiche einzelne Biotitfetzen beobachten. Mengenmässig aber ist praktisch kein Unterschied zwischen der normalen und der Übergangsfazies. Bei gleichbleibenden Mengen scheint der Biotit als Folge der Durchbewegung des Gesteins zerrissen und gleichmässig verteilt worden zu sein.

Die optischen Daten sind dieselben wie beim Glimmer des massigen Tonalites. Die Einschlüsse von Epidot, Apatit, Titanit, Erz und Zirkon haben gleichen Charakter wie dort.

Hornblende: Mengenmässig verzeichnet die Hornblende gegen den Augengneisrand hin einen sehr starken Rückgang. Von stellenweise über 18 Vol.% im Epidot-Tonalitgneis geht sie allmählich bis auf 1% im Übergangstypus zurück. Die Hornblendereste im Übergangsgestein haben fast keine Spur mehr von Idiomorphie; sie sind xenomorph ausgebildet. Im normalen Epidot-Tonalitgneis sind die stengeligen Individuen z. T. auch parallel dem Biotit angeordnet; sie zeigen wie dieser die Spuren einer starken Längsstreckung, die sich in ausgefransten Enden und Absplitterung von kleinen Bruchstücken in der Längsrichtung bemerkbar machen.

Es handelt sich um eine grüne, gewöhnliche Hornblende mit den gleichen optischen Daten wie die auf Seite 312 erwähnten. Die Verzwillingung nach (100) ist hier besonders intensiv, wobei die eingelagerten Zwillingslamellen weit verbreitet sind. Die Hornblende ist in sehr frischem Zustand und sehr beständig; sogar in den stark beanspruchten Störungszonen, wo der Biotit vollständig chloritisiert ist, zeigt sie nur geringfügige Zersetzungserscheinungen.

Für die *Akzessorien*, welche die gleichen sind wie in den anderen Tonalitvarietäten, ist eine leichte Apatitzunahme und eine stellenweise besonders schöne polysynthetische Verzwillingung des Titanites hervorzuheben.

Epidot: Die Epidotkristalle geniessen in diesen gneisigen, bewegten Varietäten einen weniger wirksamen Schutz des Biotites als in den massigen Typen. Sie sind deswegen auch sehr stark korrodiert; stellenweise sind sie bis auf kleine, kümmerliche Reste vollständig resorbiert.

Die optisch-morphologischen Charakteristiken des eisenarmen Pistacites, der auch hier in überwiegenden Mengen vorhanden ist, wurden im vorangehenden Abschnitt behandelt und brauchen nicht mehr wiederholt zu werden. Es hat aber nicht aller Epidot des Epidot-Tonalit-

gneises die gleiche Zusammensetzung und den gleichen Ursprung. Folgende verschiedene Varietäten wurden darnach ausgeschieden:

a) primärer Klinozoisit } mit 2 Vn_α um 95°
b) sekundärer Klinozoisit }
c) primärer Fe-armer Pistacit } mit 2 Vn_α zwischen 90° und 80°
d) sekundärer Fe-armer Pistacit }
e) sekundärer Fe-reicher Pistacit mit 2 Vn_α zwischen 80° und 70°

Der sekundäre Klinozoisit und Fe-arme Pistacit sind an Korngrenzen von Plagioklas aus diesem entstanden.

Der sekundäre Fe-reiche Pistacit, sofort an seinem lebhaften Pleochroismus (n_γ = zitronengelb, n_β = strohgelb, n_α = farblos) erkennbar, ist an Korngrenzen von Plagioklas mit zersetzter Hornblende oder Biotit zu finden und bildet oft einen Saum um die idiomorphen, Fe-armen Epidotkörner, dort wo diese im Kontakt mit den genannten, zersetzten Mineralien stehen. Diese Erscheinung ist sehr charakteristisch für den Epidot der gneisigen Tonalitvarietäten. Wie es auch der Fig. 20 zu entnehmen ist, wachsen ursprünglich idiomorphe, primäre Epidotkristalle auf Konto von zersetzten, melanokraten Gemengteilen sekundär weiter und verlieren damit zum Teil ihre Eigengestaltigkeit. Aber nicht nur zersetzte Mineralien haben auf die Zusammensetzung von Epidot einen Einfluss; Fig. 21 zeigt, dass auch ziemlich „gesunde" Hornblende die Zusammensetzung des Epidotkornes zu beeinflussen vermag, ohne dabei

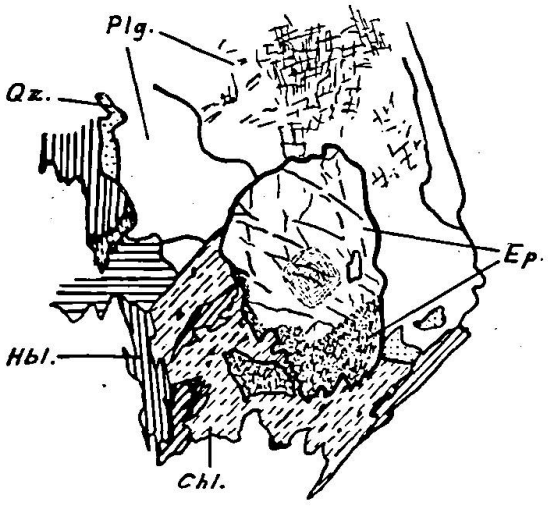


Fig. 20. Sekundäres Wachstum eines idiomorphen Epidotkristalles auf Konto von chloritisierter Hornblende. Feinpunktiert: Pistacit mit Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. In der Mitte des idiomorphen Epidotteiles der Orthitkern desselben.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia–San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 36:1.

dessen idiomorphe Umgrenzung zu stören. Es besteht durchaus der Eindruck einer Fe-Aufnahme des Epidotes aus der angrenzenden Hornblende. Unter welchen Umständen eine solche Aufnahme stattzufinden vermag, wird durch Fig. 22 erklärlich. Man erkennt darin deutlich, dass Störungsstreifen im Epidotkristall, durch Biegung desselben entstanden, eisenreicher sind als der Kristall selber. Man kann daraus den Schluss ziehen, dass mechanische Störungen im Kristallgitter des Epidotes

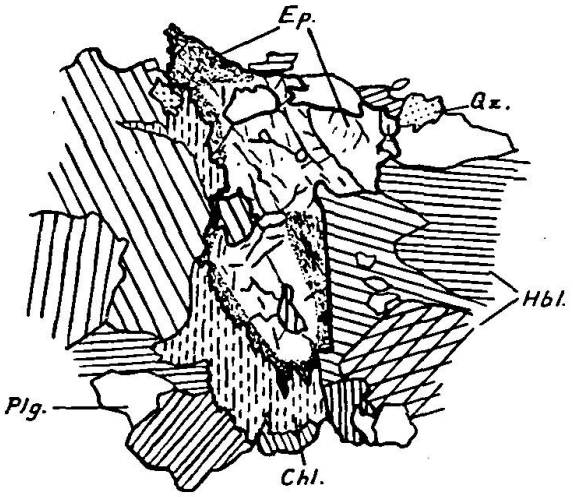


Fig. 21. Eisenaufnahme des Epidotes aus der Hornblende (rechts im Bild an der geraden Grenze des Epidotes) und sekundäres Wachstum des Epidotes auf Konto von Chlorit (links und oben). Die idiomorphe Umgrenzung des Epidotes ist deutlich zu erkennen, ebenso der Saum des gelblich-pleochroistischen, Fe-reichen Pistacites (feinpunktiert).

Epidot-Tonalitgneis, Alpe Scenc. Dünnschliff Nr. 101, Vergr. 21:1.

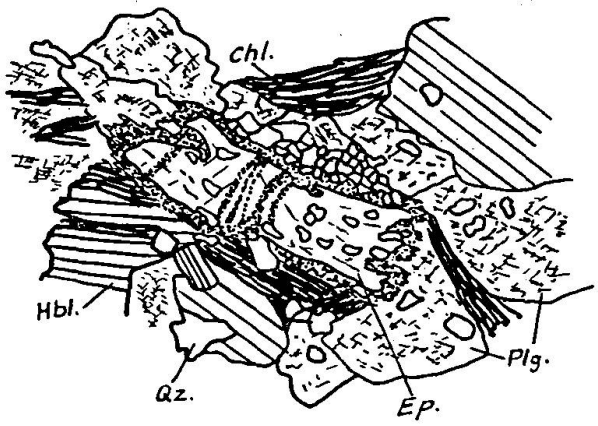


Fig. 22. Gebogener Epidotkristall mit pistacitisierten Beugungszonen und randlich sekundärem Wachstum auf Konto von Chlorit und Plagioklas. Oberhalb Epidot: Sandquarz. Feinpunktiert: stark pleochroitisches Pistacit.

Epidot-Tonalitgneis-Katalasit, Monti del Dosso. Dünnschliff Nr. 61, Vergr. 22:1.

diesen zur Aufnahme von freigewordenem Eisen fähig machen. Dieselben Kräfte, die den Epidot stören, können auch die Hornblende- und Biotitkristalle beeinflussen, wobei z. B. durch Chloritisierung Fe frei wird.

Diese Erkenntnisse sind wichtig für die Erklärung der Variation in der Zusammensetzung des idiomorphen Epidotes innerhalb des Epidot-Tonalitgneises. Tatsächlich variiert die Zusammensetzung der Epidotkörner bei gut erkennbarer Idiomorphie innerhalb desselben Schliffes ziemlich stark, was an der Intensität der Polarisationsfarben leicht erkenntlich ist. Wären diese Körner sekundär entstanden, so würde man die Inhomogenität durch die verschiedenen Bildungsverhältnisse an Ort und Stelle leicht erklären können. Wenn man aber annimmt, dass Epidot eine primäre Ausscheidung darstellt, die ursprünglich mehr oder weniger einheitlich sein musste, so erklärt nur die oben erläuterte Fe-Aufnahme die vorhandene Schwankung in dessen Zusammensetzung.

Ein weiteres Argument zur Stützung dieser Hypothese ist die Beobachtung, dass Fe-reicher, idiomorpher Epidot vorwiegend dort anzutreffen ist, wo er von Hornblende, Biotit oder Chlorit begleitet wird, während Klinozoisit meistens von hellen Gemengteilen umgeben ist. Es geht aber aus den bisherigen Aussagen klar hervor, dass in den ungestörten Gesteinsvarietäten auch Klinozoisit neben melanokraten Gemengteilen ohne weiteres existieren kann, denn die Voraussetzung für eine Fe-Aufnahme ist die Störung des Kristallgitters. Die Schwankung in der Epidotzusammensetzung des Epidot-Tonalitgneises zeugt also für die unruhigen Verhältnisse, welche für dieses Gestein geherrscht haben müssen, im Gegensatz zu den einzelnen geschützten, reliktischen Stellen, wo der Tonalit massig geblieben ist.

Der *Chlorit* kann mengenmässig sekundär aus der Biotitumwandlung stark angereichert sein.

Struktur und Textur

Die Struktur des Epidot-Tonalitgneises kann man als grano- bis schwach porphyroblastisch bezeichnen; die glimmerreichen Partien haben eine lepidoblastische Struktur (Fig. 23). Die Porphyroblasten sind vorwiegend aus hellen Gemengteilen gebildet; nur in der erwähnten Gegend von Alpe Pisciarotundo und Alpe Fossada ist auch die Hornblende daran beteiligt. Der Quarz ist sehr oft in Zügen geordnet, erscheint aber auch nicht selten in seiner gewöhnlichen Rolle als Lückenfüllung. Innerhalb der Quarzzüge, die vor allem im Übergangstypus weit verbreitet auftreten, sind die einzelnen Quarzkörner miteinander verzahnt. Der Biotit

ist vollständig parallel orientiert und hüllt fluidalartig die leukokraten Flasern ein.

Im Übergangstyp zum Augengneis ist die Anordnung bei feinerem Korn gleich wie im Normaltyp, aber der Feldspat bildet zum Teil bereits kleinere Augen, die eine porphyroblastische Struktur bedingen (Fig. 24). Interessant ist in dieser Übergangszone die Entwicklung der Augen von dem ursprünglich gleichmässige Verteilung aufweisenden, massigen Tonalit bis zum eigentlichen Augengneis. Die leukokraten Gemengteile bilden zuerst heterogen zusammengesetzte Flasern von Quarz und Plagioklas. Je näher man dem Übergangstyp kommt, desto deutlicher wird die Umbildung dieser Flasern zu eigentlichen Plagioklasaugen. Der Plagioklas verdrängt die Quarzkörner gegen den Flaserrand, bildet langsam Porphyroblasten, die immer grösser werden und stösst dabei den Biotit und die Hornblende zur Seite, so dass diese Mineralien eine fluidalartige Anordnung erhalten. Klastische Strukturen sind in der Nähe

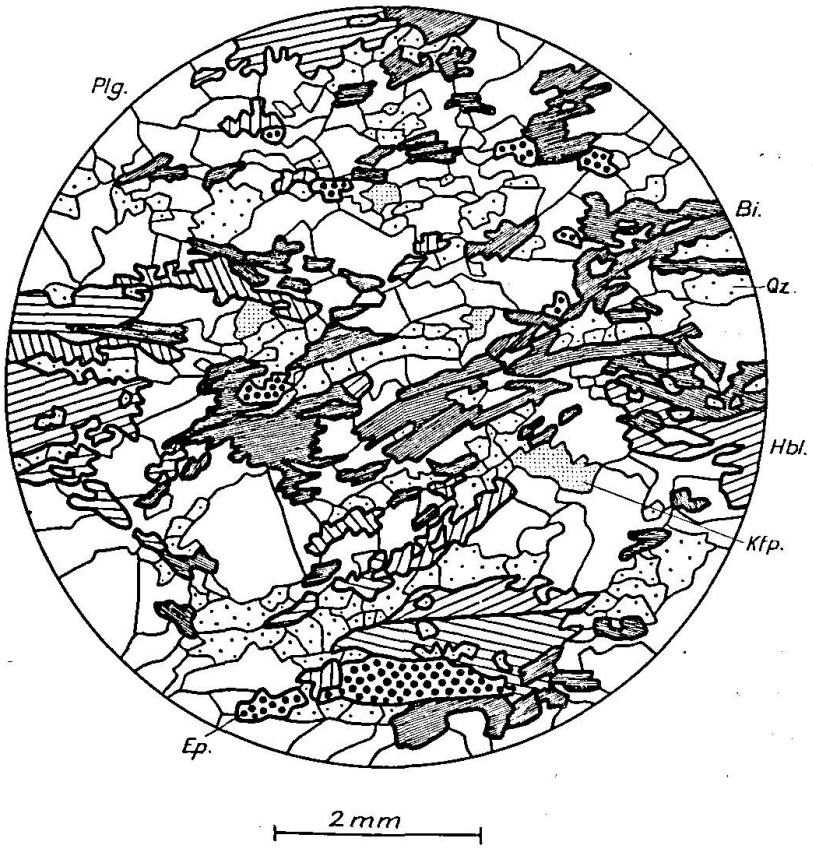


Fig. 23. Beispiel eines Strukturbildes von mittelkörnigem Epidot-Tonalitgneis. Dünnschliff Nr. 190, Weg Biscia–San Iorio.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

der grossen Mylonitzonen sowie in der unmittelbaren Umgebung der Kluftflächen zu finden.

Eine eigentliche Ausscheidungsfolge, wie sie im massigen Tonalit möglich war, kann im vorliegenden Fall nicht mehr festgestellt werden. Das Gestein weist Umwandlungen struktureller und textureller Natur auf, die fast durchwegs die ursprüngliche Anordnung zerstört haben. Als

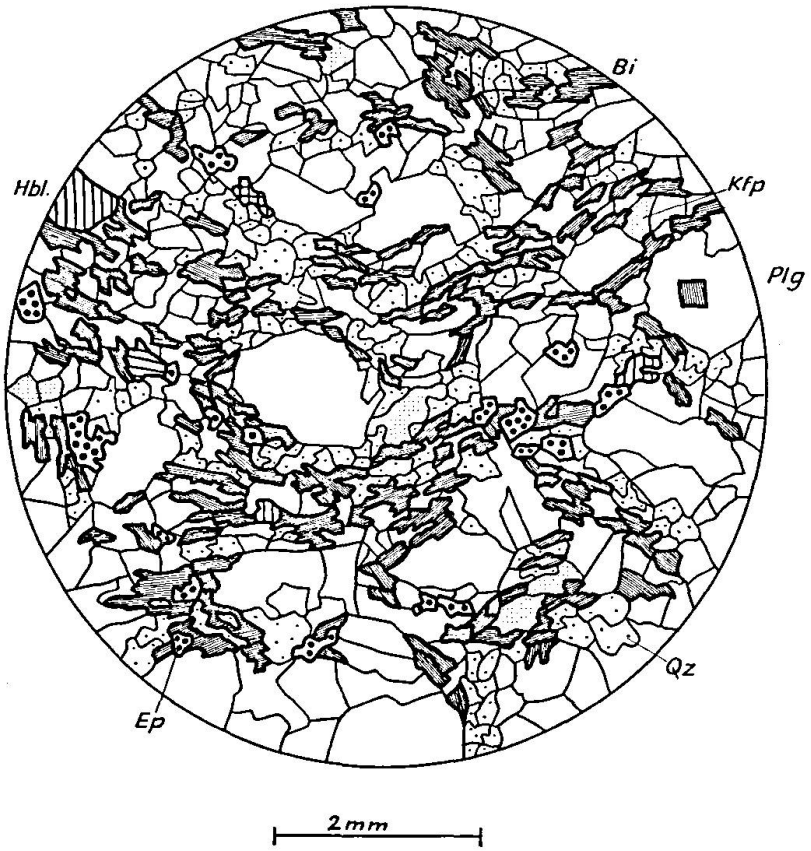


Fig. 24. Beispiel eines Strukturbildes von feinkörnigem, hornblendearmem Epidot-Tonalitgneis aus der Übergangszone zum Augengneis. Dünnschliff Nr. 66, oberhalb Alpe Fossada.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

unbestrittene Erstausscheidungen bleiben die Akzessorien in der Reihenfolge Apatit, Titanit, Erz und Zirkon. Die melanokraten Gemengteile lassen auch teilweise, an weniger stark beanspruchten Stellen, eine Reihenfolge erkennen: Epidot, Biotit-Hornblende. Die hellen Gemengteile sind aber schwerer zu beurteilen, da gewisse Rekristallisationen von Feldspäten und Quarz stattgefunden haben müssen, die manchmal sehr schwer von den primären Ausscheidungen unterschieden werden können.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Da dieser Gesteinstypus die Hauptmasse des ganzen Tonalitzuges bildet, wurde ihm in chemischer Hinsicht eine grössere Aufmerksamkeit geschenkt. Es wurden folgende Proben einer chemischen Analyse unterzogen: eine mittelkörnige Probe aus der Gegend oberhalb Alpe Boga (Handstück Nr. 99), eine grobkörnige Probe aus der Gegend des rechten Meraufers, südlich von Dascio (Handstück Nr. 256), und eine Probe aus einem Steinbruch im feinkörnigen Übergangstyp der linken Meraufer, oberhalb Dubino (Handstück Nr. 248). Es ist ausserdem noch eine von R. Staub (1916) publizierte Analyse aus dem Val Melirolo vorhanden, die als Vertreter des westlichen Tonalitendstückes in die Betrachtungen miteinbezogen wurde.

4. Epidot-Tonalitgneis (quarzführender Epidot-Biotit-Hornblende-dioritgneis), (Nr. 99), Alpe Boga. Analytiker: J. Weber.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	56,34	si	165	Q	39,1	Q	7,2
Al_2O_3	18,65			Kp	7,1		
Fe_2O_3	2,13	al	32	Ne	16,6	Or	11,8
FeO	4,05	fm	31,5	Cal	19,1	Ab	27,7
MnO	0,09	c	24	Cs	1,6	An	31,8
MgO	3,87	alk	12,5	Fs	2,2		
CaO	7,65			Fa	4,9	Wo	2,1
Na_2O	3,05	k	0,31	Fo	8,2	Hy	5,1
K_2O	2,03	mg	0,53	Cp	0,4	En	10,9
H_2O+	0,86			Ru	0,8		
H_2O-	0,02	ti	2,3			Mt	2,2
TiO_2	1,03	p	0,3	Q	39,1	Ru	0,8
P_2O_5	0,26			L	42,8	Cp	0,4
Total	100,03	al-alk	+19,5	M	16,9		
		t	− 4,5	Akz	1,2	Magmatypus:	
		qz	+15	π	0,44	tonalitisch/	
				γ	0,09	peléeitisch	

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,5	Vol.%	Epidot	7,3	Vol.%
Hornblende	17,5	,,	Kalifeldspat	1,5	,,
Biotit	11,9	,,	Chlorit	1,2	,,
Quarz	7,3	,,	Akzessorien	0,8	,,

5. Epidot-Tonalitgneis (Nr. 256), S. Dascio. Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	56,02	si	162	Q	36,7	Q	4,5
Al_2O_3	17,78			Kp	8,1		
Fe_2O_3	2,52	al	30	Ne	20,1	Or	13,5
FeO	4,22	fm	32	Cal	15,1	Ab	33,5
MnO	0,09	c	23,5	Cs	2,8	An	25,1
MgO	3,80	alk	14,5	Fs	2,6		
CaO	7,55			Fa	5,0	Wo	3,7
Na_2O	3,70	k	0,29	Fo	7,9	Hy	4,9
K_2O	2,22	mg	0,51	Cp	1,0	En	10,5
H_2O+	0,95			Ru	0,7		
H_2O-	0,01	ti	2,2			Mt	2,6
TiO_2	1,05	p	0,6	Q	36,7	Ru	0,7
P_2O_5	0,51			L	43,3	Cp	1,0
Total	100,42	al-alk	+15,5	M	18,3		
		t	− 8	Akz	1,7	Magmatypus:	
		qz	+ 4	π	0,35	tonalitisch/	
				γ	0,15	peléeitisch	

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,9	Vol.%	Hornblende	7,4	Vol.%
Biotit	17,6	,,	Kalifeldspat	2,8	,,
Quarz	9,0	,,	Akzessorien	1,0	,,
Epidot	8,8	,,	Chlorit	0,5	,,

6. Epidot-Tonalitgneis (Nr. 248), Dubino. Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	57,11	si	169	Q	38,8	Q	7,8
Al_2O_3	17,97			Kp	7,1	Or	11,8
Fe_2O_3	3,10	al	31	Ne	19,5	Ab	32,5
FeO	3,26	fm	32	Cal	16,3	An	27,2
MnO	0,11	c	23	Cs	2,0		
MgO	3,78	alk	14	Fs	3,3	Wo	2,7
CaO	7,21			Fa	3,9	Hy	3,0
Na_2O	3,59	k	0,27	Fo	7,8	En	10,4
K_2O	2,00	mg	0,52	Cp	0,7		
H_2O+	1,12			Ru	0,6	Mt	3,3
H_2O-	0,05	ti	2,1			Ru	0,6
TiO_2	0,94	p	0,5	Q	38,8	Cp	0,7
P_2O_5	0,40			L	42,9		
Total	100,64	al-alk	+17	M	17,0	Magmatypus:	
		t	− 6	Akz	1,3	peléeitisch	
		qz	+13	π	0,38		
				γ	0,12		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	54,7	Vol.%	Hornblende	5,6	Vol.%
Biotit	16,2	,,	Kalifeldspat	4,3	,,
Quarz	10,6	,,	Akzessorien	0,8	,,
Epidot	7,8	,,			

7. Tonalit, Val Melirolo. Analytiker: S. STAUB.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	56,22	si	168	Q	41,1	Q	14,0
Al_2O_3	17,54			Kp	5,7		
Fe_2O_3	4,80	al	31	Ne	15,1	Or	9,5
FeO	2,28	fm	32,5	Cal	19,1	Ab	25,2
MnO	0,13	c	25,5	Cs	1,3	An	31,8
MgO	3,51	alk	11	Fs	5,1		
CaO	7,98			Fa	2,9	Wo	1,7
Na_2O	2,74	k	0,26	Fo	7,5	Hy	0,5
K_2O	1,54	mg	0,48	Cp	1,5	En	10,0
H_2O+	1,17			Ru	0,7		
H_2O-	0,09	ti	2,2			Mt	5,1
TiO_2	0,97	p	1,0	Q	41,1	Ru	0,7
P_2O_5	0,77			L	39,9	Cp	1,5
Total	99,74	al-alk	+20	M	16,8		
		t	− 5,5	Akz	2,2	Magmatypus:	
		qz	+24	π	0,43	peléeitisch	
				γ	0,08		

Quelle: R. STAUB, Beitrag Geol. Karte d. Schweiz, NF 46, I (1916), 15.

