

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

**Band:** 16 (1936)

**Heft:** 1

**Artikel:** Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit  
besonderer Berücksichtigung des Castionezuges

**Autor:** Mittelholzer, Adolf Ernst

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-16097>

### **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:** 02.04.2026

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

# Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone

mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges

Von *Adolf Ernst Mittelholzer*, Zürich (jetzt Bern)

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort . . . . .	22
Einleitung . . . . .	22
Geologisch-petrographischer Teil . . . . .	25
A. Der Castionezug zwischen Tessental und Misox . . . . .	25
a) Gesteine und engere Verbandsverhältnisse . . . . .	25
Marmore - Silikatmarmore - Kalksilikatfelse resp. -Gneise	28
Gesteine zwischen N-Rand und Ambrosini-Bruch . . . . .	29
Gneise . . . . .	30
Amphibolite . . . . .	33
Zoneneinteilung. Injektion . . . . .	33
b) Grenze gegen die Gneiszone von Roveredo . . . . .	35
c) Detailtektonik im Innern . . . . .	36
d) Zusammenhang zwischen geologischem Bau und Oberflächen- gestaltung . . . . .	38
B. Der Castionezug im Osten und Westen . . . . .	39
Im Osten (Val Traversagna) . . . . .	39
Im Westen (Val Gnosca) . . . . .	40
Petrographisch-mineralogischer Teil . . . . .	42
A. Die Injektion . . . . .	42
a) Die Pegmatite und ihre Kontakte . . . . .	42
1. Der Pegmatitkontakt von Ascona . . . . .	43
2. Der Pegmatitkontakt von La Motta, Castione . . . . .	48
3. Kontakte der Injektionsadern in der Val Traversagna . . . . .	50
4. Pegmatitkontakte von Schloss Schwyz, Bellinzona . . . . .	51
a) Der Kontakt des Pegmatitganges . . . . .	51
b) Kontaktbildungen der Apophysen . . . . .	53
5. Pegmatitkontakte am Motto d'Arbino . . . . .	54
6. Der Pegmatitkontakt in der obern Val Cru . . . . .	56
Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	57
b) Die Injektion in Castione . . . . .	65
1. Die pegmatitisch - pneumatolytische Phase in den mittleren Brüchen . . . . .	66
a) Pegmatitgänge . . . . .	66
b) Quarzgänge . . . . .	72
Reine Quarzgänge . . . . .	72

	Seite
Quarz-Skapolith-Partien . . . . .	73
Quarz-Anorthit-Partien . . . . .	73
Quarz-Granat-Calcit-Partien . . . . .	74
Quarz-Zoisit-Anorthit-Partie . . . . .	74
Quarz-Zoisit-Partien . . . . .	75
Diskussion . . . . .	75
Diskussion Skapolith/Granat . . . . .	79
2. Die hydrothermale Phase im Antonini-Bruch . . . . .	83
3. Die Injektions- und hydrothermale Kontaktmetamorphose im Marmorbruch Antonini . . . . .	87
Weisse Schlieren . . . . .	87
Turmalin-Aggregate . . . . .	88
Diopsid . . . . .	89
Blonder Chlorit . . . . .	90
c) Allgemeiner Charakter der Injektion . . . . .	92
B. Die sedimentären und gemischten Gesteine des Castionezuges . . . . .	94
a) Versuch einer Klassifikation kalkreicher metamorpher Gesteine auf Grund ihres Mineralbestandes . . . . .	95
Tabellen des quantitativen Mineralbestandes . . . . .	102
b) Beschreibung der einzelnen Gruppen der Para- und Mischgesteine . . . . .	106
1. Gneise s. str. — biotitreiche Kalksilikatgneise . . . . .	106
$\alpha$ ) Zweiglimmerschiefer bis -Gneise . . . . .	106
Granat-Disthen-Zweiglimmerschiefer bis -Gneise . . . . .	107
Zweiglimmer-Plagioklasgneise ohne Disthen als HG . . . . .	107
$\beta$ ) Biotitgneise s. str. und biotitreiche, calcitarne Kalksilikat- gneise . . . . .	109
2. Quarzite . . . . .	112
3. Kalke-Silikatmarmore-Karbonatreiche Kalksilikatfelse . . . . .	112
$\alpha$ ) Kalke . . . . .	113
$\beta$ ) Marmore-Silikatmarmore . . . . .	114
$\gamma$ ) Karbonatreiche Kalksilikatfelse . . . . .	115
4. Die Kalksilikatgneise und die exomorphen Kontakte der In- jektionsadern . . . . .	115
$\alpha$ ) Die Gruppe des „Castione nero“ . . . . .	116
Mineralogisch-petrographische Beschreibung . . . . .	116
Chemismus . . . . .	121
Analysentabelle . . . . .	122
$\beta$ ) Die exomorphen Kontakte der Injektionsadern . . . . .	123
Biotitbildung am Kontakt . . . . .	124
Bildung von Bormineralien . . . . .	127
5. Die charakteristischen Gesteine der Zone I . . . . .	128
$\alpha$ ) Die grünen Kalksilikatgneise . . . . .	128
$\beta$ ) Die Grammatitmarmore und ihre Einschaltungen . . . . .	129
Högbomit-Spinell-Paragenese . . . . .	131
Schlußbemerkung zu 5 . . . . .	133
C. Die Amphibolite und ihre Kontakte . . . . .	133
a) Die Amphibolite des Castionezuges . . . . .	133
1. Die gewöhnlichen Plagioklasamphibolite . . . . .	134

	Seite
2. Die Biotitamphibolite . . . . .	136
3. Anthophyllitamphibolit . . . . .	136
4. Granatamphibolit . . . . .	137
b) Herkunft und Alter der Amphibolite . . . . .	138
c) Die Amphibolitkontakte . . . . .	139
1. Die Amphibolitkontakte im Castionezug . . . . .	139
2. Die Amphibolitkontakte in der obern Val Cru . . . . .	142
3. Die Kontakte im Bergsturzgebiet des Arbino . . . . .	143
4. Die Amphibolitkontakte von Gordola-Gordemo . . . . .	144
Übersicht und Diskussion . . . . .	145
D. Die Gesteine des Castionezuges in der Val Traversagna und ob Lumino . . . . .	151
1. Marmore inkl. Kalke-Silikatmarmore-Kalksilikatfelse resp. -Gneise . . . . .	151
Kalke . . . . .	151
Reine Marmore . . . . .	151
Kalksilikatfelse bis -Gneise . . . . .	153
2. Gneise und Amphibolite . . . . .	154
Chloritgneise . . . . .	154
Chlorit-Muskowit-Gneise . . . . .	155
Amphibolite . . . . .	155
Zusammenfassung . . . . .	155
E. Alter, Druck und Temperatur der Metamorphose . . . . .	156
a) Alter . . . . .	156
1. Alter der Ablagerung . . . . .	156
2. Alter der Metamorphose . . . . .	157
b) Druck . . . . .	159
c) Temperatur . . . . .	160
Zusammenfassung über die Metamorphose im Castionezug . . . . .	161
a) Ausgangsmaterial . . . . .	161
b) Geologisch-minerogenetisches Geschehen . . . . .	161
c) Die Produkte der Metamorphose . . . . .	162
1. Die Gesteine der Zonen II—IV . . . . .	162
2. Die Gesteine der Zone I (N-Rand) . . . . .	164
3. Die Gesteine des Castionezuges in der Val Traversagna . . . . .	165
Vergleich mit anderen Gebieten . . . . .	165
a) Weitere Vorkommen von Marmoren und Kalksilikatgesteinen in der Tessiner Wurzelzone . . . . .	165
b) Im Streichen der Tessiner Wurzelzone nach Osten und Westen . . . . .	166
Gegen Osten (Val Mera) . . . . .	161
Im Westen des Tessins (Val Sesia) . . . . .	168
c) Stirnregion der penninischen Decken und Südrand des Gotthardmassivs . . . . .	169
d) Nordrand des Gotthardmassivs . . . . .	171
Literaturverzeichnis . . . . .	172
Verzeichnis der geologischen Karten . . . . .	181

## VORWORT

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI im Jahre 1929. Die Feldaufnahmen wurden in den Jahren 1929–35 ausgeführt. 1932 wurde der ganze Sommer von März bis September dazu verwendet, was sich bei dem ausserordentlich raschen Fortschritt der Bauarbeiten am neuen Ceneritunnel als sehr zweckmässig erwies. Die Bearbeitung des sehr umfangreichen Materials mußte von Herbst 1933 bis Winter 1934/35 infolge Annahme einer Mittelschullehrstelle unterbrochen werden. Im Frühling 1935 bewilligten mir die Schulbehörden des Städtischen Gymnasiums in Bern in entgegenkommender Weise einen dreimonatigen Urlaub zum Abschluss dieser Arbeit.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, danke ich herzlich für das große Entgegenkommen und das fördernde Interesse, das er jederzeit meiner Arbeit angedeihen liess. Ebenso bin ich den Herren Professoren Dr. C. BURRI, Dr. R. L. PARKER und Dr. J. JAKOB für mannigfache Hilfeleistung und Anregung zu Dank verpflichtet. Den Herren Prof. Dr. E. HUGI, Prof. Dr. P. ARBENZ und P.-D. Dr. H. HUTTENLOCHER danke ich aufrichtig für die weitgehende Gastfreundschaft und Unterstützung, die ich im Mineralogischen und Geologischen Institut der Universität Bern erfahren durfte. Den Herren CARLO TADDEI, P. KNOBLAUCH und Dr. E. KÜNDIG sei gedankt für tatkräftige Hilfe bei den Feldaufnahmen und wertvolle Anregungen in Diskussionen und bei gemeinsamen Begehungen. Ferner danke ich Herrn MICHELE ANTONINI für die stets in freundlichster Weise gewährte Unterstützung bei der Feldarbeit in seinen Steinbrüchen. Und gerne gedenke ich auch der lebenswürdigen Gastfreundschaft und kleinerer und grösserer Hilfeleistungen der Tessiner Bevölkerung.

## Einleitung

Das untere Tessintal liegt in der Wurzelzone der penninischen und ostalpinen Decken (69), (146), (152)<sup>1)</sup>. Mächtige, vorwiegend E—W streichende, steilstehende Gneiszonen werden durch schmale Marmorzüge voneinander getrennt. Die Gneiszonen werden als Deckenwurzeln, die grösseren Marmorzüge als mesozoische Mulden zwischen denselben angesehen. ARGAND hat sie mit den penninischen Decken im Wallis, R. STAUB (146), (152) mit den penninischen und ostalpinen in Bünden parallelisiert. Die neuen Détailaufnahmen von KNOBLAUCH und KÜNDIG haben indessen ein Bild von erschreckender Kompliziertheit ergeben. Die Auffassung des ganzen Gebietes als Wurzelzone wird dadurch nicht berührt. Im Détail aber ist die Parallelisierung völlig fraglich geworden<sup>1)</sup>.

Von Norden nach Süden folgen aufeinander (Taf. 1):

1. Das Gneisgebiet von Claro. Hauptsächlich Zweiglimmer-Orthogneise mit einzelnen Paragneiszonen und seltenen Marmor- und Amphibolitziügen. Nördlich Cresciano flache Lagerung (Leventinadecken), S davon immer steiler gegen S einfallende, bei Algaletto  $\perp$  senkrechte Schichtstellung.

<sup>1)</sup> Vergleiche aber auch NOVARESE (183).

2. Der Marmorzug von Algaletto-Castaneda. Maximal 80 m.
3. Die Gneiszone von Roveredo. Überwiegend Zweiglimmergneise. Beginnende Injektion. 0,25 bis mehrere km.
4. Der Marmorzug von Castione-Val Traversagna. Maximal 800 m.
5. Die Gneiszone von Arbedo s. l. Bei Arbedo 2—2½ km breit. Nach KÜNDIG dreigeteilt:
  - a) Zone des Vogornogneises. Zweiglimmer-Orthogneise. Darin der Verzasca-Granit-Gneis und der Peridotit von Alpe Arrami (Gorduno).
  - b) Zone des Gaggio. Glimmerschiefer und Paragneise.
  - c) Injektionszone von Mergoscia-Arbedo. Weit vorwiegend Injektionsgneise. Darin die vielleicht jungen Coccodiorite.
6. Die Zone von Bellinzona. 5 km. Zweigeteilt:
  - a) Nördlicher Teil. Paragneise mit sehr zahlreichen, z. T. mächtigen Einlagerungen von Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Amphiboliten, Pyroxeniten, Peridotiten. Im E Marmor-Rauhwackezug der obern Val Marco. Marmorzug von Schloss Schwyz.  
Marmor-Rauhwacke-Zug des Sasso Marcio.
  - b) Südlicher Teil. Ähnlich a), aber Einlagerungen gegenüber den Para- und Injektionsgneisen stark zurücktretend. Darin Peridotitstock der Ganna Rossa. Tonalit von Melirolo (jung). Am Südrand schmale Zone von Augengneisen und breitere von Paragneisen und Glimmerschiefern.
7. Der Triaszug des Passo San Jorio.
8. Das Seengebirge. Am Nordrand überwiegend Paragneise und Glimmerschiefer. Darin ganz vereinzelt Marmorzüge (Ceneritunnel).

Die Gesteine der Zonen 1. bis und mit 6. haben bei der alpinen Faltung eine intensive Metamorphose erlitten. Der Tonalit von Melirolo steht in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem tertiären Bergeller Tonalit-Granitmassiv. Wenigstens ein Teil der zahlreichen Amphibolite, Pyroxenite und Peridotite der Arbedo- und Bellinzona-Zone gehört vermutlich ebenfalls diesem jungen magmatischen Zyklus an; und eine Zone intensivster junger Injektion reicht vom Tonalit nordwärts bis gegen Claro und in ostwestlicher Richtung vom untern Misox bis über Locarno hinaus. Die triadischen Sedimente am Passo San Jorio dagegen zeigen keine Metamorphose. Diejenige des kristallinen Grundes im Seengebirge ist hercynisch.

Der vorliegenden Arbeit stellten sich folgende Hauptaufgaben:

Aufklärung der Rolle der Dislokationsmetamorphose, thermischen Kontakt- und Injektionsmetamorphose bei der Bildung der Kalksilikatgesteine und Marmore. Klassifikation dieser gemischt metamorphen Kalksilikatgesteine. Festlegung des Charakters der Injektion und ihres Verlaufes speziell im Castionezug. Feststellung der genauen relativen Altersbeziehungen zwischen den Intrusionen (Tonalit, Peridotit, Amphibolit), der Injektion, der Metamorphose

der vorwiegend kalkigen Sedimente und den einzelnen Phasen des Aufbaus der Alpen.

Zu diesem Zwecke wurde von den beiden grössten Marmorzügen der eine (Castione-Val Traversagna) monographisch bearbeitet. Vom andern (Schloss Schwyz-Arbino) wurde eine, vermutlich ziemlich vollständige Serie seiner kalkigen Sedimente mikroskopisch untersucht. In einer Reihe von kleineren Marmorzügen und -Linsen in der Zone von Bellinzona und im Stronagneis des Ceneritunnels wurden vergleichende Untersuchungen durchgeführt. Allen Kontakten sicherer und vermutlicher Eruptivgesteine mit Marmoren und Kalksilikatfelsen wurde im ganzen Gebiet eifrig nachgespürt. Der Abschluss einer Reihe bereits weit fortgeschrittener Untersuchungen, welche ursprünglich ebenfalls in diese Arbeit hätten einbezogen werden sollen, musste wegen Zeitmangels auf später verschoben werden. Es betrifft dies ausser dem Marmorzug von Schloss Schwyz und den analogen kleineren Marmorvorkommen

die Skapolithlagerstätte (Pegmatitkontakt) vom Ponte della Torretta, Bellinzona,

die Kalksilikatlinse (Pegmatitkontakt) von Claro,

die Marmoreinlagerungen, Pegmatitkontakte und Zeolithdrusen im Ceneritunnel,

Kontakte ursprünglich vermutlich pyroxenitischer Gesteine im Bergsturzgebiet des Motto d'Arbino und in der obern Val Marco,

den Kontakt des Peridotitstockes der Ganna Rossa.

### Kartierung

Als Grundlage der Feldarbeit diente die ausgezeichnete Détailkarte von P. KNOBLAUCH (Siegfriedblätter Bellinzona und Jorio, Entwurf). Herrn KNOBLAUCH's gründlichste Kenntnis der Geologie des mittleren Tessin hat hervorragenden Anteil am Gelingen dieser Arbeit. Dafür sei ihm an dieser Stelle noch besonders gedankt. Vom Hauptgebiet meiner Untersuchungen, der nördlichen Ecke zwischen Tessental und Misox, bestand dagegen keine zuverlässige Détailkarte. Eine Kartierung im Masstab 1:5000 bis 1:10 000 wäre sehr erwünscht gewesen. Da als topographische Unterlage aber nur die alte, hier recht fehlerhafte Siegfriedkarte 1:50 000 existierte, musste ich auf die Aufnahme einer Détailkarte verzichten. An ihrer Stelle machte ich von allen wichtigeren Teilen des Castionehügels photographische Aufnahmen im Originalformat  $13 \times 18$  cm, in welche die zahlreichen Détailprofile eingetragen wurden. Erst nach Abschluss

der Feldarbeit wurde mir eine Fliegeraufnahme der Umgebung von Castione, aufgenommen vom Eidgenössischen Vermessungsamt im Frühling 1933 resp. 1934, zugänglich. Die Eintragungen meiner Profilphotos wurden nun nachträglich in das Fliegerbild übertragen und daraus beiliegender Übersichtsplan erstellt (Taf. 2).

### Geologisch-petrographischer Teil

#### A. DER CASTIONEZUG ZWISCHEN TESSINTAL UND MISOX

##### a) Die Gesteine und ihre engern Verbands-Verhältnisse

Am schönsten ist dieser Marmorzug direkt nördlich des Dorfes Castione entwickelt. Er baut hier den ganzen 600 m hohen Hügel in der nördlichen Ecke zwischen Tessintal und Misox auf<sup>2)</sup> und erreicht dabei eine maximale Mächtigkeit von rund 800 m. Diese nimmt nach Osten und Westen aber rasch ab und wird von keinem andern Marmorzug der Tessiner Wurzelzone auch nur annähernd erreicht. Die Hauptmasse seiner Gesteine wird hier von Marmoren, Kalksilikatgneisen und -Felsen gebildet. Dazu kommen Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, Amphibolite, Quarzgänge und Pegmatite. Ein generelles Profil in den untersten Aufschlüssen direkt über der Sohle des Tessintals gibt zusammen mit dem Übersichtsplan Taf. 2 und den Ansichtsskizzen Fig. 1 und 2 über die Verteilung der Gesteine Aufschluss:

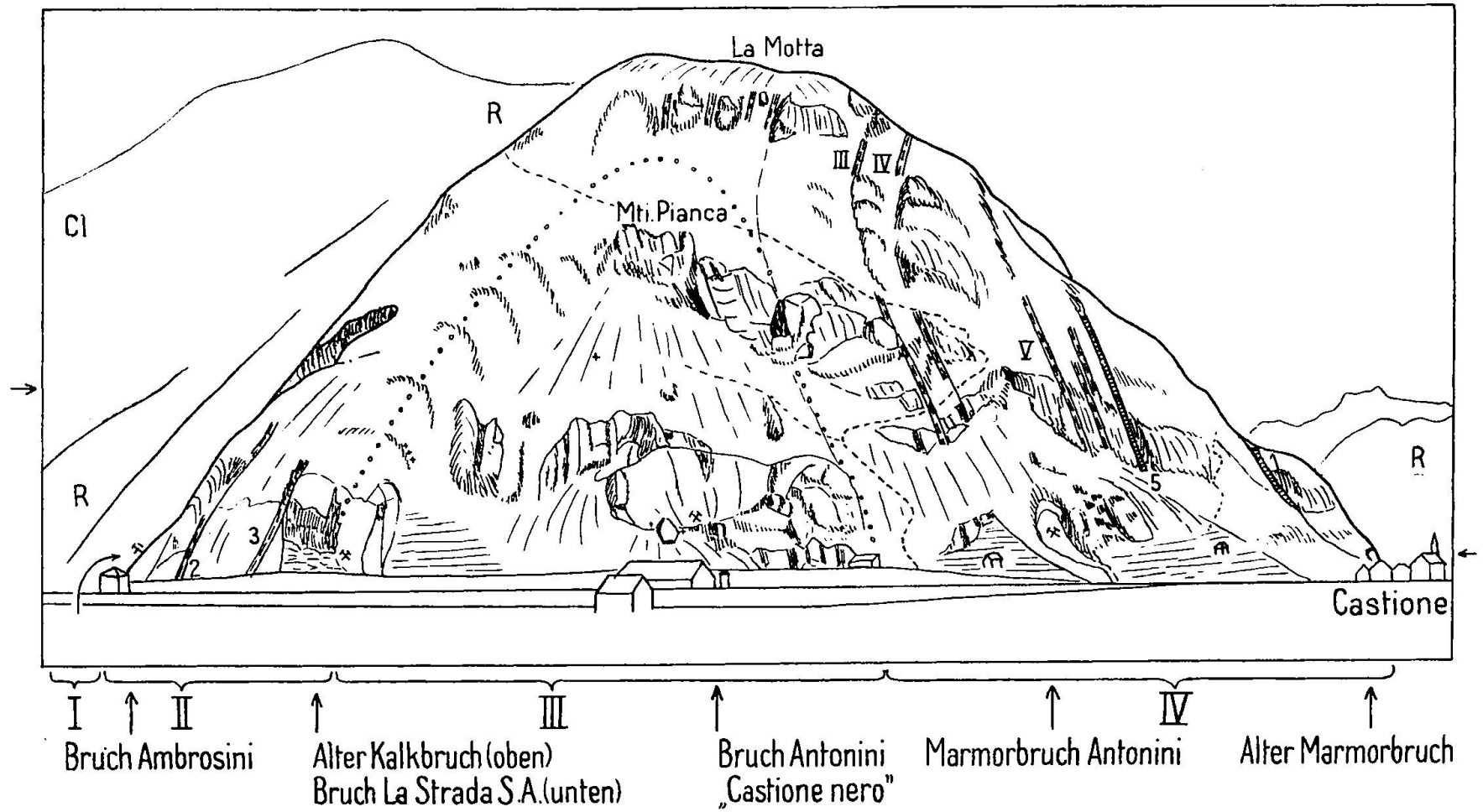
#### Profil I

Im Norden grüne Gneise der Zone von Roveredo

1. Marmore	12 m	} Nördlicher alter Kalkbruch
2. Amphibolit	1 m	
3. Gneise (Zug 1)	11½ m	
4. Marmore	ca. 70 m	
5. Amphibolit	0—5 m	} Grosser alter Kalkbruch
6. Marmore	ca. 45 m	
7. Gneise (Zug 2)	11 m	} Bruch Ambrosini
8. Marmore	15—20 m	
9. Gneise (Zug 3)	3 m	} Bruch La Strada S. A.
10. Marmore	ca. 15 m	
11. „Castione nero“	ca. 200 m	
12. Marmore	ca. 100 m	} Bruch Antonini
13. Gneise (Zug III)	2 m	
14. Marmore	12 m	
15. Gneise (Zug IV)	3 m	

<sup>2)</sup> Kulminationspunkt Monti La Motta, Punkt 800. Die auch von STAUB übernommene Bezeichnung Monte Loga der Siegfriedkarte beruht auf einer Verwechslung mit dem wirklichen Monte Loga südlich der Moesa. (154).

Fig. 1. Ansichtsskizze des Castionehügels von SW



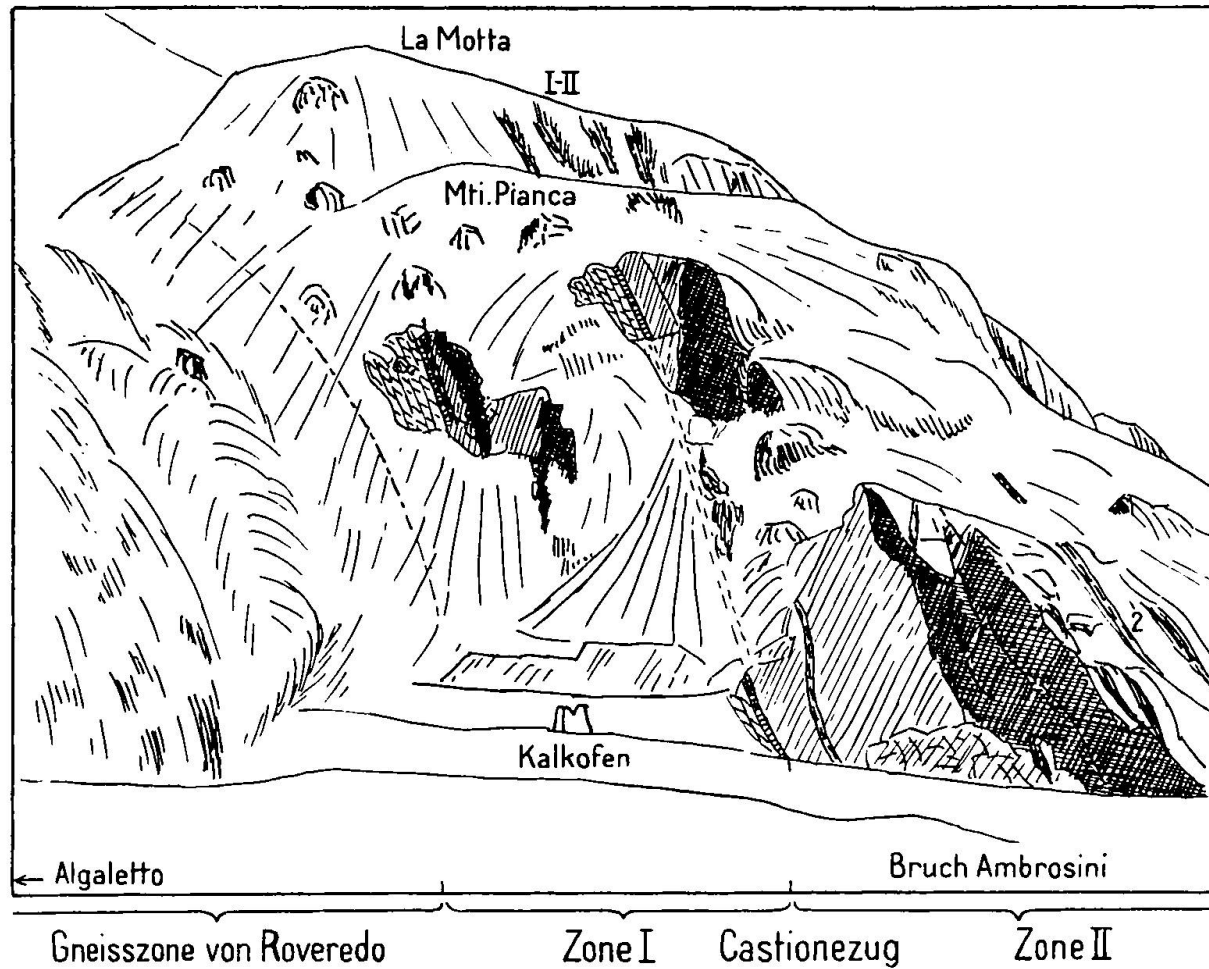


Fig. 2. Ansichtsskizze des Castionehügels  
(nördl. Teil) von W

### Legende

- Marmore, Kalksilikatfelse, Schutt  
(innerhalb des Castionezuges)
  - Pegmatite, Quarzgänge
  - Gneise
  - Amphibolite
  - Junge Brüche
  - Ungefähres Gebiet des „Castione nero“
  - I-IV Zonenbezeichnung
  - Rötliche Grammatitmarmore
  - Blaugraue Silikatmarmore
  - Nordgrenze des Castionezuges
  - R Cl Gneise der Zonen von Roveredo und Claro
- } Numerierung wie  
} im Plan und Text  
} im Nordteil

16. Marmore	ca. 50 m	Marmorbruch Antonini
17. Gneise (Zug V)	4 m	
18. Marmore	ca. 10 m	
19. Gneise (Zug Va)	2 m	
20. Marmore	4—5 m	
21. Gneise (Zug Vb)	2 m	
22. Marmore	4—5 m	
23. Amphibolite (Zug 5)	6 m	
24. Kalksilikatfels und Marmore	ca. 200 m	
25. Amphibolite (Zug 1)	ca. 8 m	
26. Kalksilikatfelse-Marmore	ca. 50 m	Alter Marmorbruch

Im Süden Alluvionen der Moesa

Die quantitativ weitaus wichtigsten Gesteine sind Marmore — Silikatmarmore — Kalksilikatfelse resp. -Gneise. Sie gehen vollständig kontinuierlich ineinander über und sind deshalb im Gelände nur schwer zu unterscheiden. Silikatmarmore-Kalksilikatgneise werden im geologischen Teil meist kurz als Kalksilikatfelse bezeichnet. Nur die reinen Marmore sind leicht erkennbar, da sie eine dunkelgraue, fast schwarze Oberflächenfarbe besitzen.

Im südlichen Teil, d. h. südlich des Antonini-Bruches, überwiegen relativ silikatarne Marmore. Rein weisse Marmore sind hier häufig anzutreffen und gewöhnlich vollkommen massig. Wohl die schönsten des ganzen Gebietes stehen ca. 200 m NNW des Schulhauses von Castione in mächtigen Bänken an. Dort werden sie seit langem ausgebeutet. Kalksilikatfelse sind in diesem Teil weniger verbreitet. Grössere Partien befinden sich direkt S des Amphibolitzuges 5, ferner in der grossen Wand ob dem östlichen Dorfteil von Castione und zwischen Amphibolitzug 1 und dem alten Marmorbruch am Castellokopf. Marmore und Kalksilikatfelse besitzen hier allgemein ein recht grobes Korn.

Im nördlichen Teil, auf der Misoxerseite von Gneiszug II, auf der Tessinseite etwa von der Mitte des La Strada-Bruches an, überwiegen die Marmore-Silikatmarmore ebenso wie im Südteil. In den nördlichsten Teilen des La Strada-Bruches und besonders im Ambrosini-Bruch führen sie feine bis feinste Gneisbändchen in grosser Menge. Das Korn nimmt, zwar etwas unregelmässig, gegen N rasch ab. Im Ambrosini-Bruch sind die mittelkörnigen Silikatmarmore oft von Schnüren makroskopisch dichten, schwarzen Kalkes durchzogen. Dichte graue Kalke finden sich in grösserer Menge 300 m weiter nördlich im nördlichsten der drei Marmorzüge von Algaletto. Auf der Misoxerseite stehen zwischen Gneiszug II und I noch sehr grobkörnige weisse Marmore an, die in einem kleinen Anriss direkt ob

dem Weg Lumino-La Motta schön aufgeschlossen sind. Aber unmittelbar nördlich von Gneiszug I werden die Marmore grau, unregelmässig schlierig und feinkörnig. Stellenweise gehen sie fast ganz in hellgraue, beinahe dichte Kalke über.

Eine ganz eigentümliche Gesteinsvergesellschaftung, die weitgehend aus dem Rahmen der übrigen Gesteine des Castionezuges herausfällt, zeigt das Gebiet zwischen Nordrand und Ambrosini-Bruch. Sie ist in den beiden alten Kalkbrüchen gut aufgeschlossen. Es sind mächtige gelblich-rötliche Grammatitmarmore, relativ schmale Bänke von dunkelgrünen, massigen und feinkörnigen Kalksilikatfelsen, -Gneisen und -Marmoren und kleinen Linsen von Chlorit-Strahlsteinschiefern, dann feinkörnige graue Silikatmarmore und dichte graue Kalke, vereinzelt mit einem Schmitzen roten Mergels. Dazu kommen noch zwei Amphibolite, ein kleiner Gneiszug und stellenweise grobe, rein weisse Marmore. Dieses engbegrenzte Gebiet zeigt also eine ausgesprochen selektive Metamorphose, und auch bei den stärker metamorphen Gesteinen desselben ist der Grad der Metamorphose geringer als in der Umgebung. In der ganzen Tessiner Wurzelzone und dem zugehörigen Deckengebiet ist mir nirgends eine Gesteinsvergesellschaftung ähnlicher Art bekannt geworden. Ihre Einzigartigkeit wird durch die mikroskopische Untersuchung noch unterstrichen. Über die Verbandsverhältnisse gibt das Détailprofil II ausführlich Auskunft:

Profil II

1. Zweiglimmergneis-Biotitschiefer (Gneisrücken mit Ruine)	ca. 10 m	} Zone von Roveredo
Schutt	ca. 10 m	
2. Chloritgneis bis Chlorit-Muskowit-Gneis stark verfaltet (Weg)	5—6 m	
Schutt	ca. 10 m	
3. Biotitgneis bis Chlorit-Muskowit-Gneis	10—15 m	} Nördlicher alter Kalkbruch
4. Grammatitmarmor, darin 10—15 cm Chloritschiefer	2 m	
5. Marmor rein weiss, grob, massig	2 m	
6. Grammatitmarmor mit vielen Chlorit- und Hornblendelagen	7—8 m	
7. Schieferige Zone, extrem verwittert	0,3 m	
8. Amphibolit, grob, massig	1 m	
9. Biotit-Disthengneis, Zweiglimmer-Disthengneis (Zug 1)	1,5 m	
10. Kalksilikatquarzit	0,5 m	
11. Marmor grau mit kleinen Gneislagen, Schmitzen roten Mergels. Im Südtel Marmor grob, grau und weiss	ca. 50 m	
12. Kalksilikatgneis grün, massig	} Grosser alter Kalkbruch	
Marmor grau, feinkörnig		
Feinschiefrige rote Partie, vielfach wechselnd, zusammen		

13. Roter Grammatitmarmor	4—5 m	} Grosser alter Kalkbruch
14. Grüner Kalksilikatgneis	1,5 m	
15. Roter Grammatitmarmor	ca. 12 m	
16. Dasselbe, stark schiefrig	1,5 m	
17. Amphibolit extrem zerquetscht, mit Linsen von grünem Kalksilikatgneis und Quarzadern	0—5 m	
18. Biotitgneis massig, sehr feinkörnig	0,1 m	
19. Kalksilikatfels hell — Silikatmarmor rasch übergehend in	0,3 m	
20. Marmor hell, feinkörnig	1 m	
21. Kalk dicht, grau	0,2—0,3 m	
22. Silikatmarmor grau mit schwarzen Kalkschnüren, kleinen Gneislagen	Bruch Ambrosini	

Zwischen den Marmoren treten fast in allen Teilen des Zuges Einschaltungen von Gneisen auf, die sich oft zu kompakten Gneiszügen vereinigen. Ihre Mächtigkeit steigt bis auf 30 m, beträgt im allgemeinen aber höchstens 5—10 m. Der Kern dieser Züge besteht aus Disthengneis oder Zweiglimmerschiefer bis -Gneis. Der Rand zeigt häufig feinkörnigere Biotitgneise und meist quarzitisches Kalksilikatfelse. Gewöhnlich ist zwischen dem kompakten Gneis und dem silikatarmen Marmor eine Zone von recht schwankender Mächtigkeit eingeschaltet, in der silikatreiche Bänder von wenigen Centimetern mit ebensolchen von mehr oder weniger reinem Marmor abwechseln. Durch mässige Verwitterung wird das bändrige Aussehen dieser Übergangspartie noch verstärkt, wobei die quarz- und silikatreicheren Lagen als centimeterhohe Rippen aus dem Marmor herausragen. Am schönsten sind diese Gneiszüge im mittleren-südlichen Teil auf der Misoxerseite entwickelt. Zwei derselben (Zug I und II) werden bei 370—400 m Höhe und weiter oben vom Weg Lumino-La Motta angeschnitten und können von den Weinbergen resp. der alten Kiesgrube von Lumino bis nach La Motta hinauf ununterbrochen verfolgt werden. Auch die Züge III, IV und V ziehen mit bemerkenswerter Konstanz durch und bilden in dem mit dichtem Buschwald bestandenen Südhang ausgezeichnete Leithorizonte. Ein weiterer, prächtiger Disthengneiszug zieht durch die untersten Felsen zwischen Castione und Lumino und schliesst verschiedentlich die dortigen Weinberge nach Süden ab. Im nördlichen Teil treten nur auf der Tessinseite solche Gneiszüge auf. Der südlichste der drei bildet die Nordwand des La Strada-Bruches und führt trotz geringer Mächtigkeit reichlich Disthen. Der mittlere ist sehr schön erkennbar. Beide werden in geringer Höhe von einer Verwerfung abgeschnitten. Der nördlichste ist schmal und keilt vermutlich bald aus.

Die vielfache und oft äusserst feine Wechsellagerung solcher Gneise mit Marmoren, z. B. im Gneiszug II am Weg Lumino-La Motta oder im Ambrosini-Bruch, ist eine primär stratigraphische. R. STAUB hat bereits früher darauf hingewiesen (152, pag. 11). Über die Verbandsverhältnisse orientieren die Détailprofile III, IV und V:

Profil III

Misoxerseite, Höhe 3—400 m, Richtung N—S

1. Biotitgranatgneis		
Chloritgneis		Roveredozone? Trockenrinne
Muskowitchloritgneis		Höhe 330—340 m
Schutt		wenige m
2. Marmor hell, gebändert, nach S silikatreicher werdend	ca. 150 m	
3. Kalksilikatfels grau, feinkörnig	0,1 m	
4. Bänderzone (Kalksilikatfels/silikatarmer Marmor)	1,5 m	} Gneiszug I
5. Zweiglimmergneis $\pm$ quarzitisch	8—10 m	
Zweiglimmerschiefer		
Biotitgneis feinkörnig		
Kalksilikatquarzit		
6. Bänderige Übergangszone	2 m	} Gneiszug II
7. Marmor weiss, massig	ca. 30 m	
8. Übergangszone	1 m	
9. Biotitgneis-Kalksilikatfels, quarzitisch, übergehend in	5—6 m	
10. Biotit-Muskowit-Granat-Disthen-Gneis, sehr grob	7—8 m	
11. Bänderzone	1,5 m	
12. Bänderiger Marmor	1,5 m	
13. Quarzgang	0,3 m	
14. Biotitgneis-Kalksilikatfels, schiefrig	3 m	
15. Kalksilikatquarzit	0,3 m	
16. Marmor gebändert, übergehend in	1,5 m	
17. Mischzone, Marmor massig, splittrig, Biotitgneis feinschiefrig, Kalksilikatfels quarzitisch	2 m	} Gneiszug III
18. Übergangszone, stark verwittert	0,5 m	
19. Marmor-Kalksilikatfels bänderig	3 m	
20. Übergangszone	0,5 m	
21. Biotitgneis-Kalksilikatquarzit, schiefrig	2 m	
22. Übergangszone, verwittert	0,5 m	
23. Marmor bänderig-schiefrig, bald massig werdend	ca. 50 m	
24. Übergangszone	3 m	
25. Disthengneis-Kalksilikatfels	3 m	
26. Bänderiger Marmor	10 m	
27. Biotitgneis feinkörnig	3 m	
28. Marmor hell, massig	15 m	
29. Kalksilikatfels ähnlich „Castione nero“ hell	5—6 m	

30. Amphibolit, sehr feinkörnig, gegen S Mischzone von Marmor und Amphibolit 1 m	2 m	
31. Marmor massig, grob	10—15 m	
32. Übergangszone	0,5 m	} Gneiszug V
33. Disthengneis	1,5 m	
34. Kalksilikatfels bänderig	2 m	
35. Disthengneis	0,5 m	
36. Übergangszone	0,5 m	
37. Marmor hell, grob, darin Quarzgang bis 1,5 m mächtig	30—40 m	
38. Amphibolit z. T. Biotitamphibolit		
39. Silikatmarmor Kalksilikatfels hell	0,3 m	
40. Marmor, darin Quarzgänge bis über $\frac{1}{2}$ m	ca. 20 m	
41. Zweiglimmer-Disthengneis, in der Mitte 1 m Kalksilikatquarzit	9—10 m	} Gneiszug VI
42. Übergangszone bänderig (Biotit-Granatgneis, Kalksilikatquarzit)	0,5 m	
43. Kalksilikatgneis knotig, ähnlich „Castione nero“	4 m	
44. Disthengneis mit schmaler Grenzzone	2—3 m	
45. Marmor hell, mit einigen gneisigen Partien	ca. 20 m	

Alluvionen der Moesa

#### Profil IV

Tessinseite, von Rinne südl. Antonini-Bruch nach Süden

1. Silikatmarmor massig-bänderig	ca. 100 m	
2. Übergangszone 30 cm Zweiglimmergneis 15 cm Silikatmarmor 40 cm Kalksilikatfels 10 cm Biotitgneis 40 cm Kalksilikatfels wenige cm	1,5—2 m	} Gneiszug III
3. Silikatmarmor bänderig	12 m	
4. Zweiglimmergneis inkl. Übergangszone 0,5 m Kalksilikatfels 1,5 m Zweiglimmergneis 0,5 m	3 m	} Gneiszug IV
5. Marmor weiss, gegen 4. schmale bänderige Über- gangszone	ca. 50 m	
6. Kalksilikatfels-Zweiglimmergneis	4 m	Gneiszug V
7. Silikatmarmor schiefrig, mit vielen kleinen Gneis- zwischenlagen	ca. 10 m	
8. Gneis	2 m	Gneiszug Va
9. Silikatmarmor	einige m	
10. Biotitgneis mit beidseitigem Übergang	2 m	Gneiszug Vb
11. Silikatmarmor	4—5 m	

Profil V

Tessinseite, vom Ambrosini- bis zum La Strada-Bruch

1. Silikatmarmor grau, im Ambrosinibruch	40 m	
2. Marmor feinfänderig, beidseitig von Quarzadern begrenzt	4 m	
3. Kalksilikatfels, schiefrig anwitternd, gegen S massig, quarzitisch	3 m	} Gneiszug 2
4. Biotitgneis, feinkörnig Biotit-Graphit-Quarzit, sehr feinkörnig Zweiglimmergneis grob mit Granatknöllchen Kalksilikatquarzit	8 m	
5. Silikatmarmor, stark bänderig	15—20 m	
6. Biotitgneis Kalksilikatfels gneisig Zweiglimmer-Disthen-Gneis, scharf herausgewiterte Rinne und Nordwand La Strada-Bruch	3 m	
7. Marmor feinkörnig, mit bis 20 cm dicken Lagen von Zweiglimmer-Gneis, übergehend in	2 m	
8. Marmor hell, silikatarm	15 m	
9. „Castione nero“ hell, massig		

Amphibolite treten in zwei getrennten Zonen auf, einerseits im S zwischen dem Marmorbruch und dem Castellokopf, andererseits im N zwischen Nordrand und Ambrosini-Bruch. Hier sind sie zu Linsen ausgewalzt und mechanisch sehr mitgenommen. Im Südteil dagegen sind es geschlossene Züge von mehreren Metern Mächtigkeit. Gegen die Marmore zeigen die Amphibolite ausgesprochene Kontakterscheinungen.

Profil I gibt eine Übersicht über die Verteilung der Gesteine auf der Tessinseite des Castionehügels. Beachtet man aber nicht nur die Art der Gesteine, sondern auch ihre Ausbildung, so ergibt sich hier für den untern Teil des Hügels eine ausgesprochene Zonen-einteilung. Man kann vier Zonen ausscheiden:

Zone I reicht von der Nordgrenze des Zuges bis zum Ambrosini-Bruch. Sie enthält die Seite 29 genannte Serie geringere Metamorphose.

Zone II umfasst das Gebiet Ambrosini-Bruch inkl. bis Mitte La Strada-Bruch. Graue rel. feinkörnige Silikatmarmore und etwas Gneis.

Zone III umfasst den La Strada- und den Antonini-Bruch. Hauptgestein der sehr grobkörnige Kalksilikatgneis „Castione nero“.

Zone IV reicht vom Südrand des Antonini-Bruches bis zu den Alluvionen der Moesa. Überwiegend helle Silikatmarmore. Gneise und Amphibolite in geschlossenen Zügen. Sämtliche Gesteine grobkörnig.

Das dominierende Gestein der Zone III ist ein dunkler Kalksilikatgneis, der sich durch sehr grobes Korn und vielfach recht massig-schlierige Textur auszeichnet. Er wird in den Brüchen An-

tonini und La Strada ausgebeutet und unter dem Namen „Castione nero“ oder „Granito nero di Castione“ als gediegenes Dekorationsgestein sehr geschätzt<sup>3)</sup>). Auch die extremen Glieder der Reihe, Gneise und karbonatreiche Kalksilikatfelse, weisen in ihrer Ausbildung grosse Übereinstimmung mit dem „Castione nero“ auf. So sind auch unter den Gneisen, bei denen eine kristallisationsschiefrige Textur im allgemeinen am besten ausgeprägt ist, massige und völlig hornfelsartige Partien häufig. In dieser Zone zeigt sich eine intensive Injektion. Quarzadern und Gänge bis über 2 m Mächtigkeit und kleinere pegmatitische Adern bis herab zu mikroskopischen Dimensionen durchschwärmen das Gestein in grosser Zahl. Grössere Adern durchschneiden die Schichtung resp. Schieferung des „Castione nero“ meist schief. Solche von eigentlich pegmatitischem Charakter sind ganz auf das Gebiet des „Castione nero“ beschränkt. Die einheitliche Ausbildung der Gesteine dieser Zone nimmt nach N rasch, nach oben langsamer ab. Gegen S beginnen wenige Meter vom Rande des Antonini-Bruchs entfernt grobe, silikatarme und mehr oder weniger massige Marmore. Ein Profil, fast 500 m über den Steinbrüchen durch die Fortsetzung der Schichten im Antonini- und La Strada-Bruch im Streichen resp. Fallen gelegt, enthält nur noch wenig und nicht mehr typisch ausgebildeten „Castione nero“. An seiner Stelle finden wir über 50 m mächtige Bänke heller, relativ silikatarmer Marmore und dagegen scharf abgesetzte Gneisbänke wie auf der Misoxerseite und in Zone IV. Eine Injektion ist nicht mehr erkennbar. Alle diese Tatsachen dürften kaum mehr einen Zweifel daran aufkommen lassen, dass die Injektion für die Ausbildung der Gesteine in den beiden mittlern Brüchen von höchster Bedeutung war.

Auffallenderweise fehlen in diesem Injektionsgebiet grosse Pegmatitgänge normaler Zusammensetzung völlig. Am ganzen Castionehügel ist überhaupt nur ein solcher Gang bekannt geworden. Es ist ein Biotit-Muskowit-Turmalin-Granat-Pegmatit von ca. 1 m Mächtigkeit, der auf dem obersten flachen Band der Südseite Marmore und Gneise schräg durchsetzt. Er wird auf 720 m Höhe direkt unter der Terrasse vom Weg Lumino-La Motta gequert.

---

<sup>3)</sup> In Zürich hat er z. B. beim Hotel Baur en Ville, beim Tapetenhaus Spörri, bei zahlreichen neuen Brunnen, in Bern beim Geschäftshaus Kaiser & Co., in Bellinzona beim Häuserblock unterhalb des Hotels Bahnhof am Viale Stazione und anderswo häufig als Schalterplatten Verwendung gefunden. Ferner Schweiz. Bankgesellschaft und St. Gallische Kreditanstalt in St. Gallen, Banca Commerciale Milano, etc..

b) Die Grenze gegen die Gneiszone von Roveredo

Die Nordgrenze des Castionezuges gegen die Gneiszone von Roveredo liegt im Tessintal ca. 500 m N des früheren Niveauüberganges der Gotthardbahn bei der Station Castione. Sie folgt in ENE-Richtung der bewaldeten Runse nach oben, quert ca. 200 m N des Punktes 800 den Grat La Motta-Peruzzana und sinkt dann in ESE-Richtung in der grossen Runse gegen Lumino herab.

Auf der Tessinseite ist diese Grenze nur an einer einzigen Stelle direkt N des kleinern der beiden alten Kalkbrüche besser aufgeschlossen. Auch hier musste sie noch mit Pickel und Schaufel vollständig blossgelegt werden. Wenn STAUB (152, pag. 3/4) von einem ausgezeichnet verfolgbaren Kontakt spricht, so ist dies nur in gross-tektonischem Sinne gemeint. Mit der Annäherung an den Castionezug macht sich in den Gneisen der Roveredozone eine zunehmende Chloritisierung bemerkbar. Die Grenze selbst ist ganz scharf. Ob sie tektonischer Natur oder ein einfacher stratigraphischer Übergang ist, lässt sich hier nicht entscheiden.

Auf der Misoxerseite sind die Aufschlüsse, wenigstens im obern Teil der erwähnten Runse, bedeutend besser. Der schönste liegt auf ca. 640 m Höhe wenig E der östlichsten Hütte von La Motta, nur einige Meter unterhalb des nördlichen Fussweges nach Lumino. Ein Zweifel an der tektonischen Natur der Grenze ist hier ausgeschlossen. Profil VI gibt Auskunft über die Détails.

Profil VI

- |  |          |
|--|----------|
| 1. Biotit-Muskowit-Gneis, wenig chloritisiert.   |          |
| An der grossen Platte = Nordwand der Runse:  |          |
| N 300° W, T 75—80° S   |          |
| 2. Poröser gelber Kalk   | 5—8 cm   |
| 3. Helle, grünlichgraue Letten, reichlich Marmor-Split enthaltend  | ca 20 cm |
| 4. a) Marmor gelb, porös, teils weiss, sehr feinkörnig, in kleine Stücke zerfallend N 285° W, Fallen ± senkrecht | ca. 15 m |
| b) Marmor-Kalk, von graphitischen Rutschharnischen schwarz   |          |

Im Gegensatz zur Tessinseite sind die Biotit- und Zweiglimmergneise der Roveredozone hier nur wenig chloritisiert. Umso eindrucksvoller ist die mechanische Beanspruchung der grenznahen Gesteine des Castionezuges. Der sehr feinkörnige, weisse Marmor-Kalk ist bis viele Meter von der Grenze in ein zusammenhangloses Haufwerk nuss—faustgrosser Brocken aufgelöst, sodass es unmöglich ist, ein normales Handstück zu schlagen. Innerhalb der Marmore auftretende Chlorit- und grobschuppige Chlorit-Muskowitgneise sind

extrem zerdrückt. Die Marmore des Castionezuges sind relativ zu den liegenden Roveredogneisen weiter nach N oben bewegt.

Besondere Beachtung verdienen die erwähnten grünen Gneise. Auf der Tessinseite bilden sie den südlichen Abschluss der Roveredozone. Hier stecken sie ganz im Innern der Castionemarmore. Zwei Profile, im obersten Anriss ca. 40 m übereinander quer durch die Runse gelegt, und eines auf der stark fallenden Sohle derselben zeitigten folgendes Ergebnis: Das oberste Profil enthält fast ausschliesslich Marmore. Von einer einzigen, 5—6 m mächtigen Bank abgesehen, sind hier grüne Gneise nur in vereinzelt, kleinen und stark ausgewalzten Schmitzen anzutreffen. Das mittlere Profil zeigt einen regen Wechsel von Marmoren und gelben Kalken mit zahlreichen bis 1½ m starken Bänken (eine 5—6 m) der erwähnten grünen Gneise. Auf der Sohle der Runse nehmen diese nach unten immer mehr überhand, auch dort, wo man sich nach Streichen und Fallen der Schichten bereits weit in den Castionemarmoren wähnt. Hier scheinen die grünen Gneise allmählich in die Biotit- und Zweiglimmergneise der Roveredozone überzugehen. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass eine Verschuppung der südlichsten Roveredogneise mit den nördlichsten Castionemarmoren vorliegt. Die bereits erwähnte, mit einer konstanten Mächtigkeit von 5—6 m den ganzen Anriss durchziehende Gneisbank scheint dagegen den Marmoren normal stratigraphisch eingelagert zu sein. Vermutlich macht sich auch die von STRASSER in nächster Nähe dieser Aufschlüsse im Algalettozug angegebene Verwerfung durch die schmale Gneislamelle der Roveredozone bis in die Castionemarmore hinein geltend.

### c) Détailtektonik im Innern

Der Bau des Castionehügels ist recht einfach. Die Schichten stehen überall steil und fallen in bemerkenswerter Einheitlichkeit mit 75—85° gegen S ein. Das Streichen ist auf der Tessinseite allgemein ziemlich genau W—E, auf der Misoxerseite dagegen, besonders nahe dem Nordrand, überwiegend NW—SE. Grössere Komplikationen sind nur zwei vorhanden. Die eine ist die bereits erwähnte Verschuppung ob Lumino, die andere betrifft die Amphibolite der Zone IV am Südhang.

Im einzelnen ist das Streichen grössern Änderungen unterworfen. Es entstehen dadurch schwache Querwellen mit  $\pm$  vertikaler Achse. Im Kleinen sind sie an der den grossen alten Kalkbruch N begrenzenden Rippe sehr schön zu sehen. Grössere Ausmasse erreichen sie in der Umgebung von Gneiszug VI zwischen Castione-Dorf und Lumino.

Hier wurden folgende Streichrichtungen gemessen (1. Messung ca. 100 m W Punkt 248,7, letzte im alten Marmorbruch):

245°  
295°  
285°  
245°  
258°

Nördlich des Castellokopfes scheinen sich diese Querwellen zu regelrechten Querfalten auszuwachsen. Die genaue Zahl der dort vorhandenen Amphibolitzüge konnte bis heute nicht einwandfrei festgestellt werden. Auf der Tessinseite waren nur zwei auffindbar: Zug 1 in der Rinne N des Castellokopfes, Zug 5 ob den Weinbergen NNE des Schulhauses von Castione. Dieser lässt sich in einer streichend verlaufenden Runse hinauf zum Grat und durch die ganze SE-Flanke bis in die Rebberge von Lumino einwandfrei verfolgen. Er wird dabei auf der Nordseite in geringer Entfernung von 1—2 kleineren und einem grossen Gneiszug treu begleitet. Bei Lumino ist N von Gneiszug V noch ein ganz kleiner Amphibolit, zwischen den Gneiszügen V und VI aber nur Amphibolit V feststellbar. Geht man vom Sattel N des Castellokopfes 100 m nach E und folgt dann der zuerst in genau nördlicher, später fast WNWlicher Richtung ansteigenden Runse, so kann man bis zum Gneiszug V drei bis fünf Amphibolitzüge auffinden. Der zweitoberste besitzt eine Mächtigkeit von fast 30 m. Ein genaues Verfolgen der Züge nach E und W ist der starken Schuttbedeckung und Bewachsung wegen nicht möglich. Zwischen Castellosattel und Runse ist das Streichen sehr wechselnd. In den Gneisen direkt N des Amphibolites konnten innerhalb weniger Meter Änderungen um 75° gemessen werden. Es liegt deshalb die Vermutung nahe, dass die Unsicherheit in der Zahl der Amphibolite und die ungewohnte Mächtigkeit des zweitobersten Zuges durch Querfalten verursacht wird.

Diese Querwellen und -Falten, die Verschuppungen W ob Lumino und die ausserordentliche Mächtigkeit des ganzen Zuges deuten darauf hin, dass der Castionezug keine einfache Mulde darstellt, sondern von verschiedenen Seiten stark zusammengestaucht und, wenigstens z. T., von seiner Unterlage abgeschert worden ist. Die von STRASSER (154) behauptete Muldensymmetrie beruht hauptsächlich auf einer falschen Interpretation der Seite 33 gegebenen Zoneneinteilung.

Spuren jüngerer Bewegungen sind in der Nähe des Nordrandes in Form von Quetschzonen und Gleithorizonten sehr

häufig. Sie reichen etwa 150 m nach S. Damit eng verbunden ist vielfach eine allgemeine, starke Lockerung des Gesteinsverbandes. Im Ambrosinibruich täuschen extrem ausgewalzte Marmorlagen mit starker Laumontitbildung oft schmale Gneislagen vor. Arg mitgenommen wurden auch die Amphibolite, deren Mächtigkeit z. B. im alten Kalkbruch auf eine Entfernung von 12—15 m in der Fallrichtung zwischen 10 cm und 5—6 m variiert. In der Schuppenzone ob Lumino wurden ältere Unstetigkeitsflächen in dieser Phase neu belebt.

An zwei Orten finden sich eigentliche Verwerfungen. Die eine liegt am Südrand des alten Kalkbruches, die andere E oberhalb des Antoninibruches in der grossen, die ganze Tessinseite von N oben nach S unten durchziehenden Wandstufe. Bei normalem EW-Streichen der Schichten schneiden sie dieselben unter einem Winkel von etwa  $60^\circ$  in NNW—SSE-Richtung. Im Bruch selbst ist der Marmor in einer Breite von  $\frac{1}{2}$ —1 m zu feinem Split und bläulichem Letten zerrieben. Die Marmorschichten sind nur wenig abgebogen. In beiden Fällen ist der westliche Teil weiter nach N vorgeschoben. Da durch diese Verwerfungen schon in geringer Entfernung keine Störungen des allgemeinen Schichtverlaufs verursacht werden, dürfte die Sprunghöhe nur sehr gering sein.

#### d) Zusammenhang zwischen geologischem Bau und Oberflächengestaltung

Er ist am Castionehügel in seltener Klarheit erkennbar. Die jungen Brüche bilden schroffe, ungangbare Kamine. Amphibolite, Gneise und besonders die an der Grenze Marmor/Gneis stets auftretenden bänderigen Kalksilikatfelse verwittern weit leichter als die Marmore und die einheitlichen, massigen Kalksilikatfelse vom Typus des „Castione nero“. Quer zum Schichtverlauf angeschnitten, bilden Gneis- und Amphibolitzüge tiefe Kamine und Runsen. An Hand derselben konnte ich bei der Feldarbeit schon von der andern Talseite aus einen recht zuverlässigen Überblick über den Verlauf der grössern Gneis- und Amphibolitzüge gewinnen. Diese Abhängigkeit der Erosion vom Gestein geht ausserordentlich weit. Die grossen Gneiszüge sind als Ganzes zu tiefen Runsen erodiert. Während aber die randlichen bänderigen Kalksilikatpartien bis zur Unkenntlichkeit verwittert sind, steht in der Mitte der Sohle oft noch relativ frischer Tonerdesilikatgneis an. In der Südflanke des Hügels werden entsprechend die streichenden Felswände von Marmor, die flacheren Bänder dazwischen von Amphiboliten und Gneisen gebildet. Ein

ganz analoges Verhalten beschreibt NOVARESE aus der „formazione diorito-kinzigitica“ in Calabrien (181, pag. 5/6), wo die Marmore zwischen den leicht erodierbaren Glimmerschiefern und Gneisen zu groben Rippen herauswittern. In diesem Zusammenhang sei auf die Dissertation von GYGAX, der im Val Verzasca jede Abhängigkeit der Morphologie vom Gebirgsbau bestreitet, und die Entgegnung auf dieselbe von KÜNDIG verwiesen (68), (94).

#### B. DER CASTIONEZUG IM OSTEN UND WESTEN

Leider ist der Hügel von Castione vollständig isoliert. Gegen W bedecken die Schotter des Tessins den Castionezug auf etwa 1½ km. Sein Südrand liegt zwischen San Carpoforo und Bassa sogar auf eine Länge von ca. 4 km unter den Alluvionen von Tessin und Moesa.

Gegen Osten tauchen die Castionemarmore unter den Bergsturz von Lumino. In etwa 1 km Entfernung stehen bei Monticello sotto stark verwitterte Marmore und Kalksilikatfelse an, die vermutlich zum Castionezug gehören. Nach weiteren 2—3 km Bedeckung durch die Schotter der Moesa erscheinen sie an den Südhängen des Misox wieder. Hier gestaltet sich die Abgrenzung des Zuges gegen S aber recht kompliziert<sup>4)</sup>. Zwischen dem Monte Loga und dem Eingang der Val Traversagna treten zahlreiche, z. T. mächtige Züge von Marmoren, Kalksilikatfelsen und Amphiboliten auf. Was aber davon alles zum Castionezug und was zu südlicheren Zügen gehört, ist noch recht ungewiss. Übersichtlicher wird die Lage erst wieder in der Val Traversagna. Sicher erkennbar quert der Südrand des Castionezuges Weg und Bach wenig unterhalb der Brücke in der Val Marco, und der Nordrand zieht von Campione Roveredo an die Mündung derselben. Der ganze Zug ist hier noch knapp 170 m breit. Dann zieht er, an Mächtigkeit weiter abnehmend, in SE-Richtung schräg durch die Val Traversagna und über die Bocchetta di Paina in die italienischen Lirotäler.

Der petrographische Charakter des Zuges hat sich von Castione bis zur Val Traversagna stark geändert. Die Marmore sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, recht feinkörnig geworden, und dichte Kalke sind häufig. Neben überwiegenden Calcitmarmoren treten

---

<sup>4)</sup> Ich halte mich hier vollständig an die Aufnahmen von KNOBLAUCH. Meine Arbeit beschränkte sich auf Besichtigung der betreffenden Lokalitäten, Sammeln von weiterem Material, Aufnahme eines detaillierten Profils im mittlern Teil des Zuges am Ufer der Traversagna und mikroskopische Bearbeitung der eigenen und der KNOBLAUCH'schen Schiffe.

gegen den Nordrand nun auch dolomitische auf. Amphibolite und grüne Gneise spielen eine grosse Rolle. Dazu kommen hier noch eigentliche Injektions- bis Orthogneise. Südlich unter Monti Soltimar durchsetzen mächtige Pegmatitgänge diese Serie. Schon im Gelände machen sich Quetschzonen, eine allgemeine mechanische Zertrümmerung und Diaphthorese bemerkbar.

