

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	38 (1958)
Heft:	2
Artikel:	Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass)
Autor:	Hafner, Stefan
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-29611

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: 27.01.2026

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

Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs

(zwischen St.-Gotthardpaß und Nufenenpaß)

Von *Stefan Hafner* (Zürich)

Zusammenfassung

Es darf angenommen werden, dass die Glimmerstriemungen in den mesozoischen Bündnerschiefern der Nufenen-, Bedretto- und Pioramulde, in den Schiefern der Tremolaserie und in den nördlich anschliessenden Gesteinen des zentralen und südwestlichen Gotthardmassivs gleichaltrig sind. Mit ihrer Bildung sind die Gesteine alpin mesozonal umkristallisiert. Auch im sog. Altkristallin sind daher Quarz, Feldspäte, Glimmer und Hornblende weitgehend alpine Neubildungen.

Das scharfe Abbrechen der Striemung an den Kontaktten des Rotondogranits und die kräftige alpine Überprägung der Nebengesteine ergeben die Möglichkeit eines spätalpinen, tertiären Alters des Granits. Im Gegensatz dazu fällt die Entstehung des Fibbiagneises als Granit eindeutig in eine voralpine Zeit.

Der nördlichste Teil der Tremolaserie wird abgetrennt und mit den nördlich anschliessenden Gneisen und Schiefern des südwestlichen Gotthardmassivs zu einer selbständigen Gesteinsserie, der Cavannaserie, vereinigt. Während die Gesteine der Cavannaserie voralpin ultrametamorph sind und bedeutende Stoffmobilisationen zeigen, darf die Tremolaserie als eine normal mesometamorphe Sedimentserie angesehen werden.

Bisher galt die letzte Intrusionsphase des „oberkarbonischen“ Rotondogranits als Quelle einer pneumatolytischen Natronzufuhr in die Tremolaserie. Diese Auffassung wird nicht bestätigt. Falls eine derartige Zufuhr überhaupt stattgefunden hat, so wäre sie regional an die alpine Metamorphose gebunden.

Abstract

It may be assumed that the mica lineations in the Mesozoic schistes lustrés of the Nufenen, Bedretto and Piora synclines (Mulden), in the schists of the Tremola Series and in the adjacent but more northerly rocks of the central and south-west Gotthard massif are all of the same age. Simultaneously with the formation of the lineation the rocks underwent an alpine mesozonal recrystallisation. In the so-called „Altkristallin“, also, the quartz, feldspars, mica and hornblende are of Alpine age.

The abrupt termination of the lineation at contacts with the Rotondo granite and the strong Alpine reworking of the marginal rocks suggest the possibility of a late Alpine, Tertiary age for the granite. In contrast, the origin of the Fibbia gneiss as granite is clearly of pre-Alpine age.

The Tremola Series has been subdivided and the most northerly part of it joined to the northerly contiguous gneisses and schists of the south-west Gotthard massif to form an independent series, the Cavanna Series. The rocks of the Cavanna Series show a pre-Alpine ultra-metamorphism with considerable mobilisation of material, whereas the Tremola Series may be considered to be a normal medium-grade metamorphosed sedimentary series.

Hitherto, the last phase of intrusion of the „Upper Carboniferous“ Rotondo granite has been considered to be the source of a pneumatolytic sodium enrichment of the Tremola Series. This view has not been confirmed. If indeed such an enrichment did occur, it was of regional character connected with the Alpine metamorphism.

Nomenklatur

bisherige Namen	neu vorgeschlagene Namen
südliche Gott-hardgranite: (S. 258)	Fibbiagneis Rotondogranit Lucendrogranit Tremolagranit Prosagranit
Orthogneis, westl. Streifengneis, Hühnerstockgneis (S. 272) Soresciagneis (S. 274) südliche Gneisserie (S. 278) nördliche Tremolaserie (S. 277)	Fibbiagneis Rotondogranit vgl. R. STEIGER
Tremolaserie „im engeren Sinn“ (S. 319)	Cavannaserie Tremolaserie
Trias (S. 343)	Zone von Motto di dentro Nelvazone Trias

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	257
Einleitung	257
I. Kapitel: Fibbiagneis und Rotondogranit	258
1. Einleitung	258
2. Beschreibung	260
3. Kontakt zwischen Rotondogranit und Fibbiagneis	264
4. Kontakt zwischen Rotondogranit und Cavannaserie	264
5. Zum Alter und zur Entstehung	269
II. Kapitel: Cavannaserie	272
1. Hüenerstockgneis	272
2. Soresciagneis	274
3. Pratoserie	277
A. Gliederung und Verbreitung	278
a) Nördlicher Amphibolitzug	278
b) Mittlere Gneiszone	279
c) Südlicher Amphibolitzug	281
B. Die Gesteine der Pratoserie	282
4. Mikroskopische Beschreibung der Cavannagesteine	291
5. Zur Geschichte und Entstehung der Cavannagesteine	300
A. Der Einfluss der alpinen Metamorphose	302
B. Voralpine Metamorphosen	309
C. Zur Entstehungsgeschichte der Cavannagesteine	312
III. Kapitel: Tremolaserie	316
1. Einleitung	316
2. Zone von Motto di dentro	320
3. Nelvazone	329
4. Mikroskopische Beschreibung der Tremolagesteine	336
5. Kontakt zwischen dem Kristallin des Gotthardmassivs und der Trias	343
6. Die Hornblende der Tremolaserie	345

7. Zur Geschichte und Entstehung der Tremolagesteine	347
A. Der Einfluss der alpinen Metamorphose	347
B. Zur Entstehungsgeschichte der Tremolagesteine	352
Schematisches Profil durch den Südteil des Gotthardmassivs längs der Gotthardstrasse	356

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Sommer 1954 auf Anregung und unter Leitung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. C. BURRI begonnen und die Feldaufnahmen 1956 zu Ende geführt. Herrn Prof. BURRI möchte ich für seine wohlwollende und liebenswürdige Hilfe meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Herrn Prof. E. WENK, dessen Ideen die Arbeit wesentlich beeinflusst haben und den Herren Prof. E. NIGGLI und F. LAVES danke ich für das Entgegenkommen, mich im kartierten Gebiet mehrfach zu besuchen. Ferner danke ich den Herren Prof. F. DE QUERVAIN, W. LEUPOLD und Dr. R. WINTERHALTER für verschiedene Hilfe.

Zur Aufnahme der geologischen Karte diente die Festungskarte des St. Gotthard 1:10 000. Die im Text verwendeten Ortsnamen und Koordinatenangaben stammen aus der Landeskarte der Schweiz 1:50 000 (Blatt 255, 256, 265, 266 oder Zusammensetzung 5001). In Ausnahmefällen ist dies besonders vermerkt.

Für die petrographische Beschreibung wurde die von P. NIGGLI (1948, S. 101—254 und 1950, S. 503—509) definierte Nomenklatur verwendet.

Einleitung

Zwei petrographische Einheiten bauen den Südteil des Gotthardmassivs zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass auf: Eine metamorphe Gesteinsserie mit durchgreifender Paralleltextur und ein massiger Granit, der die Textur des metamorphen Kristallins abschneidet. Der stockartige Granit ist von K. VON FRITSCH (1873) erstmals beschrieben und *Rotondogranit* genannt worden.

Das südlich an den Rotondogranit angrenzende metamorphe Kristallin besteht aus zwei Gesteinsserien. Der nördliche Abschnitt enthält die nach den schönen und vollständigen Aufschlüssen am Cavannapass (682,0/154,5) benannte *Cavannaserie*¹⁾. Das Merkmal dieses vorwiegend aus

¹⁾ Der Name wird hier erstmals verwendet.

Gneisen und Amphiboliten gebildeten Gesteinsverbandes ist ein bedeutender, mobil gewesener Anteil, der sich neben mehr oder weniger fest gebliebenem Material findet.

Der südliche Abschnitt wird von der *Tremolaserie* eingenommen, einer metamorphen Normalserie ohne grösseren, mobilem Stoffumsatz oder Stoffzufuhr, die von LAURA HEZNER (1909) definiert und am St.-Gotthardpass petrographisch gut untersucht worden ist. Ihre schönsten Aufschlüsse befinden sich in der südlichen Tremolaschlucht und in den Hängen nördlich und westlich von Airolo.

Cavannaserie und Tremolaserie sind in sich einheitlich geschlossen und können scharf voneinander abgegrenzt werden. Mineralfaziell besteht ihr Unterschied vor allem darin, dass in der Cavannaserie Mikroklin häufig als Hauptgemengteil vorkommt, während das Mineral in der Tremolaserie fehlt.

I. KAPITEL

Fibbiagneis und Rotondogranit

1. Einleitung

Über die Gotthardgranite, zu deren südlichen Gruppe der Rotondogranit als grösste Einheit neben dem Fibbiagneis, dem Lucendro-, Tremola- und Prosagranit gehört, ist besonders in den Jahrzehnten vor und nach der Jahrhundertwende viel geschrieben und ihr geologisches Alter unterschiedlich gedeutet worden. Entsprechend der zentralen, beherrschenden Lage der Granite im Kern des Gotthardmassivs bilden ihren gegenseitige Verknüpfung und ihre Stellung zu den angrenzenden Gneisen einen Angelpunkt für die Deutung ihres Alters und für die Deutung der Vergangenheit der Gneise. Durch das Studium ihrer strukturellen und texturellen Eigenarten und ihrer Beeinflussung der Gneise an den Rändern ist immer wieder eine Lösung der folgenden Fragen gesucht worden, deren Beantwortung je nach Zeitströmung verschieden gelautet hat:

1. Zeitpunkt der Intrusion der granitischen Magmen.
2. Anteil einer durch die Granitintrusionen verursachten Kontaktmetamorphose der Gneise.
3. Anteil einer während der Intrusion und Verfestigung entstandenen Textur am heutigen texturellen Bild der Granite.

4. Mass der verschiedenen Anteile von vor, zwischen und nach den Granitintrusionen erfolgten Dislokationsmetamorphosen der Granite und Gneise.

B. STUDER (1853) fasste den Fibbiagneis, den Tremola- und Prosagranit zu einem einheitlichen Gotthardgranit zusammen. K. VON FRITSCH (1873) kannte und beschrieb zum erstenmal alle fünf Vorkommen der südlichen Gotthardgranitgruppe. Er trennte auf seiner Karte den Granit des P. Rotondo, P. Lucendro und der Tremola vom Fibbiagneis ab. Aus seinem Text geht der Unterschied zwischen dem Fibbiagneis mit den grossen Feldspatkristallen und der deutlichen Paralleltextur und den übrigen Typen, die feinkörniger und massiger sind, schön hervor. Das veranlasste A. BALTZER (1888), nur in diesen eindeutige Eruptivgranite zu sehen und sie dem zentralen Aargranit gleichzusetzen.

Fussend auf Arbeiten von U. GRUBENMANN (1890, 1919) und P. WAINDZIOK (1906) ordnete dann A. HEIM (1891, 1922) wieder alle fünf Granite einem einheitlichen Granitstock zu, wobei Lucendro-, Tremola- und Prosagranit eine „aplitische Randfazies“ darstellen sollten. Ausgehend von Beobachtungen im östlichen Gotthardmassiv, wo Medelsergranit und Bündnerschiefer sich berühren, nahm er die Tatsache, dass die Bündnerschiefer nirgends kontaktmetamorph sind, als Beweis für ein *prätriadisches* Alter sämtlicher Granite im Gotthardmassiv. Die im Fibbiagneis vorhandene Textur wurde als eine junge, mechanisch entstandene Schieferung erklärt und der alpinen Dislokationsmetamorphose zugeschrieben.

Die Ansichten U. GRUBENMANNS und A. HEIMS wurden jedoch von verschiedenen deutschen Geologen bekämpft. E. WEINSCHENK (1902 usf.) und G. KLEMM (1904—1907) bestritten jeglichen dislokationsmetamorphen Anteil in Granit und Gneis. Die im Fibbiagneis vorhandene Paralleltextur war protoklastisch während der Erstarrung entstanden, und die nichtgranitischen Gesteine im Nord- und Südmantel des Massivs (z. B. Tremolaserie) waren von einer umfassenden Kontaktmetamorphose vollständig umgewandelt worden. Die Gotthardgranite galten folgerichtig als sehr jung (tertiär).

Die sich auf gründliche Felduntersuchungen und viele Gesteinsanalysen stützende Arbeit von R. SONDER (1921), einem Schüler U. GRUBENMANNS, ergab die folgenden Punkte:

1. Alle fünf Granite sind chemisch verwandt und aus demselben Magma durch Differenziation hervorgegangen.
2. Die Magmen drangen in bereits paläozoisch metamorphe Gneise ein (oberkarbonisches Alter der Granite)²⁾.
3. Die Intrusion von Lucendro-, Tremola- und Prosagranit erfolgte erst, nachdem sich der Fibbiagneis bereits verfestigt hatte und dessen Paralleltextur wenigstens zum Teil schon vorhanden war. Diese Granite stellen also keine aplitische Randfazies, sondern selbständige Stöcke dar. Die Textur des Fibbiagneises ist das Resultat einer voralpinen, spätherzynischen Stressphase.

Die geologische Erforschung des Gotthardmassivs der folgenden 30 Jahre hat dann immer wieder zu einer Übernahme oder Bestätigung der drei Punkte R. SONDERS geführt. P. NIGGLI (1950) und E. NIGGLI (1953) hielten zwar die Vergneisung des Fibbiagneises wieder eher für alpin, gingen aber nicht auf den sich zu SONDERS Arbeit ergebenden Widerspruch ein.

²⁾ In Analogie zum Zentralen Aargranit (J. KOENIGSBERGER, 1909).

Das *prätriadische* Alter der Granitinclusion stützt sich in erster Linie auf die geringe alpine Überprägung der an die Granite angrenzenden voralpin metamorphen Gneise: Die alpine Metamorphose fand unter Epibedingungen statt und wirkte sich nur destruktiv aus. Sie hatte in den Gneisen keine durchgreifende Umkristallisation zur Folge und deren Veränderungen sind von ähnlichem Ausmass wie die mechanische Vergneisung der Granite selbst (E. AMBÜHL, 1929; P. NIGGLI, 1950; W. OBERHOLZER, 1955).

Sollte sich aber ergeben, dass die alpine Metamorphose der Gneise auch unmittelbar am Kontakt zu den massigen Graniten (z. B. Rotondogranit), doch bedeutend stärker war, so ist das prätriadische Alter in Frage gestellt.

2. Beschreibung

Von den Gotthardgraniten fallen die Südränder des Rotondogranits, des Lucendrogranits und des Fibbiagneises sowie der grösste Teil des Tremolagranits in das kartierte Gebiet. Im Rahmen dieser Arbeit interessierten vor allem die Kontakte und die Beeinflussung der südlich anschliessenden Gneise.

Lucendrogranit und Tremolagranit bilden zusammen einen langgezogenen Stock, der am Westende oberflächlich zwar durch Blockschutt und Moräne, nicht aber durch anstehende Gneise vom östlichsten Ausläufer des Rotondogranits getrennt ist. Alle drei Granite sind im Feld, im Handstück und im Dünnschliff nicht auseinanderzuhalten. Sie bilden einen einheitlichen Granitstock und sollen in dieser Arbeit durchweg *Rotondogranit* genannt werden. R. SONDER (1921) hat auf Grund der chemischen Daten ebenfalls auf die Ähnlichkeit der drei Granite hingewiesen.

A. Fibbiagneis

Der im Feld meist recht granitähnliche Gneis zeigt innerhalb der Texturfläche eine deutliche, von Biotit, Serizit und Feldspat gebildete Lineation (Striemung)³⁾. Es ist bereits von Auge sichtbar, dass Biotit

³⁾ Unter *Lineation* ist in dieser Arbeit das Auftreten einer von Auge sichtbaren *Parallelschar von Geraden* auf der Texturfläche der Gneise und Schiefer verstanden, entsprechend der Definition von E. WENK (1955, S. 311).

Es ist vorweggenommen, dass im *zentralen und westlichen Gotthardmassiv* zwei unterschiedliche Lineationen vorkommen:

- Eine *Striemung*, d. h. eine durch *Kristallisation* entstandene, in der Textur-

nicht mechanisch eingeregelt ist, sondern eine durch Rekristallisation entstandene Neubildung darstellt. Vermutlich ebenfalls neu entstanden sind die häufig 2 bis 3 Zentimeter grossen, schön idiomorphen Kalifeldspatkristalle, so dass man von eigentlichen Porphyroblasten sprechen muss. Sie sind offenbar Letztbildungungen, denn sie können häufig etwas quer zur Texturfläche stehen und enthalten gelegentlich kleine Biotiteinschlüsse, die parallel zur Striemung gerichtet sind.

B. Rotondogranit

Im Feld und im Handstück fällt die im Vergleich zum Fibbiagneis massigere und feinkörnigere Struktur des Granits auf. Eine eigentliche Striemung fehlt (vgl. auch A. KVALE, 1957). Nur auf Scherflächen, nicht aber im Gefüge kann eine Lineation von nachträglich gebildetem Serizit und Chlorit beobachtet werden (S. 307). Die Richtung der Lineation, wie auch die Lage der Scherflächen sind variabel.

Ein weiterer typischer Unterschied ist das häufige Fehlen von „Sandquarz“, besonders gegen den Süd- und Südwestrand des Granitstocks hin. 2 bis 4 Millimeter grosse Quarze sind nicht zerbrochen.