Diese Resultate zeigen also auf der ganzen Strecke von Melirolo nach Dubino einen konstanten Chemismus. Es ist lediglich eine leichte Zunahme der Alkalien gegen E bei einer geringen Abnahme des c-Wertes in der gleichen Richtung festzustellen. Der Tonerdeüberschuss (al-alk) wird gegen E entsprechend vermindert. Da die alk-Zunahme stärker ist als die entsprechende c-Abnahme, hat dies, bei praktisch gleichbleibendem al-Wert, auch eine Herabsetzung des kleinen, negativen Tonerdeüberschusses zur Folge.

Die Niggli-Werte dieser vier Analysen können in erster Linie mit denen verglichen werden, die unter a, b und c im ersten Abschnitt aufgeführt worden sind und damit natürlich auch mit den bisher besprochenen Resultaten der anderen Tonalitvarietäten, da der Gesamtchemismus des Zuges ziemlich einheitlich ist. Als weitere Vergleichswerte seien hier noch diejenigen der folgenden vier Analysen aus Bergell und Adamello erwähnt:

h) Tonalit, oberhalb Poira, auf 1300 m, Valtelina, Anal. L. HEZNER, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 250, Nr. 26.
i) Tonalit aus der Baitone-Nordwand, Adamello, G. SCHIAVINATO, Rendic. Soc. Min. Ital. 7, 1951, 151. Anal. Autor.
j) Tonalit mit Paralleltextur, Lago di Barca, Presanella-Gruppe, D. COLBERTALDO, Rend. Soc. Min. Ital. 8, 1952, 110. Anal. Autor.
k) Amphibolit bis Tonalit, N-Seite des Monte Coppetto, W-Adamello, B. ZANETTIN, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 19, 1956, 63. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
h)	182	32	33,5	21	13,5	0,41	0,54	1,7	0,3	tonalitisch
i)	187	32	30,5	22,5	15	0,33	0,42	2,1	0,2	tonalitisch
j)	193	30,5	32,5	24	13	0,43	0,44	3,4	—	tonalitisch
k)	165	33	30	26	11	0,18	0,43	0,7	0,5	peléeitisch

Die Analysen h und j haben einen viel höheren k-Wert, wurden jedoch berücksichtigt, weil sie von Gesteinen stammen, die in der betreffenden Literatur als Tonalite beschrieben worden sind.

4. Die hellen Bänder im Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Helle, leukokrate Bänder sind fast auf der ganzen Strecke des Tonalitzuges anzutreffen. Überall dort, wo ausgedehntere Aufschlüsse vorhanden sind, wird man auf diese sonst eher unauffällige Erscheinungen aufmerksam. Eine leichte Zunahme gegen E ist festzustellen, während sie gegen das Westende des Zuges hin eher zurücktreten. Besonders reichlich und leicht erreichbar sind sie im Bachbett von Sorico, wenig oberhalb der Strasse nach Dubino. Sehr schön sind sie auch im Gebiet des Grenzkammes, wo die kahlen Felsen einen guten Einblick in deren Verlauf und strukturelle Beziehungen gestattet. Es handelt sich um durchwegs schmale, konkordante Bänder, die durch das Zurücktreten von Biotit und die Anreicherung von Quarz heller erscheinen als ihre Umgebung. Diese Bänder haben meistens Mächtigkeiten zwischen 1—5 cm (selten 10 cm), und ihre Grenzen zum normalen Gestein sind nie scharf, sondern immer verschwommen, übergangsartig. Diskordante Bänder oder linsenförmige bis schlierige Gebilde wurden nirgends beobachtet.

Die hellen Bänder sind in allen bisher besprochenen Tonalitvarietäten zu finden, mit Ausnahme des Übergangstypus von Epidot-Tonalitgneis zum Augengneis, wo sie vollständig zu fehlen scheinen.

Im Handstück erkennt man als Komponenten Plagioklas, Quarz, Hornblende und sehr oft Titanit, der stellenweise stark angereichert sein kann. Der Zustand all dieser Mineralien ist sehr frisch; alle hellen Bänder

machen einen viel frischeren Eindruck als das sie umgebende Gestein. Nur in den grossen Störungszonen sind sie zusammen mit dem Tonalit mylonitisiert. Die Klüftung erfasst auch sie.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Resultate der Integrationsanalyse sind die folgenden (in Klammern häufige Variationswerte):

Plagioklas	45 %	(38—51 %)
Quarz	25 %	(18—27 %)
Hornblende	20 %	(13—25 %)
Kalifeldspat	5 %	(2—8 %)
Biotit	1 %	(0—5 %)
Epidot	1 %	(0—5 %)
Chlorit	1 %	(0—2 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Erz	2 %	(0,5—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Kann stellenweise zugunsten von Hornblende und Quarz stark zurücktreten. Seine Zusammensetzung ist die gleiche wie im umgebenden Gestein. Es wurden An-Gehalte von 38 % bis 48 % gemessen. Zonarer Bau wurde nirgends getroffen. Die Zwillingsgesetze sind die gleichen wie in der übrigen Gesteinsmasse; die Albitlamellen sind nicht so stark gebogen wie im Epidot-Tonalitgneis. Undulöse oder wolkige Auslöschungen sind eher selten. Die Plagioklasindividuen sind sehr frisch, vorwiegend ohne Spur von Zersetzungserscheinungen.

Kalifeldspat: Ist stellenweise gegenüber den anderen Tonalitvarietäten etwas angereichert. Zu erwähnen ist eine Reaktionsstelle aus dem Schliff Nr. 103 (siehe weiter unten), an welcher deutlich sichtbar ist wie sich Kalifeldspat am Kontakt zwischen Plagioklas und chloritisiertem Biotit bildet. Diese auf K-Abgabe — bzw. -Aufnahme — beruhende Umwandlung ist zwar nur vereinzelt beobachtet worden, könnte jedoch eventuell z. T. die leichte Zunahme des Kalifeldspates erklären.

Quarz: Befindet sich sowohl als Füllmasse in den Zwickeln als auch in Quarzzügen angeordnet. Die einzelnen Individuen dieser Züge können miteinander verzahnt sein. Kataklastische Erscheinungen sind in den gneisigeren Typen oft anzutreffen und können auch eigentliche Mörtelkränze bilden. Die Auslöschung ist mit Ausnahme von wenigen massigen Partien immer undulös.

Hornblende: Ist der einzige melanokrate Bestandteil, welcher eine grössere Rolle in der Mineralzusammensetzung der hellen Bänder spielt. Sie kann diesem stellenweise ein porphyrartiges Aussehen verleihen, doch sind diese Stellen meistens nur wenige cm mächtig. Sie besitzt die gleichen optischen Charakteristika wie diejenigen der anderen Tonalittypen und zeigt stark xenomorphe Ausbildungen. Oft ist sie siebartig mit hellen Gemengteilen durchspickt. Eine interessante Erscheinung zeigt sie in einer Probe aus der Gegend von Alpe Scenc (Dünnschliff Nr. 103). Grössere Hornblendekristalle sind randlich zertrümmert, und deren Trümmer wurden von allen umgebenden hellen Gemengteilen eingeschlossen. Dies zeugt für eine Kristallisation der hellen Gemengteile nach dem klastischen Vorgang, der die Hornblende in Mitleidenschaft gezogen hat.

Biotit: Fehlt fast vollständig oder ist nur in untergeordneten Mengen anzutreffen. Es sei hier auf einige schmale, fetzenartige Epidot-Tonalitgneis-Partien hingewiesen, die aus der Hauptgesteinsmasse randlich parallel in die hellen Bänder eindringen und sich allmählich auflösen. In solchen sich auflösenden Gesteinsfetzen ist der Biotit reichlicher vertreten, verschwindet aber rasch wieder.

Titanit: Der Titanit ist oft ziemlich stark angereichert und kann mit blossem Auge in seinem gewöhnlichen Briefcouvert-Habitus beobachtet werden. Auch er zeigt oft Resorptionserscheinungen.

Die übrigen Nebengemengteile sind in üblicher Ausbildung und Mengen vorhanden.

Epidot: Er ist fast völlig resorbiert; hie und da zeugen einzelne, oft noch wenigstens auf einer Seite von Hornblende geschützte Relikte von den ursprünglich wahrscheinlich reichlicher vorhandenen und idiomorph ausgebildeten Individuen. Sekundärer Epidot ist in den gneisigen Varietäten etwas reichlicher vertreten und zeigt die bekannte Tendenz zur Sammelkristallisation an Korngrenzen von Plagioklas.

Struktur und Textur

Die Struktur der hellen Bänder ist meistens ähnlich derjenigen des normalen Epidot-Tonalitgneises (Fig. 23), d. h. grano- bis schwach porphyroblastisch, wobei aber die lepidoblastischen Partien zusammen mit dem Glimmer wegfallen. Massigere, helle Bänder aus den massigen Tonalitvarietäten haben die gleiche hypidiomorph-körnige Struktur, wie sie in Fig. 9 dargestellt ist. Klastische Strukturelemente fehlen nicht, sind aber seltener als im Tonalitgneis.

Der relativ geringere Grad der Kataklase der hellen Bänder gegen-

über dem des umgebenden Gesteins und das Vorhandensein von Hornblendetrümmern, eingeschlossen in den hellen Gemengteilen, könnten eventuell als Ausschwitzung dieser Bänder aus dem Nebengestein gedeutet werden. Eine solche kommt aber wohl kaum in Frage, denn dazu müsste nachträglich der ganze Komplex wieder in grössere Tiefe versetzt worden sein, wofür keine Anzeichen vorliegen. Es scheinen vielmehr Differentiationsprozesse wirksam gewesen zu sein. Die klastischen Vorgänge, die zur Zertrümmerung der Hornblende führten, dürften eventuell einer Protoklase zuzuschreiben sein, während der mechanisch nicht deformierte Zustand der hellen Gemengteile durch intensivere Rekristallisation bedingt wäre. Für Differentiationsvorgänge sprechen auch das gleichzeitige Fehlen des Biotites und die Anreicherung der Hornblende (primär nur Hornblende an Stelle des Biotites ausgeschieden), die graduellen Übergänge zum Tonalit und die Titanitanreicherung.

Eine Ausscheidungsfolge kann in der gleichen Art und Weise aufgestellt werden, wie dies beim massigen Tonalit geschah, aber inwieweit die hellen Gemengteile rekristallisiert sind, kann man nicht entscheiden.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die chemische Analyse einer Probe aus dem Bachbett von Sorico (Handstück Nr. 234a) hat folgende Resultate geliefert.

8. Hornblende-Quarzdiorit (Nr. 234a), helles Band im Epidot-Tonalitgneis, Sorico. Analytiker: J. Weber.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	64,98	si	240	Q	50,0	Q	22,5
Al_2O_3	16,82			Kp	4,7		
Fe_2O_3	1,65	al	36,5	Ne	18,2	Or	7,8
FeO	1,66	fm	21	Cal	16,4	Ab	30,3
MnO	0,08	c	27,5	Cs	1,7	An	27,3
MgO	1,99	alk	15	Fs	1,8		
CaO	6,92			Fa	2,0	Wo	2,3
Na_2O	3,36	k	0,21	Fo	4,1	Hy	1,5
K_2O	1,36	mg	0,52	Cp	0,6	En	5,4
H_2O+	0,36			Ru	0,5		
H_2O-	0,05	ti	1,7			Mt	1,8
TiO_2	0,61	p	0,4	Q	50,0	Ru	0,5
P_2O_5	0,25			L	39,3	Cp	0,6
Total	100,09	al-alk	+21,5	M	9,6		
		t	− 6	Akz	1,1	Magmatypus:	
		qz	+80	π	0,42	leukopeléeitisch	
				γ	0,17		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	50,4	Vol.%
Quarz	24,7	„
Hornblende	14,5	„
Kalifeldspat	7,4	„
Epidot	1,0	„
Chlorit	0,7	„
Akzessorien (vorwiegend Titanit und Apatit)	1,3	„

Da diese Probe, ausser geringe Mengen von komplexen Mineralien (Epidot, Chlorit), hauptsächlich aus Feldspäten, Quarz und Hornblende besteht, bietet sie eine gewisse Möglichkeit für die Berechnung der Hornblende-Zusammensetzung an Hand der Äquivalentnorm. Der Berechnungsvorgang wurde von H. S. Wang (1939, 44) eingehend dargestellt und ist darum im folgenden nur in grossen Zügen angegeben.

Die gemessenen Volumenprozente der Komponenten werden zunächst in Gewichtsprozente umgewandelt:

	Vol. %	spez. Gewicht	Gew. %
Plagioklas (46 % An)	50,4	2,68	49,0
Quarz	24,7	2,65	23,8
Hornblende	14,5	3,2	16,9
Kalifeldspat	7,4	2,57	6,9
Epidot	1,0	3,3	1,2
Chlorit	0,7	~2,8	0,7
Akzessorien	1,3	~3,3	1,5

An Hand der Gewichtsprozente berechnet man die Basiswerte der Feldspäte und des Quarzes. Dies ist erlaubt, da die Äquivalentgewichte der in Betracht kommenden Mineralien einander so ähnlich sind, dass sich Gewicht- und Äquivalentprozente nur sehr wenig unterscheiden.

		Kp	Ne	Cal	Q
23,8 Q	=				23,8
6,9 Or	=	4,1			2,8
26,4 Ab	=		15,8		10,6
22,6 An	=			13,6	9,0
		4,1	15,8	13,6	46,2

Nach Abzug dieser Werte von der gesamten Basis des Gesteins bleibt für Hornblende, Epidot und Chlorit übrig:

0,6 Kp, 2,4 Ne, 2,8 Cal, 1,7 Cs, 1,8 Fs, 2,0 Fa, 4,1 Fo, 3,8 Q, Σ 19,2.

Ru kann nicht in Betracht gezogen werden, da ungewiss ist, wieviel TiO_2 in Hornblende und wieviel in Titanit eingeht. Der Titanitgehalt ist ausserdem oft innerhalb desselben Handstückes stark variabel.

Auf Σ 100 umgerechnet:

$$\underbrace{3{,}1\ \mathrm{Kp} + 12{,}5\ \mathrm{Ne} + 14{,}6\ \mathrm{Cal}}_{30{,}2\ \mathrm{L}} + \underbrace{8{,}9\ \mathrm{Cs} + 9{,}4\ \mathrm{Fe} + 10{,}3\ \mathrm{Fa} + 21{,}4\ \mathrm{Fo} + 19{,}8\ \mathrm{Q}}_{50{,}0\ \mathrm{M}}$$

Die Zahl der elektropositiven Atome ist aus dem Basisrest folgendermassen erhältlich:

	Si	Al	Fe‴	Fe″	Mg	Ca	Na	K
0,6 Kp	0,2	0,2						0,2
2,4 Ne	0,8	0,8					0,8	
2,8 Cal		1,9				0,9		
1,7 Cs	0,6					1,1		
1,8 Fs	0,6		1,2					
2,0 Fa	0,7			1,3				
4,1 Fo	1,4				2,7			
3,8 Q	3,8							
	8,1	2,9	1,2	1,3	2,7	2,0	0,8	0,2

Durch Multiplikation mit dem betreffenden Molekulargewicht erhält man die Gewichtsverhältnisse und daraus die Gewichtsprozente.

	Gew.-Verhältnisse	Gew.%
SiO_2	4,91	45,42
Al_2O_3	1,48	13,68
Fe_2O_3	0,96	8,87
FeO	0,93	8,59
MgO	1,09	10,07
CaO	1,12	10,32
Na_2O	0,24	2,22
K_2O	0,09	0,83
Σ	10,82	100,00

Die Umrechnung in Kationenprozent nach B. E. Warren (1930) (die auf 46 statt auf 48 O bezogen wurde, da H_2O nicht berücksichtigt wurde) ergibt folgende Resultate:

	O-Zahl in Oxyden	O-Zahl auf 46 O umgerechnet	Zahl der dazu gehörigen Kationen		Gesamte Kationen	
Si	16,2	25,82	14,90	1,10	16,00 IV	
Al	4,35	6,94	4,63			
Fe‴	1,8	2,87	1,90	3,53		
Mg	2,7	4,30	4,30		11,80 VI	32,60
Fe″	1,3	2,07	2,07			
Na	0,4	0,64	1,28			
Ca	2,0	3,20	3,20		4,80 VIII	
K	0,1	0,16	0,32			
	28,85	46,00	32,60			

Es ist ersichtlich, dass die Kationenzahl gegenüber O etwas höher ausfällt als dies für Hornblende allgemein der Fall zu sein pflegt, nämlich 30—32 Kationen auf 48 O. Es dürfte dies davon herrühren, dass einerseits in der Gesamtsumme der Gew.% die H_2O- und TiO_2-Werte fehlen und dass andererseits die immerhin fast 2 % betragenden Epidot- und Chloritmengen in der Berechnung ausser acht gelassen wurden.

Unter Berücksichtigung dieser Punkte kann das Resultat der Berechnung als befriedigend angesehen werden, und es dürfte die ungefähre Zusammensetzung der Hornblende zum Ausdruck bringen.

Der Projektionspunkt im QLM-Dreieck fällt in das Hornblendefeld der Mesozone, knapp an der Grenze gegen das Feld der Kata-Hornblenden (H. S. Wang, 1930, Diagramm 17).

Dem Chemismus der analysierten hellen Bänder im Tonalit stehen auf Grund der Niggli-Werte folgende drei Gesteine aus dem Adamello- und Bergellermassiv nahe:

l) Tonalitische Randfazies, Val Rabbia bei Rino, Adamello, in C. Gottfried, Chem. der Erde 7, 1932, 590. Anal. G. Odebrecht.

m) Biotittonalit, Malga Vallina, Alta Val Nambrone, Adamello. M. Fenoglio, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 13, 1938, 15. Anal. Autor.

n) Granit, basische Randfazies, Vallun del Larg, zwischen Casaccia und Vicosoprano, Bergell, Anal. J. Jakob, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 7.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
l)	265	38	24	21	17	0,37	0,47	1,9	—	leukopeléeitisch
m)	259	36,5	24,5	21,5	17,5	0,43	0,40	1,4	—	leukotonalitisch
n)	207	41,5	21,5	17	20	0,29	0,44	1,5	0,4	leukotonalitisch

Alle drei Vergleichsgesteine entsprechen leukotonalitischen bis leukopeléeitischen Magmen, unterscheiden sich jedoch ziemlich stark durch das Verhältnis

c/fm < 1 und durch den grösseren k-Wert von denjenigen des Hornblende-Quarzdiorites.

Immerhin geht aus dem Vergleich hervor, dass sich ähnliche Chemismen unter den Gesteinen des Bergeller Massivs und des Adamello finden, was eine Deutung der hellen Bänder im Tonalit als Differenziate des tonalitischen Magmas zum mindesten als nicht unwahrscheinlich erscheinen lässt.

5. Die dunklen Schollen und Schlieren im Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Dunkle Partien innerhalb der Gesteinsmasse treten seltener auf als helle und sind im Gegensatz zu diesen nirgends als Bänder anzutreffen. Ihre Verbreitung scheint allgemein auf die Tonalit- bis Epidot-Tonalitgneis-Varietäten beschränkt zu sein. Im Augengneis wurden sie nicht beobachtet; sie unterscheiden sich gründlich von den Paragneis-Schollen und -Lagen im Augengneis, welche bereits auf Seite 301 besprochen wurden.

Es handelt sich, wie dies aus den Fig. 25 und 26 ersichtlich ist, meistens um kleine, 10—30 cm lange, dunkle Massen, die zum Teil rundlich, zum Teil ausgezogen schlierig erscheinen. Die länglichen Schlieren sind immer parallel zur Schieferung orientiert. Die Abgrenzung gegenüber der Hauptgesteinsmasse ist auf den ersten Blick im allgemeinen schärfer als diejenige der hellen Bänder; dies führt dazu, dass die dunklen Schlieren deutlich hervortreten. Bei näherer Betrachtung stellt man jedoch den gleichen, allmählichen Übergang von einem Gestein zum anderen fest, wie er für die hellen Bänder charakteristisch ist. Dieser Übergang erfolgt

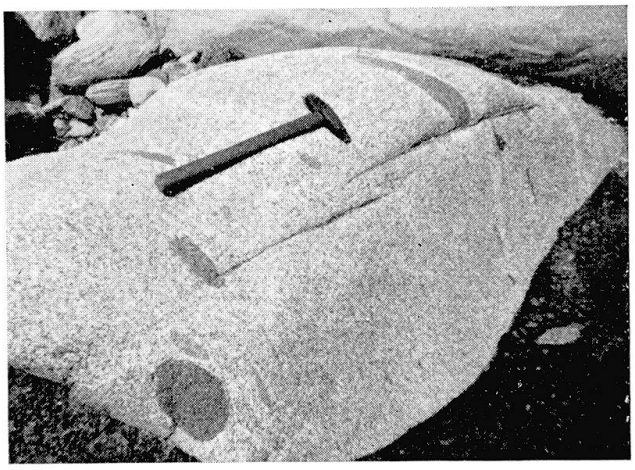


Fig. 25. Dunkle, rundliche Schollen im Epidot-Tonalitgneis von Valle di Livo.

jedoch hier im mm-Bereich, während er sich dort innerhalb von 1 bis 2 cm abspielte. Scharfe, biotitreiche Kontaktflächen wurden nirgends angetroffen.

Im Handstück sind neben Hornblende und Plagioklas auch Biotit und einzelne grössere Titanitkristalle sichtbar.

Fig. 26. Dunkle, langgezogene Schollen im Epidot-Tonalitgneis von Valle di Livo.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Folgende mittlere Werte wurden aus der Integrationsanalyse ermittelt (in Klammern die Variationswerte):

Hornblende	45 %	(35—50 %)
Plagioklas	30 %	(22—35 %)
Biotit	15 %	(10—20 %)
Quarz	4 %	(2—7 %)
Kalifeldspat	2 %	(1—6 %)
Epidot	1 %	(0—3 %)
Titanit, Erz, Apatit, Zirkon	3 %	(1—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Der Plagioklas ist mengenmässig der Hornblende und dem Biotit untergeordnet. Dies dürfte wohl das einzige Gestein des ganzen Tonalitzuges sein, bei dem dies der Fall ist. Sein Verhalten gegenüber den anderen Gemengteilen ist gleich wie bei den bisher behandelten Tonalitvarietäten. Er ist immer frisch, ausser in den mechanisch beanspruchten Zonen, von welchen die basischen Schlieren auch miterfasst

wurden und wo der Plagioklas teilweise saussuritisiert ist. Undulöse Auslöschungen und gebogene Zwillingslamellen sind in den gneisigen Varietäten vorhanden, hingegen wurden „wolkenartige Auslöschungen", wie die auf Seite 333 beschriebenen, nicht angetroffen.

Die Zusammensetzung der Plagioklase scheint ziemlich konstant und unabhängig von derjenigen des einschliessenden Gesteins zu sein. Bei einem allgemeinen Anorthitanteil von 46—50 % sind sie etwas basischer als die Plagioklase des Tonalites und Tonalitgneises. Besonders in gewissen Epidot-Tonalitgneis-Varietäten, deren Plagioklase um 40 % An aufweisen, ist der Unterschied zu den eingeschlossenen, basischen Schlieren deutlicher. Die Zwillingsgesetze sind die gleichen wie im Tonalit: Albit, Periklin, Karlsbad, einzeln oder kombiniert.

Kalifeldspat: Immer untergeordnet, kann er stellenweise bis zu 6 % des Mineralbestandes ausmachen. Dies ist jedoch eher eine Ausnahme, da der mittlere Kalifeldspatgehalt um 2 % liegt. Er füllt zusammen mit dem Quarz die letzten Zwickel der übrigen Gemengteile und weist dieselben optischen und morphologischen Eigenschaften auf, wie in den übrigen bisher besprochenen Gesteinsvarietäten.

Quarz: Tritt in den massigen Varietäten stark zurück (bis auf 2 %) und ist in den gneisigen Arten in Form von Quarzzügen etwas reichlicher vertreten. Er tritt vorwiegend als Zwickelfüllung auf, vereinzelt sogar auch in den schiefrigen Varietäten. In den letzteren löscht er ziemlich stark undulös aus und zeigt auch Risse. Sandquarz wurde nur in den Störungszonen angetroffen.

Hornblende: Dominiert mengenmässig und zeigt fast durchwegs idiomorphe Umrisse, ist aber stellenweise mit Quarz stark durchsetzt. Die einzelnen, meist stengelig ausgebildeten Individuen weisen stark variable Korngrössen auf (0,2—5 mm). Zwillingsbildung nach (100), z. T. in Form feiner Zwillingslamellen, werden oft angetroffen. Die optischen Daten weichen von denen der Hornblende aus Tonalit etwas ab:

Pleochroismus: n_α gelblich
n_β blassgrün
n_γ grün, ins bläuliche

n_γ/c um 18°

Auf Grund des schwächeren Pleochroismus kann auf einen grösseren Mg- und geringeren Fe-Gehalt geschlossen werden.