Über den weiteren Verlauf des Castionezuges nach Westen fehlten bisher genaue Untersuchungen. Die im Gang befindlichen Aufnahmen von KÜNDIG werden hier Klärung bringen. Am westlichen Hang des Tessintals steht der ganze Zug zwischen San Carpofooro und Gnosca in einer von Castione bereits deutlich abweichenden Ausbildung an. An Mächtigkeit rasch abnehmend, zieht er mit etwas schwankendem Streichen in den Talgrund der Val Gnosca hinein und legt sich gegen die Val di Moleno allmählich nach N über. Wahrscheinlich stellt der bereits im Deckengebiet liegende Marmor- und Ophiolithzug der Cima di Lierna (19) die westliche Fortsetzung des Castionezuges dar. Über die Zusammensetzung und den petrographischen Charakter des Zuges in der hintern Val Gnosca gibt ein, z. T. gemeinsam mit Herrn Dr. KÜNDIG aufgenommenes Profil, vorläufige Auskunft.

#### Profil VII

Weg W Mti. di Nazeri, ca. 900 m Höhe (N) gegen Alpe Arrami (S).

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Zweiglimmergneis grob. Darin S unter Mti. di Nazeri kleiner Peridotitstock. Amphibolite und feinkörnige Biotitgneise. Gegen S gröber, muskowitzreicher, übergehend in Muskowit-Chloritgneis | 3—4 m     |
| 2. Orthogneis?, etwas gebändert  | 4 m       |
| 3. Biotitlagengneis, feinschiefrig, mit Amphiboliten und kleinen Marmorbändchen  | 2 m       |
| 4. Amphibolit, kompakt, bankig   | 3—4 m     |
| 5. Kalksilikatfels, ähnlich helle Kalksilikatbänder Castione N   | 1 m       |
| 6. Schieferige Zone, ähnlich 5   | 0,3 m     |
| 7. Kalksilikatfels und Marmor mit dichten Kalken   | 2—3 m     |
| 8. Amphibolit  | einige dm |
| 9. Muskowit-Chloritgneis mit Mylonitzone   | 10—15 m   |
| 10. Orthogneis (?), Kopf mitten im Tobel, gegen S quarzitischer werdend. Kreuzung von Weg und Bachbett   | 20 m      |
| 11. Dolomitischer Marmor, gegen 10. scharf abgesetzt, diskordant, allmählich in Silikatmarmor übergehend   | 5 m       |
| 12. Chlorit-Biotitgneis  | 2 m       |
| 13. Amphibolit, massig, z. T. strahlsteinartig   | 1 m       |
| 14. Kalksilikatfels-Marmor   | 0,5 m     |
| 15. Amphibolit   | 1 m       |
| 16. Marmor mit Kalksilikatfels (0,3 m) und Amphibolitschnur  | 1,5 m     |

17. Amphibolit	4 m
18. Marmor	5 m
19. Kalksilikatfels, quarzitisch	0,1—0,3 m
20. Biotitgneis (Fuss des Wasserfalls) Zweiglimmergneis Muskowit-Chloritgneis (nächste Runse nach E direkt am Rand der Schlucht), südlichste 3 m muskowitfrei, feink., amph. ähnlich	10—15 m
21. Biotitgneis feinkörnig, $\pm$ massig	0,4 m
22. Grammatitmarmor lagig, grob	0,3 m
23. Silikatmarmor	3—4 m
24. Kalksilikatfels hell	0—1,5 m
25. Silikatmarmor	2 m
26. Zweiglimmergneis $\frac{1}{2}$ m Kalksilikatfels $\frac{1}{2}$ m Disthengneis $1\frac{1}{2}$ m	} 2,5 m
27. „Marmor“ in allen Var. vom quarzit. Kalksilikatfels bis zum dichten Kalk	15 m
28. Kalksilikatfels quarzitisch 0—1 m Silikatmarmor 1—2 m Kalksilikatfels quarzitisch, mittlerer Teil $\pm$ Marmor	} 15 m
29. Silikatmarmor Schutt	8 m 1 m
30. Muskowit-Chloritgneis hell, Ortho?	10 m
31. Marmor, z. T. dichter Kalk	1,5 m
32. Kalksilikatfels hell, darin Lagen von dichtem Kalk, Chlorit- und Biotitgneis	8 m
33. Chloritgneis fein, dunkel	0,3—0,4 m
34. Biotitgneis unten lagig hell, oben feinkörniger, dunkler, mas- siger; z. T. Augengneis mit erbsengrossen Augen. Nach ca. Lagen von Kalksilikatfels. Nach einigen m	50 m
35. Kalksilikatfels hell bis Silikatmarmor	6—7 m
36. Augengneis mit Kalksilikatlagen, übergehend in	5 m
37. Silikatmarmor $\pm$ massig mit vielen Bändern von Augengneis und 1 von Amphibolit	8 m
38. Amphibolit mit Marmor vermengt und diesen schräg abschneidend	1 m
39. Marmor z. T. rein, Lagen von Augengneis	15—20 m
40. Amphibolit sehr grob und massig	1,5—2 m
41. Biotitlagengneis, z. T. Augengneis, einzelne Amphibolitlagen, darin Pegmatit	50—100 m
42. Silikatmarmor massig	1,5 m
43. Biotitgneis wie 41	8 m
44. Peridotit	3—4 m
45. Biotitgneis, hell, grob, massig	

Das ist bis in Détails hinein eine getreue Kopie des von KNOBLAUCH aufgenommenen Profils in der untern Val Marco! Auch dort sind die Marmore durch eine mächtige Gneispartie in zwei Züge getrennt. Die kompakten Marmorbänke am Nordrand sind dolomitisch.

Und hier wie dort stecken in den nördlich und südlich anschliessenden Gneisen kleine Peridotitstöcke. Der petrographische Charakter zeigt hier aber bereits stärkere Anklänge an den der Marmorzüge im Deckengebiet. Vertikale Brüche mit horizontaler, südnördlicher Bewegungsrichtung sind häufig.

Noch schöner als in der Val Traversagna ist hier der Zusammenhang mit den Gneisen der Roveredozone erkennbar. Diese (überwiegend Paragesteine) werden gegen den Marmorzug hin auffallend grobblättrig. Neben Biotit, der immer mehr chloritisiert wird, tritt Muskowit reichlich auf. Zwischen den Gneisen erscheinen dünne Bänke von Marmoren, Kalksilikatfelsen und Amphiboliten. Die Grenze gegen den geschlossenen Marmorzug ist ganz scharf, aber keinesfalls tektonisch. In der nördlichen Hälfte des Marmorzuges treten die gleichen Biotit-Muskowit-, Chlorit-Muskowit- und Chlorit-Gneise wie im südlichsten Teil der Roveredozone auf. Roveredogneise und Castionemarmore stehen hier offenbar noch in ihrem ursprünglichen stratigraphischen Zusammenhang. Dies wird von KÜNDIG auf Grund von Vergleichen mit den entsprechenden Verhältnissen in der Grovenokette (Misox-Calanca) bestätigt.

### **Petrographisch-mineralogischer Teil**

Die Reihenfolge der einzelnen Kapitel dieses Teiles wurde so gewählt, dass die vorhergehenden jeweils die notwendige Voraussetzung für das folgende bilden. Von einem besondern mineralogischen Teil wurde abgesehen. Soweit die Eigenschaften der Einzelminerale für diejenigen eines Gesteins massgebend sind, wurden sie bei der Beschreibung desselben erwähnt. Eigentliche Mineralbeschreibungen sind in Kleindruck dem betreffenden Gestein beigefügt.

#### **A. DIE INJEKTION**

##### **a) Die Pegmatite und ihre Kontakte**

In der Tessiner Wurzelzone sind Pegmatite überaus zahlreich. CORNELIUS (26) unterscheidet im Veltlin, KÜNDIG (91) im Gebiet Val Calanca - Misox zwischen alten und jungen Pegmatiten. DE QUERVAIN (124) schliesst sich ihnen für unser Gebiet an. Die alten, d. h. voralpinen und damit wohl paläozoischen Pegmatite sind nach den genannten Autoren stark verschiefert. Neben Quarz, Feldspäten und Glimmern sind daraus nur Turmalin und Granat bekannt geworden. Ursprüngliche Diskordanzen wurden vollständig durch die jüngeren Bewegungen verwischt. Diese Gruppe spielt im untern Tessintal sozusagen gar keine Rolle und kam für die vorliegenden Untersuchungen aus naheliegenden Gründen nicht in Frage. Die jungen Pegma-

tite dagegen bilden gern Lagergänge (saigere Stellung der Schichten), setzen aber auch häufig quer durch das Nebengestein hindurch. Dort, wo dieses aus Marmoren oder Kalksilikatgesteinen besteht, haben die Pegmatite deutliche Kontakterscheinungen hervorgerufen. Eine Anzahl dieser Pegmatite und ihrer Kontakte, die auf natürliche oder künstliche Weise gut aufgeschlossen waren oder werden konnten, wird im Folgenden näher untersucht. Die Anordnung erfolgte nach dem Mineralbestand der Kontakte in drei Gruppen:

Gruppe I wird allein durch den Kontakt von Ascona repräsentiert.

Gruppe II umfasst die Kontakte von Schloss Schwyz in Bellinzona, von Monti La Motta ob Castione und in der Val Traversagna.

Gruppe III enthält die Kontakte im Burgsturzgebiet des Motto d'Arbino und in der obern Val Cru.

### 1. Der Pegmatitkontakt von Ascona

Bei Punkt 237 W von Ascona liegt in dunkeln, groben Biotitgneisen, die vielleicht der Zone von Bellinzona angehören, konkordant ein etwa 15 m mächtiger Marmorzug. Er führt überwiegend recht massige Marmore, teils rein, teils reich an einzelnen Silikaten, vor allem Phlogopit und Diopsid, auch Grammatit. Die Korngrösse ist ausserordentlich wechselnd. In den grobkristallinen Marmoren mit Körnern von 3—5 mm sind mikrokristalline Kalke schlierig verteilt. Kalksilikatfelse finden sich nur in einer kleinen Bank im nördlichen Teil des Zuges. Durch die Mitte des Ganzen streicht ein Amphibolit von 5—10 cm Mächtigkeit. Die Schichten stehen annähernd saiger. Der ganze Komplex ist durch einen kleinen Steinbruch an der Strasse Ascona-Brissago 100 m SW der Kapelle San Michele ausgezeichnet aufgeschlossen.

In den Marmoren des Nordteils steckt ein bis gegen 1 m mächtiger Pegmatitgang. Südlich fast unmittelbar anschliessend ist am Boden des Bruches eine grössere Linse desselben Pegmatites anstehend, eine weitere in den ersten Biotitgneisen nördlich der Marmore. Die Pegmatitpartien im Marmor sind blendend weiss und deshalb leicht zu übersehen, diejenigen im Biotitgneis durch Verwitterung rostbraun gefärbt.

Mineralbestand <sup>5)</sup>:

HG: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muskowit.

NG: Biotit, Apatit.

UG: Magnetkies, Pyrit, Karpholith (?).

<sup>5)</sup> Für die Unterscheidung von Hauptgemengteilen (HG), Nebengemengteilen (NG) und Übergemengteilen (UG) wurden folgende Regeln angewandt:

Der Kalifeldspat ist durchwegs Mikroklin. Er weist eine Gitterung von seltener Schönheit auf. Stellenweise ist nur ein Lamellensystem plagioklasartig entwickelt. Der Plagioklas ist bald glasklar und unverzwilligt, überwiegend aber polysynthetisch nach dem Albitgesetz gebaut. Der Anorthitgehalt beträgt 5—10/15 %. Der Muskowit zeigt eigenartige Ausbildungen. In einzelnen Partien bildet er intensiv glänzende Rosetten von 1—2 cm Durchmesser, die lagenartig angereichert sind. Ihre Umgebung ist auffallend quarzreich. Andererseits enthält der Pegmatit reichlich grünliche Flecken von fettigem Glanz. Im Schliff entpuppen sich diese als Aggregate parallel orientierter Schuppen und „Nadeln“ von Muskowit, die durchwegs in Plagioklas liegen. Vermutlich handelt es sich um eine Verdrängung des letztern, also um eine beginnende Greisenbildung. Die Struktur dieser Aggregate ist dia- bis poikiloblastisch. Inmitten der Muskowitschwärme finden sich vereinzelt Büschel eines sehr feinfasrigen Minerals. Dasselbe zeigt:  $n_\gamma \sim 1,657$ ,  $n_{\alpha, \beta} < 1,657$ , Auslöschung scheinbar gerade, Doppelbrechung klein,  $n_\gamma'$  parallel Längsrichtung. Infolge der Feinheit der Fasern konnten keine weiteren Eigenschaften ermittelt werden. Die erwähnten Daten deuten auf Karpholith, was mit der übrigen Paragenese recht gut übereinstimmen würde. Der Quarz ist glasklar und zeigt nur sehr geringe Spuren von Kataklyse. Er tritt normalerweise gegen die Feldspäte zurück. Von diesen überwiegt bald Mikroklin, bald Plagioklas. Relativ reichlich ist Magnetkies vertreten. Er ist jüngste Bildung und füllt die Zwickel zwischen Biotit- und Muskowitblättern und Risse in den Mikroklinen aus. (Taf. 3, Abb. 1).

Die Struktur ist typisch pegmatitisch. Mikroklin zeigt noch am ehesten Tendenz nach Eigengestaltigkeit. Mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Mikroklin sind häufig. Stets bildet der Mikroklin kleine runde Körnchen in grössern Quarzindividuen. Die Korngrösse ist bei den im Marmor liegenden Partien klein, randlich fast aplitisch. Dagegen ist die nördliche, im Biotitgneis liegende Pegmatitlinse sehr grobkristallin. Ihre Mikrokline erreichen Handgrösse. Die Textur ist überall vollkommen massig. (Taf. 3, Abb. 2).

Gegen den Kontakt treten Mikroklin und Quarz zurück. Die letzten Centimeter führen als Feldspat ausschliesslich Plagioklas. Er zeigt höchstens verschwommene Zwillingslamellierung und ist

---

Als HG werden diejenigen Mineralien betrachtet, deren Menge mehr als 5 % des Gesteins beträgt. Als NG werden Mineralien bezeichnet, welche regelmässig, aber nur in Mengen kleiner als 5 % in einem Gestein vorkommen. Als UG werden solche Mineralien angegeben, welche nur sporadisch und in Mengen unter 5 % auftreten.

stark fleckig. Sein Anorthitgehalt schwankt von 20/25 bis 35 %. Bei zonargebauten Körnern ist die schmale Hülle stets saurer. Stellenweise wurde er von Rissen aus sekundär in ein nicht näher bestimmtes Zeolithmineral zersetzt. Apatit bildet Kristalle und rundliche Körner, die an Grösse und Menge dem Plagioklas gleichkommen. Er ist rissig und von bläulichgrauer Interferenzfarbe. Daneben treten in kleineren Körnern und Fetzen Klinozoisit ev. auch Zoisit, Titanit und sogar Calcit relativ reichlich auf. Klinozoisit ist häufig mit Muskowit verwachsen und scheint ihn zu verdrängen. Vereinzelt grenzt diese Randfacies des Pegmatites mit einer, auch unter dem Mikroskop, messerscharfen Grenzlinie ohne jede weitere Kontakterscheinung an den unveränderten Marmor. Ist jedoch ein deutlicher Kontaktsaum ausgebildet, so tritt der Plagioklas in unmittelbarer Nähe desselben wieder in grössern, nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligten, klaren Körnern mit scharfen Lamellen auf. Gegen Calcit ist er dann gern eigengestaltig. Der Anorthitgehalt steigt bis auf 35—40 %. Diese Zone neugebildeter Plagioklase ist aber nur wenige Millimeter breit.

Der Kontaktsaum selbst besitzt im Maximum eine Breite von 5 mm. Nach Mineralbestand und Struktur lassen sich drei Typen unterscheiden:

Typus A besteht weit überwiegend aus einem makroskopisch hellbraunen bis farblosen Phlogopit. Vereinzelt stehen die Blättchen senkrecht zur Grenze gegen den Marmor. Meist liegen sie aber wirt durcheinander. Der Kontaktsaum enthält ferner grosse Individuen von Plagioklas (An 35—40) wie im angrenzenden Pegmatit, Apatit in Striemen parallel der Grenze, Calcit und auf der Marmorseite Grammatit. Struktur ausgesprochen lepidoblastisch. Phlogopitblättchen bis über 1 mm lang.

Typus B bildet ein äusserst feines Aggregat von Chloritschuppen (farblos, optisch positiv) mit winzigen Calcit- und Plagioklas- oder Quarzkörnchen von 0,02—0,03 mm Durchmesser. Eine Schnur von grösseren Schuppen u. d. M. lichtbräunlichen Phlogopites ist randlich chloritisiert und zeigt, dass sich der Chloritsaum aus einem solchen von Phlogopit entwickelt hat. Dazwischen wieder grössere Individuen von Plagioklas, Calcit, Apatit und einzelne gute Titanitkristalle. Auf der Marmorseite diablastische Grammatite. Struktur des ganzen Saumes fein lepidoblastisch.

Bei Typus C ist der Kontaktsaum unscharf und besteht hauptsächlich aus Grammatit und Calcit, ferner Plagioklas, Apatit, Titanit, Quarz und Zirkon. Die groben Grammatitkörner zeigen eine mikro-

diablastische Struktur. Der oder die andern Bestandteile sind nicht mehr feststellbar. Diese Grammatite sind im Schliff z. T. von einer opaken Masse erfüllt.

Der angrenzende Marmor ist silikatarm. Er enthält neben Calcit hauptsächlich hellbraunen Phlogopit und Graphit, ferner spärlich Quarz, Plagioklas, Zirkon und Titanit. Pflasterstruktur. Die Calcitkörner sind lappig verzahnt und zwillingslamelliert, Lamellen oft gebogen. Irgendwelche Beeinflussung vom Pegmatit her fehlt ausser einer hier unerheblichen Magnetkieszufuhr. Auch die stark wechselnde Korngrösse zeigt keine regelmässige Beziehung zum Kontakt.

In der direkten Fortsetzung einer Pegmatitapophyse fanden sich im Marmor zwei Silikatnester. Das eine besteht ausschliesslich aus feinen, radialstrahligen Kügelchen von Phlogopit. Das andere enthält Grammatit, Diopsid, Plagioklas und Mikroklin. Seine Struktur ist schön granoblastisch. Beide sind zweifellos Kontaktbildungen.

Allgemeines. Die qualitativ und quantitativ geringen Kontakterscheinungen des Pegmatites von Ascona beschränken sich auf Entdolomitisierung des Marmors direkt am Kontakt (Bildung von Phlogopit, Grammatit und Diopsid) und eine relativ geringe Kalkaufnahme durch die randlichen Pegmatitpartien.

Die jüngern Pegmatitlösungen führten reichlich Eisensulfide und imprägnierten die ganze Umgebung mit Magnetkies, stellenweise Magnetkies und Pyrit. Dieser bildet bis 2 cm grosse Kristalle mit  $\langle 100 \rangle$  und  $\langle 111 \rangle$ , der Magnetkies ist derb. Etwas stärkere Anreicherung der Erze fand nur in einer glimmerreichen Gneis- resp. Hornfelspartie, nicht aber im Kalk statt. Eine Zufuhr des Eisens als Halogenid und Fixierung als Sulfide durch Metasomatose erscheint deshalb ausgeschlossen.

Im Kontakt fand reichliche Bildung von Apatit<sup>6)</sup> statt.  $n_{\text{mittel}} = 1,63$  (Immersionmethode). Es handelt sich also um den in Gesteinen gewöhnlichen Fluorapatit. Da ferner in den Marmoren dieses Zuges der Phlogopit als hauptsächlichstes Silikat stellenweise aussergewöhnlich schön entwickelt ist, lag die Vermutung stärkerer Ha-

<sup>6)</sup> Die Versuche, den Apatit in Dünnschliffen einwandfrei zu bestimmen, führten seiner niedrigen Doppelbrechung wegen oft zu keinem Resultat. Aus dem Rest des Schliffsplitters eines normalen Dünnschliffes wurde deshalb ein solcher von ca. 0,08 mm Dicke hergestellt, der prächtige, einachsige negative Achsenbilder ergab. Aus derselben Partie wurden grössere Körner für die Bestimmung der Lichtbrechung ausgelesen. Weitere Bestimmungen von Apatit beruhen auf Analogieschlüssen.

logenzufuhr durch den Pegmatit nahe. Herr Prof. Dr. J. JAKOB hatte die Freundlichkeit, einen Phlogopitkristall von  $4 \times 2 \times 1$  cm zu analysieren. Die Analyse ergab:

SiO <sub>2</sub>	40,69	CaO	0,00	Niggliwerte	
TiO <sub>2</sub>	0,51	Na <sub>2</sub> O	1,08	si	72
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	K <sub>2</sub> O	10,18	al	17,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,62	H <sub>2</sub> O +	4,40	fm	69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	H <sub>2</sub> O -	0,00	c	0,0
FeO	0,03	F <sub>2</sub>	0,00	alk	13,5
MnO	0,02			k	0,86
MgO	26,28		100,10%	mg	1,00
				ti	1,1
				h	26

Chlor und Fluor spielen demnach gar keine Rolle. Ausser den in den Mineralien des normalen Pegmatites auskristallisierten Elementen (Na, K, Al, Si, O, Mg, Ca, H) wurden also nur P, Fe und S zugeführt.

Bei der Geringfügigkeit der stattgefundenen Umwandlungen war es notwendig, die Plagioklaszusammensetzung mit besonderer Sorgfalt zu bestimmen. Dies geschah mit der Drehtischmethode und den Diagrammen von REINHARD (126). Über die ausgeführten Messungen und ihre Deutung orientiert folgende Tabelle. Unerwarteterweise bereiteten diese Bestimmungen beträchtliche Schwierigkeiten. In dem in Frage kommenden Intervall (An 0—35) sind die nur auf der Lage der Indikatrix beruhenden Bestimmungen allgemein zweideutig. Die Ergebnisse meiner Messungen stimmten nun durchgehends für Andesin An 30—40 wesentlich besser mit den Kurven REINHARD's überein als für reinen Albit. Der Achsenwinkel dagegen deutete eher auf diesen, zeigte aber auch hier grosse Abweichungen. Die Entscheidung wurde mit Hilfe der alten Methode Auslöschungsschiefe gegen die Spur von (010) auf Fläche  $\perp$  [100] und der entsprechenden Kurve in DUPARC-REINHARD (36) erzwungen. Diese Methode, die auch auf dem Drehtisch eine häufigere Anwendung verdienen würde, ergab nun in sämtlichen fraglichen Fällen übereinstimmend Andesin An 30—40. Das gemessene 2V ist aber stets wesentlich kleiner als das normale. Dieses siehe (126), (11).

Worin ist nun der Grund für das anormale Verhalten dieser Plagioklase zu suchen? REINHARD vermutet (126, pag. 108 und 111), dass ein stärkerer Gehalt an Orthoklasmolekül die Lage der Indikatrix im Kristallgebäude nicht beeinflusse, wohl aber und sogar in bedeutendem Masse die Brechungsindizes. In feldspatartigen Silikaten wirkt sich ein Kaligehalt ja allgemein durch Herabsetzung der Licht- und Doppelbrechung aus. Die Tabelle zeigt, dass die Plagio-

klase im unveränderten Pegmatit vollständig normal sind. Die Abweichungen des Achsenwinkels stellen sich erst mit dem Ansteigen der Basizität infolge Kalkaufnahme ein. Gleichzeitig verschwindet aber der im normalen Pegmatit mit dem Plagioklas mindestens in gleicher Menge auftretende Kalifeldspat restlos! Dies gilt für sämtliche untersuchten Pegmatitkontakte des Gebietes. Wo als Neubildung am Kontakt Anorthit auftritt (La Motta, Schwyz, Traversagna), erweist sich dieser wieder als vollständig normal. Es wäre daher nicht unwahrscheinlich, dass nur ein Teil des verschwundenen Kalifeldspates durch den Plagioklas effektiv verdrängt, ein anderer Anteil aber von ihm aufgenommen wurde.

Tabelle I

Schliff Nummer	Deutung		Andere Möglichkeit		Morpholog. Elemente			Auslöschung		2 V <sub>γ</sub> gemessen	2 V <sub>γ</sub> Reinhard
	Z. A.	% An	Z. A.	% An	V. E.	Z. A.	Sp.	⊥ [100]	% An		
V 22 I	(010)	10	—	—	(010)	(010)	(001)	-12°	5-10	85°	wie gemessen
V 22 I	(010)	K 10 H 0-5	(010)	K 25-30 H 30	(010)	—	—	—	—	K 80° H 78-80°	
V 22 III	(010)	10-15	—	—	(010)	(010)	(001)	—	—	84°	
V 10 b	(010)	5-10	(010)	30	(010)	(010)	—	-13°	5	81°	
V 24 II	⊥ [001] in (010)	20-25	—	—	(010)	⊥ [001] in (010)	(001)	K +3° H -9°	20-25 10-15	88, 94°	94-98°
V 24 II	—	20-25	(einf. Ind.)	—	—	—	(001)	0 - +4½°	20-25	88°	94-98°
V 24 III	(010)	35	(010)	5	(010)	(010)	—	+18°	35	78, 83°	94°
V 23 II	(010)	35	(010)	0	(010)	—	(001)	+18°	35	—	—
V 23 III	(010)	35	(010)	0	(010)	—	—	+14°	30-35	—	—
V 23 IV	(010)	35	(010)	0	(010)	(010)	(001)	K +16° H +8½°	35 25-30	—	—
V 9 a	(010)	35	(010)	0	(010)	(010)	(001)	+18°	35-40	78, 84°	94°
V 9 a	(010)	35-40	—	—	(010)	(010)	(001)	+18°	35-40	78, 82°	90°
V 9 b	(010)	35-40	—	—	(010)	—	(001)	+19°	35-40	80°	90°

## 2. Der Pegmatitkontakt von La Motta, Castione

Der einzige normale Pegmatit am Castionehügel konnte auf 720 m Höhe, wo er den Weg Lumino-La Motta kreuzt, für diese Untersuchung durch eine Sprengung leidlich aufgeschlossen werden. Das Nebengestein ist hier ein ziemlich silikatreicher Marmor. Dessen Schichten streichen W 262° N und fallen mit 75° gegen S ein. Der Pegmatit ist ca. 1 m mächtig und durchschneidet den Marmor schief. Sein Streichen beträgt W 250° S, sein Fallen 45° N.

Der P e g m a t i t zeigt folgenden Mineralbestand:

HG: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz,  
 NG: Granat, Turmalin, Biotit, Muskowit,  
 UG: Calcit.

Der Kalifeldspat ist ein verschwommener Mikroklin, vorwiegend perthitisch mit sehr feinen Albitschnüren. Der Plagioklas tritt wie der Mikroklin in grossen Individuen auf und ist oft zonarstruiert: Kern Oligoklas An 15/20, Hülle Albit An 0/5. Einzelne Plagioklase im Innern grosser Mikrokline sind  $\pm$  eigengestaltig. Die albitreiche Hülle zonarer Individuen, die sich durch völliges Fehlen von Verwitterungsprodukten vorteilhaft vom Kern abhebt, tritt nur da auf, wo der Plagioklas an Kalifeldspat anstösst. Calcit ist spärlich und eine jüngere Bildung (Kataklaste). Die Struktur ist ausgesprochen porphyroklastisch. Der Quarz ist weitgehend zerrieben, stellenweise zu Sandquarz. Grosse Mikroklin- und Plagioklas-Individuen sind als solche erhalten, aber meist stark zerrissen, und zeigen Mörtelkränze. Die nach dem Albitgesetz fein lamellierten Plagioklase zeigen stark undulöse Auslöschung. Die Korngrösse erreicht auch bei den Feldspäten selten mehr als 1 cm. Die Textur ist trotz der intensiven mechanischen Beanspruchung mehr oder weniger massig. Der jetzige Zustand würde ohne Kenntnis unveränderter Pegmatite und ihrer Kontakte kaum einen Rückschluss auf die ursprüngliche Ausbildung erlauben.

Die gegen den K o n t a k t hin einsetzenden Veränderungen sind vorerst dieselben wie bei demjenigen von Ascona. Die letzten Mikrokline liegen 11 mm vom Marmor. Die Plagioklase werden fleckig und kalkreicher (Andesin An 35). 7—5 mm vom Marmor verschwinden auch sie, und bald darauf erscheint Anorthit (An 95—100). Inzwischen hat sich der Quarz stark angereichert und überwiegt nun die Plagioklase weit. Erst unmittelbar am Kontakt wird der Anorthit häufiger, ohne jedoch einen einheitlichen Saum zu bilden. Weitere Kontakterscheinungen fehlen. Die Grenze Pegmatit/Marmor ist bald messerscharf, bald verschwommen.

Der M a r m o r besteht am Kontakt aus

HG: Calcit, Anorthit, Quarz, Diopsid-Hornblende, Skapolith,  
 NG: Titanit, Phlogopit, Magnetkies, Zirkon,  
 UG: Turmalin.

Seine Struktur ist granoblastisch-hornfelsartig bei mittlerem bis grobem Korn. Die sandig zerriebenen Quarze, gebogenen Zwillingslamellen von Calcit, vielleicht ebenso die polysynthetische Zwillingslamellen

lingsbildung des Diopsides, zeigen auch hier merkliche mechanische Beanspruchung. Ein Schliff 2 m vom Kontakt unterscheidet sich vom vorigen nur durch noch stärkere Kataklyse.

Trotzdem der Marmor reichlich Skapolith führt, z. T. in grossen Individuen, geht die Umwandlung des Plagioklases am Kontakt nur bis zum Anorthit und geschieht auffallend sprunghaft.

### 3. Die Injektionsadern in der Val Traversagna

Der Castionezug führt, wie im geologischen Teil erwähnt, in der Val Traversagna eigentliche Injektionsgneise. Ein solcher steht ca. 400 m SE der Mündung der Val Marco am linken Ufer der Traversagna an. Darunter liegt Silikatmarmor. Der Biotitgneis wird von zahlreichen kleinen, pegmatitischen Injektionsadern durchzogen. Stossen sie bis zur Grenze Gneis/Marmor vor, so folgen sie ihr gern, ohne weit in den Marmor einzudringen.

Auf dem rechten Traversagnaufser, direkt gegenüber dem Injektionsgneis, hat ein mächtiger Pegmatit Marmore und Amphibolite durchstossen. An der durch die Traversagna glatt geschliffenen Wand ist es ausserordentlich schwer, genügend frisches Material zu gewinnen. Da auch eine Sprengung erfolglos blieb, wurde auf eingehende Bearbeitung dieses überhaupt etwas unfrisch aussehenden Pegmatitkontaktes verzichtet.

Eine der oben erwähnten Injektionsadern wurde dagegen näher untersucht. Sie ist etwa 5 cm mächtig und weist folgenden Mineralbestand auf:

HG: Plagioklas, Quarz,

NG: Apatit, Muskowit, Zirkon,

UG: Kalifeldspat, Klinozoisit, Pyrit, Magnetkies.

Der Plagioklas bildet sehr grosse Individuen, die nach Albit- und Periklingesetz fein polysynthetisch verzwilligt sind. Gegen Quarz zeigt er oft gute Kristallgestalt. Mit Hilfe des Drehtisches konnten die Flächen (010), (001) und (021) festgestellt werden. Er ist meist ganz fleckig, besitzt schon 30—35 % Anorthit und enthält kleine Fetzen von Kalifeldspat. Demnach scheint er, wenigstens z. T., bereits ein Verdrängungsprodukt von ursprünglichem Kalifeldspat zu sein. Gegen den Kontakt hin steigt dann der Anorthitgehalt des Plagioklases bis auf 45 %. Pyrit bildet kleine Würfel und infiltriert, teils zusammen mit Magnetkies, Quarz und Feldspat der Umgebung.

Der Kontaktsaum besteht dort, wo ihn ein gewöhnlich 3—7 mm breites Quarzband gegen die Injektionsader abschliesst, aus einem geschlossenen Saum von Anorthit. Daneben enthält er Di-

opsid, der oft mit blassgrüner Hornblende umrandet ist, Quarz, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot-Orthit. Fehlt das geschlossene Quarzband, so besteht der Kontaktsaum aus Anorthit und Quarz, und der plötzliche Wechsel in der Zusammensetzung des Plagioklases zeigt sich umso schärfer. 6,5 mm vom Marmor ergab eine Messung noch An 45, 1 mm näher bereits An 90—100. Die äussersten Vorposten der Plagioklase mittlerer Zusammensetzung sind häufig ausgeprägt zonar (Kern ca. An 45, Hülle saurer), wobei vereinzelt stärkere Rekurrenzen auftreten. Die Grenze des Kontaktsaums gegen den Marmor ist scharf.

Der Marmor ist ein prächtig granoblastischer, grober Silikatmarmor. Er besteht aus:

HG: Calcit, Quarz, Anorthit, Skapolith, Diopsid - Hornblende-Aktinolith,

NG: Titanit, Apatit, Zirkon, Klinozoisit.

Irgendwelche Beeinflussung durch die Injektionsader scheint nicht stattgefunden zu haben.

Auch bei diesem Kontakt geht die Kalkaufnahme des Plagioklases sprunghaft von An 45 bis An 90. Wie beim Pegmatitkontakt von La Motta ist sie mit der Anorthitbildung beendet, und es wird kein weiterer Kalk unter Skapolithbildung aufgenommen. Der Anorthit des Kontaktsaumes ist stellenweise weitgehend sericitisiert, der Biotit der Injektionsader und des direkt benachbarten Gneises in Chlorit umgewandelt. Da Skapolith und Anorthit im Marmor, Biotit im Gneis vollkommen frisch sind, dürfte diese Umwandlung auf der Injektionsbahn zirkulierenden hydrothermalen Lösungen zuzuschreiben sein.

#### 4. Die Pegmatitkontakte von Schloss Schwyz, Bellinzona

##### a) Der Kontakt des Pegmatitganges

Die Umgebung von Schloss Schwyz ist reich an Pegmatiten. Einer ist im Bett des südlichen Darobaches etwa 30 m unterhalb des Brückleins, auf dem der untere Weg Schloss Schwyz-Daro den Bach quert, gut aufgeschlossen. Ein zweiter steht auf der Höhe des Hügels direkt östlich der Umfassungsmauern des Schlosses an. Er durchsetzt in einer Mächtigkeit von etwa 1,5 m gangförmig die Silikatmarmore, Kalksilikatfelse s. l. und Biotitgneise des Marmorzuges und sendet eine Reihe von kleineren Apophysen ins Nebengestein. Dieser Pegmatit wurde im Jahre 1923 beim Bau des neuen Reservoirs durch Sprengungen vorübergehend freigelegt. Material und Angaben darüber verdanke ich Herrn P. KNOBLAUCH. Weitere ähnliche Pegmatite

befinden sich am Hang zwischen Schloss Schwyz und der Stadt, sind aber in den dortigen Gärten schlecht aufgeschlossen.

Der *P e g m a t i t* vom neuen Reservoir führt folgenden Mineralbestand:

HG: Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas,

NG: Turmalin, Muskowit, Biotit, Granat, Apatit, Zirkon,

UG: Beryll.

Der Kalifeldspat ist ein fein und verwaschen gegitterter Mikroklin. Er macht den weitaus grössten Teil des Gesteins aus. Der Plagioklas besitzt 20—25 % An und weist an der Grenze gegen Mikroklin einen schmalen klaren Rand mit nur 15 % An auf. Biotit scheidet bei oberflächlicher Chloritisierung zahlreiche Rutilnadelchen aus. Turmalin bildet schriftgranitische Verwachsungen mit Quarz, wie sie durch DE QUERVAIN von Brissago eingehend beschrieben worden sind (124). Das Ganginnere ist sehr grobkristallin. Die Mikrokline sind über faustgross. Randlich nimmt die Korngrösse bedeutend ab. Ausser Quarzanreicherung tritt keine merkliche Änderung des Mineralbestandes gegen den Kontakt hin ein. Erst unmittelbar vor demselben liegt ein 2,5—5,5 mm breites Band von reinem Quarz.

Der *K o n t a k t s a u m* besitzt eine Breite von 7,5—9 mm. Er ist gegen das breite Quarzband auf der Pegmatitseite durch ein schmales Biotitbändchen scharf abgegrenzt. Nach aussen splittert letzteres auf, zum Biotit tritt Plagioklas, sehr reichlich Quarz und, in einigen kleinen Individuen, Granat. Der Plagioklas zeigt dasselbe Aussehen wie im Pegmatit, nur ist er wesentlich gröber verzwillingt. Sein Anorthitgehalt beträgt 40—45 %. 4—5 mm vom Marmor tritt plötzlich Anorthit auf (zwei Fedorowbestimmungen 5,5 resp. 7,5 mm vom Marmor ergaben noch An 40—45, zwei solche 3 und 3,5 mm vom Marmor aber bereits An 95). Der Anorthit besitzt lappige Gestalt und wesentlich gröberes Korn als die Andesine auf der Pegmatitseite. Er ist gewöhnlich polysynthetisch nach dem Periklingesetz verzwillingt, wobei die Lamellen des einen Individuums meist schmal bleiben. Neben dem überwiegenden Anorthit treten auch Diopsid und grüne Hornblende, in der Regel miteinander verwachsen, Titanit sowie Zoisit in kleinen Körnern (grossenteils  $\beta$ -Zoisit) auf. Quarz ist selten geworden. Die Grenze dieser Partie gegen den Marmor ist etwas verschwommen.

Der *S i l i k a t m a r m o r* ist grob granoblastisch struiert und setzt sich zusammen aus:

HG: Calcit, Skapolith, Anorthit, Quarz, Diopsid-Hornblende,

NG: Titanit, Magnetkies, Apatit, Zirkon, Granat, Klinozoisit.

Titanit ist so häufig, dass er fast zu den Hauptgemengteilen gerechnet werden muss; er zeigt hier wie im Kontaktsaum meist gute rhombische Querschnitte. Skapolith scheint gegen den Pegmatit hin an Menge etwas zuzunehmen.

Auch an diesem Kontakt ist das breite Quarzband zwischen dem eigentlichen Kontaktsaum und dem Pegmatit bemerkenswert, ebenso die allmähliche Kalkaufnahme bis 45 % Anorthit und der dann erfolgende Sprung auf Anorthit 95. Auffallend ist der durchgehende, scharfe Biotitsaum, da der Silikatmarmor gar keinen, der Pegmatit nur wenig Biotit führt.

### β) Kontaktbildungen der Pegmatitapophysen

Da, wo der Pegmatit gangförmig entwickelt ist, zeigt er nur geringe Kontaktbildungen. Dort aber, wo er Apophysen ins Nebengestein aussandte, fand eine weitgehende Vermischung des eruptiven Materials mit dem kalkig-sedimentären statt. Daraus entstanden sehr grobkörnige Gesteine, die mit den Injektionskontakten von Castione in vielen Beziehungen übereinstimmen. Was von den Pegmatitapophysen erkennbar erhalten blieb, hat sich in Anorthit umgewandelt. In der Mischzone entstand viel Granat und Diopsid, daneben eine makroskopisch dunkelgrüne und eine braunschwarze Hornblende. Infolge der schlierigen Anordnung der Komponenten sind die Resultate eines Dünnschliffes dieser im Handstück ungewöhnlich farbenfrohen Gesteine nur für eine engbegrenzte Partie massgebend. Der Mineralbestand soll deshalb für jeden Schliff gesondert angeführt werden:

- Y1 HG: Anorthit, Diopsid-Hornblende-Aktinolith, Quarz, Granat  
 NG: Titanit, Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Magnetkies  
 UG: Calcit, Biotit-Chlorit, Graphit
- Y2 HG: Anorthit, Quarz, Diopsid-Hornblende, Granat, Calcit  
 NG: Klinozoisit, Magnetkies, Zirkon  
 UG: Turmalin
- Y3 HG: Anorthit, Granat, Diopsid-Aktinolith, Calcit  
 NG: Klinozoisit, Titanit, Apatit, Zirkon, Magnetkies  
 UG: Graphit, Chlorit, Rutil

Einzelne Lagen bestehen hauptsächlich aus Anorthit, aus Granat-Calcit-Quarz oder Diopsid-Granat. Von den oben genannten Gemengteilen sind drei durch ihre Ausbildung oder ihre gegenseitigen Beziehungen bemerkenswert:

**Anorthit.** Er bildet grosse Individuen, fast immer Zwillingsstöcke nach dem Periklingesetz, und ist von andern Komponenten siebartig durchlöchert.

Spaltbarkeit nach (010) und (001) stets gut ausgeprägt. Ein Individuum zeigte neben polysynthetischer Lamellierung nach dem Periklingesetz und den beiden Spaltbarkeiten Einlagerungen feinsten Zwillingslamellen nach (021).

Zoisit tritt gewöhnlich nur accessorisch in rundlichen Körnern im Anorthit auf. Seltener scharfe Kristalle oder gar gute Zwillinge. Ein solcher Kristall zeigte AE // Längsrichtung,  $v \gg \rho$ ,  $2V$  klein, war also  $\alpha$ -Zoisit.

Hornblende kommt in zwei verschiedenen Formen vor:

- a) makr. braunschwarz, meist selbständig und dann mehrere Centimeter lange Stengel bildend. Pleochroismus:  
 $n_\alpha$  farblos  
 $n_\beta$  gelbgrün-braungrün Absorption  $n_\gamma \sim n_\beta \gg n_\alpha$   
 $n_\gamma$  grünbraun Flächen: (110) und (010)
- b) makr. graugrün, seltener selbständig, fast nur mit Diopsid innig verwachsen. Pleochroismus:  
 $n_\alpha$  farblos  
 $n_\beta$  gelblich-bräunlichgrün  
 $n_\gamma$  bläulichgrün

Die braune Varietät kommt in den umgewandelten Pegmatitapophysen vor, ist aber vielfach in ein wirres Aggregat u. d. M. gelblicher Chloritschuppen umgewandelt, die grüne bevorzugt mehrheitlich sedimentäre Partien.

Im übrigen sei auf die Abschnitte über Kalksilikatgneise („Castione nero“) und die exomorphen Kontakte der Injektionsadern in Castione verwiesen.

### 5. Die Pegmatitkontakte am Motto d'Arbino

In den Trümmern des am 28. September 1928 niedergegangenen Bergsturzes am Motto d'Arbino finden sich zahlreiche Pegmatite. Ihre Mächtigkeit betrug, der bedeutenden Grösse der Blöcke nach zu urteilen, wohl häufig viele Meter.

Diese Pegmatite besitzen folgenden Mineralbestand:

HG: Mikroklin, Oligoklas, Quarz,

NG: Turmalin, Granat, Biotit, Muskowit, Apatit, Zirkon,

UG: Magnetkies, Beryll, Calcit, Disthen?

Der Mikroklin ist oft perthitisch. Die Perthitschnüre sind häufig erweitert und ihr Plagioklas nach dem Albitgesetz verzwillingt. Von den dunkeln Gemengteilen überwiegen Turmalin und Granat. Die Granate, der Farbe nach vermutlich Spessartin<sup>7)</sup>, bleiben meist klein.

<sup>7)</sup> Sie konnten wegen momentanen Mangels an geeignetem Material nicht mehr rechtzeitig untersucht werden. Dafür wurde vom Granat des mit diesem Pegmatit vollständig übereinstimmenden Pegmatites von Schloss Schwyz durch Herrn Prof. Dr. BURRI nach der Prismenmethode bestimmt und eine qualitative Manganprobe ausgeführt. Herrn Prof. Dr. BURRI sei hierfür herzlichst gedankt.  $n = 1,803$ . Die Manganprobe fiel sehr stark positiv aus. Es handelt sich also zweifellos um Spessartin.

Die glänzend schwarzen Turmalinkristalle dagegen erreichen Daumesgrösse. Beryll ist in einzelnen dieser Pegmatite häufiger Übergemengteil. Biotitreiche Pegmatite dagegen scheinen auf gewisse, an Amphiboliten und Peridotiten reiche Zonen beschränkt zu sein (Monti di Visnago, Bellinzona).

Im Marmorzug von Schloss Schwyz durchquert ein solcher Turmalin-Granat-Pegmatit eine Wechsellagerung von wenige Centimeter mächtigen Kalksilikatquarziten mit feinkörnigen Biotitgneisen. Ein Dünnschliff durch den randlich fast aplitartig-kleinkörnig entwickelten Pegmatit enthält einen nur einige Millimeter grossen Einschluss dieses Biotitgneises. Weder Pegmatit noch Einschluss zeigt gegen die Grenze eine Veränderung. Nur unmittelbar um den Rand zieht sich ein Kranz kleinerer Feldspatkörner. Der Mineralbestand des einheitlichen Einschlusses (Taf. 3, Abb. 3) lautet:

HG: Sillimanit, Biotit, Muskowit, Plagiklas, Quarz (spärlich),

UG: Magnetkies, Granat.

Sillimanit ist ausserordentlich schön entwickelt, teils nadelig, teils grobkörnig. In diesem Fall lässt er die Spaltbarkeit nach (010) und die derselben parallele Achsenebene ausgezeichnet erkennen.  $2V_{\gamma} = \text{ca. } 26^{\circ}$ . Er ist mit Biotit und Muskowit eng verwachsen und scheint sie zu verdrängen. Der Einschluss zeigt makroskopisch denn auch die von STRECKEISEN von solchen Aggregaten erwähnte lichtgrau-silberweisse Farbe und seidigen Glanz. Im Gegensatz zu dem vom genannten Autor beschriebenen Sillimanit in Gesteinen der Flüelagruppe (155, pag. 123—29) kann dessen Entstehung hier nicht auf Stress zurückgeführt, sondern muss der magmatischen Beeinflussung zugeschrieben werden. Die prachtvolle Ausbildung deutet in diesem Falle m. E. auf eine relativ hohe Temperatur des Pegmatites.

Die andern Gemengteile des Einschlusses zeigen normale Ausbildung.

Gegen den Kontakt mit dem Marmor treten im Pegmatit die üblichen Veränderungen auf. Der maximale Anorthitgehalt des Pegmatitplagioklases beträgt 35 %. Das Quarzband ist 3—6 mm breit und enthält ganz vereinzelt kleine Anorthite.

Der Kontaktsaum besteht vornehmlich aus einem granoblastischen Aggregat grober Skapolithkörner. Seine Breite beträgt 5—7 mm. Stellenweise schiebt sich zwischen Quarzband und Skapolithsaum ein bis 1 mm starkes Bändchen von kleinen Anorthitkörnern. Auch im Skapolithsaum sind Relikte von solchen ziemlich zahlreich. Zonarstruktur derselben ist häufig: Kern stets Anorthit An 90—100; in der Hülle sinkt der Anorthitgehalt auf 60—70 %. Diopsid, makroskopisch dunkelgrün, im Dünnschliff farblos-lichtgrau, ist in bis 1 mm

grossen Körnern häufig, vielfach mit einer nahezu farblosen aktinolithischen Hornblende verwachsen. Titanit reichlich in kleinen rhomboiden Körnern. Quarz nur vereinzelt. Da und dort bildet er auf der Marmorseite kleinere Linsen. Der Übergang Kontaktsaum/Marmor vollzieht sich allmählich (4—5 mm vom ersten Auftreten des Calcites an gerechnet), wobei die Korngrösse von Skapolith und Diopsid abnimmt.

Der Marmor ist durchaus silikatarm. Neben dem weit vorwaltenden Calcit führt er Skapolith, Diopsid-Hornblende, Quarz, Titanit, Biotit, Magnetkies und Graphit in kleineren Körnern resp. Blättchen. Die Struktur ist grob granoblastisch, die Textur ziemlich massig.

#### 6. Der Pegmatitkontakt in der obern Val Cru

Die Val Cru, ein steiles Tobel auf der Südseite der Mesolcina, ungefähr in der Mitte zwischen Arbedo und Roveredo, teilt sich bei ca. 800 m Höhe in zwei Arme. Die Nordwand des östlichen besteht aus Amphiboliten, Marmoren und Kalksilikatquarziten, die in mehr oder weniger dicken Bänken vielfach wechsellagern. Durch diese Schichten stösst ein grosser Turmalin-Granat-Pegmatit empor, der stark zertrümmert ist. Pegmatit und Kontakte sind denen am Arbino sehr ähnlich. Da die Amphibolite, ohne Zweifel älter als der Pegmatit, ähnliche Kontakterscheinungen aufweisen wie dieser, ist es oft schwer, bestimmte Kontaktbildungen mit Sicherheit dem einen oder andern zuzuweisen. Nur solche, bei denen dies eindeutig möglich war, wurden hier berücksichtigt. Dagegen lassen sich Kontakte des Pegmatites mit einem Kalksilikatquarzit und mit einem silikatarmen Marmor gut vergleichen.

Der Pegmatit besitzt den üblichen Mineralbestand:

HG: Quarz, Mikroklin, Plagioklas,

NG: Granat, Turmalin, Muskowit, Apatit, Zirkon,

UG: Orthit, Calcit.

Art und Ausbildung der Gemengteile weisen keine Besonderheiten auf. Die Struktur, ursprünglich offenbar pegmatitisch, ist heute durch Kataklyse stark verwischt: die lappige Verzahnung der Quarze ist zu einem Mörtelkranz zerrieben. Häufig schwimmen die Feldspäte wie in einem Griesbrei von Quarz. Der Calcit dürfte nachträglich hineingeraten sein.

Gegen den Kontakt mit dem Kalksilikatquarzit ist die Veränderung des Pegmatites wenig ausgesprochen. Vor dem Kontakt selbst liegt zwar auch hier ein Plagioklasband. Es ist aber

recht schmal. Die letzten Kalifeldspäte liegen nur 5 mm von der Grenze entfernt. Der Pegmatitplagioklas besitzt wie üblich einen maximalen Anorthitgehalt von ca. 40 %. Da und dort ist dieses Plagioklasband recht quarzarm und feinkörnig. Ein geschlossenes Quarzband fehlt. Infolge der Kataklyse ist die ursprünglich anscheinend scharfe Grenze gegen den Quarzit undeutlich geworden. Die gleichen geringfügigen Änderungen weist der Pegmatit gegen eine, den Amphibolitkontakten angehörende Skapolith-Diopsid-Partie auf.

Der Kalksilikatquarzit wird gebildet aus den:

HG: Quarz, Diopsid-Hornblende, Granat, Anorthit, Skapolith,

NG: Titanit, Turmalin, Zirkon,

UG: Epidot, Muskowit, Calcit, Biotit.

Die Struktur ist granoblastisch-hornfelsartig mit starken Spuren mechanischer Beanspruchung. Der Plagioklas enthält 85—90 % Anorthit. Bemerkenswert ist die intensiv grüne Hornblende, die überall den Diopsid verdrängt.

Der Kontakt gegen den Marmor ist mit dem vom Arbino identisch. Ebenso der Marmor selbst. Der Skapolithsaum ist beidseitig sehr scharf abgegrenzt. Seine Breite beträgt 1—3 mm, die des Quarzbandes über 3,5 mm. (Fig. 3.)

#### *Zusammenfassung und Diskussion*

Die für die vorstehend beschriebenen Pegmatitkontakte allgemein gültigen Tatsachen und die Vorgänge, welche zu ihrer Bildung geführt haben, lassen sich etwa wie folgt zusammenfassen:

Schon bei der Feldarbeit fällt die geringe Breite der Kontakte (stets unter 10 mm) auf, besonders da, wo der Pegmatitgang selbst mehrere Meter mächtig ist. Der Marmor zeigt auch in nächster Nähe des Pegmatites nirgend eindeutigen Spuren einer Beeinflussung (Stoffzufuhr oder Kornvergrößerung). Die durch den Pegmatit hervorgerufenen Umwandlungen sind fast ausschliesslich endomorpher Natur. Exomorphe Kontakterscheinungen grösseren Ausmasses zeigen sich nur da, wo bereits beim Eindringen eine intensive Durchmischung von kalkigem Sediment und pegmatitischen Lösungen stattgefunden hatte (Schloss Schwyz).

Typische Kontaktminerale fehlen. Die Mineralien des Kontaktsaumes treten bereits im Pegmatit oder (und) im Silikatmarmor auf. Nur ihr Mengenverhältnis ist verschieden. Die hauptsächlichsten Komponenten des Kontaktsaumes sind: Skapolith, Anorthit, Diopsid, Quarz, Apatit und Titanit. Typisch ist die lagenweise Anordnung und

die oft scharfe Abgrenzung der einzelnen Lagen gegeneinander. Für Gruppe II und III kann allgemein folgendes Schema aufgestellt werden:

Es bedeuten: relative Stoffwanderungen bzw. Stoffverschiebungen  
 .....→ vor und während Bildung der festen Kontakthaut, aber nach Eindringen des Pegmatites  
 —————→ solche während und nach Bildung der Kontakthaut.

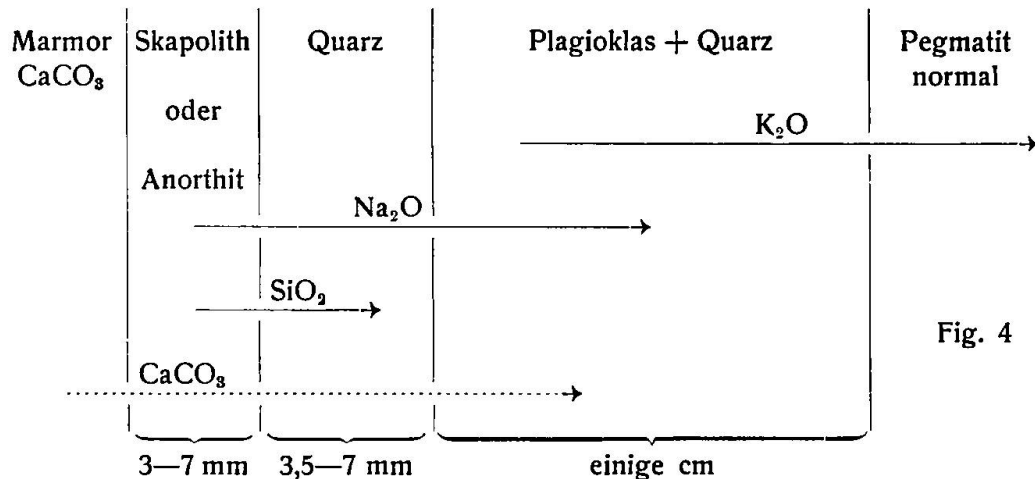
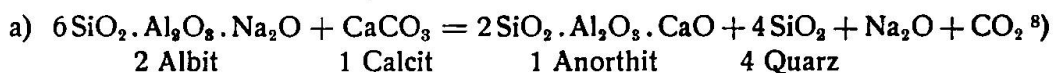


Fig. 4

Es ist anzunehmen, dass bei der Intrusion der ganze Pegmatitgang dieselbe normale Zusammensetzung besass (Kalifeldspat, Albit-Oligoklas, Quarz, Accessorien). Die Kristallisation muss, mindestens randlich, recht rasch erfolgt sein; denn Plagioklas und Kalifeldspat lagen bei der Umwandlung bereits in fester Form vor. Von der pegmatitischen Restlösung wurde der Kalk am Rande aufgelöst und wanderte gegen das Innere des Pegmatites. Mit dem Albit desselben fand sofort folgende Reaktion statt:



Hierauf folgte:



Der Anorthit resp. Skapolith hat anscheinend sofort eine feste Haut auf dem Marmor gebildet, die den letztern vor weiterem Angriff der Pegmatitlösung schützte. Die 4 Mole Quarz wanderten gegen das Pegmatitinnere, mussten aber sogleich auskristallisieren (Quarzband), da der Pegmatit an SiO<sub>2</sub> bereits gesättigt war. Es finden also hier im Grossen dieselben Vorgänge statt wie bei der Myrmekit-

<sup>8)</sup> Die Formeln der Mineralien werden in dieser Arbeit der Übersichtlichkeit halber in Oxydform geschrieben.

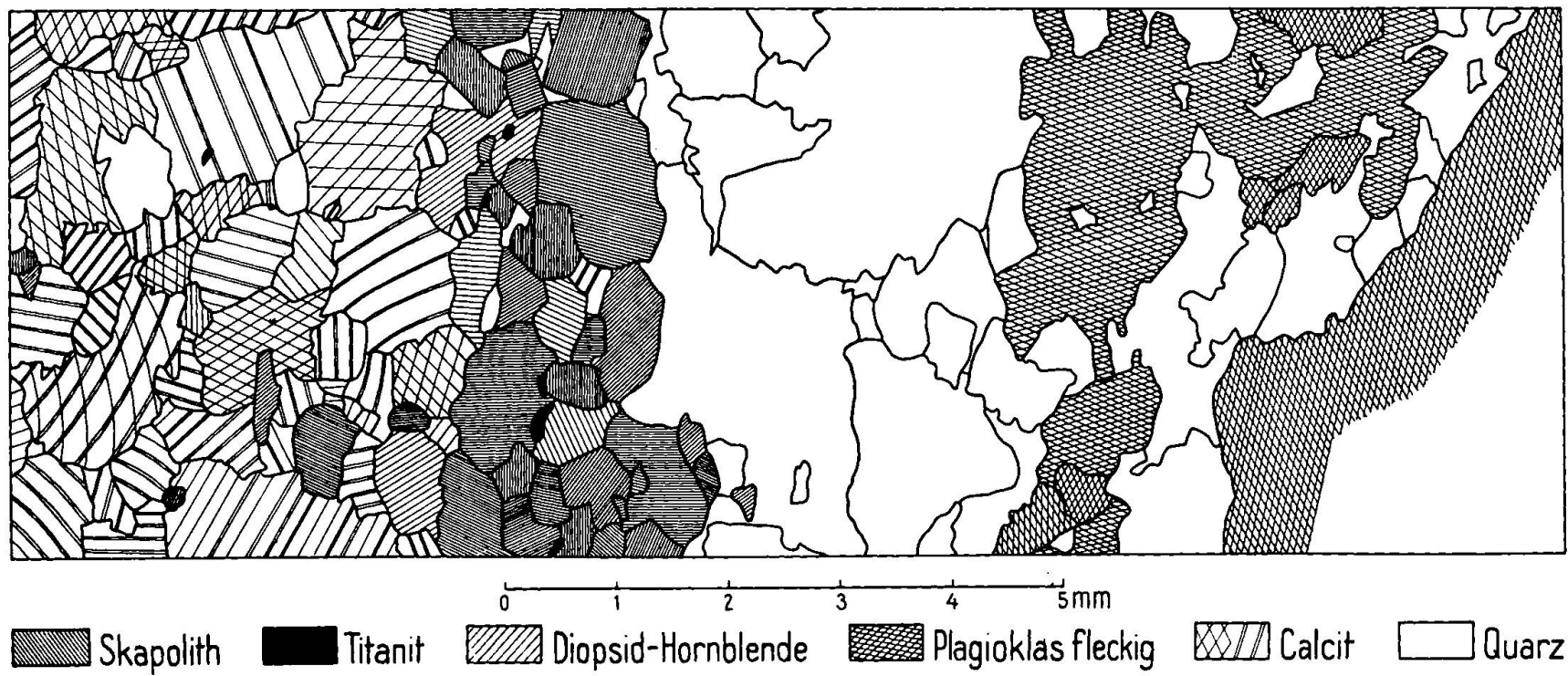
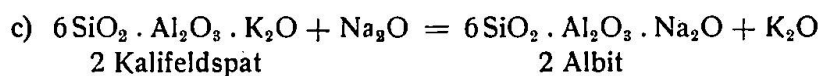


Fig. 3. Pegmatitkontakt Val Cru

bildung im Kleinen. Es wäre möglich, dass mit einem Teil dieses Quarzes die Entdolomitisierung des Marmors, falls sie noch nicht vollständig war, zu Ende geführt und dabei Diopsid gebildet wurde. Die Menge desselben ist aber im Kontaktsaum nur wenig höher als im Marmor. Die etwas grösseren Diopside des erstern dürften deshalb ihre heutige Ausbildung eher einer schwachen Sammelkristallisation verdanken. Die grosse Menge freien Quarzes spricht ebenfalls dafür, besonders in einem Fall, wo er sich, ohne irgendwie zu reagieren, auch auf der Marmorseite des Kontaktsaums angesiedelt hat. Phlogopit und Grammatit im Pegmatitkontakt von Ascona sind dagegen ohne Zweifel Produkte einer Entdolomitisierung des Marmors resp. dolomitischen Kalkes, denen der Pegmatit das nötige  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  lieferte. Vom Pegmatit zugeführte, z. T. recht erhebliche Mengen von  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{TiO}_2$  bildeten mit dem CaO Apatit und Titanit.