C. Mikroskopische Beschreibung

a) MINERALBESCHREIBUNG

Quarz (Fibbiagneis 20—30%, Korngrösse 0,1—1 mm, Rotondogranit 25—35%, 0,2—2 mm, vereinzelt bis 4 mm):

Im *Fibbiagneis* ist das Mineral in Linsen oder Nester angesammelt, die von Auge als sog. „Sandquarz“ erkennbar sind. Seltener ordnet es sich in Lagen, ähnlich wie in den Gneisen der Cavannaserie (z. B. S. 291). Die Quarznester haben eine durchschnittliche Grösse von 1—3 mm und sind meist frei von weiteren Mineralien.

Quarz ist stets rekristallisiert. Die nur ganz selten nachträglich gesprungenen oder zerbrochenen Körner haben in der Regel keine undulöse Auslöschung. Es ist möglich, dass die Linsen und Nester durch Kataklase aus älteren grossen Quarzen gebildet wurden, deren Existenz aber in keiner Weise mehr erkennbar ist und durch Umkristallisation vollständig verwischt worden wäre. Es ist ebenso wahrscheinlich, dass sie durch Sammelkristallisation neu entstanden sind.

Im *Rotondogranit* sind die wenig beanspruchten, gelegentlich undulös auslösfläche gelegene, bevorzugte Orientierung der Längserstreckungen anisometrischer Gefügegemengteile. Im untersuchten Gebiet erfolgte die Längserstreckung bei den Glimmern senkrecht, bei Hornblende parallel zur kristallographischen c-Achse. Über Quarz und Feldspat kann nichts ausgesagt werden.

b) Eine *Wellung*, d. h. eine *Kleinfältelung*, die die Gefügegemengteile *plastisch oder klastisch deformede*. Es fand aber keine gleichzeitige, durch Kristallisation entstandene Längserstreckung der Gemengteile statt.

schenden Quarzkörner in kugelförmigen Aggregaten gewissermassen als Zwickelfüllungen zwischen den idiomorphen Feldspäten angeordnet. Quarz ist wahrscheinlich nicht rekristallisiert. Jedenfalls hat im Gegensatz zum Fibbiagneis keine Blastese und Sammelkristallisation zu parallel orientierten Linsen oder Lagen stattgefunden.

Feldspäte (Korngrösse im Fibbiagneis 0,1—2 mm, im Rotondogranit 0,1—5 mm, Kalifeldspat im Fibbiagneis bis 3 cm):

Im *Fibbiagneis* wurde der grössere Teil der Feldspäte ohne Zweifel kataklastisch stark beansprucht, so dass er gelegentlich nur als Gemenge von kleinen, isometrischen Körnern vorliegt (Durchmesser etwa 0,1 mm). Daraus sind dann jüngere, grosse Porphyroblasten gewachsen, die von neuem wieder etwas mechanisch verbogen wurden. Die Porphyroblasten (besonders Kalifeldspat) enthalten zahlreiche Einschlüsse, so z. B. alte, sehr stark zersetzte Feldspäte und manchmal ganze Linsen von dem feinen, kataklastischen Gemenge. Ihre Längserstreckung geht oft parallel zur Texturfläche und zur Striemung.

Im *Rotondogranit* ist die Verteilung der gut idiomorphen, mehr oder weniger gleich grossen Feldspäte richtungslos. Die Kristalle sind selten gebogen oder zerbrochen. Nur in lokalen, schmalen Zonen fand eine grössere Zerstörung durch Kataklase statt.

Kalifeldspat (Fibbiagneis 25—40%, Rotondogranit 20—40%): Es handelt sich um *Mikroklin* (*intermediär*)⁴⁾ mit geringer, gelegentlich nur einige Minuten betragender Abweichung von monokliner Symmetrie. Im *Rotondogranit* ist Kalifeldspat durchschnittlich etwas trikliner (γ^* um $90^\circ 20'$ — $40'$). Die Kristalle sind teilweise nach Albit- und Periklingesetz gitterartig verzwillingt. Daneben gibt es röntgenographisch unverzwilligten Mikroklin. Die mikroskopisch sichtbare Albitausscheidung beträgt in Granit und Gneis etwa 10—30%.

Im *Rotondogranit* nimmt der Albitgehalt des Kalifeldspats am Rand des Granitstocks gegen den Gneiskontakt hin ab und sinkt unter 10%. Weiterhin ist auffallend, dass die Albit-Periklinverzwillingung in den Randpartien oft fehlt. Röntgeneinkristallaufnahmen solcher Mikrokline ergeben, dass bei dem in geringer Menge vorhandenen, submikroskopisch entmischten Natronfeldspat eine Lage der Albitverzwillingung bevorzugt ist. Das Gitter des Albites ist stark deformiert, indem Übergänge da sind von nahezu „monoklinem“ Albit ($\gamma^* \approx 90^\circ$) zu „normalem, triklinem“ Albit. Die fehlende Verzwillingung der Mikrokline und die Art der Albitentmischung scheinen anzudeuten, dass Kalifeldspat in der Nähe der Gneiskontakte *triklin* gewachsen ist.

Im *Fibbiagneis* ist oft der Beginn einer nachträglichen Umsetzung zu Albit festzustellen (Schachbrettalbitbildung).

Albit (Fibbiagneis 20—30%, Rotondogranit 20—35%): Im *Fibbiagneis* wurden die stark in Serizit und Zoisit zersetzen, ursprünglich gut idiomorphen *Albitrelikte* (2—6% Anorthit⁵⁾) durch Kataklase verbogen und zerlegt. Es gibt aber Stellen im Fibbiagneis, wo Albit nachträglich fast vollständig rekristallisiert ist, und zwar auf zwei verschiedene Arten:

1. Neubildung als *Albit mit etlichem Anorthitgehalt* gleichzeitig und in ähnlicher Grösse wie Quarz. Diese Albite wurden nachträglich wieder etwas beansprucht und meist leicht serizitisiert.

⁴⁾ ST. HAFNER und F. LAVES (1957), S. 221.

2. Neubildung als *Schachbrettalbit* (anorthitfrei) in Form von xenomorphen, randlich stark gegliederten Porphyroblasten mit vielen Einschlüssen. Es sind Letztbildung, denn die Parallelorientierung von Quarz und Glimmer setzt in den Einschlüssen durch die Porphyroblasten hindurch.

Im *Rotondogranit* (2—7% Anorthit) ist Albit etwas weniger idiomorph als Kalifeldspat. Seine Serizitisierung ist unterschiedlich. In den meisten Fällen erscheinen die Albite unzersetzt. Schachbrettalbitbildungen fehlen bis auf einige randliche Vorkommen (S. 267).

Biotit (Fibbiagneis um 10%, Korngrösse 0,1—1 mm, Rotondogranit 5—10%, 0,2—1 mm): Im *Fibbiagneis* ist der in Nestern oder dünnen Häuten angesammelte Biotit häufig ohne jede Zersetzung, so dass er wenigstens teilweise eine blastische Umbildung erfahren haben dürfte. Sein Pleochroismus wechselt von bräunlichgelb (n_α) über gelblichbraun (n_β) nach schokoladebraun (n_γ). Andere, offenbar ältere, nicht rekristallisierte Individuen haben etwas veränderten Pleochroismus und sind zersetzt unter Bildung von Erz, Chlorit und Epidot.

Im *Rotondogranit* tritt Biotit etwas an Menge zurück. Sein Pleochroismus ist ähnlich wie im Gneis, hat aber einen deutlichen Stich ins grüne. Das Mineral weist hin und wieder Bleichung oder Zersetzung in Chlorit, Epidot und Erze auf. Wahrscheinlich ist es nicht rekristallisiert. Hierfür spricht das Fehlen einer Regelung (S. 269).

Serizit (Fibbiagneis 5—10%) ist durch die Überprägung der alten Albite entstanden und in Lagen oder Linsen angesammelt. Er zeigt vereinzelt Sammelkristallisation zu eigentlichen *Muskowiten* (Korngrösse bis 2 mm). Im *Rotondogranit* ist Serizit abgesehen von den Füllungen im Albit nur ganz selten zu finden.

Granat ist überall vorhanden und zwar im *Rotondogranit* in grösserer Konzentration als im *Fibbiagneis*. Er ist meist ziemlich klein (Durchmesser um 0,3 mm), schlecht idiomorph und voller Einschlüsse. Weitgehende Resorption hat oft zu skelettförmiger Ausbildung geführt.

Untergeordnet treten noch auf (weniger als 1%): **Chlorit, Epidot, Apatit, Erze, Zirkon.**

b) DAS GEFÜGEBILD

Das mikroskopische Bild des *Fibbiageneises* ist gut vereinbar mit der Annahme eines allerdings stark überprägten Granits. Vereinzelte Bereiche im Dünnschliff sind wahrscheinlich noch Relikte echter granitischer Struktur. Immerhin zeigt das Gefüge nicht nur starke kataklastische Verformungen, sondern auch deutliche Merkmale von *durch Blastese von Quarz, Feldspäten, Biotit und Muskowit erzeugter Kristallisationsschieferung*.

Es ist wahrscheinlich, dass im Gefüge des *Rotondogranits* eine echte granitische Struktur vorliegt, die nur durch mechanische Beanspruchung etwas verformt worden ist und vermutlich *keine bedeutenden Umkristallisationen* erfahren hat. Die

⁵⁾ Neben den üblichen optischen Methoden zur Bestimmung des Anorthitgehalts der Plagioklase bewährte sich die Bestimmung der Lichtbrechung an geschmolzenen Kristallen (W. R. FOSTER, 1955). Zu diesem Zweck wurden kleine, einschlissfreie Kristallteile aus dem Dünnschliff geschnitten. Der mittlere Fehler des Anorthitgehalts beträgt etwa $\pm 2\%$.

Feldspäte sind ohne Zweifel primär granitisch; auch Quarz und Biotit sind vielleicht nicht umkristallisiert. Sie haben jedenfalls das Gefügebild nicht durch weitläufige Sammelkristallisationen wesentlich verändert.

3. Kontakt zwischen Rotondogranit und Fibbiagneis

An den wenigen Stellen im kartierten Gebiet, wo solche Kontakte aufgeschlossen sind, so z. B. an der Gotthardstrasse, erscheint der Übergang von Rotondogranit zu Fibbiagneis unscharf. Die Übergangszonen sind etwa 30 Meter breit oder mehr.

R. SONDER (1921, S. 331—332) hat an solchen Berührungsstellen festgestellt, dass der Rotondogranit bei der Intrusion den Fibbiagneis kontaktmetamorph verändert hat und demnach erst eingedrungen sein kann, nachdem der Fibbiagneis als Granit schon verfestigt war⁶⁾. Zudem besitzt der Fibbiagneis eine „aplitische Randfazies“, was den Übergang zum Rotondogranit verwischt.

4. Kontakt zwischen Rotondogranit und Cavannaserie

Zwischen St.-Gotthardpass und Passo di Cavanna haben junge, mechanische Verschiebungen den Kontakt zwischen Granit und angrenzendem Soresciagneis zerstört. An Stelle der eigentlichen Berührungsfläche tritt oft eine Spalte (z. B. an der Gotthardstrasse). Weder Granit noch Gneis zeigen gegen den Rand hin irgendwelche strukturelle, texturelle oder stoffliche Veränderungen. Granitische Adern und Spaltenfüllungen fehlen im Gneis, ebenso Gneisschollen im Granit. Ein am Granitrand auftretender Lamprophyr (685,6/154,8)⁷⁾ bricht an der Gneisgrenze ab.

Die Kontaktfläche verläuft parallel zur Gneistextur. An wenigen Stellen ist der Granit unmittelbar am Kontakt in meterbreiten Zonen mechanisch verschiefert und mylonitisiert. Die an der Grenze Granit-Gneis stattgefundenen Verschiebungen können jedoch nicht sehr umfangreich gewesen sein, da anschliessend an diesen Abschnitt im Westen und im Osten Eruptivkontakte vorhanden sind.

Zwischen Passo di Cavanna und Gonerlital ist der Südkontakt an vielen

⁶⁾ Nordwestlich des P. Rotondo (678,30/152,50) — also im Zentrum des Rotondogranits — befindet sich eine 100 m lange, scharf begrenzte und gut texturierte Scholle von Fibbiagneis in massigem Granit, was die Aussage R. SONDERs von neuem bestätigt.

⁷⁾ Topographische Koordinaten der Fundstelle (vgl. S. 257).

Orten schön aufgeschlossen, besonders eindrucksvoll bei Piode Borel (680,2/152,1), südöstlich des Poncione di Moniò (676,7/149,5) und nordöstlich des Pizzo Gallina (673,7/150,2). Bei den drei genannten Stellen ist ersichtlich, dass es sich um eindeutige Eruptivkontakte handeln muss. Ihr Studium gestattet, einige Schlüsse über die Intrusion des Granits zu ziehen.

Die Grenzfläche zwischen Granit und Gneis ist praktisch überall scharf. Die diffuse Übergangszone beträgt stets weniger als 10 Zentimeter. Die Grenzlinie zeigt nur schwache Gliederung. Verläuft sie senkrecht zur Textur der Gneise, so gibt es vereinzelte, einige Meter mächtige Granitarme, die gelegentlich bis etwa 100 Meter in den Gneis eindringen. Durch mehrere Granitarme kann der Gneis paketweise schollenartig aufgeblättert werden. Verläuft die Grenzlinie parallel zur Textur der Gneise, so fehlt in der Regel jede Verfingerung.

Das Untertauchen des Granits unter den Gneis ist besonders an zwei Stellen schön zu sehen (südöstlich des Poncione di Moniò und nordöstlich des Pizzo Gallina), wo grosse Partien von Amphibolit und Gneis Hunderte von Metern in den Granit hineinreichen und haubenartig auf dem Granitdach aufsitzen. Das Streichen solcher Partien ist im Vergleich zum generellen Streichen der Cavannaserie merklich abgedreht.

Der Soresciagnejis und die Glimmergneise der Pratoserie zeigen in der Mineralführung auch unmittelbar am Kontakt weder qualitativ noch quantitativ irgendwelche Veränderungen. Für den grössten Teil der Granitgrenze gilt, dass das Nebengestein bis etwa 10 Zentimeter an den Granit heran keine merkliche Stoffzufuhr erfahren hat. Eine eigentliche Resorption der Gneise durch zunehmendes Infiltrieren mobiler Stoffe in das Gneisgefüge hinein und ein allmähliches Auflösen desselben kann zwar lokal beobachtet werden, ist aber meist nur auf wenige Zentimeter beschränkt. Hat dennoch vereinzelt eine Aufweichung des Gneises durch umfangreichere Resorption stattgefunden, so hat sich eine ptygmatische Faltentextur gebildet.

Die hornblendeführenden Gesteine weisen etwas grössere Veränderungen auf als die Biotitgneise. Die Hornblende ist am Kontakt in einer einige Meter breiten Zone durch Biotit ersetzt. Aber auch hier sind die Kontakte scharf, und es kann nicht von einer umfassenden Stoffzufuhr über mehr als einige Zentimeter gesprochen werden.

Bei den Amphiboliten, Hornblendeschiefern und weniger häufig bei den Biotitgneisen ist das Gefüge in einer wenige Meter breiten, an den Kontakt anschliessenden Zone umkristallisiert. Das Gestein erscheint feinkörniger und massiger.

Mikroskopisch zeigt sich dies in einer hornfelsartigen Struktur mit deutlich abgeschwächter Paralleltextur. Die typisch lagenartige Anordnung von Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskowit hat einer statistischen Verteilung Platz gemacht, wobei die hellen Gemengteile nicht mehr nach der Texturfläche längsgestreckt, sondern isometrisch geformt sind. Die Korngrösse ist im Durchschnitt kleiner und schwankt zwischen 0,05 und 0,5 Millimeter.

Quarz ist nie zerbrochen und zeigt keine undulöse Auslöschung. Die Zersetzung des *Albits* bleibt im selben Rahmen wie diejenige der Normalgesteine in grosser Entfernung vom Granitkontakt. Der *Biotit*, besonders dort, wo er die Hornblende ersetzt, ist nicht mehr orientiert, sondern wirr in diffus verteilten Nestern ange- sammelt. Er ist im allgemeinen unzersetzt.

Es ist auffallend, dass in den Biotitgneisen vom Soresciagneistypus häufig jede Spur irgend einer Umkristallisation auch unmittelbar am Kontakt oder in den im Granit schwimmenden Schollen fehlt. Das Gestein ist dann mikroskopisch von den Normaltypen nicht zu unterscheiden.

Viele netzartig verteilte Adern aus granitaplitischem Material durchziehen die Gesteine der Cavannaserie in Granitnähe, und ihre Anzahl nimmt gegen den Kontakt hin immer mehr zu. Am schönsten ist dies bei Piode Borel zu sehen. Die Adern durchschlagen den Gneis diskordant in abgesetzten Linien und verzweigen sich häufig. Sie können manchmal bis an die Granitgrenze verfolgt werden oder stehen mit den in den Gneis hineinführenden Granitarmen in Beziehung. Sie haben sich zum Teil noch gebildet, nachdem der Granit oberflächlich schon verfestigt war, denn sie führen gelegentlich grössere Strecken in diesen hinein.

Die Begrenzung der Adern zum Gneisgefüge ist scharf. Von den Adern aus sind keine Stoffe ins Nebengefüge eingedrungen. Ebenso fehlen Gneisrelikte in den Adern selbst. Es muss sich darum weitgehend um *Spaltenfüllungen* handeln und nicht um eine aktiv durch Auflösung und Ver- dauerung des festen Materials eingedrungene (oder ausgeblutete) mobile Phase. Die grösste Entfernung, in der noch derartige granitaplitische Spaltenfüllungen auftreten, beträgt etwa 200 Meter vom Kontakt.