Biotit: Ist meist mit der Hornblende verwachsen und scheint z. T. aus dieser hervorgegangen zu sein. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

n_α bräunlichgelb
n_β braun
n_γ dunkelolivbraun

Titanit: Ist sowohl als idiomorphe Einschlüsse in den übrigen Gemengteilen wie auch als xenomorphe Rissfüllungen in Hornblende, wahrscheinlich aus dieser sekundär entstanden, zu beobachten. Manchmal werden Stellen angetroffen, die an Titanit angereichert sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Titanitindividuen als primäre idiomorphe Erstausscheidungen, welche aber z. T. ziemlich stark resorbiert worden sind.

Die anderen Nebengementeile zeigen keinerlei besondere Merkmale.

Epidot: Tritt stark zurück, ist aber teilweise, wenn auch nur selten, in idiomorpher Ausbildung vorhanden. Dies lässt auf eine fast vollständige Resorption der primär ausgeschiedenen Epidote, ähnlich wie beim massigen Tonalit (Abschnitt 1), schliessen. Als sekundärer Epidot (Fearmer Pistacit bis Klinozoisit) kann er stellenweise relativ angereichert sein.

Struktur und Textur

Die Struktur der basischen Schlieren ist durchwegs gleich derjenigen der Tonalitvarietäten in der sie eingeschlossen sind. Es kommen praktisch alle Strukturtypen vor, die bereits in den vorangehenden Abschnitten besprochen wurden. Quarz ist in den massigeren Varietäten immer nur als Zwickelfüllung anzutreffen, während er in den gneisigen Typen, ähnlich wie beim Epidot-Tonalitgneis, oft in Zügen angeordnet ist. Die Korngrösse variiert zwischen 0,5 bis 5 mm.

Die Ausscheidungsfolge der basischen Schlieren ist die gleiche wie beim massigen Tonalit (Abschnitt 1). Diese Scnlieren sind wohl als magmatische Differenziate zu betrachten, d. h. als Erstarrungsprodukte emporgerissener Fetzen basischer Teilmagmen, welche an früh ausgeschiedenen und abgesaigerten Komponenten angereichert waren. Dafür sprechen, neben dem Mineralbestand, die resorbierten Epidotrelikte, welche die gleichen Verhältnisse zeigen wie im Tonalit und Tonalitgneis. Diese früh ausgeschiedenen Komponenten wurden, wohl infolge Bedingungsänderungen, fast völlig resorbiert. Ein grosser Teil des Biotites ist gleichzeitig oder erst nach der Hornblende, wahrscheinlich durch Reaktion aus dieser gebildet worden. Die Quarzzüge der gneisigen Varietäten sind offenbar sekundär durch Rekristallisation entstanden; sonst ist der Quarz als magmatische Letztausscheidung unverkennbar.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Eine Probe aus einer dunklen, sehr hornblendereichen Schliere aus dem Epidot-Tonalitgneis vom Grat zwischen Al Laghetto und Biscia (Handstück Nr. 172) wurde mit folgendem Resultat analysiert:

9. Biotit-Hornblendit (Nr. 172), dunkle Schliere im Epidot-Tonalitgneis. Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	46,32	si	103	Q	24,0	Or	15,0
Al_2O_3	15,71			Kp	9,0	Ab	22,2
Fe_2O_3	3,83	al	20,5	Ne	13,3	An	25,0
FeO	8,69	fm	49,5	Cal	15,0		
MnO	0,17	c	21	Cs	5,2	Wo	4,8
MgO	8,05	alk	9	Fs	4,1	Cs	1,6
CaO_2	8,92			Fa	10,4	Fa	8,3
Na_2O	2,41	k	0,41	Fo	17,0	Fo	17,0
K_2O	2,50	mg	0,54	Cp	0,8		
H_2O+	1,17			Ru	1,2	Mt	4,1
H_2O-	0,03	ti	2,8			Ru	1,2
TiO_2	1,71	p	0,4	Q	24,0	Cp	0,8
P_2O_5	0,42			L	37,3		
Total	99,93	al-alk	+11,5	M	36,7		
		t	− 9,5	Akz	2,0	Magmatypus:	
		qz	−33	π	0,40	sommaitdioritisch	
				γ	0,14		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Hornblende	53,2 Vol.%	Quarz	2,1 Vol.%
Plagioklas	21,4 ,,	Titanit	1,6 ,,
Biotit	17,6 ,,	Epidot	1,2 ,,
Kalifeldspat	2,5 ,,	Akzessorien	0,4 ,,

Auffallend sind hier die Unterschiede zwischen der Katanorm und dem gemessenen Mineralbestand, indem die normierte Berechnung u. a. 25,3 % Olivin ergibt. Es sind dazu folgende Bemerkungen zu machen:

1. Das Auftreten von freiem Quarz, trotz deutlich negativer qz ist dem Reichtum an kieselsäurearmer Hornblende und Biotit zuzuschreiben.
2. Der grosse Unterschied zwischen dem Feldspatgehalt der Katamolekularnorm und denjenigen des Modus beruht auf der Tarnung der normativen Feldspatmoleküle durch Hornblende und Biotit.

Aus der Berechnung der chemischen Zusammensetzung der Hornblende aus den hellen Bändern (Abschnitt 4) ist ersichtlich, dass allein dieses Mineral fast 40 % der normativen Feldspatmoleküle enthält. Wenn man dazu noch den Biotit in Betracht zieht, so ist es ohne weiteres klar, warum die Feldspäte des Modus nur rund 39 % derjenigen des Katanormbestandes ausmachen.

Der Versuch, mit Hilfe der bereits ermittelten Hornblendezusammensetzung (S. 348) eine Hornblende-Biotit-Katavariante aufzustellen oder gar die Biotitzusammensetzung aus den Restbeständen der Basis zu berechnen, scheitert bereits bei der Bildung von Hornblende. Nimmt man an, dass soviel Hornblende vorhanden ist als dem Cs-Wert des Gesteins entspricht, so kann man im Verhältnis Cs 5,2 : 8,9 Cs die übrigen der berechneten Hornblende entsprechenden Basiswerte bilden:

$$1{,}8\ \mathrm{Kp} + 7{,}3\ \mathrm{Ne} + 8{,}5\ \mathrm{Cal} + 5{,}2\ \mathrm{Cs} + 12{,}5\ \mathrm{Fo} + 6{,}0\ \mathrm{Fa} + \mathit{5{,}8\ Fs} + 11{,}6\ \mathrm{Q} = 58{,}7\ \mathrm{Ho}.$$

Danach wäre der Fs-Wert zu hoch, da er im Gestein nur 4,1 ausmacht. Eine Ho-Bildung auf den Fs-Wert bezogen (Fs 4,1 : 9,4 Fs):

$$1{,}4\ \mathrm{Kp} + 5{,}5\ \mathrm{Ne} + 6{,}4\ \mathrm{Cal} + 3{,}9\ \mathrm{Cs} + 9{,}3\ \mathrm{Fo} + 4{,}5\ \mathrm{Fa} + 4{,}1\ \mathrm{Fs} + 8{,}6\ \mathrm{Q} = \mathit{43{,}7\ Ho}$$

führt zu einem zu niedrigen Hornblende-Bestand im Vergleich mit dem tatsächlich gemessenen. Der letztere entspricht eher dem Wert 58,7 Gew.-% Ho, wie er auf Grund der Cs-Werte erhalten wurde. Man kann daraus den Rückschluss ziehen, dass die Hornblende der basischen Schlieren in ihrer chemischen Zusammensetzung von derjenigen der hellen Bänder leicht abweicht (wahrscheinlich Fe-ärmer), was auch auf Grund des optischen Befundes zu erwarten war.

Ähnliche Resultate wie die Analyse der basischen Schlieren aus dem Epidot-Tonalitgneis lieferten folgende Analysen aus dem Adamello und Bergell:

o) Basische Schliere im Tonalit, Cima Lancia (Val Nambrone), Adamello, M. Fenoglio, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 13, 1940, 34. Anal. Autor.
p) Basische Schliere, Malga Nudole, Valle di Daone, D. Colbertaldo, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 17, 1950, 19. Anal. Autor.
q) Granit, basische Randfazies, Naravedro, Val Bondasca, Bergeller Massiv, Anal. J. Jakob, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 4.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
o)	124	25,5	43,5	19,5	11,5	0,49	0,42	2,2	—	lamprosommaitisch
p)	105	18,5	50,5	24	7	0,48	0,70	2,2	0,1	shonkinitisch
q)	106	18	49	25,5	7,5	0,50	0,69	1,8	1,1	shonkinitisch

6. Zusammenfassende Betrachtungen über die tonalitischen Gesteine

Zur Nomenklatur des Tonalites

Der Tonalittypus dürfte heute zu den am schlechtesten definierten Tiefengesteinsarten gehören. Der Name wurde 1864 durch G. vom Rath für quarzdioritische Gesteine des Adamello mit reichlich Biotit neben Hornblende geprägt, um sie von den vorwiegend nur hornblendeführenden Quarzdioriten im engeren Sinne zu unterscheiden. Der Name leitet sich vom Passo Tonale im Norden des Adamello ab. Zu jener Zeit waren jedoch weder die mikroskopischen noch die chemischen Methoden genügend entwickelt, um die genauere Stellung des Tonalites innerhalb der im weiteren Sinne quarzdioritisch-dioritischen Gesteine festzulegen, so dass sich in der Folge mehrfach das Bedürfnis einer Neudefinition bemerkbar machte. Diese Versuche wurden von mehreren Autoren unabhängig voneinander unternommen (W. C. Brögger, J. E. Spurr und A. Johannsen) und führten dazu, dass Tonalit immer mehr synonym zu Quarzdiorit, speziell Biotit-Hornblendequarzdiorit, gebraucht wurde. Es wurde jedoch auch von Augittonalit gesprochen.

Angesichts dieser Tatsache wäre es vielleicht das beste gewesen, den Begriff fallen zu lassen, wie dies auch mit anderen früh geprägten Typen geschehen war, wenn sich später herausstellte, dass ihre Weiterführung keinem wirklichen Bedürfnis entsprach. Dass dies im Falle des Tonalites nicht so gehandhabt wurde, hat vor allem geologische Gründe. Es hatte sich eingebürgert, eine Reihe von sehr charakteristischen und für die Alpengeologie bedeutsamen Eruptivgesteinsmassiven im alpindinarischen Grenzgebiet, welche sich vom Adamello über die Rieserferner-Gruppe (Vedrette di Ries) und die Karawanken (Eisenkappel, Schwarzenbach) bis zum Pohorje (Bacher) in Slowenien erstreckte und in welchen „tonalitische", d. h. biotithornblendequarzdioritische Gesteine neben granitischen, granodioritischen, syenodioritischen, gabbrodioritischen und gabbroiden Gesteinen eine grosse Rolle spielten, vereinfachend als „ostalpine Tonalitregionen" zu bezeichnen. Sie waren durch ausgezeichnete petrographische Arbeiten von F. Becke, A. Salomon u. a. relativ gut bekannt geworden und spielten wegen ihres alpinen Alters in allen Betrachtungen über Bau und Entstehung der Alpen eine so grosse Rolle, dass der Begriff „Tonalit", obwohl ganz ungenügend definiert, nicht mehr wegzudenken war.

P. Niggli (1922) versuchte den Tonalit innerhalb der quarzdioritischen Gesteine im weiteren Sinne genauer zu definieren, indem er von der Tatsache ausging, dass gewisse „Tonalite" sich tatsächlich durch

einen besonderen Chemismus auszeichneten, während viele „Tonalite" genannte Gesteine sich ebensogut mit anderen gebräuchlichen Namen bezeichnen liessen. Nach NIGGLI sind die Charakteristika dieser Tonalite im engeren Sinne besonders die folgenden:

Die Alkalien sind im Verhältnis zur si-Zahl besonders niedrig, so dass die Differenz (al-alk) bedeutend grösser als alk ist. k kann dabei relativ hohe Werte, um 0,4, besitzen, ohne dass deshalb Kalifeldspat in erheblichen Mengen aufzutreten braucht. Infolge des niedrigen si, kombiniert mit hohem fm, tritt vielmehr Biotit auf. si schwankt von 250 bis 160 bei alk $\leqq$ 15, al ist meistens grösser als 27, c schwankt um 22 und qz ist grösser als 0. Das hohe (al-alk), verbunden mit hohem k, bedingt einen relativ basischen Plagioklas, was W. E. TRÖGER (1935, 68) veranlasst, den Tonalit als „biotitreichen" Quarzgabbrodiorit zu definieren.

Als Typenwerte gelten:

si	al	fm	c	alk	k	mg
180	33	33	22	12	0,4	0,4

Die Beobachtung zeigt, dass in den ostalpinen Tonalitgebieten, aber auch anderswo, tatsächlich Gesteine dieser Zusammensetzung nicht selten sind, so dass die Tonalite, auf diese Weise definiert, sehr wohl als Unterbegriffe der Quarzdiorite gelten können. Liegt keine chemische Analyse vor, wird man jedoch gewöhnlich den allgemeinen Namen Quarzdiorit, bzw. Biotithornblendequarzdiorit anwenden und von Tonaliten, bzw. tonalitischen Quarzdioriten nur sprechen, wenn der Chemismus bekannt ist. Gesteine mit gleichem si, al, fm, c und alk, jedoch niedrigem k finden sich sehr verbreitet unter den Vulkaniten der zirkumpazifischen Vulkangebiete. Für sie wurden durch P. NIGGLI nach der Montagne Pelée auf Martinique, deren Laven in dieser Hinsicht sehr charakteristisch sind, der peléeitische Magmentyp geprägt. Es ist jedoch bemerkenswert, dass er sich auch in den ostalpinen Tonalitregionen verwirklicht findet und auch in der vorliegenden Untersuchung mehrfach konstatiert wurde. Für sie ist die Bezeichnung „peléeitischer Tonalit" angebracht. Da die hier untersuchten Eruptivgesteine den westlichsten Ausläufer der ostalpinen Tonalitzone darstellen sowie weil die chemische Untersuchung mehrfach neben Quarzdioriten im engeren Sinne das Vorhandensein tonalitischer und peléeitischer Magmen gezeigt hat, soll die Bezeichnung Tonalit beibehalten werden. Sie empfiehlt sich auch aus dem Grunde, dass für viele hier untersuchte Gesteine der modale Quarzgehalt $< {}^1/_8$ der hellen Gemengteile (aber immerhin $> {}^1/_{16}$) beträgt, so dass sie nicht als „Quarz-

diorite" bezeichnet werden dürfen, sondern „quarzführend" genannt werden müssten (NIGGLI, 1931). Diese etwas umständliche Bezeichnung „quarzführender Biotit-Hornblendediorit" wurde daher in allen Fällen, in welchen nicht ein durch Gesteinsanalyse belegter, quarzdioritischer Chemismus vorliegt, durch „Tonalit" ersetzt, welcher Ausdruck auch als allgemeine Feldbezeichnung gebraucht wurde.

Bei A. JOHANNSEN (1932, 380—384) finden sich die modalen Zusammensetzungen von 53 sog. „Tonaliten" seiner Definition zusammengestellt. Sie wurden zusammen mit dem in der vorliegenden Arbeit bestimmten Modus der Tonalite in ein Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Dreieck eingezeichnet, um zu sehen, wie sich die beiden Tonalitfelder

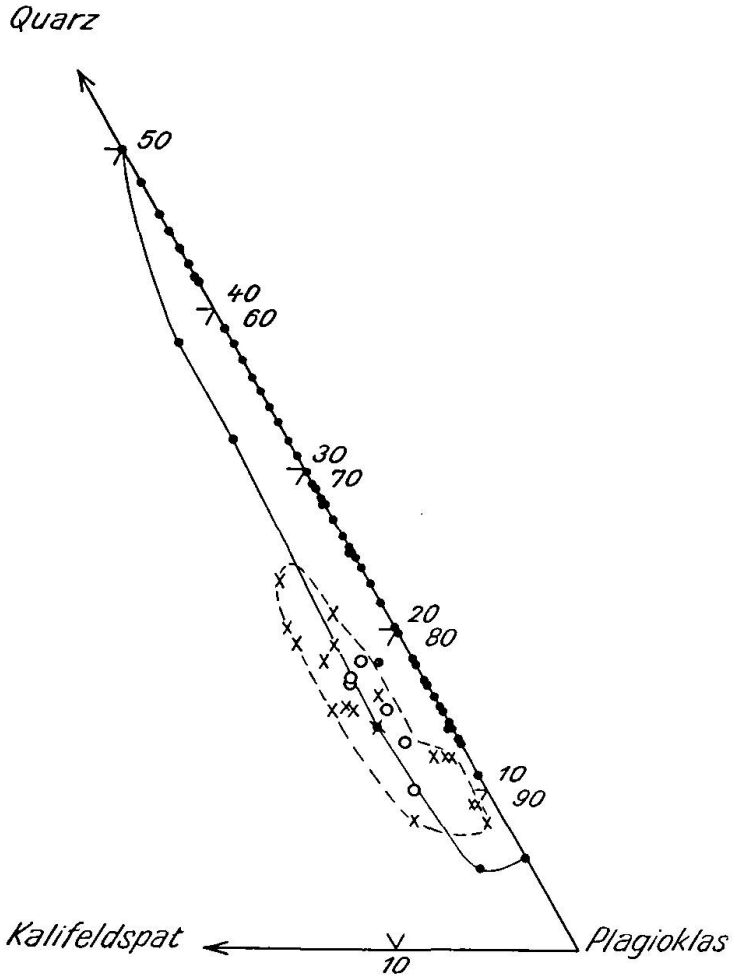


Fig. 27. Lage der tonalitischen Gesteine im Projektionsdreieck Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas. Ausgezogene Linie = Tonalitfeld nach JOHANNSEN mit den Projektionspunkten der einzelnen Gesteine. Gestrichelte Linie = Tonalitfeld nach der vorliegenden Arbeit. Kreise = Mittelwerte, Kreuze = Variationswerte der Tonalite von Melirolo-Sorico.

zueinander verhalten. Wie aus der Fig. 27 ersichtlich ist, unterscheiden sich die Tonalite des Melirolo-Sorico-Zuges durch einen im allgemeinen niedrigeren Quarzgehalt und einen etwas grösseren Anteil des Kalifeldspates als bei den anderen. Währenddem sich der Tonalitbegriff von Johannsen weitgehend mit dem Quarzdiorit anderer Autoren deckt (wobei dahingestellt bleiben soll, ob alle angeführten Beispiele tatsächlich kalifeldspatfrei sind), erscheint er in der hier gebrauchten Weise somit nur als eine relativ quarzarme Varietät derselben.

Petrogenetischer Charakter des Tonalites

Aus den vorliegenden Untersuchungsergebnissen kann mit Sicherheit auf die magmatisch-intrusive Natur des Tonalit-Zuges geschlossen werden.

Es sollen hier folgende Tatsachen herausgegriffen und als Argumente zur Unterstützung dieser These angeführt werden:

a) Die schmächtigen, apophysenartigen Tonalitlagen im Paragneis von Paudo sind wohl oft stark verschiefert, aber ebenso oft trifft man massige Gesteine oder solche, die nur schwach gneisig sind und welche durch eine biotitreiche Fläche von den übrigen Nachbargesteinen getrennt sind. Sie sind konkordant in den Paragneisen eingelagert, unterscheiden sich jedoch von diesen eben durch ihre mehr oder weniger massige Textur. Diese Erscheinung kann nur erklärt werden, wenn man annimmt, dass die Tonalitapophysen auf intrusivem Weg in die Paragneise gelangten. Die Biotitfläche zwischen den beiden Gesteinsarten stellt die Kontaktfläche dar und zeigt deutlich, dass die Lage der Gesteine zueinander eine primäre ist. Das Tonalitmagma hat hier den Weg des geringsten Widerstandes eingeschlagen und ist konkordant in die Schieferung eingedrungen. Wäre der Tonalit das Produkt einer metasomatischen Umwandlung eines anderen Gesteins, so wären diffuse Übergänge anstelle der scharfen, biotitreichen Kontaktflächen erwartet, denn die massig-richtungslose Textur des Tonalites beweist, dass keine grossen Bewegungsvorgänge diese Übergangszonen verwischt haben können. Dort wo die Bewegungskräfte den Tonalit in Mitleidenschaft zogen, ist dieser stark verschiefert und zum Teil nur mit Mühe als solcher zu erkennen. Er wird zu einem schiefrigen Plagioklas-Amphibolit.

b) Dieselbe scharfe, biotitreiche Fläche trennt den Tonalit von den Sillimanit-Paragneisen im S auf Monti di Paudo, in Val Riscera, Val Melirolo und Val Melera, d. h. dort, wo diese Gneise zwischen Tonalit und Augengneis eingekeilt sind. Die Biotitblättchen sind im allgemeinen

gröber auf den Kontaktflächen als im Tonalit selbst oder im Paragneis. Dies spricht für einen, allerdings auf eine äusserst schmale Zone beschränkten Stoffaustausch zwischen Tonalit und Nebengestein und erinnert stark an die extrem groben Biotite an den Pegmatitkontakten. Es ist kaum anzunehmen, dass an einer rein tektonischen Kontaktfläche solche Bildungsbedingungen für Biotit geherrscht haben können.

c) Der eindeutige Zusammenhang des Tonalitzuges mit dem Tonalit des Bergeller-Massivs, dessen intrusiver Charakter ausser jedem Zweifel steht, zeigt, dass der ganze Tonalitzug eine gewaltige Apophyse des Bergeller-Stockes darstellt. Es ist bereits gezeigt worden, dass die beiden Lücken in dieser Apophyse, nämlich die der Alluvialebene des unteren Meratales und diejenige, welche wenig weiter westlich zwischen Livo und Val d'Inferno auftritt, durch geologisch-tektonische Faktoren bedingt sind. Unter der Bedeckung der Mera-Alluvionen einerseits und derjenigen der dachartig vorspringenden Zone von Bellinzona-Dascio andererseits zieht der Tonalit ununterbrochen weiter nach W.

d) Die Struktur des massigen Tonalites und sogar diejenige des Tonalitgneises, aus welcher man eine z. T. sehr deutliche Ausscheidungsfolge der Komponenten erkennen kann, spricht für die magmatische Herkunft dieses Gesteins. Es ist vor allem die Rolle des Quarzes und zum Teil auch die des Kalifeldspates als Zwickelfüllungen sowie die stellenweise deutliche Tendenz zu ophitischer Struktur, welche für magmatische Ausscheidung sprechen.

e) Die durchwegs homogene Verteilung der Mineralkomponenten auf grosse Strecken, wie sie der Tonalitzug aufweist, zeugt für eine Herkunft der ganzen Tonalitmasse aus einem mehr oder weniger homogenen Magma. Es ist schwer anzunehmen, dass bei einem Umwandlungsprodukt auf einer solch langen und schmalen Strecke eine so weitgehende Homogenisierung stattfinden konnte. Lokale Faktoren und Variationen in den Zusammensetzungen der Eduktmaterialien hätten eine gewisse Schwankung des Produktes hervorrufen müssen. Auch fehlen fremde, „unverdaute" Partien aus Eduktmaterialien völlig, was eine Bildung durch Umwandlung unwahrscheinlich macht. Die einzigen, in ihrer Zusammensetzung von der Hauptmasse abweichenden Einschlüsse, nämlich die hellen Bänder und die dunklen Schollen machen durchaus den Eindruck von Differentiationsprodukten. Sie zeigen nur eine Konzentrationsverschiebung von schon vorhandenen Mineralien, welche zudem gleiche Zusammensetzung und optische Charakteristika aufweisen, wie diejenigen der übrigen Gesteinsmasse. Die leichte Abweichung in der Zusammensetzung der Hornblende der dunklen Schollen, genügt nicht, um daraus

auf fremde Einschlüsse zu schliessen; sie entspricht vielmehr Verhältnissen, wie sie für früh ausgeschiedene Komponenten zu erwarten sind. Dass Differenziationsprozesse von allgemein bekannter Art eine Rolle gespielt haben, wird auch durch das Auftreten eines aplitisch-pegmatitischen Ganggefolges deutlich belegt.