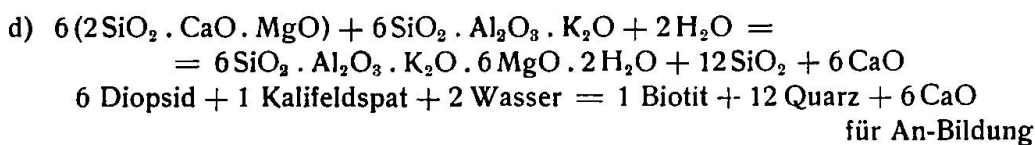
Das gelöste  $\text{CaCO}_3$ , das nicht für den Anorthit resp. Skapolith des Kontaktsaumes verbraucht worden war, wanderte ins Innere. Es traf auf die sauren Plagioklase des normalen Pegmatites und wurde von ihnen aufgenommen, wobei sie zuerst fleckig wurden und teilweise hierauf völlig neu auskristallisierten. Stark fleckige Individuen und scharfe Neukristallisationen zeigen keinen wesentlichen Unterschied in der Zusammensetzung. Merkwürdigerweise wird dabei ein maximaler Anorthitgehalt von 40—45 % in keinem der untersuchten Vorkommen überschritten. Auf diese Erscheinung hat bei schwedischen Granitkontakten bereits v. ECKERMANN (43) aufmerksam gemacht. Nach Gleichung a) wird bei der Anorthitisierung des Albites  $\text{Na}_2\text{O}$  frei, das ebenfalls gegen das Innere des Pegmatites wanderte. Dort reagierte es mit dem bereits auskristallisierten Kalifeldspat:



Reaktion c) und a) gingen hier gleichzeitig resp. unmittelbar aufeinanderfolgend vor sich. Dadurch wurde randlich die Konzentration der Lösung an Plagioklas bedeutend erhöht und der innerhalb des Quarzbandes sich bildende Plagioklasgürtel erreichte eine Breite von mehreren Centimetern (gegenüber einer solchen des Kontaktsaumes von einigen Millimetern). Myrmekite mit geringem Quarzgehalt zeigen, dass der Kalifeldspat bei dieser Umwandlung bereits fest war und dass die Verdrängung primär durch relativ sauren Plagioklas erfolgte. Aus dem Auftreten albitreicher Hüllen um intermediäre Plagioklaskerne auch in diesen Randgebieten darf geschlossen werden, dass durch die Anorthitisierung der bereits kristallisierten Plagio-

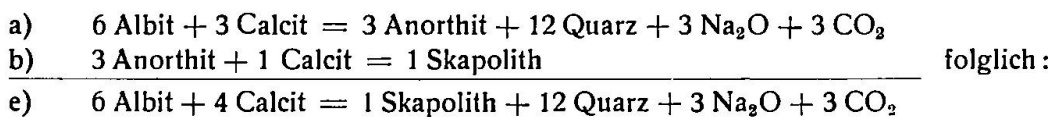
klase der Albitreichtum der Pegmatitrestlösung gesteigert wurde. Bei diesem Ersatz des Kalifeldspates durch Plagioklas wurde der erste vermutlich nur z. T. nach Gleichung c) und a) wirklich verdrängt, z. T. aber in die Plagioklaskristalle aufgenommen (Ascona). Er bedingt vielleicht deren Abweichungen vom normalen optischen Verhalten. Ein geringer Rest blieb, bald in Form unregelmässiger Fetzen, bald als gesetzmässig geordnete, geradlinig begrenzte kleine Einlagerungen im Plagioklas erhalten (Arbino, Traversagna).

Der Pegmatitkontakt von Schloss Schwyz führt reichlich Biotit. Seine Entstehung im Kontakt kann schematisch wie folgt formuliert werden:



Die Reaktion erhöht den Quarzreichtum, was mit den beobachteten Tatsachen gut übereinstimmt. Der Biotit liegt ganz auf der dem Pegmatitinnern zugekehrten Seite des Kontaktsaumes. In geringer Entfernung finden sich noch Kalifeldspäte. Der Pegmatit selbst führt nur randlich in Schmitzen wenig Biotit und der Silikatmarmor gar keinen. Das ganze Auftreten kennzeichnet ihn als Neubildung am Kontakt. In analoger Weise tritt auch am Pegmatit in der Val Cru etwas Biotit auf.

Um die Wahrscheinlichkeit der vorstehend postulierten Umwandlungen weiter zu prüfen, wurden die Volumenverhältnisse von Anorthit resp. Skapolith und Quarz mit Hilfe der Gleichungen a) und b) und des Molekularvolumens berechnet und mit den beobachteten verglichen. Es ergeben:



Das Molekularvolumen beträgt für

Anorthit	100	cm <sup>3</sup>
Skapolith	334	cm <sup>3</sup>
Quarz	22,6	cm <sup>3</sup>

Bei Anorthit als Kontaktmineral beträgt das Verhältnis

1 Mol Anorthit : 4 Mole Quarz

bei Skapolith

1 Mol Skapolith : 12 Mole Quarz

Die entsprechenden Volumina verhalten sich demnach wie

$$100 \text{ cm}^3 : 90,4 \text{ cm}^3$$

$$334 \text{ cm}^3 : 271 \text{ cm}^3$$

Das berechnete Volumenverhältnis Anorthit resp. Skapolith: Quarz ist also 10: 9 bis 10: 8.

Nun bilden Anorthit resp. Skapolith und Quarz dünne Belegungen auf der Grenzfläche Pegmatit/Marmor. Da die Fläche dieselbe ist, drückt sich eine Verschiedenheit im Volumen in der Dicke der Schicht aus. Die Messungen ergaben:

Skapolithsaum (1) 3—7 mm, Quarzband 3,5—7 mm. Verhältnis 1: 1 bis 1: 2. Wenn man berücksichtigt, dass der Pegmatit a priori namhafte Mengen von Quarz enthielt, und dass die (quarzliefernde) Anorthitisierung des Albites auch innerhalb des Quarzbandes in recht bedeutendem Masse vor sich ging, so darf die Übereinstimmung von Rechnung und Messung als gut bezeichnet werden.

Die drei Gruppen von Pegmatitkontakten wurden der Übersichtlichkeit halber tabellarisch zusammengestellt. Aus der Tabelle (folgende Seite) ergibt sich:

Gruppe II und III sind sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich nur dadurch, dass III als Hauptmineral des Kontaktes Skapolith, II Anorthit und daneben noch etwas Klinozoisit führt. Da einerseits die chemische Zusammensetzung der Pegmatite sehr gleichförmig ist, andererseits alle von den Pegmatiten durchstossenen Silikatmarmore sowohl Anorthit als Skapolith aufweisen, dürfte der Grund für die Verschiedenheit des Kontaktsaumes ausschliesslich in den Druck- und Temperaturbedingungen der intrudierenden Pegmatite liegen. Gruppe III wies wahrscheinlich höhere Temperaturen auf. Darauf deutet das alleinige Vorkommen von Sillimanit bei Tonerdeüberschuss und die prächtige Ausbildung desselben in den Gneiseinschlüssen im Pegmatit vom Arbino. Dagegen weist das ziemlich reichliche Auftreten von Klinozoisit resp. Zoisit in II (Schwyz) eher nach tieferen Temperaturen hin. Beide Gruppen gehören zum Grenzgebiet zwischen Kata- und Mesozone.

Gruppe I (Ascona) führt als Hauptminerale im Kontakt intermediären Plagioklas (An 35—40), Phlogopit-Chlorit, Grammatit und Diopsid. Von den mehr oder weniger katazonalen Hauptmineralien Skapolith, Anorthit und Diopsid der Gruppen II und III ist hier nur noch der über ein recht weites Temperaturgebiet beständige Diopsid spärlich anzutreffen. Die Temperatur dieses Kontaktes war also von Anfang an niedriger. Während aber bei II und III die Gesteinsbil-

Tabelle II

	III Arbino - Val Cru	II La Motta - Schwyz - Traversagna	I Ascona
Ursprüngl. Pegmatit	HG: Mi, Pl, Qz NG: Tu, Gr, Bi, Mu, Ap, Zr UG: Mk, Be  Mi perthitisch. Schiefereneinschluß: Sillimanit	HG: Mi, Pl, Qz NG: Gr, Tu, Bi, Mu, Ap, Zr  Mi z. T. perthitisch Pl = An 15/20-20/25	HG: Mi, Pl, Qz NG: Mu, Bi, Ap, Zr UG: Mk, Py, Karpholith?  Mi z. T. perthitisch. Pl = An 5-15. Mikropegmatite. Beginnende Vergrößerung
Randnahe Zone	Pl, Qz Pl = An 40-45, große Zw.-Stöcke. Fleckig. Qz zunehmend	Pl, Qz Pl = An 35-45. Große Zw.-Stöcke, fleckig. Qz stark zunehmend.	Pl, Ap, Qz; Ti, Klz, Ca Pl = An 20-35, fleckig. Am KS Pl groß, scharfe Zw. An 35-40. Qz nimmt stark ab
Quarzband	Geschlossen, 3-6 mm, grob. Direkt innen am KS	Oft lückenhaft, 2,5-7 mm, grob. Wenn weiter innen, Sprung in Pl-Zusetzung außerhalb	fehlt
Kontakt-saum	Sk, Di, Relikte von An; Qz, Ti, Ap  Geschlossen, 5-7 mm, grob, granoblastisch	An, Di, Qz; Ti, Ap, Zr, Ep-Or, Klz, Mk, Py  Lückenhaft, grob granobl.	Phl-Chl, Ca, Pl, Gm; Ti, Ap, Qz, Zr  Fein lepidobl. oder mikrodiabl. Fehlt teilweise ganz
Exomorphe Kontakte	fehlen	Schwyz: HG: An, Di-Ho, Gr, Qz, Ca NG: Ti, Klz, Ap, Zr, Mk UG: Gp, Bi (Chl-Ru) Tu Sehr grobe Hornfelse	Kleine Nester von: a) Ca, Phl, feinkörnig b) Di, Gm, Mi, Pl $\pm$ Ca, mittelkörnig  Imprägnation des Nebengesteins mit FeS u. FeS <sub>2</sub>

## Abkürzungen zu den Tabellen:

Akt	Aktinolith	Ho	Hornblende	Py	Pyrit
An	Anorthit	Ilm	Ilmenit	Qz	Quarz
Ap	Apatit	Kf	Kalifeldspat	Ru	Rutil
Be	Beryll	Klz	Klinozoisit	Sil	Sillimanit
Bi	Biotit	Lau	Laumontit	Sk	Skapolith
Ca	Calcit	Mi	Mikroklin	Ti	Titanit
Chl	Chlorit	Mk	Magnetkies	Tu	Turmalin
Di	Diopsid	Mt	Magnetit	Z	Zoisit
Disth	Disthen	Mu	Muskowit	Zr	Zirkon
Dum	Dumortierit	Or	Orthit		
Gm	Grammatit	Phl	Phlogopit	KS	Kontakt-saum
Gp	Graphit	Pl	Plagioklas	Zw.	Zwillinge
Gr	Granat	Pre	Prehnit		resp. Zwillings-

derung mit der Erstarrung des Pegmatites und der Bildung der beschriebenen Kontakte beendet war, schloss sich hier der silikatischen Hauptphase eine sulfidische Nachphase an. Dieser ist auch die Chloritisierung des Phlogopites und die Zeolithisierung des Plagioklases zuzuschreiben. Sie gehört noch tieferen Temperaturen an. In diesem Zusammenhang scheint es erwähnenswert, dass der Pegmatit von Ascona am Rand der grossen Injektionszone von Bellinzona liegt.

Typisch katazonale Mineralgesellschaften mit Wollastonit, Vesuvian und Granat, wie sie von GOLDSCHMIDT, v. ECKERMANN, LAITAKARI und Anderen aus den klassischen skandinavischen Kontaktgebieten beschrieben worden sind, fehlen auch bei uns nicht vollständig. Sie spielen aber nur eine sehr untergeordnete Rolle und beschränken sich auf zwei Vorkommen: die Kalksilikatlinse von Claro und die Pegmatitkontakte im Ceneritunnel. Von den Marmorkontakten am Bergeller Massiv wird zwar durchwegs Wollastonit angegeben. Mindestens ein Teil dieser Angaben beruht aber auf Verwechslung von Wollastonit mit Grammatit. Das Vorkommen von Claro, fast auf der Sohle des Tessintales gelegen, stellt eine nur über wenige Meter ausgedehnte Linse eines ursprünglich sandig-mergeligen Kalkes dar. Sie wurde von einem mächtigen Pegmatitgang durchbrochen und dadurch einer rein thermischen Kontaktmetamorphose unterworfen. Die Pegmatitkontakte, die 1931/32 durch den Bau des neuen Ceneritunnels der Gotthardbahn vorübergehend aufgeschlossen wurden, liegen südlich der insubrischen Linie in einem Gebiet, das zwar hercynisch intensiv metamorphosiert, von der jungen alpinen Metamorphose aber wenig beeinflusst wurde. Da diese Pegmatite deutliche Spuren einer Überarbeitung zeigen, liegt die Vermutung nahe, dass sie nicht der jungalpinen, sondern einer alten hercynischen Injektion angehören. Sie werden deshalb nicht in die Diskussion einbezogen.

Der Vergleich mit den erwähnten katazonalen Kontakten Skandinaviens liefert auch die Erklärung für ihr fast vollständiges Fehlen in der Tessiner Wurzelzone. v. ECKERMANN hat gezeigt, dass dort die Kontakte grosser Granitmassen wirklich katazonal sind, auch noch solche von Pegmatitgängen in unmittelbarer Nähe dieser Intrusivkörper (42, 43). Pegmatite in grösserer Entfernung davon zeigen jedoch auch dort ähnliche Kontaktbildungen wie die hier beschriebenen. Es ist deshalb anzunehmen, dass die meisten Pegmatite in der Umgebung von Bellinzona ziemlich weit (schätzungsweise einige hundert Meter) vom Intrusionsherd entfernt sind. Die geologische Detailaufnahme führte auf anderem Wege zum selben Resultat.

b) Die Injektion in Castione

Das Injektionsgebiet von Castione ist durch vier Steinbrüche ausgezeichnet aufgeschlossen. Ohne dieselben wäre die prachtvolle Injektionsmetamorphose dieser kalkigen Sedimente wohl kaum entdeckt worden. Infolge des Steinbruchbetriebes ist es aber nur selten und dann nur kurze Zeit möglich, einen Gang in weiter Ausdehnung

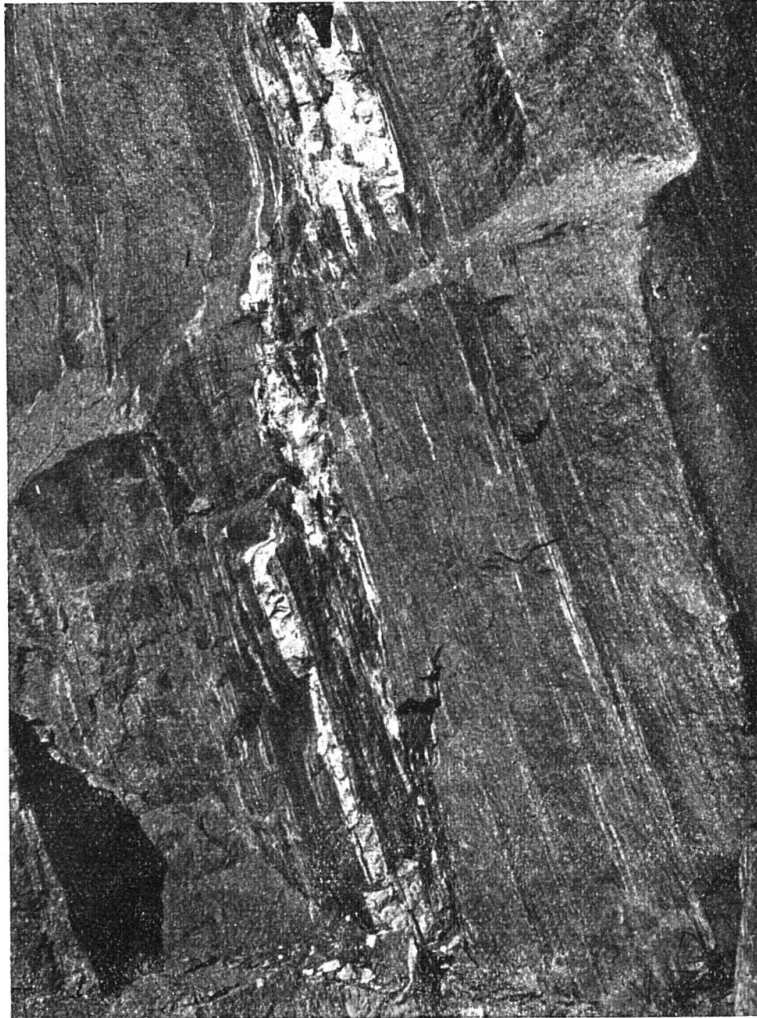


Fig. 5. Injektion im „Castione nero“. Bruch Antonini Süd. Ca. 1:20.

im Anstehenden zu studieren. Man muss sich gewöhnlich darauf beschränken, Bruchstücke davon in losen Blöcken zu untersuchen.

Die stärksten Kontakterscheinungen weisen die beiden mittleren Brüche (der Firmen Michele Antonini und La Strada S. A.) auf. Die Durchaderung der kalkig-sandig-mergeligen, stellenweise auch rein tonigen Paragesteine ist hier eine sehr intensive. Im Bruch Ambrosini im Norden wie im Marmorbruch Antonini im Süden macht sich be-

reits ein Ausklingen der Injektion bemerkbar. Man kann bei diesen Gängen und Adern im allgemeinen deutlich zwei Extreme auseinanderhalten:

1. Die eigentlich pegmatitischen, relativ quarzarmen Gänge,
2. ± reine Quarzgänge.

Es sind weit überwiegend pegmatitisch-pneumatolytische Bildungen, bei denen die endomorphen Umwandlungen dominieren. Die, mehr oder weniger scharf lokalisierten, exomorphen Kontakte werden beim Kalksilikatgneis „Castione nero“ besprochen, da sie stofflich und genetisch damit eng zusammenhängen. Eine hydrothermale Phase ist in schöner Ausbildung vorhanden, quantitativ jedoch von untergeordneter Bedeutung.

### *1. Die pegmatitisch-pneumatolytische Phase in den mittleren Brüchen*

#### a) Die Pegmatitgänge

haben eine weitgehende endomorphe Kontaktmetamorphose erlitten. Nur mächtigere Partien (höchstens etwa  $\frac{1}{2}$  m) besitzen einen, aber auch nur relativ, ursprünglichen Charakter<sup>9)</sup>. Der schönste Gang dieser Art stand in der Nähe des grossen Blockes im mittleren Teil des Antoninibruches an. Er setzte sich zusammen aus:

HG: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Turmalin,  
 NG: Muskowit, Biotit, Zirkon, Klinozoisit,  
 UG: Disthen, Dumortierit, Calcit, Titanit, Rutil, Ilmenit,  
 Pyrit.

Der Kalifeldspat zeigt fast stets Phantomgitterung, ist also Mikroklin. Perthitstruktur fehlt, ebenso meistens eine deutliche Spaltbarkeit. Infolgedessen ist auch eine sichere Bestimmung mit Hilfe der Auslöschungsschiefe ausgeschlossen. Vereinzelt, einheitlich auslöschende Individuen mit guter Spaltbarkeit erwiesen sich auf dem Drehtisch als orthoklasartig.  $2V_{\alpha} = 58-64^{\circ}$ .

Der Plagioklas, Bytownit-Anorthit An 85—100, ist meist deutlich nach dem Periklin-, oft auch nach dem Albitgesetz lamellar verzwilligt. Beide Feldspäte sind innig miteinander verwachsen. Bald liegen grosse Schwärme vollständig parallel orientierter Anorthitsetzen in einem grossen Mikroklinindividuum, bald umgekehrt. Die gegenseitige Orientierung von Kalifeldspat und Anorthit ist dann meist gesetzmässig. (010) und [001] der beiden Individuen liegen parallel, was nach den Angaben in ROSENBUSCH-MÜGGE pag. 671 schon länger vermutet worden war. Zur Kontrolle wurde nun nach den Angaben von REINHARD (126) und MÜGGE (133) für Anorthit An 97 und Orthoklas eine entsprechende Projektion auf (001) der beiden Individuen entworfen, die mit den auf die gemeinsame Spaltfläche ((001) des Anorthites) projizierten Mess-

<sup>9)</sup> Wirklich ursprünglich ist der pag. 48/50 erwähnte Gang, der aber ausserhalb des engeren Injektionsgebietes liegt.

resultaten recht gut übereinstimmte. Zweifellos liegt in dieser Verwachsung eine Verdrängung des einen Feldspates durch den anderen vor, deren Richtung aber aus dem Gefüge dieser Partien allein nicht bestimmt werden kann.

Muskowit bildet mehrere  $\text{cm}^2$  grosse, dicke Tafeln, die bereits makroskopisch fein parkettiert erscheinen. U. d. M. erweisen sie sich als vollständig zu einem Schwarm kleiner, rundlich begrenzter Muskowitblättchen aufgelöst, die durch ihre gleiche Orientierung den Umriss der grossen Individuen noch erkennen lassen.

Biotit tritt meist nur randlich auf und ist regelmässig bis auf geringe Reste chloritisiert.

Turmalin ist in einzelnen Pegmatitadern  $\pm$  Hauptgemengteil und bildet dann Kristalle von Bleistiftdicke bis herab zu mikroskopischer Kleinheit.

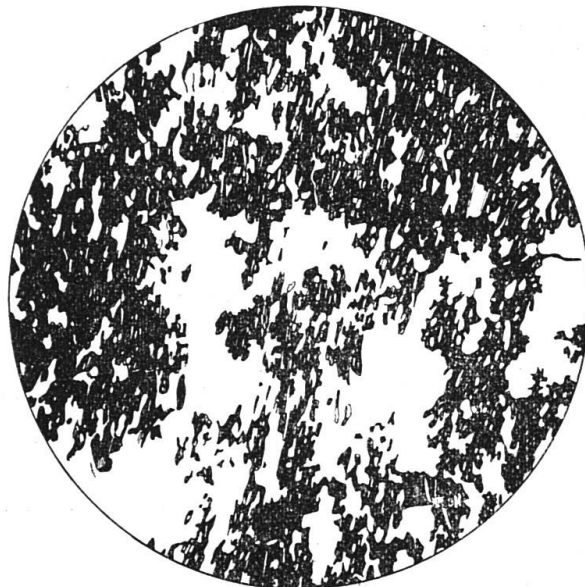


Fig. 6. Verdrängung von Kalifeldspat (weiss) durch Anorthit (schwarz) im „ursprünglichen Pegmatit“ M 19b Castione Nicols gekreuzt. Vergrösserung  $11\times$ . Nach Photographie

Makr. tiefschwarz, opak, selten dunkelbraun und  $\pm$  durchsichtig, zeigt er u. d. M. einen intensiven Pleochroismus:

$n_e$  farblos-gelblicholiv

$n_\omega$  gelblicholiv-schwarzoliv, selten blau.

Zonarstruktur mit hellerem Kern und sehr dunkler Hülle sowie streifenweise Farbverteilung parallel  $c$  sind die Regel. Die Brechungsexponenten betragen:

$n_\omega = 1,658$

$n_e = 1,634$  Doppelbrechung 0,024.

Es ist also, wie zu erwarten war, ein Eisenturmalin. In Quarz oder Feldspat isoliert liegende Individuen stets eigengestaltig, in Aggregaten nur rundliche Körner. Folgende Formen konnten gemessen werden:

$\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ . Daneben ist  $\{01\bar{1}2\}$  als gerade Abstumpfung von  $\{10\bar{1}1\}$  andeutungsweise vorhanden, ferner  $\{0001\}$ . An Gneiskontakten reichert sich Turmalin sehr an, indem die direkt am Kontakt liegenden Gneis-

partien damit stark infiltriert und z. T. sogar durch feinkörnige Turmalinaggregate vollständig ersetzt werden. Von Pegmatiten aus ist Turmalin substanz auch auf Klüften im Gneis und „Castione nero“ eingewandert.

Der Disthen bildet bis 1,5 cm lange Individuen von meist lappiger Begrenzung. Blaue Farbe stellenweise intensiv, fleckig verteilt. Spaltbarkeit stets ausgeprägt. Vereinzelte Zwillinge. Trat zusammen mit Dumortierit nur in diesem einen Gang auf.

Dumortierit findet sich nur in kleinen, bis  $\frac{1}{2}$  mm grossen Büscheln feinsten Fasern. Querabsonderung deutlich. Ausgezeichneter Pleochroismus von seltener Intensität:

$n_\alpha$  tief rotviolett  
 $n_\beta$  blaurosa  $2V_\alpha = 38^\circ$   
 $n_\gamma$  farblos Absorption  $n_\alpha \gg n_\beta > n_\gamma$   
 Auslöschung gerade.

Rutil in einem Fall zusammen mit Turmalin und Ilmenit in grössern Körnern. Ziemlich eigengestaltig mit Einlagerung feinsten Zwillinglamellen, vermutlich nach (101). Farbe dunkel gelbbraun.

Titanit und Granat vereinzelt in grössern Körnern.  $1,79 \gg n$  Granat  $> 1,74$ . Ausführliche Diskussion über Granat pag. 80 und ff.

Die Struktur ist typisch pegmatitisch. Zwischen grossen Mikroklin- und Plagioklasindividuen das bereits erwähnte Implikationsgefüge.

In einer Apophyse dieses Stadiums fand sich ganz vereinzelt eine ca. 2 cm weite Druse. Sie enthielt Kalifeldspat, Turmalin, Muskowit, Apatit und Calcit.

Der Kalifeldspat, in grossen weisslich trüben Individuen den Hauptteil der Apophyse ausmachend, bildet die Wandung der Druse. Oberflächen dieser Individuen stets gerieft oder facettiert. Im Hohlraum in kleinen, scheinbar rhomboedrischen Kristallen, meist Zwillinge, vermutlich nach (021), farblos glasklar.

Turmalin, einige dünne Nadeln. Deren sehr intensiver Pleochroismus:  $n_\epsilon$  hell rötlichgrau,  $n_\omega \pm$  schwarz.

Muskowit, dünne, farblos klare Blättchen von scharf hexagonalem Umriss, in lockeren Rosetten angeordnet.

Calcit, ältere Generation in der Wandung als undurchsichtig graue Tafeln nach (0001). Jüngere im Drusenraum auf Kalifeldspat und Muskowit, papierdünne Blätter bis  $\pm$  tafelige Kristalle, farblos klar, perlmutterglänzend.

Apatit, einziger Kristall von ca.  $1\frac{1}{2}$  mm Grösse. Farblos wasserhell, dicktafelig, fast isometrisch. Sehr flächenreich. Der Kleinheit wegen konnten nur die 48 grössern Flächen eingemessen werden. Sie gehörten folgenden Formen an:

$\{0001\}$ ;  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{12\bar{3}0\}$ ;  $\{10\bar{1}2\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{20\bar{2}1\}$ ;  
 $\{11\bar{2}2\}$ ,  $\{11\bar{2}1\}$ ;  $\{21\bar{3}2\}$ ,  $\{21\bar{3}1\}$ .

Kristalltracht und Habitus entsprechen denjenigen alpiner Klüftlagerstätten.

Die Ausscheidungsfolge in der Druse scheint zu lauten:

Kalifeldspat, Calcit I grau, (Wandung)  
Kalifeldspat, Turmalin, Muskowit, Apatit  
Calcit II

Bei weiterem Eindringen und Zerschlagen der Pegmatitadern im „Castione nero“ nimmt im Pegmatit der Plagioklas (An 85—100) an Menge stetig zu und ersetzt den Mikroklin. Damit ist auch die Richtung der mehrmals erwähnten Feldspatverdrängung festgelegt. Zwei weitere Erscheinungen bestätigen dieses Resultat:

1. Stark korrodiert erscheinende, vereinzelte Kalifeldspäte in fast völlig anorthitisierten und skapolithisierten Gangpartien. Der Albitrand der Anorthite gegen den Kalifeldspat und einzelne Laumontitfetzen zeigen, dass hier die Resorption des Kalifeldspates und die Bildung des Plagioklases bis zur hydrothermalen Phase andauerten. (Taf. 3, Abb. 5).

2. Die Myrmekite. Sie sind in einzelnen Gangpartien häufig, während sie in andern vollständig fehlen. Nach BECKE (9) treten sie dort auf, wo Kalifeldspat in Plagioklas umgewandelt und dabei (Gleichung a) pag. 58) Quarz ausgeschieden wird, also an der Grenze Plagioklas/Kalifeldspat im Kalifeldspat, auch etwa im Innern des letztern. Findet eine vollständige Plagioklasisierung des Kalifeldspates statt, so bleiben die Quarzwürmchen der Myrmekite unverändert erhalten, die Plagioklasteile jedoch schliessen sich darum zu einem einheitlichen Individuum zusammen. Im Schliff M 18 b sind die Quarzwürmchen an der Grenze Skapolith/Anorthit im Anorthit liegend besonders zahlreich. Sie zeigen, dass in einem Zwischenstadium die heute als Skapolith vorliegenden Teile aus Anorthit, die heutigen Anorthitpartien aber aus Kalifeldspat bestanden. Die Myrmekite werden zuweilen als Eutektikum Quarz-Plagioklas aufgefasst. Da in diesen Gängen Quarz und Plagioklas aber auch ausserhalb der Myrmekite in sehr wechselnden Mengen vorkommen, ist diese Auffassung (67) hier nicht haltbar.

Ist der Plagioklas nicht in dieser parasitären Weise im Kalifeldspat entstanden, sondern selbständig auskristallisiert, so bildet er grobe Aggregate von etwas sperrigem Gefüge. Spätere mechanische Beanspruchung hat die grossen Individuen oft mehr oder weniger zertrümmert.

Disthen und Dumortierit verschwinden bei der Umwandlung der Pegmatitadern bald endgültig. Auch die schwarmweisen Muskowite als Reste grosser Pegmatitmuskowite nehmen rasch ab. Stellenweise

führen die Gänge dieses Stadiums viel Calcit und Quarz. Der Calcit ist stets  $\pm$  blättrig nach (0001) ausgebildet. Biotit tritt dann und wann randlich etwas reichlicher auf. Kataklyse macht sich viel stärker bemerkbar als im primären Pegmatit. Der quarzreiche Gang M 29 z. B. muss fast als Trümmergestein bezeichnet werden. Die Struktur ist extrem variabel, bald noch mehr oder weniger aplitisch-pegmatitisch, bald typische Verdrängungsstruktur, bald sperrig granoblastisch, bald kataklastisch. Dieses Umwandlungsstadium tritt nur partienweise in noch weniger oder bereits weiter umgewandelten Gangabschnitten auf. Auch dadurch charakterisiert es sich als Übergang. (Taf. 3, Abb. 6).

Bei weiterer Kalkaufnahme wird der Anorthit durch Skapolith ersetzt. Die Skapolithpartien zeigen dann prächtig granoblastisches Gefüge. Bei ihrer Bildung erfolgte also, im Gegensatz zum Übergang Kalifeldspat  $\rightarrow$  Anorthit, eine völlige Neukristallisation. Neben dem überwiegenden Skapolith führen sie Plagioklasreste in mehr oder weniger grossen Partien, viel Graphit und Muskowit in feinen Schuppen, sowie da und dort ziemlich reichlich Calcit. Quarz fehlt auffallenderweise nahezu ganz. Ebenso fehlt der primäre Pegmatitmuskowit, und Kalifeldspat ist höchstens noch in spärlichen Relikten vorhanden. Der Graphit stammt aus dem assimilierten Kalk.

Der Skapolith. Die Skapolithpartien werden von Stengeln und mehr oder weniger isometrischen Körnern gebildet. Wohl ausgebildete Kristalle fehlen. Vereinzelt zeigen sich gute Flächen der Prismenzone. Spaltbarkeit nach (100) gewöhnlich vorhanden, oft aber nur in einem Teil des Individuums erkennbar.

Einschlüsse sind zahlreich. Neben umfangreicheren Resten von Plagioklas und Calcit treten grosse Schwärme feinsten dunkler Nadeln auf, stellenweise auch etwas grössere Körner (nicht über 0,05 mm). In einzelnen Fällen sind die Nadeln deutlich doppelbrechend. Meist kann aber nur festgestellt werden, dass ihr  $n < n$  Skapolith ist. Die grösseren der eingeschlossenen Körner weisen ausgezeichnete tetragonale Kristallgestalt auf. Ein Teil ist von Calcit erfüllt. Ein anderer Teil erscheint dunkel und zeigt keine Doppelbrechung, aber beim Senken des Tubus einen hellen Kern und dunkeln Rand: Gasblasen. Beides sind offenbar negative Skapolithkriställchen. Dies wird dadurch bestätigt, dass eines der Prismen mit der Spaltbarkeit des Wirtes übereinstimmt. Gleichzeitig ermöglicht diese Feststellung die richtige Indizierung der beobachteten Formen: {100}, {110}, {001}, und je eine Pyramide erster und zweiter Stellung, vermutlich {111} und {101}. (Taf. 3, Abb. 4).

Wie von Herrn Prof. Dr. J. JAKOB in verdankenswerter Weise ausgeführte Prüfungen zeigten, fehlen Cl, F und SO<sub>4</sub> vollkommen. Leider war es, teils wegen fortgeschrittener Zersetzung, teils wegen poikilitischer Struktur, nicht möglich, genügend reines Material für eine vollständige Analyse zu erhalten. Die Bestimmungen der Brechungsindices an Anschliffen ergaben:

$n_{\omega}$	1,5836	1,5836 (Na-Licht)	Mittel	$n_{\omega}$	1,5836
$n_{\varepsilon}$	1,5509	1,5499		$n_{\varepsilon}$	1,5504
D	0,0327	0,0337	Doppelbrechung		0,033.

Nach den Diagrammen von SUNDIUS (156, 1916, pag. 4) beträgt die Zusammensetzung dieses Skapolithes auf Grund der mittleren Lichtbrechung  $n_m = 1,567$ : Marialith 35 %, Mejonit 65 %. Die Doppelbrechung ist jedoch für diese Zusammensetzung zu hoch, 0,033 statt 0,027. Dies stimmt mit der bereits auf chemischem Wege festgestellten Tatsache, dass es sich hier um einen reinen Karbonatskapolith handelt, ausgezeichnet überein. Es wäre aber auch möglich, dass die der Doppelbrechung entsprechende Zusammensetzung von etwa Mejonit 85 richtig ist und die Lichtbrechung durch einen eventuellen Kaligehalt herabgedrückt wird. Die Vermutung BRANDENBERGERS (81, pag. 272), dass mit der Annäherung an ein magmatisches Zentrum die Cl- und SO<sub>4</sub>-Skapolithe gegenüber den karbonatreichen Gliedern zunehmen, bestätigt sich jedoch nicht.

Der Muskowit bildet, ganz im Gegensatz zu den groben Tafeln der primären Pegmatitmuskowite, feinste Schuppen. Sie sind wasserklar durchsichtig, silberglänzend, und erreichen höchstens eine Grösse von einigen Millimetern. Skapolith- und Anorthitpartien sind davon oft ganz erfüllt, wie mir scheint besonders in der Nähe von Kalifeldspatresten.

Eine Abhängigkeit des Mineralbestandes der einzelnen Gangpartien von ihrer Lage zum Kontakt konnte im allgemeinen nicht festgestellt werden. Dieses Verhalten steht in schroffem Gegensatz zu den normalen Pegmatitkontakten. In einem einzigen Fall war eine solche Abhängigkeit zu erkennen: ein biotitreicher Silikatmarmor bildete das Nebengestein. Der etwa 30 cm mächtige Gang zeigte ein deutliches, grobkörniges Salband von ca. 5 cm Breite, das auffallenderweise neben Anorthit und etwas Skapolith zum überwiegenden Teil aus Kalifeldspat bestand, während das Innere des Ganges von einem recht reinen Skapolithaggregat eingenommen wurde.

In den Anorthitpartien der Gänge sind prachtvoll zonarstruierte Individuen häufig. Grosse Kerne von Bytownit-Anorthit An 85—100, meist Zwillingstöcke nach dem Periklingesetz, werden von schmalen, saureren Schalen umgeben. Oft sind deren mehrere vorhanden. Dann treten vereinzelt Regressionen auf. Ein Individuum im Schliff M 16 b z. B. besitzt folgende Zusammensetzungen:

Kern	An 90
Schale I	An 55
Schale II	An 45
Schale III	An 50—55
Schale IV	An 35

Ein anderer Plagioklas in M 46 c zeigt einen Kern, Zwilling nach Periklin mit 85 % Anorthit, Hüllen Albit An 5 parallele Fortwachungen der einzelnen Kernindividuen. Die in solche Plagioklasen

festgestellte maximale Differenz zwischen Kern und Hülle beträgt 80 % Anorthit. Die zonarstruierten Plagioklase sind stets eigenständig. Folgende Flächen konnten ermittelt werden: (010), (001), (110), ( $1\bar{1}0$ ) und (021). Die Kristalle sind aber oft wesentlich flächenreicher.

Die grossen, im Pegmatitstadium gebildeten Anorthite wurden später durch mechanische Beanspruchung oft mehr oder weniger zertrümmert und die Risse mit Calcit oder Quarz ausgefüllt. In der Gangpartie M 29 geschah dies im Kern des stark zonaren Individuums dagegen durch die Plagioklassubstanz der Hülle. Dies gestattet eine genaue Altersbestimmung der Injektion (pag. 158).

Kern und Füllmaterial der Risse weisen Einlagerungen feinsten Zwillingslamellen nach Periklin und Spaltbarkeit nach (001) auf. Gemäss der stark abweichenden Zusammensetzung der verschiedenen Schichten müssen die Periklinlamellen am Rand des Risses eine scharfe Knickung erfahren. Dies trifft tatsächlich zu. Auslöschungsschiefe gegenüber (001) und Winkel Periklinenebene/(001) ergaben für Füllsubstanz und Hülle ziemlich übereinstimmend einen Anorthitgehalt von ca. 50 %.

Im Gegensatz zu den nackten Anorthiten sind die zonaren Individuen vollkommen frisch, auch wenn sie direkt an Laumontit grenzen. Gerade dann treten die sauersten Schalen mit der schönsten Kristallform auf.

### β) Die Quarzgänge

Im Gegensatz zu den auf das zentrale Injektionsgebiet beschränkten Pegmatiten sind die Quarzgänge über den ganzen Cationehügel zerstreut. Zusammen mit dem stellenweise etwas andern Mineralbestand (Zoisit) deutet dies darauf hin, dass ihre Bildung z. T. einem etwas tiefern Temperaturbereich angehört. Ihre Mächtigkeit steigt von Bruchteilen eines Millimeters bis auf 2 m. Sie sind nahezu monomineralisch. Die Übergemengteile treten meist in Schlieren oder lockeren Schwärmen auf, die gewöhnlich nur von einem Mineral, z. B. Skapolith oder Zoisit, gebildet werden. In Handstücken kann man folgende Typen unterscheiden:

a) *Reine Quarzgänge*. Sie sind etwas milchig weiss und lassen bereits makroskopisch eine deutliche Körnung erkennen. U. d. M. zeigt sich ein für die Injektionsadern äusserst charakteristisches Gefüge. Es wurde als solches bereits 1912 von GUTZWILLER (65) (67) eingehend beschrieben. Die einzelnen, ziemlich grossen Körner sind aufs Intensivste ineinander verzahnt. Mechanische Beanspruchung zeigt sich bereits im Gelände in einer Absonderung, die quaderförmige bis rhomboedrische Stücke erzeugt. Die mikroskopische

Untersuchung ergänzt diese Kennzeichen durch Felderteilung, undulöse Auslöschung und Böhm'sche Streifung, die ausserordentlich schön entwickelt sind. Die folgenden Varietäten der Quarzgänge spielen mengenmässig nur eine untergeordnete Rolle.

b) *Quarz-Skapolith-Partien*. Die Skapolithe liegen einzeln oder schwarmweise im Quarz und erreichen Längen bis zu 10 cm. Ihre Kristallgestalt ist ziemlich gut ausgebildet. Trotzdem lassen sich die Kristalle ihrer Brüchigkeit wegen nicht separieren. Die Farbe ist ein ausgesprochen milchiges Weiss, selten etwas grünlich. Die Skapolithe der Quarzgänge sind stets intensiv sericitisiert, diejenigen der Kalksilikatgneise und Marmore dagegen durchaus unzersetzt.

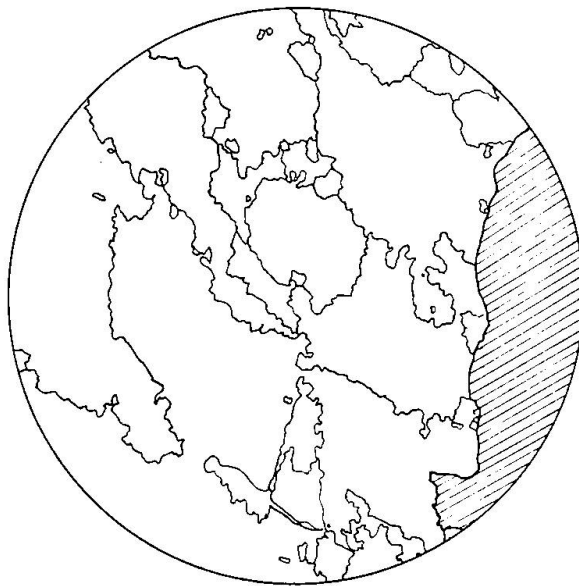


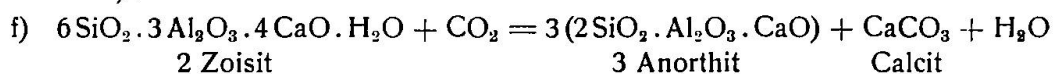
Fig. 7. Charakteristische Struktur des Quarzes in Injektionsadern. M 8 a Castione Weiss = Quarz. Gestrichelt = Skapolith. Vergrösserung 10  $\times$ .  
Nach Photographie

Auf dieses Phänomen haben GOLDSCHMIDT (60) im Kristianiagebiet und HUTCHISON (80) an schottischen Vorkommen bereits aufmerksam gemacht.

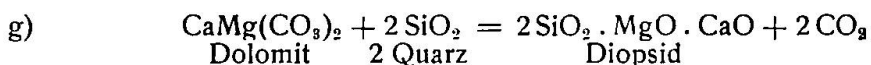
c) *Quarz-Anorthit-Partien*. Während b) gerade in den grossen Quarzgängen häufig vorkommt, ist c) auf kleinere Adern beschränkt. Auch in diesen tritt der Anorthit mehr randlich auf, oft so, dass grosse Periklinzwillingsstöcke siebartig im Nebengestein aufsetzten und frei in den Gang hinein weiterwuchsen. Infolgedessen ist die Kristallbegrenzung recht gut. Die Form der flächenreichen Kristalle ist isometrisch oder tafelig, die Farbe makroskopisch ein etwas grünlichgrau, schmutziges Weiss. Leider sind alle Flächen matt, so dass keine Winkel gemessen werden konnten.

d) *Quarz-Granat-Calcit-Partien.* Granat bildet in quarziger Grundmasse grosse Schwärme kleiner, nur einige Millimeter messender Kristalle, welche meist nur von {110}, seltener von {110} und {211} gebildet werden. Magnetkies ist hier wie in allen Injektionsadern reichlich vertreten, Pyrit dagegen sehr selten. Einige grosse, dunkel gelbbraune Rutilkörner sind von einem breiten Titanitkranz umgeben. Rutil kommt im benachbarten Kalksilikatfels nirgends vor, Magnetkies nur in relativ geringer Menge.  $\text{TiO}_2$  und FeS sind also durch die Injektion zugeführt worden. Die Granat-Quarz-Partie ist von sehr grobkörnigen Calcitadern durchsetzt, die aber selbst keinen Granat führen und wahrscheinlich wesentlich jünger sind.

e) *Quarz-Zoisit-Anorthit-Partie.* In feinkörnigem, biotitreichem Marmor des La Strada - Bruches wurde eine kleine Quarzader gefunden, die reichlich Zoisit führt. Dieser ist makroskopisch grünlich bis rötlichgrau und bildet maximal 4 mm breite und ca. 20 mm lange Stengel. Gute Kristalle treten da und dort auf. Sie sind rundlich bis flachstengelig. Scharfe Säulchen werden begrenzt von {010} und {110}. Endflächen fehlen. U. d. M. entpuppen sich diese Zoisite grösstenteils als prächtige Pseudomorphosen von Anorthit nach Zoisit. Letzterer ist mehrheitlich  $\alpha$ -Zoisit mit Achsenebene in (010), seltener  $\beta$ -Zoisit mit Achsenebene  $\perp$  (010).  $\alpha$ -Zoisit ist fast einachsig, bei  $\beta$ -Zoisit  $2V = 14^\circ$ . Achsendispersion und tintenblaue Interferenzfarbe ausgesprochen. Der Anorthit ist lamellar nach dem Periklingesetz verzwilligt. Trotzdem grosse Zoisite von einem einzigen Anorthitstock erfüllt sind, scheint die Orientierung der Anorthitindividuen im ursprünglichen Zoisitkristall keine gesetzmässige zu sein. Die Abbildungen zeigen alle Stadien der Verdrängung. Sie erfolgt myrmekitartig von Rand und Rissen aus nach Gleichung f) (Taf. 4, Abb. 1):



Da die in der Ader zirkulierende Lösung reich an  $\text{CO}_2$  war, musste sich Calcit ausscheiden. Dieser kann tatsächlich in Schwärmen kleiner Fetzen und mehr einzelnen grösseren Körnern im Anorthit beobachtet werden. An der Grenze dieses Calcites und der grossen Anorthitstöcke gegen Quarz, nicht aber zwischen unverändertem Zoisit und Quarz, treten häufig schmale Diopsidschnüre auf. Der geringe Mg-Gehalt des Zoisites musste beim Übergang zum Anorthit ausscheiden und tat dies, wenigstens z. T., auf dem Umweg über das Karbonat:



In Anorthitindividuen liegen einzelne scharfe Kristalle von Epidot ( $2V\alpha = 82^\circ$  entsprechend etwa 20 % Eisenepidot). Es sind offensichtlich Neubildungen, deren Entstehung auf dieselben Ursachen zurückzuführen ist wie die Bildung des Diopsides.

f) *Quarz-Zoisit-Partien*. Im Ambrosini-Bruch treten in den dort milchweissen Quarzgängen (Kataklase) da und dort grosse Zoisite auf. Es sind breite, stark geriefte und im Querschnitt flach linsenförmige Stengel. Kürzester Durchmesser = a-Achse. Die grössten erreichen bis 15 cm Länge. Aber auch Kristalle von isometrischem, scharf sechseckigem Querschnitt sind häufig, Endflächen dagegen sehr selten. An einem Individuum konnte mit einiger Sicherheit (111) eruiert werden. Die Stengel weisen starke Biegungen auf. Spaltbarkeit ziemlich gut. U. d. M. erweist sich dieser Zoisit durchgehends als  $\alpha$ -Zoisit.

In einem Dünnschliff wird der Zoisit vom Ende eines Stengels aus durch ein faseriges Mineral ersetzt, das folgende morphologische und optische Eigenschaften aufweist (Taf. 4, Abb. 2):

Ausbildung faserig-strahligblättrig. Spaltbarkeit parallel Längsrichtung schlecht. Querabsonderung. U. d. M. farblos.

$$n_\alpha \sim 1,568$$

$$n_\beta > 1,568$$

Doppelbrechung ähnlich Quarz. Optisch zwei-achsig, negativ.  $2V$  sehr gross (Hyperbeln fast gerade). Deutliche Dispersion  $\nu > \rho$  um  $n_\alpha$ . Achsen-ebene  $\perp$  quer zur Faserrichtung. Auslöschung schief. Längsrichtung positiv oder negativ.

Wahrscheinlich handelt es sich um ein wasserhaltiges Kalksilikat der Gruppe Gyrolith-Crestmoreit-Riversideit (164). Da die vorhandene Substanzmenge (nur im Schliff) minimal war, konnte keine analytische Prüfung ausgeführt werden. Infolgedessen war trotz der umfangreichen Literatur, die zu Rate gezogen wurde, keine nähere Bestimmung möglich (37—41, 52—54, 75, 100, 102—104, 129, 140, 164, 167).

Es ist bemerkenswert, dass der Zoisit, wie diese beiden vereinzelt Vorkommen zeigen, nur am Rande des Injektionsgebietes auftritt. Die zuletzt erwähnte Pseudomorphosierung von Zoisit durch ein Mineral der Crestmoreit-Gruppe leitet bereits zur hydrothermalen Phase über.

### Diskussion

Die Umwandlung der Pegmatite in Castione beruht auf der Aufnahme von  $\text{CaCO}_3$  resp.  $\text{CaO}$  aus dem Nebengestein und kommt in der Verdrängung von Kalifeldspat durch Anorthit und weiter von An-

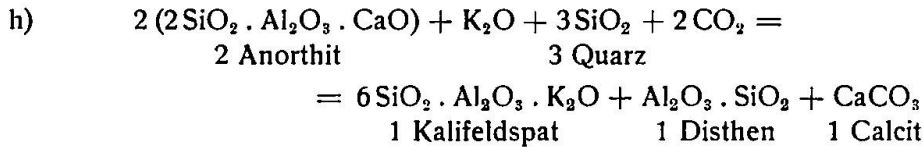
orthit durch Skapolith zum Ausdruck. Dies ist eine durchaus normale Erscheinung und konnte bereits an den Kontakten der gewöhnlichen Granitpegmatite der Umgebung näher untersucht werden.

Ganz ungewöhnlich ist dagegen das Ausmass der Umwandlung und die Paragenese des sogenannten ursprünglichen Pegmatites im Antonini-Bruch (pag. 66). Da an Stelle von saurem Plagioklas Bytownit-Anorthit auftritt, lag die Vermutung nahe, dass es sich bei dieser Paragenese lediglich um ein bereits etwas endometamorphes Stadium eines normalen Granit-Pegmatites handle. Das Auftreten der Tonerdesilikate Disthen und Dumortierit spricht aber entschieden dagegen. Die Umwandlung Albit  $\rightarrow$  Anorthit verbraucht  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oder liefert  $\text{SiO}_2$  neben  $\text{Na}_2\text{O}$ , niemals aber  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Im zweiten Fall müsste Quarz sich anreichern. Nun sind zwar in den beiden zentralen Steinbrüchen zahlreiche und z. T. mächtige Gänge von mehr oder weniger reinem Quarz aufgeschlossen. Gerade die anorthitisierten und besonders die skapolithisierten Gangpartien sind aber quarzarm.

Für die Erklärung dieser merkwürdigen Paragenese stehen hauptsächlich zwei Möglichkeiten offen:

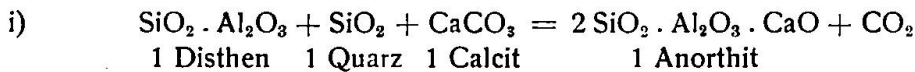
a) Die Intensität der Injektion und der thermischen Kontaktmetamorphose in den Brüchen Antonini und La Strada und die rasche Abnahme derselben seitlich und nach oben machen es wahrscheinlich, dass N der Station Castione in geringer Tiefe unter der Sohle des Tessintales ein sekundärer Magmaherd liegt. Da grosse Teile des sogenannten ursprünglichen Pegmatites im Antonini-Bruch nur aus Kalifeldspat bestehen, könnte angenommen werden, dass dieses Magma von Haus aus alkalireich gewesen sei. Es besteht die Möglichkeit, dass es beim Eindringen von den steil nach unten fortsetzenden Schichten des Castionezuges einen Teil aufgeschmolzen hätte. Aus dem ursprünglich granitischen Stammagma könnte sich so ein alkali-, vor allem kalireiches und gleichzeitig sehr kalkreiches Sekundärmagma gebildet haben. Beim Eindringen der Pegmatitgänge ins Nebengestein und ihrer rasch folgenden Erstarrung hätten sich dann folgende Vorgänge abspielen können: 1. Aus dem ursprünglich granit-magmatischen Anteil Bildung von Kalifeldspat  $[(\text{SiO}_2)_3 \cdot \text{AlO}_2]\text{K}$  und von Muskowit  $[(\text{SiO}_2)_2\text{AlO}_2\text{SiO}_4(\text{OH}_2)\text{Al}_2]\text{K}$ . 2. Aus dem eingeschmolzenen unreinen Kalkstein Bildung von Anorthit  $[(\text{SiO}_2)_2(\text{AlO}_2)_2]\text{Ca}$ . Dass trotz der zu einer Einschmelzung nötigen hohen Temperatur keine Bildung von Wollastonit erfolgte, würde sich aus dem durch die mächtige Überlagerung bedingten hohen Druck von selbst erklären. Über letztern siehe pag. 159. Durch die infolge der Abkühlung einsetzende normale Kristallisation und

Differentiation des Sekundärmagmas müssten sich die Alkalien in der Lösung anreichern. Die Verschiebung der Konzentrationen von CaO und K<sub>2</sub>O zugunsten des K<sub>2</sub>O würde dann gemäss Massenwirkungsgesetz zu einer teilweisen Zerlegung des Anorthites unter Bildung von Kalifeldspat, Disthen und Calcit führen:



Da die Lösungen reich an SiO<sub>2</sub> waren, und da ferner anzunehmen ist, dass nur ein Teil des Anorthites nach h) zerlegt wurde, hätten in den Pegmatitgängen also auskristallisieren müssen: Kalifeldspat, Anorthit, Quarz, Muskowit, Disthen. Dies ist die Paragenese des sog. ursprünglichen Pegmatites im Antonini-Bruch. Die Verwachsungen von Kalifeldspat und Anorthit könnten also z. T. eutektischer Art sein.

b) Es wäre aber auch möglich, dass die Pegmatitlösungen primär einen Tonerdeüberschuss aufwiesen. Die wirklich ursprüngliche Pegmatitparagenese würde in diesem Falle lauten: Kalifeldspat, Muskowit, Quarz, Disthen  $\pm$  Albit. Durch Aufnahme von CaCO<sub>3</sub> aus dem Nebengestein könnte sich aus Calcit, Quarz und Disthen Anorthit bilden:



Anorthit und der vermutlich nur in geringer Menge vorhandene Albit würden dann zusammen den effektiv festgestellten Bytownit-Anorthit bilden. Der Disthen müsste mit der Zunahme des Anorthites verschwinden und der primär wohl reichlicher vorhandene Quarz ebenfalls abnehmen, was mit den Tatsachen ( $\pm$  quarzfreie Anorthit-Skapolith-Gänge) vortrefflich übereinstimmt.

Fraglich wäre dann nur noch die Herkunft des Tonerdeüberschusses, primär-magmatisch oder aus dem Nebengestein aufgenommen. Der zweite Fall ist in der Umgebung von Bellinzona häufig verwirklicht und kann da und dort als solcher zwingend nachgewiesen werden (pag. 55). Bei den pegmatitischen Injektionsadern in Catione dagegen besitzt diese Möglichkeit nur sehr geringe Wahrscheinlichkeit. Hätte eine einfache Assimilation der Tonerde in grosser Tiefe stattgefunden, so wäre sie wohl längst zur Anorthitbildung verbraucht worden; denn nach der möglichen Aufnahme von Tonerde hat sicher eine solche von Kalk stattgefunden. Im Falle einer Assimilation in geringer Tiefe dagegen sollten neben dem Disthen auch reichlich Mg—Fe-haltige Mineralien (aus Biotit entstanden)

oder Relikte der aufgenommenen Tonerdesilikatgneise in den Pegmatitgängen anzutreffen sein. Dies ist jedoch nicht der Fall.

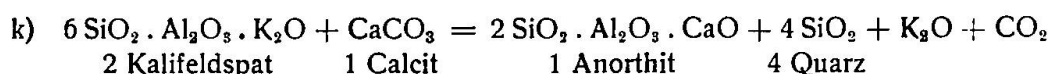
Andererseits sind im Bergell und Veltlin Tonerdepegmatite mit sicher primär-magmatischem Tonerdeüberschuss bekannt geworden, deren Paragenesen mit der oben postulierten ursprünglichen Pegmatitparagenese vollständig identisch sind (79). Dass dabei statt Disthen Sillimanit und Andalusit auftreten, ist belanglos. Kürzlich habe ich auch im grossen Albitpegmatit zwischen Monte Carasso und Ponte della Torretta Disthene in derselben Ausbildung wie im sog. ursprünglichen Pegmatit in Castione gefunden. Hinweise auf eine sekundäre Aufnahme desselben fehlen.

Bei primär-magmatischer Herkunft der Tonerde könnte diese durch Hydrolyse aus Alkali-Alumo-Silikaten entstanden sein (113, pag. 179). Eine solche hätte nicht nur im Magmareservoir, sondern auch noch im Pegmatitgang vor sich gehen können, was das Vorhandensein des Disthens trotz des Kalkreichtums einigermaßen erklären würde. Die Verhältnisse bei der Biotitbildung in den exomorphen Kontakten gewisser Injektionsadern machen eine Zufuhr von  $K_2O$  in anderer als feldspatartiger Bindung, also vielleicht in Form von  $K_2CO_3$ , wahrscheinlich. Die Tatsache, dass die Gneise der Züge I und II auf der Luminoseite und auf La Motta reichlich Disthen führen, während sie im Antonini-Bruch disthenfrei und sehr glimmerreich sind, weist in derselben Richtung. Das Vorhandensein von freiem resp. nur an  $CO_2$  gebundenem  $K_2O$  würde aber eine Aufspaltung der Kalialumosilikate im Magma voraussetzen, wie sie ja bereits für die Disthenbildung gefordert wird. Aus all den genannten Gründen erscheint mir eine primär-magmatische Herkunft des Tonerdeüberschusses wesentlich wahrscheinlicher.

Von den Anfängen der Pegmatitbildung resp. -Umwandlung konnten wir uns nur ein hypothetisches Bild machen. Von hier an stehen wir wieder auf dem festen Boden der Tatsachen. Hypothetisch bleibt höchstens noch die Deutung einzelner derselben.

Beim weitem Eindringen in die Marmore lösten die Pegmatite fortwährend reichlich  $CaCO_3$ . Dadurch stieg die Konzentration von  $CaO$  gegenüber der von  $K_2O$ . Die Reaktion h) lief nun rückwärts. Gleichzeitig wurde unter Aufzehrung von Disthen ebenfalls Anorthit gebildet. Das Gleichgewicht Kalifeldspat/Anorthit verschob sich zugunsten des Letztern. Die Lösung wurde also an Anorthit über-, an Kalifeldspat untersättigt. Bereits kristallisierter Kalifeldspat musste sich auflösen, an seiner Stelle Anorthit auskristallisieren. Die  $CaCO_3$ -

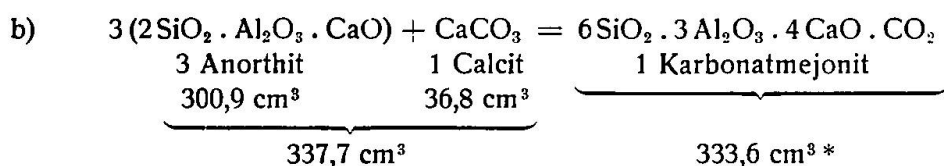
Aufnahme war aber offenbar so bedeutend, dass sogar eine Reaktion des  $\text{CaO}_3$  mit festem Kalifeldspat erfolgte:



Beim Ersatz des Kalifeldspates durch Anorthit auf dem Wege der Wiederauflösung des erstern und Kristallisation des Anorthites entstanden zuerst gesetzmässige Verwachsungen der beiden, dann mehr oder weniger reine Anorthitaggregate von grösserem Umfang. Reaktion k) dagegen ergab zahlreiche Myrmekite und tropfenförmige kleine Quarze inmitten der Anorthitkristalle.

Wenn man von der Bildung wasserhaltiger Kalksilikate wie Zoisit und Vesuvian absieht, die tieferen resp. höheren Temperaturen angehören, so war bei weiterer Kalkaufnahme Bildung von Skapolith oder Granat möglich. Versuchen wir, uns zwecks Abschätzung des Druckeinflusses einen Einblick in die Volumverhältnisse dieser Reaktionen zu verschaffen, so gelangen wir zu folgenden Ergebnissen:

### 1. Skapolithbildung

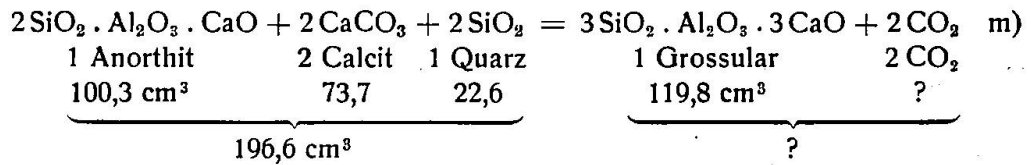


\* Den Volumenberechnungen wurden folgende Daten zugrunde gelegt:

Mineral	Formel	Molgewicht	d bei gew. Temp. mit Quelle	Molvolumen
Anorthit	$2 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}$	278	2,773 (133 pag. 743) extrapoliert	100,3 cm <sup>3</sup>
Mejonit	$6 \text{ SiO}_2 \cdot 3 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{ CaO} \cdot \text{CO}_2$	934	2,8 (133 pag. 115/16) (164 pag. 294/97)	333,6 „
Grossular	$3 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{ CaO}$	423	3,53 (133 pag. 43) (164 pag. 178)	119,8 „
Calcit	$\text{CaCO}_3$	100	2,714 (133 pag. 218)	36,8 „
Quarz	$\text{SiO}_2$	60	2,654 (164 pag. 54)	22,6 „

Der Volumeffekt dieser Reaktion ist so gering, dass eine nennenswerte Begünstigung von Skapolith gegenüber Anorthit + Calcit durch höheren Druck nicht in Frage kommt. Die Unterschiede zwischen den bei der tatsächlichen Reaktionstemperatur vorhandenen Dichten und den zu den Berechnungen verwendeten Werten bei normaler Temperatur dürften an dem allgemeinen Verlauf der PT-Kurve ebensowenig etwas ändern.