Mikroskopisch bestehen die Adern etwa aus 40—60% Albit, 25—35% Quarz, 0—15% Kalifeldspat, 3—5% Biotit und wechselnden Mengen von Granat, Epidot, Karbonat (durchschnittlich etwa um 2%). Die Korngrösse der Gemengteile (etwa 0,1—1 mm) ist kleiner als die des gewöhnlichen Granits und nimmt mit zunehmender Entfernung vom Kontakt ab.

Quarz ist in ähnlicher Art wie im Granit ohne jede Orientierung kristallisiert und zeigt nur ganz geringe Spuren mechanischer Beanspruchung. Häufig ist er der grösstentwickelte Gemengteil. Die meist gut idiomorphen *Albitkristalle* (2—4% Anorthit) sind unterschiedlich zersetzt. In der gleichen Ader erscheinen sie an der einen Stelle stark serizitisiert, etwas davon entfernt aber wieder absolut frisch. *Kalifeldspat* (*Mikroklin intermediär*) ist deutlich xenomorpher als Albit, ist in der Regel röntgenographisch nicht verzuwilligt und zeigt im Mikroskop nur ge-

ringe oder gar keine perthitische Entmischung. Er ist vermutlich bei tiefer Temperatur triklin gewachsen.

Mit zunehmender Entfernung vom Granitrand wurde Kalifeldspat nachträglich mehr und mehr durch *Schachbrettalbit* verdrängt. Es lassen sich alle Übergänge nachweisen zwischen Mikroklin mit an den Rändern und in den Perhitlamellen ansetzender Albitisierung oder schachbrettartigen Albiten mit zahlreichen lachsförmigen, reliktischen Kalifeldspatresten im Kern und reinem Schachbrettalbit ohne Kalifeldspat. Der neu entstandene Albit ist kristallographisch gleich orientiert wie der alte Mikroklin. Er ist anorthitfrei. In allen Adern wurde Mikroklin teilweise, in vielen vollständig in Albit umgesetzt.

Der nur spärlich vorhandene *Biotit* ist stark chloritisiert unter gleichzeitiger Erz- und Rutilausscheidung in Form von (spärlichen) Sagenitgeweben. Als Erstausscheidung dürfte er über kleinere Strecken transportiert und dann entsprechend seiner häufigen Implikationsstruktur wieder teilweise resorbiert worden sein. *Granat* ist schlecht eigengestaltig und randlich leicht in Biotit, Chlorit und Epidot zersetzt.

Die Granitadern führen lokal bis zu 10% *Muskowit* und *Serizit*, was sich wahrscheinlich weniger aus der Zersetzung des Albites, als vielmehr aus geringen Resorptionen von Gneismaterial ergibt.

Die endogenen Kontakterscheinungen im Granit sind überall gering. Gneisschollen sind selten und nur in unmittelbarer Kontaktnähe zu finden.

Der Granit ist randlich in einer Zone von unterschiedlicher Mächtigkeit (durchschnittlich etwa 10—50 Meter) etwas verändert („aplitische Randfazies“), was im Feld durch den kleineren Biotitgehalt und die feinkörnigere Struktur auffällt.

Mikroskopisch stellt diese Randzone ein Übergangsglied zwischen dem gewöhnlichen Granit und den oben beschriebenen granitaplitischen Spaltenfüllungen im Gneis dar. Der Gehalt an *Mikroklin*, der häufig nicht verzwilligt und offenbar triklin gewachsen ist, geht zugunsten von *Albit* zurück. Überall sind auch geringe Mengen von nachträglich aus Kalifeldspat entstandenem *Schachbrettalbit* vorhanden, während dieses Mineral im gewöhnlichen Rotondogranit nie auftritt.

Viele Spuren mechanischer Bewegung in Form von Flexuren, Brüchen und zahlreichen kleinen Verbiegungen charakterisieren die Cavannaserie in Kontaktnähe. Zum Teil ist das granitische Adersystem im Gneis von den Bewegungen versetzt worden, zum Teil ist es erst nach den Bewegungen eingedrungen. Die Verbiegungen der Gneise werden oft vom Granitkontakt abgeschnitten.

Es handelt sich offenbar um die Spuren einer mechanischen Verdrängung des Gneismantels bei der Granitinvasion. Die Verdrängungen umfassen Schichtpakete bis zu 500 Metern und sind immer dann beträchtlich, wenn der Granitkontakt über grössere Strecken senkrecht zum

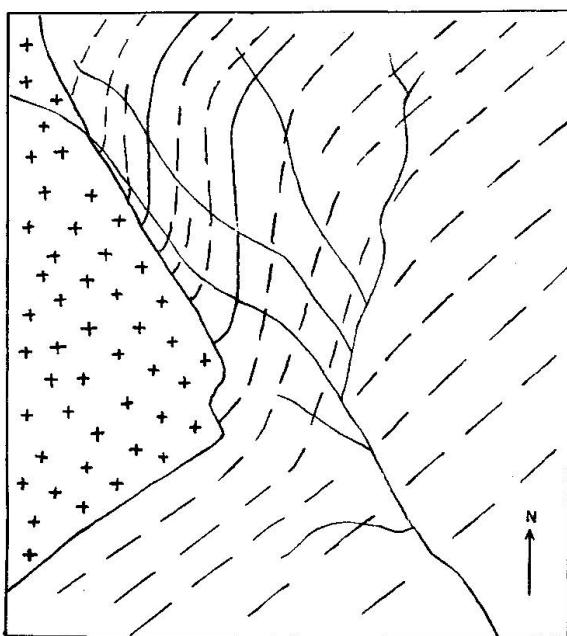


Fig. 1. Granit und Gneis bei Riale di Ronco (680,5/151,2), Massstab 1:10 000. Mechanische Verdrängung der Gneise beim Eindringen des Granits. Kreuze: Rotondogranit, Striche: Cavannaserie.

Streichen der Cavannaserie verläuft (z. B. südwestlich des Lago dei Sabbioni, 681,0/152,8, und an vielen andern Orten — vgl. Fig. 1).

An einigen Stellen sind ursprüngliche Eruptivkontakte durch mechanische Bewegung, nachdem sich der Granit am Kontakt verfestigt hatte, um geringe Beträge verstellt und von neu eindringenden Lösungen wieder verheilt worden (z. B. südöstlich Forcella 675,5/149,3). Solche, am Ende der Intrusion entstandene Randzonen durch noch spät mobile Phasen sind etwa 5 bis 20 Meter breit und bestehen beinahe nur aus Quarz und etwas Albit. Ihr Gefüge ist recht feinkörnig und mechanisch nicht mehr beansprucht.

Zusammenfassend ergeben die Kontakterscheinungen zwischen Passo di Cavanna und Gonnerlital folgendes Bild: Der Granit hat sich bei der Intrusion den Platz weniger durch Resorption als vielmehr durch mechanische Verdrängung des Gneismantels geschaffen. Die zahlreichen Adern in den umhüllenden Gneisen stehen stofflich in keiner Beziehung zum Gneisgefüge, sondern sind vorwiegend Spaltenfüllungen, die aus Material bestehen, das mit demjenigen des Granitrandes nahe verwandt ist. Der Mineralbestand von Ader und Granitrand entspricht keinem Gleichgewicht. Er ist im festen Zustand teilweise umkristallisiert (Schach-

brettalbitbildung), vermutlich in einer Art Autometamorphose unter Einwirkung einer pneumatolytischen, natronreichen Phase als Nachspiel zur Intrusion.

Von einer *Kontaktmetamorphose* des Rotondogranits mit einer das Gefüge des Nebengesteins wesentlich verändernden Stoffzufuhr über den Meterbereich hinaus kann nicht gesprochen werden. Eine chemische Beeinflussung etwa der Gesteine der *Tremolaserie* kommt nicht in Frage (S. 354). Vieles zeigt an, dass der Rotondogranit als mobile Phase bei relativ tiefer Temperatur in ein kaltes Nebengestein eindrang. Die Tatsache, dass sich der Mineralbestand der Cavannaserie bei der Granit-intrusion kaum veränderte, ist ein Hinweis, dass die physikalischen Zustandsbedingungen während der Intrusion vom Gleichgewichtszustand des Mineralbestandes nicht weit entfernt waren.

5. Zum Alter und zur Entstehung von Fibbiagneis und Rotondogranit

Die kontaktlichen Beziehungen zwischen *Rotondogranit* und Cavannaserie ergeben, dass die in der Texturfläche der Cavannagneise vorhandene Striemung der Glimmer (S. 302) älter sein muss als die Intrusion des Rotondogranits. Die Glimmerstriemung liegt auch in den im Granit schwimmenden Schollen und in den weit in den Granit hineinreichenden Gneisarmen vor, während in unmittelbarer Nachbarschaft Biotit und die übrigen Gemengteile des Granits jeder Regelung entbehren. Sollte sich ergeben, dass die Glimmerstriemung der den Rotondogranit umhüllenden Gesteine das *alleinige* Resultat der alpinen Gebirgsbildung ist — wie sich später zeigen wird, sprechen einige Gründe hierfür (S. 302) —, so wäre das *junge, tertiäre Alter* des Granits weitgehend sichergestellt.

In den Gesteinen der Cavannaserie ist gleichzeitig mit der Glimmerneubildung auch ein grösserer Anteil des Quarz-Feldspatgesüges umkristallisiert (S. 303). Wenn diese durchgreifende Umbildung der Cavannagesteine alpinen Alters ist, die Platznahme des Granits aber voralpin stattgefunden haben sollte, so wäre schwer zu verstehen, warum die weitgehend echt granitische Struktur des Rotondogranits nicht an den Kontakträndern oder in den Adern, die in den Gneis hineinführen, Ansätze zu einer Kristallisationstextur und Striemung zeigen würde.

Freilich ist der Biotit des Rotondogranits nicht an allen Stellen frei von jeder Regelung. Tatsächlich finden sich ganz vereinzelt Orte, wo eine deutliche vertikale Striemung einigermassen parallel zur Lineation der Gneise (vgl. Fig. 2) verläuft. Dies ist zum Beispiel hin und

wieder der Fall in dem schmalen Stück Rotondogranit, das an der Gotthardstrasse aufgeschlossen ist. Es existieren aber keine durch Umkristallisation entstandene Texturflächen, und es ist viel naheliegender, in dieser Glimmerregelung eine primäre *Fluidaltextur* zu sehen als das Resultat einer späteren Metamorphose. Es bereitet ohnehin Mühe, sich vorzustellen, warum derartige Erstarrungstexturen besonders an den Rändern des Rotondogranits im allgemeinen fehlen⁸⁾.

A. KVALE (1957) hat allein die Tatsache, dass an der Gotthardstrasse in der 300 Meter mächtigen Granitpartie Stellen ohne Biotitregelung vorkommen, während die im Norden und Süden anschliessenden Gesteine von Hospental bis Airolo lückenlos die von ihm als alpin angesehene Glimmerlineation besitzen, als Beweis für das tertiäre Alter des Rotondogranits angenommen.

Der Albit des Rotondogranits ist recht häufig serizitisiert, der Quarz gelegentlich zerbrochen und etwas undulös auslöschen. Hin und wieder hat sich Epidot neu gebildet. Es sind dies vorwiegend destruktive Spuren im Gefüge, die in der Tremolaserie, einer *alpin vollständig umkristallisierten Gesteinsserie* (S. 350) in viel stärkerem Masse verbreitet sind. Es geht schwer, sich vorzustellen, dass diese schwache, vorwiegend durch mechanische Beanspruchung entstandene Umbildung des Granitgefüges den ganzen Einfluss der alpinen Gebirgsbildung auf den voralpinen Rotondogranitstock darstellen soll. Wahrscheinlicher erscheint es fast eher, dass die Deformation des Gefüges, der mechanische Kontakt zwischen St.-Gotthardpass und Passo di Cavanna, die auf Rutsch- und Bruchflächen des Granits auftretende horizontale *Wellung* (S. 307), die Ruschelzonen, Mylonitbildungen usf. nur die Folge spätalpiner Phasen sind, während der Granit bei der Hauptphase eben noch gar nicht da war.

Ein Argument gegen das junge Alter des Rotondogranits bildet die Lagerung der *Lamprophyre*. Alle basischen Gänge sind mesometamorph rekristallisiert. Die Texturflächen der seltenen, im Granit vorkommenden Gänge verlaufen parallel zu deren Längsrichtung. Da der grösste Teil der Lamprophyre an ein senkrecht, Nord-Süd zeigendes Kluftsystem gebunden ist (vgl. auch R. SONDER, 1921, S. 349), steht ihre Textur etwa senkrecht zur Textur der Gneise.

Die Texturflächen der viel zahlreicheren, in den Gesteinen der Cavannaserie auftretenden basischen Gänge richten sich dagegen immer nach der Textur des Nebengesteins, unabhängig von der Orientierung der Gänge. Sie weisen häufig eine undeutliche Glimmer- oder Hornblende-

⁸⁾ Eine gute Beobachtung machte diesbezüglich G. KLEMM (1907, S. 3), der am Granitkontakt „südlich von Poncione di Cassina Baggio“ eine wenige Zentimeter breite Zone im Granit mit fluidaler Erstarrungstextur beschrieb.

lineation auf, die parallel zur Glimmerstriemung der Cavannaserie gerichtet ist. Es fragt sich jedoch, ob man alle diese Gänge ausnahmslos als Lamprophyre dem Rotondogranit zuweisen darf. Sie sind nur zum Teil an die Kontaktregionen gebunden. Die eigentliche Häufung liegt in den südwestlicheren Partien der Cavannaserie. Vielleicht handelt es sich hier um ein voralpines, von der Granitinvasion unabhängiges basisches Gangsystem.

In einer wenig zitierten Arbeit gelingt es R. EICHENBERGER (1926), von den vielleicht vorgranitischen basischen Gängen in den Gneisen südlich des Poncione di Moniò einige wenige abzutrennen, die sicher mit der Granitinvasion zusammenhängen. Diese echten Lamprophyre führen primären Augit und zeichnen sich durch die gute Erhaltung ihrer ursprünglichen Struktur und Textur aus.

Das Gefüge des *Fibbiagneises* zeigt im Gegensatz zu demjenigen des Rotondogranits echte Kristallisationsschieferung, gebildet von durch Blastese und Sammelkristallisation gross gewordenen Gemengteilen. Die überall messbare, deutliche Lineation der Glimmer ist parallel zu denjenigen der Cavannagesteine und vermutlich gleichaltrig. Es erscheint deshalb als sehr wahrscheinlich, dass der Fibbiagneis als Granit ein *voralpines, eventuell herzynisches Alter* besitzt. Seine heutige Paralleltextur und Striemung wäre dann nicht das Resultat einer spätherzynischen Stressphase, sondern die Folge der alpinen Metamorphose.

Falls sich ein tertiäres Alter des Rotondogranits bestätigen sollte, würde die nach den bisherigen Arbeiten als gesichert geltende, durch Annahme einer Magmendifferenzierung abgeleitete Verwandtschaft der beiden Granite dahinfallen. Dies schliesst die Möglichkeit nicht aus, dass wenigstens der Fibbiagneis und die Granite des östlichen Gotthardmassivs (Cristallina- und Medelsergranit), die alle chemische und strukturelle Ähnlichkeiten aufweisen, oberkarbonische Differenzierungsprodukte des gleichen Magmenherdes darstellen. Da neuere chemische Untersuchungen fehlen, liegt es nicht im Rahmen dieser Arbeit, sich hierzu zu äussern.

Es sei nur erwähnt, dass der *Fibbiagneis* vielleicht auch durch Umkristallisation aus dem Hüenerstockgneis (S. 272) unter grösserer, stockartig erfolgter Stoffmobilisation und -Zufuhr entstanden sein könnte. Ein Teil der heute vorliegenden Vergneisung wäre dann vielleicht ein Rest alter Streifengneistextur. So hat zum Beispiel W. FISCHER (1923) den Fibbiagneis und den Hüenerstockgneis (westlicher Streifengneis, „Orthogneis“ zu einem „granitischen Gneis“ zusammengefasst.

Der *Rotondogranit* muss hingegen durch das Einbrechen einer mobilen Phase von weither — entweder aus einem Magmenherd oder palingenetisch — entstanden sein. Eine Bildung durch Umkristallisation oder Anatexis alter *benachbarter* Gneise ist nicht denkbar.

II. KAPITEL

Cavannaserie

Die Cavannaserie lässt sich in drei Glieder aufteilen: In den *Hüenerstockgneis*, den *Soresciagneis* und die *Pratoserie*⁹⁾. Während der Hüenerstockgneis als wichtigsten Gemengteil Mikroklin führt, tritt bei Soresciagneis an dessen Stelle Biotit. Beide Gneise sind monoschematisch und nicht verfaltet.

Im Gegensatz dazu besteht die Pratoserie aus zwei verschiedenen Komponenten. Die Gesteine setzen sich zusammen aus einem weitgehend mobil gewesenen, aplitisch bis pegmatitischen Anteil und aus einem während der Mobilisation mehr oder weniger fest gebliebenen Anteil. Beide Komponenten wurden intensiv miteinander verbogen und verformt. Sie grenzen teils scharf aneinander, gehen teils diffus ineinander über und verleihen der Serie eine chorismatische Struktur.

I. Hüenerstockgneis (Tab. 1, Nr. 1)

Der Name dieses Glimmer-Alkalifeldspatgneises mit lagiger, streifiger Textur geht auf H. FISCHER (1923) zurück. Der Gneis bildet die Nordgrenze des untersuchten Gebiets und interessiert hier nur insofern, als er mit dem südlich anschliessenden Soresciagneis in Kontakt tritt und diesen möglicherweise beeinflusst hat.