Der Epidot als primäre Komponente des Tonalites

Das Auftreten von Epidot im Tonalit ist, wie bereits erwähnt, eigenartig und ungewöhnlich. In bezug auf dieses Mineral, welches im allgemeinen als epifaziellen oder hydrothermalen Ursprungs bekannt ist, könnte am ehesten auf eine gewisse Bedeutung metasomatischer Prozesse relativ niedriger Temperatur für die Entstehung des Tonalites geschlossen werden. Die im Detail geschilderten besonderen Verhältnisse, welche der Epidot in seinem Auftreten zeigt, insbesondere seine ausgeprägte Idiomorphie und das Auftreten der herzförmigen Zwillinge nach (100), welche wohl als Wachstumszwillinge gedeutet werden dürfen, sowie sein Auftreten als Einschluss im Biotit, machen jedoch seine Ausscheidung aus dem Schmelzfluss höchst wahrscheinlich. Es muss hier wohl einer der seltenen Fälle vorliegen, in welchem, wohl infolge des Vorhandenseins von genügend H_2O, der Anorthit nicht beständig war, so dass es wie im Falle der Helsinkite LAITAKARIS (1918, 12) zur primären Epidotbildung kam. Bei der späteren Epimetamorphose, welche sich stellenweise bemerkbar machte, blieb der Epidot, als dieser Fazies entsprechend, erhalten. Bei dieser Betrachtungsweise stellt sich jedoch die Frage, wieso die Unbeständigkeit des Anorthites in Gegenwart des angenommenen H_2O-Gehaltes nur für einen geringen Teil dieser Verbindung von Bedeutung gewesen zu sein scheint, indem ja intermediärer Plagioklas ein Hauptgemengteil der tonalitischen Gesteine ist. Da in tonalitischen Gesteinen im allgemeinen der Plagioklas vor den dunklen Gemengteilen ausscheidet, wie durch die stellenweise vorhandenen Übergänge zu ophitischer Struktur deutlich wird, so könnte man sich denken, dass der H_2O-Gehalt zuerst so gering war, dass eine normale Plagioklasausscheidung erfolgte und dass es erst nach Erreichung einer kritischen H_2O-Konzentration zur primären Epidotbildung kam, worauf dann die Biotitbildung einsetzte, wobei dieses Mineral den Epidot teilweise einschloss und vor nachträglicher Korrosion schützte.

Eine andere Möglichkeit für die primäre Bildung von Epidot aus dem Schmelzfluss wird von N. H. KOLDERUPP und A. KVALE in ihrer Arbeit über den primären Epidot der Granite von Sunnhordland in W-Norwegen (1936, 9), erwähnt. Nach der Formel:

$$\underset{\text{Hornblende}}{Ca_2Mg_3Al_2(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2} + KOH = \underset{\text{Epidot}}{Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)} + \underset{\text{Biotit}}{KMg_3Si_3AlO_{10}(OH)_2}$$

ist es möglich, dass aus einem wasserreichen Magma ursprünglich Biotit und Epidot anstelle der Hornblende ausgeschieden werden, wenn sich die Druck- und Temperaturverhältnisse zum Vorteil jener zwei Mineralien auswirken. Wechseln diese Verhältnisse im Laufe der Erstarrung, so setzt die Hornblendeausscheidung ein, wobei Epidot und Biotit zum Teil resorbiert werden. So erklären sich die Resorptionen der Epidotkristalle durch Hornblende, wie sie in den Fig. 15 und 16 abgebildet sind.

Die Frage nach der primären Herkunft des Epidotes in gewissen Gesteinen ist nicht neu, sie wurde aber von vielen Autoren verneint. Im Gegensatz zu diesen haben zahlreiche Petrographen auf die Möglichkeit einer primären Bildung von Epidot hingewiesen, darunter schon 1890 W. H. Hobbs in den Graniten von Maryland sowie W. H. Turner (1899) in den Natrongraniten von Kalifornien. L. Duparc und L. Mrazec (1901) kamen auf Grund von ausgedehnten Studien im Gebiet des Mont-Blanc-Massives zum Schluss, dass mindestens ein Teil des Epidotes in den alpinen Graniten primärer Natur ist. Sie betrachten die Verknüpfung des Epidotes mit dem Orthit als Beweis dafür, dass jener primär entstanden sein muss. B. S. Buttler (1909) beschreibt primären Epidot in einem Ganggestein aus dem Kupfererzgebiet von Kalifornien, O. Andersen (1910) einen solchen in den Granuliten von Telemark in S-Norwegen. H. P. Cornelius (1915b) vertritt die Ansicht, dass der Epidot der Tonalite aus dem Bergeller-Massiv nur primär entstanden sein kann. In Analogie mit dem Auftreten des Epidotes als primärer Bestandteil in Kontaktgesteinen ist nach diesem Autor nicht einzusehen, weshalb seine Entstehung direkt aus dem Magma unmöglich sein sollte. A. Laitakari (1918) ist überzeugt, dass der Epidot der Helsinkite (Albit-Epidot-Gesteine) von S-Finnland primär ist, und H. P. Cornelius (1927) beschreibt ähnliche Gesteine aus dem Albulamassiv. P. Eskola (1920/21) betrachtet den Epidot als einen primären Gemengteil der Andraditsyenite (Sviatonossite) von Sviatoy Noss in Transbaikalien. Die Arbeit von N. H. Kolderup und A. Kvale (1936) wurde bereits erwähnt.

Vergleich mit einigen anderen Tonalitvorkommen der Alpen

Die hier untersuchten tonalitischen Gesteine können in erster Linie mit denjenigen des Bergeller Massivs verglichen werden, mit denen sie grösstenteils petrographisch und chemisch identisch sind. Aus den Arbeiten von G. Melzi (1893), H. P. Cornelius (1915b), G. Merla (1935),

M. BALCONI (1938, 1941), L. PERETTI (1939) geht diese Ähnlichkeit, abgesehen von nur kleineren lokalen Differenzen, deutlich hervor.

Sehr ähnlich sind auch die tonalitischen Gesteinsvarietäten des Adamello-Massivs zusammengesetzt, bei welchen jedoch der primäre Epidot zu fehlen scheint.

Dieses Mineral tritt vereinzelt auch in dem von F. BECKE (1892) untersuchten Tonalit von Rieserferner auf, wird jedoch nur ganz kurz im Zusammenhang mit dem Orthit erwähnt: „Fast immer sind die Orthitkrystalle von einem Saum von Epidot umgeben, der nur stellenweise regelmässig begrenzt, durch hellere Farbe und die Auslöschungsschiefe, $c\mathfrak{a} = +5{,}5°$ verschieden ist" (l. c. 405). Es ist nicht ausgeschlossen, dass der Epidot in dem von BECKE beschriebenen Tonalit die Überreste von ursprünglich nur schwach entwickelten primären Kristallen darstellt, welche nachträglich fast völlig resorbiert wurden, ähnlich wie im massigen Tonalit von Val Morobbia. Auch sonst kommt der Tonalit von Rieserferner dem massigen, epidotfreien Tonalit des Morobbiatales sehr nahe, nämlich in der Struktur, in der Zusammensetzung, in dem Auftreten der Differentiationsprodukte. Rundliche, dunkle Ausscheidungen, dioritische Schlieren und aplitisch-pegmatitische Gänge sind auch im Rieserferner-Tonalit anzutreffen. Interessant ist es, dass auch dort gegen den Rand zu ein allmählicher Übergang vom mittelkörnigen Kerntonalit zu einem feinkörnigen Randtonalit festgestellt worden ist. Dieser Übergang geht genau so wie im Tonalitzug von Melirolo-Sorico vor sich, d. h. die Hornblende verschwindet allmählich aus dem Gefüge, grössere Plagioklaskristalle verleihen dem Gestein eine porphyrartige Struktur (welche jedoch nie so auffallend auftritt wie im Augengneis von Val Morobbia), und der Kalifeldspat ist etwas angereichert. Dieses Randgestein wird von BECKE als Randgranitit bezeichnet. Wichtig erscheint auch die Feststellung, dass die Aplitgänge im Randgranitit zahlreicher sind als im Kerntonalit, was sich mit den Beobachtungen am S-Rand des Augengneises von Val Morobbia deckt, wonach dieser von einem aplitischen Rand begrenzt ist. Zum Unterschied vom Tonalitzug von Melirolo-Sorico tritt in das Randgebiet des Tonalites von Rieserferner, mit diesem durch allmähliche Übergänge im Zusammenhang stehend, eine Gesteinsvarietät auf, die bis zu 3 cm grosse Mikroklinkristalle führt und die von BECKE als porphyrartiger Randgranitit bezeichnet wurde.

Die gneisigen Varietäten des Tonalitzuges können am besten mit dem Tonalitgneis von Eisenkappel-Schwarzenbach im S-Kärnten verglichen werden, welcher von H. V. GRABER (1897) eingehend untersucht

wurde. Dieser ist jedoch von einer auffallenden Gleichmässigkeit in seiner ganzen Ausdehnung; er hat weder eine Randzone noch weist er andere Abänderungen auf. Basische Ausscheidungen und aplitische Adern sind nur hie und da anzutreffen. Es wird angenommen, dass das Tonalitmagma einheitlich erstarrt ist. Sehr wichtig ist es, dass auch im Falle dieses geflaserten Tonalites, ähnlich wie im Val Morobbia, keine intrusiven Apophysen in den umgebenden Gesteinen hinausgesandt werden und dass ein Mangel an Kontakterscheinungen festzustellen ist, welcher den tektonischen Vorgängen zugeschrieben wird. Epidot wird nicht unter den Gemengteilen dieses Tonalites erwähnt.

7. Der Augengneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Der Augengneis begleitet, wie bereits erwähnt, den Tonalitzug längs seines S-Randes. Sein Verlauf wurde bei der Besprechung der Geologie des Tonalitzuges angegeben, so dass hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Der Epidot-Tonalitgneis wird allmählich durch Verflaserung seiner hellen Gemengteile und Zusammentreten der Plagioklase zu Haufwerken, welche in eigentliche Porphyroblasten übergehen, zum Augengneis. Dieser allmähliche Übergang vollzieht sich innerhalb einer Strecke von ungefähr 50 m. Er ist am schönsten in der Val Ruscada und der Valle di Livo lückenlos zu verfolgen; die am leichtesten zu erreichenden Aufschlüsse befinden sich am linken Mera-Ufer bei Dubino.

Die Augengneisfelsen unterscheiden sich im Gelände von den Tonalitfelsen durch ihre hell- bis dunkelgraue Farbe, in welcher die grünliche Tönung der Tonalite fehlt. Sie sind auch nicht mehr massig, sondern ausgesprochen schiefrig und spalten leicht nach biotitreichen Flächen. Die Schieferungsrichtung ist vorwiegend E-W. Im Handstück erscheinen die oft 1—2 cm grossen Feldspataugen in einem flaserigen Aggregat von Biotit, Quarz und feinkörnigem Feldspat eingebettet. Mit einiger Mühe kann man auch den feinkörnigen Epidot erkennen. Neben den Feldspataugen, welche vereinzelt bis zu 10 cm lang werden können, fallen auch sofort porphyroblastische Individuen durch ihre Frische und durch ihre ausgezeichnete Idiomorphie auf. Bei meist tafeliger bis säuliger Ausbildung zeigen sie eine vollkommene Spaltbarkeit mit Perlmutterglanz, ähnlich wie bei Orthoklas, auf welcher jedoch oft im auffallenden Licht sich eine Zwillingslamellierung mit blossem Auge erkennen lässt. Auch feine Mikrolitheneinschlüsse, die meist geregelt

erscheinen, sind ebenfalls nicht selten makroskopisch sichtbar. Das Aussehen im Feld und im Handstück geht am besten aus den Fig. 1 und 2 der Tafel I, Fig. 5 der Tafel III und Fig. 28 hervor. Die Korngrösse des Gesteins ist grossen Schwankungen unterworfen. Im allgemeinen scheinen die Feldspäte und der Biotit in ihrer Korngrösse gegen den Tonalit zu abzunehmen; es sind jedoch feinkörnige Augengneise auch gegen den S-Rand des Zuges zu finden.

Die Klüftung im Augengneis ist stellenweise stark, jedoch nicht so intensiv wie im Epidot-Tonalitgneis am N-Rand des Zuges. Auch hier sind die Klüfte meistens mit Epidot ausgeheilt. Die Erscheinungen am aplitischen Rand des Augengneises wurden schon auf S. 302 besprochen.

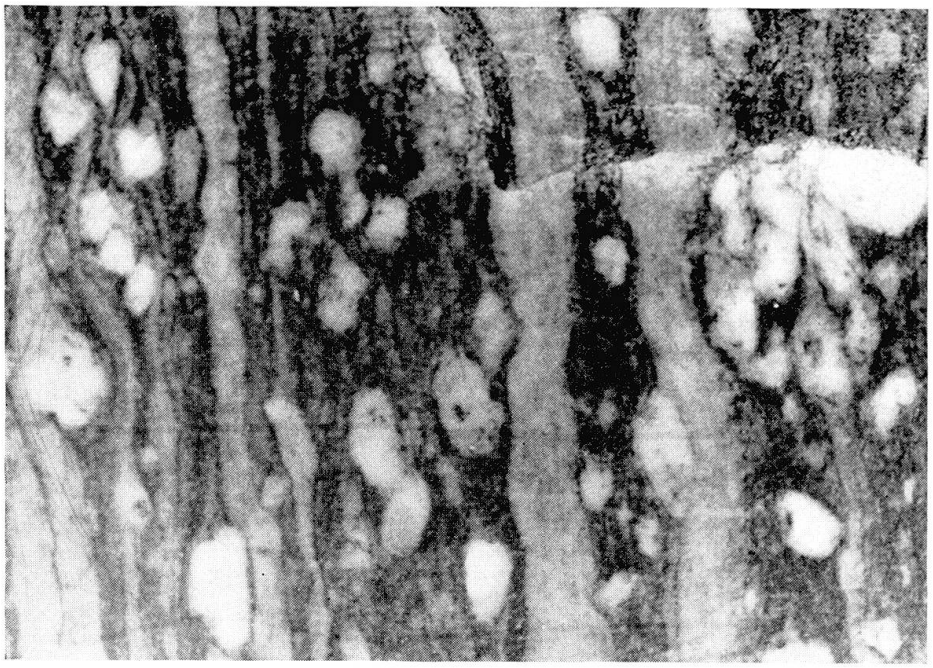


Fig. 28. Sprossen von Plagioklasporphyroblasten aus den aplitischen Lagen des Augengneises.
Augengneis von Val di Prada, Verkleinerung 1:2.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Ausmessung von mehreren Dünnschliffen ergab in Vol.% folgende mittlere und (in Klammer) Variationswerte:

Plagioklas	55 %	(50—62 %)
Quarz	20 %	(12—23 %)
Biotit	13 %	(10—18 %)
Kalifeldspat	5 %	(3—10 %)

Epidot	4 %	(0—8 %)
Muskowit und Sericit	1 %	(0—4 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Granat, Erz	2 %	(0,5—3 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Ist die weitaus dominierende Komponente des Augengneises. Er ist hauptsächlich als Porphyroblast anzutreffen, befindet sich jedoch in ansehnlichen Mengen auch in der feinkörnigen Grundmasse. Die Trennung nach der Korngrösse ist eine sehr deutliche. Grosse, mehr oder weniger einheitlich gebaute Porphyroblasten sind von einem feinkörnigen Trümmerkranz umgeben. Es handelt sich mit grosser Sicherheit um klastische Erscheinungen, die von Kräften verursacht wurden, welche nach der Bildung des Gesteins gewirkt haben. Die ausgesprochene Idiomorphie der Plagioklasporphyroblasten kontrastiert mit den mehr bruchartigen, unregelmässigen Formen der kleineren Individuen aus ihrer unmittelbaren Umgebung.

Die einzelnen Augen können vollständig homogen oder aus einer Anzahl von Subindividuen aufgebaut sein. Dabei scheint, dass im letzten Fall der Aufbau aus Einzelkörnern wahrscheinlich eher eine Folge des Bildungsprozesses als durch nachträgliche kataklastische Einwirkung bedingt ist. Die Kataklase hat sich nur auf die Ränder der Porphyroblasten ausgewirkt, während diese selbst höchstens gebogene Zwillingslamellen und undulöse Auslöschung zeigen. In einzelnen Fällen wurden auch die Porphyroblasten zerbrochen, aber dann sind die Bruchstücke noch deutlich eckig und gegeneinander verschoben (Tafel VI, Fig. 11).

Die Messungen am Universaldrehtisch ergaben gewisse Unterschiede für die Zusammensetzung der Plagioklase. Die Porphyroblasten weisen vorwiegend einen Anorthitgehalt von 28—35 % auf. Die kleineren Individuen haben Zusammensetzungen, die zwischen 26—30 % An schwanken. Sehr oft sind zonar gebaute Plagioklase anzutreffen, welche meistens auch sehr schöne Rekurrenzerscheinungen aufweisen. Die durchgeführten Messungen ergaben auch in diesem Falle normalzonare Zusammensetzungen von 36—40 % An im Kern und 25—28 % An in der Hülle. Rekurrente Individuen sind wegen der sehr schmalen Rekurrenzintervalle schwer auszumessen.

Die Zwillingsgesetze sind auch hier die gleichen wie im Tonalit; neu hinzu kommt das Aklingesetz, das jedoch nur selten beobachtet wurde. Die polysynthetischen Zwillingslamellen sind meist sehr fein und sehr oft gebogen, was wohl auf die gleichen kataklastischen Wirkungskräfte zurückzuführen wäre, welche auch die Zertrümmerung des umliegenden

phyroblastischen Grundgewebes verursacht haben. Undulöse und wolkenartige Auslöschung sind oft zu beobachten.

Zahlreich sind die Plagioklasporphyroblasten, welche geregelte Mikrolithen-Einschlüsse zeigen. Durch Messungen am Universaldrehtisch wurde die Orientierung dieser Einschlüsse bestimmt. Es sind in fast allen Fällen die Flächen (001) und (110), welche von den Mikrolithen bevorzugt werden (Tafel VI, Fig. 12). Zonar angeordnete Mikrolithen sind selten. Es handelt sich meistens um Muskowitlamellen, seltener Biotit und Zoisit. Epidoteinschlüsse sind immer ungeregelt.

Ausser durch das erwähnte Zusammentreten von Plagioklaskörnern am Übergang vom Epidot-Tonalitgneis zum Augengneis entwickeln sich Plagioklasporphyroblasten auch aus den hellen aplitischen Bändern im Augengneis (Tafel I, Fig. 2, Tafel III, Fig. 5, Textfig. 28).

Wie man vor allem der Fig. 28 entnehmen kann, geht dieses Sprossen der einzelnen Augen deutlich auf Kosten der hellen Bänder vor sich: die Plagioklasporphyroblasten wachsen aus diesen hervor, wobei sich eine Verarmung der Bänder an leukokratem Bestand, bzw. ein Anreichern dieser an Biotit bemerkbar macht. Das Wachstum der Augen erfolgt unter dem teilweisen Einschluss des Biotites. Dieser wird jedoch normalerweise gegen den Rand abgestossen und bildet dort ein fluidal erscheinendes Gefüge um die Augen. Es ist aus Fig. 28 deutlich erkennbar, dass die Feldspataugen auch von den hellen Bändern immer durch eine sehr schmale, dunkle Biotitlage getrennt sind. Die sekundäre Bildung von Plagioklasaugen führt in vielen Fällen zur allmählichen, oft vollständigen Auflösung der hellen, aplitischen Bänder (Tafel I, Fig. 2, Tafel III, Fig. 5).

Quarz: Der Quarz ist vorwiegend entweder in kleinen, linsenförmigen Aggregaten oder in langen, schmalen Zügen angeordnet. Als Zwickelfüllung wird er hier nicht mehr angetroffen. Die einzelnen Körner in den Zügen löschen meistens undulös aus und zeigen zahlreiche Risse. Sandquarz ist jedoch nur selten ausserhalb der eigentlichen Störungszonen zu finden. Eine weitgehende Rekristallisation des Quarzes scheint stattgefunden zu haben, denn die Körner sind oft miteinander verzahnt und auffallend optisch homogen, ohne undulöse Auslöschung. Die leichten, kataklastischen Erscheinungen des Quarzes, vor allem in den Randzonen der Plagioklasaugen, sind wahrscheinlich jüngsten Bewegungen zuzuschreiben, welche nach seiner Rekristallisation wirksam waren.

Kalifeldspat: Er ist gegenüber den tonalitischen Varietäten etwas angereichert, bleibt jedoch eindeutig untergeordnet im Vergleich mit dem Plagioklas. Er ist immer xenomorph ausgebildet und meist zusam-

men mit dem Quarz am Rande der Quarzzüge und -flasern anzutreffen. In der Nähe der hellen, aplitischen Bänder ist er manchmal stark angereichert und wird oft vom Plagioklas unter Myrmekitbildung verdrängt. Er erscheint immer sehr frisch, mit Ausnahme der Störungszonen, wo eine ziemlich intensive Kaolinisierung stattgefunden hat.

Biotit: Ist in seiner Ausbildung und Korngrösse sehr variabel, in der Anordnung und Zusammensetzung jedoch sehr konstant. Die Blättchen sind oft sehr stark zerfranst und eingebuchtet, sehr fein ausgebildet und oft beliebig in der Gesteinsmasse zerstreut. Andererseits gibt es Stellen, wo der Biotit normal gross ausgebildet und in zusammenhängenden Zügen angeordnet ist. Ob vereinzelt, zerstreut oder in Lagen, die Biotitblättchen sind immer parallel angeordnet und vorwiegend E-W orientiert. Folgender Pleochroismus wurde beobachtet:

n_α hellbräunlich
n_β braun
n_γ dunkelolivbraun

Der Biotit schliesst Apatit, Zirkon, Titanit und zum Teil auch Epidot ein; auch zahlreiche Rutilnädelchen, z. T. in Form von Sagenitgeweben, werden angetroffen.

Muskowit: Eine neue Mineralkomponente tritt zu den bisher immer vorkommenden hinzu: der Muskowit. Er kann bis zu 4 % des Gesamtvolumens ausmachen, aber auch völlig fehlen. Er ist meistens in grosser, blätteriger Ausbildung in Reihen, die mit Biotit verknüpft sind, anzutreffen und bildet mit dem letzteren die Glimmerlagen um die Plagioklasaugen. Zum Teil ist er auch in feinen Blättchen als Einschlüsse in den Augen selbst zu finden. Auch in feinschuppiger Ausbildung als *Sericit* wurde er angetroffen, und zwar nicht nur als Produkt von Plagioklaszersetzungen (diese sind ja vorwiegend frisch), sondern auch von diesem unabhängig, in Quarzflasern eingeschlossen. Eine gewisse Anreicherung von Muskowit gegen die hellen aplitischen Lagen wurde festgestellt. Es ist möglich, dass sie als Reste von völlig aufgelösten aplitischen Lagen in der Augengneismasse aufgenommen wurden.

Von den Nebengemengteilen (Titanit, Apatit, Zirkon und Erz) ist ausser einer relativen Apatitanreicherung nichts besonderes hervorzuheben.

Epidot: Der Epidot ist auch im Augengneis, und zwar in sehr schwankenden Mengen vorhanden. Er kann stellenweise in der Nähe der aufgelösten hellen Bänder und Schmitzen vollständig verschwinden. Obwohl man keine näheren Anhaltspunkte hat, darf doch in diesen Fällen

mit einer völligen Resorption des Epidotes durch Reaktion mit dem Oligoklas des Aplites gerechnet werden, welche zur Bildung von basischerem Plagioklas (Andesin) geführt haben muss. Im Gegensatz dazu findet man häufig Stellen, die weit vom aplitischen Rande entfernt liegen und die sehr reich an Epidot sind. Die Ausbildung des Epidotes ist auch im Augengneis meist idiomorph, wenn er auch stärker resorbiert erscheint als in den tonalitischen Varietäten. An die durch Biotitblättchen geschützten Seiten der Epidotkörner erscheint die Idiomorphie, ähnlich

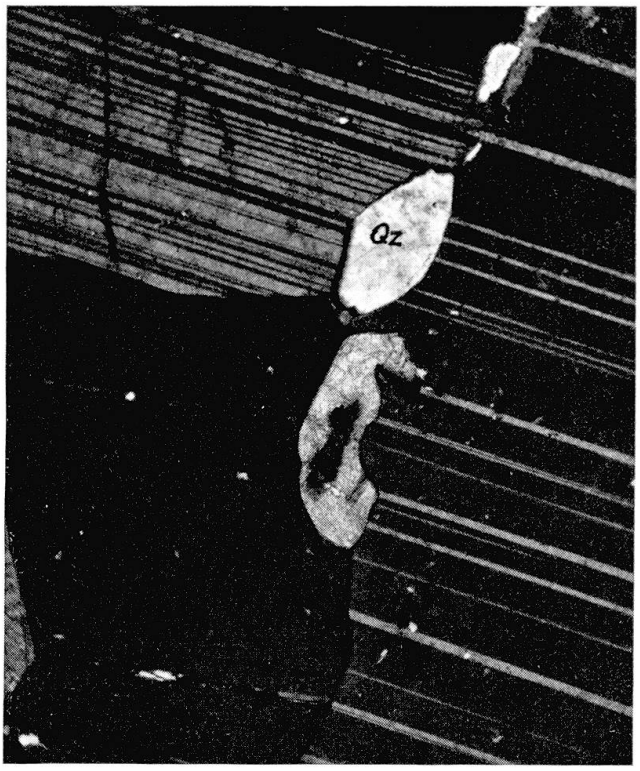


Fig. 29. Klinozoisitkristall mit Orthitkern, in einem Plagioklasaggregat eingeschlossen. Gegenüber Plagioklas ist er z. T. idiomorph, z. T. aber von diesem resorbiert. Augengneis, Cima di Cugn. Dünnschliff Nr. 115, Vergr. 115:1, × Nicols.

wie im Tonalit, vollkommen, während die anderen Kornseiten starke Einbuchtungen aufweisen. Es ist aber auffallend, dass auch ungeschützte, in den Plagioklasaugen eingeschlossene Epidot-Individuen sich sehr gut zu erhalten vermochten. Fig. 29 und 30 zeigen zwei solche Beispiele. Die meisten dieser gut erhaltenen, vorwiegend prismatisch ausgebildeten Epidotindividuen weisen sehr ausgeprägte Orthitkerne auf, um welche die eigentliche Epidothülle sehr schmal erscheint. Es wäre nicht ausgeschlossen, dass das *Cer* des Orthites eine gewisse Rolle bei dieser Er-

scheinung spielt, indem es die Reaktion mit dem Feldspat verhindert und so die Resorption des Epidotkristalles stoppt. Die entgegengesetzte Tendenz zur Resorption, nämlich diejenige der sekundären Epidotbildung, ist seltener und nur in der Nähe von Störungszonen beobachtbar.