## 2. Granatbildung



Des CO<sub>2</sub> wegen ist das Volumen stark vom Druck abhängig. Bei einem solchen von 3000 atm und einer Temperatur von 800° C. (vergl. pag. 159 u. ff.) würde das Volumen der 2 CO<sub>2</sub> 58,8 cm<sup>3</sup><sup>10)</sup>, das der ganzen rechten Seite von Gleichung m) also 178,6 cm<sup>3</sup> betragen. Für einen Druck von 1500 atm sind bei derselben Temperatur die entsprechenden Grössen 117,6 resp. 237 cm<sup>3</sup>. Geringerer Druck fördert demnach die Paragenese Anorthit + Calcit. Hoher Druck, d. h. über ca. 2000 atm, begünstigt dagegen die Grossularbildung, was ja schon

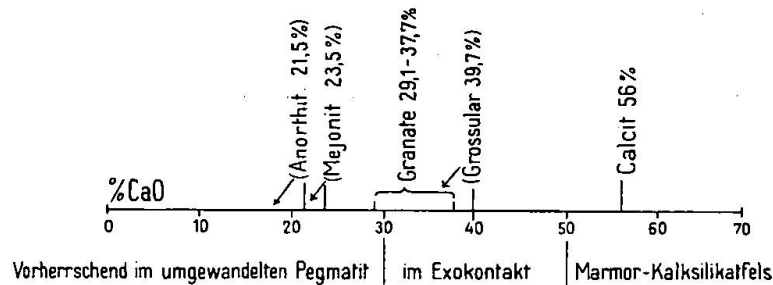


Fig. 8

Die Projektionspunkte der wirklich festgestellten Silikatmineralien liegen etwas links von den hier angegebenen reinen Typen, wie dies der Vergleich Granate-Grossular zeigt (Pfeile in der Figur).

lange bekannt ist. Kann das entstehende CO<sub>2</sub> weggeführt werden, was bei vielen gesteinsbildenden Vorgängen der Fall sein dürfte, so wird sich Grossular auch bei viel tieferen Drucken bilden.

In Castione führen die vollständig umgewandelten Injektionsadern in ihrem Innern fast ausschliesslich Skapolith, in ihren exomorphen Kontakten aber überwiegend Granat. Dies scheint darauf hinzudeuten, dass die Konzentration der Lösungen an CaO resp. CaCO<sub>3</sub> bei der Granat- oder Skapolithbildung eine wichtige Rolle spielte. Die gewöhnliche Reihenfolge der Mineralien Anorthit-Skapolith-Granat-Calcit von den Injektionsadern nach aussen ist denn auch diejenige steigenden CaO-Gehaltes.

Den vielleicht entscheidenden Faktor in der Frage der Entstehung von Skapolith oder Granat bilden jedoch die Beimengungen in diesen Mineralien. Der Skapolith ist nämlich kein reiner Karbonat-

<sup>10)</sup> Berechnet nach der unkorrigierten Zustandsgleichung.

mejonit. Nach seinen optischen Eigenschaften zu schliessen, enthält er bis 15, ev. sogar bis 35 % Marialith (vergl. Diskussion, pag. 71). Bei Umwandlung des Anorthites zu Grossular muss das Albitmolekül zerstört oder ausgetrieben werden. Bei der Bildung von Skapolith dagegen geht es unverändert in diesen ein.

Auch der Granat ist kein reiner Grossular. Gegen Grossular spricht schon seine Farbe (makroskopisch dunkel braun- bis graurot,  $\pm$  undurchsichtig). Wegen der extrem poikiloblastischen Struktur ist die Gewinnung von reinem Analysenmaterial in genügender Menge nicht möglich. Auf Grund der Lichtbrechung können aber mit Hilfe der Diagramme von PHILIPSBORN (121) wenigstens die extremen Werte der möglichen Zusammensetzungen ermittelt werden.

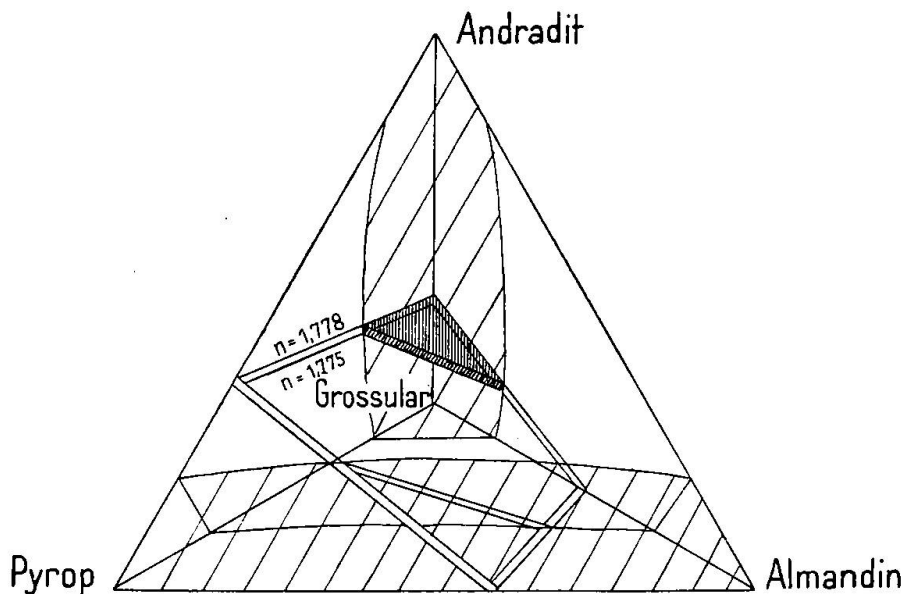


Fig. 9. Lage der Granate von  $n = 1,775-1,778$  im Konzentrationstetraeder nach von Philipsborn (121)

Granate der „Castione nero“-Gruppe und der Injektionsadern |||| schraffiert

Die Immersionsmethode ergab für  $n$  1,776; 1,778; 1,777; 1,775. Demnach kann es sich um Glieder der Reihe Grossular - Andradit  $\pm$  Pyrop und Almandin oder der Reihe Pyrop - Almandin  $\pm$  Grossular und Andradit handeln. Letztere kommen in kalkreichen Gesteinen dieser Temperaturstufe nicht in Frage. Die Zusammensetzungen liegen also in dem eng schraffierten Raume der Fig. 9. Die obere Begrenzungsfläche besitzt in den Eckpunkten folgende Zusammensetzungen:

Grossular 45 %	Andradit 32 %	Pyrop 23 %
„ 64 %	„ 15 %	Almandin 21 %
„ 72 %	„ 28 %	(untere Fläche Grossular 76 %, Andradit 24 %)

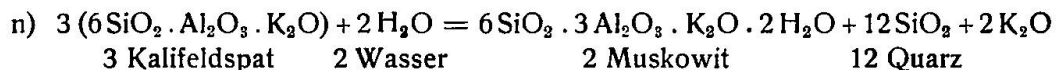
Auf Grund dieser Werte wurden die maximal und minimal möglichen Prozentgehalte von Fe (als Fe<sup>II</sup> und Fe<sup>III</sup>) und von CaO berechnet:

CaO	Minimum	29,1 %	Maximum	37,7 %
Fe	„	7 %	„	11,8 %

Der Granat der untersuchten Gesteine enthält stets einen relativ hohen Gehalt an Fe, der zwischen 7 und 12 Gewichtsprozenten liegt. Reiner Grossular tritt nirgends auf. Bei diesen Druck- und Temperaturbedingungen kann also auch kalkreicher Granat nur bei einem gewissen minimalen Eisengehalt gebildet werden.

Die Grösse des CaO-Gehaltes und die Beimengungen von Natrium resp. Eisen lassen den Reichtum der Injektionsadern an Skapolith, der exomorphen Kontakte und des „Castione nero“ an Granat durchaus verständlich erscheinen.

Der nicht zur Anorthitbildung verbrauchte Kalifeldspat ging wieder in Lösung. Davon wurde ein Teil unter Wasseraufnahme zu Muskowit umgewandelt:



Dieser siedelte sich in den anorthitisierten und noch reichlicher in den skapolithisierten Partien der Gänge in dünnen Blättchen (sekundärer Muskowit) an oder wanderte ins Nebengestein. Es ist möglich, dass ein anderer Teil des Kalifeldspates als solcher in den umgebenden Kalksilikatfels abwanderte und dessen Kaligehalt wesentlich erhöhte.

Die zonarstruierten Plagioklase in den Anorthitpartien der Gänge weisen nach aussen immer albitreichere Schichten auf. Durch diese wurden sie vor dem bald einsetzenden Angriff kälterer wässriger Lösungen vorzüglich geschützt. Zuerst besaßen die Pegmatite einen grossen Überschuss von K über Na. Später verschob sich das Verhältnis immer mehr zugunsten des Na. Reine Albitschalen der Plagioklase werden stets von Laumontit oder Calcit umgeben. Die Albitanreicherung erreichte also ihren Höhepunkt erst kurz vor der hydrothermalen Phase. Diese nachträgliche Anreicherung in der Pegmatitlösung kann nicht als Folge der Anorthitisierung ausgelegt werden, wie das bei den normalen Pegmatitkontakten geschehen ist; denn einerseits führten diese Injektionsadern primär gar keinen Albit, andererseits konnte ein eventueller Albitgehalt des Kalifeldspates bei der Verdrängung glatt in den Plagioklas (bis 15 % Albit) und den Skapolith eingehen. Für diese Deutung war die Na-Anreicherung

zu weitgehend und erfolgte viel zu spät. Sie ist das Produkt einer magmatischen Differentiation.

Diese Differentiation nahm einen durchaus normalen Verlauf. Noch während und unmittelbar nach Abschluss des eigentlichen Pegmatitstadiums erfolgte eine SiO<sub>2</sub>-Anreicherung, dann eine Konzentrationsverschiebung von K hinüber zu Na, und mit rein wässrigen Lösungen relativ niedriger Temperatur fand die magmatische Tätig-

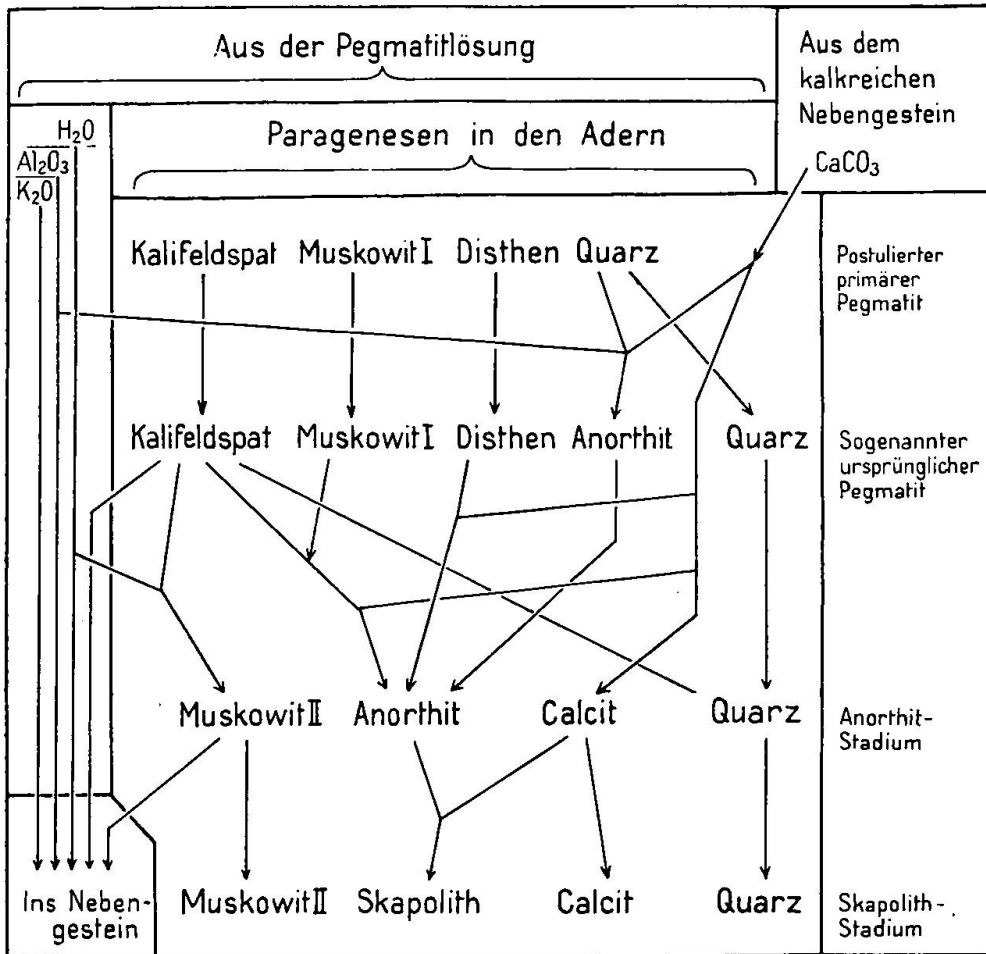


Fig. 10. Schema der Umwandlungen in den Injektionsadern von Castione

keit ihr Ende. Die letzte, hydrothermale Phase soll im folgenden Kapitel gesondert untersucht werden.

### 2. Die hydrothermale Phase im Antonini-Bruch

In den wenig umgewandelten Pegmatitadern treten da und dort milchweisse, ausserordentlich bröckelige Partien auf. Im sog. ursprünglichen Pegmatit sind sie besonders schön entwickelt. Sie bestehen aus Laumontit, Prehnit, Calcit, Sericit und Resten des Pegmatites. U. d. M. zeigt sich folgendes Bild:

Im unveränderten Pegmatit tritt gegen die milchigen Flecken hin eine starke Sericitisierung des Anorthites ein. Gleichzeitig erscheinen Laumontit, Calcit und Prehnit. Dann nimmt der Laumontit plötzlich vollständig überhand. Der Anorthit wird ganz umgewandelt, und auch in den Kalifeldspat dringt Laumontit von allen Rissen aus rapid ein. In andern Partien hat die Laumontitisierung eingesetzt, bevor der Anorthit von Sericit attackiert worden ist. Dann finden sich stets zahlreiche kleine Reste unveränderten, klaren Anorthites im Zeolith.

Die Struktur dieser Laumontitpartien ist mehr oder weniger granoblastisch, wobei die einzelnen Individuen fetzenartig ineinandergreifen, ähnlich wie die Quarze der Injektionsadern. Typisch ist in diesen Aggregaten die nie fehlende Felderteilung und undulöse Auslöschung, die „extinction zéolithique“ LACROIX's. In sericitreichen Partien ist das Gefüge fein lepidoblastisch, dasjenige der in Umwandlung zu Laumontit begriffenen Partien ist schwer zu bezeichnen, vielleicht am besten einfach als Verdrängungsstruktur. Das ist ja eine recht dehnbare Bezeichnung.

**L a u m o n t i t** zeigt körnig-kurzsäulige Ausbildung. Begrenzung in Aggregaten lappig  $\pm$  rechtwinklige Spaltbarkeit nach (110) gut, aber nicht durchziehend. Auslöschung  $n_{\gamma}/c$  bis  $45^{\circ}$ , Längsrichtung positiv oder negativ, optischer Charakter negativ.

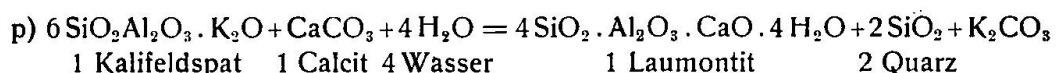
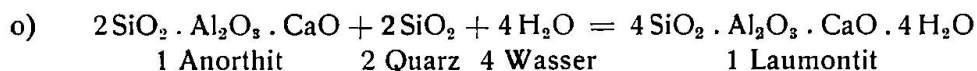
$$n_{\alpha} \sim 1,504$$

$$n_{\gamma} \sim 1,515$$

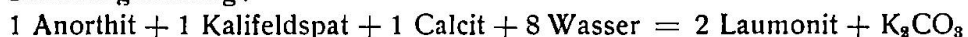
Zwillinge selten. Ein solcher konnte mit Hilfe des Drehtisches als Normalenzwilling nach (112) bestimmt werden. Gelatiniert mit HCl. Der Laumontit ist infolge Wasserverlustes überall milchweiss und extrem brüchig.

**P r e h n i t** bildet fast stets garbenförmige Aggregate gestreckter Blätter, selten scharfe kleine Kristalle. Gerade Auslöschung, Achsenebene  $\perp$  Blattfläche, positiver Charakter, grosser Achsenwinkel, hohe Licht- und Doppelbrechung ermöglichen eine rasche Identifizierung.

Die oben festgestellten Umwandlungen lassen sich wie folgt formulieren:



q) Summengleichung:



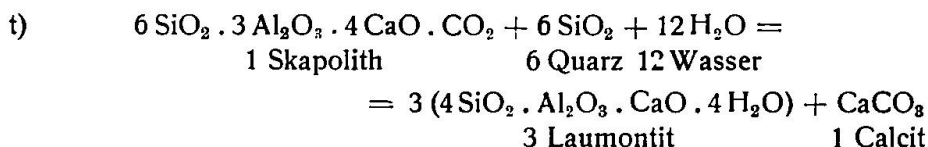
Die Reaktionen o) und p) ergänzen sich ausgezeichnet und machen die plötzliche, gleichzeitige Laumontitisierung beider Feldspäte leicht erklärlich. Bei Überwiegen des Kalifeldspates müsste mehr  $\text{CaCO}_3$ ,



charakteristischen, bis gegen 1 cm langen, aber nur etwa  $\frac{1}{2}$  mm dicken Tafeln von makroskopisch ziemlich dunkelgrauer Farbe auf. Querschnitte durch diese Grenzpartie zeigen ein ausgesprochen sperriges Gefüge der „Calcitleisten“. Ihre Farbe rührt von sehr fein verteiltem, nicht näher bestimmbarern schwarzem Pigment her. Sie wurden anfänglich für Pseudomorphosen nach einem andern blätterigen Mineral gehalten. Von irgendwelchen Relikten war trotz eifrigen Suchens keine Spur zu entdecken. Auf den Calcitblättern sitzt Prehnit in kleinen, scharfen Kristallen und füllt die Zwickel der Calcite aus. Da und dort erfüllt aber Calcit die Zwickel zwischen den Prehniten. Laumontit umgibt Calcit und Prehnit. Die Ausscheidungsfolge ist also (Taf. 4, Abb. 3):



Die grünlichen Skapolithe sind weitgehend zu Laumontit umgewandelt:



Während der Laumontit, soweit möglich, den Platz des Skapolithes einnahm, ist der mobilere Calcit und später auch Laumontit ausserhalb desselben selbständig auskristallisiert. Da die Calcitmenge scheinbar wesentlich grösser ist, als der Gleichung entspricht, dürfte noch  $\text{CaCO}_3$  aus der Lösung dazugekommen sein.

Im „ursprünglichen Pegmatit“ im Antonini-Bruch enthalten diese hydrothermalen Partien hie und da kleine Drusen. Ihr Hohlraum ist nur wenige Millimeter weit. Sie führen Laumontit, Calcit, spärlichen Muskowit und, als grosse Seltenheit, Skolezit und Pyrit.

**L a u m o n t i t.** Gewöhnlich bedeckt er allein die Drusenwände in 1—2 mm grossen Kristallen. Sie sind milchigweiss und zerfallen schon bei geringer Erschütterung. Stets werden sie von  $\{110\}$  und  $\{001\}$  begrenzt. Selten findet sich eine kleine, nach hinten geneigte Fläche, wahrscheinlich  $(\bar{1}01)$ . Häufig tritt Laumontit mit Calcit zusammen auf.

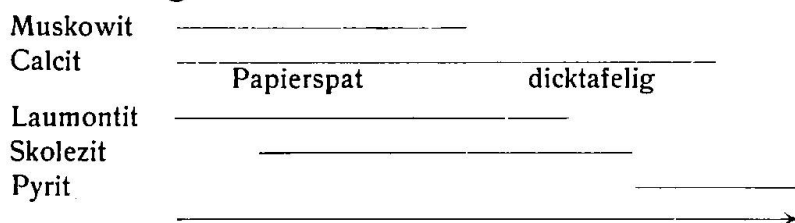
Der **C a l c i t** ist hier als sogenannter Papierspat entwickelt: dünne Tafeln nach  $(0001)$ , die oft mit einer Muskowitunterlage verwachsen sind und erst unter gekreuzten Nicols von dieser unterschieden werden können. Ausnahmsweise sind auf diesen Calcitblättern Kristalle von Laumontit, viel häufiger aber wieder solche von Calcit aufgewachsen. Es sind gewöhnlich krönchenartige parallele Fortwachsungen der Papierspatindividuen oder mit denselben nach  $(0001)$  verzwillingte, dicktafelige Kristalle. Sie sind farblos klar und recht

flächenreich. In der Grösse entsprechen sie den Laumontiten. Die Feststellung dünntafeliger Ausbildung nach (0001) in diesen Drusen veranlasste eine Nachprüfung der leistenförmigen Calcitquerschnitte in den Dünnschliffen. Die stets gerade Auslöschung bezogen auf die geraden Längsseiten ( $n_\gamma'$  parallel Längsrichtung) ergab, dass auch dort die Calcite die gleiche Ausbildung aufweisen. Der kreuz und quer auf der Drusenwandung sitzende Papierspat verleiht ihr ein wabenartiges Aussehen. Ziemlich oft wachsen die Calcite auf den spiessigen Laumontiten weiter, gewissermassen ein Dach über sie bildend.

Skolezit trat nur ein einziges Mal, zusammen mit Pyrit, in Form wasserklarer, maximal  $\frac{1}{4}$  mm dicker Nadeln von scheinbar tetragonalem Querschnitt auf. Nach Körnerpräparaten zu schliessen, waren die meisten derselben Zwillinge mit (100) als Verwachsungsebene. Das Prisma wurde von (110)-Flächen gebildet. Endflächen fehlten. Auf Spaltblättchen tritt die stumpfe Bisetrix  $n_\gamma$  schief aus.  $\nu > \rho$ .  $n_\alpha'/c = 10-15^\circ$ .  $1,514 > n_\alpha > 1,499$ .  $n_\gamma > 1,514$ .

Pyrit. Oktaeder, die Ecken regelmässig von Würfel Flächen stark abgestumpft, sind auf Calcit und Skolezit aufgewachsen. Sie sind bräunlich ange laufen und erreichen eine Grösse von höchstens 0,12 mm.

Die Reihenfolge der Kristallisation in den Drusen ist:



### 3. Die Injektions- und hydrothermale Kontaktmetamorphose im Marmorbruch Antonini

Im Gegensatz zum „Castione nero“-Bruch, wo die pegmatitischen Injektionsadern eine Hauptrolle spielen, ist die Kontaktmetamorphose in dem knapp 150 m südlich davon gelegenen Marmorbruch ausschliesslich an Quarzadern gebunden. Eigentliches Injektionsstadium und hydrothermale Phase können hier nicht scharf getrennt werden. Die Kontaktprodukte der Quarzadern finden sich fast nur an der unmittelbaren Grenze derselben gegen den Marmor: weisse bis graue Schlieren, grosse grüne Diopsidkristalle und feine, grau-braune Turmalinaggregate.

Die weissen Schlieren bestanden ursprünglich grösstenteils aus Skapolith. Er ist das älteste Mineral derselben. Häufig finden sich ganz gute Kristalle, die eine bedeutende Grösse erreichen. Eine an beiden Enden abgebrochene Säule mass  $3 \times 3\frac{1}{2} \times 8$  cm und war von {110} und {100} begrenzt. Der Skapolith ist aber gewöhnlich kaum eigengestaltig und stark zersetzt. Als Produkte dieser Zersetzung erscheinen Muskowit und Calcit. Der Muskowit tritt in zwei Generationen auf, einer relativ grobblättrigen, die wohl dem sekundären Muskowit der umgewandelten Pegmatitgänge entspricht und

nicht oder nur wenig jünger ist als der Skapolith, und in Form von Sericit als Zersetzungsprodukt des letztern. Die Sericitblättchen in den noch in Umwandlung begriffenen Skapolithpartien sind oft nur etwa 0,003 mm gross.

Die mehr grauen Partien der Schlieren bestehen aus Plagioklas, Muskowit-Sericit, Calcit und Quarz. Der Plagioklas zeigt ein ungewöhnliches, ausgesprochen fetziges Aussehen und ist sehr häufig zonar. Er ist oft prächtig eigengestaltig, besonders gegen Calcit. Verwachsungsebenen von Zwillingen sind durchwegs ganz unregelmässig. Die Zusammensetzung schwankt von 85—35 % Anorthit, ist allgemein bedeutend saurer als in den pegmatitischen Injektionsadern. Die Hüllen sind stets ganz frisch. Ein relativ wenig zersetzter Skapolithkristall wird von einer sauren Plagioklasader durchzogen. Folglich ist dieser saure Plagioklas jünger als der Skapolith. Calcit und Sericitaggregate nehmen den Platz früherer Skapolithe und basischer Plagioklase ein. Vereinzelt konnte eine regelrechte Pseudomorphose von Calcit nach Plagioklas festgestellt werden. (Taf. 4, Abb. 4).

Die Struktur dieser Schlieren lässt sich schwer beschreiben. Bald überwiegt ein sperriges, mehr oder weniger granoblastisches, bald ein mikroepidoblastisches Gefüge (Sericit). Muskowit ist gern sphärolitisch aggregiert. Zeitlich und in Bezug auf Druck- und Temperatur-Verhältnisse dürfte das Eindringen dieser Quarzadern und die Bildung ihrer ersten Kontaktprodukte (Skapolith, Diopsid) mit den Quarzgängen im Antoninbruch zusammenfallen. Die jüngern, saureren Plagioklase dokumentieren auch hier die Natronanreicherung, und die intensive Sericitisierung des Skapolithes leitet zur hydrothermalen Phase über.

Die *T u r m a l i n a g g r e g a t e*. An der Grenze der Quarzadern oder der Skapolith-Plagioklas-Schlieren gegen den Marmor bildet der Turmalin z. T. allein, z. T. zusammen mit Quarz und Calcit eine dickere Haut. In letzterem Falle liegen zahllose Turmalinnädelchen in den randlichen Quarz- und Calcitkörnern. Die grössern Turmalinindividuen sind ziemlich schlecht begrenzt und erreichen eine Dicke von etwa 1 mm. Die feinem Nadeln dagegen sind immer scharf eigengestaltig, und ihre Grösse sinkt bis zu submikroskopischen Dimensionen herab. Eigentliche Turmalinsonnen sind andeutungsweise vorhanden. Querschnitt der Nadeln scharf sechs- bis gerundet dreieckig. Makroskopisch sind die dünnern Nadeln farblos bis hellbraun, die dickeren grau- bis schwarzbraun. U. d. M.

$n_{\omega}$  blaugrau-olivbraun

$n_e$  fast farblos

Graue Nadeln mit braunem Kopf treten da und dort auf.

$n_{\omega} = 1,644$

$n_e = 1,620$  (Immersion)      Doppelbrechung 0,024

Es ist also auch ein Eisenturmalin wie derjenige der Pegmatitgänge.

Auf grossen Flächen grenzen die Quarzadern überhaupt ohne jede Bildung von Kontaktmineralien direkt an den fast silikatifreien Marmor. Der Calcit desselben zeigt dann eine etwas unregelmässige Oberfläche ähnlich angeschmolzenem Firnschnee. Auf 1,5—2 cm Breite ist der Marmor entlang dem Kontakt sehr grobkörnig und durch Verwitterung etwas rostig gefärbt. Korngrösse etwa 4 mm gegen 3/4 mm im benachbarten unveränderten Marmor. Es scheint also eine unbedeutende Zufuhr von Eisen stattgefunden zu haben. Davon abgesehen erzeugte die Quarzader hier durch Temperaturerhöhung und Durchtränkung der nächstliegenden Marmorschicht mit Wasser lediglich eine Sammelkristallisation.

An der Grenze Quarzader/Marmor finden sich einige sehr kleine Hohlräume. Die äussersten noch gesteinsbildenden Individuen von Quarz und Calcit sind gegen dieselben  $\pm$  idiomorph. Der Turmalin dagegen bildet prächtige freie Büschel feinsten Nadeln von blassgrauer Farbe.

Die Diopside sind ziemlich gut eigengestaltig. Querschnitte fast 4- bis gleichmässig 8-seitig. Ganzer Habitus ausgesprochen pseudotetragonal. Die zwei grössten Individuen besitzen eine Länge von 9 cm und eine Dicke von 2,5 resp. 3 cm. Spaltbarkeit bereits makroskopisch gut erkennbar. Feinlamellare Zwillingsbildung nach (001) und (100) ist allgemein verbreitet und erzeugt eine deutliche Absonderung, besonders nach (001). Farbe kräftig graugrün. Ein Anschliff parallel (010) ergab

$$n_{\gamma} = 1,706 \text{ (Na-Licht)}$$

$$n_{\beta} = 1,685$$

$$n_{\alpha} = 1,677 \text{ Doppelbrechung } 0,029. \quad n_{\gamma}/c = 43^{\circ} \text{ (Drehtischmessung).}$$

Unter der Annahme, dass es sich nur um einen Mischkristall zwischen Diopsid und Hedenbergit handle, ergeben die Brechungsindices nach den Diagrammen von WINCHELL (164) einen Hedenbergitgehalt von ca. 18 Gewichtsprozenten, die Doppelbrechung dagegen nur einen solchen von 8 %. Aus dieser Diskrepanz wurde auf die Beteiligung weiterer Moleküle geschlossen.

Eine bereits früher an offenbar identischem Material desselben Fundortes von Herrn Prof. J. JAKOB ausgeführte Analyse hatte ergeben (118, pag. 16):

SiO <sub>2</sub>	53,65		
TiO <sub>2</sub>	0,63		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,35	si	100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55		
FeO	4,75	al	1,5
MnO	Spur	fm	50,5
MgO	15,10	c	46,5
CaO	23,18	alk	1,5
Na <sub>2</sub> O	0,85		
K <sub>2</sub> O	Spur	k	0,00
H <sub>2</sub> O +	0,02	mg	0,94
H <sub>2</sub> O -	0,13	ti	0,88
Summe	100,21		

Sie wurde auf die drei Moleküle Diopsid, Hedenbergit und Jadeit derart umgerechnet, dass alles FeO als Hedenbergit, alles MgO als Diopsid und alles Na<sub>2</sub>O als Jadeit genommen wurde:

Diopsid	82,3	Gewichtsprozent	
Hedenbergit	11,8	„	„
Jadeit	5,6	„	„
	<u>99,7</u>		

Die von WINCHELL für diese Zusammensetzung angegebenen optischen Daten stimmen mit den beobachteten hinreichend überein.

Auf den frischen Kristallen sind gern Phlogopit und etwas Aktinolith aufgewachsen. Im Innern beherbergt der Diopsid oft sehr viele Einschlüsse von Plagioklas, Mikroklin, Calcit und Quarz. Die Plagioklaskristalle sind scharf eigengestaltig und fleckig. Grössere Skapolithindividuen sind dann und wann mit dem Diopsid verwachsen und eher älter als dieser.

Der Phlogopit ist makr. dunkelbraun, im Dünnschliff gelb, fast farblos.  $2V_{\alpha} = 10-12^{\circ}$  und kleiner.

Diopsid und damit verwachsener Phlogopit unterlagen häufig einer späteren Umwandlung. Der frische, dunkelgrüne Diopsidkern ist dann von einer bis centimeterdicken, rötlichgrauen Schale umgeben. Selten fehlt der unveränderte Kern ganz. Die Kristallgestalt des ursprünglichen Diopsides ist stets vollkommen erhalten. Nach aussen folgt auf die rötliche Schale ein blonder Chlorit in groben Schuppen, seltener ausserhalb desselben noch lichtgrüner Muskowit. Die Zwischenräume von Chlorit und Muskowit werden durch grobkristallinen Calcit ausgefüllt.

Der Chlorit weist eine ungewöhnliche Farbe auf, ein äusserst typisches Blond. U. d. M. ist er farblos. Er bildet grobe, bis 1 cm grosse Blätter. Dann und wann sind sie scharf sechsseitig.

$$n_{\alpha} \sim n_{\beta} = 1,593 \text{ (Immersion, Na-Licht).}$$

Die Doppelbrechung, auf dem Drehtisch mit Hilfe des Kompensators von BEREK bestimmt, ist ca. 0,016. Folglich  $n_{\gamma} \sim 1,609$ . Infolge starker Biegungen und ausgeprägter undulöser Auslöschung des Chlorites ist diese Messung jedoch wenig zuverlässig. Interferenzfarbe dumpf grau bis gelblichorange.  $2V_{\gamma} = 0$  bis gegen  $20^{\circ}$ . Wie hieraus ersichtlich, war das Analysenmaterial etwas inhomogen. Die Achsenebene steht senkrecht auf (010), d. h. auf einem Paar der pseudohexagonalen Begrenzungsflächen. Im Dünnschliff ist dieser Chlorit von Brucit nicht zu unterscheiden. Auch NOVARESE (181, pag. 22) betont dies von einem ähnlichen, ebenfalls in Marmor auftretenden Chlorit. Für eine Analyse wurde mit Hilfe der Binokularlupe auf rein mechanischem Weg reines Material ausgelesen. Die Analyse wurde von Herrn Prof. Dr. J. JAKOB ausgeführt und berechnet. Sie ergab:

	o/o	Molzahl		
SiO <sub>2</sub>	27,63	46,00	46,00	7,000
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,89		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,98	22,54	} 26,35	4,010
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	3,81		

	%	Molzahl		
FeO	7,95	11,07	}	73,90
MnO	0,04	0,06		
MgO	25,31	62,77		
CaO	0,31	0,55		
Na <sub>2</sub> O	0,97	1,56	}	64,54
K <sub>2</sub> O	0,92	0,98		
H <sub>2</sub> O +	11,17	62,00		
H <sub>2</sub> O -	0,00	0,00		
CO <sub>2</sub>	0,24	0,55		
	<u>100,15</u>			

Formel: 7SiO<sub>2</sub> · 4R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 21RO.

In der Formel werden R<sup>I</sup> und R<sup>II</sup> zusammengefasst, wobei 2 R<sup>I</sup> = 1 R<sup>II</sup>. TiO<sub>2</sub>, CaO und CO<sub>2</sub> wurden vernachlässigt, da sie von mikroskopisch erkennbarem Rutil und Calcit herrühren.

Die NIGGLIwerte betragen:

si	43	k	0,39
		mg	0,77
al	21		
fm	76,5	h	58
alk	2,5		

Es wurde versucht, den blonden Chlorit von Castione nach der neuen chemischen Klassifikation von ORCEL (185) zu klassifizieren. Die hierfür berechneten molekularen Werte lauten:

$$s = \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 1,745 \quad f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 0,1765 \quad a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 0,1692$$

Fe als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10,75 Gewichtsprozent.

Auf Grund von s gehört das vorliegende Mineral zu den Prochloriten. Es lässt sich aber in keine der Untergruppen derselben ohne weiteres eingliedern. Am ehesten passt es zu der den Sheridaniten nahestehenden „Gruppe besonderer Typen weisser Chlorite“, da f ~ a. Beide sind aber sehr hoch. Der Fe-Gehalt erreicht gerade den von ORCEL für diese Gruppe angegebenen Maximalwert. In rein chemischer Hinsicht besitzt dieser Chlorit auch gewisse Beziehungen zu den Grochauten.

Die optischen Eigenschaften stimmen mit den Sheridaniten und den „besonderen Typen“ derselben sehr gut überein. Das etwas höhere n beruht wohl auf dem relativ bedeutenden Fe-Gehalt (185).

Ein Teil der Chloritschuppen ist direkt aus Phlogopit hervorgegangen. Die so entstandenen Blättchen sind nicht so schön klar durchsichtig wie die anderen und weisen einen etwas seidigen Glanz auf. Sie wurden zur Analyse nicht verwendet. Häufig besteht das Innere eines solchen Blättchens aus Phlogopit, der Rand aus Chlorit. Die Achsenebene des Chlorites steht senkrecht auf der des Phlogopites, was die oben angegebene, etwas ungewöhnliche Orientierung bestätigt.

Bei diesen Umwandlungen wurden TiO<sub>2</sub> und ein Teil des Fe als Rutil und Ilmenit ausgeschieden.

Rutil bildet stets ausgezeichnete kleine Kristalle. Sie liegen orientiert im Chlorit, derart, dass das stark verbreiterte (100) der Basis des Chlorites

parallel liegt. Vereinzelt wurden schöne Sagenitgewebe beobachtet. Bei den in Calcit liegenden Rutilkristallen ist isometrischer Querschnitt der Prismen und eine starke Riefung derselben parallel  $c$  verbreitet. Die terminale Begrenzung erfolgt durch  $\{101\}$  und  $\{001\}$  und eine Reihe weiterer Flächen, deren Indizierung der Kleinheit wegen nicht möglich war. Kniezwillinge nach  $(101)$  treten da und dort auf. Färbung intensiv, Pleochroismus deutlich:

	$n_{\omega}$ grau mit leichtem Stich ins Violette
	$n_{\varepsilon}$ dunkler violett
oder	$n_{\omega}$ leuchtend gelb
	$n_{\varepsilon}$ gelbbraun

Ilmenit tritt in sehr dünnen Blättchen auf, die zwischen denen des Chlorites liegen. Auch in dünnsten Schichten opak. Abblendfarbe hell rötlich-grau.

Pyrit ist in den groben Calciten, die aussen auf den Diopsidpseudomorphosen aufsetzen, in kleinen Kriställchen nicht selten. Stark glänzende Kuboktaeder mit vorherrschendem Würfel. Nur ausnahmsweise findet man Magnetkies und noch rarer sind Spuren von Chalkopyrit.

Die rötlichgraue Schale der Diopside ist makroskopisch sehr feinkörnig bis dicht. Sie besteht aus Calcit, Chlorit und einem weiteren Mineral X. Dasselbe ist extrem feinschuppig, zweiachsig negativ mit kleinem Achsenwinkel und grosser Doppelbrechung.  $n < n$  Chlorit. Ob es Muskowit, Talk, Kaolin, Leverrierit oder Pyrophyllit ist, konnte nicht in Erfahrung gebracht werden. Teilweise überwiegt X, in einer vollständigen Pseudomorphose nach Diopsid dagegen Calcit und Chlorit.

Wegen des Minerals X können die Umwandlungen nicht in Form von Gleichungen scharf formuliert werden. Man kann lediglich feststellen, dass

	Phlogopit	zu	Chlorit
und	Diopsid	zu	Calcit, Chlorit und X

umgesetzt worden ist. Dieser Abbau ist ohne Zweifel hydrothermal.

### c) Allgemeiner Charakter der Injektion

Der allgemeine Charakter der Injektion (Pegmatitgänge und Injektion sensu stricto) in der Tessiner Wurzelzone ist, wie aus diesen Untersuchungen hervorgehen dürfte, absolut einheitlich granit-pegmatitisch. Bei den Pegmatiten können zwei Extreme unterschieden werden: Mikroklin- und Albit-Pegmatite. Die Pegmatite der ersten Gruppe sind viel häufiger und bestehen aus Mikroklin und Quarz  $\pm$  saurem Plagioklas, Granat, Turmalin, Muskowit und Biotit (von selteneren Mineralien abgesehen). Ihr gehören die meisten grossen Pegmatite der Zone von Bellinzona an. Die zweite Gruppe führt als Hauptgemengteile Albit und Quarz  $\pm$  Mikroklin. Übrige Gemengteile

wie bei der vorigen Gruppe. Hieher gehört vor allem der grosse Pegmatit, der von Gordola in fast ununterbrochenem Zuge am nördlichen Hang des Tessintales bis zum Ponte della Torretta bei Bellinzona streicht. Vielleicht bilden die grossen Albitpegmatite bei Brissago (124) die Fortsetzung dieses Zuges nach Westen. Beide Gruppen (Albit- und Mikroklin-Pegmatite) sind durch zahlreiche Übergänge, oft sogar in einem Gang, miteinander verbunden. Auch in der streng isolierten Gruppe der Pegmatitgänge von Olgiasca am Comersee (188) tritt neben überwiegenden Kalifeldspatpegmatiten ein fast reiner Albitpegmatit auf. Wie in Brissago führt der albitische Typus Phosphate (174), daneben aber reichlich Beryll.

URBAN (163, pag. 3) glaubt, in der Umgebung von Bellinzona eine granit-aplitische und eine quarzdiorit-aplitische Injektion unterscheiden zu können. Dies beruht, wenigstens für die dort genannten Lokalitäten, auf einem Irrtum. Was der genannte Autor als quarzdioritische Injektionen bezeichnet, sind ausnahmslos solche granitpegmatitischer Natur, die aber durch Stoffaufnahme aus dem Nebengestein (Marmore, Amphibolite, Peridotite) bereits mehr oder weniger tiefgehend endomorph umgewandelt sind. R. STAUB hat bereits 1916 (152, pag. 7) hierauf aufmerksam gemacht.

CORNELIUS (26) hat die Pegmatite des Bergells mit denen der Val Codera, des Piano di Chiavenna, des Tessins, von Olgiasca am Comersee und Sondalo im Veltlin verglichen. Dieser interessante Vergleich kann heute auf Grund der neueren Untersuchungen weiter ausgebaut werden, was z. T. bereits von DE QUERVAIN (124) geschehen ist. Im Folgenden werden die Pegmatite des Bergeller Massivs denen von Olgiasca und des Tessins in tabellarischer Form gegenübergestellt. Kolonne Bergellermassiv ist aus den Kolonnen Bergell, Val Codera, Piano di Chiavenna und Sondalo CORNELIUS' unter Benützung weiterer Publikationen, besonders von HUGI und HIRSCHI (78), (79) zusammengestellt. Die Kolonne Olgiasca CORNELIUS' wurde nach GRILL (174) ergänzt. Die Kolonne Tessin wurde nach DE QUERVAIN (124), persönlichen Mitteilungen von DE QUERVAIN, TADDEI, KNOBLAUCH, KÜNDIG und den eigenen Untersuchungen des Verfassers aufgestellt. Für die selteneren Mineralien oder bei besonders reichlichem Auftreten ist hier jeweilen der Fundort angegeben.

Die Pegmatite des Bergells stehen mit dessen tertiären Tonalit- und Granit-Intrusionen in eindeutigem genetischem Zusammenhang. Im Tessin ist ein solcher in Bezug auf den Tonalit von Melirolo nur für wenige der jungen Pegmatite zwingend nachweisbar. Die zahlreichen andern lassen sich aber von diesen wenigen in keiner Weise

unterscheiden. Die Tabelle zeigt nun die vollständige Identität der jungen Pegmatite im Tessin und Bergell. Damit wird der von R. STAUB (152) schon 1916 postulierte enge Zusammenhang von Bergeller Massiv-Tonalit von Melirolo und Tessiner Injektion immer wahrscheinlicher.

Tabelle III

	Bergeller Massiv	Olgiasca Comersee	Tessin	
Granat	+	+	+	Sementina
Beryll	+	+	+	Claro, Visnago Bellinzona Calanca-Misox (91), etc.
Chrysoberyll	+	+	—	
Turmalin	+	+	+	Brissago (124), Arbino
Dumortierit	+	—	+	Castione
Orthit	+	—	+	Ponte d. Torretta Bell.
Zirkon	+	+	+	Brissago (124)
Apatit	+	+	+	Brissago (124), Ascona
Fe-Mn-Phosphate (Repossit)	—	+	+	Brissago (124)
Titanit	+	—	+	P. d. Torretta Bellinzona
Molybdänglanz	+	—	—	
Arsenkies	—	+	—	
Magnetkies	—	—	+	Ascona
Pyrit	—	+	+	Ascona, P. d. Torretta
Chalkopyrit	+	+	+	
Pechblende und Zers. Produkte	+	+	+	Pechbl. Brissago (124) Torbernit in SiO <sub>2</sub> — Gel Sementina (de Quervain)
Haematit	+	—	+	Calanca-Misox (91)
Andalusit	+	—	—	
Sillimanit	+	—	+	Arbino, Schloss Schwyz
Disthen	—	—	+	Castione, Mte. Carasso

#### B. DIE SEDIMENTOGENEN UND GEMISCHTEN GESTEINE DES CASTIONEZUGES

Die sedimentogenen Gesteine des Castionezuges liegen zwischen den Extremen Marmor-Kalksilikatfels-Gneis-Quarzit. Es soll versucht werden, dafür eine mineralogische Klassifikation aufzustellen. Hierauf folgt unter Anwendung derselben die Beschreibung der hierher gehörenden Gesteine.

a) Versuch einer Klassifikation kalkreicher metamorpher Gesteine auf Grund ihres Mineralbestandes

V. M. GOLDSCHMIDT hat auf Grund seiner Beobachtungen über die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet eine chemisch-mineralogische Klassifikation katametamorpher Gesteine aufgestellt (60). NIGGLI ist später, von den Ergebnissen der experimentellen Untersuchungen des geophysikalischen Laboratoriums in Washington an

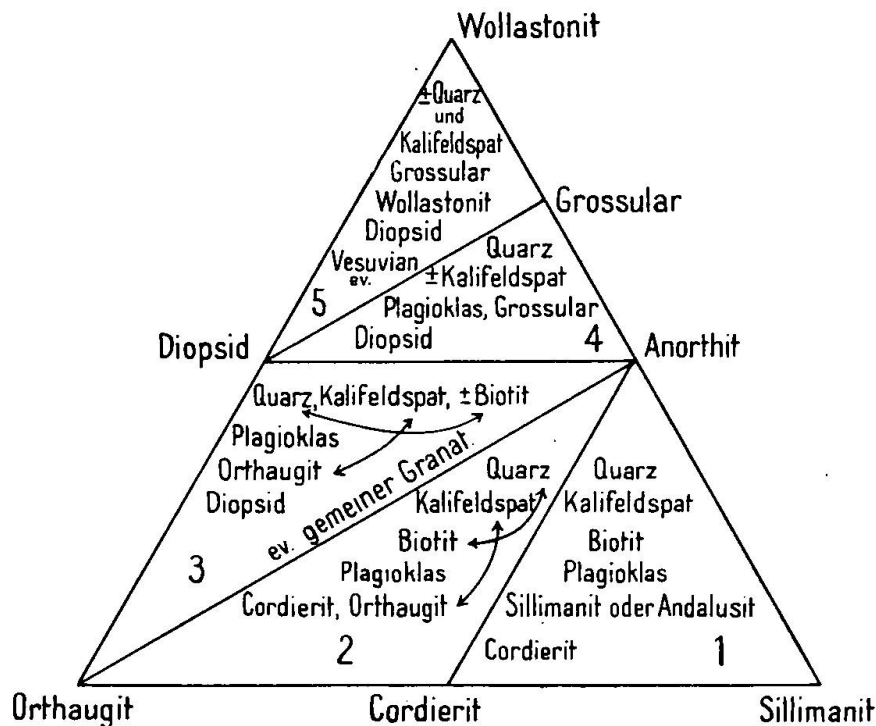


Fig. 11. Aus Grubenmann-Niggli Gesteinsmetamorphose I pag. 389

trockenen Schmelzflüssen ausgehend, zu analogen Resultaten gelangt (64). Diese Klassifikation beruht auf folgenden Grundlagen: Die silikatischen metamorphen Gesteine gehören praktisch alle dem Grundsystem  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO}$  an. Da überschüssiges  $\text{SiO}_2$  als Quarz selbständig auskristallisiert, kann dieses quarternäre System unter Annahme eines  $\text{SiO}_2$ -Überschusses auf ein pseudoternäres System  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO}$  reduziert werden. Das Konzentrationsdreieck lässt sich in Paragenesendreiecke aufteilen, die alle als vierte Phase Quarz enthalten. Unter Berücksichtigung der Feldspat- und Biotitbildung bei Anwesenheit von Alkalien und Wasser, sowie des Eingehens von  $\text{FeO}$  in  $\text{MgO}$ - und von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -führende Mineralien, erhält man aus dem Konzentrationsdreieck  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO}$

vorstehende allgemeine Paragenesenfigur katametamorpher Gesteine. Das Auftreten von Vesuvian und Skapolith kompliziert diese Verhältnisse noch etwas. Für die Mesozone ist die Aufstellung eines so umfassenden Diagramms nur z. T. möglich, da experimentelle Untersuchungen fast vollständig fehlen.

Die vorliegende Arbeit befasst sich in der Hauptsache mit kalkreichen Gesteinen, die in obiger Figur links oberhalb von Feld 2 liegen. In der ganzen Tessiner Wurzelzone mit ihren unzähligen Marmor- und Kalksilikatvorkommen entsprechen aber nur zwei dieser allgemeinen Paragenesenfigur der Katazone (mit Wollastonit, Grossular etc.). Alle übrigen weisen wesentliche Abweichungen davon auf. Ähnliches gilt von den Gneisen. Diese Abweichungen sind:

1. Sehr Mg-reiche Gesteine (Orthaugitecke) fehlen vollständig.
2. Der Tonerdeüberschuss ist im allgemeinen klein. An Stelle von Sillimanit oder Andalusit erscheint Disthen als typomorphes Mineral, daneben Muskowit. Cordierit fehlt. Dafür tritt der ähnlich zusammengesetzte Biotit reichlich auf.
3. Neben Diopsid erscheint häufig eine aktinolithische Hornblende.
4. Wollastonit fehlt völlig. Quarz + Calcit sind stabil nebeneinander. Ebenso fehlt reiner Grossular. Seine Stelle nimmt, wenigstens zum Teil, Skapolith ein.

Die Ursachen dieser Abweichungen sind verschiedener Art: Wäre der Anorthit rein, der Skapolith reiner Karbonatmejonit und der Granat reiner Grossular, so könnten nach der Phasenregel nicht alle drei zusammen neben Calcit und Quarz stabil sein. Nun enthalten aber Anorthit und Skapolith einen beträchtlichen Anteil von Albit- resp. Marialith-Molekül (wohl Karbonatmarialith), und der Granat führt 8—12 % Fe. Damit ist das zugrundeliegende System nicht mehr streng quarternär. Die kleinen Beimengungen erlangen entscheidende Bedeutung, indem sie Abweichungen der genannten Art stabilisieren können. Sowohl Granat wie Biotit, Muskowit und Hornblende treten über einen grösseren Bereich auf, als ihnen nach der allgemeinen Paragenesenfigur zukäme. H<sub>2</sub>O bedingt bei höherem MgO-Gehalt das Auftreten von Hornblende oder (und) Biotit.

Das Auftreten von Calcit + Quarz an Stelle von Wollastonit, von Disthen statt Sillimanit oder Andalusit<sup>11)</sup> und das Fehlen von reinem Grossular stellen Erscheinungen dar, welche normalerweise als für die Mesozone charakteristisch angesehen werden. Ein Überblick zeigt indessen, dass im Ganzen genommen die vorwiegend in

<sup>11)</sup> Im Castionezug. Zug von Schloss Schwyz: Disthen + Sillimanit.

der Katazone beheimateten Mineralien Anorthit, Skapolith und Diopsid die Hauptrolle spielen. Auch erlangen typisch mesozonale Mineralien wie Epidot oder Grammatit nur unter besonderen Verhältnissen Bedeutung. Diese Paragenesen gehören also nach der allgemeinen schematischen Klassifikation metamorpher Gesteine dem Grenzgebiet zwischen Kata- und Mesozone an.

Zu diesen Abweichungen, deren Ursachen teils in kleinen Beimengungen, teils in andern PT-Bedingungen liegen, kommen noch

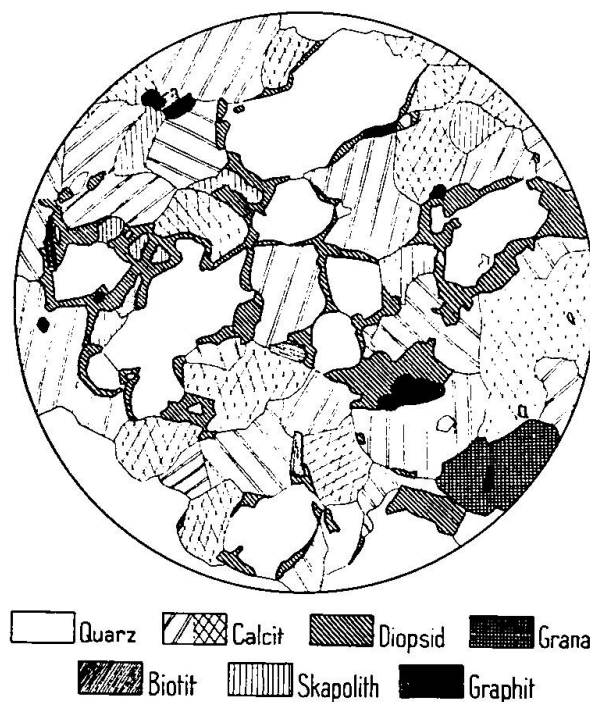


Fig. 12. Reaktionsränder von Diopsid zwischen Quarz und Karbonatkörnern  
 Karbonatreicher Kalksilikatfels M 48 I, Castione  
 Vergrößerung 38 ×. 1 Nicol. Nach Photographie

eigentliche Ungleichgewichtserscheinungen: Diopsidränder zwischen Karbonat- und Quarzkörnern, teilweise Verdrängung von Diopsid durch Aktinolith bis grüne Hornblende, von Skapolith durch Klinozoisit, von Kalifeldspat durch Anorthit unter Myrmekitbildung. Sie zeigen, dass Konzentrationen, Druck und Temperatur während der Metamorphose wesentlichen Änderungen unterworfen waren. Bereits in Gang gekommene Bildung katazoner Paragenesen wurde in mesozonale Bahnen gelenkt oder vorzeitig unterbrochen.

Die erwähnten Einflüsse hatten zur Folge, dass die Mineralvergesellschaftung aller Gesteine vom  $\pm$  silikatreien Marmor über den calcitarmen Kalksilikatgneis bis zum Kalksilikatquarzit oder Gneis

s. str. einen ausserordentlich gleichförmigen Charakter erlangte. Wohl sind die Endglieder ärmer an Mineralarten; aber die dabei stattfindende Auslese geschieht nicht nur auf Grund des Gesamtchemismus des Gesteins, wie dies bei allgemeiner Erreichung von Gleichgewichtszuständen der Fall sein müsste.

Derartige Gesteine können ihrer grossen Mehrzahl nach nicht auf Grund der qualitativen Mineralvergesellschaftung klassifiziert werden. Eine Einteilung muss sich auf der qualitativen und quantitativen mineralischen Zusammensetzung aufbauen. Die Durchführung eines diesbezüglichen Versuches gestaltete sich wie folgt: Es wurden die Dünnschliffe von fünf Silikatmarmoren, fünf sogenannten Biotitgneisen resp. -Hornfelsen, 16 Kalksilikatgesteinen und vier Quarziten auf dem Integrationstisch ausgemessen. Vergl. hierzu (134)<sup>12)</sup>. Wegen der apparativen Beschränkung auf fünf Messspindeln einerseits und der Erzielung einer übersichtlichen Darstellung andererseits müssen die sehr zahlreichen Einzelminerale zu grösseren Gruppen zusammengefasst werden. Die Menge der einzelnen Mineralien innerhalb einer Gruppe kann nur durch Schätzung ermittelt werden. Die Verteilung auf die fünf Spindeln des Integrationstisches erfolgte so, dass auf

- Spindel 1 der Calcit,
- „ 2 der Quarz,
- „ 3 die Kalkalumosilikate (Plagioklas, Skapolith, Granat, Epidot),
- „ 4 die Kalkmagnesiumsilikate (Diopsid, Hornblenden),
- „ 5 die Alkalialumosilikate (Kalifeldspat, Muskowit, Biotit)

summiert wurden. Die Nebengemengteile, die nach früheren Messungen gewöhnlich unter 2 % der Gesteinsmasse bleiben, durften mit Ausnahme des häufigen Titanites vernachlässigt werden. Dieser wurde zu den Kalkalumosilikaten geschlagen. In drei Fällen, in denen Quarz resp. Diopsid-Hornblende ganz fehlten (also eine Messspindel frei war), wurde der auffallend reichliche Turmalin, in einem weiteren Fall der Graphit besonders bestimmt. Der Plagioklas besitzt eine mittlere Zusammensetzung von 90—95 % Anorthit und durfte deshalb ohne weiteres als Anorthit in Rechnung gestellt werden. Eine Korrektur brauchte höchstens dort angebracht zu werden, wo er als einziges Kalksilikat auftritt. Saurere Plagioklase werden dagegen zu den Alkalisilikaten gezählt. Sie werden im Folgenden kurz als Plagioklase, die erwähnten basischen Glieder (< 15 % Ab) als Anorthit be-

<sup>12)</sup> Bei sämtlichen prozentualen Angaben über Mineralbestand handelt es sich demnach um Volumprocente.

zeichnet. Die gewöhnlich recht kalkarme grüne Hornblende wurde bei den Kalkmagnesiumsilikaten untergebracht, weil sie meist sekundär aus Diopsid entstanden und mit diesem so eng verwachsen ist, dass eine Trennung bei der Ausmessung nicht durchführbar wäre.

Die erhaltene Summe sämtlicher Gemengteile wurde nun = 100 gesetzt und die Anteile der Gruppen in Prozente umgerechnet (Tabelle IV<sub>1</sub>). Die beiden Gruppen 3 (Kalkalumosilikate) und 4 (Kalkmagnesiumsilikate) wurden hierauf zu einer einzigen Gruppe Kalksilikate vereinigt. Dadurch reduzierte sich der ganze Mineralbestand auf vier Gruppen (Calcit, Quarz, Kalksilikate, Alkalisilikate) und konnte im Konzentrationstetraeder zur Darstellung gelangen. Zwecks Erzielung besserer Übersicht wurde ein Modell angefertigt, so, dass die wichtigste Fläche Alkalisilikate-Kalksilikate-Calcit als Basis, Quarz als obere Ecke gewählt wurde. Figur 13, pag. 100, zeigt die kotierte Normalprojektion auf die Basis. Eine einfache Einteilung dieses Tetraederraumes ist auf verschiedene Arten möglich: entweder teilt man das besprochene Tetraeder in vier gleiche Teilräume, von denen jeder eine Ecke bis zum Tetraederschwerpunkt einnimmt. Die Bedingung dafür, dass ein Gestein in einen solchen Raum falle, ist die, dass die Menge des entsprechenden Minerals (Gruppe) grösser ist als die der drei andern einzeln genommen. Minimum also 25 %. Der so gebildete Kalksilikatraum umfasst mit Ausnahme der quarzreichen Glieder sämtliche eigentlichen Kalksilikatgesteine. Eine natürliche Unterteilung derselben stösst aber auf Schwierigkeiten. Nach der zweiten Einteilungsmöglichkeit werden die vier Ecken so abgegrenzt, dass nur Gesteine in einen Eckraum fallen, bei denen die betr. mineralische Komponente mehr als 50 % beträgt. Dadurch würde in der Mitte des Tetraeders ein oktaedrischer Raum abgesondert, der alle diejenigen Typen umfassen würde, bei denen keine Komponente 50 % erreicht. Wenn man die Gruppe der Kalksilikatgesteine unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, sieht man, dass auf solche Weise eng zusammengehörende Gesteine wie M 11 und S 64 nur auf Grund ihres Quarzgehaltes auseinandergerissen werden. Für die Gesteine des Mittelraumes müsste zudem ein besonderer Name gesucht werden, der bei der grossen Variabilität dieser Gruppe kaum für alle Glieder zutreffend oder dann völlig nichtssagend wäre. Eine weitere Unterteilung des Mittelraumes aber würde sehr kompliziert.

Nun sind sämtliche silikatischen Verbindungen dieser Gesteine in ihrer höchsten Silifizierungsstufe vertreten. Die einzige Ausnahme macht der Biotit. Mit Calcit allein reagiert SiO<sub>2</sub> unter den gegebenen Bedingungen durchaus nicht mehr. Ein allfälliger SiO<sub>2</sub>-Überschuss,



wie er hier stets mehr oder weniger vorhanden ist, kristallisiert als freier Quarz und hat auf die übrige mineralische Zusammensetzung des Gesteins geringen Einfluss. Aus diesem Grund wurde ein zweiter Klassifikationsversuch unternommen: Quarz wurde weggelassen und die Summe der Gruppen Calcit + Kalksilikate + Alkalisilikate = 100 gesetzt. Tabelle IV<sub>2</sub> gibt die entsprechenden Prozentzahlen. Da es sich nurmehr um ein Dreistoffsystem handelt, kann es im Konzentrationsdreieck dargestellt werden. Das Ergebnis zeigt Figur 14 pag. 100. Für eine einfache Einteilung des Konzentrationsfeldes bestehen analog der räumlichen Darstellung zwei Möglichkeiten. Es zeigte sich aber, dass auch hier durch eine solche schematische Einteilung sonst in jeder Beziehung zusammengehörende Gesteine auseinandergerissen würden. Nun ist die Verteilung der Projektionspunkte der Dünnschliffanalysen eine recht ungleichmässige. Dies darf indessen nicht glattweg als Masstab der Häufigkeit aufgefasst werden; denn die Mitnahme von Gesteinsproben im Felde erfolgt nach besonderen Gesichtspunkten und zudem ziemlich gefühlsmässig. Es ist aber doch auffällig, dass die Projektionspunkte sämtlicher Gesteine in einem relativ schmalen Band am rechten und untern Rand der Figur liegen, während das Mittelfeld und der linke Rand mit Ausnahme der Ecken nicht besetzt sind. Das ist durchaus verständlich. Gleichzeitig sehr calcit- und alkalireiche Gesteine fehlen sowohl bei Sedimenten wie bei Eruptiven ganz. Die einzige Ausnahme in der Projektion pag. 100 betrifft ein nachweisbar kontaktlich verändertes Gestein (M 4).