Gegen Norden geht der Hüenerstockgneis ohne Änderung des quantitativen Mineralbestands langsam und ohne System in grobflaserige, schlierige bis beinahe massige Gneise über, die ihrerseits im Nordosten durch die Guspiszone und im Nordwesten durch die Distelgratzone (W. OBERHOLZER, 1955) scharf abgeschnitten werden. Diese nördlichen Gneise sollen nicht mehr zur Cavannaserie gezählt werden. Die Einbeziehung des Hüenerstockgneises in die Cavannaserie hat einerseits den

⁹⁾ Der Name wird hier erstmals verwendet.¹⁾

Vorteil, dass die Serie physiographisch und eventuell genetisch eine Einheit bildet, andererseits den Nachteil, dass sie nach Norden unscharf begrenzt ist.

A. BESCHREIBUNG

Der Hüenerstockgneis wird durch den Rotondogranit in zwei Teile zerschnitten, die nicht zusammenhängen. Es ist aber offensichtlich, dass sie vor der Platznahme des Granits einen einheitlichen Komplex bildeten.

Der östliche Teil umfasst den Hüenerstock und den Ronggergrat und grenzt im Osten an den Fibbiagneis (R. SONDER, 1921). Wahrscheinlich findet dieses Teilstück am Ostende des Fibbiagneises östlich des St.-Gotthardpasses als sogenannter Sellagneis seine Fortsetzung.

Die westliche Hälfte zieht über Pizzo Nero und Längtal nach Südwesten und ist dort mit den „grob- und feinlagigen Ortho- und Mischgneisen“ von W. OBERHOLZER (1955, S. 333, I c, I d und II) identisch, welche den südwestlichen Teil des westlichen Gotthardmassives einnehmen.

Der im Feld über weite Strecken monotone Gneis besteht aus durchschnittlich 3 bis 7 Millimeter breiten Quarz-Feldspatlagen, die von dünnen Muskowit-Biotitschichtchen getrennt sind. Die Feldspatkristalle sind nur in den relativ selten zu findenden, diffusen, pegmatitartigen Schlieren und Augen eigentliche Porphyroblasten mit einer Grösse von mehr als 5 Millimetern.

B. KONTAKT ZUM SORESCIAGNEIS

Der an vielen Stellen schön aufgeschlossene Kontakt zwischen Hüenerstockgneis und Soresciagneis, der vom Ronggergrat (681,4/153,9) über das Kilchhorn (673,4/149,0) bis zum Kummenhorn (682,4/142,1) und wahrscheinlich noch weiter verfolgt werden kann, verläuft stets parallel zur Textur der Gneise und ist scharf. Anstelle der eigentlichen Berührungsfläche tritt oft eine Spalte oder eine Ruschelzone (z. B. südlich des Pizzo Nero, 674,7/149,2). Der Kontakt stellt in seiner ganzen Länge eine mechanische Schubfläche dar, die am Rotondogranit scharf abbricht und auch an Stellen vorhanden ist, bei denen die Gneise zipfelartig in den Granit hineinreichen. Die Schubfläche muss darum älter sein als die Platznahme des Rotondogranits.

Hüenerstockgneis und Soresciagneis sind bis zu einer Entfernung von etwa 10—20 Metern vom Kontakt feinkörniger als gewöhnlich. Im Dünnschliff erscheinen die Gesteine massiger, indem die üblichen Quarz- und Feldspatlagen fehlen. Quarz, Feldspat und Glimmer sind aber ebenso

frisch wie anderswo. Es ist möglich, dass es sich um eine rekristallisierte Mylonitzone handelt.

Weder Hüenerstockgneis noch Soresciagneis zeigen irgendwelche stoffliche Veränderungen gegen den Kontakt hin. Der Mineralbestand des Hüenerstockgneises ist bis zur Berührungsfläche derselbe. Der Soresciagneis ist etwas weniger homogen als jener, indem quarzitischere Lagen mit biotitreicherem abwechseln, was jedoch keine auf den Kontakt beschränkte Erscheinung ist, sondern in den südlicheren Partien des Gneises eher noch deutlicher hervortritt.

Der Hüenerstockgneis ist schon mehrfach als *Orthogneis* bezeichnet worden. W. OBERHOLZER (1955) z. B. vermutet, dass dieser Orthogneis den südlich angrenzenden, von ihm als Injektions- und Mischgneis bezeichneten Soresciagneis bei der Intrusion durch Stoffzufuhr beeinflusst haben soll. Hierzu ist zu sagen, dass im untersuchten Gebiet keine direkten strukturellen Anzeichen gefunden werden können, dass jemals eine mobile Phase vom Hüenerstockgneis in den Soresciagneis eingedrungen ist (vgl. S. 313).

2. Soresciagneis (Tab. 1, Nr. 2)

Der von K. VON FRITSCH (1873) nach der Alpe di Sorescia am St.-Gotthardpass benannte Gneis wurde erstmals von P. WAINDZIOK (1906) an der Gotthardstrasse petrographisch untersucht und beschrieben. Er ist allerdings dort sehr schmal und wird nach Osten und Westen bedeutend mächtiger. Wie der Gurschengneis im Norden, dem er petrographisch recht ähnlich ist, besitzt er eine weite Ausdehnung über einen grossen Teil des Gotthardmassivs, wobei er im Gegensatz zu jenem im Norden und im Süden scharf abgegrenzt ist.

A. BESCHREIBUNG

Westlich des St.-Gotthardpasses bildet der Soresciagneis einen einheitlichen, bis nach Ladstafel im Äginental (671,4/147,7) reichenden Gesteinskomplex wechselnder Mächtigkeit, der ähnlich dem Hüenerstockgneis vom Rotondogranit in zwei Teilstücke geschnitten wird. Westlich von Ladstafel tritt er nur noch in zwei schmalen, zusammenhangslosen Paketen auf, die sich im Längtal (670/147) und am Kummenhorn (682,4/142,0) zwischen den Streifengneiskomplex des westlichen Gotthardmassivs und die Nufenenmulde einschieben. Die Zone wurde dort von W. OBERHOLZER (1955) teils als Paragneis, teils als Mischgneis kar-

tiert. Das einheitliche, dem Vorkommen am St.-Gotthardpass sehr ähnliche Gestein darf aber ohne Zweifel zum Soresciagneis gezählt werden (Fig. 3).

Auch östlich des St.-Gotthardpasses besitzt der Soresciagneis eine weite Verbreitung und setzt sich bis zum Lukmanierpass fort (vgl. R. STEIGER).

Es ist für das bezüglich Struktur und Textur dem Hüenerstockgneis sehr ähnliche Gestein charakteristisch, dass es sein Aussehen und seine Beschaffenheit über weite Distanzen nicht ändert. Der Gneis ist im Handstück und im Dünnschliff in der Nähe des Nufenenpasses von den Vorkommen am St.-Gotthardpass oder östlich davon kaum zu unterscheiden.

Strukturell und in der Variation des Mineralbestandes ist der Soresciagneis etwas abwechslungsreicher als der Hüenerstockgneis. Er kann in verschiedene Typen unterteilt werden, die aber unter sich nicht abgrenzbar sind und keine systematisch verfolgbare Verbreitung haben.

1. Ein monoschematischer Biotit-Albitgneis mit lagiger, streifiger Textur bildet den Normaltyp als die stark überwiegende Hauptmasse. Muskowit-Serizit ist gelegentlich vorhanden, aber stets in geringeren Mengen als Biotit. Kalifeldspat tritt nur sporadisch auf mit einem Anteil von weniger als 5% (in seltenen Fällen bis 20%). Der Feldspatgehalt des Gneises kann zugunsten von Quarz und Glimmer stark zurückgehen (bis auf 10%).

2. In diese Hauptmasse sind vor allem in der südlichen Hälfte gegen die Pratoserie hin vereinzelt stromatitische Partien eingelagert, indem weisse, etwa 5 bis 50 Zentimeter breite quarzitische Bänder mit biotitreicherem Normaltyp wechsellagern. Das Gefüge dieser weissen Bändchen enthält einen Albit-, Glimmer- und Epidotanteil von zusammen oft weniger als 10%.

3. Die zentrale Region des Soresciagneises führt vereinzelte, etwa 100 Meter breite, ophtalmitische Partien, d. h. Partien mit etwa 5 bis 10 Zentimeter grossen, vorwiegend aus Feldspat bestehenden Augen. Das Vorkommen dieser Augen ist auf Gneise mit grossem Feldspatanteil beschränkt, die meist auch Mikroklin führen, im übrigen aber vom Normaltyp nicht stark abweichen.

Mikroskopisch bestehen die Augen aus etwa 70% Alkalifeldspäten und etwa 30% Quarz, und zwar aus einem feinen Gemenge von ganz kleinen abgerundeten Körnern von etwa 0,01 bis 0,03 mm Durchmesser, die offenbar das Resultat einer durchgreifenden Kataklase sind. Die linsenartige, ausgeschwänzte Form der Augen spricht ebenfalls für starke mechanische Beanspruchung und Deformation.

Aus dem feinkörnigen Trümmergefüge sind durch ausgedehnte Sammelkristallisation grosse Quarz-, Albit- und Kalifeldspatporphyroblasten mit extrem xenomorpher Gestalt gewachsen. Die Feldspatporphyroblasten sind vollständig durchsetzt von vielen Einschlüssen, die noch zum alten Gefüge gehören und ihre Ränder umwachsen ganze Bruchstücke desselben. Häufig durchdringen sich die einzelnen Blasten gegenseitig (Symplektite). Das Volumen der Einschlüsse beträgt mehr als die Hälfte des Gesamtvolumens eines Blasten. Stark verfingerte Quarzblasten können in einem Feldspatkristall vollständig eingeschlossen sein.

Die *Feldspäte* sind kaum zersetzt. *Albit* ist oft schachbrettartig verzwillingt. *Kalifeldspat* ist nicht verzwillingt. Unter dem Mikroskop ist häufig keine perthitische Entmischung zu sehen.

Zwischen Albit und Kalifeldspat besteht eine eigenartige Koppelung. Obwohl Kalifeldspat auch selbständige Blasten entwickeln kann, findet er sich sehr häufig im Kern von Albitblasten, wobei beide Feldspäte dieselbe kristallographische Orientierung aufweisen. Die Form des eingeschlossenen Kalifeldspats ist xenomorph und erinnert an Lachen und Spritzer. Vermutlich sind ursprüngliche Kalifeldspatblasten nachträglich von Albit verdrängt worden (zum Teil ohne Schachbrettalbitbildung). — Andere Augen führen keinen Kalifeldspat.

Der durch Blastese neugebildete Quarz ist ärmer an Einschlüssen als die Feldspäte und meist etwas kleiner, aber dennoch in ganz ähnlicher Weise symplektisch verfingert wie jener.

Biotit und *Serizit* sind in den Augen nur spärlich vertreten. Beide sind ganz klein und eigenartig gerundet wie Tropfenquarze. Sie sind wahrscheinlich keine Neubildungen. Serizit gehört zum alten Trümmergefüge und ist nicht durch Zersetzung aus den Albitblasten entstanden.

In den Augen des Soresciagneises sind Übergänge da zwischen beginnender Blastese und nahezu vollständig rekristallisierten Augen, die sich aus grossen, idiomorphen, mehr oder weniger einschlissfreien Feldspat- und Quarzporphyroblasten zusammensetzen, aber meist noch kleine Bereiche einer wahrscheinlich älteren Trümmerstruktur in sich schliessen. Zwischen Augen und Nebenpartien besteht nicht immer eine scharfe Grenze. Die Porphyroblasten des Auges greifen zum Teil über dessen Begrenzung hinaus, so dass sich eine innige Verwachsung mit dem Gefüge des Normalgneises ergibt.

Am Banchiweg¹⁰⁾ (686,4/155,3) und an der Gotthardstrasse grenzt eine unter 3. beschriebene ophtalmitische Zone direkt an den Südrand des Rotondogranits. Dies hat P. WAINDZIOK (1906) und L. HEZNER (1909) veranlasst, darin das Zeugnis einer granitischen Injektion zu sehen. Das Auftreten der Augen am Kontakt ist aber nur zufällig, weil am St.-Gotthardpass der nördliche, augenfreie Teil des Soresciagneises vom Rotondogranit abgeschnitten ist. Weiter im Westen führt der Gneis am Granitkontakt fast durchwegs keine Augen, während solche z. B. am Nufenenpass weitab vom Granit vorhanden sind. Die Augen sind älter als die mit dem Rotondogranit in Beziehung stehenden Spalten-

¹⁰⁾ Name der von Ospizio (686,5/156,6) über den Westhang von Val Tremola nach Alpe di Fieud (686/154) führenden Militärstrasse.

füllungen aus granitaplitischem Material (S. 266). Ein stofflicher Zusammenhang mit diesen ist nicht ersichtlich (S. 315).

Ganz selten finden sich im Soresciagneis 50 bis 100 Zentimeter mächtige Pegmatite. Sie sind auf die südlichsten Schichten beschränkt und stammen vermutlich aus der angrenzenden Pratoserie, die zahllose Pegmatitgänge führt. Sie stellen Spaltenfüllungen dar, die scharf begrenzt sind und keine stoffliche Beziehung mit dem Gefüge des Nebengesteins aufweisen. Sie wurden nachträglich mechanisch beansprucht und sind darum linsenartig ausgequetscht.

b) KONTAKT ZUR PRATOSERIE

Als Grenzlinie zwischen Soresciagneis und Pratoserie soll das erste Auftreten von *Hornblende* in Form von Amphibolit- und Hornblendeschieferbändern gelten. Dem Soresciagneis ähnliche Biotitgneise finden sich freilich auch noch südlich davon und sind überhaupt über die ganze Pratoserie hin verbreitet. Immerhin ist das Einsetzen der Hornblendegesteine ziemlich unvermittelt und berechtigt zu einer scharfen Grenzziehung. Nach einer Übergangszone von etwa 30 Metern folgt südlich ein eigentlicher Amphibolitzug.

Mit dem Einsetzen der nördlichsten Schichten der Pratoserie geht auch ein Wechsel in der Lagerung vor sich. Während Hüenerstockgneis und Soresciagneis abgesehen von lokalen, kleinen Wellungen und von durch die Platznahme des Rotondogranits bedingten Verbiegungen einfach gelagert sind, ist die Pratoserie sehr stark verformt und verfaltet. Bereits am Kontakt wurden die 10 bis 50 Zentimeter breiten Amphibolitbänderchen durch Bewegungen in der Texturfläche und senkrecht dazu zu einzelnen Linsen und Paketen verschert.

3. Pratoserie

Die Pratoserie — benannt nach der Alpe di Prato westlich von Ronco (680,5/150,5) — ist das grösste und mannigfältigste Glied der Cavannaserie und steht in ihrer strukturellen und texturellen Entwicklung innerhalb des Gotthardmassivs wohl einzigartig da. Die Wechsellagerung und Verfaltung der einzelnen Gesteinstypen ist derart intensiv, dass es kaum gelingt, eine exakte stratigraphische Aufteilung oder ein genaues Abgrenzen einzelner Schichtpakete vorzunehmen.

In der Umgebung des St.-Gotthardpasses hat L. HEZNER (1909) die Gesteine der Pratoserie, die dort vor allem als Amphibolite und Hornblendeschiefer vorkommen, zur Tremolaserie gezählt. Es handelt sich nach ihr um alpin dislokationsmeta-

morphe Sedimente ohne Injektions- oder Kontaktmetamorphose. Die Abtrennung der Pratoserie von der Tremolaserie wird später begründet (S. 319).

Am Nufenenpass umfasst die Pratoserie hauptsächlich Glimmer-Alkalifeldspatgneise und ist gleichbedeutend mit der „südlichen Gneisserie“, deren Name und erste petrographische Bearbeitung von R. EICHENBERGER (1924) stammt. Die „südliche Gneisserie“ wurde als prätriadisch metamorphe, stark injizierte Paragesteinsserie in Wechsellagerung mit Orthogneispartien bezeichnet, eine Ansicht, die von W. OBERHOLZER (1955) übernommen wurde.

Strukturell handelt es sich bei den Gesteinen der Pratoserie um Chorismite, die im Feld ein vielgestaltiges und abwechslungsreiches Bild darbieten. Mehr oder weniger einfach gelagerte oder intensiv verformte Stromatite herrschen am meisten vor. Daneben gibt es auch Nebulite und vereinzelt Merismite. Gelegentlich sind homogenere, nahezu monoschematische Gesteine dazwischen eingelagert und durch Übergangsvarianten mit den Chorismiten verbunden.

Es sei vorweggenommen, dass *zweierlei Bewegungssysteme* die Pratoserie charakterisieren: Das erste liegt in den *Bewegungen, Verbiegungen und Verformungen* vor, die im Zusammenhang mit der Stoffmobilisation und Pegmatitbildung stattfand (S. 309) und zur differenzierten Struktur der grobgemengten Gesteine beitrug. Das zweite bilden die zahlreichen nachträglichen *Verfaltungen* (vorwiegend im westlichen Teil der Pratoserie) mit Faltenachsen, die parallel zur Glimmerstriemung ausgerichtet sind (S. 306).

A. GLIEDERUNG UND VERBREITUNG

Der petrographische Aufbau der Pratoserie gestattet eine Dreiteilung, die jedoch auf keinen systematischen Unterschieden beruht und deshalb auch keine scharfe Grenzziehung ermöglicht. Alle Gesteinstypen kommen überall vor, allerdings nicht in derselben Häufung.

a) Nördlicher Amphibolitzug

Er ist vorwiegend aus Amphiboliten und Hornblendeschiefern formiert und bildet die südliche Begrenzung des Soresciagneises. In unterschiedlicher Wechsellagerung schalten sich im Querprofil Biotitgneis- oder besonders gegen Süden Glimmer-Alkalifeldspatgneispakete von einigen Metern Mächtigkeit ein. An der südlichen Grenze geht der Amphibolitzug allmählich in die mittlere, amphibolitfreie Zone über, indem die hornblendeführenden Gesteinspartien schmächtiger werden, im Streichen ausschwänzen und weiter südlich nur noch sporadisch als höchstens meterbreite Linsen in den Glimmergneisen vorkommen.