In seiner Zusammensetzung schwankt der Epidot zwischen Klinozoisit und Fe-armem Pistacit (siehe Diagramm Fig. 18). Es ist im allgemeinen mehr Klinozoisit vorhanden als im Tonalit und eine gewisse

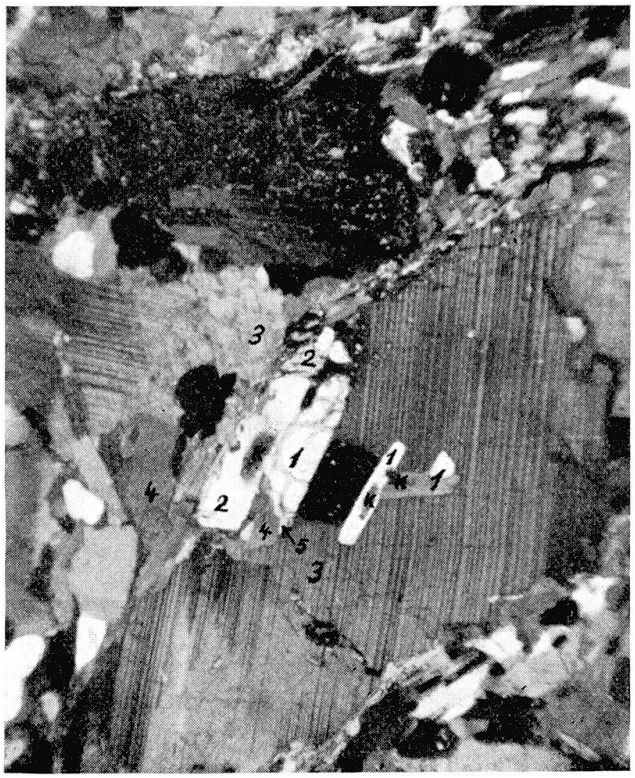


Fig. 30. Idiomorphe Epidotkristalle im Plagioklas. Augengneis, Val Ruscada. Dünnschliff Nr. 50, Vergr. 26:1, × Nicols.

1 = Klinozoisit (schwache Doppelbrechung), 2 = Fe-armer Pistacit (mittlere Doppelbrechung), K = Orthitkern, 3 = Plagioklas, 4 = Biotit, 5 = Quarz.

Anreicherung an Orthit gegenüber dem Tonalit wurde festgestellt. Die Verzwillingung nach (100) ist auch hier häufig.

Als weiterer Übergemengteil ist stellenweise *Granat* in sehr feinkörniger Ausbildung anzutreffen. Da er fast immer gegen den aplitischen Rand des Augengneises zu finden ist, darf man wohl annehmen, dass es sich, ähnlich wie im Falle des Muskowites, um kleine, aus den aufgelösten, hellen Lagen stammende und vom Augengneis übernommene Reste handelt.

Struktur und Textur

Die Struktur des Augengneises ist porphyroblastisch. Die Grundmasse besitzt meistens granoblastischen Charakter, kann aber stellenweise durch Biotitanreicherung lepidoblastisch werden. Granoklastische Struktur besitzen die Partien um die Feldspatporphyroblasten herum (Fig. 31). Der Quarz ist vorwiegend in Zügen und kleineren Flasern angeordnet; der Biotit ist vollständig parallel gerichtet und fluidal um die Feldspataugen angeordnet. Diese Struktur bildet gewissermassen das Endstadium der S. 338 erwähnten Entwicklung. Die Textur ist schiefrig bis flasrig.

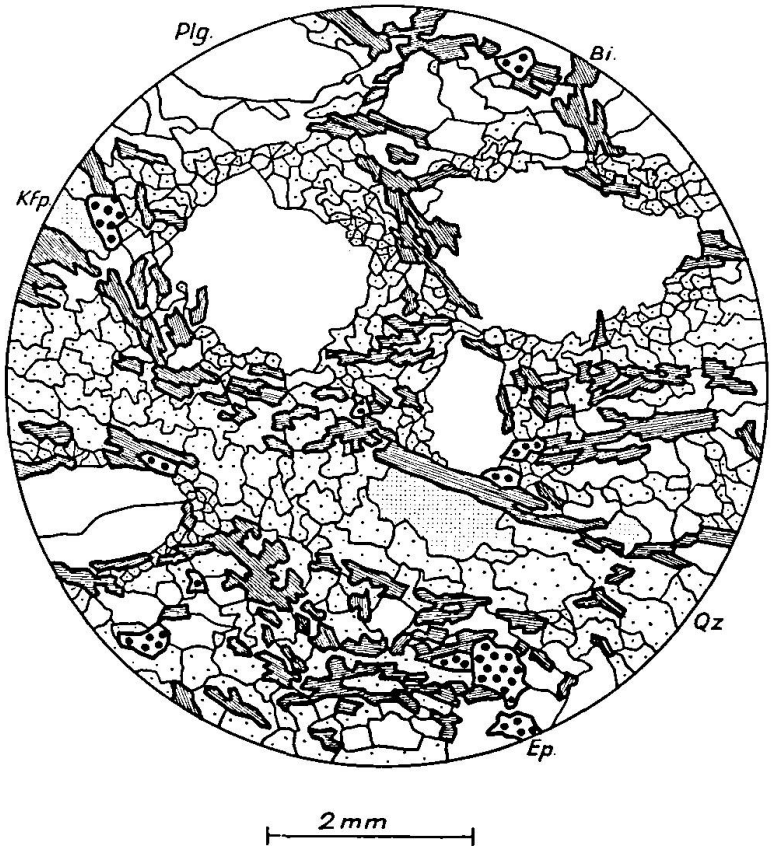


Fig. 31. Beispiel eines Strukturbildes von Augengneis. Dünnschliff Nr. 50, Val Ruscada.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Bi. = Biotit, Ep = Epidot.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Eine Analyse des Augengneises vom Talausgang der Morobbia bei Giubiasco wurde bereits veröffentlicht (M. Gschwind und P. Niggli, 1931, 57). Zwei weitere Analysen wurden für die vorliegende Arbeit ausgeführt. Eine der analysierten Proben stammte von der Cima di Cugn,

in der Mitte des Tonalitzuges (Handstück Nr. 115), die andere vom linken Mera-Ufer bei Dubino (Handstück Nr. 179).

10. Orthoaugengneis, Val Morobbia, Giubiasco. Analytiker: J. Jakob.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	65,23	si	259	Q	49,7	Q	20,1
Al_2O_3	17,18			Kp	9,3		
Fe_2O_3	1,43	al	40,5	Ne	19,4	Or	15,6
FeO	2,32	fm	20	Cal	12,7	Ab	32,3
MnO	1,35	c	19,5	Sp	1,5	An	21,2
CaO	4,56	alk	20	Fs	1,5		
Na_2O	3,55			Fa	2,8	Cord	2,8
K_2O	2,62	k	0,33	Fo	2,0	Hy	2,7
H_2O+	0,52	mg	0,40	Cp	0,6	En	2,7
H_2O-	0,16	ti	1,9	Ru	0,5		
TiO_2	0,62	p	0,4			Mt	1,5
P_2O_5	0,24			Q	49,7	Ru	0,5
Total	99,89	al-alk	+20,5	L	41,4	Cp	0,6
		t	+ 1,0	M	7,8		
		qz	+79	Akz	1,1	Magmatypus:	
				π	0,31	granodioritisch	
				γ	0,00		

Diese Analyse weist einen geringen Al-Überschuss auf und dürfte daher von nicht ganz frischem Material stammen. Sie wird daher hier nicht weiter berücksichtigt.

11. Augengneis Nr. 115. Analytiker: J. Weber.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	66,71	si	266	Q	49,4	Q	19,9
Al_2O_3	16,32			Kp	14,6		
Fe_2O_3	1,07	al	39	Ne	16,5	Or	24,3
FeO	2,12	fm	20	Cal	11,3	Ab	27,5
MnO	0,08	c	18,5	Cs	0,3	An	18,8
MgO	1,59	alk	22,5	Fs	1,1		
CaO	4,30			Fa	2,5	Wo	0,4
Na_2O	3,03	k	0,47	Fo	3,4	Hy	2,6
K_2O	4,12	mg	0,48	Cp	0,5	En	4,5
H_2O+	0,55			Ru	0,4		
H_2O-	0,05	ti	1,8			Mt	1,1
TiO_2	0,59	p	0,5	Q	49,4	Ru	0,4
P_2O_5	0,28			L	42,4	Cp	0,5
Total	100,81	al-alk	+16,5	M	7,3		
		t	− 2,0	Akz	0,9	Magmatypus:	
		qz	+76	π	0,26	granodioritisch	
				γ	0,04		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	54,1 Vol.%	Epidot	4,3 Vol.%
Quarz	18,2 ,,	Chlorit	0,6 ,,
Biotit	21,3 ,,	Akzessorien	0,4 ,,
Kalifeldspat	10,1 ,,		

12. Augengneis Nr. 179. Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	65,97	si	267	Q	48,9	Q	18,5
Al_2O_3	16,61			Kp	12,5		
Fe_2O_3	0,81	al	40	Ne	19,5	Or	20,8
FeO	2,26	fm	19	Cal	11,2	Ab	32,5
MnO	0,06	c	18	Sp	0,2	An	18,7
MgO	1,49	alk	23	Fs	0,8		
CaO	4,13			Fa	2,7	Cord	0,4
Na_2O	3,62	k	0,39	Fo	3,0	Hy	3,1
K_2O	3,51	mg	0,47	Cp	0,7	En	4,0
H_2O+	0,56			Ru	0,5		
H_2O-	0,03	ti	2,1			Mt	0,8
TiO_2	0,70	p	0,7	Q	48,9	Ru	0,5
P_2O_5	0,40			L	43,2	Cp	0,7
Total	100,15	al-alk	+17	M	6,7		
		t	− 1	Akz	1,2	Magmatypus:	
		qz	+75	π	0,39	granodioritisch	
				γ	0,00		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	51,1 Vol.%	Epidot	2,3 Vol.%
Quarz	21,2 ,,	Muskowit und Sericit	2,9 ,,
Biotit	12,8 ,,	Chlorit	0,2 ,,
Kalifeldspat	8,6 ,,	Akzessorien	0,9 ,,

Beim Vergleich der Standard-Katanorm mit dem Modus fällt die Analyse der Probe 115 durch ihre Unterschiede im Feldspat- und Quarzbestand auf. Um einen besseren Vergleich zu ermöglichen, wurden im folgenden durch die Einführung von Idealbiotit nach der Gleichung

$$10\ \mathrm{Or} + 12\ (\mathrm{En} + \mathrm{Hy}) + (2\ \mathrm{W}) = 16\ \mathrm{Bi} + 6\ \mathrm{Q}$$

die Kata-Biotitvarianten berechnet:

	Q	Or	Ab	An	Bi	Cord	Mt	Ru	Cp
No. 115	23,4	18,5	27,5	18,8	9,4	Wo-0,4	1,1	0,4	0,5
No. 179	22,0	15,0	32,5	18,7	9,4	0,4	0,8	0,5	0,7

Nach dem Vergleich dieser Werte mit den gemessenen Mineralbeständen fallen bei der Probe Nr. 115 Or um 18,5 – 10,1 = 8,4 und Q um 23,4 – 18,2 = 5,2 zu hoch aus, während Plagioklas um 54,1 – 46,3 = 7,8 sowie Bi zu tief ausfallen. Ein Teil des überschüssigen Q dürfte in den Epidot und Akzessorien eingehen, eventuell liegt auch ein im Vergleich zum angenommenen Idealbiotit SiO_2-reicher Biotit vor.

In bezug auf die Feldspäte ist zu bemerken, dass ein Teil des Or im Plagioklas steckt, und dass auch der Muskowit K enthält, sowie dass die genaue Unterscheidung von Orthoklas und Plagioklas bei der Schliffvermessung oft Schwierigkeiten bereitet. Unter Berücksichtigung dieser Punkte erscheint die Übereinstimmung befriedigend.

Vergleicht man die Analysen des Augengneises mit denen der tonalitischen Varietäten, so kann man folgende Feststellungen machen: Entsprechend dem Übergang von Tonalit zu Granodiorit stehen einer grossen si-Zunahme bedeutende al- und alk-Zunahmen bei einer nur leichten c-Abnahme und bei stärkerem Rückgang des fm-Wertes gegenüber. Die hohen si-Zahlen sind der grossen Zunahme von freiem Quarz im Augengneis zuzuschreiben, was auch durch die hohen qz bestätigt wird. Die Feldspäte nehmen nur leicht zu; sie werden aber im allgemeinen saurer. Das Verhältnis Na:K bleibt mit Ausnahme von Nr. 115 gleich. Im letzteren liegt der k-Wert wesentlich höher, was mit dem beobachteten Biotit- und Kalifeldspat-Gehalt des Gesteines nicht in Übereinstimmung gebracht werden kann. Es liegt eine grössere Kalifeldspat-Beimischung im Plagioklas vor, welche durch die Auflösung der hellen Aplitbänder hervorgerufen sein dürfte. Der Rückgang des fm-Wertes ist ganz auf das Verschwinden der Hornblende zurückzuführen.

Die Analysen des Augengneises stimmen am besten mit Adamello-Gesteinen überein, von denen hier zwei Beispiele angeführt werden sollen; aus dem Bergell liegt nur eine einzige Analyse vor, die mit dem Augengneis einigermassen in Übereinstimmung gebracht werden kann:

r) Biotit-Quarzporphyrit, gegenüber Carisolo, Monte Sabione, Adamello, G. Ogniben, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 17, 1952, 27. Anal. Autor.
s) Granodiorit, Cima di Coppetto, W-Adamello, B. Zanettin, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 19, 1956, 63. Anal. Autor.
t) Granit, Fornohütte, F. K. Drescher-Kaden, Chem. d. Erde 12, 1940, Anal. M. Bendig.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
r)	240	40,5	20	17	22,5	0,21	0,49	1,4	0,5	farsunditisch
s)	256	39,5	23	17,5	20	0,35	0,24	1,4	0,95	granodioritisch
t)	250	36,5	24	15	24,5	0,46	0,51	1,3	0,5	granodioritisch/ adamellitisch

Für die Analyse r ist k allerdings bedeutend niedriger.

Ausserdem kann der Chemismus der Augengneise mit demjenigen der hellen Bänder im Tonalit verglichen werden (S. 346). Gegenüber diesen Bändern weist der Augengneis lediglich etwas höhere si-, al- und alk-Zahlen bei niedrigerem c-Wert auf. Der Unterschied in den c- und alk-Werten dürfte auf das Auftreten von Biotit anstelle von Hornblende beruhen. Dafür spricht auch die grössere k-Zahl des Augengneises (0,39 im Mittel, gegenüber 0,21). Die grösseren si-, al- und alk-Werte entsprechen den im allgemeinen saureren Plagioklasen des Augengneises.

8. Genese des Augengneises

Der Augengneis steht zweifellos in enger Beziehung zum Tonalitzug; darüber kann auch seine scheinbare Unabhängigkeit am W-Ende des Zuges nicht hinwegtäuschen. Überall wo der Tonalit im Kontakt mit dem Augengneis steht, ist ein allmählicher Übergang vom einen zum anderen festzustellen, welcher über den feinkörnigen Übergangstypus Augengneis-Epidot-Tonalitgneis in einer etwa 20 bis 50 m mächtigen Zone stattfindet. Es ist somit kaum anzunehmen, dass der Augengneis als solcher bei der Intrusion des Tonalites schon da war, so dass er lediglich am Kontakt mit dem letzteren metamorphosiert wurde, und dass die Augen- und Porphyroblastenbildung derselben aplitischen Injektion zuzuschreiben wäre, welche auch die helle Bänderung des Augengneis-Südrandes verursachte. Dass die beiden Gesteine genetisch zusammengehören und dass ihr Zusammentreffen auf Monti di Prada kein zufälliges ist, beweist vor allem auch das Vorhandensein von idiomorphen Epidoten, worunter besonders von solchen, die im Biotit eingeschlossen sind, wie sie genau so schön im Augengneis, auch im isolierten Ast der unteren Val Morobbia, wie im Tonalit auftreten.

Es bestehen zwei Möglichkeiten zur Erklärung der Genese des Augengneises:

a) Der Augengneis ist als Randfazies des Tonalitzuges, also als ein Differentiationsprodukt des Tonalitmagmas, zu betrachten. Dafür sprechen vor allem eben diese Analogie im Auftreten des Epidotes in den beiden Gesteinen sowie der sehr ausgeprägte normale Zonarbau der Plagioklasporphyroblasten mit seinen zahlreichen Rekurrenzen. Die normale Zonenfolge ist ein wichtiger Beweis dafür, dass sich hier ähnliche Vorgänge wie in Eruptivgesteinen abgespielt haben müssen, denn die reinen Umwandlungsgesteine zeigen im allgemeinen eine nur schwache und oft inverse Zonierung der Plagioklase. Ausserdem hat der Augengneis einen granodioritischen Charakter, zeigt also einen Chemismus, wie er aus dem Bergell- und dem Adamello-Massiv von Begleitgesteinen der Tonalite (Granodiorite im eigentlichen Sinn) bekannt ist.

Es ist etwas schwierig, sich nach dieser Auffassung das Auftreten des isolierten Augengneisastes am W-Ende des Tonalitzuges vorzustellen. Dies wäre nur möglich, wenn man annehmen würde, dass die Tonalithauptmasse im betreffenden Abschnitt in der Tiefe steckengeblieben wäre, was aber nach den im ersten Kapitel beschriebenen Feldbeobachtungen wenig wahrscheinlich ist. Viele Anzeichen sprechen dafür, dass der Tonalitzug gegen W auskeilt.

b) Der Augengneis stellt ein durch die Tonalitintrusion kontaktmetamorphosiertes und feldspatisiertes Nebengestein dar. Die oben erwähnten beobachteten Analogien im Auftreten von Epidot und Plagioklas im Tonalit und im Augengneis würden in diesem Fall auf eine innige Durchmischung des Tonalitmagmas mit dem ursprünglichen Gestein hinweisen, was auch den isolierten Augengneisast besser erklären lässt. Da sich der ganze Tonalitzug in dieser Gegend apophysenartig verästelt und auskeilt, könnte man sich vorstellen, dass diejenige Apophyse, welche dem Edukt des Augengneises weiter nach W folgte, mit diesem völlig vermischt wurde, so dass nur Augengneis als Endprodukt resultierte.

Vor allem auch aus diesem zuletzt erwähnten Grund scheint der Fall b eher dem wirklichen Entstehungsprozess des Augengneises zu entsprechen.

9. Die Pegmatit-, Aplit- und Granitgänge des Tonalitzuges

a) Die alten aplitisch-pegmatitischen Gänge

Eine Zweiteilung der im Gebiet der Wurzelzone auftretenden Pegmatitgänge nach ihrem vermutlichen Alter wurde schon von E. Kündig (1926, 63) und H. P. Cornelius (1928b, 281) befürwortet und von verschiedenen anderen Autoren (F. de Quervain, A. E. Mittelholzer, P. Knoblauch) ebenfalls durchgeführt. Was den Tonalitzug betrifft, wurden darin im ganzen untersuchten Abschnitt keine Gänge angetroffen, welche der älteren Gruppe zugeteilt werden könnten.

Solche treten nur ausserhalb des Tonalitzuges, sowohl in den Tonale-Schiefern wie auch in den Gneisen der Zone von Bellinzona, auf. Es sind dies zum grössten Teil stark geschieferte Lagergänge (diskordante Gänge wurden in diesem Gebiet nicht gefunden), die stellenweise sehr intensiv ausgewalzt und zerquetscht worden sind. Sie führen folgende Mineralien, in der Reihenfolge ihrer Bedeutung aufgezählt: Orthoklas, Quarz, Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit, Muskowit, seltener Turmalin und Granat. Der Orthoklas ist weitgehend sericitisiert, und auch der Plagio-

klas ist stellenweise vollständig zersetzt, der Biotit vollständig chloritisiert. Der Quarz ist stark zertrümmert und in Zügen angeordnet. Der Glimmer ist vorwiegend parallel gerichtet.

Die *Aplite* sind im allgemeinen viel besser erhalten als die Pegmatite. Nach der Auffassung von E. Kündig (1926, 66) ist dies der Tatsache zuzuschreiben, dass die aplitische Struktur der Tendenz der Metamorphose, eine möglichst gleichmässige Korngrösse zu schaffen, schon von sich aus viel mehr entspricht als die pegmatitische.

Sie unterscheiden sich nur in der Korngrösse von den Pegmatiten; der Mineralbestand und die Charakteristika der Mineralien sind gleich wie bei diesen.

Das Alter dieser Pegmatite und Aplite wird von Cornelius (1928b, 282) als mindestens karbonisch, wahrscheinlich sogar vorpaläozoisch geschätzt.

b) Die Aplite am S-Rand des Augengneises

Die aplitischen, konkordanten Bänder im Augengneis sind an dessen S-Rand angehäuft, fehlen aber auch in den übrigen Partien nicht ganz. Ihr Verlauf und ihre Beziehungen zum Augengneis wurden bereits im ersten Teil dieser Arbeit geschildert (S. 302).

Berücksichtigt man ihre relative Frische und ihre unter dem Mikroskop noch deutlich aplitische Struktur, so fällt der Unterschied zu den alten geschieferten Gängen besonders auf. Andererseits unterscheiden sie sich von einer Serie noch jüngerer Aplite und Granitgänge durch ihre schwach schiefrige Textur und vor allem durch ihre stets konkordante Lage. Sie werden auch von den jungen Pegmatitgängen durchsetzt, sind also älter als diese. Altersmässig stehen sie sehr wahrscheinlich zwischen den alten voralpinen unter a behandelten Gängen und denjenigen, welche weiter unten im Abschnitt c beschrieben werden. Sie stellen offenbar die sauren Differentiate des tonalitischen Magmas dar.

Der Mineralbestand ist im Mittel folgender: 50 % perthitischer Kalifeldspat, 30 % Quarz, 15 % Plagioklas, 5 % Muskowit, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat. Struktur: aplitisch; Textur: schwach schiefrig.

Der Kalifeldspat ist meistens in Sericitisierung begriffen. Noch gut erhaltene Individuen zeigen fast immer sehr schöne Perthitstrukturen, z. T. Bänderperthite und Mikroklingitterung. Die letztere ist wohl sehr verbreitet, beschränkt sich aber auf Teilgebiete eines Individuums und ist durchwegs mit undulöser Auslöschung desselben kombiniert. Ebenfalls sehr verbreitet sind die Myrmekitbildungen, vor allem in den dünnen und dünnsten Aplitlagen sowie gegen den Rand der mächtigeren Adern.

Sie scheinen hier ausschliesslich zum Typus II der von F. Drescher-Kaden (1942, 104) vorgeschlagenen Einteilung zu gehören, d. h. sie sind durch eine Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas entstanden. Zahlreiche Kalifeldspatreste in den Plagioklasen (siehe auch Fig. 32), ähnlich denjenigen, die von G. M. Paraskevopoulos (1953, 243) beschrieben worden sind, bestätigen diese Vermutung. Nach dem gleichen Autor (1953, 234) stammt mindestens ein Teil des in den Plagioklasen vorhandenen K_2O von den verdrängten Alkalifeldspäten, was auch den auf S. 374 vermuteten Kalifeldspatgehalt der Augengneisplagioklase aus der unmittelbaren Umgebung der aplitischen Bänder erklären würde.