Auf Grund dieser Tatsachen wurde folgende Einteilung gewählt, deren Grenzen aber durchaus elastisch gedacht sind: Gesteine, welche mehr als 50 % Calcit enthalten, werden als Marmore bis Silikatmarmore zusammengefasst. Feld I. Die Bezeichnung Kalksilikatfelse wird in einem eingeeengten Sinne gebraucht, nämlich nur für Gesteine, welche mehr als 65 % Kalksilikate und gleichzeitig nicht mehr als 15 % Alkalisilikate führen. Feld III. Gesteine des dazwischen liegenden Feldes II sollen karbonatreiche Kalksilikatfelse heissen. Sie enthalten über 25 und unter 50 % Karbonat. Gesteine mit mehr als 15 % Alkalisilikaten, mehr als 50 % Kalksilikaten und unter 25 % Karbonat heissen Kalksilikatgneise. Zusammen mit den Gneisen s. str. bilden sie Feld IV. Von einer karbonatärmeren Gruppe a) kann eventuell eine karbonatreichere b) abgetrennt werden. Sie wäre z. B. mit dem Namen Kalkgneise zu belegen, wobei Kalk  $\text{CaCO}_3$  bedeuten würde. Dagegen können aber dieselben Einwände wie gegen die rein schematischen Einteilungen pag. 99 erhoben werden, weshalb ich

Gestein Nr.	M 36	N 1	M 33	N 23	M 10	N 2	S 55	N 36	S 4b
1 Ca	25,9	31,7	25,9	32,0	30,8	52,4	57,1	87,7	74,0
2 Qz	26,9	16,2	19,9	17,6	35,8	29,0	21,8	—	—
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	32,9	29,6	27,8	26,8	16,6	14,8	10,7	—	—
4 Di-Ho	13,1	9,0	7,7	9,6	10,5	1,7	1,8	12,3	2,5
5 Kf, Bi, Mu	1,2	13,5	18,6	14,0	6,3	2,1	8,6	—	23,5
1 Ca	35,6	38,6	32,6	39,0	48,0	73,8	73,0	87,7	74,0
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	45,0	35,0	34,7	32,5	25,8	20,8	13,6	—	—
4 Di-Ho	17,9	10,6	9,6	11,6	16,4	2,4	2,3	12,3	2,5
5 Kf, Bi, Mu	1,6	15,8	23,2	17,0	9,8	3,0	11,1	—	23,5
Summe 3+4 in IV <sub>2</sub>	62,9	45,6	44,3	44,1	42,2	23,2	15,9	12,3	2,5
Hauptgemengteile	Qz, Ca, Sk, Di-Ho;	Ca, Qz, Sk, Kf, Di, Bi;	Ca, Qz, Kf, An, Gr, Sk, Di-Ho, Bi;	Ca, Qz, Kf, Di, An;	Qz, Di-Ho, Ca;	Ca, Qz, Sk, Di-Ho;	Ca, Qz, An, Bi;	Ca, Gm;	Ca, Phl;
Übergemengteile	An, Gr, Ti	An, Gr, Klz	Ti, Mu	Sk, Gr, Bi, Ti	Sk, An, Gr, Kf, Bi, Ti	Kf, An, Bi, Ti	Kf, Di-Akt, Sk, Mu, Klz, Ti	—	Di, Mu, Tu, Gp, Mk, Ap, Zr

Tabelle IV<sub>1</sub>Tabelle IV<sub>2</sub>

Gestein Nr.	S 31	S 20	S 46	M 11	M 9	U 63	N 31	N 50	N 51	N 33
1 Ca . . . . .	2,4	17,1	4,5	1,8	5,6	7,3	10,4	7,9	14,7	2,0
2 Qz . . . . .	20,8	14,7	21,8	17,7	6,7	16,6	35,0	50,2	0,4	0,8
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	38,3	39,2	37,6	44,7	57,0	34,6	26,6	21,1	32,2	41,2
4 Di-Ho . . . . .	6,1	10,2	8,6	8,5	12,3	25,3	12,1	7,6	24,6	28,6
5 Kf, Bi, Mu . . .	32,6	18,8	27,8	27,2	18,4	16,2	13,2	15,9	28,1	27,4
1 Ca . . . . .	2,6	20,0	5,7	2,2	5,9	8,8	15,9	16,0	14,7	2,0
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	48,4	46,0	48,2	54,4	61,1	41,4	41,1	42,3	32,4	41,6
4 Di-Ho . . . . .	7,8	12,0	10,5	10,4	13,2	30,3	18,6	15,3	24,7	28,8
5 Kf, Bi, Mu . . .	41,2	22,0	35,6	33,0	19,8	19,5	24,4	26,4	28,2	27,6
Summe 3+4 in IV <sub>2</sub>	56,2	58,0	58,7	64,8	74,3	71,7	59,7	57,6	57,1	70,4
Hauptgemengteile	Qz, Di-Ho, Bi, Gr, An, Kf, Sk;	Ca, An, Kf, Sk, Di-Akt, Gr, Bi;	An, Qz, Kf, Bi, Di-Akt;	An, Kf, Qz, Di-Ho;	An, Kf, Qz, Sk, Di-Ho, Gr, Ca;	An, Kf, Qz, Ca, Di-Ho, Gr;	Qz, An, Kf, Di-Ho, Gr, Ca;	Qz, Ep, Ca, Di-Ho, An, Kf;	Ca, Di-Ho, An, Kf;	Kf, Di-Ho, An;
Übergemengteile	Ca, Ti	Mu, Ti	Ca, Gr, Ti, Klz	Ca, Gr, Sk, Bi, Ti	Bi, Mu, Ti	Klz, Chl, Ti	Bi, Klz, Ti	Bi	Ep, Gr, Bi, Ti	Sk, Ep, Ca, Bi, Qz, Ti

 Tabelle IV<sub>1</sub>

 Tabelle IV<sub>2</sub>

Gestein Nr.	S 42	L 38	N 62	M 42	M 1	L 35	M 41	N 3	M 48 <sub>I</sub>	M 48 <sub>II</sub>	M 4
1 Ca	17,1	1,8	—	—	0,9	—	0,7	—	23,6	14,4	49,6
2 Qz	74,6	47,0	72,8	0,5	9,4	34,5	18,8	—	37,2	0,3	—
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	1,4	30,3	17,0	55,2	44,4	34,5	38,2	29,5	23,2	50,3	17,4
4 Di-Ho	6,2	18,1	6,3	—	2,9	—	—	—	8,9	5,2	—
5 Kf, Bi, Mu	0,7	2,8	3,9	44,2	42,5	31,0	42,2	70,5	7,1	29,8	33,0
1 Ca	67,3	3,5	—	—	1,0	—	0,8	—	37,6	14,4	49,6
3 An, Sk, Gr, Ep, Ti	5,6	57,3	62,5	55,6	49,0	52,6	47,2	29,5	37,0	50,5	17,4
4 Di-Ho	24,3	34,0	23,2	—	3,3	—	—	—	14,1	5,2	—
5 Kf, Bi, Mu	2,8	5,2	14,3	44,4	46,7	47,4	52,0	70,5	11,3	29,9	33,0
Summe 3+4 in IV <sub>2</sub>	29,9	91,3	85,7	55,6	52,3	52,6	47,2	29,5	51,5	55,7	17,4
Hauptgemengteile	Qz, Ca;	Qz, Di, An, Gr;	Qz, An, Ho, Gp;	An, Bi, Kf;	Sk, Bi, Qz, Kf;	Qz, Bi, An, Kf, Mu;	An, Qz, Bi, Kf;	Kf, Bi, Tu	Qz, Ca, Sk, Gr, Di-Ho, Kf;	Bi, Sk, Ca, Gr, Di-Ho, An;	Ca, Bi, An;
Übergemengteile	Di, Ho, Gr, An	Bi, Ca, Mu, Klz	Bi, Ca, Gr, Klz, Mu, Ti	Klz, Ti, Ca, Mu	An, Di, Gr, Ca, Ti	Klz, Ca	Ca, Mu, Ti, Klz	Ti, Ca, Qz	Ti, An, Klz, Bi	Ti, Klz, Mu, Qz	Ti, Gr, Di

Tabelle IV<sub>1</sub>

Tabelle IV<sub>2</sub>

auf eine solche Unterteilung verzichte. Die Trennung von Glimmerschiefer und Gneis wird so gehandhabt, dass ein in Frage kommendes Gestein Gneis genannt wird, sobald Plagioklas neben Quarz in einigermaßen deutlichen Mengen auftritt. Gesteine, welche bei Berücksichtigung aller vier Gruppen (Calcit, Quarz, Kalksilikate, Alkalisilikate) über 25 % Quarz enthalten, sollen als quarzreiche Kalksilikatfelse, Marmore oder Kalksilikatgneise bezeichnet werden. Solche mit über 50 % Quarz werden entsprechend -Quarzite genannt. Eine feinere Unterteilung der Gruppen kann durch qualitative und quantitative Angabe der Einzelminerale erreicht werden. Als Beispiele hiezu siehe „Castione nero“-Gruppe und grüne Kalksilikatgneise (pag. 116). Ein starkes Überwiegen von einem oder zwei Gemengteilen einer Gruppe soll in der Namengebung ebenfalls zum Ausdruck kommen. Das Gestein M 1 z. B. muss dementsprechend als Skapolith-Biotit-Gneis, M 42 als Anorthit-Biotit-Gneis bezeichnet werden. Die Benennung Hornfels soll tunlichst vermieden werden, da sie hauptsächlich genetisch bedingt ist und daher hier nur in seltenen Fällen präzise angewandt werden könnte. Kalksilikatgneis bedeutet im Sinne der oben entwickelten Nomenklatur einfach ein Gestein aus Alkalisilikaten und Kalksilikaten  $\pm$  Quarz und Glimmern, ohne etwas über die Textur auszusagen. Die grosse Mehrzahl der hierher gehörenden Gesteine besitzt aber eine mehr oder weniger schiefrige Textur, sodass die Bezeichnung Gneis auch in textuellem Sinne aufgefasst werden darf. Dasselbe gilt mutatis mutandis von den fast durchwegs massigen Kalksilikatfelsen.

Die vorliegende Klassifikation hat in dieser Art nur für quarzführende Gesteine der obersten Kata- und untern Mesozone Gültigkeit. Sie besitzt den grossen Nachteil, nicht quantitativ chemisch auswertbar zu sein. Dies beruht darauf, dass jeweilen mehrere Mineralien von naturgemäss verschiedener Zusammensetzung zu einer Gruppe vereinigt werden mussten und die Mengenverhältnisse der Einzelminerale innerhalb einer Gruppe nur geschätzt werden konnten. Dazu verteilen sich gewisse chemische Komponenten wie  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{MgO}$  noch auf zwei verschiedene Gruppen. Immerhin gibt die Grösse der Gruppen und das Verhältnis Diopsid-Hornblende zu den übrigen Kalksilikaten sowie von Biotit zu Kalifeldspat doch wertvolle Hinweise für eine rohe Schätzung des Gesteinschemismus. Eine umfassende chemische Klassifikation metamorpher Gesteine wurde von NIGGLI (111) aufgestellt. Im Grossen stimmt die hier für kalkreiche Gesteine entwickelte mineralogische damit überein. So entsprechen:

die Marmore, Silikatmarmore	NIGGLI's Gruppe X (Karbonatgesteine)
die Kalksilikatfelse bis -Gneisse und karbonatreichen Kalksilikatfelse	NIGGLI's Gruppe IX (Kalksilikatgesteine)

Im Détail aber ist unter den hier gegebenen Umständen auch jene Klassifikation nicht ohne weiteres mineralogisch äuswertbar.

## b) Beschreibung der einzelnen Gruppen der Para- und Mischgesteine

Die Zusammenfassung der Gesteine zu Gruppen und deren Anordnung im Folgenden geschah soweit möglich dem vorstehenden Klassifikationsversuch entsprechend. Sie erfolgte aber zum Teil weitgehend unabhängig davon. Hiefür waren einerseits geologische Gründe massgebend (Gneiszüge mit Gneisen s. str., Glimmerschiefern, Kalksilikatgneisen, biotitreichen Kalksilikatgneisen und Quarziten). Andererseits wurden Gesteine bestimmter Gebiete mit abweichender Metamorphose zusammengefasst (grüne Kalksilikatgneise und Grammatitmarmore des Nordrandes).

### 1. *Gneise s. str. und biotitreiche Kalksilikatgneise*

Unter der Bezeichnung Gneise werden hier die Glimmerschiefer und Gneise s. str. zusammengefasst. Von den Kalksilikatgneisen werden die biotitreichen und calcitarmen Glieder ebenfalls hier besprochen, da sie sich von den Biotitgneisen nur durch die grössere Menge des Anorthites resp. Ersatz desselben durch Skapolith unterscheiden. Es sind die Gesteine des untern Randes der Dreiecksprojektion bis etwa 60 % Kalksilikate. Folgende Einteilung erwies sich als zweckmässig:

- a) Zweiglimmerschiefer bis -Gneise  $\pm$  Disthen,
- $\beta$ ) Biotitgneise und biotitreiche, calcitarme Kalksilikatgneise.

#### a) Zweiglimmerschiefer bis -Gneise

Diese erste Gruppe entspricht etwa der Gruppe VII (Alumosilikatgesteine), z. T. auch Gruppe II (Alkalialumosilikatgesteine mit zurücktretendem alk) und Gruppe III (Kalkalkalialumosilikatgesteine) in NIGGLI's chemischer Klassifikation (111). Die Unterteilung erfolgte nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Disthen. Da bei Anwesenheit von Disthen gleichzeitig an Stelle von Kalifeldspat Muskowit reichlich auftritt, trennt sie die Gneise mit grösserem von denen mit kleinerem Tonerde-Überschuss.

### Granat-Disthen-Glimmerschiefer und -Gneise

Sie weisen folgenden Mineralbestand auf:

HG: Quarz, Muskowit, Biotit, Plagioklas, Granat, Disthen,  
 NG: Turmalin, Graphit, Apatit, Zirkon,  
 UG: Sillimanit, Rutil.

Bei den eigentlichen Granat-Disthen-Zweiglimmerschiefern liegt der Quarzgehalt stets über 50 % (Schätzung). Beide Glimmer sind ungefähr in gleichen Mengen vorhanden. Kalifeldspat fehlt. Der Plagioklas ist intermediär, Andesin An 30—40. Als Zwillingsgesetz desselben fungiert nur das Albitgesetz. Diese Gesteine sind ziemlich grobkörnig (Disthenporphyroblasten bis 1,5 cm lang). Die Struktur ist durch Disthen und Granat  $\pm$  porphyroblastisch, die Textur ausgesprochen feinlagig bis flaserig. Farbe fleckig graubraun.

Bei den Granat-Disthen-Gneisen überwiegt von den Glimmern Biotit weit über Muskowit. Plagioklas ist viel reichlicher vertreten. Der Quarzgehalt dagegen geht zurück. Kalifeldspat fehlt auch hier ganz. Die Struktur ist zwar noch etwas porphyroblastisch, der Grössenunterschied Porphyroblasten/Grundgewebe jedoch nur gering. Die Textur ist z. T. gut kristallisationsschiefrig, z. T. gestreckt-fast massig. Das Korn ist fein. Farbe entsprechend dem grösseren Biotitgehalt dunkler graubraun.

Durch die Basizität seines Plagioklases (Labrador-Bytownit An 70), wie auch durch seine Kompaktheit bildet der Biotit-Disthengeis N 34 einen Übergang zu den eigentlichen Biotitgneisen.

### Zweiglimmer-Plagioklasgneise ohne Disthen als HG

Mineralbestand:

HG: Quarz, Muskowit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat,  
 Granat,  
 NG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit,  
 UG: Epidot, Calcit, Titanit, Disthen, Sillimanit.

Quarz macht auch hier oft über 50 % des Gesteins aus. Kalifeldspat ist Hauptgemengteil, tritt aber hinter Plagioklas zurück. Er kann, wie auch Granat, ausnahmsweise ganz fehlen. Da Gneis eigentlich Alkalifeldspatgneis bedeutet, muss ein grosser Teil der hierher gehörenden Gesteine genauer als Plagioklasgneise bezeichnet werden. Von den Glimmern überwiegt gewöhnlich der Muskowit. Die Schätzung wird aber dadurch unsicher, dass der Biotit vielfach in einen fast farblosen Chlorit umgewandelt ist. Die Struktur ist etwas porphyrobla-

stisch (Granat, ausnahmsweise Plagioklas in N 59). Siebartige Durchlöcherung der Porphyroblasten ist ziemlich allgemein, Anreicherung von graphitischem Pigment darin häufig. Das Grundgewebe ist grano-lepidoblastisch, die Korngrösse mittel bis gering. Textur ausgesprochen kristallisationsschiefrig, oft feinlagig (die eine Lage Quarz, die andere Feldspäte + Glimmer oder diese allein) oder flaserig. Farbe hellgrau bis bräunlichgrau. Für die jüngern Bewegungen bildeten diese Schieferhorizonte ausgezeichnete Gleitflächen. Der dabei stattgefundenen mechanischen Zerrüttung folgte eine intensive Verwitterung, die oft soweit geht, dass von den davon betroffenen Gesteinen einzelne auch mikroskopisch nicht mehr klassiert werden können.

Einen besonderen Charakter weist der Zweiglimmergneis M 2 auf. Er ist sehr grob, die Struktur porphyroblastisch mit bis 1 cm grossen Granaten, die Textur flaserig bis lagig. Mehrere Millimeter dicke Quarzlagen wechseln ab mit grob lepidoblastischen, gut kristallisationsschiefrigen, muskowitzreichen Bändchen und fast massigen, feinkörnigen Partien, die hauptsächlich aus Feldspäten (Mikroclin + bas. Andesin) + Biotit bestehen. Dieses schöne Gestein findet sich einzig im Antonini-Bruch als mächtigere Zwischenlagen im „Castione nero“. Petrographischer Charakter und Auftreten kennzeichnen es als Injektionsgneis. Analyse siehe Tab. V, pag. 122.

#### Charakter der einzelnen Gemengteile der Zweiglimmergneise:

**Q u a r z** besitzt nie Kristallform. Häufig gegeneitig verzahnt, Spuren von Kataklyse immer vorhanden. Die undulöse Auslöschung lässt ihn auf den ersten Blick oft mit stark verwaschenem Mikroclin verwechseln.

**B i o t i t** und **M u s k o w i t** zeigen stets gute Ausbildung von (001). Senkrecht dazu ist dagegen die Begrenzung sehr unregelmässig, vereinzelt sogar ausgesprochen lappig. Die kleinen, vollkommen in Quarz eingeschlossenen Individuen, besonders von Muskowit, weisen vollendete Kristallgestalt auf. Falls (001) der Schliffebene  $\perp$  parallel liegt, können sie leicht mit Apatit verwechselt werden. Um Zirkon zeigt Biotit ausgezeichnete pleochroitische Höfe, die auch bei Umwandlung zu Chlorit erhalten bleiben.

**P l a g i o k l a s**, durchwegs Andesin An 35—40, ist nach Albit-, seltener nach Periklingesetz verzwillingt. Er ist oft verwittert.

**K a l i f e l d s p a t** ist wohl meist Mikroclin, gewöhnlich ohne deutliche Gitterung, nur undulös auslöschend. Myrmekite spärlich.

**G r a n a t** zeigt sehr selten gute Kristallform. Im allgemeinen nur runde Körner, oft sogar vollkommen xenoblastische Individuen. Stets sind sie von vielen, häufig parallelen Rissen durchzogen und siebartig von den andern Gemengteilen erfüllt. Graphitisches Pigment reichert sich gern in Granatporphyroblasten an. Über die Zusammensetzung wurden keine Untersuchungen angestellt. Es dürfte sich durchwegs um gemeinen Granat handeln.

**Disthen** ist auch als Porphyroblast stets lappig begrenzt, die Streckung parallel *c* normalerweise doch deutlich erkennbar. Ausgeprägt poikiloblastisch. Spaltbarkeit scharf, die Risse breit. Optisch erkennbare Zwillinge sind sehr selten. U. d. M. hellgrau gefärbt, zeigt er makr. eine unscheinbare, dumpf dunkelgraue Farbe. Dadurch ist er im frischen Bruch nur äusserst schwer zu erkennen. Bei der Verwitterung hingegen treten die grossen Porphyroblasten deutlich aus der Gesteinsoberfläche heraus.

**Turmalin** zeigt starken Pleochroismus hellgelb/olivgrün. Er tritt in ausgezeichneten Kristallen oder mindestens säuligen Körnern auf. Dann und wann zonarstruiert.

**Apatit** erscheint in grösseren, rundlichen Körnern wie in den Kalksilikatgneisen, selten in schönen Kriställchen. Da Achsenbilder stets fehlen, ist er von Klinozoisit oft nicht unterscheidbar. Auch eine an einem grösseren Individuum versuchte Bestimmung mit Hilfe des Universaldrehtisches schlug wegen der geringen Doppelbrechung fehl.

**Zirkon** ist gut eigengestaltig, aber klein. Die Häufigkeit desselben dürfte wie die von Turmalin infolge der guten Erkennbarkeit etwas überschätzt sein.

**Graphit** tritt hie und da in Form gut sechsseitiger Blättchen, oft aber nur als feinstes Staub auf. Die leistenförmigen Querschnitte zeigen rauhe Grenzflächen.

**Sillimanit** erscheint da und dort als spärlicher Übergemengteil, der leicht übersehen wird. Erst genaue Vergleiche mit den analogen, reichlich Sillimanit führenden Gneisen von Schloss Schwyz ergaben auch hier die Anwesenheit desselben. Die Art des Auftretens (Büschel feinsten Nadeln bis Fasern, die stets mit Biotit eng verwachsen sind) ist überall gleich. Eine sichere Identifizierung ist infolge der grossen Feinheit der Nadeln nur selten möglich. Zu dem im selben Gestein auftretenden Disthen zeigt Sillimanit gar keine Beziehungen. Er scheint sekundär aus Biotit hervorgegangen zu sein. Vergl. auch die Diskussion über Paragenesen von Sillimanit, Andalusit und Disthen bei STRECKEISEN (155).

β) Die Biotitgneise s. str. und die biotitreichen, calcitarmen Kalksilikatgneise (Biotitplagioklasgneise)

In den Gneiszügen bilden Biotitgneise die äussern Partien gegen die kalkreichen Gesteine. Sie treten ferner in schmalen Bändern von wenigen Centimetern ganz unvermittelt im Marmor auf. Beides kennzeichnet sie als Übergangsglieder zwischen den Tonerdesilikatgneisen und den Kalksilikatfelsen. Mineralbestand:

- HG: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Muskowit,  
Granat,
- NG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit,
- UG: Calcit, Titanit, Klinozoisit-Epidot, Disthen, Magnetkies, Pyrit, Ilmenit.

Die Mengenverhältnisse sind sehr wechselnd. Man kann folgende Typen unterscheiden, die aber weitgehend ineinander übergehen (Reihenfolge der Gemengteile nach abnehmender Menge):

1. Quarz überwiegend, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Muskowit, Granat
2. Mikroklin, Biotit, Quarz, Plagioklas
3. Plagioklas, Biotit, Mikroklin, Quarz.

Granat ist oft nur in Spuren vorhanden oder fehlt ganz, ebenso Muskowit. Mit Ausnahme des selteneren Typus 1 besitzt Quarz keine so ausgesprochene Vormachtstellung mehr wie in den Tonerdesilikatgneisen. Das Verhältnis Kalifeldspat/Plagioklas ist sehr variabel und kann fast bis zum Ausschluss des einen oder andern gehen. Alle diese Gesteine sind feinkörnig. Ihre Struktur ist bald eine ausgesprochene Pflasterstruktur, bald hornfelsartig, vereinzelt durch Granat porphyroblastisch. Textur ebenfalls sehr variabel, teils schön kristallisationsschiefrig, selten durch Quarzbändchen feinlagig, teils fast massig, Schieferung oder Streckung nur noch angedeutet.

Charakter der einzelnen Gemengteile (bei den nicht erwähnten wie bei den Tonerdesilikatgneisen):

**Kalifeldspat** ist durchwegs mikroklinartig. Ob daneben auch orthoklasartiger vorkommt, kann nicht festgestellt werden. Entsprechende Untersuchungen nach der Universaldrehtisch-Methode stossen auf bedeutende Schwierigkeiten (undulöse Auslöschung, Kleinheit der Individuen). Gegen Calcit ist Mikroklin gut eigengestaltig. Myrmekite sind ziemlich häufig und erleichtern die Auffindung geringer Anteile von Kalifeldspat sehr.

**Plagioklas.** 10 Fedorowbestimmungen ergaben übereinstimmend Bytownit-Anorthit An 85—100. Stets gut verzwillingt, meist nach Albit- und Periklingesetz zugleich. Im Biotitgneis M 32 z. T. maschenartig in ein zeolithisches Mineral zersetzt, das aber nicht näher bestimmt werden konnte. n desselben  $\leq$  n Kanadabalsam. Das vollständige Fehlen einer Spaltbarkeit oder stengligen Entwicklungstendenz und die sehr niedrige Doppelbrechung sprechen gegen den in Castione sonst so häufigen Laumontit.

**Biotit.** Pleochroismus hellgelb/dunkel braunrot. Die Farbe spielt stärker ins Rot als bei den Tonerdesilikatgneisen. Bei mechanischer Beanspruchung starke Biegungen und Schleppungen.

**Granat** bildet oft Porphyroblasten und ist ziemlich gut eigengestaltig, aber stark poikiloblastisch. Die Einschlüsse, besonders von Quarz und Plagioklas ordnen sich zuweilen zu konzentrischen Schalen parallel der äusseren Kristallbegrenzung.

Die beiden Biotit-Anorthitgneise M 41 und 42 sowie der Biotit-Skapolithgneis M 1 besitzen einen wesentlich anderen Charakter als die bisher betrachteten Gesteine dieser Gruppe. Mineralbestand von M 41 und 42:

HG: Anorthit, Biotit, Kalifeldspat, Quarz,  
 NG: Turmalin, Graphit, Apatit, Zirkon,  
 UG: Muskowit, Magnetkies, Ilmenit, Titanit, Klinozoisit,  
 Calcit.

Sie unterscheiden sich von den eigentlichen Biotitgneisen durch das starke Hervortreten des Anorthites und das reichliche Auftreten kalkhaltiger Übergemengteile wie Titanit, Klinozoisit und sogar Calcit. Die Struktur ist eine ausgesprochene Pflasterstruktur mit etwas siebartiger Durchdringung der größern Individuen. Die Textur ist, wenigstens teilweise, durchaus massig. Es sind typische Hornfelse. Sie bilden im Zweiglimmer-Granat-Gneis M 2 ausgedehntere Partien.

Noch kalkreicher ist das Gestein M 1. Es wurde nur ein einziges Mal in geringer Menge in schiefrigen Partien des „Castione nero“ gefunden. Mineralbestand:

HG: Skapolith, Quarz, Biotit, Mikroklin, Anorthit,  
 NG: Graphit, Turmalin, Zirkon,  
 UG: Diopsid, Granat, Titanit, Calcit, Magnetkies.

Der Anorthit der vorigen Gesteine ist grösstenteils durch Skapolith ersetzt. Die kalkreichen Übergemengteile Diopsid, Granat (wohl  $\pm$  Grossular), Titanit und Calcit treten nun auch quantitativ stärker hervor. Das Handstück ist zudem parallel der Schieferungsebene von grobkörnigen Calcitadern durchzogen. Das Gestein ist recht feinkörnig und von durchaus gneisartigem Aussehen. Struktur überwiegend schön granoblastisch. Textur kristallisationsschiefrig bis gestreckt.

Die Gesteine M 2 (Zweiglimmergranatgneis) — M 41/42 (Biotit-Anorthit-Mikroklingneis) — M 1 (Skapolith-Biotitgneis) — M 9/11 („Castione nero“) bilden eine kontinuierliche Reihe von den Ton-erdasilikatgneisen bis zu den eigentlichen Kalksilikatgesteinen.

Der Frage, inwieweit auch bei den relativ unempfindlichen Gneisen neben der Dislokationsmetamorphose auch die Kontaktmetamorphose für den endgültigen Charakter maßgebend war, wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Ausserhalb des zentralen Injektionsgebietes waren am Castionehügel einwandfreie Kennzeichen einer Injektion oder Kontaktmetamorphose überhaupt in diesen Gesteinen nicht erkennbar. Myrmekite sind selten. Etwas zerfressene Biotite treten zwar dann und wann auf. Ebenso Anklänge an Siebstrukturen. Beide Erscheinungen kommen aber auch in nicht kontaktmetamorphen Gneisen vor. Sie sind deshalb als diagnostische Merkmale wertlos (7). In diesem Zusammenhang ist auch daran zu erinnern, dass das unter-

suchte Gebiet dem zentralen Teil der penninischen Geosynklinale angehört hatte und möglicherweise schon dort einem mehr oder weniger intensiven telepneumatolytischen Einfluss unterworfen worden war (R. STAUB). Ein sicheres Erkennen späterer Kontaktmetamorphose ist deshalb ausserordentlich schwer.

## 2. Die Quarzite (s. l.)

Quarzite sind häufige Bestandteile der grossen Gneiszüge. Siehe Profile im geologischen Teil. Ausserhalb derselben sind quarzreiche Gesteine (> 25 % Quarz) seltener, und Quarzite (> 50 % Quarz) fehlen dort ganz. Aus Tabelle IV ist ersichtlich, daß quarzitisches Glieder bei allen Gruppen sedimentogener Gesteine des Castionezuges vorkommen. Dies ist auch bei den Gneisen s. str. der Fall, bei denen aber kein entsprechender Dünnschliff ausgemessen wurde (Gneis-quarzite). Der dunkle Kalksilikatgneis L 35 (makr. als Biotitgneis bestimmt) gehört, vom hohen Quarzgehalt abgesehen, zur Gruppe der biotitreichen Kalksilikatgneise. N 50 lässt sich ganz ungezwungen bei den grünen Kalksilikatgneisen einreihen, wohin ihn auch sein Auftreten weist. Der quarzreiche Kalksilikatfels L 38 und der Kalksilikatquarzit N 62 haben dagegen hier bei quarzarmen Gesteinen keine Verwandten. Der Mineralbestand lautet für:

- L 38 HG: Quarz 47 %, Anorthit, Granat, Diopsid  
 NG: Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Magnetkies, Graphit  
 UG: Biotit, Calcit, Muskowit, Rutil, Klinozoisit
- N 62 HG: Quarz 67,8 %, Anorthit, Graphit, Hornblende  
 NG: Titanit, Apatit, Zirkon, Magnetkies  
 UG: Biotit, Calcit, Granat, Klinozoisit, Muskowit
- S 42 HG: Quarz 74,6 %, Calcit, Diopsid-Hornblende  
 NG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Magnetkies, Graphit  
 UG: Granat, Anorthit, Biotit

Die Struktur ist schön granoblastisch, die Textur stets massig.

Gesteine wie L 38 sind in Castione verbreitet. S 42 besitzt vollständige Analoga im Zug von Schloss Schwyz, wo eigentliche Quarzite und quarzitisches Gesteine überhaupt häufiger vorkommen. Ein merkwürdiges Gestein ist der Graphitquarzit N 62, der nur in einer einzigen schmalen Bank von 20 cm im nördlichen Gneiszug zwischen La Strada- und Ambrosini-Bruch gefunden wurde. Vor allem ist der ungewohnt hohe Graphitgehalt von 6,8 % bemerkenswert.

## 3. Kalke-Silikatmarmore-karbonatreiche Kalksilikatfelse

Die weitere Einteilung dieser Gruppe erfolgte zuerst nach dem Silikatgehalt in Marmore-Silikatmarmore und helle Kalksilikatfelse.

Die wenig metamorphen Glieder wurden dann unter der Bezeichnung Kalke von den Marmoren abgetrennt.

#### a) Die Kalke

Alle ursprünglich sedimentären Gesteine der Umgebung von Bellinzona nördlich des Passo San Jorio sind intensiv metamorphosiert und besitzen eine hohe Kristallinität. Die einzige Ausnahme hievon machen graue Kalke, die in ihrer Korngrösse völlig an dichte Kalksteine erinnern. Die wichtigsten Vorkommen derselben liegen im nördlichen Teil des Castionezuges (Bruch Ambrosini; Val Traversagna).

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

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

Die Struktur ist ausgeprägt heteroblastisch. Die nicht karbonatischen Mineralien treten nur als Porphyroblasten auf. Auch solche von Calcit sind sehr häufig. Die Korngrösse des calcitischen Grundgewebes sinkt bis zu fast kryptokristallinen Dimensionen herab. Die Porphyroblasten erreichen bei einem Durchmesser der Grundgewebe-Calcitkörner von 0,005—0,01 mm oft 0,5—1 mm. Die Grösse der einzelnen Körner ist auch im Grundgewebe sehr verschieden.

Die Textur ist stellenweise absolut massig (Traversagna), meist jedoch ausgesprochen mylonitisch. Die geringe Korngrösse des Calcites könnte deshalb auch sekundär bedingt sein. Sie wird aber wohl besser als Relikt des ursprünglichen Sedimentes gedeutet; denn in analogen Marmoren, welche starke mechanische Deformationen aufweisen, haben Calcit und Silikate in gleicher Weise mit Bruch reagiert, ohne einseitige Kornverkleinerung des Calcites. (Taf. 4, Abb. 6).

β) Marmore — Silikatmarmore

Die Silikatmarmore des Castionezuges sind trotz ihrer grossen Häufigkeit recht einheitlich. Extreme Typen wie  $\pm$  silikat- und quarzfreie Marmore oder reine Phlogopitmarmore sind ziemlich selten. Die Korngrösse der ganz reinen Typen ist bedeutend. Sie beträgt vielfach 4—5 mm. Im Mineralbestand können Quarz und Silikate bis auf Spuren herabsinken. Struktur granoblastisch, Korngrenzen wenig verzahnt, sodass stellenweise grobzuckeriges Aussehen entsteht. Textur absolut massig.

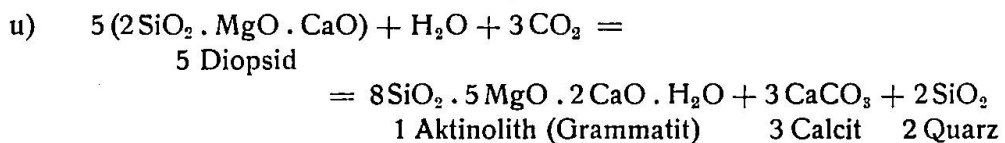
Der Mineralbestand der Silikatmarmore ist:

Calcit; ferner Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskowit, Diopsid-Aktinolith, Skapolith, Anorthit, Klinozoisit, Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnetkies. Quarz, Skapolith, Plagioklas und Diopsid können zu Hauptgemengteilen werden. Eigentliche Nebengemengteile sind nur Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit und Magnetkies. Von den Übergemengteilen treten Biotit und Muskowit zuweilen reichlicher auf, Muskowit gern auf Rutschflächen. Klinozoisit ist selten. Granat fehlt vollkommen. Die einzelnen Mineralien weisen folgende Charakteristika auf:

Calcit ist stets reichlich lamellar verzwillingt. Durch jüngere Bewegungen Lamellen gebogen und zerrissen.

Quarz zeigt regelmässig Felderteilung, vielfach Böhm'sche Streifung. Da und dort grössere Körner gänzlich zu Sandquarz zerrieben.

Diopsid ist u. d. M. nahezu farblos und vom Rande aus häufig in ebensolchen Aktinolith verwandelt. Die Aktinolithzone zeigt ein eigentümlich mikrodiablastisch-myrmekitartiges Aussehen und enthält kleinste Fetzen von Calcit. Kleinste farblose Körner von relativ geringer Doppelbrechung sind vermutlich Quarz, können aber nicht einwandfrei bestimmt werden. Die Aktinolithisierung des Diopsides ist in den Marmoren der Zone von Bellinzona noch verbreiteter als hier. Sie erfolgte nach der Gleichung:



Der anfänglich gebildete Diopsid wurde in einem etwas spätern Stadium der Metamorphose instabil und wandelte sich in den einem tiefern Temperaturbereich angehörenden Aktinolith um. Ganz vereinzelt tritt Aktinolith auch selbständig auf.

Biotit ist hell,  $n_\alpha$  farblos,  $n_\gamma$  bräunlichgelb, vielleicht eher als Phlogopit zu bezeichnen.

Turmalin ist ebenfalls licht gefärbt,  $n_\omega$  gewöhnlich hell braunoliv, selten himmelblau,  $n_\epsilon$   $\pm$  farblos.

Die übrigen Gemengteile sind gleich ausgebildet wie in den Kalksilikatfelsen.

Die Struktur ist durchwegs schön granoblastisch. In silikatreicheren Partien Anklänge an Siebstruktur. Korngrösse wechselnd, im allgemeinen aber bedeutend feiner als bei den reinen, weissen Marmoren. Farbe makr. grau, je nach dem Silikatgehalt heller oder dunkler. Textur massig-lagig.

Die dünnen, phlogopitreichen Zwischenlagen des reinen Marmors im Südbruch weichen in Zusammensetzung und Aussehen von den eben beschriebenen Silikatmarmoren ab:

HG: Calcit, Phlogopit,

NG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnetkies,

UG: Diopsid, Muskowit.

Calcit macht 74 %, Phlogopit 23,5 % der Gesteinsmasse aus. Struktur grano-lepidoblastisch, Textur kristallisationsschiefrig. Farbe glänzend braun.

#### γ) Die karbonatreichen Kalksilikatfelse

unterscheiden sich von den Silikatmarmoren nur wenig. Der Mineralbestand ist bis auf den hier neu hinzutretenden Granat der gleiche. Kalifeldspat, Diopsid, Skapolith und Plagioklas sind in wesentlich grösserer Menge vorhanden. Skapolith- sowie quarz- und calcitreiche Partien zeigen vornehmlich ausgesprochen granoblastisches Gefüge. Anklänge an poikiloblastische Strukturen nehmen stark zu, besonders bei plagioklasreichen Partien. Die Textur ist etwas lagig bis massig. Korngrösse sehr variabel, die massigen Typen im Antonini-Bruch sind recht grob.

Beim Diopsid dominiert die Verdrängung durch grüne Hornblende bereits über die Aktinolithisierung. Die erstgenannten beiden Mineralien sind stets auf's engste miteinander verwachsen. Im Gegensatz zur Aktinolithisierung ist es aber nur in ganz seltenen Fällen möglich, den Sinn der Umwandlung einwandfrei festzustellen. Ein Gestein der nächsten Gruppe aus der Val Traversagna brachte die Entscheidung: Die grüne Hornblende umrandet hier deutlich den Diopsid und wächst in feinen Nadeln nach aussen weiter. Die an einer solchen Verdrängung beteiligten Diopsid und Hornblende gehören meist je einem Individuum an. Sie sind dann so orientiert, dass die c-Achse und die Ebene (010) gemeinsam sind. Die a-Achsen sind nach derselben Seite geneigt und weichen theoretisch nur 12' voneinander ab, was praktisch natürlich nicht mehr kontrollierbar ist. Die Auslöschung  $n_{\gamma}/c$  beträgt

für den Diopsid	41°
für die Hornblende	21°.

Der Diopsid ist häufig polysynthetisch nach (001) oder (100) verzwillingt.

#### 4. Die Kalksilikatgneise und die exomorphen Kontakte der Injektionsadern

Die hierher gehörenden Gesteine sind, wie die Projektion zeigt,

durch die Mengenverhältnisse ihrer Gemengteile recht scharf zu einer Gruppe zusammengefasst. Schon eine rein makroskopische Betrachtung ergibt jedoch die Notwendigkeit einer Unterteilung. Sie wurde mikroskopisch durchgeführt und zwar so, dass Gesteine mit Skapolith, bei denen der Diopsid gegen die übrigen Kalksilikate zurücktritt, die Gruppe des „Castione nero“ bilden. Die Gruppe der „grünen Kalksilikatgneise“ unterscheidet sich hievon durch den meist vollständigen Ersatz des Skapolithes durch Epidot und den grossen Anteil des Diopsides an der Gesamtmenge der Kalksilikate. Diese Gruppe kommt nur in der nördlichsten Zone des Castionezuges auf der Tessinseite innerhalb der roten Grammatitmarmore vor. „Grüne Kalksilikatgneise“ und Grammatitmarmore weichen in ihrer Metamorphose von den übrigen Kalksilikatgesteinen in Castione wesentlich ab und werden deshalb zusammen in einem besonderen Abschnitt behandelt.

Die Gesteine der „Castione nero“-Gruppe und die exomorphen Kontakte der Injektionsadern sind stofflich und genetisch derart eng miteinander verbunden, dass viele Fragen nur bei gemeinsamer Untersuchung befriedigend gelöst werden können. Deshalb wird die Besprechung der exomorphen Kontakte derjenigen der „Castione nero“-Gruppe angeschlossen.

#### a) Die Gruppe des „Castione nero“

Das Hauptgestein der Gruppe bildet der unter diesem Namen bekannte Kalksilikatgneis aus den Brüchen Antonini und La Strada. Der Mineralbestand ist ungewöhnlich artenreich:

HG: Quarz, Plagioklas, Skapolith, Granat, Diopsid, Kalifeldspat, Biotit, Calcit,

NG: Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnetkies,

UG: Hornblende, Aktinolith, Muskowit, Pyrit, Ilmenit, Rutil, Klinozoisit.

Die Mengenverhältnisse sind ziemlich wechselnd. Der Quarzgehalt variiert von 6,7—35 %. Granat, Biotit und Calcit sinken da und dort zu Übergemengteilen herab. Von den Kalkalumosilikaten überwiegt gewöhnlich der Anorthit, in den biotitreichen Partien der Skapolith. Kalifeldspat ist reichlicher vertreten als Biotit, selten allerdings bis zum fast völligen Ausschluss des letzteren. Die einzelnen Gemengteile besitzen folgenden Charakter<sup>13)</sup>:

<sup>13)</sup> Infolge des engen Zusammenhangs zwischen „Castione nero“ und Injektionsadern sind die Eigenschaften ihrer Mineralien weitgehend dieselben. Es wurden deshalb an den Mineralien des „Castione nero“ mit Ausnahme

Der Plagioklas ist Anorthit An 95. Seine Grösse ist im gleichen Stück sehr variabel. Er bildet Zwillingstöcke nach Periklin- und Albitgesetz, sehr häufig nach dem Periklingesetz allein. Die grössern Individuen sind von den andern Gemengteilen siebartig erfüllt. Spaltbarkeit nach (001) und (010) oft sehr ausgeprägt. Zur raschen Bestimmung ohne Drehtisch lassen sich deshalb Schnitte  $\perp[100]$  mit recht grosser Genauigkeit verwenden, in erster Annäherung auch die leicht erkennbaren  $\perp[010]$  (Spaltbarkeit nach (001) und Zwillinglamellen nach Periklin).

Skapolith tritt nie wirklich eigengestaltig auf, sondern bildet  $\pm$  isometrische oder etwas längliche Körner. Spaltbarkeit mässig. Die Höhe der

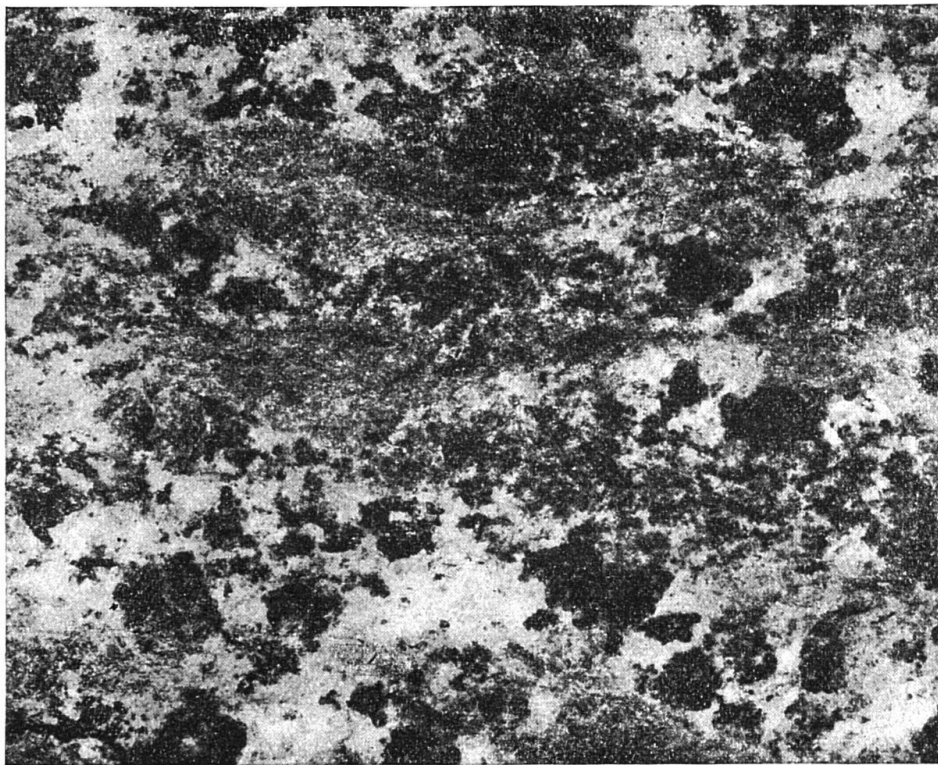


Fig. 15

„Castione nero“. Natürliche Grösse. Phot. Dr. F. de Quervain

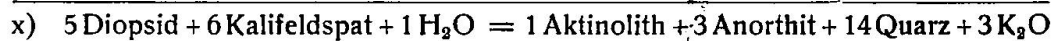
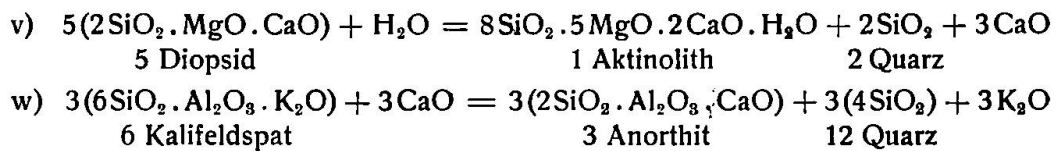
Interferenzfarben lässt auch hier auf einen Karbonatmejonit ( $\pm$ ) schließen. Nach GUTZWILLER (67) ist  $n_{\varepsilon} - n_{\omega} = 0,029$ . Vergl. auch pag. 70/71 dieser Arbeit. Im Gegensatz zu den Skapolithen der Injektionsadern stets auffallend frisch.

Der Granat ist von bräunlichroter Farbe und undurchsichtig. Nur in dünnen Splintern durchscheinend. Trotz starker Tendenz nach Eigengestaltigkeit sind wirklich gute Kristalle selten. Maximale Grösse ca. 1 cm. Sämtliche grösseren Individuen sind extrem siebartig durchlöchert, was soweit gehen kann, dass

des Granates keine Brechungsindices bestimmt. Hiefür sei auf das Kapitel über die Injektion in Castione verwiesen.

die Granatsubstanz nur noch wie ein lockeres Netz die Einschlüsse umhüllt. Über optische Daten und Zusammensetzung siehe Diskussion pag. 80 u. ff.

Der Diopsid ist makr. dunkel graugrün. U. d. M. ist die grüne Farbe indessen kaum angedeutet. Spaltbarkeit mit breiten Rissen sehr ausgeprägt. Absonderung nach (100) infolge lamellarer Zwillingsbildung häufig.  $n_{\gamma}/c = 41-45^{\circ}$ . Doppelbrechung nach GUTZWILLER (67) 0,025 bis 0,027. Vergl. auch pag. 89. Begrenzung  $\pm$  buchtig. Besonders in stark injizierten Typen Verwachsung mit grüner Hornblende resp. Verdrängung durch dieselbe verbreitet, weniger Aktinolithisierung. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen grüner Hornblende und Injektion, wie er von MÜGGE (133, pag. 527) erwähnt wird, konnte aber nicht ermittelt werden. Gegen Kalifeldspat ist Diopsid oft mit einem schmalen Saum von Aktinolith - blassgrüner Hornblende umgeben, an den sich auf der Kalifeldspatseite ein breites Band von Myrmekit anschliesst. Die Entstehung dieses Aktinolith- und Myrmekitsaumes kann man sich wie folgt rekonstruieren. Bei Zufuhr von  $H_2O$  Umwandlung des Diopsides zu Aktinolith und sofortiger Angriff des dabei frei werdenden CaO auf den Kalifeldspat:



Die Summengleichung zeigt, dass sich beide Reaktionen ausgezeichnet ergänzen. Ihre Richtigkeit kann volumetrisch nachgeprüft werden<sup>14)</sup>. Es betragen die Molekularvolumina (auf- oder abgerundet) für

Aktinolith	240 cm <sup>3</sup> <sup>15)</sup>
Anorthit	100 cm <sup>3</sup>
Quarz	22,5 cm <sup>3</sup> , folglich

$$\begin{array}{l} 1 \text{ Aktinolith} = 240 \text{ cm}^3 \\ 3 \text{ Anorthit} = 300 \text{ cm}^3 \\ 14 \text{ Quarz} = 315 \text{ cm}^3 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} 1 \text{ Aktinolith} \\ 3 \text{ Anorthit} \\ 14 \text{ Quarz} \end{array}} \right\} = 615 \text{ cm}^3.$$

Volumenverhältnis Aktinolith: Myrmekit = 1:2,5. Die Beobachtung hat für den Myrmekitsaum eine 2-3 mal grössere Breite als für den Aktinolithsaum ergeben. Rechnung und Messung stimmen also vorzüglich überein.

Die grüne Hornblende zeigt den Pleochroismus:

$n_{\alpha}$	$\pm$ farblos	
$n_{\beta}$	gelblichgrün	
$n_{\gamma}$	bläulichgrün	$n_{\gamma}/c = 16-21^{\circ}$ .

Farbe u. d. M. wenig intensiv, sodass die Unterscheidung Aktinolith/grüne Hornblende öfters problematisch wird. Selten ist die Farbe tief,  $n_{\gamma}$  und  $n_{\beta}$  sind dann mehr braungrün. Nur ausnahmsweise eigengestaltig mit (110)-Flächen, gewöhnlich mit Diopsid fetzenartig verwachsen resp. ihn verdrängend.

Kalifeldspat besitzt vereinzelt einheitliche Auslöschung und gute Spaltbarkeit; er muss dann als orthoklasartig bezeichnet werden. Normaler-

<sup>14)</sup> Für das genaue Vorgehen vergl. pag. 61/62.

<sup>15)</sup> Bei einem spezifischen Gewicht von 3,0-3,3 in der Aktinolithgruppe wurde für diesen vermutlich ziemlich eisenarmen Aktinolith ein solches von 3,1 angenommen.

weise ist die Auslöschung stark undulös (sog. Phantomgitterung), macht aber nur selten einer scharfen Mikroklingitterung Platz. Dieser Charakter des Kalifeldspates ist für alle hier besprochenen Gesteine inkl. Gneise und Glimmerschiefer typisch. Er darf deshalb kaum als diagnostisches Kennzeichen für Injektion angesprochen werden. In den Kalksilikatfelsen verrät sich der Kalifeldspat gewöhnlich durch die reichliche Myrmekitbildung.

**Biotit** ist stark pleochroitisch,  $n_\gamma$  kastanienbraun,  $n_\alpha$  hellgelb, Begrenzung der Blättchen in den Kalksilikatpartien lappig, in den mikroklinreichen eher besser. Oft mit Diopsid und Hornblende verwachsen. Ob eine blosser Verwachsung oder eine Verdrängung vorliegt, konnte nicht entschieden werden.

**Calcit** ist regelmässig verzwilligt und erfüllt gern die Zwickel der andern Gemengteile, auch die häufigen Risse in den grossen Plagioklasen.

**Quarz** bildet einerseits rundliche Körner, andererseits feine Adern mit der starken, injektiven Verzahnung. Undulöse Auslöschung und Felderteilung häufig, aber viel weniger ausgeprägt als in den hellen Kalksilikatfelsen und Silikatmarmoren.

**Titanit** kommt in rundlichen Körnern oder scharfen Kristallen mit spitz rhombenförmigem Querschnitt vor. Pleochroismus deutlich,  $n_\alpha$  farblos,  $n_\gamma$  hell rötlichbraun. Oft polysynthetisch verzwilligt. Dispersion sehr ausgeprägt.

**Turmalin**. Weitüberwiegend kleine scharfe Kristalle. Grössere Individuen gerundet längliche Körner. Pleochroismus intensiv:  $n_\epsilon$  fast farblos—sehr hell rötlichgelb,  $n_\omega$  braunoliv.

**Apatit**. Rundliche Körner von hoher Licht- und kleinster Doppelbrechung. Stark rissig. Auch völlig isotrope Querschnitte liefern keine verwertbaren Achsenbilder.

**Zirkon**. Kleine scharfe Säulchen wie in Eruptivgesteinen.

**Graphit** ist in lappigen oder scharf sechseckigen, im auffallenden Licht stark glänzenden Blättchen nie fehlender Nebengemengteil. Graphitaggregate zeigen gewöhnlich sperrig-leistenförmige Querschnitte. Die Angaben GUTZWILLERS (67) für Magnetit beziehen sich ohne Zweifel auf Graphit. Ob auch Magnetit in diesen Gesteinen vorkommt, erscheint nach eingehender Prüfung sehr zweifelhaft.

**Magnetkies** fehlt nie. Es ist das Erz dieser Gesteinsgruppe. Fetzig Individuen und kleine Klümpchen. Rötlichbraune Abblendfarbe.

**Ilmenit** tritt ganz vereinzelt auf und ist regelmässig von einem breiten Titanitkranz umgeben.

**Pyrit** ist eine grosse Seltenheit und erscheint nur an der Grenze quarzreicher Injektionsadern.

**Rutil** kommt nur ganz vereinzelt und unter Bedingungen vor, die eine Zufuhr aus den Injektionsadern sehr wahrscheinlich machen. Auch

**Klinozoisit** ist selten. Kleine runde Körner, deren Bestimmung nur ausnahmsweise einwandfrei durchgeführt werden kann.

**Textur und Struktur** des „Castione nero“ sind recht variabel. Für die Aufklärung der Genese dieser Gesteine sind sie von grosser Bedeutung. Die Textur ist stellenweise  $\pm$  massig bis schlierig-flaserig, in andern Partien ausgesprochen aderig. Im Handstück noch deutliche Kristallisationsschieferung ist im Schliff nicht mehr

erkennbar. Die Injektionsadern bestehen zum grössten Teil aus Quarz, andere aus Kalifeldspat, Anorthit und Skapolith. Daneben finden sich zahlreiche kurze Adern bis schmale Linsen aus gelblich anwitterndem, grobem Calcit. Korngrösse desselben 2—5 mm. Er ist verzwillingt und zeigt keine Kataklase. Überall hat er die letzten im Gestein noch offenen Hohlräume ausgefüllt.

Eine dieser Adern aus dem La Strada-Bruch ist durch die milchweisse Farbe des Calcites ausgezeichnet. Sie führt ausser Calcit noch Anorthit, Granat und Biotit. Der Anorthit bildet bis 2 cm grosse Periklinzwillingsstöcke, die z. T. sehr weitgehend in ein feines Zeolithaggregat zersetzt sind. Es konnten folgende Eigenschaften desselben ermittelt werden:  $n \lesssim 1,558$

$> 1,550$  Doppelbrechung

kleiner Quarz. Ausbildung scheinbar feinfaserig-fasrigblättrig. Nach WINCHELL (164) kommt wohl nur ein Glied der Thomsonit-Gruppe in Frage. Die grossen Anorthite sehen makroskopisch dicht aus und besaßen beim Anschlagen eine grauweisse Farbe, die sich jedoch im Verlaufe weniger Tage in ein schmutziges Grüngrau verwandelte. Der Grund für dieses merkwürdige Verhalten konnte nicht ausfindig gemacht werden. Die Granatindividuen erreichen ebenfalls über Centimetergrösse und sind bedeutend weniger siebartig als im „Castione nero“. Struktur durch Anorthit und Granat prächtig porphyroblastisch.

„Castione nero“ und noch reichlicher der Zweiglimmergranatgneis M 2 führen im Antonini-Bruch häufig helle, glänzende Fläsern bis Bänder, die fast nur aus Muskowit bestehen und von feinen aplitartigen Quarz-Mikroklin-Schnüren durchzogen werden. Muskowitblättchen 1—2 mm gross. Die Textur dieser Aggregate ist undeutlich kristallisationsschiefri-gefältelt. Sie stehen mit den Injektionsadern in innigem Zusammenhang und treten nur im zentralen Injektionsgebiet auf. Es liegt deshalb nahe, diese Muskowitaggregate analog dem sekundären Muskowit der Skapolithadern (pag. 71) ebenfalls als hydrolysierten und umgelagerten Kalifeldspat zu deuten.

Die Struktur des „Castione nero“ ist ausgesprochen poikiloblastisch-siebartig. Das grobe Grundgewebe wird von Anorthitzwillingsstöcken und Granat gebildet. Infolge der hervorstechenden, rotbraunen Farbe der letztern scheint das Gestein makroskopisch schön porphyroblastisch; calcit-skapolithreiche Partien sind granoblastisch. Myrmekite und ähnliche Bildungen sind sehr zahlreich und in seltener Schönheit entwickelt. (Taf. 4, Abb. 5).

Diese Eigenschaften geben dem „Castione nero“ makro- und mikroskopisch einen ganz besonderen Charakter, der auf den ersten Blick auffällt. GUTZWILLER hat bereits 1912 diesen Kalksilikatgneis als typisches Injektionsgestein angesprochen. Ich kann ihm nach meinen eingehenden Untersuchungen vollständig beipflichten.

Wenn GUTZWILLER aber nicht nur die Gesamtheit der obigen Merkmale, dazu in steter Verbindung mit den Ergebnissen der geo-

logischen Feldarbeit, als eindeutige Kennzeichen von Injektion betrachtet, sondern jedem einzelnen diese Bedeutung zuschreiben möchte, so kann ich ihm hierin nicht folgen. Die neuerdings auch von URBAN (163) postulierte Möglichkeit, selbst im Dünnschliff überall Sediment- und Eruptivmaterial auseinanderhalten zu können, hat bereits BECKE (7) abgelehnt. Sie ist beim „Castione nero“ dort, wo nicht ein ununterbrochener Zusammenhang mit grössern Injektionsadern besteht, m. E. nur in den seltensten Fällen möglich.

Die Gesteine der streichenden Fortsetzung des Antonini-Bruches zwischen Monti Pianca und La Motta sind dem „Castione nero“ noch recht ähnlich, etwas weniger die Kalksilikatgneise aus Zone IV. Im allgemeinen sind diese Gesteine etwas feinkörniger. Ihre Struktur ist granoblastisch-siebartig, aber nicht mehr eigentlich poikiloblastisch. Myrmekite sind bedeutend seltener. Die Textur ist  $\pm$  massig bis leicht kristallisationsschiefrig oder lagig. Da und dort durchziehen feinste, typisch injektive Quarzadern das Gestein parallel der Schieferungsebene. Eine schon im Feld erkennbare grobe Injektion fehlt aber.

Der Kalksilikatgneis U 63 aus einer Linse im Gneis nahe dem Nordrand des Castionezuges in der Val Traversagna und ein in den alten Kalkbrüchen von Castione mehrmals auftretendes Gestein tendieren ziemlich stark zu den grünen Kalksilikatgneisen hinüber. Im Mineralbestand unterscheiden sie sich vom „Castione nero“ durch das Fehlen von Skapolith und die geringe Menge des Biotites. Sie dürfen trotzdem ohne Bedenken hier eingereiht werden, da sie mit ihren übrigen Eigenschaften sich durchaus im Rahmen der Gruppe halten. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur  $\pm$  massig.

Der ziemlich biotitreiche Kalksilikatgneis Gn 2 aus der Val Gnosca (Höhe ca. 1000 m, Übergang von Wurzel zu Decke) besitzt den gleichen Mineralbestand wie der „Castione nero“. Die Struktur ist derjenigen der oben erwähnten Kalksilikatgneise recht ähnlich. Das Gestein ist aber viel feinkörniger und durch abwechselnd kalksilikat- und biotitreiche Partien stark lagig. Myrmekite fehlen. Ebenso eine einwandfrei feststellbare Injektion.