Die hornblendeführenden Komplexe setzen sich aus zentimeter- bis dezimeterbreiten Schichtchen zusammen, die teils vorwiegend aus dunklen, dann wieder fast nur aus hellen Gemengteilen bestehen (Bänderamphibolite). Daneben treten auch 10 bis 50 Meter mächtige, monoschematische Amphibolitlagen auf. An vielen Stellen durchschwärmen etwa 50 Zentimeter bis 5 Meter dicke, praktisch konkordant verlaufende Pegmatite die Schichten. Die Gänge sind durch mechanische Bewegungen verschert, linsenartig ausgequetscht oder in Falten gelegt.

Der nördliche Amphibolitzug verläuft in unveränderter Mächtigkeit und ohne faziellen Wechsel vom St.-Gotthardpass nach Westen, bis er im Äginental unter den Alluvionen verschwindet. Zwischen Piode Borel (680,4/151,2) und Ponzione di Moniò (676,7/149,5) wird er vom Rotondogranit in zwei Teile geschnitten. Das westliche Ende bildet ohne Zweifel die direkte Fortsetzung des östlichen. An beiden Berührungsstellen mit dem Granit sind schöne Eruptivkontakte aufgeschlossen. Vom St.-Gotthardpass zieht sich der Amphibolitzug noch mehrere Kilometer nach Osten (vgl. R. STEIGER).

b) Mittlere Gneiszone

Südlich des nördlichen Amphibolitzuges schaltet sich an der Gotthardstrasse eine schmale, kaum 100 Meter breite, mehr oder weniger hornblendefreie Gneisschicht ein, die nach Westen breiter wird und bei Riale delle Pecore (677/148) eine Mächtigkeit von anderthalb Kilometern erreicht.

An der Gotthardstrasse und am Banchiweg ist dieser letzte Ausläufer der „südlichen Gneisserie“ R. EICHENBERGERS (1924) bis heute kaum beachtet worden. Er kann aber recht deutlich als nahezu hornblendefreie Partie von den bedeutend mächtigeren Amphibolitzügen abgetrennt werden. Die Zone bietet sich als einfach gelagerte Stromatitserie dar, deren Komponenten helle, feinkörnige Gneise, die praktisch nur aus Feldspat und Quarz bestehen, dunkle Biotitschiefer oder zahlreiche Übergangsglieder, wie biotitreiche Gneise, feldspatführende Schiefer usf. sind. Die Dicke der Komponenten schwankt zwischen wenigen Zentimetern und etwa einem Meter. Homogene Gneispakete von mehreren Metern Mächtigkeit sind selten.

Schön geschwungene *Faltenbögen* sind in der Umgebung des St.-Gotthardpasses nicht anzutreffen. Die mechanischen Bewegungen fanden hauptsächlich parallel zur Texturfläche statt und sind an den zahlreichen linsenartigen Ausquetschungen, an den Ausschwätzungen und Zerrungen erkennbar. Die unregelmässigen Verformungen und Verbiegungen der Schichten verunmöglichen das exakte Ermitteln der Streichrichtung und die Verfolgung eines Horizonts über grössere Distanzen.

Das Bachprofil von Riale di Ronco und der Bergsturzanziss von Alpe di Prato (680,6/151,8) gestatten die schönsten Einblicke in den komplexen Bau der Pratoserie. Die Lokalitäten liegen etwa in der Mitte zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass und decken als Zwischenglieder den faziellen Wechsel auf, der in der Serie von Osten nach Westen langsam vor sich geht. Wohl sind die Gesteine des Gotthardprofils in ähnlichem Ausmass und Beschaffenheit ebenfalls da; nördlich und südlich haben sich jedoch neue Komplexe hinzugesellt, die weiter östlich eindeutig fehlen. Es handelt sich um mehr oder weniger monoschematische Glimmer-Albitgneise mit sporadisch recht zahlreicher Granatführung (Tab. 1, Nr. 5). Im nördlichen Teil treten zudem noch Glimmer-Alkalifeldspatgneise auf (Tab. 1, Nr. 3), die bezüglich Mineralgehalt an den Hüenerstockgneis erinnern, jedoch unruhiger gelagert sind. Zwischen diesen homogenen, etwa 20 bis 50 Meter mächtigen Partien stösst man immer wieder auf typische, stark gegliederte Stromatitserien. Etwas häufiger als an der Gotthardstrasse finden sich von Zeit zu Zeit Ansammlungen von Amphibolit- und Hornblendeschiefer-Bändern und -Linsen, die freilich so diffus zerstreut sind, dass sie nicht zu Amphibolitzügen zusammengefass werden können.

Pegmatitische Gänge und Schlieren in allen Grössen sind hier viel zahlreicher als am St.-Gotthardpass. Sie schwanken in ihrer Breite von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern und machen entweder die Verbiegungen der Gneise konkordant mit oder durchschlagen sie etwas diskordant. Sie haben teils scharfe Kontakte zum angrenzenden Gneis, teils verlieren sie sich diffus im Gefüge des Nebengesteins. Die grösseren Gänge dehnen sich nie weit aus, sondern werden nach kurzen Strecken ausgequetscht.

Die im Gesteinsmaterial heute sich abbildenden Verformungen müssen beträchtlich gewesen sein. Helle Alkalifeldspatgneise fliessen um Schollen und Linsen herum, die aus Biotitschiefer oder Hornblendegesteinen bestehen, und an deren Enden verschmelzen sie sich wieder. An vielen Stellen tritt eine ganz unregelmässige *Fältelung* mit Amplituden von einigen Dezimetern auf.

Zwischen Moniò di sopra (677,8/148,7) und Nufenenpass treten die fein gegliederten Stromatite etwas zurück und machen einer weitläufigeren Wechsellagerung von 50 bis 100 Meter mächtigen Gneispaketen Platz, die nach quantitativem Mineralbestand vielen Stromatitkomponenten entsprechen. Grössere, annähernd monoschematische Partien erinnern wegen ihrer bedeutenden Mikroklinführung an den Hüenerstockgneis.

W. OBERHOLZER (1955, Karte) hat einen derartigen Komplex am Nufenenpass (672,7/147,3) als „Orthogneis“ kartiert. Immerhin ist auch diese Partie von Stroma-titgneisen und Glimmerschiefern durchsetzt. Es gelingt kaum, einheitlich strukturierte Gebiete kartographisch zusammenzufassen. Auf eine weitere Gliederung der mittleren Gneiszone der Pratoserie ist in dieser Arbeit verzichtet worden, da sie doch nur auf Zufälligkeiten beruhen würde.

Zwischen die Glimmergneise schieben sich von Zeit zu Zeit Lagen von hornblendeführenden Gesteinen, die nach wenigen Metern auskeilen und keine zusammenhängende Züge formieren.

Die Anzahl der *Pegmatite* hat im Vergleich zum Osten nochmals zugenommen. Konkordant gelagerte pegmatitische Lagen mit diffuser Begrenzung sind häufiger als eigentliche Gänge. Ein zentraler Horizont der mittleren Gneiszone der Pratoserie muss als Herd der Pegmatite gelten, von wo aus die Gänge nach Norden und Süden ausschwärmen und mit grösserer Entfernung an der Zahl abnehmen.

Die mittlere Gneiszone ist zwischen Moniò di sopra und Nufenenpass in unzählige *Falten* gelegt. Auf dem Nufenenpass kann man eine grosse Falte mit nahezu senkrechtem Achsialfallen studieren, deren Südschenkel eine Ausdehnung von etwas mehr als anderthalb Kilometern hat und deren Nordschenkel von der Scheitelhöhe weg abgeschnitten ist. Die Scheitelpartie der Falte zeigt zahllose kleine Sekundärfalten. Neben dieser Grossfalte gibt es noch viele kleinere Verfaltungen mit Amplituden-grössen von etwa 1 bis 100 Metern, wobei wiederum Schenkel und vor allem Scheitel in kleinere Faltenbogen gelegt sind.

Der grösste Teil der Faltenachsen verläuft parallel zur Glimmerstriemung der Gneise (vgl. S. 306). Er ist offenbar in derselben Deformationsphase entstanden. Ob sich daneben noch ein weiteres, jüngeres oder älteres Faltensystem mit anders gelagerten Achsen aufdecken liesse, ist schwer zu beantworten (über ältere Faltenachsen in Hornblendegesteinen vgl. S. 296 und 303). Trotz den weit über 1000 Streichmessungen gelang es nicht, die Mechanik der Pratoserie vollständig aufzuklären.

Der allmähliche Fazieswechsel der mittleren Gneiszone der Pratoserie zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass ergibt sich weniger durch ein Ändern der Schichten selbst, als vielmehr durch die zunehmende Verfaltung und die immer mehr überhandnehmende Anzahl der Pegmatite von Osten nach Westen.

c) Südlicher Amphibolitzug

Als südlichster Abschnitt der Cavannaserie schliesst er nördlich an die Tremolaserie an. Er ist etwas mächtiger als der nördliche Amphibolit-

zug, im übrigen jedoch ganz ähnlich beschaffen. Die stromatitische Struktur der hornblendeführenden Schichten und die häufigen Einlagerungen von Glimmergneisen sind hier wie dort charakteristisch. Auch in diesem Abschnitt kommen einzelne Pegmatitgänge und -linsen in derselben Lagerung vor wie im nördlichen Zug.

Die nördliche Begrenzung zur mittleren Gneiszone der Pratoserie ist recht undeutlich. Die Einschaltungen von Glimmergneisen werden gegen Norden immer zahlreicher und die hornblendeführenden Schichten verlieren sich.

Der südliche Amphibolitzug dreht sich mit zunehmender Entfernung vom St.-Gotthardpass nach Westen in südlicher Richtung ab, bedingt durch das Anschwellen der mittleren Gneiszone. Zwischen Ronco und All'Acqua verschwindet er bei unveränderter Mächtigkeit und Struktur in der Sohle des Bedrettotals unter Trias und Bedrettomulde. Östlich des St.-Gotthardpasses dürfte der Amphibolitzug bald zwischen Tremolaserie und nördlicheren Schichten auskeilen (diskordantes Auflagern der Tremolaserie).

Zwischen Riale delle Pecore (676,6/149,0) und Val Prosa (675,9/148,2) schaltet sich noch ein dritter Amphibolitzug ein.

B. DIE GESTEINE DER PRATOSERIE

Die Beschreibung beschränkt sich auf die häufigsten Gesteinstypen, die in Tabelle 1 zusammengestellt sind.

Lagige bis flaserige Glimmer-Alkalifeldspatgneise mit grossen Mikroklinen (Tab. 1, Nr. 3)

Es handelt sich um etwa 50 Meter mächtige, monoschematische Pakete, die zwischen Riale di Ronco (680,7/151,0) und Nufenenpass vorkommen und dem Hüenerstockgneis recht ähnlich sind. Die relativ grobkörnigen, etwa fünf Millimeter breiten, aus Quarz und Feldspat bestehenden Lagen sind durch Glimmerhäute getrennt.

Feinlagige Glimmer-Alkalifeldspatgneise (Tab. 1, Nr. 4)

Sie besitzen als helle Komponenten der Stromatitgneise eine weite Verbreitung. Trotz ihrer Häufigkeit gehen die einzelnen Partien in der Breite kaum über 5—10 Meter hinaus. Im Gegensatz zu Nr. 3 tritt Mikroklin an Grösse stark zurück und ist zudem nachträglich in bedeutendem Mass durch Schachbrettalbit (S. 294) ersetzt worden. Quarz und Feldspat bilden feine, etwa 1 bis 2 Millimeter breite Lagen, die oft etwas verschwommen sind, weil die Glimmer nicht nur sich zu Häuten und Schichtchen ordnen, sondern auch diffus im Gefüge verteilt sind.

Tabelle 1. Mineralbestand der Gesteine der Cavanaserie

Die in Volumenprozenten angegebenen Variationsbreiten umgrenzen die Schwerpunkte der vorgenommenen Unterteilung.
Die relativ wenig häufigen Zwischenglieder sind nicht berücksichtigt.

	Quarz	Kali-feldspat	Plagioklas	Mus-kowit	Biotit	Horn-blende	Epidot	Kar-bonat	Granat
1 <i>Hüenerstockgneis</i>	20—35	15—25	15—25 (2—5)	15—25 (2—5)	2—10			1—3	
2 <i>Soresciadgneis</i>	30—70	0—10	5—25 (2—7)	0—20	10—30		0—10	0—10	0—1
<i>Protoserie</i>									
3 <i>Glimmergneise</i>	25—35	20—35	20—30 (2—5)	20—30 (2—5)	5—10	5—10	5—10		
4 <i>Feinlagige Glimmer-Alkali-feldspatgneise</i>	30—40	5—20	30—50*	30—50*	5—15	5—15	2—5		
5 <i>Granatführende Glimmer-Albitgneise und -schiefer</i>	25—45		5—30*	5—30*	25—45	10—20		2—4	
6 <i>Glimmerarne Albitgneise aplitischer Zusammensetzung</i>	15—30	0—3	0—6	0—6	0—10	5—10			
7 <i>Epidot- und karbonatführende Biotitgneise</i>	25—40		20—35 (2—15)	20—35 (2—15)	15—25	15—25	0—10	0—10	
8 <i>Glimmergneisquarze</i>	50—90		3—20 (um 2)	3—20 (um 2)	5—15	5—15			
9 <i>Biotitschiefer mit Quarz, Epidot und Karbonat</i>	10—20		2—5 (20—25)	2—5 (20—25)	50—65	50—65	10—20	5—10	
10 <i>Pegmatite</i>	10—30	0—25	30—80*	30—80*	0—5				
11 <i>Amphibolite und Hornblende-schiefer</i>	0—30		(0—40) (20—40)	(0—40) (20—40)	0—40	40—80	0—45	0—5	0—25
12 <i>Serpentin-Talkgesteine</i>			bis 80 Serpentin, Talk oder (und) aktinolithische Hornblende; 0—20 Karbonat (oft Magnesit)						

*) inkl. Schachlbrettmalbit

Granatführende Glimmer-Albitgneise und Glimmerschiefer (Tab. 1, Nr. 5)

Die besonders im westlichen Teil der Pratoserie häufigen, relativ feldspatarmen Gesteine mit grossen Muskowiten und Granaten und einer fein gewellten Textur schieben sich als 10—100 Meter breite, monoschematische Lagen zwischen die Stomatitgneise ein. Die für Nr. 3 typische Lagertextur ist hier stark abgeschwächt. Albit zeigt eine Tendenz zur Porphyroblastenbildung; mehrere Albitporphyroblasten schliessen sich häufig zu kleinen Augen zusammen.

Glimmerarme Albitgneise aplitischer Zusammensetzung (Tab. 1, Nr. 6)

Diese feinkörnigen Gesteine kommen als 10—50 Zentimeter breite Schichten in den Stomatiten vor. Ihre Lagerung ist mehr oder weniger konkordant und ihre Begrenzung zu den anliegenden Glimmergneisen und Biotitschiefern manchmal millimeterscharf, manchmal ganz diffus (zu den Hornblendegesteinen immer scharf).

Epidot- und karbonatführende Biot-Albitgneise (Tab. 1, Nr. 7)

Derartige Gesteine bilden die dunkleren Lagen der Pratoserie-Stomatitgneise oder grössere Zwischenlagen bei den hornblendeführenden Gesteinstypen der Amphibolitzüge. Bezuglich Mineralbestand sind sie den granatführenden Gneisen und Schiefern (Nr. 5) ähnlich. Sie haben jedoch eine feinkörnigere Struktur als jene und einen bedeutend geringeren Muskowitzgehalt. Die Gneise stellen ein Übergangsglied von Nr. 6 nach Nr. 9 dar und sind in der stromatitischen Wechsllagerung häufig diesen Typen benachbart.

Glimmergneisquarzite und Quarzite (Tab. 1, Nr. 8)

Die Glimmergneisquarzite formieren zentimeter- bis dezimeterbreite Zwischenlagen bei den hornblendeführenden Gesteinen, z. B. als helle Teile von Bänderamphiboliten, oder sie sind Teilglieder bei der stromatitischen Wechsllagerung von Glimmergneisen und Glimmerschiefern. Sie bauen keine selbständige, monoschematische Gesteinspartien auf. Ihr Gefüge ist feinkörnig und besteht nicht selten nahezu nur aus Quarz.

Biotitschiefer mit Quarz, Epidot und Karbonat (Tab. 1, Nr. 9)

Es handelt sich um ein stark verbreitetes Glied in den Stomatitserien, das aber nur in dezimeterbreiten Schichten und Linsen vorkommt und nie grössere, einheitliche Partien bildet. Die Biotitschiefer stellen das Gegenstück zu den glimmerarmen Albit- und Alkalifeldspatgneisen (Nr. 4 und 5) dar, während die Grosszahl der übrigen hornblendefreien

Gesteinstypen der Pratoserie bezüglich Mineralführung Übergangsglieder zwischen den beiden sind. Sie grenzen oft millimeterscharf an glimmerarme Gneise und sind mit diesen verbogen und verfaltet. Sie verhalten sich im Gegensatz zu jenen passiv, indem die hellen, feldspatreichen Glieder um sie herum fliessen oder durch sie hindurchdringen und sie in Schwänze und Linsen zerteilen.