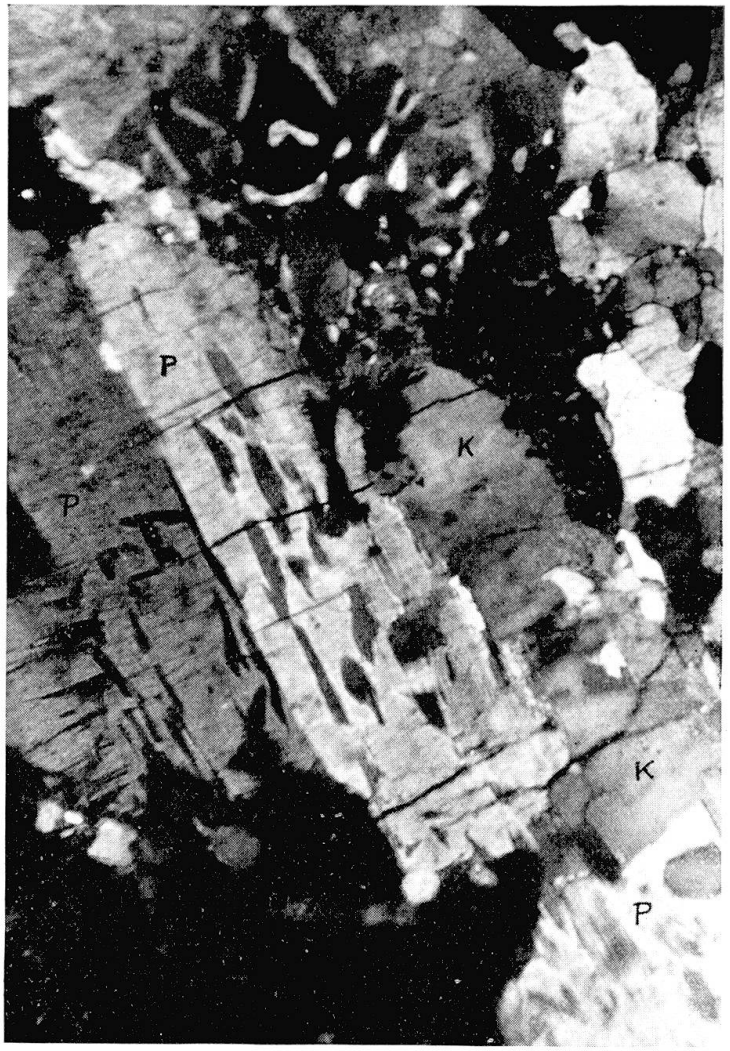


Fig. 32. Verdrängung von Kalifeldspat (K) durch Myrmekit (oben) und Plagioklas (P) am Kontakt Pegmatit-Tonalit. Zahlreiche Kalifeldspatreste sind im Plagioklas zurückgeblieben (Antiperthit). Pegmatit von Valle di Livo. Dünnschliff Nr. 307, Vergr. 100:1, × Nicols.

Der Plagioklas spielt in den eigentlichen Aplitbändern eine untergeordnete Rolle und gewinnt erst in den erwähnten dünnsten Lagen und gegen die Gangränder, offenbar auf Konto von Kalifeldspat, an Bedeutung. Sein Anorthitanteil schwankt zwischen 15 bis 28 %, wobei die basischeren Glieder gegen den Rand der Gänge auftreten. Eine nur schwache Zersetzung macht sich bemerkbar.

Quarz ist gegen den Rand der Bänder in Zügen angeordnet; sonst tritt er zusammen mit Feldspäten in aplitischem Gefüge auf. Durchwegs undulös auslöschend, ist er oft zerbrochen.

Muskowit tritt in feinen Blättchen auf, die entweder einzeln oder in Lagen angeordnet sein können. Biotit ist meist nur randlich anzutreffen und wurde bis auf geringe Reste vorwiegend chloritisiert.

Der Epidot spielt eine sehr eigenartige Rolle: er ist auch hier in idiomorpher Form anzutreffen, jedoch ist diese Idiomorphie auf die meist vorhandenen Orthitkerne beschränkt. Die Hüllen (vorwiegend Klinozoisit) sind stark eingebuchtet und korrodiert. Ob sie hier auch primär aus dem Magma ausgeschieden wurden, oder ob sich die Epidothüllen erst nachträglich um die sicher primären Orthitkerne gebildet haben, ist nicht ersichtlich. Granat ist stellenweise angereichert. Er ist von braunroter Farbe und immer in einer sehr feinkörnigen Ausbildung.

c) Die junge pegmatitische Intrusion

Allgemeine Merkmale

Im Tonalitzug selber und in seiner Nähe im N findet man zahlreiche junge Gänge, welche zum Teil konkordant, zum Teil diskordant zur Schieferung stehen (siehe auch Tafel III, Fig. 6, und Tafel IV, Fig. 7). Stellenweise durchschwärmen ganze Scharen solcher Gänge das Nebengestein. Sie sind wohl auch von den letzten alpinen Bewegungen miterfasst worden, denn sie zeigen leichte kataklastische Erscheinungen, diese sind aber in bezug auf deren Intensität bei weitem nicht mit denjenigen der älteren Pegmatiten zu vergleichen. Im weitaus vorwiegenden Teil handelt es sich um Pegmatite, die oft mit aplitischen Partien eng verknüpft sind (S. 304). Isolierte Aplit- oder Granitgänge werden seltener angetroffen.

Die Pegmatite

Der Mineralbestand ist der folgende:

Plagioklas	40 %	(30—45 %)
Orthoklas	35 %	(10—40 %)
Quarz	22 %	(18—30 %)

Muskowit, Biotit, Chlorit, Apatit, Titanit, Zirkon
(Granat, Turmalin) . . . . . 3 % (0,5—10 %)

Die Struktur ist typisch pegmatitisch grob bis riesenkörnig, Textur vorwiegend massig.

Plagioklas hat meistens einen Anorthitanteil von 15—25 %, was einem mittleren Oligoklas entspricht. Gegen den Kontaktrand der Gänge steigt der An-Gehalt beträchtlich, bis 35 %. Gleichzeitig steigt auch der Plagioklasgehalt, während der Kalifeldspat zurücktritt. Die Verzwillingung erfolgt nach dem Albit- und Periklingesetz. Sie ist im allgemeinen weniger intensiv als im Tonalit und nur selten kombiniert. Die Plagioklase sind vorwiegend frisch oder nur wenig sericitisiert; seltener wurden Zoisit und Calcit als Umwandlungsprodukt angetroffen.

Kalifeldspat tritt in sehr variablen Mengen auf: in der Mitte der mächtigen Gänge ist er oft reichlich vertreten (bis 40 %), randlich aber tritt er stark zurück. Die schmächtigeren Pegmatitadern führen fast nur Plagioklas und keine K-Feldspäte. Zahlreiche Kalifeldspatreste im Plagioklas deuten auf eine Verdrängung des ersteren durch den letzteren. Besonders schön ist der Kontakt zwischen Pegmatit und Tonalit: der Tonalit-Plagioklas verdrängt den Kalifeldspat aus Pegmatit und schliesst sehr viele unverdaute Kalifeldspatreste ein (Fig. 32), so dass sich das Bild eines Antiperthites ergibt. Ob diese Verdrängung auf metasomatischem Weg nach der Erstarrung der Pegmatite erfolgt ist, oder ob sie einer Reaktion zwischen der flüssigen Intrusivmasse und dem Tonalit zuzuschreiben wäre, ist nicht klar.

Die einzelnen Kalifeldspatindividuen zeigen oft perthitische Struktur und Mikroklingitterung. Verwaschene sogenannte „Phantom-Gitterung" oder „flauer" Mikroklin, kombiniert mit undulöser Auslöschung, sind sehr oft anzutreffen.

Quarz zeigt oft Risse und fast immer undulöse Auslöschung. Gegen die Gangränder ist er etwas angereichert und in Zügen angeordnet. Es ist gut möglich, dass er dort z. T. aus der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas stammt.

Der *Glimmer*, meistens Muskowit, bildet manchmal grossblättrige, bis 1 cm dicke Tafeln. Der Biotit ist am Kontakt mit dem Nebengestein durch die Wirkung der Mineralisatoren auf dieses oft stark angereichert, so dass grobe, dicke Blätter den Pegmatit umhüllen. In der feineren Ausbildung ist der Biotit oft chloritisiert.

In den Arbeiten von J. Jakob über die chemische Konstitution der Glimmer (1925, S. 444, 1929, S. 404, und 1931, S. 373) finden sich auch Analysen von solchen

aus Pegmatiten des hier untersuchten Gebietes, welche hier zur Orientierung wiedergegeben seien. Die Nummern der Analysen entsprechen denjenigen in den Originalarbeiten:

Nr. 13 Apfelgrüner Muskowit aus 50 cm mächtigem Pegmatit im Tonalit, Val Melera.

Nr. 15 Gelblicher Muskowit, aus einem Pegmatit, der einen Peridotitstock durchsetzt; Monte di Daro, östlich von Bellinzona in 890 m Höhe.

Nr. 31 Muskowit in dicken Tafeln aus einem Biotit-Muskowit-Pegmatit, am Grat etwa 200 m südlich Corno di Gesero, auf der Höhe von 2150 m.

Nr. 57 Biotit aus einem Zweiglimmerpegmatit, welcher einen Peridotitstock durchsetzt; Monti di Daro, östlich von Bellinzona, in 890 m Höhe. (Analyse des Muskowites unter Nr. 15.) Optische Daten: $n_\omega = 1{,}642$, $n_\epsilon = 1{,}546$, 2 V klein, optisch negativ.

	Nr. 13	Nr. 15	Nr. 31	Nr. 57
SiO_2	45,16	45,93	45,71	37,38
Al_2O_3	33,69	33,45	34,27	19,23
Fe_2O_3	4,44	2,68	3,00	4,09
FeO	0,50	0,65	0,15	10,47
MnO	Spur	0,03	0,04	0,30
MgO	0,08	1,58	1,65	13,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	1,04	1,06	1,30	1,40
K_2O	9,37	9,88	9,42	9,85
H_2O+	5,56	4,51	3,77	1,56
H_2O-	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	0,25	0,29	0,59	2,06
Total	100,09	100,06	99,90	100,03

Als Nebengemengteile sind *Apatit* (oft am Kontakt angereichert), *Titanit* und *Zirkon* zu erwähnen. Von den Übergemengteilen ist neben *Turmalin* auch der *Granat* ein häufiges Mineral in diesen Pegmatiten. Er ist stellenweise angereichert und in schönen, idiomorphen Kristallisationsformen (meist Kombinationen von (110) und (211)) anzutreffen. Seine blassbraunrote bis violettbraune Farbe ist derjenigen anderer Granatvorkommen der Tessiner- und Veltliner-Pegmatite sehr ähnlich und lässt einen *Mn-Granat* vermuten.

Er wurde deswegen auch chemisch näher untersucht. Durch sorgfältige Präparierung, die angesichts der randlichen Verwachsung mit Quarz nicht leicht war, wurden 0,3464 g Substanz gewonnen. Diese wurde in verdankenswerter Weise von Prof. J. Jakob mit folgendem Resultat analysiert:

SiO_2	36,80
TiO_2	0,00
Al_2O_3	18,33
FeO	22,32
MnO	18,71
MgO	0,79
CaO	2,02
Total	98,97

Eine Wasserbestimmung konnte wegen Mangel an Substanz nicht ausgeführt werden.

Da aus der Granatformel $3\,SiO_2 \cdot R_2^{III}O_3 \cdot 3\,R^{II}O$ folgt, dass $Si:R^{III}:R^{II} = 3:2:3$, und da alles Fe als Fe^{II} bestimmt wurde, so kann man so viel Fe als Fe^{III} anrechnen, dass $R^{III}:R^{II} = 2:3$ wird, worauf ein kleiner SiO_2-Überschuss bleibt.

	Gew.%	Atomare Äquivalentzahlen			Andr	Pyp	Spess	Alm	Q
SiO_2	36,80	613		613	36	20	264	274	19
Al_2O_3	18,33	360	36	396 R^{III}	24	13,3	176	182,7	
FeO	22,32	310	274					274	
MnO	18,71	264					264		
MgO	0,79	20		594 R^{II}		20			
CaO	2,02	36			36				
	98,97	1603		1603	96	53,3	704	730,7	19

Auf 100 umgerechnet: Alm 45,6, Spess 43,9, Andr 6,0, Pyp 3,3, Q 1,2, bzw. Q-frei: *Alm 46,1, Spess 44,4, Andr 6,1, Pyp 3,4.*

Wenn man vom geringen Quarzgehalt absieht, der auf die unvollkommene Trennung der beiden Mineralien zurückzuführen ist, so ist der Granat hauptsächlich aus Almandin und Spessartin zusammengesetzt. Optische und röntgenographische Untersuchungen haben zum gleichen Schluss geführt. Der Brechungsindex wurde durch die Immersionsmethode bestimmt, wobei die Lichtbrechung der Immersionsmedien mit Hilfe der Minimalablenkung an einem Flüssigkeitsprisma ermittelt wurde. Der so bestimmte Wert ist $n_D = 1{,}810$ und fällt somit zwischen die Werte des Almandins 1,830 und des Spessartins 1,800.

Eine röntgenographische Pulveraufnahme nach der Methode von Debye-Scherrer ergab die Gitterkonstante a = 11,56. Verglichen mit den Gitterkonstanten des Almandins (11,52) und des Spessartins (11,59) fällt dieser Granat wiederum zwischen die beiden Varietäten.

Ein Vergleich mit den Dreiecksdiagrammen der Variation des Brechungsindex und der Gitterkonstante mit der chemischen Zusam-

mensetzung der Granate nach A. SRIRAMADAS (1957, 294) ergab folgende Variationsmöglichkeiten:

a) Pyp 7, Spess 40, Alm 53 (l. c., Fig. 1);
b) Andr 8, Pyp 22, Alm 70 (l. c., Fig. 6);
c) Gross 12, Pyp 8, Alm 80 (l. c., Fig. 8).

Im Dreieck Andr-Spess-Alm fällt der Intersektionspunkt der Werte 1,81/11,56 knapp ausserhalb des Diagramms, sehr nahe an der Spess-Alm-Linie, so dass man diese Zusammensetzung auch etwa folgendermassen ausdrücken könnte:

d) Andr −5, Spess 55, Alm 50 (l. c., Fig. 5).

Bei allen anderen Systemen fällt der betreffende Intersektionspunkt weit ausserhalb der Dreieckfelder.

In Anbetracht dessen, dass sich die Variationsdiagramme auf ternäre Systeme beziehen, während hier ein quarternäres vorliegt, ist, vor allem nach Fall a, die Übereinstimmung des Chemismus und der optisch-röntgenographischen Daten durchaus befriedigend.

Die chemische Zusammensetzung: Eine Pegmatitprobe aus dem Tonalit oberhalb Ponte del Passo, südlich Dascio, am rechten Mera-Ufer (Handstück Nr. 258) wurde analysiert. Um ein möglichst homogenes Material zu erhalten, wurden etwa 3 kg von weniger grobkörnigem Gestein zerpulvert.

13. Pegmatit Nr. 258. Analytiker: J. WEBER.

	Gew.%	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO_2	73,21	si	400	Q	54,8	Q	25,3
Al_2O_3	14,97			Kp	19,5		
Fe_2O_3	0,28	al	48	Ne	19,5	Or	32,5
FeO	0,12	fm	3	Cal	5,2	Ab	32,5
MnO	0,01	c	11	Cs	0,2	An	8,7
MgO	0,09	alk	38	Fs	0,3		
CaO	1,91			Fa	0,2	Wo	0,3
Na_2O	3,59	k	0,50	Fo	0,2	En	0,3
K_2O	5,48	mg	0,25	Cp	—		
H_2O+	0,17			Ru	0,1	Mt	0,3
H_2O-	0,05	ti	0,5			Ru	0,1
TiO_2	0,12	p	—	Q	54,8		
P_2O_5	0,01			L	44,2	Magmatypus:	
Total	100,01	al-alk	+10	M	0,9	yosemitaplitisch/	
		t	− 1	Akz	0,1	quarzdioritaplitisch	
		qz	+148	π	0,12		
				γ	0,22		

Von den grösseren Pegmatitvorkommen im oberen Val Melirolo und auf den Monti di Laura sind aus dem Kriegsjahr 1941 drei Analysen vorhanden, welche hinsichtlich der Verwendung dieser Pegmatite für keramische Zwecke ausgeführt wurden. Sie zeigen im grossen ganzen gleichen Chemismus wie die oben aufgeführte Probe aus Italien.

u, v) Pegmatit, Strasse Roveredo-Laura, 580 m ü. M.

w) Pegmatit, Val Melirolo, 1230 m ü. M.

Alle Analysen wurden an der EMPA, Zürich, ausgeführt und in F. de Quervain und V. Jenny, 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine, 1956, S. 52, Nr. 38, 46, 47, publiziert.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magmatypus
u)	420	52	3	6	39	0,42	0,50	aplitgranitisch
v)	409	50	3,5	9,5	37	0,38	0,40	aplitgranitisch
w)	386	49	4	8	39	0,45	0,50	aplitgranitisch

Interessant ist eine gewisse Ähnlichkeit im Chemismus des Pegmatites und der Bergellergranite. Es sei hier zum Vergleich eine solche Analyse angeführt:

z) Bergellergranit, feinkörnig, Pizzo Cacciabella (Albigna), Anal. J. Jakob, in Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 6.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
z)	385	46,5	8,5	12	33	0,52	0,12	1,5	0,8	yosemitaplitisch

Die Aplite

Diese treten, wie eingangs dieses Abschnittes bereits erwähnt wurde, selten isoliert auf, sondern sind mit den Pegmatitgängen eng verknüpft. Sie unterscheiden sich von den im Abschnitt b behandelten Apliten des Augengneis-Südrandes nur durch die massige Textur und durch ihre diskordante Lage im Nebengestein. Der Mineralbestand ist, bis auf geringe Abweichungen, im Verhältnis Kalifeldspat zu Plagioklas, gleich wie bei den anderen Apliten. Nur Epidot wurde hier nicht angetroffen.

Die Ganggranite

Obwohl die Granitgänge im Tonalitzug selber und in dessen unmittelbaren Umgebung nur selten auftreten, spielen sie eine gewisse Rolle für die Beurteilung der Begleiterscheinungen der Intrusion. Sie sind nämlich petrographisch kaum von denjenigen von Novate-Mezzola im Meratal zu unterscheiden und stellen somit eine jüngere Fortsetzung der differenzierten tonalitisch-granitischen Intrusion dar.

Der Mineralbestand ist folgender:

Kalifeldspat	35—40 %
Quarz	30—35 %
Plagioklas	20—25 %
Muskowit, Biotit, Zirkon, Rutil, Erz, Chlorit	5—10 %

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, die Textur massig. Die Korngrösse variiert von 0,1 bis 3—4 mm.

Der *Kalifeldspat* spielt auch hier, wie in den Aplitgängen, eine dominierende Rolle. Er tritt meistens in grossen Individuen auf, die xenomorph ausgebildet sind. Zum Unterschied vom Plagioklas, der sehr frisch erscheint, ist der Kalifeldspat meistens leicht in Zersetzung begriffen. Mikroklinstruktur ist manchmal zu beobachten, jedoch nicht so oft wie in den Apliten und Pegmatiten.

Quarz: reichlich vorhanden, tritt meistens in grösseren, gebrochenen Individuen auf, welche fast ausnahmslos undulöse Auslöschung zeigen.

Plagioklas: zeigt als einziger heller Gemengteil eine gewisse Tendenz zu Idiomorphie. Er ist intensiv nach dem Albitgesetz verzwillingt, oft auch nach den kombinierten Albit-Karlsbad-Gesetzen, und zeigt nicht selten Zonarbau mit basischerem Kern als die Hülle. Die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp$ (010) ergab Oligoklas bis Andesin. Viele Individuen zeigen Spuren von mechanischen Einwirkungen, so z. B. gebogene Zwillingslamellen und undulöse Auslöschung. Zahlreich sind die myrmekitischen Ausbildungen des Plagioklases am Rande von Orthoklasindividuen.

Der *Glimmer* tritt in kleinen, idiomorphen Lamellen auf, wobei der Biotit in der Regel etwas ausgefranst erscheint. Biotit und Muskowit sind in gleichen Mengen vorhanden und sehr oft sind sie parallel miteinander verwachsen. Der Biotit zeigt einen starken Pleochroismus, der von kastanienbraun (n_γ) zu strohgelb (n_α) variiert. Zahlreich sind die pleochroitischen Höfe um die Zirkoneinschlüsse im Biotit. Ausscheidungen von Rutilnadeln sind nicht selten, wobei diese oft Sagenitstruktur aufweisen.

Der Chlorit ist ausnahmslos aus der Umwandlung von Biotit entstanden.

Kapitel III

ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNGEN

1. Petrochemische Charakterisierung des Tonalitzuges und Vergleich mit dem Bergeller Massiv

In der Tabelle 1 sind die 13 Analysen nochmals zusammengestellt, welche anlässlich der Beschreibung der Gesteinstypen bereits aufgeführt wurden. Die Analyse Nr. 10 wurde hier nicht berücksichtigt, da sie einen Al-Überschuss zeigt. Neu kommt die Analyse eines Diorites von Monte Bassetta hinzu, welche von C. M. Koomans (1937, 72) durchgeführt wurde; die Fundstelle dieser Gesteinsprobe ist in der Originalarbeit nicht näher bezeichnet. In der Tabelle 2 sind die Niggli-Werte und die Magmentypen dieser Analysen zusammengestellt, anhand derer die diagrammatischen Darstellungen nach P. Niggli durchgeführt wurden (Fig. 33 und 34). Mit besonderer Signatur sind in diesen Diagrammen die Werte der analysierten Gesteine aus dem Bergeller Massiv aufgetragen, welche sämtlich den Tabellen der postophiolithischen Eruptivgesteine von C. Burri und P. Niggli (1949, Tabelle 58, S. 93) entnommen wurden.

Wie aus diesen Diagrammen ersichtlich ist, fügt sich der Tonalitzug in das Bild der chemischen Variation des Bergeller Massivs gut ein. Dabei zeigt sich, dass die Streuung aller Werte im allgemeinen eine geringe ist. Fig. 35 gibt das aus den mittleren Variationskurven konstruierte Variationsdiagramm. Es zeigt deutlich den Verlauf der pazifischen Provinzen, charakterisiert durch eine grosse Differenz (al-alk), welche den beträchtlichen Anteil von normativem Anorthitmolekül am Aufbau der Gesteine zum Ausdruck bringt. Die Isofalie ist um si = 175 bei al = fm = 31, c = 23 und alk = 15.

Aus dem idealisierten Variationsdiagramm lassen sich für Intervalle von 50 zu 50 si, wenn man von den schwachen Knickungen im Kurvenverlauf absieht, folgende Werte interpolieren:

si	al	fm	c	alk	Magma
100	16	52	25	7	normalgabbroid
150	31	33	23	13	tonalitisch/dioritisch
200	33	29	20	18	quarzdioritisch
250	39	22	16	23	granodioritisch/farsunditisch
300	42	16,5	14	27,5	leukoquarzdioritisch
350	42,5	12,5	12,5	32,5	trondhjemitisch/yosemitgranitisch
400	48	3	11	38	yosemitaplitisch/quarzdioritaplitisch

Tabelle 1. *Analysen der Gesteine vom Tonalitzug Melirolo-Sorico*

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	56,27	52,30	59,28	56,34	56,02	57,11
Al_2O_3	17,68	19,80	17,15	18,65	17,78	17,97
Fe_2O_3	2,34	3,43	2,35	2,13	2,52	3,10
FeO	3,80	4,14	3,53	4,05	4,22	3,26
MnO	0,07	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11
MgO	4,44	4,31	3,47	3,87	3,80	3,78
CaO	7,00	7,76	7,17	7,65	7,55	7,21
Na_2O	2,22	2,74	2,80	3,05	3,70	3,59
K_2O	1,86	2,69	1,82	2,03	2,22	2,00
H_2O+	2,92	1,21	1,05	0,86	0,95	1,12
H_2O-	0,06	0,06	0,04	0,02	0,01	0,05
TiO_2	0,92	1,04	0,87	1,03	1,05	0,94
P_2O_5	0,22	0,25	0,33	0,26	0,51	0,40
Total	99,80	99,83	99,95	100,03	100,42	100,64

	7	8	9	11	12	13	14
SiO_2	56,22	64,98	46,32	66,71	65,97	73,21	54,75
Al_2O_3	17,54	16,82	15,71	16,32	16,61	14,97	19,19
Fe_2O_3	4,80	1,65	3,83	1,07	0,81	0,28	2,56
FeO	2,28	1,66	8,69	2,12	2,26	0,12	4,41
MnO	0,13	0,08	0,17	0,08	0,06	0,01	0,28
MgO	3,51	1,99	8,05	1,59	1,49	0,09	4,67
CaO	7,98	6,92	8,92	4,30	4,13	1,91	8,72
Na_2O	2,74	3,36	2,41	3,03	3,62	3,59	1,61
K_2O	1,54	1,36	2,50	4,12	3,51	5,48	1,16
H_2O+	1,17	0,36	1,17	0,55	0,56	0,17	0,98
H_2O-	0,09	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04
TiO_2	0,97	0,61	1,71	0,59	0,70	0,12	1,10
P_2O_5	0,77	0,25	0,42	0,28	0,40	0,01	0,25
Total	99,74	100,09	99,93	100,81	100,15	100,01	99,72

1. Tonalit, Val Melirolo, Morobbia.
2. Epidot-Tonalit, Val Melera, Morobbia.
3. Epidot-Tonalit, Alpe Fossada, Morobbia.
4. Epidot-Tonalitgneis, Alpe Boga, Val Roggiasca.
5. Epidot-Tonalitgneis, S. Dascio, Val Mera.
6. Epidot-Tonalitgneis, Dubino, Val Mera.
7. Tonalit, Val Melirolo, Morobbia.
8. Hornblende-Quarzdiorit, helles Band im Tonalit, Sorico, Comersee.
9. Biotit-Hornblendit, basische Schliere im Tonalit, Biscia.
11. Augengneis, Cima di Cugn, San Iorio.
12. Augengneis, Dubino, Val Mera.
13. Pegmatit, S. Dascio, Val Mera.
14. Diorit, Monte Bassetta, Val Mera.