#### *Chemismus.*

Tabelle V gibt drei Analysen der im „Castione nero“-Bruch anstehenden Gesteine wieder. Der Interpretation derselben wird NIGGLI's chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine (111) zugrunde gelegt.

Tabelle V

	1	1 a	2	2 a	3	3 a
	Zweiglimmergneis M 2 Castione	Epidotglimmerschiefer Costagrat	„Castione nero“ M 11	Kalkphyllit Sta. Maria	Heller Kalksilikattfels M 36 Castione	Kalkphyllit Val di Campo
SiO <sub>2</sub>	43,90	44,40	55,84	43,08	45,25	46,06
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,07	0,87	2,25	0,25	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,15	0,10	n. best.	0,02	n. best.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,11	22,00	15,33	15,05	7,31	6,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	6,93	0,00	3,53	0,00	0,97
FeO	7,42	2,52	3,47	3,60	5,33	2,05
MnO	0,03	0,06	0,08	n. best.	0,02	0,03
MgO	2,61	2,53	1,33	0,21	1,58	3,01
CaO	5,09	4,99	14,10	16,04	23,91	21,96
Na <sub>2</sub> O	1,49	1,17	1,12	1,22	0,72	0,56
K <sub>2</sub> O	6,86	5,32	2,51	2,15	0,63	1,50
H <sub>2</sub> O+	3,80	2,00	0,42	1,12	0,34	0,96
H <sub>2</sub> O-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
CO <sub>2</sub>	0,00	4,74	4,95	10,57	14,57	14,20
			C Spur			
	100,18	100,21	100,12	99,87	100,20	99,71
si	115	129	175,5	125	119,5	128
al	39	38	28,5	25,5	11,5	11
fm	31	33	15,5	17,5	18	19,5
c	14,5	15,5	47,5	50	67,5	65,5
alk	15,5	13,5	8,5	7	3	4
k	0,75	0,75	0,60	0,54	0,37	0,64
mg	0,33	0,34	0,41	0,05	0,35	0,65
c/fm	0,46	0,47	3,06	2,9	3,7	3,4
h	33	19,5	4,5	?	3	10,5
CO <sub>2</sub>	—	19	21	42	52,5	54
ti	3	2,4	2,1	—	0,8	0,75
p	0,66	0,19*	0,09	—	0,22	—
Analytiker	J. JAKOB Zürich	J. JAKOB Zürich	J. JAKOB Zürich	SCHEID Freiburg i. Br.	J. JAKOB Zürich	v. HOLST Zürich
Quelle	Mineralbestand pag. 108	(118) * ferner S <sub>2</sub> 3,11%	Mineralbestand pag. 116 und ff.	(118)	Mineralbestand pag. 114/15	(118)

1 ist der Zweiglimmergranatgneis M 2 (pag. 108). Er gehört in Gruppe II Alkalialumosilikatgesteine mit zurücktretendem alk. al ist mehr als doppelt so hoch wie alk, was dieses Gestein an die Grenze der Gruppe gegen Gruppe VII Alumosilikatgesteine verweist. c ist zwar noch kleiner als 16 (14,5), aber al schon kleiner als  $c + \frac{4}{3} \text{alk} + 5$ , ( $39 < 40$ ). Dieser Gneis liegt deshalb auch an der Grenze gegen Gruppe III Kalkalumosilikatgesteine. Das auffallend hohe al bildet eine weitere Stütze für die schon früher geäußerte

Ansicht, dass dieser Zweiglimmergranatgneis durch Alkalisierung aus einem wirklichen Tonerdesilikat-(Disthen-)Gneis entstanden sei.

2 ist eine neue Analyse des typischen „Castione nero“ M 11 (Tabelle IV), 3 eine solche des karbonatreichen Kalksilikatfelses M 36. Beide gehören zur fm-ärmeren Untergruppe von Gruppe IX Kalksilikatgesteine. 2 ist für diese Gruppe sehr al-reich. Dies entspricht der ausgeprägten Vorherrschaft des Anorthites über die andern Kalksilikate. 3 dagegen ist al-arm, was das reichliche Auftreten von Skapolith und Diopsid, vor allem aber von Calcit + Quarz erklärt.

Bereits früher ist festgestellt worden, dass die sedimentogenen Gesteine des Castionezuges eine kontinuierliche Reihe vom Tonerdesilikatgneis über die Biotit-Anorthitgneise — „Castione nero“ — karbonatreichen Kalksilikatfelse bis zum Marmor bilden. Die Analysen 1, 2, 3 der Tabelle bestätigen dies. Der Zweiglimmergranatgneis M 2 entspricht in seinem Chemismus einem Ton, der „Castione nero“ einem sandigen Kalkmergel und der karbonatreiche Kalksilikatfels M 36 einem Kieselkalk bis Kalksandstein. Die Zusammenstellung ergibt, dass es tatsächlich möglich ist, jedem der drei erstgenannten Gesteine eine damit weitgehend übereinstimmende Analyse eines rein sedimentären Gesteins zuzuordnen. Damit ist aber keineswegs bewiesen, dass die fraglichen Gesteine reine Sedimente sind. Ein unzweideutiger Beweis für oder gegen diese Möglichkeit könnte nur dann geleistet werden, wenn unverändertes und metamorphes Sediment derselben Schicht nebeneinander untersucht werden könnten und sich chemisch identisch erwiesen, oder wenn der Chemismus des metamorphen Gesteins keinem Sediment entsprechen würde. Hier ist weder das eine noch das andere der Fall. Wir sind deshalb auf Analogieschlüsse angewiesen.

### β) Die exomorphen Kontakte der Injektionsadern

Die Injektionsadern wurden in Castione im kalkigen Nebengestein zu Anorthit- resp. Skapolithgängen umgewandelt. Diesen weitgehenden endomorphen Umwandlungen stehen scheinbar nur unbedeutende exomorphe Kontaktphänomene gegenüber: In unmittelbarer Nähe der Injektionsadern wird das Gestein grobkörniger. Diopsidkristalle und Anorthite erreichen eine Grösse von mehreren Centimetern, und Granataggregate bilden bis faustgrosse Knollen. Biotit ist grobblättrig ausgebildet. Eine starke Chloritisierung desselben, vereinzelt Auftreten von Prehnit und häufiges von Lau-

montit dokumentieren auch hier die hydrothermale Phase der Injektion.

Der Mineralbestand der Exokontakte ist qualitativ genau derselbe wie der der „Castione nero“-Gruppe. Es tritt, wie bei den Pegmatitkontakten, kein einziges typisches Kontaktmineral auf. In scharfem Gegensatz zum mineralreichen „Castione nero“ ist aber die Zahl der Hauptgemengteile hier regelmässig auf etwa 1—3 beschränkt. Die Nebengemengteile Titanit und Magnetkies sind sehr reichlich vertreten.

Zwei Fragen erlangen in diesem Zusammenhang eine prinzipielle Bedeutung: Die Biotitbildung am Kontakt und die Bildung von Bormineralien in kalkigen Gesteinen.

#### *Die Biotitbildung*

In den beiden zentralen Brüchen von Castione ist der Kontakt der Injektionsadern fast überall durch ausgesprochenen Biotitreichtum gekennzeichnet. An Kontakten saurer Gänge findet ja bei biotitführendem Nebengestein ganz allgemein eine Umkristallisation und Kornvergrößerung des Biotites statt (64, pag. 293). Deshalb erhebt sich bei Biotitreichtum am Kontakt stets die Frage, ob nur Umkristallisation oder wirkliche Kalizufuhr vorliegt. Im Sommer 1934 wurden nun im Antonini-Bruch einige grosse Blöcke losgesprengt, welche diese Frage hier einwandfrei zu lösen gestatten. Diese Blöcke bestehen aus dem karbonatreichen Kalksilikatsfels M 48 I, der in einiger Entfernung vom Kontakt höchstens spurenweise Biotit führt. Eine gewöhnlich nur 2—3 cm breite Injektionsader (fast nur Skapolith) zieht, teilweise quer zur Schichtung, durch den ganzen Block. Beidseitig ist sie von einem 10—15 cm breiten Band von dunkelm, biotitreichem Kalksilikatgneis begleitet. Die beiden Gesteine weisen folgende mineralische Zusammensetzung auf:

Tabelle VI <sub>1</sub>	Quarz	Calcit	Skapolith, Anorthit, Granat zu gleichen Teilen	Diopsid-Hornblende	Kalifeldspat Biotit Muskowit
Heller Kalksilikatsfels M 48 I	37,2 %	23,6 %	23,2 %	8,9 %	7,1 % (3/4 Kf)
Biotitreiches Band M 48 II	0,3 %	14,4 %	50,3 %	5,2 %	29,8 % (nur Bi)

Die Kalkalumosilikate sind um 23,1% gestiegen, die Alkalisilikate um 22,7%. Gleichzeitig haben Diopsid-Hornblende um 3,7%, Calcit um 9,2% und Quarz sogar um 37% (!) abgenommen. Da Quarz

vollständig verschwindet, werden die Mengen der andern Gemengteile dadurch automatisch verändert. Für diese vergleicht man deshalb wohl besser die für die Dreiecksprojektion unter Ausschluß von Quarz berechneten Werte. Sie lauten:

Tabelle VI <sub>2</sub>	Calcit	Skapolith Anorthit Grossular	Diopsid- Hornblende	Kalifeldspat Biotit Muskowit
Heller Kalksilikatfels	37,6 ‰	37,0 ‰	14,1 ‰	11,3 ‰
Biotitreiches Band	14,4 ‰	50,5 ‰	5,2 ‰	29,9 ‰

Zunahme der Kalkalumosilikate 13,5 ‰, der Alkalisilikate 18,6 ‰, Abnahme von Diopsid-Hornblende 8,9 ‰ und von Calcit 23,2 ‰. Dies kann nur so erklärt werden, dass Alkalien, Tonerde und Wasser zu-, SiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> und ev. CaO weggeführt worden sind.

Mit der Zunahme des Biotites sind Diopsid-Hornblende etwas zurückgegangen. Sie sind z. T. für die Biotitbildung verbraucht worden. Die Steigerung des Gehaltes an Kalkalumosilikaten ist leicht verständlich. Schon im Handstück fallen Schlieren von grobem Anorthit und Skapolith auf, deren Substanz wenigstens teilweise offensichtlich von der Injektionsader zugeführt worden ist. Die Bildung von Anorthit resp. Skapolith aus Kalifeldspat und CaCO<sub>3</sub> hätte, ebenso wie diejenige von Biotit aus Kalifeldspat und Diopsid oder Hornblende, SiO<sub>2</sub> in Freiheit gesetzt und damit die Menge des Quarzes erhöhen müssen. Das Gegenteil davon ist der Fall. Bei der eben erwähnten Bildung von Anorthit aus Kalifeldspat würde zwar K<sub>2</sub>O freigemacht, aber es fehlte die zur Biotitbildung nötige Tonerde. K<sub>2</sub>O und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> müssen also in nicht silikatischer Bindung, vielleicht als K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> und Al(OH)<sub>3</sub> oder wahrscheinlicher in Form von Kalialuminaten zugeführt worden sein. Über die Entstehung derartiger Verbindungen siehe pag. 78.

Diese SiO<sub>2</sub>-Wegfuhr am Kontakt ist keine vereinzelte Erscheinung. Bereits früher waren nämlich in der Nähe quarzfreier Skapolithadern Biotit-Anorthit-Marmore (M 4) und Biotit-Granat-Aggregate ohne jede Spur von Quarz aufgefallen, trotzdem in der ganzen Umgebung derselben sonst nirgends quarzarme oder quarzfreie Marmore anstehen. Die hier auseinandergesetzte Quarzwegfuhr scheint in schroffem Gegensatz zu der allgemeinen und überall dominierenden Quarzzufuhr durch die Injektion zu stehen. Tatsächlich besteht kein solcher Gegensatz; denn auch die eigentlich pegmatitischen Adern, welche die tiefgreifende endomorphe Umwandlung erlitten

haben, sind alle quarzarm. Die  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung gehört einem etwas jüngeren Stadium der Injektion an.

Der unveränderte Kalksilikatfels M 48 I gehört nach seiner qualitativen und quantitativen mineralischen Zusammensetzung zur Gruppe der karbonatreichen Kalksilikatfelse, das Kontaktband M 48 II zur „Castione nero“-Gruppe (siehe Projektion). Der „Castione



Fig. 16. Biotitreicher Kalksilikatgneis (dunkles Band) längs völlig skapolithisierten Injektionsadern in hellem „Castione nero“. Bruch La Strada Süd. Ca. 1 : 40

nero“ selbst ist weitgehend injiziert, die hellen Kalksilikatfelse auch im Antonini-Bruch nur unbedeutend. Zwischen den exomorphen Kontakten der Injektionsadern und dem „Castione nero“ bestehen keine wesentlichen Unterschiede. Exokontakt und Nebengestein gehen kontinuierlich ineinander über. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, dass das dem „Castione nero“ zugrundeliegende Sediment ursprünglich reiner kalkig war, dass es durch die Injektion eine wesentliche Zufuhr von Alkalien (K), Tonerde und später auch  $\text{SiO}_2$  erfahren und

erst damit seinen heutigen Chemismus erlangt hat. Dies wird durch die Tatsache weitgehend gestützt, dass in der direkten Fortsetzung der „Castione nero“-Schichten nach oben auf La Motta zwischen den relativ schmalen, scharf abgegrenzten Gneiszügen nur mehr oder weniger reine Marmore anstehen.

*Die Bildung von Bormineralien*

Die Injektionsadern führen stellenweise reichlich Turmalin. Von hier aus haben die borreichen Dämpfe und Lösungen das Nebengestein imprägniert und auch dort zur Bildung von Turmalin Anlass gegeben. Die Gneise enthalten zwar hier wie anderwärts fast stets eine geringe Menge Turmalin als Nebengemengteil, dessen Substanz indessen wohl bereits im nichtmetamorphen Sediment enthalten war. Die Biotit-Anorthitgneise M 41/42 und der Biotitgneis N 3 besitzen einen wesentlich höheren Turmalingehalt: M 41 1,1 %, M 42 2,7 % und N 3 9,7 %. In einigen Fällen wurde der Gneis unmittelbar am Kontakt sogar zu einem feinkörnigen Turmalinaggregat umgewandelt, sodass an einer Borzufuhr durch die Injektion nicht mehr gezweifelt werden kann<sup>16)</sup>. Dabei zeigt sich eine ausgesprochene Selektivität zugunsten toniger Partien. Am auffallendsten ist dies im Ambrosini-Bruch, wo der Biotitgneis N 3 und der Silikatmarmor N 2 in centimeterdünnen Bändchen miteinander wechsellagern. Der Biotitgneis enthält 9,7 % Turmalin; der Silikatmarmor ist praktisch turmalinfrei.

Die wichtigsten Alumo- und Kalk-Borsilikate, welche allgemein in Kontaktgesteinen auftreten, sind:

Turmalin	$4 [(SiO_4)_3Al_2R_6] \cdot 1 [(B_2O_3)_3Al_2R_6]$	CaO nur in geringen Mengen
Axinit	$[SiO_4]_4 \begin{matrix} Al_2B \\ Ca_2Mn \\ H \end{matrix}$	CaO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 2 : 1
Datolith	$[SiO_6] \begin{matrix} B \\ Ca \\ H \end{matrix}$	Kein Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Danburit	$[SiO_4]_2B_2Ca$	Kein Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

Das verschiedene Verhältnis von CaO:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dieser Mineralien drückt sich nach MÜGGE (eingehend dargestellt durch V. M. GOLDSCHMIDT in (60, pag. 465)) in ihrem geologischen Vorkommen so aus, dass Turmalin für kalkarme Tonschiefer, Axinit für Kalkmergel, Datolith und Danburit für die tonerdeärmsten Kalke charakteristisch sind. Es war deshalb anzunehmen, dass im Castionezug neben Turmalin auch Axinit, eventuell sogar Datolith oder Danburit auftreten würden.

<sup>16)</sup> Dieselbe Erscheinung beschreibt REPOSSI (188, pag. 496) vom Pegmatit von Rivetta-Olgiasca.

Trotz gründlicher Nachprüfung konnte von den letztgenannten drei Mineralien keines gefunden werden. Selbst an den Kontakten der Injektionsadern mit dem reinen weissen Marmor im Südbruch tritt nur Turmalin auf! Dies zeigt, dass in diesen Ungleichgewichtsgesteinen in erster Linie Turmalin gebildet wird, solange der Borsäure nur irgendwie die hiezu nötige Tonerde zur Verfügung steht.

### 5. Die charakteristischen Gesteine der Zone I (Nordrand)

#### a) Die grünen Kalksilikatgneise

besitzen eine dunkel graugrüne Farbe, feines Korn, massige Textur, grosse Härte und Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung. Dadurch heben sie sich scharf von den begleitenden roten Grammatitmarmoren ab. U. d. M. ergibt sich einheitlich folgender Mineralbestand:

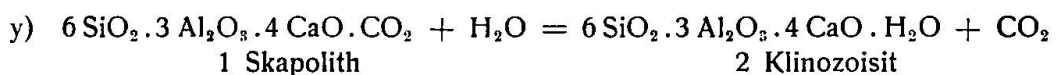
HG: Plagioklas, Kalifeldspat, Diopsid, Epidot, Calcit,

NG: Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Magnetkies,

UG: Biotit, Hornblende, Quarz, Granat, Pyrit.

Die Eigenschaften der einzelnen Gemengteile sind von denen der gleichen Mineralien in den übrigen Gruppen der Kalksilikatgesteine z. T. ziemlich verschieden:

**Epidot** tritt in rundlichen Körnern, selten in scharfen Kristallen auf. Pleochroismus deutlich:  $n_\gamma$  gelb,  $n_\alpha$  farblos. Die typischen zitronengelben Interferenzfarben häufig.  $2V_\alpha$  76—81°. Achse A  $\nu > \rho$ , Achse B  $\rho > \nu$ . Er enthält nach WINCHELL (164) 19—25 % Eisenepidot. Dort, wo noch Skapolith vorhanden ist, ist der Epidot damit eng verwachsen und scheint ihn zu verdrängen. Dies konnte in analogen Fällen mehrfach nachgewiesen werden. Die Verdrängung erfolgte grösstenteils nach der Gleichung:



**Skapolith** führt reichlich dunkles Pigment. Ein Teil desselben ist staubförmig und unregelmässig verteilt. Ein anderer Teil bildet lange, allerfeinste Nadeln, die parallel der c-Achse des Skapolithes liegen. So orientierte nadelförmige Hohlräume sind im Skapolith ja auch sonst häufig. Die Nadeln sind hier etwa  $\frac{1}{2000}$  mm dick, die Staubpartikeln noch feiner. Dies gestattet natürlich keine nähere Bestimmung mehr.

**Diopsid-Hornblende.** Der Diopsid ist auch im Dünnschliff noch deutlich grün, stets extrem lappig begrenzt und oft nach (100) polysynthetisch verzwilligt. Umrandung und Verdrängung durch grüne Hornblende, die häufig nadelig nach aussen weiterwächst. Pleochroismus derselben:

$n_\alpha$  farblos-gelblich

$n_\beta$  gelblichgrün

$n_\gamma$  bläulichgrün

$n_\gamma/c = 15—16^\circ$ .

Daneben tritt eine weitere Hornblende selbständig auf. Seltener ist diese ebenfalls mit Diopsid verwachsen. Färbung intensiv, Pleochroismus:

$n_a$  gelb  
 $n_\beta$  dunkel olivgrün  
 $n_\gamma$  dunkel graugrün  $n_\gamma/c = 24-25^\circ$ .

Begrenzung lappig, Spaltbarkeit gut ausgebildet. Zwischen beiden Hornblendevarietäten Übergänge.

Der Kalifeldspat ist im allgemeinen gut gegitterter Mikroclin.

Von den übrigen Gemengteilen bietet nur noch der Turmalin durch seinen intensiven Pleochroismus Interesse:

$n_e$  fast farblos-rötlich,  $n_\omega$  blauschwarz  $\pm$  opak.

Die Struktur ist ausgesprochen siebartig. Nur in calcitreichen Partien macht sie einer mehr granoblastischen Platz. Korngrösse klein bis mittel. Die Textur ist völlig massig bis sehr fein lagig.

Die grünen Kalksilikatgneise waren schon bei der Feldarbeit durch ihren eigenartigen Charakter aufgefallen, und dieser Eindruck wurde bei der mikroskopischen Bearbeitung noch verstärkt. Im Mineralbestand ist die bedeutende Höhe des Alkalisilikatanteils von 27—28 % auffallend, wobei wohl  $\frac{9}{10}$  desselben auf Rechnung des Kalifeldspates zu setzen sind. Eine Zusammensetzung, wie sie z. B. N 33 aufweist (27,4 % Kalifeldspat und Biotit, 28,6 % Diopsid, 41,2 % Anorthit und Epidot, 2 % Calcit und 0,8 % Quarz), wäre für ein reines Sediment etwas merkwürdig. Myrmekite treten sehr zahlreich auf. Strukturell und texturell sind diese Gesteine typische Hornfelse. Alle diese Eigenschaften, verbunden mit dem etwas sporadischen Auftreten, machen es wahrscheinlich, dass auch die grünen Kalksilikatgneise Injektionsgesteine sind.

### $\beta$ ) Die Grammatitmarmore und ihre Einschaltungen

Wie das Profil pag. 29/30 zeigt, bilden Grammatitmarmore die wichtigsten Gesteine der nördlichen Randzone. Sie sind schon im Gelände an ihrer gelblich-rötlichen Farbe und weitgehenden Verwitterung leicht erkennbar. Ihr Mineralbestand ist arm:

HG: Calcit, Grammatit, Quarz,

dazu: Diopsid, Muskowit, Chlorit, Pyrit, Titanit, Baryt.

Die Mengenverhältnisse sind recht verschieden. Einzelne Partien im alten Kalkbruch weisen über  $\frac{1}{3}$  Quarz auf. Gewöhnlich ist dieser aber nur in geringer Menge vorhanden oder fehlt ganz. Auch die Menge des Grammatites schwankt in weiten Grenzen.

Der Calcit ist stark eisenschüssig und makroskopisch meist rosa gefärbt. Durch Verwitterung wird er gelb-dunkelbraun. Dabei scheidet sich der Eisengehalt in Form feinsten Limonitflöckchen aus. Lamellare Verzwilligung allgemein. Korngrösse wechselnd.

Grammatit bildet grobe Fasern, die über Dezimeterlänge erreichen, blendend weisse Farbe und seidigen Glanz aufweisen. Gute Kristalle sind

selten, stenglige Entwicklungstendenz mit (110)-Flächen normalerweise gut ausgeprägt. Querabsonderung bereits makr. deutlich erkennbar.  $n_{\gamma}/c$  maximal  $22^{\circ}$ .

Die Struktur ist grano-nematoblastisch, die Textur flaserig bis gestreckt und, im Gegensatz zu allen übrigen Teilen des Castionezuges, grob porös. Die Hohlräume werden von nur wenige Millimeter grossen Calcitkristallen ausgekleidet. Habitus derselben teils gerundet skalenoedrisch, teils flach rhomboedrisch. Limonitdendriten sind verbreitet.

Eine Partie aus dem alten Kalkbruch besteht hauptsächlich aus Grammatit und Diopsid mit etwas Calcit. In einem Grundgewebe weisser, grober Grammatitfasern liegen, lagenweise angereichert, bis über 2 cm grosse Diopside von milchig weisser bis leicht rötlicher Farbe. Dadurch unterscheiden sie sich scharf von den Diopsiden aller andern Kalksilikatgesteine in Castione. Sie sind gleichzeitig nach (100) und (001) sehr grob lamellar verzwillingt.

In einer quarzreichen Partie vom selben Fundort wurde Baryt ziemlich reichlich gefunden. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen, nach (110) vollkommen. Winkel (110)/( $\bar{1}\bar{1}0$ ) etwa  $76^{\circ}$ . Täuschend plagioklasähnliche, lamellare Zwillingbildung nach (110). Lamellen oft gebogen und auskeilend. Parkettartige undulöse Auslöschung. Spaltbarkeit, Zwillingbildung und Achsenbild ( $2V_{\gamma}$  um  $40^{\circ}$ ) ermöglichen eine einwandfreie Bestimmung dieses hier völlig unerwarteten Minerals. Auf Grund dieses Fundes wurde auch nach gangförmigen Barytvorkommen gesucht, aber erfolglos. REPOSSI (190, pag. 290) erwähnt ebenfalls Baryt im Marmor der Linse von San Bernardino-Dongo. Dieses Vorkommen scheint aber mit einer, wenn auch geringen, Erzzufuhr in Verbindung zu stehen.

Im Grammatitmarmor treten vielfach dünne, rasch wieder auskeilende Lagen bis Linsen von grüner Farbe auf, die mit den Marmor-schichten aufs Intensivste verfalt sind. Ein grosser Teil derselben besteht vornehmlich aus graugrünem Aktinolith, ein anderer aus Aktinolith und Chlorit, vereinzelt fast aus Chlorit allein. Eine solche sieht einem meso-epizonalen Chloritschiefer sehr ähnlich. Irgendwelche Anzeichen diaphthoritischer Entstehung s. str. fehlen ganz. Dagegen muss die Möglichkeit der Entstehung durch vollständige Umwandlung eines ultrabasischen Eruptivgesteins durchaus offen gelassen werden. Neben Chlorit und Aktinolith führt sie in geringen Mengen noch Spinell, Calcit, Epidot-Klinozoisit, Rutil, Apatit.

Der Chlorit ist fast farblos,  $n_{\alpha}$  gelblich,  $n_{\gamma}$  grünlich. Doppelbrechung klein. Zweiachsig positiv mit kleinem Achsenwinkel.

Aktinolith ist in der Prismenzone scharf eigengestaltig mit (110) und (010). Spaltbarkeit gut. Pleochroismus:  $n_{\alpha}$  farblos-gelblich,  $n_{\beta}$  und  $n_{\gamma}$  grünlich.  $n_{\gamma}/c$  um  $20^{\circ}$ . Bildet auch scharf eigengestaltige Einschlüsse im Spinell.

Struktur ausgesprochen lepidoblastisch, Textur gut kristallisationsschiefrig. Feinste Fältelung ist prachtvoll ausgebildet. Mehrere Dünnschliffe durch die Grenzpartie Chlorit-Aktinolith-Schiefer/Grammatitmarmor führen folgende Mineralien: Calcit, Aktinolith,

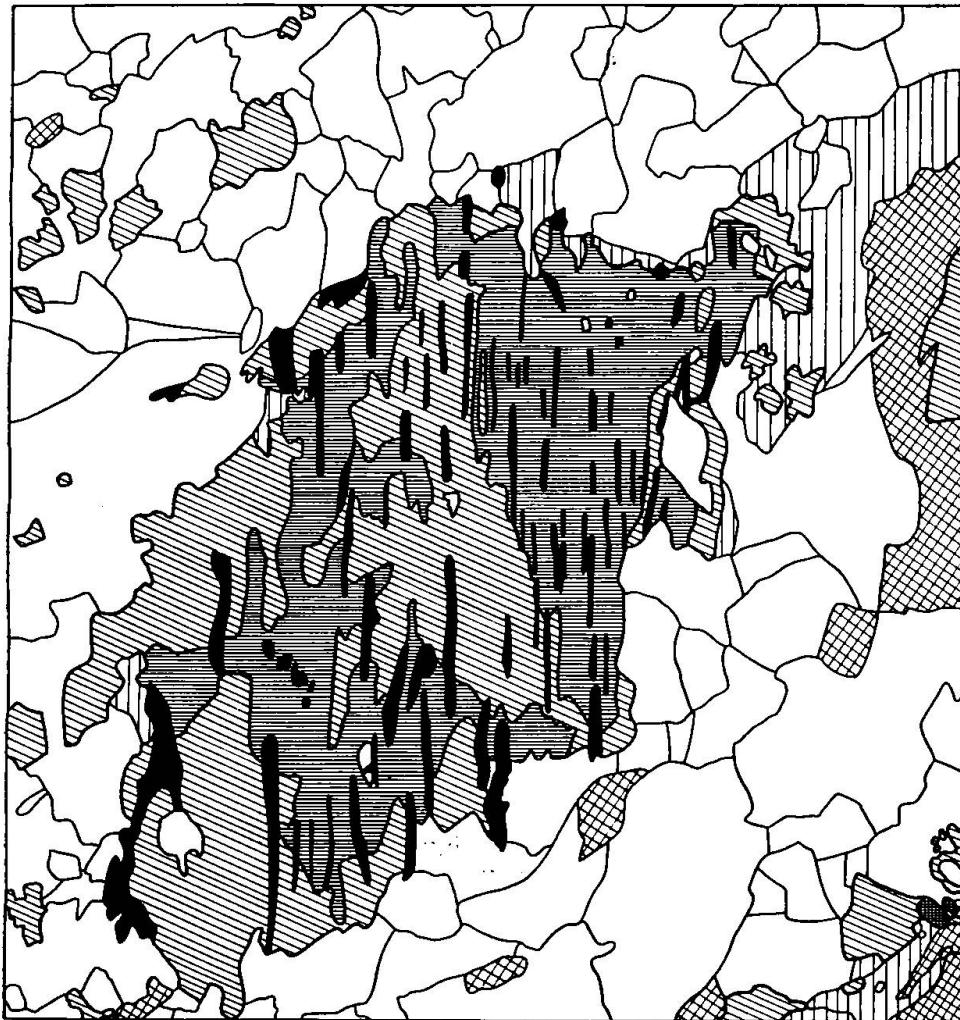


Fig. 17. Verwachsung von Ilmenit-Högbomit-Spinell

Chlorit, Spinell-Ilmenit-Högbomit, Korund, Klinozoisit-Epidot, Apatit, Zirkon. Spinell, Ilmenit und Högbomit sind feinblättrig miteinander verwachsen und in einigen grossen Flecken im Calcit etwas verteilt.

Der Spinell ist intensiv grün gefärbt und völlig isotrop, vermutlich ein Pleonast. Selbständig vorkommend bildet er rundlich-eckige Körner, aber keine scharfen Kristalle.

Ilmenit tritt in lang leistenförmigen Individuen auf, deren Längserstreckung der Basis des Högbomites parallel liegt. Rötlichweisse Reflexionsfarbe. Reflexpleochroismus deutlich. Zwillingslamellen. Im Innern der Individuen primäre Ausscheidungen von Eisenglanz in feinsten Tröpfchen. Bei der Verwitterung wird der Ilmenit von aussen her vollständig durch Eisenglanz verdrängt.

Der Högbomit<sup>17)</sup> ist blättrig ausgebildet, eine ausgesprochene Spaltbarkeit jedoch nicht erkennbar. Makr. schwarz. Im Schliff:

$n_{\omega}$  dunkelbraun  
 $n_{\beta}$  braungelb.

$n_e \perp$  Blätterebene. Einachsig negativ.  $n > 1,74$ . Scheinbar mittlere Doppelbrechung, wegen der intensiven Eigenfarbe aber schwer zu schätzen. Gesamteindruck recht biotitähnlich.

An Anschliffen konnte im reflektierten Licht festgestellt werden: Chromeisenähnlich. Rotbraune Innenreflexe. Wenig härter als Spinell. Sehr schwacher Reflexpleochroismus. Deutlich anisotrop bei gekreuzten Nicols. Bei Beobachtung im Immersionsoel wesentlich dunkler als Spinell. Zahlreiche gute Zwillingslamellen, vorwiegend // (0001), weniger häufig nach einer schräg dazu liegenden Fläche.

Zusammen mit dem Spinell und einzeln in Calcit oder Chlorit treten nicht allzu selten sehr kleine,  $\pm$  farblose bis blassblaue Körner auf, die stets von feinem schwarzem Pigment weitgehend erfüllt sind (vergl. 162),  $n$  gross, Doppelbrechung klein. Einachsig negativ. Eine Deutung dieser Körner als Korund ist auf Grund der optischen Eigenschaften und der Begleitminerale nicht unwahrscheinlich.

Ebenfalls in einer Grenzpartie von Aktinolith-Chlorit-Schiefer/Grammatitmarmor tritt am selben Ort

Turmalin in mehrere  $\text{cm}^3$  grossen Flecken auf. Farbe makr. dunkel grüngrau. Das Mineral ist ungewöhnlich spröde und zerbricht leicht zu feinem Pulver. U. d. M. zeigt es sich kreuz und quer von Rissen durchzogen, eine eigentliche Spaltbarkeit ist aber trotzdem nicht erkennbar. Einachsig negativ. Pleochroismus intensiv:

$n_e$  farblos-rötlich  $1,65 > n_e > 1,62$   
 $n_{\omega}$  grüngrau  $n_{\omega} > 1,65$

Da jede Andeutung von Kristallgestalt fehlte und Turmalin in dieser Umgebung nicht erwartet wurde, musste eine genaue Bestimmung des Minerals durchgeführt werden. Ein qualitativ chemischer Nachweis des Bors bestätigte die opt. Bestimmung.

Das Auftreten von Turmalin spricht für eine pneumatolytische bis hydrothermale Entstehung der beschriebenen Mineralaggregate, wobei örtlich  $\text{SiO}_2$ -Mangel herrschte. Die ganze Paragenese (Spinell,

<sup>17)</sup> Herr P.-D. Dr. H. HUTTENLOCHER besorgte die chalkographische Untersuchung. Herr Prof. Dr. RAMDOHR in Aachen stellte hierfür einen Anschliff von Högbomit vom Originalfundort Routivare (Schweden) zur Verfügung. Beiden Herren sei dafür herzlichst gedankt. Der Vergleich ergab die unzweifelhafte Identität des fraglichen Minerals von Castione mit dem Högbomit von Routivare.

Ilmenit, Korund, Turmalin, mit Ausnahme des sehr seltenen Högbo-  
mites) gleicht auffallend derjenigen der Kontaktprodukte am Diorit  
von Klausen im Südtirol (162).

#### Schlussbemerkung zum Abschnitt über die charakteristischen Gesteine der Zone I

In zwei Richtungen unterscheiden sich die grünen Kalksilikat-  
gneise von der „Castione nero“-Gruppe und die Grammatitmarmore  
von den übrigen Silikatmarmoren:

1. Bei den grünen Kalksilikatgneisen erreicht die Menge des  
Diopsides bis 28 %, während sie bei den übrigen Gruppen nur in  
Ausnahmefällen 13 % überschreitet. Bei den Grammatitmarmoren ist  
der Gehalt an Grammatit stellenweise sehr hoch. Die diesen Ge-  
steinen zugrunde liegenden Sedimente besaßen also einen mehr oder  
weniger dolomitischen Chemismus.

2. An Stelle des Skapolithes der „Castione nero“-Gruppe führen  
die grünen Kalksilikatgneise Epidot mit einem Gehalt von 20—25 %  
Eisenepidot. Das Karbonat der Grammatitmarmore scheidet bei Ver-  
witterung viel Limonit aus, und die Diopside der grünen Kalksilikat-  
gneise weisen eine relativ intensiv grüne Farbe auf. Sie sind wohl  
hedenbergitreicher als diejenigen im „Castione nero“. Die Sedi-  
mente dieser Zone besaßen also neben einem verhältnismässig  
hohen Mg-Gehalt einen ebensolchen von Fe. Es ist anzunehmen,  
dass dieser die Bildung von Epidot gegenüber der von Skapolith  
begünstigte.

Im Gegensatz zu den übrigen Silikatmarmoren führen diejenigen  
der Zone I mit wenigen Ausnahmen ausschliesslich Grammatit, ob-  
wohl, wie der stellenweise bis auf 30 % ansteigende Gehalt an Quarz  
beweist, im allgemeinen genügend  $\text{SiO}_2$  vorhanden war, um unter Di-  
opsidbildung eine vollständige Entdolomitierung des Marmors zu  
bewirken. Der Hauptgrund für das Auftreten von Epidot statt Skapo-  
lith und von Grammatit an Stelle von Diopsid dürfte aber in andern  
physikalischen Bedingungen, vor allem wohl tieferen Temperaturen,  
zu suchen sein. Damit müsste das Gebiet der alten Kalkbrüche bis  
zum Ambrosinibruch als äusserer Kontakthof der Injektion angesehen  
werden.

#### C. DIE AMPHIBOLITE UND IHRE KONTAKTE.

##### a) Die Beschreibung der Amphibolite des Castionezuges

Die Amphibolite treten im Castionezug in grössern, geschlos-  
senen Zügen auf (vergl. geologischer Teil, pag. 33). Ein solcher Zug

besteht aus einem oder mehreren, wenige Centimeter bis über 10 m mächtigen Bänken, zwischen denen relativ schmale Marmorbänder eingeschaltet sind. Das Détailprofil des Amphibolitzuges 5 auf der Tessinseite gibt hierüber Auskunft:

P r o f i l V I I I

N Heller, silikatarmer Marmor			
1. Amphibolit	N-Teil Plagioklasamphibolit	} 2,5 m	
	S-Teil Biotitamphibolit		
2. Marmor		0,5 m	
3. Amphibolit	Plagioklasamphibolit	0,05—0,1 m	
4. Marmor		0,05—0,1 m	
5. Amphibolit	N-rand Plagioklasamphibolit feinkörnig	} 2,5 m	
	Nördl. Mitte Anthophyllitamphibolit		0,05 m
	Biotitamphibolit		
	Anthophyllitamphibolit		0,1—0,15 m
	S-rand Plagioklasamphibolit	0,02 m	
6. Marmor		0—0,05 m	
S Kalksilikatfels			

Das Schwergewicht der Untersuchungen wurde auf die Amphibolite der Zone IV gelegt, da diejenigen der Zone I infolge ihrer weitgehenden mechanischen Beanspruchung zur mikroskopischen Untersuchung, besonders der Kontakte, grösstenteils ganz ungeeignet sind. Nach ihrem Mineralbestand können wir im Castionezug vier Amphibolittypen unterscheiden:

1. gewöhnliche Plagioklasamphibolite
2. Biotitamphibolite
3. Anthophyllitamphibolite
4. Granatamphibolite

*1. Die gewöhnlichen Plagioklasamphibolite*

Sie bilden weitaus die Hauptmasse der amphibolitischen Gesteine und besitzen einen recht einförmigen Charakter. Mineralbestand:

HG: Plagioklas, Hornblende,

NG: Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetit oder Ilmenit,

UG: Biotit, Quarz, Granat, Titanit, Calcit, Epidot, Chlorit.

Hornblende und Plagioklas machen zusammen gewöhnlich über 90% des Gesteins aus. Die Hornblende überwiegt da und dort stark. Ein, zwar häufig sehr kleiner, aber ziemlich konstanter Quarzgehalt ist bemerkenswert. Grössere Quarzschlieren dürften indessen sekretionärer oder injektiver Entstehung sein (91). Titanit, Calcit, Epidot und Chlorit treten nur in etwas zersetzten oder randnahen Partien

auf. Ob es sich bei dem opaken Erz um Ilmenit, Titanomagnetit oder Magnetit handelt, ist im Dünnschliff nicht zu entscheiden. Die Struktur ist schön grano-nematoblastisch, die Textur ausgesprochen kristallisationsschiefrig, die Korngrösse mittel.

Die Hornblende gehört der grünen Varietät an. Farbe und Pleochroismus von wechselnder Intensität:

$n_\alpha$  sehr hell gelb  
 $n_\beta$  gelbgrün  
 $n_\gamma$  bläulichgrün  $n_\gamma/c$  13—19°<sup>18)</sup>

Meist recht gut eigengestaltig. Es konnten festgestellt werden {110}, {010} und {100}. Habitus kurzsäulig. Spaltbarkeit stets ausgeprägt. Einschlüsse spärlich.

Der Plagioklas ist Andesin An 25—30, selten basischer. Verzwillingung nach Albit-, Periklin- und Manebachergesetz. Unverzwillingte Körner aber häufig. Von Quarz dann oft durch die kataklastische Felderteilung desselben unterscheidbar.

Rutil bildet meist nur rundliche Körner von intensiv gelber bis gelbbrauner Farbe. Zuweilen Kniezwillinge.

Von diesem verbreitetsten Typus weichen die Amphibolite der Zone I und ein vereinzelt Vorkommen in Zone IV ob den Weinbergen von Lumino stark ab. Das letzte ist ein feinkörniges, mehr graues als grünes Gestein und mit dem Marmor intensiv verfaltet. Sein Mineralbestand lautet:

HG: Hornblende, Plagioklas,  
 NG: Titanit, Zirkon, Magnetit,  
 UG: Calcit, Biotit, Quarz, Turmalin.

Calcit wird stellenweise fast zum Hauptgemengteil. Die Hornblende ist ausgesprochen eigengestaltig und von ziemlich blasser, graulicher Farbe.  $n_\gamma/c = 19^\circ$ . Der Plagioklas ist Bytownit An 80, fetzig-fleckig, häufig zonar mit anscheinend normaler Zonenfolge. Er füllt nur die Zwischenräume der Hornblende aus und ist deshalb extrem xenoblastisch. Der grosse Unterschied in der Formentwicklung von Hornblende und Plagioklas erzeugt eine Struktur, die sehr an gewisse Eruptivgesteinsstrukturen erinnert. Der hohe Calcitgehalt verrät aber eine starke Beeinflussung durch das Nebengestein. Textur fast massig bis leicht kristallisationsschiefrig.

Die Amphibolite der Zone I sind teils dem eben beschriebenen ähnlich, teils treten Skapolith, Epidot, Diopsid und Titanit als Übergemengteile reichlich auf. Magnetit fehlt. Neben Ilmenit erscheinen dafür Pyrit und Magnetkies.

<sup>18)</sup> Angaben der Auslöschungsschiefen auf (010), bestimmt nach der Drehmethode (22).

## 2. Die Biotitamphibolite

Sie kommen nur in den grossen Amphiboliten vor. Besonders schön sind sie in den Zügen 1 und 5 entwickelt. Mit den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten und noch mehr mit den Anthophyllitamphiboliten sind sie durch Übergänge verbunden. Ihr Mineralbestand ist einfach:

HG: Hornblende, Biotit, Plagioklas,  
 NG: Magnetit oder Ilmenit, Rutil, Apatit, Zirkon,  
 UG: Quarz, Anthophyllit.

Die Hornblende ist intensiv gefärbt und pleochroitisch:

$n_\alpha$  hellgelb  
 $n_\beta$  gelbgrün  
 $n_\gamma$  blaugrün  $n_\gamma/c$  um  $13^\circ$ .

Fleckig oder an den Enden  $\perp$  farblos. Orientierung von grünem und farblosem Teil identisch. Farbloser etwas stärker doppelbrechend.

$2V_\gamma$  grüne Hornblende =  $94^\circ$   
 $2V_\gamma$  farblose Hornblende =  $72^\circ$ .

Bei farblosen Enden sind grüner und farbloser Teil durch eine scharfe Grenzfläche (= (001)) von einander getrennt. Feinste Absonderung nach (001) sehr verbreitet.

Biotit. Pleochroismus:

$n_\alpha$  gelb  
 $n_\gamma$  braunoliv

Biotite von dieser Farbe wurden im Castionezug nur in den Biotitamphiboliten gefunden.

Der Plagioklas ist in Zusammensetzung (An 25) und Ausbildung mit dem der ersten Gruppe identisch. Grössere Individuen etwas poikiloblastisch.

Struktur lepido-nematoblastisch. Textur kristallisationsschiefrig. Korngrösse bedeutend. Von allen untersuchten Gesteinen zeigen nur einzelne Glimmerschiefer eine auch makroskopisch derart ausgeprägte Schieferung. Gegenüber der Verwitterung wenig widerstandsfähig.

## 3. Anthophyllitamphibolit

Er tritt ganz vereinzelt in zwei etwa 5 resp. 10—15 cm mächtigen Bändern im Biotitamphibolit von Zug 5 auf der Tessinseite auf. Makroskopisch ist das Gestein hellgrau gefärbt. Es setzt sich zusammen aus:

HG: Plagioklas, Anthophyllit, Quarz, Titanomagnetit,  
 NG: Apatit, Zirkon,  
 UG: Biotit, grüne Hornblende.

Der wohl 10 % übersteigende Betrag an Titanomagnetit ist ganz ungewöhnlich. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur gut kristallisationsschiefrig. Vereinzelt durchziehen dünne Quarzäderchen das

Gestein parallel der Schieferungsebene. Anthophyllit und Biotit schmiegen sich grössern Plagioklaskörnern an. Mit Ausnahme einzelner Anthophyllite, die in den Übergangspartien zum Biotitamphibolit mehrere Centimeter Länge erreichen, ist dieses Gestein recht feinkörnig. Das eine der beiden Anthophyllitamphibolit-Bänder ist stark verwittert und zeigt, wohl erst infolge der Verwitterung, dünnplattige Absonderungen.

Der Anthophyllit bildet lange Stengel und Nadeln, gewöhnlich ohne jede Kristallbegrenzung. Eine solche konnte nur an wenigen kleinen Individuen festgestellt werden: {110}, {010}, selten etwas abgerundete Endflächen. Meist völlig zerfasert, Fasern gebogen und zerbrochen. Bei Einzelindividuen Hornblendespaltbarkeit gut ausgeprägt. Färbung und Pleochroismus nur in dicken Schliffen deutlich:

$$\begin{array}{l} n_{\alpha} \pm \text{farblos} \\ n_{\beta} \text{ gelbgrau} \\ n_{\gamma} \text{ violettgrau} \quad 2V_{\gamma} = 78^{\circ}. \end{array}$$

Auslöschung bei kleinen Nadeln gerade. Diverse Messungen am Drehtisch ergaben aber bei grösseren Individuen einen Winkel  $n_{\gamma}/c = 2-4^{\circ}$ . Diese Abweichung beruht wahrscheinlich lediglich auf der grossen Unsicherheit in der Einstellung der Spaltebenen wegen der starken Zerfaserung und Biegung.

Plagioklas wiederum Oligoklas An 25, schlecht oder gar nicht verzwillingt. Aus diesem Grunde ist die Menge des vermutlich ziemlich reichlichen Quarzes gegenüber dem Plagioklas nicht abzuschätzen.

Titanomagnetit bildet ausgeprägt fetzige Individuen. Der Rest des Schliffsplitters wurde parallel der Dünnschliffebene angeschliffen und im reflektierten Licht untersucht: Magnetit und Ilmenit relativ grob leistenförmig verwachsen, der Ilmenit für sich fein lamellar verzwillingt. Bald überwiegt Ilmenit, bald Magnetit.

#### 4. Granatamphibolit.

Er ist ebenfalls ziemlich selten und erscheint nur an zwei Stellen des Castellozuges zusammen mit Biotitamphibolit. Makroskopisch ist er dumpf grau gefärbt. Mineralbestand:

HG: Hornblende, Plagioklas, Granat,  
 NG: Magnetit oder Ilmenit, Rutil, Apatit,  
 UG: Quarz, Biotit.

Hornblende und Plagioklas machen etwa 85 %, Granat vielleicht etwa 10 % der Gesteinsmasse aus. Die Struktur ist ausgezeichnet granonematoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig bis fast massig. Korngrösse gering. Die Granate sind öfters reihenweise eingestreut und etwas grösser als die übrigen Komponenten. Sie bilden aber kaum eigentliche Porphyroblasten, und kelyphitische Bildungen fehlen gänzlich.

### b) Herkunft und Alter der Amphibolite

Im Castionezug sind die Amphibolite in mehr oder weniger mächtigen Bänken vollkommen konkordant den Marmoren eingelagert und dann und wann intensiv mit ihnen verfaultet. Die Struktur ist grano-nematoblastisch ohne jede Spur von Relikten, die Textur prächtig kristallisationsschiefrig. Weder Mineralbestand noch Textur, Struktur oder Lagerungsverhältnisse lassen einen sicheren Schluss auf Ortho- oder Paranatur zu. Nicht viel weiter führt das Studium der Vergesellschaftung der verschiedenen Amphibolittypen in den einzelnen Zügen (Plagioklas-, Biotit- und Granat-Amphibolite im Zug 1, Plagioklas-, Biotit- und Anthophyllit-Amphibolite im Zug 5). Immerhin ist zu sagen, dass die leukokraten Anthophyllitamphibolit-Bänder mit ihrem ungewohnt hohen Gehalt an Titanomagnetit kaum für normale Paragesteine gehalten werden können. Ein grosser  $TiO_2$ -Reichtum wird in Amphiboliten ja allgemein als ein typisches Merkmal von Eruptivnatur angesehen. Betrachtet man die erwähnten Anthophyllitamphibolite als Orthogesteine, so lassen sie sich ungewungen als Differentiationsprodukt normaler Amphibolite deuten. Dasselbe gilt dann auch für die, entgegengesetzte Tendenz aufweisenden, Biotitamphibolite. Aber einen klaren Entscheid in der Frage Ortho/Para gestatten die angeführten Tatsachen nicht. Unter den gegebenen Umständen ist es auch durchaus fraglich, ob eine eingehende chemische Untersuchung zu sichereren Resultaten führen würde.

Für den Verfasser dieser Arbeit war schon nach den ersten Untersuchungen eruptive Herkunft der Castioneamphibolite wahrscheinlich. Er hoffte lange Zeit, diese durch Nachweis der Identität der Kontakte im Castionezug mit denen eines sicher eruptiven Amphibolites ausserhalb desselben auf direktem Wege beweisen zu können. Dabei wurde aber ebenso sorgfältig auf eventuelle Kennzeichen von Sedimentnatur geachtet. Diese Untersuchungen mussten auf ein grösseres Gebiet ausgedehnt werden. Die Umgebung von Bellinzona war dafür ausserordentlich geeignet; denn es gibt in den Schweizeralpen kaum eine Gegend, die an Amphiboliten und basischen Eruptiven reicher ist als diese. Für einen Vergleich der Amphibolitkontakte kamen nur solche mit Marmoren in Betracht. Die Kontakterscheinungen gegenüber den Gneisen sind allgemein zu geringfügig und im Castionezug ausserdem sehr selten. Zu dem oben genannten Zweck musste für jedes einzelne der untersuchten Amphibolitvorkommen eine eindeutige Lösung der Frage Ortho/Para auf Grund von geologischen und petrographischen Merkmalen, die von

den Kontakten absolut unabhängig sind, gesucht werden. Vielfach entscheidet das geologische Auftreten. Gangform beweist einwandfrei Eruptivnatur. Stockform macht eine solche wenigstens wahrscheinlich. Beim Amphibolitstock Gordemo-Ai Ramponi am Ausgang des Verzascatales ist eine feine Bänderung sehr ausgeprägt, die sich vollständig der Stockform anpasst und gelegentlich quer zum Streichen der umgebenden Schichten verläuft. Sie kann nur als primär-magmatische Fluidaltextur aufgefasst werden. Dort, wo der Kern der Amphibolitstöcke von Peridotiten gebildet wird, ist jeder Zweifel an der Eruptivnatur ausgeschlossen. Eigentliche Amphibolitstöcke sind nicht häufig. Solche finden sich ob Gordola (Gordemo), nördlich ob Monte Carasso, unterhalb Monti Malmera (Vallone, Bellinzona), unter Monti della Tagliada, mit Peridotitkern auf Cadolcia (Val Arbedo/Val Traversagna) und zwischen Val di Roggiasca und Val Albionasca. Einwandfreie Amphibolitgänge sind noch seltener. Oberhalb Cauco hat KÜNDIG (91, pag. 43/44), in der obern Val Marco und in der untern Val die Tri KNOBLAUCH je einen solchen Gang gefunden. Stock- und gangförmige Amphibolite unterscheiden sich aber in petrographischer Hinsicht kaum oder gar nicht von den, konkordant den übrigen Gesteinen eingelagerten Amphibolitbänken.

Die Altersfrage der Amphibolite ist mit der der Marmorzüge unlösbar verknüpft. Ein eindeutiger Entscheid ist nur in ganz wenigen Fällen möglich. Sicher jung, d. h. nicht älter als triadisch, sind die Amphibolite im Castione- und im obern Val Marcozug (siehe pag. 157). Der ebenfalls junge Sasso Marcio-Zug führt keine Amphibolite. Das Alter der zahlreichen andern Amphibolite in der Zone von Bellinzona ist ungewiss. Ein grösserer Teil derselben ist sehr wahrscheinlich alt.

### c) Die Amphibolitkontakte

#### 1. Im Castionezug

Der Kontakt des Castellozuges (Zug 1). Der Castellozug setzt sich aus gewöhnlichem Plagioklas-, Biotit- und Granat-Amphibolit zusammen. Randlich tritt nur Plagioklasamphibolit auf. Er besteht aus:

- HG: Hornblende, Plagioklas (An 25—30),
- NG: Magnetit oder Ilmenit, Rutil, Apatit, Zirkon,
- UG: Quarz.

Struktur granoblastisch, Textur kristallisationsschiefzig.

Gegen den Kontakt zu wird der Plagioklas wolkig und tritt soweit zurück, dass der äusserste Centimeter fast nur aus Hornblende besteht. Der Rutil umgibt sich mit einem Kranz von Titanit und wird

bald vollständig davon verdrängt. Mehr oder weniger vereinzelt treten Quarzkörner auf. Der Kontaktsaum besteht aus einem innern und einem äussern Teil. Der innere wird von einem nahezu lückenlosen, ca. 1 mm breiten Quarzsaum gebildet, welcher den Amphibolit messerscharf abgrenzt, der äussere von einem 4—5 mm breiten Band, dessen Grundgewebe sich aus sehr grossen Anorthitindividuen (An 90) zusammensetzt. Es sind Zwillingstöcke nach dem Periklin-gesetz, poikiloblastisch von Diopsid, Epidot, Quarz und Titanit weitgehend erfüllt. Nur ganz selten kommt auch hier Hornblende oder opakes Erz vor, und in der Nähe des Marmors erscheint Calcit. Apatit ist recht häufig. Auch gegen den Marmor ist der Kontaktsaum scharf abgegrenzt. Einzelne Diopsid-, Epidot- und Anorthit-Körner treten jedoch im Marmor direkt am Kontakt relativ reichlich auf.

Die Kontaktzone wird oft gegen 10 cm breit und ist dann ungewöhnlich grob ausgebildet. Diopsidindividuen, zum grossen Teil mit feinsten Zwillingbildung nach (001), erreichen 2—3 cm Länge. Epidot bildet in oder neben Anorthit  $\pm$  rundliche Körner in solcher Menge, dass der Grundgewebe-Anorthit beinahe verschwindet. Nur selten tritt ein auch im Schliff intensiv rötlichgelber Granat auf. Diopsid und ganz besonders die hier seltene Hornblende zeigen ungewohnt kräftiges Grün. Als Accessorien treten neben Titanit und Apatit noch Magnatkies, Pyrit und spärlich Kupferkies auf. Die Struktur ist ausgesprochen poikiloblastisch-siebartig, die Textur schlierig. Besonders schön sind diese Partien dort entwickelt, wo schmale Bänder oder Linsen von Marmor im Amphibolit liegen. Weisse, grobkristalline Schlieren von Quarz oder Quarz-Plagioklas, die in fast allen Handstücken dieser Art auftreten, und deren reichlicher Quarz die Zwickel zwischen den groben Diopsidkristallen ausfüllt, scheinen mir bemerkenswert zu sein. Sie kommen auch in den analogen Partien der Amphibolite in Zone I vor, dort im Zusammenhang mit grössern Quarzadern.

In einem ca. 3 cm breiten epidotreichen Band im Amphibolit, das gegen diesen ebenfalls die beschriebenen Kontaktbildungen aufweist, aber in der Epidotzone an Stelle von Plagioklas Skapolith führt, tritt wenig Laumontit und reichlicher ein weiterer Zeolith von folgenden Eigenschaften auf:

$n \sim 1,485$ . Doppelbrechung sehr klein, gerade erkennbar. Zweiachsig positiv,  $\nu > \rho$  sehr schwach,  $2V$  ca.  $34^\circ$ . Grössere Körner erscheinen unregelmässig parkettiert. Eine Spaltbarkeit ist nicht erkennbar. Das Mineral ist vermutlich Chabasit. Es liegt fast wie ein normaler Gemengteil im Gestein.

Wenige Meter östlich des Castellokopfes steht eine über 1 m

mächtige Partie eines Gesteins an, das mit den oben erwähnten epidotreichen Kontakten weitgehende Übereinstimmung zeigt. Leider können die Verbandsverhältnisse infolge starker Bedeckung nicht klargelegt werden. Mineralbestand:

HG: Epidot, Plagioklas, Diopsid, Hornblende,  
 NG: Titanit,  
 UG: Skapolith, Calcit.

Skapolith tritt nur sporadisch auf und ersetzt den Plagioklas.

Plagioklas = basischer Andesin-Labrador. Häufig zonar mit inverser Zonenfolge, z. B. Kern An 45, Hülle An 60–65.

Die grüne Hornblende ist von sehr intensiver Farbe:

$n_a$  hellgelb  
 $n_3$  gelblich-bräunlichgrün  
 $n_\gamma$  giftig grün  $n_\gamma/c = 17\frac{1}{2}^\circ$ .  $2V_a = 60^\circ$ .

Diopsid zeigt auch im Schliff noch einen grünlichen Farbton. Diopsid und Hornblende einzeln oder miteinander verwachsen.

Die Struktur ist vereinzelt granoblastisch, gewöhnlich aber siebartig poikiloblastisch, die Textur vollkommen massig bis etwas schlierig, das Korn fein.

Die Kontakte am Amphibolitzug 5 sind den hier beschriebenen ähnlich, die Zonenfolge ist aber weniger gut ausgeprägt und lückenhaft.

Die Kontakte in der Zone I. Diese Amphibolite können kaum je in ihrem ursprünglichen Verband untersucht werden. Einzelne, besonders widerstandsfähige Partien blieben bei der Auswalzung und Zertrümmerung der Amphibolitgänge aber wenigstens in sich ziemlich unversehrt, so eine epidotreiche Kontaktpartie im alten Kalkbruch. Sie gleicht weitgehend denen der vorigen Gruppe, ist aber noch schöner ausgebildet. Die Textur ist grob schlierig, sodass drei verschiedene Typen auseinandergehalten werden können:

1. Grobe, diopsid-skapolithreiche Partien,
2. Grobe Diopsid-Plagioklas-Partien,
3. Feinkörnige, epidotreiche Partien.

Die letztgenannten führen als

HG: Epidot (bis über 95 %), Quarz,  
 dazu Titanit, Pyrit, Magnetkies, Skapolith, Diopsid, Hornblende, Plagioklas, Calcit, Kalifeldspat, Biotit, Graphit.

Struktur grano-nematoblastisch. Textur kristallisationschiefrig-feinlagig.

Der nördliche Amphibolitzug (HG: Plagioklas, Hornblende, Calcit) weist an der Grenze gegen den Marmor bis faustgrosse, reine Knollen von hellgrünem Diopsid auf.

## 2. Die Kontakte in der obern Val Cru

Eine kurze Charakterisierung der geologischen Verhältnisse dieser Lokalität ist bereits pag. 56 gegeben worden. Für die Untersuchung der Amphibolitkontakte kamen nur solche in Frage, die durch genügende Entfernung gegen eine Beeinflussung durch den Pegmatit geschützt waren. Die Amphibolite gehören ausschliesslich den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten an. Ihr Mineralbestand:

HG: Plagioklas, Hornblende,  
 NG: Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit,  
 UG: Diopsid, Granat.

Pleochroismus der Hornblende in intensiv grünen Farben. Das Auftreten von Diopsid und von Titanit an Stelle des Rutilis deutet bereits eine gelinde Kalkaufnahme an, was bei der vielfachen Wechsellagerung von Amphibolit- und Marmor-Bänken durchaus nicht verwunderlich ist. Struktur granoblastisch, Textur kristallisationsschief-  
 rig, im Schliff kaum erkennbar, makroskopisch durch schief-  
 rigkeit deutlich ausgeprägt. Korn fein. Hie und da enthält der Amphibolit monomineralische Hornblendeschlieren mit einer Korngrösse bis 4 mm.

Am Kontakt werden die Plagioklase grösser, fleckig, und grosse Diopside treten auf, die mit Fetzen grüner Hornblende verwachsen sind. An andern Stellen erscheint schon im Amphibolit Skapolith an Stelle des Plagioklases. Dieser bereits etwas veränderte Amphibolit geht dann allmählich in den makroskopisch hellgrünen Kontaktsaum über, der von einem granoblastischen Diopsid-Skapolith-Aggregat mit ordentlich viel Calcit, Titanit, vereinzelt Biotit, Apatit und Epidot-Orthit gebildet wird. Er ist etwa 5—8 mm breit (Typus Val Cru I).

Dann und wann besitzen Amphibolit und Kontakt einen andern Charakter. Der randnahe Amphibolit besteht dann aus Hornblende, Plagioklas und etwas Diopsid und Titanit. Die Hornblende zeigt mehr grau-braungrüne Farben wie in den reinen Hornblendeschlieren und der Plagioklas ist bereits hier Bytownit-Anorthit. Nach aussen folgt, recht scharf abgesetzt, ein 1—1½ mm breites, granoblastisches Band von Anorthit und Diopsid ± Granat und seltenem Calcit. Gegen den Marmor hin treten bald Skapolith und dann Epidot dazu, ferner Quarz, Apatit und Titanit. Diese Partie ist mehrere Centimeter breit, feinkörnig und von ausgezeichnet granoblastischer Struktur. Quarz nimmt mit der Nähe des Silikatmarmors stark zu, was durch dessen primär hohen Quarzgehalt bedingt ist. Der Übergang zum Silikatmarmor ist ziemlich schroff, das Korn im letztern viel grösser als

im Kontaktband (Typus Val Cru II). An diesem Kontakt ist das Zusammenvorkommen von völlig frischem Skapolith mit gleich ausgebildetem Epidot und Anorthit auffallend.