Pegmatite (Tab. I, Nr. 10)

Die Pegmatite liegen im Gesteinsverband in der folgenden Ausbildung vor:

1. Als meterbreite, schwach diskordante Gänge mit Längen von 10 bis 100 Metern.
2. Als 10 Zentimeter bis 1 Meter dicke und etwa 50 Zentimeter bis 2 Meter lange, konkordant gelagerte Linsen.
3. Als Augen, Schlieren und Lagen in der Grösse von etwa 10 Zentimetern, die das Gestein oft scharenweise durchschwärmen.

In den *Glimmergneisen* ist die Grosszahl der pegmatitischen Partien eng mit dem Gefüge des Nebengesteins verwachsen. Der Übergang von Pegmatit zu Gneis ist allmählich und verschwommen. Die in den Gneisen ohnehin meist porphyroblastisch ausgebildeten Feldspäte werden grösser und zahlreicher, schliessen sich unter Verdrängung von Quarz und Glimmer zu Nestern, Augen, Zeilen und Lagen zusammen, aus welchen gangförmige, linsenförmige oder schlierenförmige pegmatitische Bereiche von einigen Zentimetern bis einigen Metern Dicke herauswachsen. Oft durchziehen derartige diffus begrenzte Pegmatite die Gneise etwas diskordant, wobei sich nebulitische oder merismitische Strukturbilder ergeben.

In den *hornblendeführenden Gesteinen* sind die Pegmatite nur als meterbreite Gänge vorhanden und randlich scharf begrenzt.

Die *Feldspäte* der Pegmatite sind sehr wechselreich. Sie gestatten eine Dreiteilung in

1. Pegmatite, die grosse, idiomorphe Kalifeldspäte führen. Sie sind ausgesprochen selten.
2. Pegmatite, die früher einmal einen bedeutenden Kalifeldspatanteil enthielten. Der Anteil ist jedoch nachträglich zu schachbrettartig verzwillingtem Albit umgesetzt worden. Diese Gruppe ist am stärksten vertreten.
3. Pegmatite, die von jeher nur Natronfeldspäte führten. Sie sind recht häufig zu finden.

Alle Pegmatite weisen einen gewöhnlich verzwillingten Natronfeldspat mit etlichem Anorthitgehalt (6—13%, in Ausnahmefällen bis 40%) auf, während Schachbrettalbit (anorthitfrei) in der 3. Gruppe fehlt.

Hornblendeführende Quarz-Epidotbiotitschiefer

Diese stark verbreitete Gruppe umfasst die Übergangsglieder zwischen den Epidotbiotitschiefern (9) und den Amphiboliten und Hornblendeschiefern (11). Obwohl ihre quantitative Mineralführung recht variabel ist, sehen die einzelnen Glieder im Feld und im Handstück ähnlich aus.

Der *Hornblendeanteil* (0—30%) tritt in den Epidotbiotitschiefern in der Regel an die Stelle des Karbonatgehaltes. In vielen Fällen beträgt die Hornblendekonzentration nur wenige Volumenprozent und kann dann von Auge kaum wahrgenommen werden.

Amphibolite und Hornblendeschiefer (Tab. 1, Nr. 11)

Die Amphibolite und Hornblendeschiefer zeigen bezüglich Mineralbestand eine grosse Variationsbreite und Mannigfaltigkeit. Als vorherrschende Glieder der Amphibolitzüge und als weit verstreute Einlagerungen in der mittleren Gneiszone stellen sie einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Pratoserie dar. Es gelingt allerdings nicht, eine sich nach der Mineralführung richtende Unterteilung der Amphibolite und Hornblendeschiefer stratigraphisch auszuwerten. Alle Typen kommen überall und regellos vor, häufig in inniger Wechsellagerung. Man kann die Hornblendegesteine der Pratoserie in folgende Typen unterteilen (geordnet nach ihrer Häufigkeit):

1. Epidot-Biotitamphibolite (Biotit- und Epidotgehalt je um 10—20%);
2. Gewöhnliche Amphibolite (nahezu biotitfrei);
3. Biotitamphibolite (nahezu epidotfrei);
4. Quarz-Hornblendeschiefer (nahezu feldspatfrei);
5. Epidot-Hornblendeschiefer (nahezu feldspatfrei);
6. Epidotamphibolite (biotitfrei);
7. Hornblende-Epidotschiefer (Epidotgehalt um 40—50%);
8. Biotit-Hornblendeschiefer (nahezu quarz- und feldspatfrei);
9. Granat-Hornblendeschiefer (Granatgehalt bis 25%, selten).

Trotz der variablen Mineralführung sehen die einzelnen Glieder im Feld und im Handstück sehr ähnlich aus. Sie sind in Farbe, Lagerung, Struktur und Textur recht einheitlich. Zwischen den Typen kommen viele Übergangsglieder vor.

Die Amphibolite (Feldspatgehalt 10—30%) lassen sich von den Hornblendeschiefern (nahezu feldspatfrei) nicht abtrennen, denn die

Feldspatauführung der Hornblendegesteine ist wechselreich. Äusserlich einheitlich erscheinende Amphibolite weisen immer wieder zentimeter- bis dezimeterbreite Lagen auf, die praktisch feldspatfrei sind, hingegen entsprechend mehr Quarz führen.

Die Amphibolite und Hornblendeschiefer liegen im Gesteinsverband der Pratoserie in drei verschiedenen Bauelementen vor:

1. Als monoschematische Partien von mehreren Metern Mächtigkeit.
2. Als Stromatitserien, in welchen hornblendereiche, Zentimeter bis Dezimeter mächtige Schichten die Hauptkomponenten darstellen und mit hellen, hornblendefreien Schichten wechsellagern (Bänderamphibolite).
3. Als spärliche, mehrheitlich linsen-, seltener lagenförmige Einlagerungen in Stromatitserien, die nur aus hornblendefreien Glimmergneisen bestehen.

Die mehrere Meter mächtigen, von Auge monoschematisch erscheinenden Amphibolitpartien erweisen sich unter dem Mikroskop oft als Stromatite (lagenweise Variation des Quarz-, Feldspat- und Epidotgehaltes).

In ihrer Lagerung zeigen die Hornblendegesteine eine enge Verwandtschaft mit den Biotitschiefern (9). Feldspatreiche Gneise fliessen um Amphibolit- und Hornblendeschieferlinsen herum oder durchschlagen diese, indem sie die Linsen in weitere Teillinsen zerlegen. Die Texturflächen derartiger Linsen sind verfaltet und verbogen oder im Vergleich zur relativ ruhigen Textur der benachbarten Gneise abgedreht und quer gestellt.

Hornblendegneise

Leukokratische Hornblendegneise, d. h. Gesteinstypen mit etwa 10—20% Hornblende und einem vorwiegend aus Quarz und Feldspat zusammengesetzten Rest sind unter den Gesteinen der Pratoserie sehr selten. Während Amphibolite und Hornblendeschiefer durch zahlreiche Zwischenglieder mit den Biotitschiefern eng verbunden sind, fehlen derartige Übergänge zu den feldspatreichen Gneisen. Im Gegensatz zu den Biotitschiefern und Glimmergneisen, zwischen welchen sehr häufig diffuse Wechsel vor sich gehen, indem die Feldspäte grösser werden, zu Porphyroblasten wachsen, sich zu Augen zusammenschliessen und Biotit allmählich verdrängen, sind Gneis und Hornblendegestein fast stets durch scharfe Grenzen getrennt.

Die *Hornblende* hat in den wenigen Hornblendegneisvorkommen eine

deutliche Tendenz zur Porphyroblastenbildung¹¹⁾ mit Grössen bis zu 10 Zentimetern. Die Hornblendestengel liegen ausschliesslich in der Texturfläche. Das Mineral zeigt hier fortgeschrittenere Zersetzungsscheinungen als in den hornblendereicheren Gesteinen. Biotit ist ein nie fehlender Hauptgemengteil. Auffallend ist oft der hohe Prozentsatz von Chlorit, der vielleicht nicht ausschliesslich sekundär durch Zersetzung von Biotit entstanden sein dürfte. Wie in allen hornblende führenden Gesteinen der Pratoserie fehlt auch in den Hornblendegneisen Muskowit-Serizit.

Serpentin-Talklinsen (Tab. 1, Nr. 12)

a) Beschreibung

Ähnlich wie andere grosse Paragneiszonen des Gotthardmassivs führt auch die Cavannaserie mehrere Serpentinstöcke. Diese Stöcke sind freilich viel kleiner als etwa die Vorkommen im Gurschengneis (E. AMBÜHL, 1929) oder in der Motta-naira-Zone (H. M. HUBER, 1943). Jede der drei bis heute bekannten Serpentin-Talklinsen liegt in der Pratoserie, allerdings jede in einem anderen Horizont.

Alle drei Vorkommen zeigen alte Abbauspuren zur Gewinnung von Ofenmaterial. In manchem Haus des Bedrettotals sind heute noch Öfen in Gebrauch, die in einer der drei Gruben gewonnen wurden. Der letzte Ofen, dessen Material nachweisbar aus einer Serpentinlinse der Pratoserie stammt, kommt von der Grube der Alpe di Cavanna und führt die Jahreszahl 1902. Der älteste Ofen, der heute noch unversehrt im Betriebe ist, wurde auf der Alpe di Moniò gehauen und zeigt die Jahreszahl 1581. Er steht in einem alten Haus in Ossasco. Die Existenz der ehemaligen Ofensteingruben ist der heutigen Bevölkerung nicht mehr bekannt.

Serpentin-Talklinse auf Alpe di Moniò (676,9/149,2): Das Vorkommen hat eine Ausdehnung von etwa 80 auf 20 Meter und liegt im nördlichen Teil der mittleren Gneiszone. Das Nebengestein besteht aus Glimmergneisen, die von zahlreichen Pegmatitlagen und -linsen durchzogen sind. Weiterhin finden sich Amphibolit- und Hornblendeschifer-Einlagerungen. Flexuren im Nebengestein und die Kontakte der Serpentinlinse weisen darauf hin, dass heutige Form, Lage und Beschaffenheit weitgehend durch mechanische Bewegungen beeinflusst worden sind. Die Amphibolit- und Pegmatiteinlagerungen der umhüllenden Gneise brechen am Kontakt ab.

In den Serpentinefels, der noch deutliche Spuren einstigen Abbaues zeigt, sind zwei Jahressahlen (1688 und 1890) und ein Steinmetzzeichen eingehauen. Dasselbe Steinmetzzeichen befindet sich auf einem mit der Jahresszahl 1686 versehenen Ofen, der in Villa Bedretto steht. Neben der Serpentinlinse liegen zwei

¹¹⁾ Hornblendegarben fehlen (vgl. S. 327).

kleine Hüttenruinen, die vermutlich mit der Ofensteinsgewinnung in Beziehung stehen.

*Serpentin-Talklinse auf Alpe di Cavanna*¹²⁾ (Cassina di Viei, 682,5/152,9): Die etwa 100 Meter lange und 15 Meter breite Einlagerung liegt im nördlichsten Teil des südlichen Amphibolitzugs. Das Nebengestein besteht aus monoschematischen Amphiboliten und Hornblendeschiefern oder aus Stomatitserien mit vorherrschend hornblendeführenden Komponenten (Bänderamphiboliten). Kontakte zwischen Serpentinlinse und Nebengestein sind nicht aufgeschlossen, so dass keine Schlüsse über die Art der Lagerung gezogen werden können. Die Gestalt des Serpentinstocks spricht dafür, dass dieser durch mechanische Bewegungen verformt worden ist. Das amphibolitische Nebengestein zeigt auch in unmittelbarer Nähe des Serpentins keine Abweichung vom üblichen Aussehen der für die Pratoserie charakterisierten Hornblendegesteine.

Ein eingestürzter Stollen und zugehauene Steine sind die einzigen Zeugen des ehemaligen Abbaus.

*Serpentin-Talklinse bei Scara Orello, Alpe di Sorescia*¹³⁾ (687,3/155,6): Das Vorkommen ist grösstenteils durch Schutt und Grasnarbe verdeckt. Seine Ausdehnung ist vermutlich kleiner als diejenige der beschriebenen zwei Linsen. Es befindet sich im nördlichsten Teil des nördlichen Amphibolitzugs und liegt in einer Stomatitserie, die sich wechselnd aus Glimmergneiskomponenten oder aus hornblendeführenden Gliedern zusammensetzt. Die Kontakte zum Nebengestein sind nicht aufgeschlossen. Verwachsene Nischen lassen alte Abbaustellen vermuten.

Nördlich Alpe di Fieud (685,8/154,3) sind dezimetermächtige Lagen von Gesteinen anstehend, die nahezu nur aus aktinolithischer Hornblende bestehen. Serpentin oder Talk konnte hier nicht nachgewiesen werden. Spuren eines einstigen Abbaus fehlen. Der Horizont befindet sich an der Grenze zwischen dem südlichen Amphibolitzug und der mittleren Gneiszone der Pratoserie.

b) Kontakterscheinungen

Der von Auge nahezu massive, sich aus Serpentin, Talk und Karbonat zusammensetzende Kern der Linsen ist in allen Fällen von einer dickeren oder dünneren Hülle aus Chlorit-Strahlsteinschiefer mit ausgeprägter Kristallisationsschieferung umgeben. Der Übergang von

¹²⁾ Erwähnt von U. GRUBENMANN und P. NIGGLI (1915), S. 315, C. SCHMIDT (1919) und P. RÖTLISBERGER.

¹³⁾ Erwähnt von F. M. STAPFF (1885), U. GRUBENMANN und P. NIGGLI (1915), S. 315, C. SCHMIDT (1919) und P. RÖTLISBERGER.

Kern zu Hülle ist allmählich; auch im Kern ist aktinolithische Hornblende teils in grösserer, teils in geringerer Konzentration vorhanden. Bei der Linse von Alpe di Moniò ist die Chlorit-Strahlsteinhülle kaum 1 Meter mächtig, während sie auf Alpe die Cavanna fast die ganze Linse einnimmt.

Bei Alpe di Moniò, wo der etwa 1—2 Meter breite Kontakt zu den benachbarten Gneisen relativ günstig studiert werden kann, finden sich noch schlecht texturierte Biotitschiefer mit grossen Epidoten und im Handstück massig aussehende Biotitfelse, die ausser dem frischen, gross entwickelten Biotit und geringen Spuren von Feldspat keine weiteren Gemengteile führen.

Einige Biotitschiefer am Rand der Kontaktgesteine besitzen zentimetergroße, in pegmatitartigen Augen und Lagen angesammelte Oligoklase (um 20% Anorthit). Obwohl sie von der Serpentinlinse schon so weit entfernt sind, dass keine kontaktliche Veränderungen mehr ersichtlich sind, fällt der im Vergleich zu den durchschnittlichen Pegmatiten der Pratoserie etwas hohe Anorthitgehalt des Plagioklasses auf.

Bei den erwähnten Hüllgesteinen der Serpentinlinsen handelt es sich um die typischen Kontaktphänomene von Peridotitstöcken, die schon sehr oft beschrieben wurden (im Gotthardmassiv von E. AMBÜHL, 1929; H. M. HUBER, 1943; in den Tessinalpen z. B. von P. NIGGLI u. a. 1936, oder andererorts z. B. von H. H. READ, 1934).

Mikroskopisch:

Serpentin ist mengenmäßig sehr schwankend. Sein Anteil beträgt bis 80%, meist aber um 50%. Die wirrstrahlig angeordneten Kristalle besitzen eine schwach ausgeprägte Kristallisationstextur mit angedeuteter, parallel zur Glimmerlineation der benachbarten Gneise verlaufender Striemung.

Talk durchzieht das Gestein in ähnlich schwankenden Volumenanteilen wie Serpentin in Form von netzartig verlaufenden, etwa millimeterbreiten, Schnüren oder er bildet Nester. Die Anordnung der in Grösse sehr unterschiedlichen (bis 2 mm grossen) schuppenförmigen Kristalle richtet sich kaum nach einer Textur.

Die *aktinolithische Hornblende* unterscheidet sich deutlich von der benachbarten, gewöhnlichen Hornblende durch den praktisch fehlenden Pleochroismus, die abgeschwächte grüne Farbe und den etwas grösseren Achsenwinkel ($95\text{--}100^\circ$). Die Auslöschungsschiefe c/n , schwankt um $17\text{--}19^\circ$. Die in bis zu zentimetergrossen, idiomorphen Porphyroblasten entwickelte Hornblende ist im Linsenkern als Übergemengteil vorhanden, in den Strahlsteinschiefern als Hauptgemengteil (40—80%) neben *Chlorit* und zahlreichen *Erzen* als einzigen weiteren Mineralen,

Karbonat (0—20%) kommt in den Serpentin-Talkgesteinen als idiomorphe Porphyroblasten vor, die das Gefüge in Adern netzartig durchschlagen. Nach Röntgenpulveraufnahmen handelt es sich oft um *Magnesit*.

Olivin, Pyroxen oder andere Relikte, die die peridotitische Herkunft der Serpentinstöcke direkt bewiesen, fehlen vollständig. Hingegen zeigen Serpentin,

Talk, Chlorit, Strahlstein und Erze in ihrer gegenseitigen Anordnung oft eine eigenartige Maschenstruktur, die das Abbild grosser alter Olivinkristalle darstellen könnte. Pseudomorphosen von Strahlstein scheinen alte Reaktionsränder von Olivin auszufüllen.