Tabelle 2. *Niggli-Werte und Magmentypen der Gesteinsanalysen vom Tonalitzug Melirolo-Sorico*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Magma
1.	171	31,5	35,5	22,5	10,5	0,36	0,57	2,1	0,3	+ 29	tonalitisch
2.	143	31,5	34	22,5	12	0,39	0,51	2,1	0,3	− 5	sommaittonalitisch
3.	188	32	31,5	24	12,5	0,30	0,52	2,1	0,4	+ 38	tonalitisch
4.	165	32	31,5	24	12,5	0,31	0,53	2,3	0,3	+ 15	peléeitisch
5.	162	30	32	23,5	14,5	0,29	0,51	2,2	0,6	+ 4	tonalitisch/peléeitisch
6.	169	31	32	23	14	0,27	0,52	2,1	0,5	+ 13	tonalitisch/peléeitisch
7.	168	31	32,5	25,5	11	0,26	0,48	2,2	1,0	+ 24	peléeitisch
8.	240	36,5	21	27,5	15	0,21	0,52	1,7	0,4	+ 80	leukopeléeitisch
9.	103	20,5	49,5	21	9	0,41	0,54	2,8	0,4	− 33	sommaitdioritisch
11.	266	39	20	18,5	22,5	0,47	0,48	1,8	0,5	+ 76	granodioritisch
12.	267	40	19	18	23	0,39	0,47	2,1	0,7	+ 75	granodioritisch
13.	400	48	3	11	38	0,50	0,25	0,5	—	+ 148	yosemitaplitisch/quarzdioritaplitisch
14.	153	31,5	36	26	6,5	0,32	0,54	2,3	0,3	+ 27	orbitisch/ossipitisch

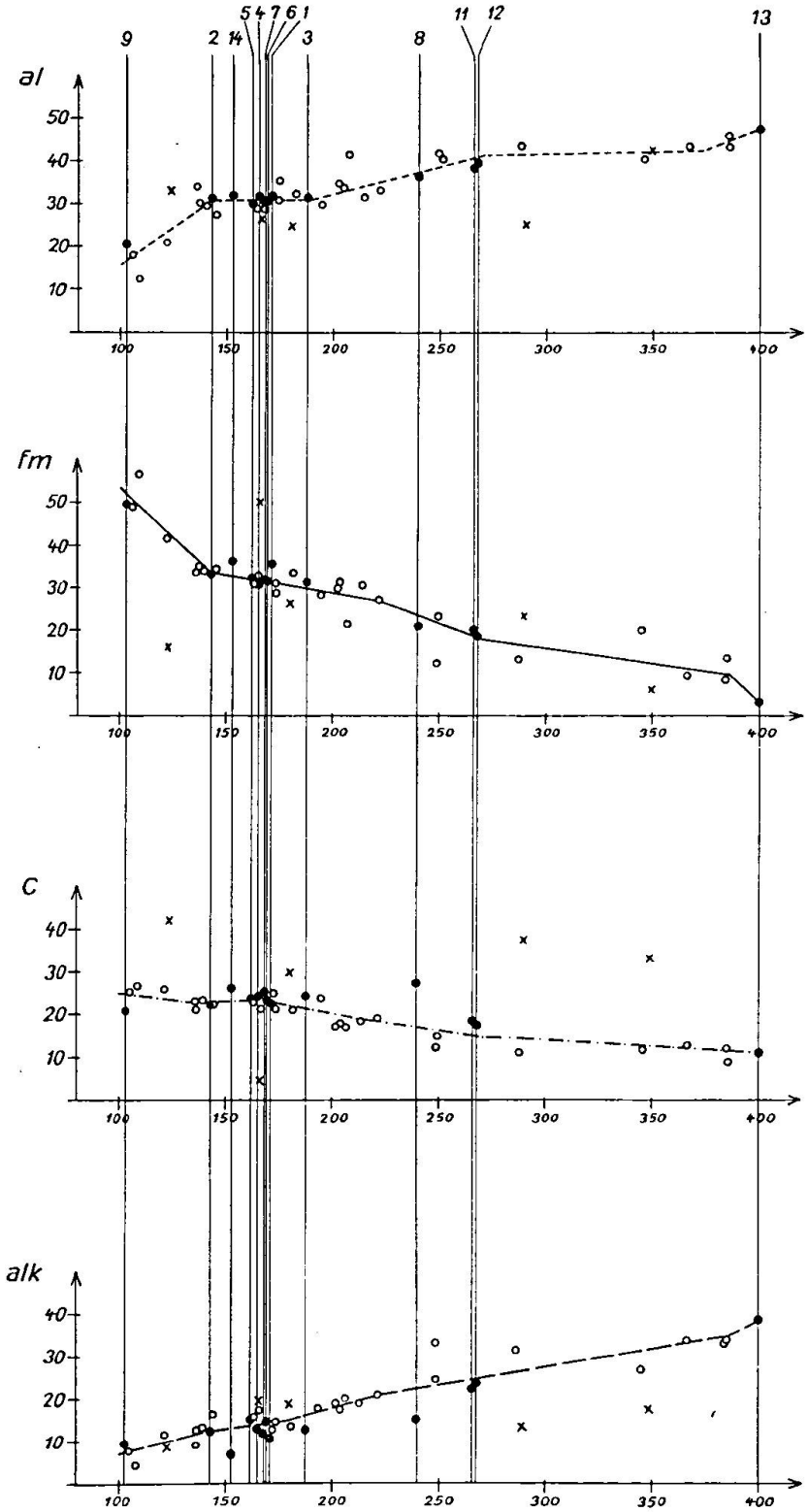


Fig. 33. Variation von al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si.
Ausgefüllte Kreise = Tonalitzug Melirolo-Sorico. Leere Kreise = Bergeller Massiv.
Kreuze = Bergeller Massiv, endomorph veränderte Gesteine.

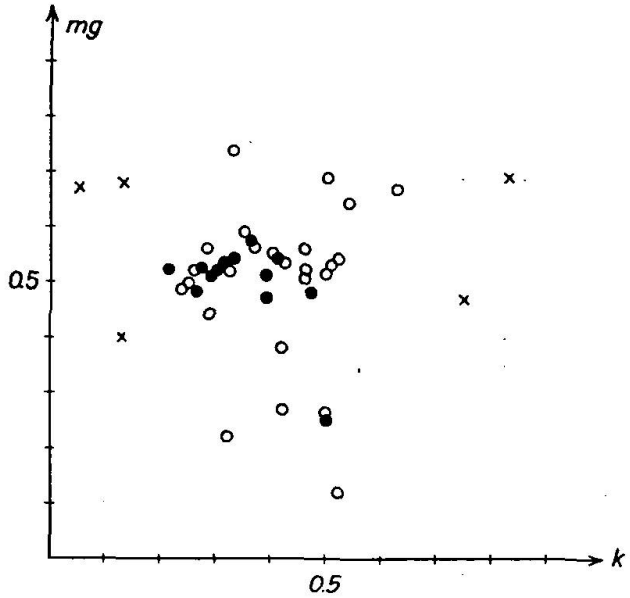


Fig. 34. k-mg-Diagramm.

Ausgefüllte Kreise = Tonalitzug Melirolo-Sorico. Leere Kreise = Bergeller Massiv. Kreuze = Bergeller Massiv, endomorph veränderte Gesteine.

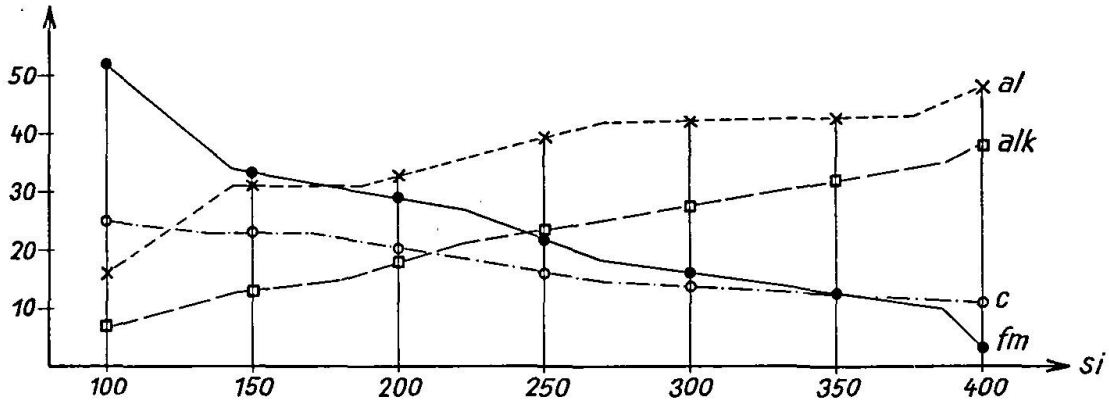


Fig. 35.

Mittlere Variationskurven für al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si, gem. Fig. 33.

Diese Variation kommt einem Provinzialtypus sehr nahe, der von C. Burri (1926) als „Typus Pelée-Lassen-Peak" bezeichnet wurde. Die Übereinstimmung geht aus dem Vergleich der oben erwänhten Mittelwerte mit denjenigen desselben si-Intervalls vom Typus Pelée-Lassen-Peak (l. c., 144) hervor:

si	al	fm	c	alk	Magma
120	24	41	26	8	normal gabbroid-ossipitisch
150	28,5	36	25	10	peléeitisch
200	34	28	22,5	15	quarzdioritisch
250	38	22,5	19,5	20	quarzdioritisch
300	41	18	16	25	plagioklasgranitisch/granodioritisch
350	43	14	13	30	trondhjemitisch/yosemitisch
400	45	12	10	33,5	engadinitisch

Es ergibt sich somit, dass die intrusiven Gesteine des Bergeller Massivs einem Provinzialtypus angehören, welcher sich in zahlreichen Faltengebirgen, besonders in der Phase des subsequenten Vulkanismus verwirklicht findet.

2. Der Tonalitzug als syntektonische Intrusion

Im Gegensatz zu anderen Faltengebirgen des alpidischen Zyklus, z. B. zu den nord- und südamerikanischen Cordilleren, ist der synorogene Plutonismus im alpinen Sektor des mediterranen Orogens nur sehr schwach entwickelt. Mit der Hauptphase der Faltung verbundene, synorogene Intrusionen im engeren Sinne sind, wohl wegen der starken Deckenbildung, gar nicht vorhanden oder zum mindesten beim heutigen Erosionsniveau noch nicht sichtbar. Hingegen kennt man im Gebiet der Wurzelzone eine Reihe von spätorogenen Intrusionen in Form von isolierten Massiven und Gangsystemen, welche sich vom Piemont nach E bis zum Pohorje in Slowenien erstrecken. Sie folgen mit geringfügigen Abweichungen der alpin-dinarischen Grenze und ihr Aufdringen wurde offenbar durch die steilgestellten Formationen der Wurzelzone, im Gegensatz zum Deckengebiet, begünstigt. Da diese Intrusionen etwas älter als die jüngsten tektonischen Phasen sind, zeigen sie oft eine gewisse Paralleltextur, besonders in ihren älteren Phasen, während die jüngeren nur kataklastische Einwirkungen aufweisen.

Ein wichtiges Glied in der Kette dieser Vorkommen ist das Bergeller Massiv und mit ihm seine apophysenartig parallel zum alpinen Streichen über den oberen Comersee bis in das Val Morobbia vordringende Fortsetzung, welche den Gegenstand der vorliegenden Untersuchung bildete. Diese Zone, welche sich in den südlichen Teil des Bergeller Massivs fortsetzt, ist vorwiegend tonalitisch und weist teilweise, wie erwähnt, starke Paralleltextur auf, so dass von Tonalitgneisen gesprochen werden muss, währenddem die nördlich gelegene Hauptmasse des Bergeller Massivs zur Hauptsache quarzsyenitischen bis granitischen Charakter hat und

bei massiger Textur nur geringe Kataklase aufweist. Sie dürfte daher einer jüngeren Phase entsprechen. Noch jünger sind die feinkörnigen Zweiglimmergranite von Novate Mezzola-San Fedelino, mit welchen die posttonalitischen Granitgänge des Untersuchungsgebietes in Verbindung stehen dürften.

Die tonalitische Intrusion erfolgte mit grosser Wahrscheinlichkeit während der letzten Phase der alpinen Bewegung. Nach H. P. CORNELIUS (1928a, 560) ist die tonalitische Intrusionsmasse von der nördlichen granitischen altersmässig auszuscheiden, wobei diese jünger ist als jene. Für die tonalitische Intrusion nimmt der gleiche Autor auf Grund der Korrelation mit den Geröllen der Nagelfluh von Como untermiozänes Alter an und stellt sie vor die Heraushebung und Überkippung der Wurzelzone, aber nach dem Abschluss der grossen, fliessenden Deckenbewegungen (unterostalpin-penninisch). Unteroligozänes bis obereozänes Alter würde sich für die Intrusion ergeben, wenn die von P. NIGGLI (1922, 169) verfochtene Parallelisierung der Bergeller Tonalite mit dem Taveyannazsandstein des nordalpinen Flyschs zutreffen würde, was aber von CORNELIUS (l. c., 557) aus Gründen der räumlichen Verhältnisse bezweifelt wird.

Das intrudierende Magma muss reich an leichtflüchtigen Bestandteilen gewesen sein, was eine vermutlich niedrige Erstarrungstemperatur und damit auch die primäre Ausscheidung von Epidot ermöglichte.

Der gleiche Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen ist auch die Ursache einer niedrigen Viskosität. Diese Mobilität führte zu einer intensiven Durchtränkung des Nebengesteins in der Grenzregion (wahrscheinlich ein toniger Sandstein oder Biotitschiefer) mit Tonalitmagma. Es entstand so ein feinkörniger Augengneis, welcher sich in der Übergangszone vom Tonalit zum Augengneis im eigentlichen Sinne beobachten lässt.

Gleichzeitig bildete sich im Grenzgebiet durch die Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile eine saure Schmelze aplitisch-bis pegmatitisch-pneumatolitischer Zusammensetzung, welche zum Teil am Aussenrand des Augengneises in Form von Apliten erstarrte. Diese gleichen aplitischen Lösungen wirkten auch auf den vorhandenen, feinkörnigen Augengneis ein, indem sie ihn durchtränkten und die Feldspataugen vergröberten. Es ist bereits geschildert, wie ein Teil der Feldspatporphyroblasten aus den aplitischen Lagen entstehen. Die Anwesenheit des isolierten Augengneis-Astes im W des Tonalitzuges ist dadurch zu erklären, dass die abgespaltenen aplitischen Lösungen und ein Teil des tonalitischen Magmas selber, das Nebengestein durchtränkend, apophysenartig weiter

nach W gewandert wären, woraus nur Augengneis als Endprodukt resultierte.

In der folgenden Phase des Vorganges wurde der Tonalit, der Augengneis und dessen aplitische Randfazies von den alpinen Bewegungen miterfasst und parallel gerichtet. Dabei ist schwer zu entscheiden, ein wie grosser Anteil der Paralleltextur des Tonalitgneises auf die Erstarrung unter Einfluss der gerichteten Kräfte zurückzuführen ist. Es entstanden so die verschiedenen Tonalitgneis-Varietäten, neben denen stellenweise (wahrscheinlich im Druckschatten) der massige Tonalit erhalten geblieben ist. Der Augengneis verschuppte sich bei diesem Prozess mit den angrenzenden Gesteinen, woraus die zahlreichen Paragneiseinlagen resultierten. Die Verschuppung und die Bildung von Augengneis müssen mehr oder weniger gleichzeitig erfolgt sein, denn auch aus den Paragneisen sprossen oft Feldspataugen, welche zu einem Übergang vom eingeschlossenen Gestein zum Augengneis führen (Tafel I, Fig. 2, Tafel II, Fig. 4).

Die pegmatitische Intrusion erfolgte erst nach der Steilstellung der Wurzelzone und wurde von kleineren Bewegungen gefolgt, welche die Klüftung und die schwache Kataklase der Gesteine sowie die teilweise Überlagerung des Tonalitzuges von N her verursacht haben. Es ist möglich, dass diese Bewegungen demselben Vorgang zuzuschreiben sind, welcher zur Bildung der Iorio-Tonale-Linie führte. Sie haben die Kontaktspuren im N des Tonalitzuges verwischt, während im S der Augengneis als Kontaktprodukt sehr gut erhalten blieb. Es ist vielleicht daraus zu schliessen, dass die Kontaktzone im N weniger intensiv und darum auch mechanisch schwächer gewesen sein muss, so dass sie später den Spannungen relativ leicht nachgab, welche zur Bildung der Mylonitzone führte.

Literaturverzeichnis

ANDERSEN, O. (1910): On Epidote and other Minerals from Pegmatite Veins in Granulite at Notodden, Telemarken, Norway. Archiv for Matematik og Naturvidenskap., 31.

BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17, 1—79.

BALCONI, M. (1938): Contributo allo studio petrografico delle Valli del Masino e di Chiavenna. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett. 76, 222—228.

— (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo. Period. di Mineral. 12, 175—298.

BECKE, F. (1892): Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Min. Petr. Mitt., N. F. 13, 379—464.

BRÖGGER, W. C. (1895): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo im Südtirol. Kristiania.

BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggiatales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel.

BURRI, C. (1926): Chemismus und provinziale Verhältnisse der jung-eruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, 115—199.

BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945/49): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I und II. Zürich.

BURRI, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop. Basel.

BUTLER, B. S. (1909): Pyrogenetic Epidote. Amer. J. of Sc., 4th Ser., 28, 27—32.

CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizeralpen. Basel.

CATALISANO, S. (1936): Appunti di Geologia Alpina. Boll. R. Uffic. Geol. d'Italia, 61, 41 p.

CAVINATO, A. (1927): Studio petrografico di alcune rocce dell'Adamello. Studi Trentini, 8, 30 p.

COLBERTALDO, D. (1950): Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 16, 41 p.

CORNELIUS, H. P. (1915a): Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jb. Mineral. Beil.-Bd. 40, 253—362.

— (1915b): Geologische Beobachtungen im italienischen Teil des Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rdsch., 6, 166—177.

— (1927): Über Vorkommen von Helsinkit im Albulamassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 7, 28—31.

— (1928a): Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller-Intrusion. Sitz.-ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 137, 541—562.

— (1928b): Über das Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zbl. Mineral. Abt. A, 8, 281—287.

CORNELIUS, H. P. und CORNELIUS-FURLANI, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, 102, 207—301.

CORNELIUS, H. P. (1949): Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitz.ber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. I, 158, 543—570.

DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogeno pennidico; studio geologico-petrografico della catena Gaggio-Basal. Boll. Svizz. Min. Petr. 33, 173—480.

DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18, 214—403.

DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin.

DUPARC, L. und MRAZEC, L. (1901): Origine de l'épidote, Arch. Sc. physic. et nat. (4), 11, 611—613.

ESKOLA, P. (1920/21): On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, 63a.

FENOGLIO, M. (1938): Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello). Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 13, 95 p.

GOLDSCHLAG, M. (1917): Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tschermaks Min. Petr. Mitt., N. F. 34, 23—60.

GOTTFRIED, C. (1932): Über endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. Chemie der Erde, 7, 586—593.

GRABER, H. V. (1897): Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Jb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 47, 225—294.

GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.

GSCHWIND, M. und NIGGLI, P. (1931): Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser. 17.

HOBBS, W. H. (1890): Über die Verwachsung von Allanit und Epidot in Gesteinen. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 11, 1—6.

JAKOB, J. (1925): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 2. Mitt.: Die Muskowite der Pegmatite, I. Teil. Z. f. Kristallogr. 62, 443—453.

— (1929): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 5. Mitt.: Die Muskowite der Pegmatite, II. Teil. Z. f. Kristallogr. 69, 403—410.

— (1931): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 9. Mitt.: Über den Bau der Biotite im weiteren Sinne, Z. f. Kristallogr. 79, 367—378.

— (1952): Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel.

JOHANNSEN, A. (1932): A Descriptive Petrographie of the Igneous Rocks, vol. II: The Quartz-Bearing Rocks. Chicago.

KNOBLAUCH, P. (1934): Umgebung von Bellinzona. In Geol. Führer der Schweiz, hg. von der Schweiz. Geol. Ges. Fasc. 11, Basel.

KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516 Iorio des Geol. Atlas der Schweiz. Bern.

KAADEN, VAN DER, G. (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low-temperature optics. Inaug. Diss. Univ. Utrecht.

KOBE, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto, Onsernone und Valle Maggia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 244—348.

KOLDERUP, N. H. und KVALE, A. (1936): On primary Epidote in Granites of Sunnhordland (Western Norway). Bergens Museums Årbok, Naturvidenskapelig rekke, 4, 14 p.

KOOMANNS, C. M. (1937): Der Chemismus der Luganer Porphyrgebiete. Leidse Geol. Med., 9, 19—77.

KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 6, 1—101.

LAITAKARI, A. (1918): Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. Bull. de la comm. géol. Finlande, 51, 13 p.

MALARODA, R. (1948): Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, 111 p.

MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Miner. Cristall. e Petrogr., 4.

MERLA, G. (1935): Le formazioni cristalline tra l'alto Lario e la val Bregaglia. Boll. R. Ufficio Geol. d'Italia, 60, 18 p.

MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 19—182.

NIGGLI, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Preisschr. Fürstl. Jablonowskischen Ges., 17, Leipzig.

— (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 2, 169—275.
— (1927): Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin.
— (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, 296—364.
— (1936a): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 295—317.
— (1936b): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 335—399.
— (1937): Das Magma und seine Produkte. Leipzig.
— (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I. Basel.
— (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, 500—538.
Niggli, P., de Quervain, F. und Winterhalter, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine, Beitr. z. Geol. d. Schweiz., Geotechn. Serie, 14.
Novarese, V. e Stella, A. (1907): Relazione al R. Comitato Geologica sui lavori eseguiti per la Carta Geologica d'Italia nel 1906. Bollett. R. Comit. Geol. d'Italia, Ser. 4, 8, Parte ufficiale, 27—29.
— (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descrit. Carta Geol. d'Italia, 22, 65—212.
Paraskevopoulos, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite, Tschermaks Min. Petr. Mitt. 3, 191—271.
Peretti, L. (1939): Diorite tonalitica e granito filoniano di Bagni Masino. Rendic. R. Accad. Lincei, Ser. 6, 29, 607—613.
Phillips, F. C. (1955): The Use of Stereographic Projection in Structural Geology. London.
Preiswerk, H. (1925): Der Quarzdiorit des Coccomassivs und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, 27—55.
de Quervain, F. (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun, 15 p.
de Quervain, F. und Friedländer, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweiz. Gesteine, Beitr. z. Geol. der Schweiz., Geotechn. Ser. 20.
de Quervain, F. und Jenny, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweiz. Gesteine. Beitr. z. Geol. der Schweiz, Geotechn. Ser. 34.
Rath, vom, G. (1864): Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. d. deutsch. geol. Ges. 16, S. 250.
Reinhard, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel.
Repossi, E. (1904): Appunti mineralogici sulla pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). Rend. R. Accad. Lincei, 186—190.
— (1915): La bassa valle della Mera; Studi petrografici e geologici. Mem. Soc. ital. sc. nat., 8, 183 p.
Rolle, F. (1881a): Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 23.
— (1881b): Erläuterungen und Profile zur geologischen Karte der Umgebungen von Bellinzona im Kanton Tessin. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 23.
Rüger, L. (1933): Die Tonalelinie im Tessin. Geol. Rdsch. 23a, 119—125.
— (1934): Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. Geol. Rdsch. 25, 1—10.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 2, 1957

Fig. 1. Paragneislagen im Augengneis, zum Teil in einzelnen feinen Lagen und Schlieren aufgespalten. Val di Prada (nicht anstehend).