Im Schutt unterhalb der Amphibolit-Marmor-Wand wurden Stücke eines Epidot-Diopsid-Gesteins gefunden, welches bis auf das Fehlen von grüner Hornblende und Calcitresten mit dem pag. 141 beschriebenen Gestein aus dem Castello-Amphibolit vollkommen identisch ist.

### 3. Die Amphibolitekontakte im Bergsturzgebiet des Motto d'Arbino

Von den besonders im nördlichen Teil der Zone von Bellinzona so zahlreichen Amphibolit/Marmor-Kontakten sind die meisten stark verwittert und deshalb einer mikroskopischen Untersuchung unzugänglich. Umso wertvoller ist das durch den Bergsturz am Arbino in ausgezeichneter Frische massenhaft zutage geförderte Material. Es hat jedoch den grossen Nachteil, dass die ursprünglichen Verbandsverhältnisse unbekannt sind.

Der Kontakt eines Biotitamphibolites wurde trotzdem genau untersucht, da die sicher eruptiven Amphibolitstöcke von Gordola petrographisch damit identisch sind. Die Schliffsplitter wurden dem unveränderten Biotitamphibolit, dem Kontakt, dem Marmor direkt am Kontakt und 30 cm davon entfernt entnommen. Der Amphibolit ist völlig massig und besteht aus:

- HG: Hornblende, Biotit, Plagioklas,
- NG: Magnetit oder Ilmenit, Rutil, Apatit, Zirkon,
- UG: Quarz, Granat, Titanit.

Hornblende. Pleochroismus:

- $n_{\alpha}$  gelblich
- $n_{\beta}$  gelblichgrün-braungrün
- $n_{\gamma}$  graugrün-braungrün

Biotit. Normaler Pleochroismus farblos/hell gelbbraun. Er zeigt ausgezeichnet pleochroitische Höfe um Zirkon.

Plagioklas = Andesin-Labrador An 45—50. Häufig stark zonar und unverzwilligt. Zonenfolge invers.

Struktur granoblastisch. Hornblende ausgezeichnet eigengestaltig, Biotit und Plagioklas vollkommen xenoblastisch.

Ca. 2—1,5 cm vom Kontakt verschwindet der Biotit. Die Ilmenite erhalten Titanitkränze, die Rutil wandeln sich ganz in Titanit um, und es tritt Calcit auf. Gleichzeitig wird die Struktur  $\pm$  siebartig. Die letzten Hornblenden vor dem Kontakt sind sehr gross. Unmittelbar an diese anschliessend bildet Anorthit in schönen Periklinzwillingen ein schmales, lückenhaftes Band, macht aber nach aussen rasch Skapo-

lith Platz. Der ganze Kontaktsaum inkl. Anorthitbändchen ist etwa  $2\frac{1}{2}$  mm breit und führt im äussern Teil neben Skapolith noch Diopsid, aktinolithische Hornblende und Calcit. Auch enthält er reichlich Titanit, dessen Kristalle hier ein Mehrfaches ihrer Grösse im Amphibolit erreichen, etwas Apatit und Zirkon. Die Struktur ist poikiloblastisch bei Vorwalten von Diopsid, granoblastisch bei Überwiegen von Skapolith. Die Grenze Kontaktsaum/Marmor ist scharf. Dieser enthält direkt am Kontakt neben Quarz noch ziemlich viel Diopsid, Hornblende, Skapolith und Plagioklas. Es scheint eine Imprägnation vom Amphibolit aus stattgefunden zu haben; denn der 30 cm vom Kontakt entnommene Schliff führt neben Calcit fast nur noch Quarz, und selbständige grüne Hornblende tritt in den Marmoren unseres Gebietes nur in der Nähe von Amphiboliten auf.

#### 4. Die Amphibolitkontakte von Gordola-Gordemo

Nördlich Gordola stecken drei kleinere Amphibolitstöcke in den Gneisen und Marmoren. Die Grenze des nördlichsten ist unweit S der Abzweigung des Strässchens nach Gordemo an der Verzascastrasse gut aufgeschlossen. Der unveränderte Amphibolit setzt sich zusammen aus:

HG: Hornblende, Biotit, Plagioklas,

NG: Rutil, Apatit, Zirkon.

Die Hornblende zeigt graugrüne Farbtöne und ist lappig begrenzt.  $n_{\gamma}/c = 15-18^{\circ}$ . Biotit hellgelb/kastanienbraun pleochroitisch. Der Plagioklas ist Andesin An 30—35, sehr oft unverzwillingt und zonar. Die Struktur ist granoblastisch, feinkörnig, die Textur fluidal-bänderig parallel der Grenze. Der südlichste Stock besitzt einen hornblenditischen Kern.

Wie im Kontakt vom Arbino verschwindet der Biotit nach aussen, und Titanit ersetzt Rutil. Plagioklas nimmt bis auf Spuren ab. In den letzten 5 mm des Amphibolites wird die Hornblende aktinolithisch,  $n_{\gamma}/c$  um  $16^{\circ}$ . Sehr selten tritt u. d. M. farbloser Pyroxen auf,  $n_{\gamma}/c = 32^{\circ}$ . Die Grenze gegen den Marmor ist z. T. ganz verschwommen. Dann führt der erste Centimeter desselben noch reichlich Aktinolith eingestreut. Ausser der Aktinolithisierung der Hornblende fehlt in diesen Schliffen jede erkennbare Kontaktbildung.

Direkt am Kontakt wurde aber vom Verfasser anlässlich einer Exkursion des Min.-Petr. Institutes der E. T. H. ein loser Block eines Diopsid-Calcit-Aggregates aufgefunden. Die Diopsidindividuen sind weiss und bis Dezimeter gross. Sie gleichen auffallend solchen von Granitkontakten des Bergellermassivs.

	A Castione Zug 1	B Val Cru Typus II	C Val Cru Typus I	D Arbino	E Gordemo	Tilquillie dislokationsmeta- morph	Pollagach kontaktmeta- morph
Amphibolit unverändert	HG: Ho, Pl An 25-30 NG: Ru, Ilm, Ap, Zr UG: Qz, Bi, Gr Str. grano-nematobl. Textur kristallisa- tionsschiefrig	HG: Ho, Pl NG: Ti, Ap, Zr, Py UG: Di, Gr Str. granoblastisch Textur $\pm$ kristallisa- tionsschiefrig	Amphibolit wie B	HG: Ho, Bi, Pl An 45-50 NG: Ilm, Ru, Ap, Zr UG: Qz, Gr, Ti Str. granoblastisch Textur massig	HG: Ho, Bi, Pl An 30-35 NG: Ru, Ap, Zr Struktur granoblastisch feinkörnig Textur $\pm$ massig	Zentral HG: Ho, Bi, Olig-And Acc: Z, Ti, Ilm, Py Textur massig Randlich HG: Ho, Bi, Andesin Acc: Ti, Ca Textur schiefrig	Hg: Ho, Andesin Acc: Bi, Chl, Ti, Ap Erze stellenweise mit Di, Labr-Bytownit
Veränderungen gegen d. Kontakt	Pl tritt zurück und wird wolkig Ti ersetzt Ru	Di tritt auf Ho bräunlich Intermed. Pl $\rightarrow$ An	Di ersetzt Ho Pl wird grösser Oder Sk ersetzt Pl Ho bleibt Allmählicher Über- gang in	2 cm vom Kontakt: Bi verschwindet Ilm und Ru $\rightarrow$ Ti Ca tritt spärlich auf Ho wird aktinolith. Struktur siebartig	2 cm vom Kontakt: Bi verschwindet Pl ebenso Ru $\rightarrow$ Ti Ho wird aktinolith.	10 mm vom Kontakt: Bi verschwindet 5 mm: Ho $\rightarrow$ Akt Z ersetzt langsam Pl Qz tritt auf Ca wird reichlicher Akt sehr angereichert	
Kontaktsaum	I Quarzband mit kl. Titaniten $\frac{1}{2}$ -1 mm II Grobes Grundge- webe aus Anorthit, darin Qz, Ti, Ap, Ep 4-5 mm	— II Granobl. Band v. An, Di $\pm$ Gr, Ca 1-1,5 mm langsamer Über- gang in III durch Hinzukom- men v. Sk, Ep; Qz, Ap, Ti. Feinkörnig Mehrere Cm	— II Di, Sk, mit viel Ca, Ti; ferner Ap, Bi, Ep-Orthit grob granoblast. 5-7 mm	Schmales An-Band, dann Di-Akt, Sk, Ca; ferner Ti, Ap, Zr. Str. grano-poikilobl. ca. 2,5 mm gegen Marmor Sk zu- nehmend	Fehlt	I Saum von Zoisit- körnern 0,01 mm II Mosaik von And, Akt mit Py, Z, $\pm$ Qz Ap, Ti reichlich u. gross. 1-1 $\frac{1}{2}$ mm III Klz-Ep, Akt, Ca; And, Qz, Ap, Ti 3 $\frac{1}{2}$ -4 mm	Granoblastisches Aggregat von Di, And-Byt, Ti, Ap zuweilen Sk
	Grenze gegen Mar- mor scharf. Di etc. etwas in den Marmor ausstrahlend		Grenze gegen Mar- mor scharf. Keine Imprägnation	Grenze scharf. Im Marmor am Kontakt zahlreiche Silikate	Grenze scharf. Im ersten Cm ziemlich viele Aktinolithe		

Tabelle VII

*Übersicht und Diskussion der Amphibolitkontakte*

Die verschiedenen Amphibolitkontakte wurden auf der vorigen Seite tabellarisch zusammengestellt. Wenn wir vorerst von den z. T. etwas abweichenden Verhältnissen beim Kontakt von Gordola absehen, so ist auf den ersten Blick die grosse Ähnlichkeit aller untersuchten Kontakte von Amphiboliten zu erkennen. Da von diesen der einzige sicher eruptive Amphibolit, derjenige von Gordola, mehr oder weniger abweichende Kontaktverhältnisse aufweist, ist ein direkter Nachweis der Orthonatur für die Amphibolite des Castionezuges nicht möglich. Im Folgenden wird nun versucht, durch Vergleich der Amphibolitkontakte mit Grenzen Marmor/Biotitgneis einerseits, mit den Pegmatitkontakten andererseits die Frage Eruptivkontakt oder blosse Sedimentgrenze mit Stoffaustausch zu lösen.

In unmittelbarer Nähe der beiden schönsten Amphibolitzüge in Castione finden sich zahlreiche dünne Bändchen von Biotitgneis dem Marmor eingelagert. Ein Vergleich der an der Grenze Amphibolit/Marmor feststellbaren Unterschiede mit denen an der Grenze Biotitgneis/Marmor bietet folgendes Bild<sup>19)</sup>:

<i>Amphibolit S 1</i>	<i>Kontaktzone</i>	<i>Marmor</i>
Grüne Hornblende	Diopsid	Diopsid
Oligoklas-Andesin	Anorthit	Anorthit
Biotit		
	Epidot	Skapolith
Rutil	Titanit	Titanit
		Calcit
Quarz spärlich	Quarz reichlich	Quarz
Struktur:	Struktur:	Struktur:
granoblastisch	poikilobl.-Siebstr.	granoblastisch
<i>Biotitgneis S 32</i>	<i>Grenzzone</i>	<i>Marmor</i>
Mikroclin		
Granat	Granat	
Quarz	Quarz	Quarz
Biotit	Biotit	Biotit
Muskowit	Muskowit	Muskowit
Calcit	Calcit	Calcit
Titanit	Titanit	Titanit
Anorthit	Anorthit	Anorthit
	Diopsid-Hornblende	Diopsid-Hornblende
Tu, Ap, Zr, Mk <sup>20)</sup>	Ap, Zr, Mk	Ap, Zr, Mk
Struktur; feink.	Struktur: s. grob	Struktur: grobk.
granoblastisch	± poikilobl.	granoblastisch

<sup>19)</sup> Die in den beiden Schliffen untersuchten Grenzen liegen, quer zur Schichtung gemessen, kaum 10 cm auseinander.

<sup>20)</sup> Accessorien in Abkürzungen. Verzeichnis derselben pag. 63.

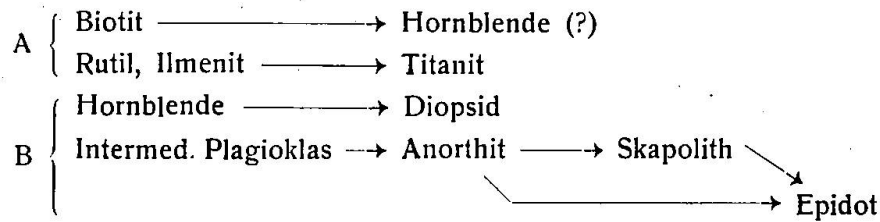
Beim Amphibolitkontakt gibt es ausser Quarz keine Durchläufer. Biotit verschwindet gegen den Kontakt schon frühzeitig. Die einzelnen Zonen sind relativ scharf getrennt. Die Anordnung der Mineralien von innen nach aussen ist streng diejenige nach steigendem Kalkgehalt. Quarz ist im Kontakt reichlicher als im Amphibolit oder Marmor. Epidot tritt weder im Marmor noch im Amphibolit auf.

Bei der Grenze Biotitgneis/Marmor überwiegen die Durchläufer weit. Biotit bleibt erhalten, und der Plagioklas ist in allen drei Zonen gleich basisch. Die Anordnung der Mineralien folgt nicht streng ihrem Kalkgehalt. Der Granat z. B., der nur im Biotitgneis und in der Grenzzone auftritt, dürfte  $\pm$  Grossular sein; denn er kommt fast stets mit Calcit zusammen vor. In der Struktur der Grenzzone machen sich allerdings in beiden Fällen auch ähnliche Tendenzen geltend. Bei andern Biotitgneis/Marmorgrenzen fehlt jedoch die Kornvergrößerung und siebartige Struktur vollständig.

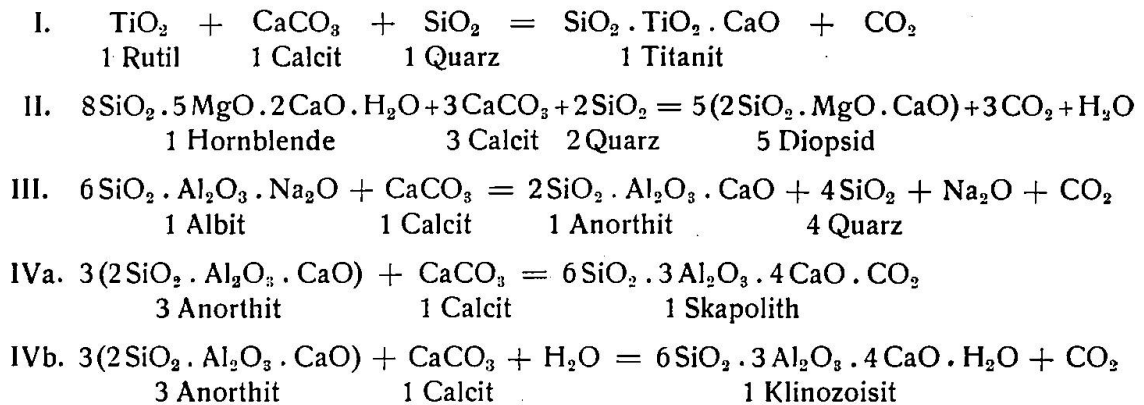
Der Gegensatz der beiden Grenzen ist offensichtlich, genügt aber für sich allein noch nicht, um daraus auf Eruptivnatur des Amphibolitkontaktes zu schliessen. Man könnte einwenden, dass die stofflichen Unterschiede zwischen Biotitgneis und Marmor geringer seien als zwischen Amphibolit und Marmor, oder wenigstens ein Austausch nicht so leicht möglich sei. Das mag z. T. richtig sein. Aber ein Vergleich mit der Grenze gegen einen stofflich stärker verschiedenen Gneis, z. B. einen Disthen-Granat-Gneis, ist unmöglich; denn eine so scharfe Grenze Disthengneis/Marmor existiert gar nicht. Zwischen beiden liegt überall eine mindestens dezimeter-, gewöhnlich etwa halbmeter-breite oder noch mächtigere Zone mit allmählichem, oft oszillierendem Übergang.

Vergleicht man nun auch Amphibolit- und Pegmatitkontakte, so ist die ausserordentlich weitgehende Übereinstimmung der beiden in die Augen springend. Die Unterschiede beruhen auf dem im Amphibolit gegenüber dem Pegmatit a priori wesentlich geringeren Gehalt an  $\text{SiO}_2$  und dem sehr viel höheren an Mg. Beide Vergleiche zusammen sprechen klar für die Eruptivnatur der Amphibolitkontakte (siehe auch 99, pag. 98/99). Da ferner in der Umgebung von Bellinzona eine grössere Anzahl petrographisch nicht ausscheidbarer Amphibolitkontakte bereits aus andern petrographischen oder geologischen Gründen als sicher eruptiver Natur erkannt worden ist, dürfte es durchaus gerechtfertigt sein, den weit überwiegenden Teil der Amphibolite unseres Gebietes als Ortho-Amphibolite zu betrachten.

Beim Eindringen des Amphibolites in den Marmor fanden an der Grenze folgende Umwandlungen statt:



Die unter B aufgeführten gingen in der eigentlichen Grenzzone vor sich, die unter A angegebenen etwas weiter im Innern des Amphibolites. Im Gegensatz zu den Pegmatitkontakten bildete sich hier im allgemeinen keine feste Haut, welche den Marmor gegen alle weiteren Angriffe des Amphibolitmagmas geschützt hätte, sondern es erfolgte offenbar während längerer Zeit ein intensiver Stoffaustausch. Er vertritt sich durch die grosse Breite dieser Kontakte. Die entsprechenden Reaktionen können wie folgt formuliert werden:



Nach II. benötigt die Umwandlung Hornblende  $\rightarrow$  Diopsid  $\text{SiO}_2$ . Dieses wird bei einem normalen Amphibolitkontakt durch Reaktion III. geliefert. Enthielt der unveränderte Amphibolit viel und sauren Plagioklas und  $\pm$  freien Quarz, so konnte sich am Kontakt ein  $\text{SiO}_2$ -Überschuss bilden, der in Form eines Quarzbandes kristallisierte. Dadurch wurde in diesem Fall ein weiterer Stoffaustausch unterbunden und der Kontakt blieb schmal (z. T. Castellozug, Castione). Im anderen Extrem (Gordola) dagegen reicherte sich im Amphibolit die Hornblende bis zum Ausschluss des Plagioklases an, wenigstens teilweise wohl primär-magmatisch. Zudem war schon ursprünglich kein freier Quarz vorhanden. Folge: Das zur Diopsidbildung benötigte  $\text{SiO}_2$  fehlte. An Stelle der verhältnismässig tiefgreifenden Umwandlung Hornblende  $\rightarrow$  Diopsid fand nur ein teilweiser Austausch von Mg und Ca in Silikat und Karbonat statt. Hier ist zwar nur die CaO-Zunahme im Hornblendeteil als Aktinolithi-

sierung (Ausbleichung) zu erkennen. An einem Pyroxenitkontakt am Arbino dagegen ist auch die Wanderung des MgO nach aussen als Dolomitisierung und Magnesitierung des Calcites am Kontakt nachweisbar.

Es bleibe dahingestellt, ob dort, wo Epidot und Skapolith zusammen vorkommen, die Epidotbildung direkt aus Anorthit oder auf dem Umweg über den Skapolith erfolgte. In beiden Fällen müsste eigentlich Klinozoisit entstehen. Statt dessen finden wir ausschliesslich Epidot. Das für die Bildung desselben nötige Fe<sup>III</sup> dürfte der Hornblende entstammen, bei deren Umwandlung zu Diopsid es frei wurde und in das Zoisitsilikat eingehen konnte.

Das Problem der Herkunft des heutigen Zustandes der Amphibolite und ihrer Kontakte ist überaus schwierig. Eine Lösung ist naturgemäss noch am ehesten bei den jungen Amphiboliten möglich, die nur die eine alpine Metamorphose durchgemacht haben. Bisher wurden die Amphibolite stets als rein dislokationsmetamorphe Gesteine betrachtet. Dies scheint aber nur bedingt richtig zu sein. Schon lange ist nämlich aufgefallen, dass in den jungen Amphiboliten der Wurzelzone Relikte ursprünglichen Eruptivgesteins in Struktur oder Mineralbestand restlos fehlen. Von Hornblende-Dioriten und Gabbros, mit denen die Amphibolite den Chemismus und z. T. auch den Mineralbestand gemeinsam haben, unterscheiden sie sich hauptsächlich durch ihre grano-nematoblastische Struktur und die kristallisationsschiefrige Textur. Es ist deshalb durchaus denkbar, dass dioritisch-gabbroides Magma zu Beginn der alpinen Orogenese unter hoher Bedeckung intrudierte und unter den bereits obwaltenden Bedingungen der Dislokationsmetamorphose autometamorph erstarrte. Das Fehlen jeglicher Relikte wäre in diesem Fall selbstverständlich. Nach KÜNDIG (persönliche Mitteilung) finden sich auf Celebes in nicht oder kaum metamorphen, rein eruptiven Gebieten neben normalen Dioriten, Gabbros etc. zahlreiche vollständig normale Amphibolitgänge. Diese Tatsache bildet eine starke Stütze für die eben vertretene Auffassung.

Genauere Angaben über Amphibolitkontakte sind in der Literatur sehr spärlich<sup>21)</sup>. HUTCHISON (80) ist meines Wissens der Einzige, der sich auf eine Diskussion über die Frage einer spätern Überarbeitung solcher Kontakte einlässt. Er unterscheidet im Deeside Limestone (Aberdeenshire, Schottland) Amphibolitkontakte in dis-

<sup>21)</sup> Dies dürfte grösstenteils darauf beruhen, dass solche Kontakte bevorzugte Angriffspunkte der Verwitterung bilden und deshalb leicht übersehen werden. Vergl. NOVARESE (181, pag. 6).

lokationsmetamorphem (HUTCHISON schreibt regionalmetamorphem) und in jünger kontaktmetamorphem Gebiet (Granite).

Dabei vertritt er die Ansicht, dass die Kontakte durch die Dislokationsmetamorphose verwischt und erst durch die jüngere Kontaktmetamorphose wieder zu ihrer heutigen (und ursprünglichen) Prägnanz herausgearbeitet worden seien. Beide Typen wurden der Tabelle unserer Amphibolitkontakte vergleichshalber beigelegt. Bei uns liegen die Verhältnisse anders. Wir können nicht zwischen einer alten reinen Dislokationsmetamorphose und einer jüngern ebenfalls reinen Kontaktmetamorphose unterscheiden. Die alpine Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone war aus einem Guss, Dislokations- und Kontaktmetamorphose zugleich. In unserem Gebiet stellt sich deshalb nur die Frage: Liegen die Amphibolitkontakte in ihrer primär-eruptiven Form vor, oder ist ihr heutiger Zustand das Produkt nachträglicher Überarbeitung?

Für eine Lösung dieser Frage bietet nur ein detaillierter Vergleich der Amphibolitkontakte mit den jungen  $\pm$  posttektonischen Pegmatitkontakten Anhaltspunkte. Wie bereits pag. 147 festgestellt werden konnte, sind Pegmatit- und Amphibolitkontakte im Mineralbestand bis in Einzelheiten hinein identisch. Ebenso in Struktur und Textur. Eine Besonderheit der Amphibolitkontakte ist z. T. das Auftreten von Epidot. Im allgemeinen gehört die Epidotbildung tieferen Temperaturen an. Basische Magmen sind gewöhnlich wohl heisser als saure, sicher aber heisser als die pegmatitischen Restlösungen der Letztern. An von solchen erzeugten Kontakten tritt kein Epidot auf. Der Epidot könnte deshalb in den Amphibolitkontakten als sekundär angesehen werden, und daraus könnte auf eine spätere Umwandlung derselben durch Dislokationsmetamorphose geschlossen werden. Nun ist aber Epidot im Tonalit schon lange als primärmagmatischer Gemengteil erkannt worden (31, pag. 28). Es steht auch fest, dass neben der Temperatur der Eisengehalt für die Epidotbildung von entscheidender Bedeutung ist. In unsern Amphibolitkontakten kommt Epidot stellenweise mit Skapolith und Diopsid, häufiger noch mit Anorthit und Diopsid als sicher gleichwertige und gleichaltrige Komponente granoblastischer und poikiloblastischer Mineralaggregate vor. Da und dort ist im Kontakt von innen nach aussen die bestimmte Reihenfolge Anorthit-Skapolith-Epidot erkennbar. Dies alles spricht gegen eine sekundäre Entstehung des Epidotes und damit gegen eine nachträgliche Überarbeitung.

Ganz vereinzelt (Castione Zone I) ist allerdings eine wirkliche Verdrängung von Skapolith durch Epidot feststellbar, und gerade

bei den schönsten und mächtigsten Epidotpartien an Amphibolitkontakten im Castionezug ist eine spätere Einwirkung der pegmatitischen Injektion nicht ganz ausgeschlossen (Quarz-Plagioklasschlieren, Quarzadern). Es wäre deshalb durchaus möglich, dass im Verlauf der alpinen Metamorphose die Menge am Amphibolitkontakt primär gebildeten Epidotes nachträglich auf Kosten des Skapolithes noch etwas erhöht wurde. Tiefgreifende Veränderungen haben aber sicher nicht stattgefunden.

#### D. DIE GESTEINE DES CASTIONEZUGES IN DER VAL TRAVERSAGNA UND OB LUMINO

Der Castionezug besitzt in der Val Traversagna, z. T. schon im Tobel W ob Lumino, einen wesentlich andern petrographischen Charakter als bei Castione. Trotz dem Auftreten vereinzelter Injektions- bis Ortho-Gneise tritt der ursprüngliche Charakter als Sedimentzug hier viel deutlicher hervor, und die intensive tektonische Durchbewegung, besonders der nördlichen Hälfte, gewinnt massgebenden Einfluss auf den Gang der Metamorphose. Bereits im geologischen Teil (pag. 39/40) wurde eine kurze Übersicht der hier vorkommenden Gesteine gegeben. Im Folgenden werden dieselben näher beschrieben.

##### 1. *Marmore inkl. Kalke - Silikatmarmore - Kalksilikatfelse resp. -Gneise*

Makroskopisch vollkommen dichte K a l k e sind besonders schön an dem S der Val Marco-Mündung gegen die Traversagna vorstossenden Sporn entwickelt. Ihre Farbe ist dunkelgrau oder ölgrün. Im zweiten Fall rührt sie wahrscheinlich von allerfeinsten Chloritschüppchen her. Wenigstens konnten etwas grössere Schuppen als Chlorit identifiziert werden. Aufschluss mit HCl und mikroskopische Untersuchung des spärlichen, feinpulverigen Rückstandes verlief aber in dieser Hinsicht resultatlos. An weitem Silikaten wurden in kleinen, ganz vereinzelt Körnern festgestellt: Quarz, Kalifeldspat (?), Titanit, Epidot, Sericit. Ferner Apatit, Zirkon, Pyrit, Graphit, Baryt (?). Die Grösse der Calcitkörner ist starken Schwankungen unterworfen, bleibt aber gewöhnlich unter 0,01 mm. Nur selten treten viel grössere Calcitkörner auf, von denen mehrere zusammen knötchenförmige Pseudoporphroblasten bilden. Korngrösse und Struktur deuten auf fast völliges Fehlen einer Umkristallisation.

Reine, weisse Marmore mit Korngrössen bis zu 5 mm stehen in geringer Entfernung von diesen Kalken an! Etwas weniger grobkörnige Marmore führen Phlogopit und spärlich Grammatit. Sie

zeigen plattige Absonderung und sind wie die vorigen reich an kataklastischen Erscheinungen.

Viele relativ reine calcitische und dolomitische Marmore lassen makroskopisch keine Körnung erkennen. U. d. M. weisen sie vollendete Kataklaststruktur auf. Andere sind schon makroskopisch als Kakirite erkennbar. Die Bruchstücke sind durch grob rekristallisierten Calcit verkittet. Da und dort treten darin kleine, völlig eigenartige Quarze auf. Oft fehlt aber eine Rekristallisation des Calcitmörtels. Rutschflächen sind häufig mit tonigen oder graphitischen Häutchen überzogen. Direkt an Schubflächen ist der Marmor zu einer lehmartigen, mehr oder weniger plastischen Masse zerrieben, in der u. d. M. nur noch vereinzelte grössere Calcittrümmer und ein kaolinähnliches Mineral in extrem feinen Schüppchen erkennbar sind.

Hierher gehört auch der leuchtend gelbe Kalk, der ob Lumino an der Basis des Castionezuges reichlich auftritt. Er ist an der Oberfläche stark porös; z. T. ist er, vom färbenden Pigment (vermutlich Limonit) abgesehen, fast monomineralisch; z. T. enthält er viele Muskowitschuppen. Die Struktur ist vollständig kataklastisch. Ich halte ihn für Rauhwaacke.

Bei den Silikatmarmoren können wir zwei Gruppen unterscheiden. Die erste zeichnet sich durch vorwiegend mechanische Deformation aus, bei der zweiten spielen chemische Umwandlungen eine grössere Rolle. Sie wird deshalb hier mit den Kalksilikatfelsen zusammengefasst. Der Mineralbestand der ersten Gruppe ist qualitativ mit dem der Silikatmarmore in Castione fast identisch:

HG: Calcit, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas,

NG: Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnétkies oder Pyrit,

UG: Diopsid-Aktinolith, Skapolith, Granat, Biotit-Chlorit, Muskowit, Klinozoisit, Epidot-Orthit.

Diopsid ist täuschend plagioklasähnlich nach (100) lamellar verzwillingt. Meist ist er aber weitgehend zu Aktinolith + Quarz + Calcit umgewandelt.

Der Kalifeldspat ist teils sicher Mikroklin, teils ist er wohl orthoklasartig. Grössere Individuen liegen isoliert im Calcit. Myrmekite fehlen vollständig.

Der Plagioklas ist Bytownit-Anorthit. Jüngere Individuen scheinen saureren Charakter zu besitzen.

Epidot-Orthit tritt nur in einzelnen Körnern auf und Klinozoisit-Epidot fehlt noch fast ganz.

Der Silikatalk U 114 (Fundort Bocchetta di Paina) zeigt die von den schwarzen Kalken im Ambrosini-Bruch her gewohnte por-

phyroblastische Struktur mit mikrokristallinem Calcit-Grundgewebe. Normalerweise ist die Struktur aber ausgesprochen kataklastisch, bald gleichmässig und mit schönen Sandquarzen, bald klastoporphyrisch-porphyroblastisch. Textur flaserig.

Die Kalksilikatfelse bis -Gneise und silikatreicheren Marmore besitzen eine charakteristische, gelblich-bis grünlichgraue Farbe. U. d. M. ergibt sich als Mineralbestand:

HG: Quarz, Calcit, Plagioklas, Kalifeldspat, Epidot, Chlorit,

NG: Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit, Graphit,

UG: Diopsid-Aktinolith, Granat, Sericit.

Der Calcit ist zertrümmert und vielfach ausgewalzt.

Der Plagioklas ist, im Gegensatz zu den Kalksilikatfelsen von Ca-stione,  $\pm$  reiner Albit. Fedorowbestimmungen ergaben An 5—10. Er ist stets unfrisch, wie fein überstäubt. Lamellierte Individuen sind relativ selten, die Zwillingslamellen gern gebogen.

Der Kalifeldspat dagegen ist immer völlig frisch, auch wenn die mechanische Zertrümmerung sehr weit geht.

Epidot ist das kennzeichnende Mineral dieser Gesteine. Gute Eigen-gestalt selten, meist stenglig-filzige Aggregate. Grossenteils sekundär aus dem Anorthitanteil des Plagioklases entstanden. Wo die Verdrängung des Plagioklases sicher erkannt werden kann, ist das Epidotmineral, der Interferenzfarbe nach zu schliessen, Klinozoisit.

Chlorit ist von nur schwach grüner Farbe und sehr geringer Doppelbrechung.

Diopsid-Aktinolith. Diopsid tritt nur noch in spärlichen Relikten im Kern grösserer Aktinolithpartien auf. Diese sind auch im Schliff deutlich grün. Der Aktinolith kommt auch selbständig vor, ist aber ebenfalls regelmässig recht weitgehend umgewandelt. In einem Fall schwimmen rhombenförmige Aktinolithklötzchen (Schnitt  $\perp c$ ) wie in einem Teig von Calcit, ein andermal in einem solchen eines intensiv gelben Minerals, vielleicht Serpentin. Die verbreiteten feinen Aggregate von Calcit + Chlorit scheinen Produkte ähnlicher Umwandlungen zu sein.

Sericit ist in winzigen, selten erkennbaren Schüppchen als Zersetzungsprodukt des Plagioklases allgemein verbreitet. Im Silikatmarmor T 15 ist er relativ grob entwickelt und bildet geschlossene Flecken. Vermutlich nimmt er hier den Platz früherer Skapolithe ein.

Die Mengenverhältnisse sind sehr wechselnd. Von den Hauptgemengteilen fehlen Plagioklas oder Kalifeldspat dann und wann ganz. Die Struktur ist sehr bezeichnend. Bei Überwiegen von Calcit, Quarz und Feldspäten ist die ursprünglich granoblastische Struktur auch bei starker Zertrümmerung noch gut erkennbar, bei Überhandnehmen von Epidot und Chlorit aber macht sie einer nur schwer oder überhaupt nicht mehr entwirrbaren diablastischen Struktur Platz. Die Textur ist massig bis lagig-schlierig.

## 2. Die Gneise und Amphibolite

Auch bei den hier im Vergleich zu Castione in grösserer Menge vorhandenen Gneisen hat sich die Metamorphose (Retromorphose) ausgesprochen selektiv geltend gemacht. Nach ihrer Intensität können zwei Gruppen unterschieden werden:

Biotitgneise	Muskowit-Chlorit-Gneise
Zweigliimmergneise	Chloritgneise
Disthen-Zweigliimmergneise	Chlorit-Calcit-Gneise
Biotit-Quarzitgneise	Biotit-Chlorit-Gneise

In diesem Zusammenhang ist nur die zweite Gruppe von Interesse.

Die Chloritgneise sind graugrün gefärbt, feinkörnig und relativ kompakt. Ihr Mineralbestand ist nicht reich:

HG: Plagioklas, Quarz, Chlorit,  
 NG: Rutil, Pyrit, Apatit, Zirkon, Epidot-Orthit,  
 UG: Kalifeldspat, Muskowit, Biotit.

Der Chlorit ist optisch positiv und recht intensiv gefärbt:  $n_\gamma$  fast farblos-gelblich,  $n_\alpha$  giftig grün. Doppelbrechung sehr klein. Er enthält einzelne schmutzige Epidotkörner und ist stellenweise von feinsten Rutilnadeln, häufig in sagenitischer Orientierung, ganz erfüllt. Dies ist ein eindeutiges Zeichen sekundärer Entstehung aus Biotit. Reste desselben finden sich in diesen reinen Chloritgneisen nur als einzelne, völlig isolierte Blättchen in Quarz oder Plagioklas. In den weniger häufigen Biotit-Chlorit-Gneisen ist die Chloritisierung des Biotites direkt verfolgbar.

Der Plagioklas ist Andesin An 35, gut verzwillingt, aber stets  $\perp$  gefüllt, oft bis zur Unkenntlichkeit. Füllmaterial ist fast immer nur Sericit, seltener auch Calcit. Die Sericitschuppen sind sehr klein, im allgemeinen unter 0,01 mm. Die Sericitisierung erstreckt sich gleichmässig über das ganze Plagioklaskorn. Als Kalilieferant für dieselbe kommt wohl nur der jetzt chloritisierte Biotit in Betracht. Da und dort auftretender Kalifeldspat ist vollständig frisch und klar.

Epidot-Orthit tritt in oft scharfen, kleineren Kristallen als konstanter Nebengemengteil auf; er konnte auf Grund folgender Eigenschaften identifiziert werden:

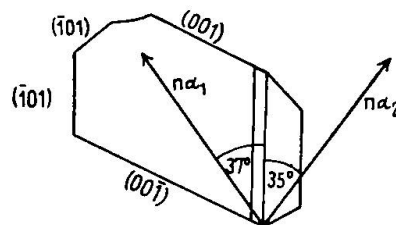


Fig. 18

$n$  hoch, Doppelbrechung ziemlich klein (Farben erster Ordnung), Achsen-ebene  $\perp$  Längsrichtung, optischer Charakter positiv,  $2V_\gamma$  gross,  $v > \rho$ ,  $n_\alpha/c$  um  $35^\circ$ . Pleochroismus deutlich:

$n_\alpha$  farblos-graustichig  
 $n_\beta$  violettgrau  
 $n_\gamma$  gelblichgrau. Absorption  $n_\beta > n_\gamma > n_\alpha$   
 Zwillinge nach (100).

Die Struktur ist grano- bis etwas lepidoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig. Dieser Chloritgneis ist aus einem Biotit-Plagioklas-Gneis entstanden. Solche fehlen bei Castione innerhalb des Marmorzuges vollständig. In der Val Gnosca dagegen treten sie noch reichlicher auf als hier.

Vereinzelt fand sich (Block am rechten Traversagnafer unter dem grossen Anriss S Monti Soltimar) ein eigentlicher Chlorit-Plagioklas-Calcit-Gneis. Der Calcit macht ganz den Eindruck eines sekundären Minerals und könnte beim Zerfall des Plagioklases aus dem Anorthitanteil entstanden sein. Die jetzige Zusammensetzung des Plagioklases, Albit An 5, spricht dafür. Selten treten in diesem Büschel parallel geordneter feinsten Nadeln auf, die als Zoisit gedeutet werden können.

Ebenso verbreitet wie die Chlorit-Gneise sind Muskowit-Chlorit-Gneise. Sie gleichen jenen, nur sind sie viel grobschuppiger und dementsprechend ausgesprochener schiefrig. In den Aufschlüssen S Monti Soltimar weisen sie äusserst intensive mechanische Deformation auf. Von typischen Kakiriten mit fast unverkehrten Gneistrümmern sind alle Übergänge zu ausgesprochenen Kataklasiten vorhanden. Der Zement wird von feinen Gneistrümmern und groben Calcitneukristallisationen gebildet. Auch Quarz ist da und dort umkristallisiert. Der junge Calcit ist verzwillingt. Die Zwillinglamellen sind manchmal gebogen und zeigen, dass die Bewegungen noch lange angedauert haben.

Die Amphibolite unterlagen nur schwachen Umwandlungen: Geringe Sericitisierung des Plagioklases trotz relativ basischer Zusammensetzung (Andesin-Labrador An 45—50) und Bildung von etwas Epidot. Die Kontakte wurden durch allgemeine Epidotisierung und Chloritisierung stark verwischt.

Gleiches gilt für die Pegmatite und ihre Kontakte.

### *Zusammenfassung*

Zwei Erscheinungen beherrschen den petrographischen Charakter des Castionezuges in der Val Traversagna und ob Lumino:

1. Eine ausgesprochene Selektivität der Metamorphose und zwar sowohl der konstruktiven wie der destruktiven. Wenige Meter, oft sogar Centimeter, neben dichten Kalken treten Marmore von höchster Kristallinität auf. Dasselbe treffen wir in extremer Form

in der hintern Val Arbedo (Sasso Marcio-Zug), etwas weniger ausgeprägt im Nordteil des Castionezuges und im Algalettozug nördlich Castione. Die Ursache dieser Auslese ist unbekannt.

2. Die maximale Stufe der Metamorphose erreicht hier die unterste Mesozone. Sie wird durch die Mineralien Kalifeldspat, Anorthit, Diopsid (Skapolith, Granat) gekennzeichnet und entspricht etwa derjenigen im nördlichen Teil des Zuges bei Castione. Die Intensität der Metamorphose ist hier jedoch viel geringer. Das zeigt schon die grosse Menge  $\pm$  dichter Kalke. Während in Castione dieses maximale Stadium als solches erhalten blieb, haben hier nachträglich starke mechanische Zertrümmerung und eine ganze Reihe chemischer Umformungen stattgefunden. Diese letztern betrafen aber nicht die ganzen Gesteine, sondern nur einzelne, besonders empfindliche Mineralien derselben. Die Prozesse seien kurz tabellarisch zusammengestellt:

Skapolith	—————→	Sericit + - - - - -	
Diopsid	—————→	Aktinolith +	—————→ Calcit + Chlorit oder Serpentin
		Calcit + Quarz	
bas. Plagioklas	—————→	Epidot-Klz + Albit	
	—————→	Calcit + Albit	
	—————→	Sericit + Albit	
Biotit	—————→	Chlorit + Rutil $\pm$ Epidot	

Ausser dem Durchläufer Calcit sind alle Neubildungen für die Epizone typomorphe Mineralien. Auch die rein mechanische Zertrümmerung kann nur unter Epibedingungen vor sich gegangen sein. Der Abschluss der alpinen Metamorphose des Castionezuges in der Val Traversagna war also eine typische Diaphthorese.

## E. ALTER, DRUCK UND TEMPERATUR DER METAMORPHOSE

### a) Alter

#### 1. Alter der Ablagerung

So alt wie die Kenntnis der Marmorzüge in der Tessiner Wurzelzone ist auch der Streit um ihre tektonische und stratigraphische Stellung. Ein Teil der Geologen fasst die grössern Marmorzüge als trennende Mulden zwischen den kristallinen Deckenwurzeln auf und schreibt ihnen ein höchstens triadisches Alter zu. Andere sehen sie als normale stratigraphische Einschaltungen in den alten Gneisen und damit als paläozoisch an. Wahrscheinlich sind beide Auffassungen zum Teil berechtigt.

Noch 1926 konnte KÜNDIG schreiben (91, pag. 4), dass diesen Marmorzügen nur aus Analogiegründen mesozoisches Alter beigelegt werde. Heute besitzen wir bei einer Reihe von ihnen z. T. klare Beweise, z. T. wenigstens wichtige Indizien dafür. Der Sasso Marcio- und der obere Val Marco-Zug führen nichtmetamorphe Rauhacken, die sich von denen des unbestritten triadischen Joriozuges nicht unterscheiden lassen. Im nördlichsten Teil des Castionezuges treten ob Lumino sehr rauhackenähnliche poröse Kalke auf. Die Grammatitmarmore und grünen Kalksilikatgneise in den alten Kalkbrüchen sind von  $\pm$  dolomitischem Chemismus. In der Val Traversagna und in der Val Gnosca treffen wir in entsprechender Lage dolomitische Marmore. Mit der Feststellung dolomitischer Gesteine an der Basis des Castionezuges ist das triadische Alter derselben, wenn auch nicht erwiesen, so doch sehr wahrscheinlich gemacht<sup>22)</sup>. Die übrige Gesteinsvergesellschaftung dieses Zuges, kalkig-mergelig-tonig mit Amphiboliten, entspricht durchaus den jurassischen Bündnerschiefern, wie schon 1915 R. STAUB erkannt hat. In dieser Hinsicht ist es bezeichnend, dass alle drei pag. 122 zum Vergleich herangezogenen Analysen den sicher jurassischen Bündnerschiefern des südlichen Gott-hardmassivs angehören.

Für alle andern Marmorzüge, die weder Rauhacke noch Dolomite führen, ist die Altersbestimmung nach wie vor ungewiss. Ein grosser Teil der kleineren Vorkommen ist sehr wahrscheinlich alt. Petrographische Unterschiede zwischen alten und jungen Marmoren gibt es, von der triadischen Rauhacke abgesehen, in der Tessiner Wurzelzone nördlich des Joriozuges nicht.

## 2. *Alter der Metamorphose*

Nach den obigen Feststellungen bleibt für die Metamorphose der jungen Marmorzüge und damit der jungen Metamorphose der

<sup>22)</sup> Um in dieser wichtigen Frage zu einem eindeutigen Entscheid zu gelangen, wurde durch Herrn Dr. F. DE QUERVAIN an dem erwähnten rauhackenähnlichen Gestein und vergleichshalber an einer sicher triadischen Rauhacke des Joriozuges eine MgO-Bestimmung ausgeführt, wofür ich Herrn Dr. DE QUERVAIN herzlich danke. Sie fiel in beiden Fällen auffallend niedrig aus, so dass beide Gesteine als schwach dolomitische Kalke bezeichnet werden müssen. Nach H. PREISWERK (Beitr. Geol. Karte Schweiz Lfg. 26 (1918), pag. 54) und O. GRÜTTER (Verh. Naturf. Ges. Basel XL (1929), pag. 125 u. ff.) sind die Rauhacken der penninischen Triasvorkommen des mittlern und nördlichen Tessins vorwiegend kalkig. PREISWERK betont, dass diese Rauhacken richtiger Zellenkalke statt Zellendolomite zu nennen wären. Ein sicherer Schluss auf das Alter dieses gelben Kalkes lässt sich demnach aus der analytischen Untersuchung nicht ziehen. Die oben erwähnten Gründe für ein triadisches Alter der Basis des Castionezuges werden dadurch aber in keiner Weise entkräftet.

Tessiner Wurzelzone überhaupt nur die Zeit des jüngern Mesozoikums und des Tertiärs übrig. Wann sie begonnen hat, lässt sich nicht festlegen. Der fundamentale Zusammenhang zwischen Injektion und Metamorphose des Castionezuges steht fest. Fraglich ist aber, ob, und wenn ja, wie weit seine Sedimente im Moment der Injektion bereits durch Dislokations- und thermische Kontaktmetamorphose umgewandelt waren. Die Injektionskontakte weisen dieselben Mineralien auf wie das Nebengestein und gehen kontinuierlich in dasselbe über. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass die Metamorphose der Sedimente gleichzeitig mit der Injektion erfolgte, und dass sie in dieser Intensität überhaupt erst durch die weitgehende Durchtränkung mit den mineralisatorenreichen Injektionslösungen ermöglicht wurde, ganz abgesehen von der Stoffzufuhr beim „Castione nero“.

Die  $\pm$  gangartige Injektion ist heute zeitlich genau fixierbar. Pegmatite und Injektionsadern durchsetzen sämtliche Gesteine der Tessiner Wurzelzone unabhängig von ihrer Lagerung und zeigen ausser der Kataklase keine nennenswerte tektonische Beanspruchung. Sie sind also in das fast fertige Gebirge eingedrungen, demnach jünger als Eocän. Die Hauptphase der Injektion in Castione war kalireich und lieferte bei der endomorphen Umwandlung der Injektionsadern Anorthit und Skapolith. Die Differentiation des Restmagmas ging weiter. Die nun natronreicheren Lösungen legten um die grossen Anorthitkerne saurere Hüllen. In dieser Zeit erfolgte eine allgemeine, relativ starke Kataklase. Die natronreichen Lösungen heilten dann die Risse in den Plagioklasen mit saurem Zement wieder aus und bauten weiter immer albitreichere Hüllen darum. Zuletzt folgten Zeolithe und Calcit. Die Letztausscheidungen (inkl. Albit) zeigen keine Kataklase mehr.

Nun fragt es sich, welcher Phase des Alpenbaues die relativ jungen Bewegungen angehörten, welche die Kataklase verursachten. In dieser Frage stütze ich mich vorwiegend auf CORNELIUS (23). Es stehen nur zwei Möglichkeiten offen: Entweder sind sie mit dem Aufschub an der insubrischen Linie oder mit der Steilstellung der südalpiner Molasse gleichzusetzen. Mehrere Gründe sprechen für den insubrischen Aufschub: 1. Die grosse Verbreitung und Intensität der Kataklase. 2. Die Differentiation der Injektion ging beträchtlich über die Kataklase hinaus weiter. Würde die letztere der Aufrichtung der Molasse entsprechen, so müsste die Injektion bis hoch ins Pliocän angedauert haben. Da damals aber die heutigen Täler schon weitgehend eingeschnitten waren, ist dies sehr unwahrscheinlich.

Wir erhalten demnach vom zeitlichen Ablauf der Ereignisse in der Tessiner Wurzelzone etwa folgendes Bild:

1. Deckenschübe inkl. Steilstellung der Wurzeln, abgeschlossen spätestens im Laufe des Oligocäns.
2. Intrusion der Tonalite und etwas später der Granite des Bergeller Massivs. Wahrscheinlich Oligocän, spätestens älteres Miocän. Ungefähr gleichzeitig Tessiner Injektion (Hauptphase).
3. N-S-Aufschub (oder S-N-Unterschub) an der insubrischen Linie. Fortdauer gleichsinniger Bewegungen in den Südalpen. Kataklase der Gesteine in der Wurzelzone. In der Hauptsache vor Mittelmiocän.
4. Ausbildung der mittelmiocänen Landoberfläche. Ablagerung der süd-alpinen Nagelfluh. Ausklingen der Tessiner Injektion.
5. Aufrichtung der Molasse am Alpensüdrand. Junge Brüche in der Wurzelzone und im Seengebirge.
6. Ablagerung des Mittelpliocäns (Transgression) am Alpensüdrand.

Kürzlich ist von RÜGER (136) der Zusammenhang der Intrusion des Bergeller Massivs und des Tonalites von Melirolo mit der Tessiner Injektion stark in Zweifel gezogen worden. Ich habe deshalb im Vorstehenden auf jede Zusammenkopplung der beiden Ereignisse verzichtet. Umso mehr muss es auffallen, dass die Altersbestimmung derselben zum gleichen Resultat führt (Oligocän, ev. älteres Miocän). Die zeitliche Folge im Detail (Tonalitintrusion, Granitintrusion, Tessiner Injektion) ist belanglos; denn alle diese Vorgänge sind ja lediglich Teilmanifestationen derselben grössern Magmenintrusion. Beim Tonalit von Melirolo im besondern kann es sich ebenso gut um einen Vorläufer wie um einen basischeren Nachschub des Granites handeln. Bereits pag. 92/94 ist die mineralogische Identität der Pegmatite des Tessins und derjenigen des Bergeller Massivs nachgewiesen worden. Damit ist der postulierte Zusammenhang zwischen Bergeller Massiv — Tonalit von Melirolo und der Tessiner Injektion fast zur Gewissheit geworden.

#### b) Der Druck während der Metamorphose

Zu einer genauen Berechnung des statischen Druckes zur Zeit der Injektion fehlen die nötigen Unterlagen. Eine grobe Überschlagsrechnung gibt uns immerhin einen Anhaltspunkt über die Grössenordnung. Die Mächtigkeit der über dem Castionezug (südlich davon) liegenden Deckenwurzeln beträgt bis zur insubrischen Linie am Passo San Jorio etwa 7 km. Da die Frage strittig ist, ob auch die höhern ostalpinen Decken die Tessiner Kulmination überschoben haben oder ihr ausgewichen sind, werden nur die nördlich des Jorienzuges liegenden Wurzeln in Betracht gezogen. Die bei Castione noch fast saiger stehenden Schichten biegen nach oben gegen

Norden bald zur flach deckenförmigen Lagerung um. Dies ergibt bei Castione eine Überlagerung von mindestens 10—12 km. Andererseits sind im Bergell Reste einer miocänen Landoberfläche in ca. 3000 m Höhe bekannt geworden (CORNELIUS), und im Tessin liegen die von GYGAX (68, pag. 56—63) dem Miocän zugeschriebenen Terrassen des Pettanettosystems in 2400—1500 m Höhe. Damit ist eine untere Grenze gegeben. Bei Annahme eines mittleren spezifischen Gewichtes der Gesteine von 2,7 erhält man für eine Überlagerung von

11,2 km	einen Druck von	3000 kg/cm <sup>2</sup>
2,0 km	„ „ „	540 kg/cm <sup>2</sup>

### c) Die Temperatur

Auch hier ist nur eine näherungsweise Fixierung möglich, wenigstens was die Absolutwerte anbetrifft.

Eine obere Grenze bildet, unter gewissen Annahmen, die Wollastonitreaktion. Im Castionezug findet sich überall die Paragenese Calcit + Quarz, und Wollastonit fehlt ganz. GOLDSCHMIDT (57) schätzt die Gleichgewichtstemperatur bei Atmosphärendruck auf 550°, bei dem oben angenommenen Drucke von 3000 kg/cm<sup>2</sup> auf 800°. Gegen höhere Drucke soll sie noch langsamer ansteigen. Die erste (Haupt-)Phase der Injektion erzeugte Kalifeldspat, Anorthit, Skapolith. Basischer Plagioklas wird unterhalb 500° durch wässrige Lösungen zersetzt (64, pag. 205). Die Hauptphase der Injektion und damit der Metamorphose des Castionezuges gehörte also einem über 500° und unter 800° gelegenen Temperaturgebiete an. Vermutlich lag diese Temperatur wenig über 500°. Die äussersten Hüllen der Plagioklase bestehen aus Albit. Die letzten Ausscheidungen Prehnit, Skolezit und Laumontit besitzen unter 200° liegende Bildungstemperaturen. Zwischen dem Ende der Albit- und dem Beginn der Zeolithbildung liegt ein Intervall von mindestens 100°.

Das Auftreten von Zeolithen als letzte Ausläufer der Injektion gestattet auch einen Schluss auf die Höhe der Überlagerung in jenem Zeitpunkt. Es ist ohne weiteres anzunehmen, dass in einem magmatisch derart beeinflussten Gebiet die geothermische Tiefenstufe verhältnismässig gering ist. Setzen wir dafür 10 m/° C ein, so erhalten wir für die obere Grenze der Zeolithbildung von 200° eine Überlagerung von maximal 2000 m. Das stimmt in Anbetracht der unsicheren Unterlagen mit der Höhe der von CORNELIUS resp. GYGAX namhaft gemachten mittelmiocänen Landoberfläche sehr gut überein. Dann

ist aber die Kataklyse älter als Mittelmiozän und gehört zum insubrischen Aufschub, wie dies bereits oben wahrscheinlich gemacht wurde.

#### ZUSAMMENFASSUNG ÜBER DIE METAMORPHOSE IM CASTIONEZUG

##### a) Ausgangsmaterial

Die den heutigen Gesteinen des Castionezuges zugrundeliegenden Sedimente variierten vom reinen Kalk resp. Dolomit bis zum Sandstein und Ton. Kalke bis Kalkmergel überwogen weit. Reine Quarzsandsteine waren selten. Diese Sedimente sind höchstwahrscheinlich mesozoisch. Die dolomitische Basis des Zuges darf als Trias angesprochen werden. Die höheren Schichten gehören wohl zum jurassischen Bündnerschiefer.

##### b) Geologisch-minerogenetisches Geschehen.

In die genannten Sedimente drangen später dioritisch-gabbroide Magmen ein. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dies erst kurz vor oder bei Beginn der Faltung geschah, sodass diese Magmen bereits in autometamorpher Form als Amphibolite erstarrten. Der ganze Komplex von kalkigen Sedimenten und Amphiboliten wurde beim Vorschub des Penninikums zwischen den Decken, die in den Gneiszonon von Roveredo und Arbedo resp. Bellinzona wurzeln,  $\pm$  muldenförmig eingeklemmt. Nach Abschluss der grossen Deckenschübe erfolgte eine intensive granitpegmatitische Injektion. Ein Zusammenhang derselben mit der nur wenig älteren Intrusion der Tonalite und Granite des Bergells ist fast sicher.

Die Kontaktmetamorphose an den grossen Pegmatitgängen beschränkt sich wie bei den Amphiboliten fast ganz auf endomorphe Umwandlungen in unmittelbarer Nähe der Grenze von Gang und Nebengestein. Die pegmatitischen Injektionsadern s. str. dagegen wurden durch Kalkaufnahme vollständig zu Anorthit-Skapolith-Adern umgewandelt. Die starke Durchtränkung des kalkigen Nebengesteins mit den Injektionslösungen ermöglichte darin eine tiefgreifende Metamorphose. Das Gebiet dieser maximalen Injektion ist indessen in vertikaler und horizontaler Richtung auf einige hundert Meter beschränkt. Sie dürfte von einem nur in geringer Tiefe liegenden sekundären Magmaherd ausgegangen sein. Inwieweit bereits vor der Injektion eine reine Dislokationsmetamorphose der Sedimente eingesetzt hatte, eventuell verbunden mit einer Temperatursteigerung durch das in der Tiefe eindringende Magma, lässt sich nicht ermitteln. Sicher ist, dass sie im Moment der Injektion noch nicht weit fortgeschritten war.

Die Injektionslösungen waren anfänglich kalireich-quarzarml und führten teilweise einen Tonerdeüberschuss. Allmählich reicherte sich Quarz und von den Alkalien Na an. Die Hauptmasse der Injektionsadern ist quarzig. Später setzten von neuem grössere Bewegungen ein. Sie erzeugten eine mehr oder weniger starke Kataklyse. In der Val Traversagna und ob Lumino hatten sie eine weitgehende Diaphthorese zur Folge. Sie werden der insubrischen Phase des Alpenaufbaus (älteres, ev. bis mittleres Miocän) zugeschrieben. Im zentralen Injektionsgebiet von Castione wurden diese Bewegungen von der Injektion überdauert. Die letzte Phase derselben war hydrothermal. Sie zerstörte die Produkte der pegmatitischen Hauptphase wieder und lieferte dafür Zeolithe. Inzwischen hatte ein tiefgreifender Abtrag des Alpenwalles stattgefunden. Ende Miocän erfolgten nochmals schwache Bewegungen, die in unserem Gebiet lediglich einige vertikale Brüche von geringem Ausmass erzeugten.

### c) Die Produkte der Metamorphose

Das Stadium der Metamorphose weist im Castionezug grosse lokale Verschiedenheiten auf. Eine einheitliche Betrachtung ihrer Produkte ist nicht möglich. Wir fassen deshalb zusammen:

1. Die Gesteine der Zonen II bis IV am Castionehügel
2. Die Gesteine des Nordrandes (Zone I) am Castionehügel
3. Die Gesteine des Castionezuges in der Val Traversagna.

#### 1. Die Gesteine der Zonen II—IV

Im zentralen Injektionsgebiet und seiner Nachbarschaft ist folgender typomorpher Mineralbestand vorhanden:

Kalisilikate	Kalifeldspat, Muskowit, Biotit
Natronsilikate	saure-intermediäre Plagioklase
Alumosilikate	Disthen, (Sillimanit)
Mg- und Mg-Ca-Silikate	Biotit, Phlogopit, Diopsid-(Aktinolith), Hornblende
Ca-Al-Silikate	Bytownit-Anorthit, Skapolith, Granat, (Zoisit, Klinozoisit, Epidot)
Erze	Magnetkies, (Pyrit)
Durchläufer sind	Calcit, Quarz, Turmalin, Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnetit.

Von den für die höchste Temperaturstufe metamorpher Gesteine charakteristischen Mineralien fehlen die empfindlicheren: Vesuvian, Wollastonit, reiner Grossular. Statt dessen treten Calcit und Quarz zusammen auf. Andererseits fehlt von den typomorphen Mineralien der Mesozone trotz entsprechendem Chemismus der Grammatit. Epidot tritt nur unter besonderen Umständen auf (Amphibolitkontakte).

Die Umkristallisation der Sedimente ist vollständig. Es entstanden aus:

reinen Tonen	Zweiglimmerschiefer bis -Gneise ± Granat und Disthen
mergeligen Tonen	Biotit-Kalifeldspatgneise, Biotit-Anorthitgneise, Biotit-Skapolithgneise
± sandigen Kalkmergeln	Kalksilikatgneise mit Quarz, Calcit, Anorthit, Skapolith, Granat, Diopsid, Kalifeldspat und Biotit als H'gemengteilen
mergeligen Kalken	Silikatmarmore mit denselben Mineralien, ver- einzelt Phlogopitmarmor
reinen Kalksteinen	weisse, monomineralische Marmore
Sandsteinen	Gneis- bis Kalksilikat-Quarzite.

Die Korngrösse ist bedeutend. Eine Ausnahme hievon machen sehr biotitreiche Gesteine, die recht feinkörnig sind. Der hohe Quarzgehalt gestattete überall die Bildung höchstsilifizierter Mineralien. Die rasch wechselnden physikalischen und chemischen Bedingungen (Injektion) verunmöglichten aber die allgemeine Erreichung von Gleichgewichtszuständen. Steckengebliebene Mineralumwandlungen gehören deshalb zum Charakteristikum dieser Gesteine. Zwischen Chemismus des Eduktes und qualitativem Mineralbestand des Produktes besteht kein eindeutiger Zusammenhang. Verschiedenheiten im Chemismus machen sich weit eher in quantitativem Sinne geltend. Deshalb herrscht im Mineralbestand von den Gneisen und Quarziten über die Kalksilikatfelse resp. -gneise bis zu den Marmoren eine auffallende Gleichförmigkeit.