4. Mikroskopische Beschreibung der Cavannagesteine

a) MINERALBESCHREIBUNG

Quarz (Korngrösse im Hüenerstockgneis, in den feinlagigen Glimmer-Alkali-feldspatgneisen, Albitgneisen aplitischer Zusammensetzung, Glimmergneisquarziten, Amphiboliten und Hornblendeschiefern 0,1—0,5 mm, in den übrigen Typen 0,1—2 mm): Im *Hüenerstockgneis*, in den *feldspatreicherer Typen des Soresciagneises, Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen und Biotitgneisen* ordnet sich das Mineral in schön kristallisierten, einschlussfreien und in der Texturfläche längsgestreckten Blasten zu Zeilen und Lagen, in denen sich lückenlos Korn an Korn reiht, ohne dass sich andere Minerale einschieben. Die Dicke der Lagen beträgt oft nur ein Korn, manchmal 5 Körner oder mehr. Dicke Lagen können linsenartig ausschwänzen. Die Quarzlagen wechseln mit Feldspat- und Glimmerschichtchen ab. Grössere, sammelkristallisierte Blasten sind gelegentlich amöbenartig gelappt.

In den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern* ist Quarz entweder in mehrere Millimeter langen, gewellten und verbogenen Linsen aggregiert oder zwischen den Glimmern fein zerstreut.

In den *Biotitschiefern* ist die Längserstreckung der Kristalle am ausgeprägtesten. Das Mineral ist weitgehend statistisch verteilt.

In den *Pegmatiten* bildet Quarz grösstenteils Kränze von kleinen, isometrischen Körnern um die idiomorphen Feldspäte herum und Zwickelfüllungen zwischen diesen. Daneben kommen auch sehr grosse Individuen in Nestern oder Äderchen vor.

In den *Amphiboliten und Hornblendeschiefern* sind die Körner nahezu isometrisch geformt, manchmal aber auch deutlich längsgestreckt bei statistischer Verteilung. Vereinzelt liegen die Quarze als millimetergrosse Blasten vor, die Letztbildung sind und das Gefüge zu Zeilen geordnet konkordant durchziehen, gelegentlich jedoch diskordant durchschlagen.

Die *mechanische Beanspruchung* von Quarz war in den meisten Gesteinstypen unbedeutend. Grössere Blasten sind ein- oder mehrmal gesprungen und löschen etwas undulös aus.

In den *Albitgneisen aplitischer Zusammensetzung* weist das Mineral die geringsten kataklastischen Spuren auf. In den *granatführenden Glimmergneisen, -schiefern* und *Biotitschiefern* waren die nach der Kristallisation erfolgten mechanischen Deformationen kräftiger. In jenen zeigen die Körner klastische Umrisse, in diesen sind die Kristalle wellenartig verbogen, ohne dass Sprünge entstanden wären. Sie haben extrem undulöse Auslöschung. Auch in den *Amphiboliten und Hornblendeschiefern* war die Beanspruchung der Quarze oft stärker als in den übrigen Gesteinen.

Feldspäte: Im *Hüenerstockgneis, Soresciagneis* und in den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen* sind die grösseren, mehr oder weniger eigengestaltigen Kristalle in der Texturfläche längsgestreckte Blasten, die eigene Lagen bilden oder sich an Quarzlagen anschmiegen, mit welchen sie gleichzeitig kristallisiert sind.

Eine offenbar ältere Generation von Feldspäten liegt als Gemenge von kleinen, isometrischen Körnern (Durchmesser um 0,05 mm) zwischen den Lagen der neu gebildeten Blasten (Millimetergrösse) vor. Häufig sind darin Ansätze von beginnendem Wachstum neuer Kristalle durch Sammelkristallisation vorhanden.

Im *Soresciagneis* und in den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen* überwiegen die grossen, durch Blastene gewachsenen Neubildungen, während sich die beiden Arten im *Hüenerstockgneis* etwa die Waage halten.

In allen übrigen Gesteinstypen gibt es vermutlich nur einen, der jüngeren Generation entsprechenden Typus von Feldspäten (abgesehen von nachträglichen Schachbrettalbitbildungen).

Kalifeldspat (*Mikroklin intermediär*, Korngrösse im Hüenerstockgneis und in den Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen 0,1 mm—1 cm, im Soresciagneis um 1—2 mm, in den feinlagigen Alkalifeldspatgneisen 0,05—0,5 mm): γ^* schwankt um $90^\circ 10—40'$. In vielen Fällen kann weder optisch noch röntgenographisch eine Albit-Periklinverzwilligung nachgewiesen werden. Unter dem Mikroskop sind nur ganz wenige, feine Albitlamellen zu sehen. Der röntgenographisch erfassbare Anteil von ausgeschiedenem Albit ist gering (unter 20%). Das Mineral ist, abgesehen von tropfenförmigen Quarzen, meist einschlussfrei. In seltenen Fällen führt es viele Einschlüsse (vorzüglich Glimmer), die keine Zersetzungsprodukte darstellen, sondern während dem Wachstum umschlossen wurden. Grössere Individuen lösen manchmal undulös aus.

Im *Hüenerstockgneis* und in den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen* bildet Kalifeldspat gelegentlich zentimetergrösse, relativ idiomorphe Porphyroblasten. Er ist in diesen beiden Gesteinstypen eigengestaltiger als Albit. An vielen Stellen kann man randlich stark verfingerte Verwachsungen mit kristallographisch parallel orientiertem Albit beobachten. Es handelt sich offenbar um eine beginnende, noch wenig fortgeschrittene Umsetzung von Mikroklin zu Albit (Schachbrettalbitbildung).

In den *feinlagigen Alkalifeldspatgneisen* ist Kalifeldspat deutlich kleiner und xenomorpher als Albit und bildet hauptsächlich Zwickelfüllungen. Er wurde nachträglich in bedeutendem Mass zu Schachbrettalbit umgewandelt.

Kalifeldspat unbekannter Struktur und extrem xenomorpher Gestalt (Korngrösse um 0,5 mm): Sein Vorkommen beschränkt sich weitgehend auf die *Albitgneise aplitischer Zusammensetzung*, in welchen er in Konzentrationen bis zu 3% auftritt. Die Kristalle nehmen kein in sich geschlossenes Volumen ein, sondern dringen ähnlich einer Flüssigkeit zwischen die einzelnen Gefügekörper des Gesteins und füllen kleine, intergranulare Spalten und Hohlräume aus. Im Dünnschliff erscheinen sie als viele nicht zusammenhängende, weit verzweigte Flächen, deren Zusammengehörigkeit zu einem Einkristall aus der gemeinsamen Auslösung und dem parallelen Verlauf der Spaltisse hervorgeht. Unter dem Mikroskop ist weder eine Verzwilligung noch die geringste Albitausscheidung zu sehen. Es scheint sich um spärliche Neubildungen von Kalifeldspat zu handeln, die nach der Rekristallisation des Quarz-Albitgefüges als Letztbildung stattgefunden haben müssen.

Kalifeldspat in Pegmatiten:

1. *Grosse, idiomorphe Formen* (*Mikroklin intermediär*, Korngrösse 1 mm bis 2 cm): Die Kristalle sind häufiger als in den Gneisen (Tab. 1, Nr. 1—4) nach Albit- und Periklingesetz gitterartig verzwilligt, wobei die einzelnen Einkristallbereiche

recht gross sein und scharf auslöschen können. An anderen Stellen ist die Verzwilligung so fein, dass sie im Mikroskop nur an der diffusen Auslöschung zu erkennen ist. Sehr oft erscheinen die Individuen jedoch röntgenographisch und optisch als Einkristalle. Alle grossen Mikrokline sind perthitisch entmischt. Die unter dem Mikroskop sichtbar ausgeschiedene Albithäufigkeit beträgt etwa 5—10%.

2. Reliktische Einschlüsse von Kalifeldspat in Schachbrettalbit (selten mehr als 1%, Korngrösse um 0,1 mm oder weniger): In den Schachbrettalbiten finden sich gelegentlich kleine, xenomorphe, lachen- oder spritzerähnlich geformte Einschlüsse von Kalifeldspat, die kristallographisch parallel zum Wirtkristall orientiert sind. Ihre Korngrenzen richten sich zum Teil nach der Spaltbarkeit des umschliessenden Albites. Die Einschlüsse sind oft im Kern des Albites grösser und konzentrierter vorhanden als am Rand. Unter dem Mikroskop kann weder Verzwilligung noch perthitische Entmischung beobachtet werden.

Albit (2—10% Anorthit, Korngrösse im Hüenerstockgneis 0,05—0,5 mm, im Soresciagneis und in den Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen 0,05—1 mm, in den übrigen Typen 0,1—3 mm).

1. Kleine, isometrische Körner: Im *Hüenerstockgneis*, *Soresciagneis* und in den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen* nimmt Albit einen Teil des auf S. 292 erwähnten Feldspatgemenges ein, das vermutlich eine ältere, unvollständig rekristallisierte Generation repräsentiert.

2. Grössere, neugebildete Blasen: Im *Hüenerstockgneis*, *Soresciagneis* und in den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen* ist Albit etwas kleiner und xenomorpher als Kalifeldspat und Quarz. Er stellt wahrscheinlich eine durch Sammelkristallisation aus dem feinen, kataklastischen Gemenge gewachsene Neubildung dar. Er ist häufig von Biotit- und Quarzeinschlüssen durchsetzt. Seine Ränder dringen implikativ in das Gefüge der Nachbargemengenteile hinein.

In den *feinlagigen Alkalifeldspatgneisen*, *Albitgneisen aplitischer Zusammensetzung*, *Biotitgneisen* und *Glimmergneisquarziten* ist Albit grösser und xenomorpher entwickelt als Quarz. Seine Formen sind randlich verfigert, in der Texturfläche etwas längsgestreckt und sehr oft porphyroblastisch.

In den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern* ist das Mineral nicht selten stark längsgestreckt mit einer Länge, die die Breite um das fünffache übertrifft. Die aus einem oder mehreren Albitporphyroblasten bestehenden millimetergrossen Augen sind kräftig ausgeschwänzt. Auch hier finden sich amöbenartige Korngrenzen.

Die *Biotitgneise* (Tab. 1, Nr. 7) führen verhältnismässig basische Albite (bis 10% Anorthit), die meist ganz schwach zonar auslöschen.

Die *Zersetzung* des Albites beschränkt sich bei allen Typen auf eine mässige Serizitisierung. Im Feldspat der *Biotitgneise* kommen auch sekundär entstandene Zoisite vor. In vielen Fällen sind die Seriziteinschlüsse nicht nur Umwandlungsprodukte, sondern wurden beim Wachstum umschlossen (z. B. bei den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern*).

Kataklastische Spuren fehlen in den meisten Gesteinen. In den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern* zeigen die Porphyroblasten verbogene und versetzte Zwillingslamellen. Ihre Zersetzung ist eher schwächer als gewöhnlich.

Albit in Pegmatiten (6—13% Anorthit, Korngrösse bis einige Zentimeter): Die Albitkristalle sind etwas kleiner und idiomorpher als Schachbrettalbit und führen bedeutend weniger Einschlüsse. Im Gegensatz zu jenem laufen ihre Zwi-

lingslamellen (vorzüglich Albitgesetz) ohne Versetzung durch den Kristall hindurch. Albit ist in der Regel leicht, nicht selten aber recht kräftig serizitisiert. Etwa verbogene Zwillingslamellen weisen auf schwache mechanische Beanspruchung hin.

Schachbrettalbit (*anorthitfrei*, Korngrösse um 1—4 mm, in Pegmatiten einige Zentimeter): In den feinlagigen *Alkalifeldspatgneisen*, *Albitgneisen aplitischer Zusammensetzung* und vor allem in den *Pegmatiten* tritt Schachbrettalbit in beträchtlichen Konzentrationen auf. Im *Hüenerstockgneis*, in den *Biotitschiefern*, *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern* fehlt er. In den restlichen Gesteinstypen erscheint das Mineral sporadisch mit Volumenanteilen bis zu 3%.

Schachbrettartig verzwillingter Albit ist meist von *porphyroblastischer Form* und sehr oft grösser als gewöhnlicher Albit. Die Kristalle sind *xenomorph*, an den Rändern stark gegliedert und voller Einschlüsse (poikiloblastische Struktur). Sie stellen vermutlich Letztbildungen dar, denn sie umwachsen neugebildete Quarze und Glimmer.

In den *Pegmatiten* ist Schachbrettalbit oft idiomorpher als üblich. Seine allerdings nur in seltenen Fällen vorhandenen Einschlüsse von *Kalifeldspatrelikten* (siehe dort) scheinen darauf hinzuweisen, dass die Kristalle früher *Mikrokline* waren, die nachträglich zu Albit umkristallisierten. Die schachbrettartige Verzwilligung (Albitgesetz) wäre dann die Folge einer domäneweise vorgegangenen Umbildung des Mikroklin zu Albit. Gelegentlich ist an der heutigen Verzwillungsstruktur solcher Schachbrettalbite noch der Verlauf der Perthschnüre früherer Mikrokline zu erkennen.

Obwohl in den übrigen Gesteinstypen der Cavannaserie Kalifeldspatreste in Schachbrettalbiten fehlen, darf vielleicht auch dort dieselbe Entstehungsweise angenommen werden (vgl. S. 267 und 308).

Schachbrettalbit zeigt nicht die geringste Zersetzung (keine Serizitisierung). Die Kristalle wurden hin und wieder nachträglich verbogen.

Neben anorthitfreiem Schachbrettalbit gibt es im selben Gestein stets noch gewöhnlich verzwillingte Albite mit etwas Anorthitgehalt und den üblichen Sekundäreinschlüssen.

Oligoklas (20—25% *Anorthit*, Korngrösse 0,1—2 mm): Das mehr oder weniger idiomorphe Mineral ist in den *Biotitschiefern*, abgesehen von ganz schwacher Umsetzung zu Zoisit und Calcit, frisch und nur selten verzwillingt, so dass es oft von Quarz kaum zu unterscheiden ist. Seine Gestalt ist meist etwas porphyroblastisch und randlich amöbenartig gelappt. Seine Struktur ist leicht zonar.

Oligoklas-Andesin (20—40% *Anorthit*, Korngrösse 0,1—0,5 mm): Die meist nahezu isometrisch geformten, manchmal aber auch längsgestreckten, randlich etwas gelappten, amöbenartig gegliederten Feldspäte bilden in den *Amphiboliten* Zwickelfüllungen zwischen den Hornblende- und Epidotporphyroblasten oder sammeln sich zu millimeterdicken Lagen. Feine Feldspatäderchen, die aus einem Gefüge von 0,1 mm grossen, isometrischen Körnern bestehen, durchschlagen gelegentlich ähnlich wie Quarz die Amphibolittextur. Die Feldspäte besitzen eine kräftige Zonarstruktur.

Sobald ein grösserer Anteil von Hornblende vorhanden ist, verschwindet die für die Glimmergneise typische Porphyroblastenbildung der Feldspäte.

Die *Zersetzung* ist recht unterschiedlich. Teils ist Plagioklas frisch und ohne irgendwelche Einschlüsse, teils zeigt er mehr oder weniger dichte Zoisitfüllungen.

Oft ist deutliche *Kataklase* vorhanden. Die Körner löschen nicht sauber aus. Einzelne Kristallbereiche sind zueinander verbogen und verstellt. Die Zwillingsslamellen, die allerdings nur spärlich da sind, weisen starke Verbiegungen auf.

An wenigen Stellen (z. B. bei 679,05/149,45) kommen neben Albitpegmatiten vereinzelte *Pegmatitlinsen* mit bedeutend basischerem Plagioklas vor (20—40% Anorthit). Die Feldspatkristalle sind klein, etwas idiomorpher als sonst und zeigen Zonarstruktur. Eine Zersetzung ist kaum zu sehen. Derartige Pegmatitlinsen können Schlieren und Lagen aus Hornblende führen. Sie enthalten nur diesen einen Feldspat.

Glimmer: Im *Hüenerstockgneis* treten die Glimmer vermutlich in zwei Generationen auf, wovon die jüngere aus grossen, eigengestaltigen Individuen besteht (Korngrösse um 0,5—2 mm), die parallel zu der durch Quarz- und Feldspatlagen bestimmten Texturfläche kristallisiert sind. Sie bilden eine deutliche Striemung. Die ältere Generation ist als kleine Schüppchen (um 0,02 mm) ohne Orientierung zwischen dem alten Feldspatgemenge wirr verteilt oder in Nestern angehäuft. Sie ist vielleicht aus stark zertrümmerten und serizitierten alten Plagioklasen oder aus zerriebenen alten Muskowiten und Biotiten hervorgegangen.

In den *übrigen Gesteinstypen* der Cavannaserie dürften sämtliche Glimmer der jüngeren Generation entsprechen und etwa gleichzeitig mit Quarz kristallisiert sein.

Es ist möglich, dass im *Soresciagneis* die kleinen Serizitschüppchen, die sich wirr unter das feinkörnige Feldspatgemenge mischen, noch die ältere, nicht oder nur unvollständig rekristallisierte Generation darstellen.

In den *Alkalifeldspatgneisen mit grossen Mikroklinen*, die sich im übrigen nur wenig vom *Hüenerstockgneis* unterscheiden, sind die Glimmer grösser kristallisiert und besser nach der Striemung eingeregelt als in jenem. Eine ältere Generation scheint hier zu fehlen.

Muskowit (Korngrösse in den granatführenden Glimmergneisen und -schiefern 0,1—5 mm, Pegmatiten bis zu 5 cm, übrigen Gesteinen 0,1—3 mm): Muskowit ist grösser entwickelt und idiomorpher als Biotit. Er ist weitgehend einschlusffrei. Die grösseren Kristalle sind fast ausnahmslos parallel gerichtet und bilden eine ausgeprägte Striemung. Sie dürften etwa gleichzeitig mit Biotit entstanden sein, mit dem sie oft parallel verwachsen sind. Das gelegentliche Fehlen einer Serizit-generation (abgesehen von sekundärem Serizit in Albitblasten) spricht dafür, dass die Sammelkristallisation zu Muskowit in den *Gesteinen der Pratoserie* gründlicher stattfand als im *Hüenerstockgneis*.