Fig. 2. Übergang Paragneis-Augengneis mit allmählicher Auflösung der leukokraten Lagen. Val Ruscada (nicht anstehend). Ap = Aplitgang, konkordant zur Schieferung. Pg = Paragneis. Ag = Augengneis.

TAFEL II

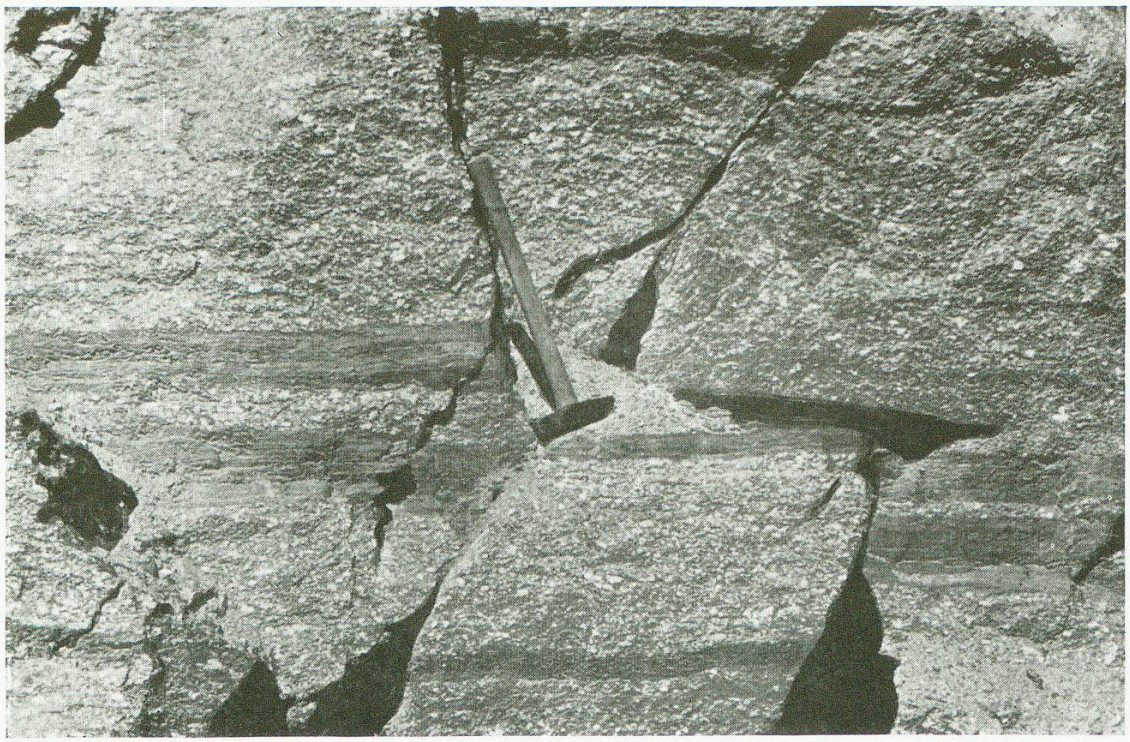
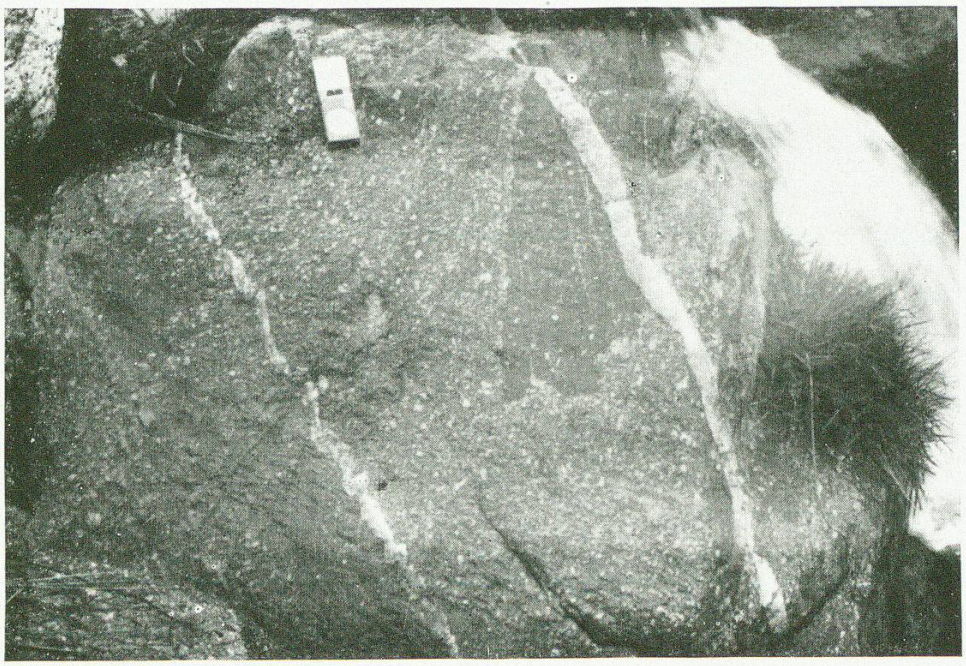


Fig. 3. Scharf abgegrenzte Paragneiszwischenlagen im Augengneis, an der Strasse nach Carena, wenig unterhalb Melirolo.

Pg



Pe Pe

Fig. 4. Paragneis-Scholle im Augengneis, von einem Pegmatitgang durchbrochen. Sprossen von Augen im Paragneis. Val di Prada (nicht anstehend). Pg = Paragneis. Pe = Pegmatit.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 2, 1957

Fig. 5. Auflösung der hellen Bänder in einzelnen Augen im Augengneis. Morobbia-schlucht.

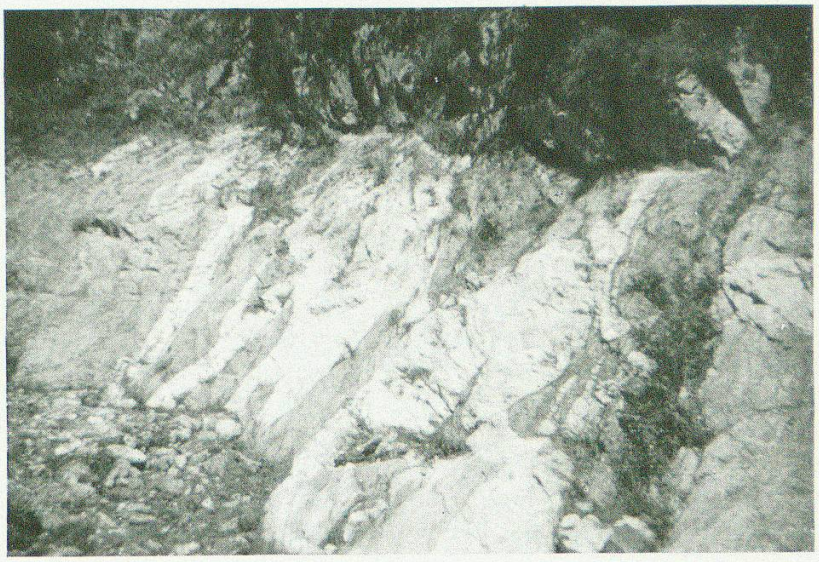


Fig. 6. Breite, unregelmässige Pegmatitgänge im Tonalit, am Ausgang der Valle di Gera.

Fig. 7. Schmale, zum Teil konkordante Pegmatitadern im Tonalit; links im Bild ein etwas mächtigerer, konkordanter Pegmatitgang. Ausgang Valle di Gera.

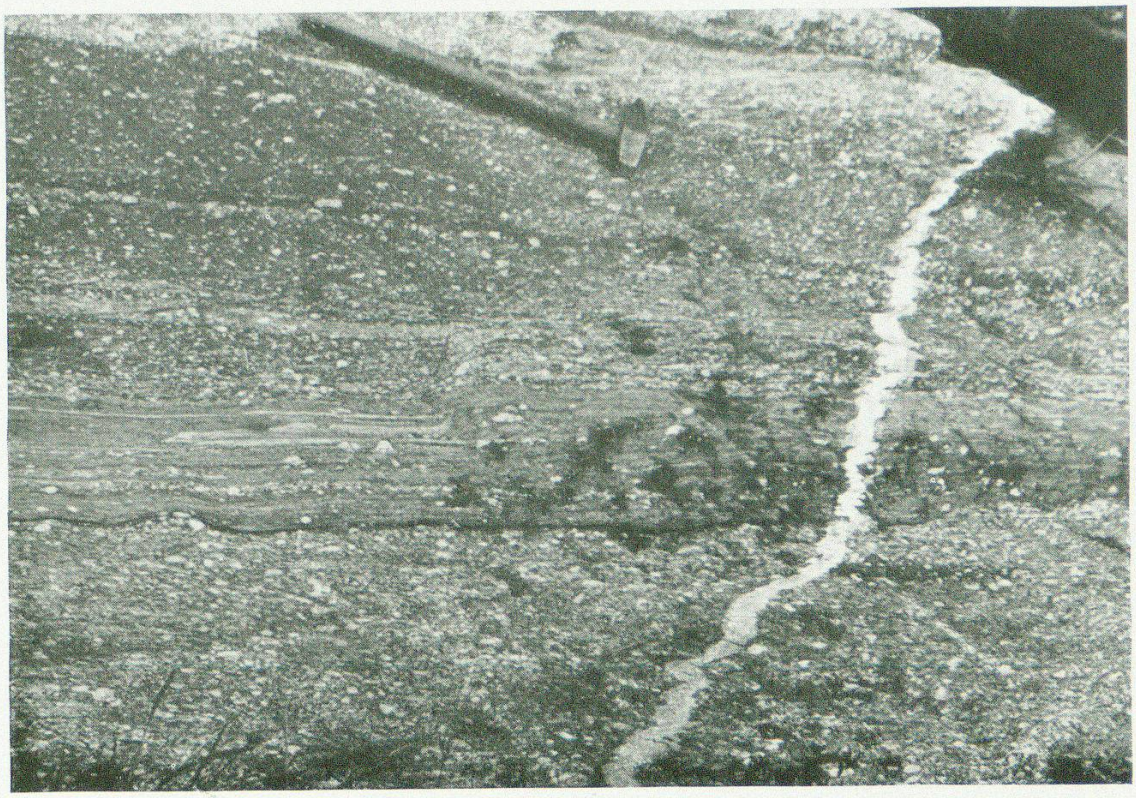


Fig. 8. Paragneislage im Augengneis, von einer diskordanten Pegmatitader durchlaufen; Bildung von einzelnen Feldspataugen im Paragneis. Val Prada.

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 2, 1957

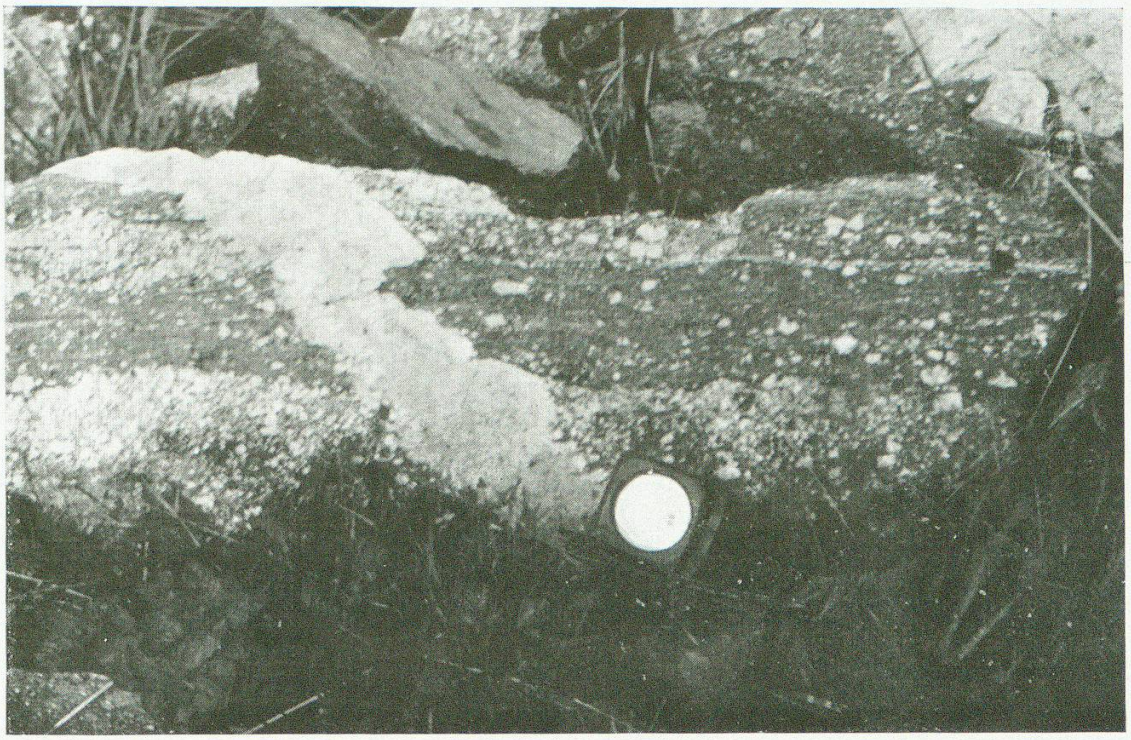


Fig. 9. Paragneislage im Augengneis, von einem Pegmatitgang durchbrochen. Das Sprossen von Feldspataugen ist im Paragneis besonders reichlich, und der Übergang zum Augengneis, in der rechten oberen Bildhälfte, ist allmählich. Val Prada (nicht anstehend).

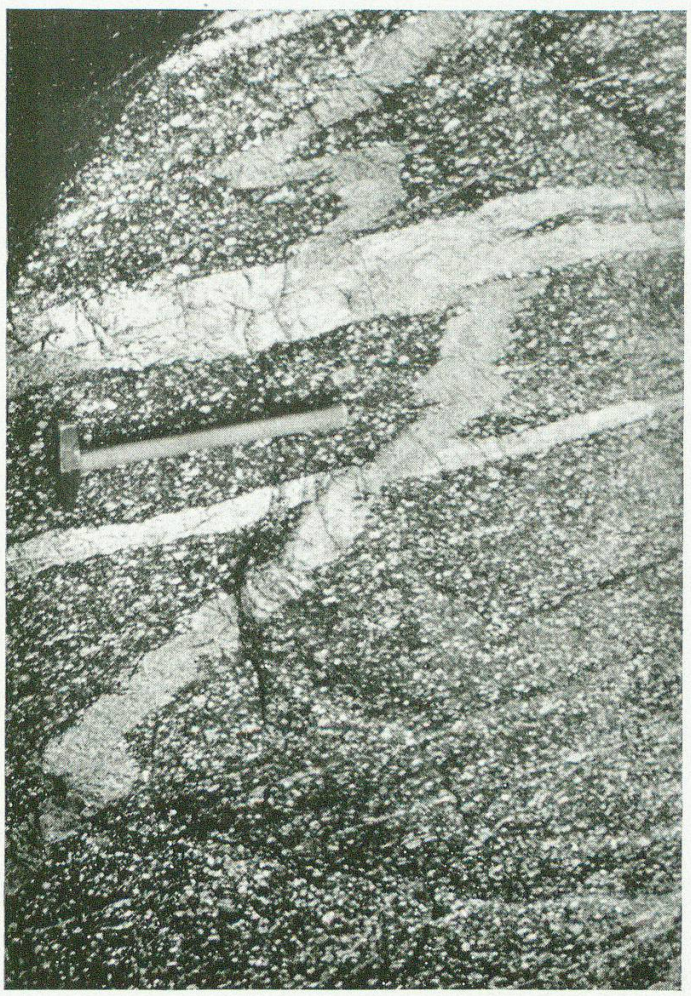


Fig. 10. Diskordanter Pegmatitgang durchschneidet die aplitisch-pegmatitischen konkordanten Bänder im Augengneis. Morobbiaschlucht.

TAFEL VI

Fig. 11. Durch Kataklase gebrochenes Plagioklasauge. Die abgebrochenen Teile 2 und 3 sind in ihrer Lage verschoben worden. Die Protuberanz 4 wurde durch ein verzwillingtes Plagioklaskorn verursacht, welcher im Laufe des Wachstums des Hauptindividuums 1 an diesen haften blieb und in dasselbe eingebaut wurde. Augengneis, Dubino. Dünnschliff Nr. 246, Vergr. 26 : 1, × Nicols.

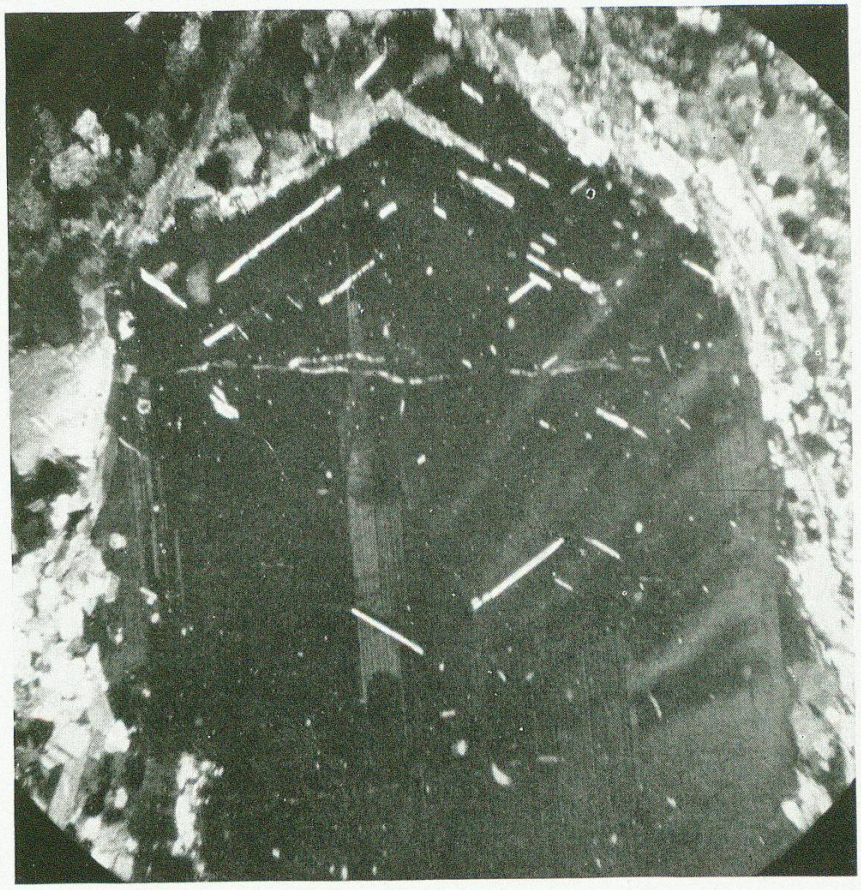


Fig. 12. Geregelte Muskowiteinschlüsse in einem Plagioklasauge. Die Regelung erfolgt parallel den Flächen (100) und (110) des Kristalles. Der Plagioklas zeigt wolkenartige Auslöschung (siehe Text S. 333). Augengneis, Val Ruscada. Dünnschliff Nr. 317b, Vergr. 17:1, × Nicols.

TAFEL VII

Geologisch-petrographische Kartenskizze
des Tonalitzuges
zwischen Giubiasco und Dubino
1 : 50 000

Leere Seite
Blank page
Page vide

Geologisch-Petrographische Kartenskizze des Tonalit-Zuges zwischen Giubiasco und Dubino

aufgenommen in den Jahren 1952 – 1955, unter Mitbenützung der Aufnahmen von P. Knoblauch und S. Catalisano

von Jacques Weber

Masstab 1:50000

1000 m 0 1 km

Alluvialböden
Bachschuttkegel
Gehängeschutt u. Schutt im allgemeinen
Fluvioglaciale Schotter u. Terassen
Moränenbedeckung

Pegmatitgänge
Tonalit
Augengneis
Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio
Sillimanit-Paragneise
Tonaleschiefer

Amphibolite
Ultrabasische Metamorphite
beobachtet } Iorio-Tonale Linie
vermutet }
Mylonitzonen

Trias
Gesteine der Insubrischen Zone
Brüche
Profiltracen
Landesgrenze Schweiz-Italien

Abkürzungen

Lokalitäten

Au	Aurogna
Bu	Burano
Bm	Belmonte
Ca	Carena
Ci	Cairo
Cn	Carmena
DL	Dosso del Liro
GL	Gera Lario
Li	Livo
Mg	Melera
Mo	Melirolo
Pa	Paudo
Pe	Peglio
Pi	Piaghedo
Pr	Prennaro
Pz	Planezzo
So	Sorico
Ve	Vercano

Alphütten

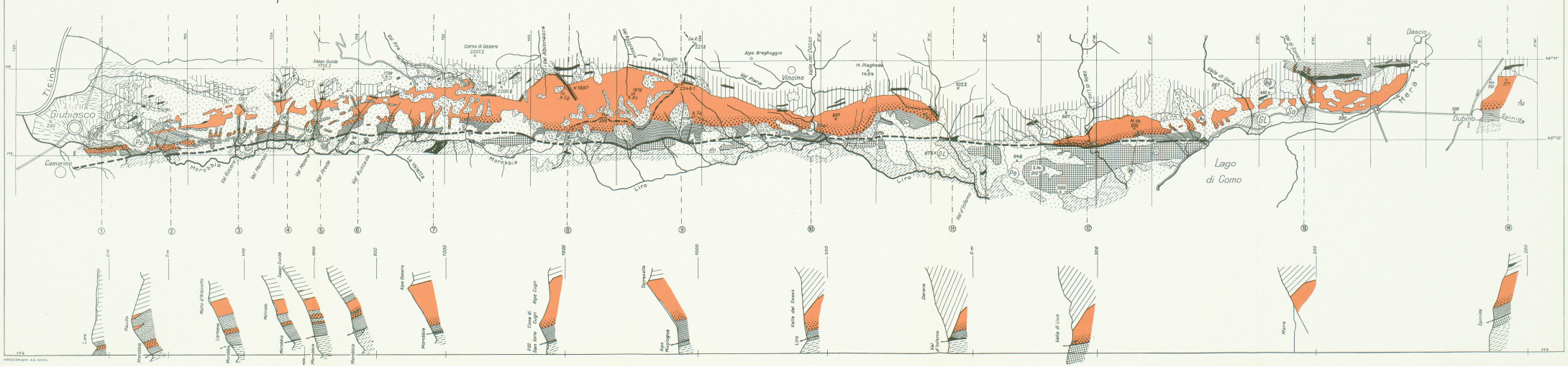
A.Bo	Alpe Boga
A.Cg	" Cugn
A.Fo	" Fossada
A.Ge	" Gesero
A.To	" Torresella

Berggipfel

Gi.Cg.	Cima di Cugn
Ga.R.	Ganna Rossa
Mar.	Marmontana
M.Ve	Monte Vercana
S.Pe	Sasso Pelto
Tor	Torresella

Pass

P.SS.I.	Passo di San Iorio



VARSCHMANN A.G. BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 20, 17—100.

SPURR, J. E. (1900): Reconnaissance in Southwestern Alaska in 1898. Annual report of the U. S. Geol. Survey 20, part 7.

SRIRAMADAS, A. (1957): Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Mineral. 42, 294—298.

STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46.

— (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 63, 1—18.

— (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52.

— (1937/42): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 82/87, 197—336, 1—138.

— (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Eclogae geol. Helv. 44, 29—130.

— (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz I. Bern/Zürich.

TARAMELLI, T. (1903): I tre laghi. Milano.

TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.

— (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Stuttgart.

TURNER, W. H. (1899): The Granitic Rocks of the Sierra Nevada. J. of Geol. 7, 141—162.

WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19, 21—199.

WARREN, B. E. (1930): The Crystal Structure and Chemical Composition of the Monoclinic Amphiboles. Z. Kristallogr. 72, 493—517.

WENK, E. (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv. 46, 9—21.

— (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, 251—265.

Geologische Karten

KNOBLAUCH, P., REINHARD, M., KÜNDIG, E. (1939): Blatt 516 Iorio des Geol. Atlas d. Schweiz, 1:25000.

CATALISANO, S., NOVARESE, V., MERLA, G., MINUCCI, E. (1941): Foglio 17, Chiavenna della Carta geologica d'Italia, 1:100000.

WINTERHALTER, R. U. (1957): Geologische Kartenskizze des linken Hanges des Tessintales zwischen Castione-Bellinzona-Valle Morobbia, 1:25000, nach Aufnahmen von P. KNOBLAUCH (Moesa-Morobbia), 1923—1928, A. E. MITTELHOLZER (nördlich Moesa), 1929—1935, A. SPICHER (südl. Valle Morobbia), 1937—1938. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 37, 9.