Die Temperaturabnahme gegen Ende der Metamorphose dokumentiert sich bei den Marmoren und Kalksilikatfelsen s.l. in einer Aktinolithisierung des Diopsides, bei den in diesem Zeitpunkt noch tätigen Injektionsadern in der Bildung typisch hydrothermalen Mineralien wie Prehnit, Laumontit, Skolezit, Chlorit und Sericit. Diese sind aber quantitativ ganz unbedeutend. Nur der Laumontit ist auf Sprüngen der Kalksilikatgesteine allgemein verbreitet und stellenweise reichlich.

An etlichen scharf abgegrenzten Kontakten konnte eine Zufuhr von  $K_2O$  und  $Al_2O_3$ , an andern von  $B_2O_3$ , lokal sichergestellt und (für  $K_2O$  und  $Al_2O_3$ ) in grossem Ausmass wahrscheinlich gemacht werden. Eine etwas jüngere und mehr ader- bis gangartige  $SiO_2$ -Zufuhr ist bedeutend und beinahe überall feststellbar. Eine solche von  $TiO_2$  und von  $FeS$  spielt nur eine sehr untergeordnete Rolle. Pneumatolytisch-metasomatisch gebildete Skarne mit Andradit, Hedenbergit, Lievrit etc. und grössere Erzanreicherungen fehlen vollständig.

Struktur und Textur sind ausserordentlich variabel. Rein granoblastische Strukturen sind ebensowenig häufig wie rein poikiloblastische und Siebstrukturen. Die erstern sind in Gneisen, Marmoren phibolitkontakten und Injektionsadern besser ausgeprägt. Die Textur und Amphiboliten, die letztern in Kalksilikatgneisen, einzelnen Am- tur ist bei Gneisen und Amphiboliten ausgesprochen kristallisations- schiefrig, bei Marmoren und Kalksilikatfelsen  $\pm$  massig.

## 2. Die Gesteine des Nordrandes (Zone I)

Sie führen folgende charakteristische Mineralien:

Kalisilikate	Kalifeldspat, Muskowit, Biotit
Natronsilikate	saurer bis intermediärer Plagioklas
Tonerdemineralien	Disthen, (Spinell, Korund)
Mg- und Mg-Ca-Mineralien	Biotit, Diopsid, Hornblende, Aktinolith, Grammatit, Chlorit, (Spinell)
Ca-Al-Silikate	Anorthit, Granat, Epidot, (Skapolith)
Erze	Pyrit, Magnetkies, (Ilmenit, Högbomit).

An Stelle von Skapolith erscheint fast ausschließlich Epidot. In vielen Marmoren ist schneeweisser Grammatit das einzige Mg-Ca-Silikat. Chlorit tritt primär und gesteinsbildend auf. Pyrit dominiert über Magnetkies. Ganz vereinzelt herrschte  $\text{SiO}_2$ -Mangel und ermöglichte die Bildung oxydischer Mineralien (Spinell, Högbomit, Korund).

Die typischen Gesteine sind feinkörnige grüne Kalksilikatgneise, grobe Grammatitmarmore, dichte Kalke und Chloritschiefer. Die grünen Kalksilikatgneise werden als Injektionsgesteine aufgefasst. Die diesen und den Grammatitmarmoren zugrundeliegenden Sedimente besaßen einen mehr oder weniger dolomitischen Chemismus. Die Struktur ist granoblastisch bei Marmoren, eine feine Siebstruktur bei den Kalksilikatgneisen, die Textur massig bis gestreckt. Die Grammatitmarmore nehmen durch ihre Porosität texturell eine Sonderstellung ein. Reine Marmore, Gneise und Amphibolite unterscheiden sich nicht von den entsprechenden Gesteinen der Zonen II—IV.

Neben vorwiegend mesozonalen Charakteren weist diese Zone in ihren Gesteinen und Mineralassoziationen ein eigenartiges Gemisch mehr oder weniger katazonaler Züge mit fast epizonalen auf. Die ursprünglichen Sedimente sind z. T. vollständig umgewandelt, z. T. fehlt eine Umkristallisation nahezu ganz. Die Beanspruchung durch die jungen Bewegungen ist stellenweise recht stark, aber gewöhnlich rein mechanisch.

### 3. Die Gesteine des Castionezuges in der Val Traversagna

Sie entsprechen in der Temperaturstufe der Metamorphose etwa den vorigen. Die Umwandlung der Sedimente war aber hier viel weniger durchgreifend. Die jungen Bewegungen der insubrischen Phase hatten eine intensive Diaphthorese zur Folge. Neben unveränderten Amphiboliten und dichten Kalken sind deshalb Kataklasite und Kakirite von Gneisen und Marmoren, Gneise mit Chlorit und Silikatmarmore-Kalksilikatfelse s. l. mit Epidot als Hauptmineral typische Gesteine. Bei Marmoren und Kalksilikatfelsen dominieren kataklastische und diablastische Strukturen, bei Gneisen blieb die ursprüngliche Struktur meist erhalten.

#### VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN.

##### a) Weitere Vorkommen von Marmoren und Kalksilikatgesteinen in der Tessiner Wurzelzone

Der petrographische Charakter der Marmore und ihrer Begleitgesteine ist in sämtlichen Marmorzügen und -Linsen der Tessiner Wurzelzone N des Joriozuges durchaus einheitlich. Er entspricht dem der von der Injektion weniger beeinflussten Teile des Castionezuges zwischen Tessintal und Misox. Eine Gegenüberstellung Castione/Zug von Schloss Schwyz ergibt bei diesem lediglich eine weitergehende Aktinolithisierung des Diopsides und wesentlich größere Verbreitung von Klinozoisit-Epidot in den Kalksilikatgesteinen sowie ein stärkeres Hervortreten des Sillimanites in den Tonerdesilikatgneisen. In einzelnen Vorkommen sind Tendenzen zu mesozonaler Ausbildung vorhanden, z. B. im Sasso Marcio-Zug, im Marmorzug von Ascona und in kalkreichen Linsen der Morobbiaschlucht bei Giubiasco.

Zwischen Tessintal und Bergell sind nur zwei Züge mesozoischer Sedimente von der Wurzel bis ins Deckengebiet ununterbrochen verfolgbar: Der Castionezug und die Misoxermulde. Mächtigere und auf weite Strecken verfolgbare Marmorzüge prätriadischen Alters sind in Stern- und Scheitelteil der penninischen Decken im Tessin unbekannt. Der Castionezug ist im Deckenteil W des Tessinflusses noch sehr wenig bekannt, und vom Misoxerzug steht meines Wissens eine eingehende petrographische Bearbeitung des Stückes zwischen Bernhardinpass und Chiavenna noch aus. Es ist deshalb heute noch nicht möglich, die Änderung der Metamorphose dieser Sedimente kontinuierlich von der Wurzel zu Scheitel und Stirnen der Decken zu verfolgen. Zu einem eingehenden Vergleich mit dem im Vorstehen-

den untersuchten Wurzelteil des Castionezuges kann in dieser Richtung erst die Stirnregion der penninischen Decken und der Sedimentmantel des Gotthardmassivs herangezogen werden.

b) Im Streichen der Tessiner Wurzelzone nach  
Osten und Westen

Ebensowenig ist heute ein kontinuierlicher Vergleich der Marmorzüge der Tessiner Wurzelzone im Streichen nach Osten und Westen möglich, trotzdem ein Teil dieser Gebiete durch eine Reihe von Arbeiten der italienischen Geologen recht sorgfältig untersucht ist. Ein Hauptgrund für diese unbefriedigende Situation ist die Tatsache, daß oft große, sicher mesozoische Marmorzüge oder gar ganze Gneiszone (Arbedo) vollständig auskeilen. Dann fehlt gegen Westen gerade im kritischen Gebiet um Locarno noch eine Detailaufnahme. Ebenso gegen Osten zwischen Misox und Valle San Giacomo-Piano di Chiavenna. Man ist grösstenteils auf die Parallelisierungen von R. STAUB (146, 152) und V. NOVARESE (183) angewiesen. Ein Vergleich derselben ergibt aber häufig unüberbrückbare Gegensätze.

Gegen Osten lassen sich wenigstens das Nordufer des Comersees und der südliche Teil der Bassa Valle della Mera mit den einzelnen Zonen im Tessental sicher parallelisieren. Vergl. (152), (183), (189). Die Zone Verceja-San Cassiano REPOSSI's entspricht demnach der Zone von Bellinzona, eventuell incl. Zone von Arbedo. Eine Gegenüberstellung der Marmore und Kalksilikatgesteine der beiden Gebiete ergibt folgendes Bild: *Mineralbestand*<sup>23)</sup>:

<i>Mineralbestand</i> <sup>23)</sup>	<i>Verceja-San Cassiano</i>	<i>Bellinzona</i>
Kalimineralien	Muskowit, Phlogopit	Kalifeldspat, Muskowit, Phlogopit-Biotit
Natronmineralien	Albit- (bas. Andesin)	(Andesin)
Tonerdemineralien	Spinell	—
Mg- und Mg-Ca-mineralien	Spinell, Olivin, Humit-Klinohumit-Chondroit, Diopsid, grüne Hornblende-Aktinolith, Grammatit, Phlogopit, Talk	Diopsid, grüne Hornblende-Aktinolith, (Grammatit), Phlogopit-Biotit
Kalkalumosilikate	Epidot-Klinozoisit, Granat, (Skapolith, Anorthit)	Skapolith, Anorthit, Granat, Epidot-Klinozoisit
Titanmineralien	Titanit	Titanit
Durchläufer	Quarz, Pyrit, Graphit, Calcit-(Dolomit)	Quarz, Magnetkies, (Pyrit), Graphit, Calcit

<sup>23)</sup> Retromorphe Teile des Castionezuges nicht berücksichtigt. Eingeklammerte Mineralien treten nur in vereinzelt Gesteinen auf.

REPOSSI (189) unterscheidet folgende *Gesteinstypen*:

- Reine Calcitmarmore
  - Spinellmarmore
  - Silikatmarmore mit Calcit, Grammatit als Hauptgemengteilen
  - „ „ Calcit, Diopsid und Labrador als HG.
  - „ „ Calcit, Diopsid und grünem Phlogopit als HG.
  - Silikatmarmore-Kalksilikatfelse resp -Gneise mit folgenden Hauptgemengteilen:
  - Calcit, Diopsid, Granat
  - Calcit, Diopsid, Olivin, Spinell, Phlogopit
  - Calcit, Olivin, Spinell, Humit-Klinohumit oder Chondrodit, Phlogopit
- |  |   |   |
|--|---|---|
| Nur in der Nähe von<br>Granit- und Pegmatit-<br>gängen | { | Hornblende, bas. Andesin, Epidot<br>Epidot, Aktinolith, Plagioklas<br>Diopsid<br>Quarz, Diopsid, Granat<br>Diopsid, Hornblende, Skapolith, Calcit |
|--|---|---|

Die Unterschiede Tessin/Val Mera sind offensichtlich: In der Val Mera treten basische Plagioklase und Skapolith weitgehend zurück, Kalifeldspat und Magnetkies fehlen in den kalkigen Gesteinen sogar vollständig. Andererseits erscheinen Olivin, Humit-Klinohumit-Chondrodit und Spinell, meist sogar in grosser Menge. Kalksilikatgneise ähnlich denen von Castione-Bellinzona finden sich nur in der nähern Umgebung von Granit- und Pegmatitgängen. Von diesen Gängen in die Marmore ausstrahlende feine Adern bestehen fast ausschliesslich aus Andesin. Dazu kommt noch etwas Epidot mit Orthitkern, Titanit und Apatit. Grössere Granitgänge weisen gegen den Marmor nur einen schmalen Kontaktsaum auf, der von Oligoklas-Andesin, Mikroklin und Biotit-Chlorit gebildet wird (untergeordnet Hornblende, Epidot-Orthit, Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon und Pyrit). In der Umgebung von Bellinzona weist nur der Pegmatit von Ascona ähnliche Kontaktbildungen auf. Die Kontakte von Amphiboliten und Pyroxeniten mit Marmoren bestehen in der Val Mera überall nur aus Diopsid und Anorthit.

In der Umgebung von Bellinzona fehlen auch in den von der Injektion völlig unberührten Marmoren und Kalksilikatfelsen Olivin, Humitminerale und Spinell nach den bisherigen Untersuchungen völlig. Die einzige Ausnahme bildet das pag. 130/32 beschriebene, nur wenige Centimeter messende Spinell-Högbomit-Vorkommen. Dagegen ist stets ein mehr oder weniger großer Gehalt an freiem Quarz vorhanden. Quarzreiche Gesteine und eigentliche Quarzite mit gegen 90 % Quarz sind keine Seltenheit. Dieser auffallende Unterschied beider Regionen beruht zweifellos auf einer primären Verschiedenheit der Sedimente. In seiner Arbeit über die „archaischen“ Mar-

more und Kalksilikatgesteine in Calabrien beschreibt NOVARESE (181) innerhalb der „formazione diorito-kinzigitica“ ähnlich gegensätzliche Verhältnisse wie Tessin/Val Mera. Er unterscheidet dort zwei Typen von Kalksilikatgesteinen, einen ersten mit Spinell, Olivin, Titanolivin oder Chondrodit, Phlogopit, Pyroxen, farblosem Chlorit und Graphit; und einen zweiten mit Mikroklin, basischem Plagioklas-Anorthit, Zoisit, Titanit, Hornblende, Phlogopit, Pyrit, Graphit, Zirkon. Der erste Typus entspricht dem in der Val Mera dominierenden, der zweite dem der Umgebung von Bellinzona. NOVARESE stellt (181, pag. 12/13) ausdrücklich fest, dass in jenem Gebiet eine Bildung des zweiten Typus durch Kontaktmetamorphose infolge Fehlens von entsprechenden Eruptivgesteinen in weiter Umgebung ausgeschlossen sei. Die Verhältnisse in der untern Val Mera scheinen aber, mindestens teilweise, auf eine weitgehende Mitwirkung der Kontaktmetamorphose sensu lato hinzuweisen.

Im Westen des Tessins bietet die bekannte Monographie von ARTINI und MELZI über die Sesiatäler (169) eine ausgezeichnete Vergleichsbasis. ARTINI und MELZI unterscheiden bei den kalkigen Sedimenten scharf zwischen primär stratigraphischen und damit mindestens paläozoischen Einlagerungen in Sesia- und Ivreazone einerseits, mesozoischen Zügen und Einfaltungen von solchen zwischen Monte Rosa-Gneisen und Sesiazone und im nördlichen Teil der letztern andererseits. Die alten Kalke bilden meist nur relativ kurze Linsen in den Gneisen und basischen Eruptiven. Sie sind hochkristalline Marmore und Kalksilikatgesteine ( $\pm$  katazonal). Auch hier können die von NOVARESE aufgestellten zwei Typen auseinander gehalten werden. Der im Tessin ausschliesslich vorkommende feldspatreiche Typus 2 ist auch hier herrschend. Die mesozoischen Kalke dagegen zeigen nur geringe Metamorphose (meso-epizonal). Sie treten gewöhnlich, von Ophiolithen begleitet, in Form grauer-schwarzer Kalkschiefer auf. Ganz analoge Verhältnisse treffen wir zwischen Tessin- und Sesiatälern im Tosatal und, weiter im Westen und völlig im Deckengebiet, im Valpelline.

Im Tessin zeigen prähercynische und mesozoische kalkige Sedimente dieselbe intensive Metamorphose. Hercynische und alpine Marmore sind nicht auseinander zu halten. Im Westen dagegen bleibt die alpine Metamorphose in Deckengebiet und Wurzelzone an Intensität weit hinter der hercynischen zurück. Alte und junge Marmore sind dort mit Leichtigkeit zu unterscheiden. Da diese beiden Gebiete ein derart verschiedenes Verhalten aufweisen, ist eine Verallgemeinerung der speziellen Verhältnisse durchaus unzulässig.

c) In der Stirnregion der penninischen Decken und am Südrand des Gotthardmassivs

(Simplon-Binnental-Nufenen-Bedretto-Piora-Campolungo-Molare)

umfassen die mesozoischen Sedimente Sandsteine, normale und eisen-schüssige Tone, sandige Mergel und Kalke, Dolomite, Rauhacken, selten Anhydritgesteine. Eine stratigraphische Gliederung lässt sich wenigstens im Grossen durchführen. Obere Trias und Lias sind in Bündnerschieferfacies entwickelt.

NIGGLI (110, pag. 187) charakterisiert den typomorphen Mineralbestand dieser Region wie folgt:

Kalihaltige Mineralien	Biotit, Muskowit, kein Kalifeldspat
Natronhaltige Mineralien	Albit -intermediärer Plagioklas, selten Paragonit, blau-grün pleochroitische Hornblende
Aluminiumsilikat	Disthen
Fe-Al-Silikate	Staurolith, Granat, unter Umständen Chloritoid
Mg- und Mg-Ca-Silikate	Hornblende, Grammatit bis Strahlstein, Biotit, Phlogopit, seltener Chlorit
Kalkalumosilikate	Zoisit, Klinozoisit-Epidot, saure bis intermediäre Plagioklase
Durchläufer sind	Quarz, Eisenoxyde, Rutil, Turmalin. Bei Mangel an übrigen Bestandteilen Calcit und Dolomit.

BOSSARD (18) konnte etwa 30 Mineralien feststellen, aus deren Assoziationen annähernd 50 Gesteinsvaritäten resultieren! Nur die wichtigsten seien hier genannt:

Sericit-Granat-Granat-Staurolith-Granat-Chloritoid-Granat-Karbonat-Disthen-Staurolith-	} Phyllite bis Glimmerschiefer	Strahlstein-Hornblende - Biotit - Epidot - Schiefer und weitere Hornblendegesteine Karbonat-Strahlsteinschiefer
Granat-Disthen-Epidot-Granat-Epidot-Karbonat-Epidot-Strahlstein-Disthen-Disthen-Epidot-Chloritoid-Staurolith-		} -Biotit- und -2-Glimmerschiefer, seltener -Gneise

Ein Vergleich dieser Gesteine mit denen des Castionezuges zeigt ausser der Ähnlichkeit des Ausgangsmaterials kaum nennenswerte gemeinsame Züge. Dagegen sind folgende Unterschiede beider Regionen feststellbar:

*Castionezug*

Komb. Dislokations- und Injektionsmetamorphose. Meso-Katazone. Lokal Epi-zone.

Scharf trennbar ältere konstruktive und jüngere destruktive Phasen. Letztere da und dort eigentliche Diaphthorese. Grosse lokale Verschiedenheiten des Metamorphosen-Stadiums.

Ungleichgewichtsgesteine.

Mineralbestand nur z. T. durch Chemismus des Ausgangsmaterials bedingt. Stellenweise Zufuhr von  $H_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , Alkalien.

Trotz grosser Zahl der Mineralien ausgesprochene Einförmigkeit der Gesteine. Die einzelnen Gesteine meist mit vielen gleichwertigen Hauptgemengteilen.

*Südrand Gotthardmassiv-penninische Stirnregion*

Reine Dislokationsmetamorphose. Meso- (bis Epi-) Zone.

Metamorphose zeitlich und im ganzen Gebiet einheitlich, rein konstruktiv.

Gleichgewichte.

Mineralbestand durch den Chemismus des Eduktes gesetzmässig bestimmt. Keine Substanz-Zu- oder -Wegfuhr ausser part. Austreibung von  $H_2O$  und  $CO_2$ .

Grosse Zahl verschiedener Mineralien. Ungeheure Variabilität der Gesteine. Die einzelnen Gesteine gewöhnlich nur mit relativ wenigen Hauptgemengteilen.

In den südlichen Teilmulden der penninischen Stirnregion ist die Ausbildung der hier mächtigen mittleren Trias als zuckerkörniger Dolomit charakteristisch. Am Campolungo führt er folgende Mineralien (85) (109):

Dolomit	Grüner Turmalin	Grammatit	Orthoklas
Calcit	Korund	Talk	Skapolith
Quarz	Diaspor	Phlogopit	Beryll
Rutil	Disthen		
Pyrit			

In diesem Mineralbestand sind ganz schwache Anklänge an den der Katazone erkennbar: Orthoklas, Skapolith, Beryll, Korund. Die enge Begrenzung der mineralführenden Partien im Dolomit und ihr grosser Turmalinreichtum veranlassten KOENIGSBERGER (85) zur Deutung dieser Minerallagerstätte als telepneumatolytisch. PREISWERK (123) äusserte in Bezug auf die Skapolithvorkommen im Dolomit von Wald im Formazzatal (Cl-Skapolith) und der gangförmigen Vorkommen in der obern Leventina die gleiche Ansicht.

Sowie also der Mineralbestand der mesozoischen Gesteine in der penninischen Stirnregion Anklänge an die Katazone und stärkere örtliche Verschiedenheiten aufweist, so sind diese durch Mineralien bedingt, welche auch hier die Mitwirkung einer jungen Kontaktmetamorphose im weitesten Sinne wahrscheinlich machen. Es liegt nahe, den Ursprung derselben in Bergeller Massiv — Tessiner Injektion zu suchen.

## d) Am Nordrand des Gotthardmassivs

setzen sich die mesozoischen Sedimente zusammen aus (z. T. wörtlich nach NIGGLI (179, pag. 340)): Sandsteinen, Dolomiten, dolomitischen Mergeln, Tonen, tonigen, sandigen und  $\pm$  reinen Kalksteinen. Faciell bilden sie ein Bindeglied zwischen helvetischem und penninischem Mesozoikum. Relativ gute Fossilien ermöglichen eine einwandfreie Trennung von Trias und Lias. Jüngere Schichten sind nicht mit Sicherheit festgestellt.

Bei der alpinen Gebirgsbildung erlitten diese Gesteine nur eine schwache Umwandlung; sie sind typisch epimetamorph. Neben Quarz, Sericit, Chlorit und Eisenerzen tritt häufig Chloritoid auf. In kalkreicheren Gesteinen können Epidot oder Sprödglimmer hinzutreten. Quarz und Calcit sind stets stabil nebeneinander anzutreffen. Staurolith, Granat, Biotit und Hornblende fehlen unter den Neubildungen. Die Hauptgesteine sind:

- Kalkphyllite
- Sericitmarmore (Cipollin)
- Quarzitische Marmore mit Sericit und Chlorit
- $\pm$  reine Calcit- und Dolomit-Marmore
- Dichte Kalke und Dolomite
- Zellenkalk resp. -Dolomit (Rauhacke)
- Sericitphyllite
- Sericit-Chlorit-Phyllite bis -Schiefer
- Chloritoidschiefer

Die Gesteine des Gotthardmassiv-Nordrandes besitzen zu den hochmetamorphen Sedimenten im zentralen Teil des Castionezuges ausser dem Chemismus keine näheren Beziehungen. Dagegen weisen sie mit den gleichzeitig wenig metamorphen und retromorphen Partien in der Val Traversagna und ob Lumino grosse Ähnlichkeit auf. An beiden Orten ist die Marmorisierung sehr unregelmässig. Die rein mechanische Zertrümmerung spielt bei der Metamorphose eine Hauptrolle. Unter den Neubildungen dominieren Chlorit, Epidot und Sericit, während einzelne katazonale Gesteinskomponenten (im Gotthardmassiv Detritus aus den zentralen Graniten und Gneisen, im Castionezug Bildungen der älteren Hauptphase derselben Metamorphose) eine hohe Widerstandskraft gegen retromorphosierende Einflüsse zeigten.

Die mesozoischen Sedimente der drei Regionen Gotthardmassiv Nordrand-Gotthardmassiv Südrand und Stirnregion der penninischen Decken-Wurzelzone bilden ein prächtiges Beispiel einer homoeochemischen Gesteinsserie, welche unter verschiedenen physikali-

schen Bedingungen ganz verschiedene Gesteine geliefert hat. Diese drei Regionen entsprechen ziemlich genau der formalen Einteilung der Metamorphose von GRUBENMANN-NIGGLI in Epi-, Meso- und Katazone.

#### LITERATURVERZEICHNIS\*)

1. AMBÜHL, E., Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929), 265—441 (auch Promotionsarbeit E. T. H. Zürich).
2. BARTH, T. F. W., Über kali- und wasserhaltige Skapolithe. Zbl. Mineral. etc., Abt. A (1927), 82—88.
3. BAUER, M., Über den Schwerspat von Perkin's Mill, Templeton, Canada, sog. Michel-Lévyt. N. Jb. Mineral. etc. (1891), I, 250—66.
4. BAUMGÄRTEL, B., Über Quarzinjektion in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Zbl. Mineral. (1907), 715—19.
5. — Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Z. deutsch. geol. Ges. 63 (1911), 175—239.
6. BAUR, E., Die Bildung der Feldspäte aus wässrigen Lösungen bei hohem Druck. In: C. Doelter, Handb. d. Mineralchemie II, 2 (1917), 556—67.
7. BECKE, F., Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschr. Mineral. etc. 5 (1916), 210—64.
8. — Über Diaphtorite. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. 28 (1909), 369—75.
9. — Über Myrmekit. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. 27 (1908), 377—90.
10. BELLIN, J., Zur Geologie des östlichen Misox zwischen Valle della Forcola und Val Leggia. Inaug.-Diss. Univ. Zürich (1929).
11. BEREK, M., Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethoden. Berlin (1924).
12. BERGEAT, A., Beobachtungen über den Diorit von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 30 (1910), 559—74.
13. — Der Granodiorit von Concepción del Oro im Staate Zacatecas (Mexico) und seine Kontaktbildungen. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 28 (1909), 421—573.
14. BILLINGS, M. B., The Chemistry, Optics and Genesis of the Hastingsite Group of Amphiboles. Amer. Mineral. 13 (1928), 287—96.
15. BORGSTRÖM, L. H., Chemismus der Skapolithe. Z. Kristallogr. 76 (1931), 481—99.
16. — Die chemische Zusammensetzung der Skapolithe. Z. Kristallogr. 54 (1915), 238—60.
17. — Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari. Bull. Comm. Géol. Finlande 41 (1913).
18. BOSSARD, L., Zur Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessinerkulmination. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929), 107—59.

\*) Die Nummern 169 u. ff. bilden einen Anhang und sind für sich alphabetisch geordnet.

19. BRAUCHLI, R., Bericht über die Talk-, Asbest- und Ofenstein-Untersuchungen in den Seitentälern der Riviera und Leventina. Unveröffentl. Gutachten der Geotechn. Kommission S. N. G. Zürich (1918).
20. BRÖGGER, W. C., VOGT, TH., und SCHEDELIG, J., Die Mineralien der süd-norwegischen Granitpegmatitgänge, II. Silikate der seltenen Erden (Y-Reihe und Ce-Reihe). Vid. Selsk. Skr. I. Mat. Natv. Kl. (1922), No. 1.
21. BRÖGGER, W. C., Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. Kristallogr. 16 (1890).
22. BURRI, C., Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 285—89.
23. CORNELIUS, H. P., und FURLANI-CORNELIUS, M., Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl. 102 (1930), 207—301.
24. CORNELIUS H. P., Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-gletschers. Zbl. Mineral. (1913), 246—52.
25. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Julier- und Septimerpass. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 35 (1913), 374—498 (auch In-aug.-Diss. Univ. Zürich).
26. — Über Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zbl. Mineral. etc., Abt. A (1928), 281—87.
27. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau 11 (1921), 289—318.
28. — Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zbl. Mineral. etc., Abt. A (1921), 290—3.
29. — Über tektonische Brekzien, tektonische Rauhdecken und verwandte Erscheinungen. Z. Mineral. etc., Abt. B (1927), 120—30.
30. — Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergellerintrusion. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl., Abt. I, 137 (1928), 541—62.
31. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 15 (1935), 4—30.
32. — Zur Frage der Beziehung von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Zbl. Mineral. etc. (1921), 1—11.
33. — Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 23 (1930), 142—51.
34. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 40 (1916), 253—363.
35. DOELTER, C., Exkursion nach Predazzo, in: Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich, herausgegeben vom Organisationskomitee des IX. Int. Geol.-Kongresses. Redigiert von Fr. Teller. Wien 1903.
36. DUPARC, L., und REINHARD, M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève 40 (1924), 1—149.
37. EAKLE, A. S., Foshagite, a new silicate from Crestmore, Riverside County, Cal.. Amer. Mineral. 10 (1925), 97—99.
38. — Famous Mineral Localities: Crestmore, Riverside County, Cal.. Amer. Mineral. 12 (1927), 319—21.

39. EAKLE, A. S., Jurupaite, a new mineral. *Amer. Mineral.* 6 (1921), 107—9.
40. — Minerals associated with the crystalline limestone at Crestmore, Riverside County, Cal. *California Univ. Bull. Dept. Geol.* 10 (1917), 327—60.
41. EAKLE, A. S., und ROGERS, A. F., Wilkeite, a new mineral of the apatite group, and Okenite, its alteration product, from Southern California. *Amer. J. Sc.* 37 (1914), 262—67.
42. v. ECKERMANN, H., The Rocks and Contact Minerals of the Mansjö Mountain. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 44 (1922), 403—10.
43. — The Rocks and Contact Minerals of Tenneberg. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 45 (1923), 465—537.
44. ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Über die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. *Zbl. Mineral. etc.* (1910), 790—97.
45. — Über Disthen-Andalusitparagenesen. *Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-Natw. Kl.* (1928), 16. Abh.
46. — Über Hornfelsstruktur und kristalloblastische Reihen. *Zbl. Mineral. etc.* (1909), 501—3.
47. ESKOLA, P., On Contact Phenomena between Gneiss and Limestone in Western Massachusetts. *J. Geol.* 30 (1922), 265—94.
48. — On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finland* 40 (1914).
49. FEHR, W., Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 2 (1922), 331—41.
50. FEIGL, W., und LEITMEIER, H., Eine Reaktion zur Unterscheidung von Dolomit und Magnesit. *Zbl. Mineral. etc., Abt. A* (1928), 74—87.
51. FORD, W. E., A Study of the Relations existing between the Chemical, Optical and other Physical Properties of the Members of the Garnet Group. *Amer. J. Sc.* (4), 40 (1915), 33—49.
52. FOSHAG, W. F., Thaumasite and Spurrite from Crestmore, California. *Amer. Mineral.* 5 (1920), 80—81.
53. — Plazolite, a New Mineral. *Amer. Mineral.* 5 (1920), 183—5.
54. FOSHAG, W. F., und LARSEN, E. S., Eakleite from Isle Royal, Michigan. *Amer. Mineral.* 7 (1922), 23—24.
55. GAVELIN, A., Über Högbomit. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala* 15 (1916), 289—316.
56. GILLSON, J. L., Biaxial Calcite. *Amer. Mineral.* 12 (1927), 357—60.
57. GOLDSCHMIDT, V. M., Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. *Vid. Selsk. Skr. I, Mat. Natv. Kl.* (1912), No. 22.
58. — Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. *Vid. Selsk. Skr. I, Mat. Natv. Kl.* (1920), No. 10.
59. — Die Kalksilikatgneise und Kalkglimmerschiefer des Trondhjemgebietes. *Vid. Selsk. Skr. I, Mat. Natv. Kl.* (1915), No. 10.
60. — Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. *Vid. Selsk. Skr. I, Mat. Natv. Kl.* (1911), No. 1.
61. GONSALVES, M., Der Simplontunnel. Eine petrographische Studie. *Z. deutsch. geol. Ges.* 69 (1917), 487—515.

62. GRUBENMANN, U., Der Granat aus dem Maigelstal im Bündner Oberland und seine Begleitminerale. Festschrift der Dozenten der Univ. Zürich (1914), 1—18.
63. — Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. Berlin (1910).
64. GRUBENMANN, U., und NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin (1923).
65. GUTZWILLER, E., Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. geol. helv. 12 (1912), 1—64 (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).
66. — Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. Zbl. Mineral. etc. (1914), 329—34.
67. — Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. Zbl. Mineral. etc. (1912), 354—61.
68. GYGAX, F., Beitrag zur Morphologie des Verzascatales. Der Schweiz. Geogr. (1934/35), 1—50 (auch Inaug.-Diss. Univ. Bern).
69. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. 2 Bde. Leipzig (1919/22).
70. HEYDWEILLER, E., Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiet des Bernhardinpasses (Kt. Graubünden). Ecl. geol. helv. 15 (1918), 149—269 (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).
71. HIMMELBAUER, A., Zur Kenntnis der Skapolithgruppe. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl. 119, I. Abt. (1910), 1—65.
72. HIRSCHI, H., Ein Pechblendevorkommen in der Schweiz. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 4 (1924), 368.
73. — Beryllvorkommen im Aarmassiv. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 173.
74. — Zur Kontaktmetamorphose durch Lithiumpegmatite bei Keystone (South Dakota). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 256—62.
75. HOLDEN, E. F., A Study of the Constitution of the Thumasite. Amer. Mineral. 7 (1922), 12—14.
76. VAN HOLST PELLEKAAN, W., Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Inaug.-Diss. Univ. Zürich. Amsterdam (1913).
77. HUGI, E., Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Ecl. geol. helv. 16 (1921), 464—82.
78. — Ein schweizerischen Cosalitivorkommen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 163—71.
79. HUGI, E., und HIRSCHI, H., Dumortieritvorkommen der südlichen Schweizeralpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 5 (1925), 251—52.
80. HUTCHISON, A. G., The Metamorphism of the Deeside Limestone, Aberdeenshire. Trans. R. Soc. Edinburgh 57, Pt. II (1933), 557—92.
81. JAKOB, J., PARKER, R. L., und BRANDENBERGER, E., Über einen neuen Skapolithfund im Tessin. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 267—85.
82. KENNEDY, W. Q., The Igneous Rocks, Pyrometasomatism and Ore Deposition at Traversella, Piedmont, Italy. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931), 76—139.
83. KLEMM, G., Bericht über die Untersuchungen an den sog. Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl. (1906), 420—31 und (1907), 245—58.
84. KOLDERUP, N. H., Die Injektionsmetamorphose des Dolomitmarmors im Møgstergbiet in Westnorwegen. Bergens Mus. Aarb. (1924/25), Naturw. R., No. 1, 5—64.

85. KOENIGSBERGER, J., Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno (Schweiz, Kt. Tessin) und Beschreibung der Minerallagerstätten des Tessiner-massivs. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 26 (1908), 488—564.
86. — Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien. In: C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie II, 1 (1912), 28—61.
87. — Über alpine Minerallagerstätten, I—III. Abh. Bayr. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl. 28 (1917/19), Abh. No. 10—12.
88. — Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 32 (1911), 101—33.
89. KOENIGSBERGER, J., und MÜLLER, W. J., Beschreibung einiger synthetischer Silikatmineralien und synthetischer Versuche nebst Folgerungen für die natürlichen Vorkommen. N. Jb. Mineral. etc., B. B. 44 (1920), 402—59.
90. KRETSCHMER, F., Zur Kenntnis der Kalksilikatfelse von Reigensdorf bei Mährisch-Schönberg. Jb. k. k. Geol. R.-Anst. Wien 62 (1912), 43—52.
91. KÜNDIG, E., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6 (1926), 1—96 (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).
92. — Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. Ecl. geol. helv. 27 (1934), 333—6.
93. — Selektive Metamorphose. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6 (1926), 294—305.
94. — Persönliche Mitteilung. Voraussichtlich publiziert in Schweiz. Geograph (1936) IV.
95. LACROIX, A., Le granit des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte Géol. France 10, No. 64 (1898) und 11, No. 71 (1900).
96. — Sur le diagnostic des Zéolithes en l'absence de formes cristallines déterminables. Bull. Soc. Min. France 8 (1885), 321—67.
97. LAITAKARI, A., Die Graphitvorkommen Finnlands und ihre Entstehung. Geol. Komm. Finland. Geotechn. Mitt. Helsingfors 40 (1925).
98. — Le gisement de calcaires cristallins de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. Bull. Comm. Géol. Finlande 46 (1916).
99. — Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). Inaug.-Diss. Univ. Helsingfors (1921).
100. LARSEN, E. S., The Identity of Eakleite and Xonotlite. Amer. Mineral. 8 (1923), 181—2.
101. — The Optical Properties of the Humite Group. Amer. Mineral. 13 (1928), 112—3 und 354—9.
102. — Eakleite, a New Mineral from California. Amer. J. Sc. 43 (1917), 464—5.
103. LARSEN E. S., und FOSHAO, W. F., Merwinite, a New Calcium Magnesium Orthosilicate from Crestmore, Cal. Amer. Mineral. 6 (1921), 143—8.
104. LARSEN, E. S., und SCHALLER, W. T., Cebollite, a New Mineral. J. Washington Acad. Sc. 4 (1914), 480—2.
105. LINCK, G., Die Pegmatite des obern Veltlins. Jenaische Z. Natw. 33 (1899), 345—60.
106. LINDGREN, W., The Copper Deposits of the Clifton-Morenci District Arizona. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 43 (1905).

107. MÄKINEN, E., Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. Bull. Comm. Géol. Finlande 35 (1913).
108. METZGER, A., die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. Fennia 45 (1925), No. 14, 1—25.
109. MÜHLETHALER, F., Neue Mineralfunde aus dem Dolomit des Campolungo. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 2 (1922), 299—306.
110. NIGGLI, P., Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929), 159—87.
111. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 464—72.
112. — Die Kristallfunde in den Schweizeralpen. Die Alpen, Monatsschr. des S. A. C. 11 (1935), 201—14.
113. — Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Preisschrift, gekrönt und herausgegeben von der Fürstlich Jablonowskischen Gesellschaft zu Leipzig, 47. Leipzig (1920).
114. — Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin (1923).
115. — Lehrbuch der Mineralogie, I und II. 2. Aufl. Berlin (1924 und 1926).
116. — Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin (1927).
117. — Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich, Mineralog. Petrogr. Inst. E. T. H. (1934).
118. — NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., und WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 14 (1930).
119. PALACHE, CH., und PINGER, A. P., The Scapolithe Deposit of Bolton, Mass.. Amer. Mineral. 8 (1923), 153—7.
120. PFISTER, M., Stratigraphie des Tertiärs und Quartärs am Südfuss der Alpen mit besonderer Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh. Inaug.-Diss. Univ. Zürich (1921).
121. v. PHILIPSBORN, H., Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granatgruppe. Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl., 40. Abh., No. 3 (1928).
122. PREISWERK, H., Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Natf. Ges. Basel 24 (1913), 1—31.
123. — Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verh. Natf. Ges. Basel 28 (1917), 165—90.
124. DE QUERVAIN, F., Pegmatitbildungen von der Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun (1932), 1—13.
125. RADEFF, W. G., Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). Ecl. geol. helv. 13 (1915), 485—533.
126. REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel (1931).
127. RINNE, F., Beitrag zur Kenntnis der Umformung von  $\text{CaCO}_3$ -Kristallen und Marmor unter allseitigem Druck. N. Jb. Mineral. etc. (1903), I, 160—78.
128. — Über Mikroklinstruktur. N. Jb. Mineral. etc. (1890), II, 66—70.
129. ROGERS, A. F., Periclase from Crestmore with a List of Minerals from this Locality. Amer. Mineral 14 (1929), 103 und 462—69.

130. ROLLE, F., Das südwestliche Graubünden und das nordöstliche Tessin, enthalten auf Blatt XIX des Eidg. Atlas. Beitr. Geol. Karte Schw. 23 (1881).
131. ROOTHAAN, H. PH., Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. Jahresber. Natf. Ges. Graubündens 59 (1919).
132. ROSENBUSCH, H., Die Kalksilikatfelse im Rensch- und Kinzigitgneis. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 4 (1901), 369—95.
133. — Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, I. 2. Spez. Teil. 5. Aufl. von O. MÜGGE. Stuttgart (1927).
134. ROSIWAL, A., Über geometrische Gesteinsanalyse. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien (1898), 143—75.
135. RÜGER, L., Die Tonalelinie im Tessin. Geol. Rundsch. 23 a (Festschr. W. Salomon-Calvi) (1933), 119—25.
136. — Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphose im Penninikum der Tessiner Alpen. Geol. Rundsch. 25 (1934), 1—10.
137. RHEZAK, A., Neue Aufschlüsse im Kalksilikathornfels der Brünner Eruptivmasse. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien (1910), 129—30.
- 137a. — Zur Kenntnis der Kalksilikathornfelse der Brünner Eruptivmasse. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien (1911), 51—54.
138. SALOMON, W., Über die Kontaktmineralien der Adamellogruppe. Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt. 15 (1896), 149—83.
139. SCHMIDT, C., und PREISWERK, H., Erläuterungen zur Geologischen Karte der Simplongruppe. 1:50 000. Geol. Karte d. Schweiz, Erl. No. 6 (1908).
140. SCHWARTZ, G. M., An Occurrence of Xenolite in Minnesota. Amer. Mineral. 9 (1924), 32—3.
141. SEIFERT, H., Geologische Thermometer. Fortschr. Mineral. etc. 14 (1930), 167—291.
142. SLAVIK, F., Zwei Kontakte des mittelböhmischen Granites mit Kalkstein. Bull. internat. Acad. Sc. Bohème (1904).
143. SPITZ, A., und DVRENFURTH, G., Die Triaszonen am Berninapass (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien (1913), 403—15.
144. SPURR, J. E., GARREY, G. H., und FENNER, C. N., Study of a Contact Metamorphic Ore Deposit: The Dolores Mine at Matehuala S. L. P. Mexico. Ec. Geol. 7 (1912), 444—84.
145. STAPFF, F. M., Übersichtskarte der Gotthardstrecke Erstfeld-Arbedo. Z. deutsch. geol. Ges. 36 (1884), 191—99.
146. STAUB, R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52 (1924).
147. — Die Verteilung der Serpentine in den ostalpinen Ophiolithen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 2 (1922), 78—149.
148. — Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 83 (1918), 1—18.
149. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 60 (1915), 55—336.
150. — Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 65 (1920), 1—54.

151. — Zur Kenntnis der Bergeller Berylle. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 4 (1924), 364—67.
152. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, I (1916).
153. STEINMANN, G., Über Serpentincontact am Longhinpass. Verh. Ges. deutsch. Natf. u. Ärzte. Vers. Karlsruhe (1911), 377—8.
154. STRASSER, E., Geologie der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette, sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental. Inaug.-Diss. Univ. Zürich (1928).
155. STRECKEISEN, A., Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 8 (1928), 87—239 (auch Inaug.-Diss. Univ. Basel).
156. SUNDIUS, N., Zur Kenntnis des Zusammenhanges zwischen optischen Eigenschaften und der chemischen Konstitution der Skapolithe. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 15 (1916), 1—12, und 16 (1918), 96—106.
157. SUSTSCHINSKY, P. P., Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalksteinen in Südwestfinnland. Trav. Soc. Imp. Nat. St. Pétersbourg. Sect. Min. Géol. 36, Livr. 5 (1912), 1—441.
158. SUZUKI, J., Über einen Skapolithamphibolit von Losone bei Ascona (Tessin). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 10 (1930), 133—9.
159. TACCONI, E., La massa calcare ed i calcifiri di Candoglia in Valle del Toce. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. 51 (1912), 55—94.
160. TADDEI, C., Note di Mineralogia della Svizzera Italiana. Boll. Soc. Ticinese Sc. Nat. (1927 und 1928).
161. — Scapolite del Campolungo. Rivista Sc. Nat. „Natura“ Pavia 21 (1930), 217—19.
162. TELLER, F., und v. JOHN, C., Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen im Südtirol. Jb. Geol. Reichs-Anst. Wien 32 (1882), 589—684.
163. URBAN, K., Gefügeanalytische Untersuchungen an skapolithführenden Gesteinen der Tessiner Alpen. N. Jb. Mineral. etc., Abt. A, B. B. 68 (1934), 1—18.
164. WINCHELL, A. N., Elements of Optical Mineralogy, Pt. II. New York 1933.
165. — The Properties of Scapolithe. Amer. Mineral. 9 (1924), 108—12.
166. WINTERHALTER, R. U., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gott-hardmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 10 (1930), 38—116 (auch Promotionsarbeit E. T. H. Zürich).
167. WRIGHT, C. W., On three Contact Minerals from Velardeña, Durango, Mexico (Gehlenite, Spurrite, Hillebrandite). Amer. J. Sc. 26 (1908), 545—54.
168. ZENZEN, N., Determination of the Power of Refraction of a Number of Allanites. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 15 (1916), 61—76.
169. ARTINI, E., und MELZI, G., Ricerche petrografiche e geologiche sulla Val Sesia. Mem. Ist. Lombardo 18 (1900), 219—390.
170. BADER, H., Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentales. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 319—441 (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).

171. BOSSARD, L., Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. Inaug.-Diss. Univ. Zürich. Ungedrucktes Manuskript, deponiert in der Zentralbibliothek Zürich.
172. BUXTORF, A., Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. *Ecl. geol. helv.* 12 (1912), 176—8.
173. EICHENBERGER, R., Geologisch-petrographische Untersuchungen am SW-Rand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). *Ecl. geol. helv.* 18 (1924), 451—83 (auch Inaug.-Diss. Univ. Basel).
174. GRILL, E., Su un fosfato di ferro e di manganese delle pegmatite di Olgiasca. *Period. Mineral.* 6 (1935), 19—25.
175. JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., und KOPP, J., Geologie der Adula. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 51 (1923).
176. KOENIGSBERGER, J., Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv. *Ecl. geol. helv.* 10 (1908), 852—96.
177. KOPP, J., Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und Domleschg. *Ecl. geol. helv.* 19 (1925), 151—8.
178. KRIGE, L. J., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Ecl. geol. helv.* 14 (1918), 519—654 (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).
179. NIGGLI, P., Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am NE-Rand des Gotthardmassivs. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 36 (1912), (auch Inaug.-Diss. Univ. Zürich).
180. NIGGLI, P., und STAUB, W., Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 45, III (1912).
181. NOVARESE, V., Calcari cristallini e calciferi dell'arcaico Calabrese. *Boll. R. Com. Geol. Italia* (1893), 1—29.
182. — La formazione diorito-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol. Italia* 54 (1931), 1—62.
183. — La Zona del Canavese e le formazioni idiacenti. *Mem. descritt. Carta Geol. Italia* 22 (1929), 5—152.
184. — La Zona d'Ivrea. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 25 (1906), 176—80.
185. ORCEL, J., Recherches sur la composition chimique des chlorites. *Bull. Soc. Française Mineral.* 50 (1927), 75—456 (auch Thèse Univ. Paris).
186. v. PHILIPSBORN, H., Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig (1933).
187. PREISWERK, H., Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 26, II (1918).
188. REPOSSI, E., I filoni pegmatitici di Olgiasca. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.* 52 (1913), 487—514.
189. — La bassa Valle della Mera. *Mem. Soc. Ital. Sc. Nat.* 8 (1915/16), 5—183.
190. — Osservazioni geologici e petrografici sui dintorni di Musso. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.* 43 (1904), 263—304.
191. TRAVERSO, ST., Geologia dell'Ossola. Genova (1895).

VERZEICHNIS DER BENÜTZTEN GEOLOGISCHEN KARTEN

1. Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000, Blatt XIX (Bellinzona-Chiavenna) von F. ROLLE (1882).
  2. KNOBLAUCH, P., Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, Blätter Bellinzona und Jorio, S Tessin und Moesa (Entwurf).
  3. KÜNDIG, E., Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, Blätter Bellinzona N Tessin und Jorio E Val Traversagna (Entwurf).
  4. PREISWERK, H., Geologische Karte des Obern Tessin- und Maggiagebietes 1: 50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte 81 (1918).
  5. PREISWERK, H., BOSSHARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E., und AMBÜHL, Geologische Karte der Tessinalpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1: 50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte 116 (1934).
  6. STAPFF, F. M., Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke (Erstfeld-Castione) 1: 25 000 (1884).
  7. STAUB, R., Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen 1: 250 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte 78 (1916).
  8. STRASSER, E., Geologische Karte der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette 1: 50 000 (1927). In Lit. 154.
-

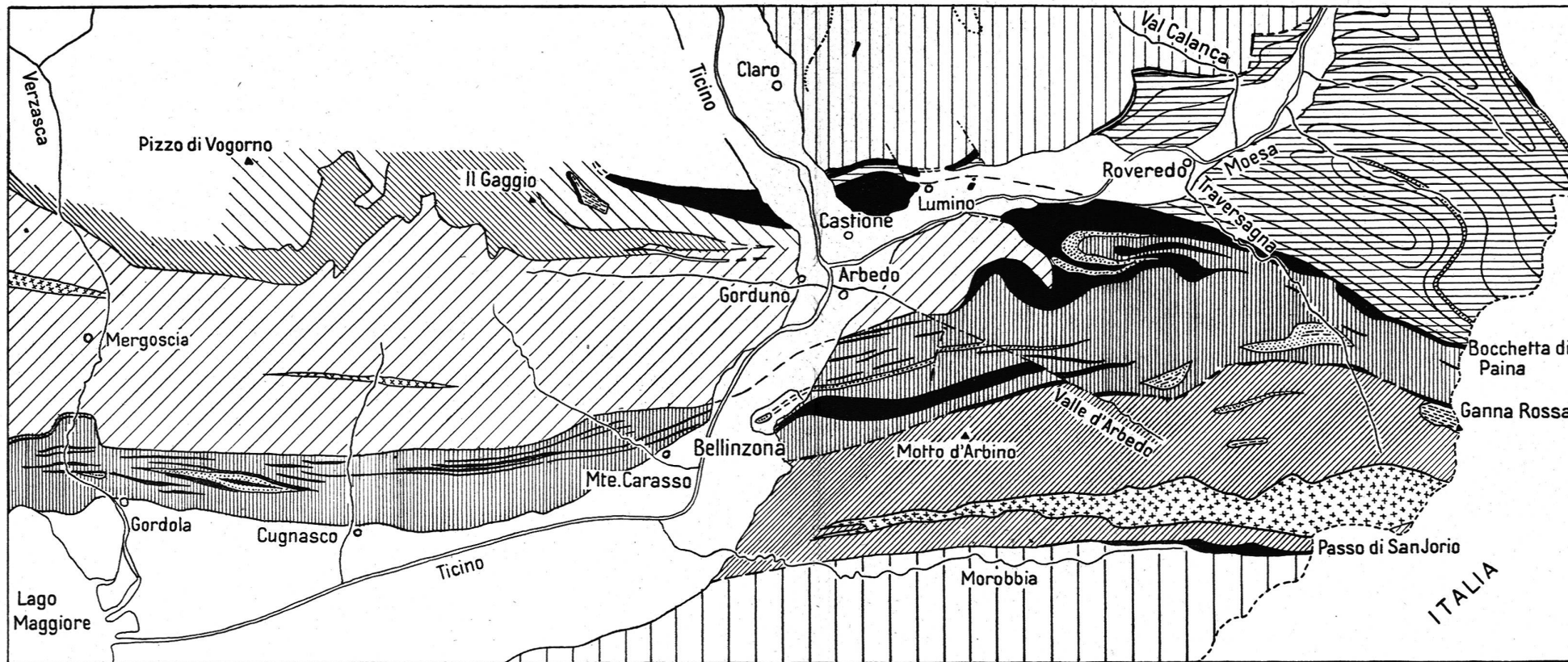
## Erläuterungen zu den Tafeln 3 und 4

### TAFEL 3




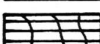
- Abb. 1. Fragliches Mineral und Muskowit in typischer Ausbildung. Pegmatit Ascona. 42×. Nicols ×.
- Abb. 2. Mikropegmatit. Dunkle Tröpfchen in meist hellem Quarz = Mikroklin. Pegmatit Ascona. 12×. N×.
- Abb. 3. Einschluss von Tonerdesilikatgneis im Pegmatit. Gross ausgebildete Sillimanite. Pegmatit Arbino. 18×. 1 Nicol.
- Abb. 4. Skapolith, Schnitt  $\perp$  senkrecht c-Achse, mit negativen Kriställchen, erfüllt von Gas (dunkel) oder Calcit (hell). Injektionsader Bruch La Strada S. A. 60×. N×.
- Abb. 5. Reste von Kalifeldspat (hellgrau) in Anorthit (dunkel) mit Albitrand (weiss). Injektionsader Bruch La Strada S. A. Castione. 17×. N×.
- Abb. 6. Anorthit (Periklinzwilling) in stark kataklastischer Injektionsader. Castione Bruch Antonini N. 30×. N×.

### TAFEL 4

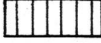


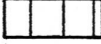
- Abb. 1. Verdrängung von Zoisit durch Anorthit in quarziger Injektionsader. Bruch La Strada S. A. 30×. 1 N.
- Abb. 2. Verdrängung von Zoisit durch ein Mineral der Crestmoreitgruppe (fasrig). Quarzader Bruch Ambrosini Castione. 32×. 1 N.
- Abb. 3. Hydrothermale Partie im „urspr. Pegmatit“, Bruch Antonini Castione. Calcitblätter (grau), darauf Prehnitkristalle (hohes Relief), weiss = Laumontit. 41×. N×.
- Abb. 4. Weisse Schlieren = Injektionspartien im Marmorbruch Castione. 12×. N×.
- Abb. 5. „Castione nero“. Bruch Antonini. 12×. N×.
- Abb. 6. Heteroblastischer Silikatalk. Bruch Ambrosini Castione N. 30×. 1 N.



0 1 2 3 4 5 km

-  Vogorno-Orthogneise
-  Gaggio-Schieferzone
-  Injektionsgneise von Mergoscia-Arbedo
-  Zone von Roveredo

Arbedozone

-  Zone von Claro-Misox
  -  N-Teil
  -  S-Teil
  -  Seengebirge
- der Zone von Bellinzona

 Dolomite, Rauwacken, Marmore und Kalksilikatgesteine

 Tonalite (postalpin)

 Diorite (postalpin?)

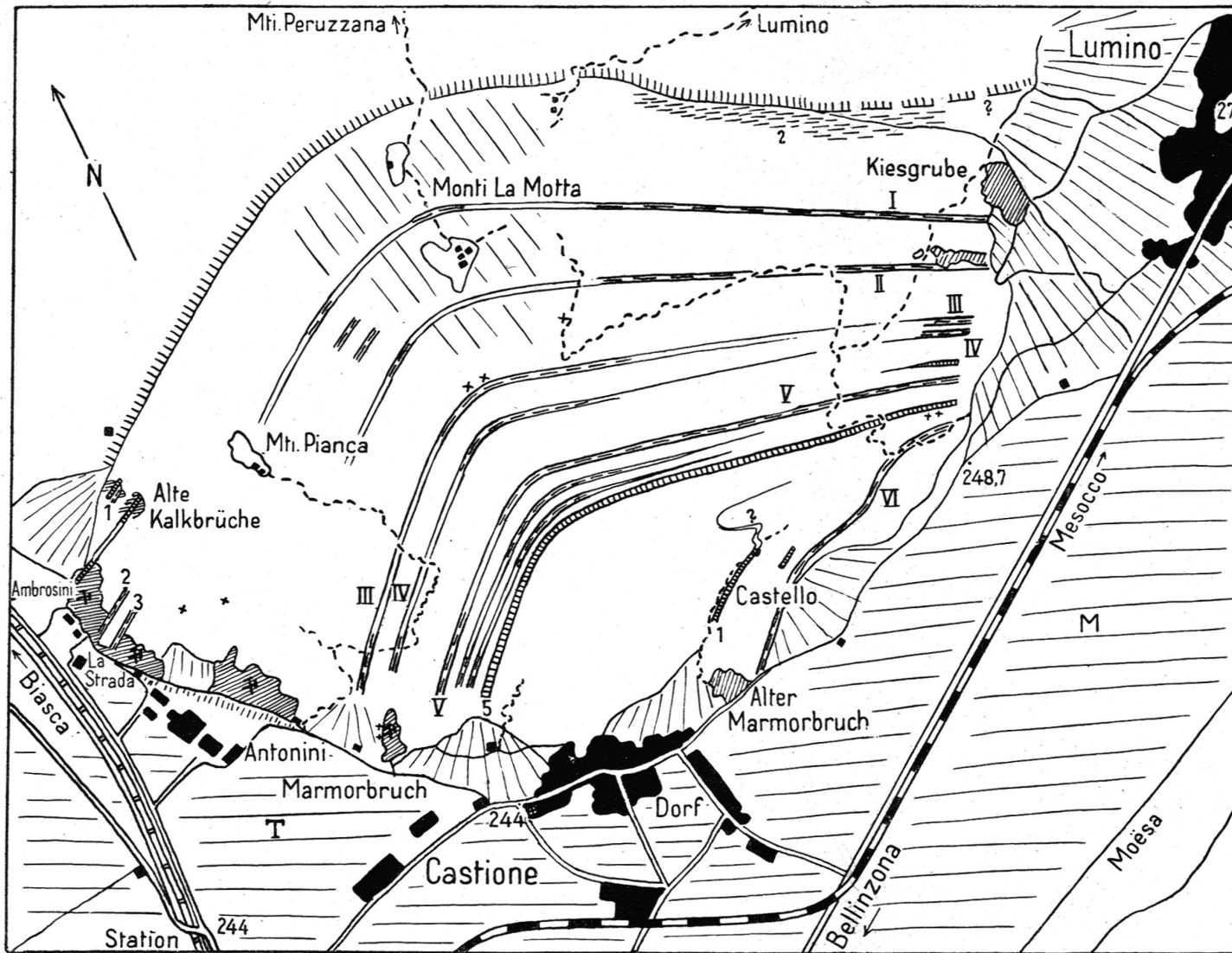
 Amphibolite

 Peridotite

**Geologische Kartenskizze der Tessiner Wurzelzone (E Locarno)**

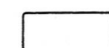
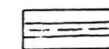
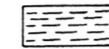
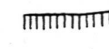
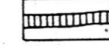
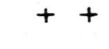


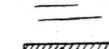


nach den unveröffentlichten Aufnahmen von P. Knoblauch und E. Kündig

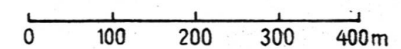
Leere Seite  
Blank page  
Page vide



**Geologischer Übersichtsplan der Umgebung von Castione**  
 nach einer nicht entzerrten Fliegeraufnahme des Eidg. Vermessungsamtes

**Legende**

-  Marmore u. Kalksilikatgesteine (innerhalb des Castionezuges)
-  Gneiszüge
-  Grüne Gneise (ob Lumino)
-  Grenze gegen die Roveredozone
-  Amphibolite
-  + + Pegmatite u. Quarzgänge
-  Bergstürze, Trockenschuttkegel
-  Moränen
-  Alluvionen
-  Steinbrüche im Betrieb
-  " " ausser Betrieb



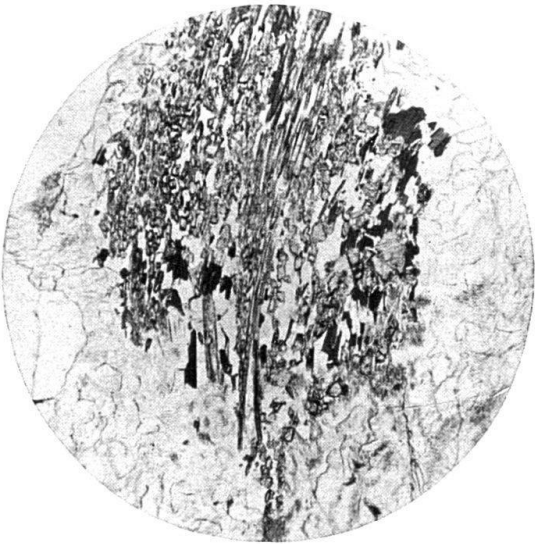
Leere Seite  
Blank page  
Page vide



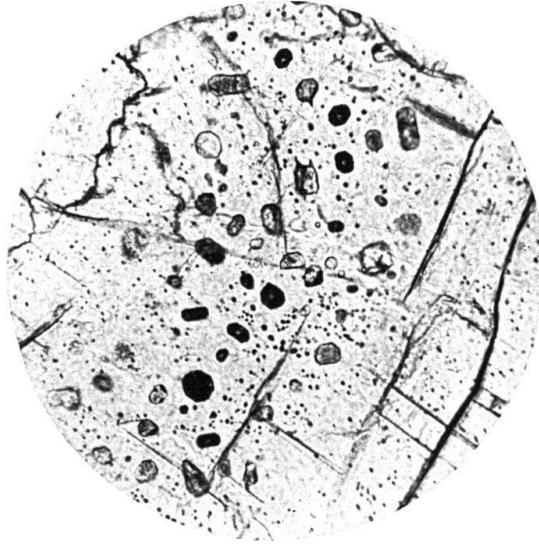
1



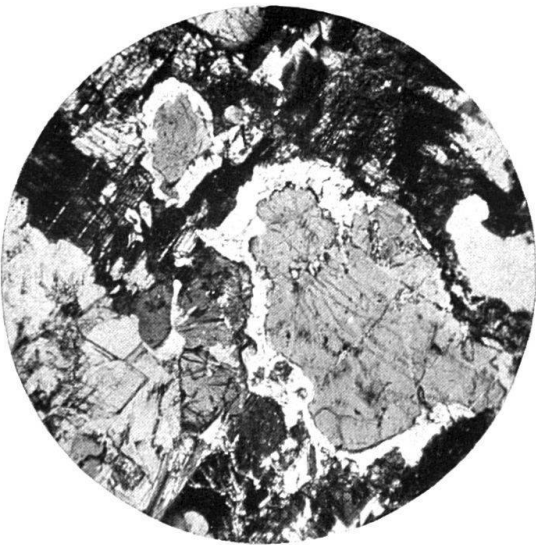
2



3



4



5



6

Leere Seite  
Blank page  
Page vide