In den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern* fliessen Glimmerpakete um Quarzlinsen, Feldspataugen und Granatporphyroblasten herum und erzeugen auf diese Art eine gewellte Textur. Die nur untergeordnet vorhandenen, schlecht geregelten Serizitschüppchen sind hier grösstenteils nachträglich durch mechanische Bewegung aus grossen Muskowiten entstanden.

Viele *Pegmatite* sind muskowitfrei.

Biotit (Korngrösse in den Amphiboliten und Hornblendeschiefern 0,05—5 mm, in den übrigen Typen 0,05—2 mm): Seine Formen sind xenomorpher als diejenigen von Muskowit und führen zu Implikationen mit Quarz und Feldspat und deshalb zu vielen Einschlüssen, insbesondere bei porphyroblastischer Grösse (in *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern*). Biotit ist Hauptträger der Striemung.

Der Pleochroismus variiert in den *biotitführenden Gneisen* zwischen bräunlich-gelb (n_{α}), gelblichbraun (n_{β}) und schokoladebraun (n_{γ}). In den *Biotitgneisen* (Tab. 1,

Nr. 7) und *Biotitschiefern* haben n_β und n_γ gelegentlich ein Braun mit olivgrünem Ton. In *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern* kommen neben dem Stich ins oliv-grüne auch rötliche Töne vor.

In den *Biotitschiefern* sind die Glimmerpakete häufig gewellt, was eine plastische Verbiegung von umschlossenen Quarzen zur Folge hat.

Die *Zersetzung* der Biotite ist unterschiedlich, im allgemeinen aber gering. Die im *Hüenerstockgneis* auftretende ältere Generation erscheint immer nur in und um Anhäufungen von kleinen Epidotkörnchen, die offenbar ein Zersetzungprodukt grösserer alter Biotite darstellen. In den *Gesteinen der Pratoserie* ist der Epidotgehalt der Biotitlagen merklich geringer.

In den *biotitführenden Gneisen* ist das Mineral in der Regel etwas chloritisiert bei gleichzeitiger, schwacher Erz- und Rutilausscheidung (spärliche Sagenitgewebe). In *Biotitschiefern*, *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern* herrschen praktisch unzersetzte Biotitkristalle vor.

Chlorit fehlt in der Cavannaserie als selbständiger, nicht sekundär aus Biotit hervorgegangener Gefügegegenpartikel (Ausnahme vgl. S. 288).

Hornblende (Korngrösse 0,2—7 mm): Sie erscheint in schlecht idiomorphen, randlich meist mit den restlichen Gemengteilen (Quarz, Feldspat) verwachsenen, porphyroblastischen Formen und ist fast immer von zahlreichen Einschlüssen durchsetzt. Steigt der Volumenanteil der Hornblende im Gestein, so werden die Kristalle eigengestaltiger, und die Zahl der Einschlüsse wird kleiner.

Alle Vorkommen zeigen einen ähnlichen, von grünlichgelb (n_α) über gelb-grün (n_β) nach blaugrün (n_γ) wechselnden *Pleochroismus*. (—) 2V schwankt zwischen 70 und 84°. Die Auslöschungsschiefe c/n_γ beträgt 15—18°.

Die Hornblende ist im allgemeinen schwach, an vielen Stellen gar nicht zersetzt. Randlich und längs Spaltrissen sind geringe Spuren einer beginnenden Neubildung von Biotit oder Chlorit, seltener Karbonat feststellbar. Gelegentlich hat eine Erzausscheidung in Form von feinem, wolzig verteiltem Pigment stattgefunden, die in der Regel mit einer Abschwächung des Pleochroismus gekoppelt ist.

Die Grosszahl der *Hornblendegesteine der Pratoserie* weist deutliche Texturflächen auf, nach welchen sich die Hornblende einigermassen richtet. Die Orientierung der Hornblendekristalle innerhalb der Texturflächen ist nicht selten regellos. Häufiger aber zeigen die Amphibolite und Hornblendeschiefer eine schwach angedeutete oder sogar ausgeprägte *Hornblendestriemung*. Es können zwei Fälle unterschieden werden:

a) die Hornblendestriemung verläuft parallel zur Glimmerstriemung der benachbarten Glimmergneise.

b) Die Hornblendestriemung verläuft eindeutig nicht parallel zur generellen Striemung der Glimmergneise. Diese Tatsache ist vor allem in den Hornblendegesteinen der Amphibolitzüge zu beobachten. Derartige Gesteine führen auch kleinere Verfaltungen mit Amplituden von einigen Dezimetern, deren Faltenachsen parallel zur Hornblendestriemung, d. h. parallel zur c-Achse der Hornblendekristalle gerichtet sind, jedoch merkliche Winkel zu den Faltenachsen der Glimmergneise bilden (vgl. S. 303). Führen die Gesteine zusätzlich noch Biotit, so ist von Auge keine Biotitstriemung zu sehen.

Weniger häufig sind Hornblendegesteine, in welchen die Hornblende vollständig regellos verteilt ist. Es handelt sich vorzüglich um Typen mit hohem Volumenanteil von Hornblende. Sie kommen in den Amphibolitzügen als linsen-

förmige, nahezu massige, monoschematische Einlagerungen zwischen den Bänderamphiboliten und Stromatitserien mit ausgeprägter Paralleltextur vor.

Im *Soresciagnejis* fehlt die Hornblende, abgesehen von ganz unbedeutenden Ausnahmen. Selten tritt sie unmittelbar am Granitkontakt auf (Kontakterscheinung?). An der Gotthardstrasse findet man sie als spärliche, nadelförmige, bis 5 cm lange Porphyroblasten, die in der Texturfläche liegen.

Zoisit-Epidotgruppe: Minerale dieser Gruppe besitzen vorwiegend in der Pratoserie eine weite Verbreitung und kommen oft in schönen Porphyroblasten vor. Sie zeigen in ihren optischen Eigenschaften grosse Variabilität.

Zoisit (Korngrösse um 0,5—1 mm): Er beschränkt sich auf nur wenige Vorkommen in *Amphiboliten*. Seine Gestalt ist gut idiomorph. In zwei Fällen ist das Mineral praktisch einachsig positiv. Andererorts kann ein kleiner, schwankender Achsenwinkel gemessen werden. Die Doppelbrechung ist gering. Anormale Interferenzfarben können fehlen. Pleochroismus ist nicht zu beobachten.

Klinozoisit-Epidotreihe (Korngrösse im Hüenerstockgneis 0,01—0,1 mm, im *Soresciagnejis* und in den Glimmergneisen der Pratoserie 0,05—0,5 mm, in den Biotitschiefern, Amphiboliten und Hornblendeschiefen 0,1—3 mm): Der Achsenwinkel (\pm) 2V schwankt um 80—100° mit ausgesprochener Häufung um 90°. Pleochroismus fehlt. Die Doppelbrechung variiert und deckt in vielen Fällen eine kräftige Zonarstruktur auf. Anormale Interferenzfarben sind häufig.

Im *Hüenerstockgneis* ist Epidot vor allem an die Glimmer gebunden. Die wahrscheinlich grösstenteils sekundär aus Biotit gebildeten oder durch Kataklase aus grösseren Epidoten entstandenen kleinen, isometrischen Körner sind in den Glimmerlagen diffus verteilt oder in Nestern angehäuft. Daneben treten noch jüngere, offenbar gleichzeitig mit den übrigen Neubildungen durch Sammellekristallisation grossgewordene Blasten auf.

Im *Soresciagnejis* und in den *Glimmergneisen der Pratoserie* treten die kleineren, isometrisch abgerundeten und in Nestern aggregierten Formen eher zurück. Grössere, idiomorphe Kristalle sind häufiger.

In den *Biotitschiefern*, *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefen* ist Epidot in der Regel idiomorph entwickelt in ausgesprochen stengeligen Porphyroblasten oder auch nahezu isometrisch mit nur schwacher Längserstreckung. Er führt vereinzelt Einschlüsse von Biotit, Quarz und Karbonat. Die Kristalle verteilen sich gleichmässig im Gefüge oder ordnen sich zu aufgelockerten Gruppen.

Bei grossem Volumenanteil (*Epidotschiefer*) erscheint das Mineral in kleinen, schlecht eigengestaltigen, abgerundeten Formen, die sich zu Nestern und Lagen zusammenballen. Vereinzelt ist es in isometrischen Körnern zu Adern aggregiert, die als Letztbildung die Textur von *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefen* disjunkt durchschlagen.

Grössere Epidotkristalle sind gelegentlich ein- oder mehrmal zerbrochen.

Karbonat (*Calcit* und *Dolomit*, Korngrösse 0,1—3 mm): Karbonat kommt in mehr oder weniger idiomorphen Kristallen im *Soresciagnejis*, in den *Biotitgneisen* (Tab. 1, Nr. 7), *Biotitschiefern*, *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefen* vor und ist wahrscheinlich oft gleichzeitig mit den Quarz-, Feldspat- und Glimmerneubildungen kristallisiert. Es führt viele Einschlüsse von Quarz, Feldspat, Glimmern und Epidot. Vereinzelt ist eine Art Ausscheidung von Limonit zu beobachten. An anderen Orten schiebt sich Karbonat als Letztbildung xenomorph zwischen die Gefügemengteile hinein. Gelegentlich reihen sich die Körner zu Adern oder Zeilen.

In *Biotitschiefern* ist Karbonat meist einschlussfrei. Sein Volumenanteil bleibt weitgehend konstant.

In den *Amphiboliten und Hornblendeschiefern* ist Karbonat eher auf die hornblendeärmeren, quarz- und feldspatreichereren Lagen der Bänderamphibolite beschränkt.

Granat (Korngrösse im Soresciagneis um 0,5—1 mm, in den granatführenden Glimmergneisen und -schiefern 0,2—2 mm, vereinzelt bis 2 cm, in den Amphiboliten und Hornblendeschiefern 0,5 mm—1 cm): Im *Soresciagneis* dürfte Granat als mehr oder weniger eigengestaltiges Mineral etwa gleichzeitig mit den übrigen Neubildungen gewachsen sein. Spuren beginnender Zersetzung sind nur selten zu beobachten.

In den *granatführenden Glimmergneisen und -schiefern* ist die Zersetzung unterschiedlich. Meist beschränkt sie sich auf eine schmale Zone längs Rändern und Spaltrissen. In einzelnen Schichten sind die Körner etwa zur Hälfte in Chlorit und Zoisit umgewandelt. Die Kristalle wurden relativ kräftig beansprucht, denn sie sind randlich in viele Teilkörper zerlegt. Die Glimmer ordnen sich in ihrer Nähe zu Wirbeln.

In *Amphiboliten und Hornblendeschiefern* ist Granat ein häufiger, vorwiegend in Konzentrationen von etwa 1—5% vorkommender Gemengteil. Granathornblendegesteine mit einem Granatanteil von 5—25% sind freilich seltener. Von eigentlichen Granatamphiboliten kann nicht gesprochen werden, da derartige Granathornblendeschiefer äusserlich zwar Amphiboliten sehr ähnlich sehen, hingegen anstelle von Feldspat vorzüglich Quarz führen.

Kleine Formen sind oft gut idiomorph, haben praktisch keine Einschlüsse und zeigen keine Zersetzungsspuren. *Porphyroblastische Granate* sind xenomorphen und stark von Einschlüssen durchzogen. Die Zersetzung ist an vielen Orten weit fortgeschritten. Als Sekundärprodukte resultieren Chlorit, Zoisit und Biotit. Chlorit bildet um Granat grosse Höfe und dringt längs Rissen in das Mineral ein, so dass schliesslich Pseudomorphosen entstehen.

Turmalin: Das Mineral tritt akzessorisch in etwa 0,3 mm grossen Individuen in *Amphiboliten* auf, an einer Stelle — in einem Zoisitamphibolit bei 687,0/155,2 — mit der beachtlichen Konzentration von 1 Volumenprozent. Die gleichmässig im Gefüge verstreuten Kristalle stellen wahrscheinlich metamorphe Neubildungen dar, die gleichzeitig mit den Hauptgemengteilen kristallisierten.

In *Pegmatiten* ist Turmalin in zentimetergrossen Kristallen sicher nachgewiesen, ist aber nur sehr selten zu finden.

Weitere, untergeordnete Gemengteile sind **Erze**, **Apatit**, **Titanit**, **Zirkon** und **Chlorit**, die zusammen etwa 1—4 Volumenprozent ausmachen.

b) DAS GEFÜGEBILD DER CAVANNAGESTEINE

Das mikrochorismatische Gefügebild des *Hüenerstockgneises* lässt sich am besten so deuten, dass der Gneis einer durchgreifenden Kataklase unterworfen wurde und dass aus dem Trümmergefüge anschliessend kristalloblastische Neubildungen entstanden, die etwa die Hälfte des Volumens einnehmen. Quarz ist vollständig, Biotit weitgehend, die Feldspäte und Muskowit etwa zur Hälfte rekristallisiert. Nachträglich fand nochmals eine schwache mechanische Beanspruchung statt, die die Kataklase der Quarze und die Serizitisierung der Albite verursachte.

Im Gefüge des *Soresciagneises* sind Quarz, Feldspat, Biotit und Muskowit mehr oder weniger gleichzeitig durch Sammelkristallisation gross gewordene Neubildungen. Vereinzelt finden sich im Gneis Lagen, Linsen und Augen einer vermutlich älteren, durch Kataklaste zertrümmerten, aber nicht vollständig rekristallisierten Struktur (mikrochorismatische Partien). Die nach der Rekristallisation erfolgte Kataklaste war häufig auffallend schwach und beschränkte sich im allgemeinen auf eine geringe Beanspruchung der Quarze, Verbiegung und Serizitisierung der neugebildeten Feldspäte.

Das durch die wechselnden Lagen von grossen Blasen und feinem Korn-
gemenge mikrochorismatisch struierte Gefüge der *Glimmer-Alkalifeldspatgneise mit grossen Mikroklinen* erscheint im allgemeinen vollständiger rekristallisiert als dasjenige des *Hüenerstockgneises*. Quarz, Feldspäte und Glimmer sind wahrscheinlich weitgehend Neubildungen, die nach ihrer Kristallisation nur noch sehr schwach beansprucht wurden. Ihre Deformation entspricht etwa derjenigen der Neubildungen im Hüenerstockgneis.

Die Gefügestruktur der feinlagigen *Alkalifeldspatgneise*, *Albitgneise aplitischer Zusammensetzung*, *Biotitgneise* und *Glimmergneisquarzite* ist gleichkörnig, stellenweise etwas porphyroblastisch (Albit). Das Gefüge zeigt eine ausgeprägte, durch die Quarz-, Feldspat- und Glimmerblasten gebildete Kristallisationsschieferung. Alle Gemengteile sind etwa gleichzeitig kristallisiert. Abgesehen von einer nachträglich stattgefundenen, schwachen mechanischen Beanspruchung fehlen irgendwelche Spuren von Kataklaste.

In den *epidot- und karbonatführenden Biotitgneisen* stellen Epidot und Karbonat zur Hauptsache Neubildungen dar, die nicht aus anderen Gemengteilen hervorgingen, sondern gleichzeitig mit dem Gesamtgefüge kristallisierten.

Das mikrochorismatische Gefüge der *granatführenden Gneise und Schiefer* erfuhr nach der Kristallisation seiner Gemengteile, die durchgreifend war und wahrscheinlich alle Komponenten erfasste, eine deutliche kataklastische Überprägung. Quarz und Granat zeigen teilweise klastische Formen. Die Glimmerpakete sind gewellt. Der bedeutende Glimmergehalt begünstigte offenbar die Durchbewegung dieser Gesteine.

Das gleichkörnige, lepidoblastische Gefüge der *Biotitschiefer* ist durchgreifend rekristallisiert. Alle Gemengteile liegen als Neubildungen vor. Das Gefüge wurde nachträglich mechanisch verformt. An sehr vielen Stellen zeigen die Texturflächen eine feine, etwa senkrecht zur Striemung verlaufende Wellung (S. 306), die nicht durch Umkristallisation, sondern durch plastische Verbiegung von Biotit, Quarz und durch Zerbrechen von Epidot entstand.

Das Gefüge der *Pegmatite* weist stets eine deutliche, sich nach der Textur des Nebengesteins richtende Kristallisationsschieferung auf. Das Gefügebild ist besonders an den Säumen reich an Abbildern von Bewegungen und Verformungen. Randlich gegen das Nebengestein hin ist das Pegmatitgefüge gewellt und verbogen. Das Gneisgefüge wurde aufgeblättert und dessen Paralleltextur geschwächt. Die aus Zeilen und Lagen von Feldspatporphyroblasten bestehenden kleineren Pegmatitlagen sind in kleine Falten gelegt.

Die Bewegungen müssen gleichzeitig mit der Kristallisation oder Rekristallisation der Gemengteile erfolgt sein. Der Mineralbestand wurde, abgesehen von einer teilweisen Serizitisierung der Plagioklase und einer schwachen Kataklaste der Quarze, nach seiner Bildung mechanisch kaum mehr beansprucht.

Das nematoblastische Gefüge der *Amphibolite* und *Hornblendeschiefer* zeigt deutliche Spuren mechanischer Deformation. Quarz, Feldspat und Granat weisen kataklastische Zerstörungen auf, die nach ihrer letzten Kristallisation erfolgte. Hingegen fehlt irgendwelche Kataklase bei Hornblende und Zoisit-Epidot. Die oft eigenartig verlaufende Richtung der Hornblendelineation (S. 296) scheint darauf hinzudeuten, dass das Hornblendegefüge nicht überall gleichzeitig mit den benachbarten Glimmergneisen und -schiefern rekristallisierte, sondern vielleicht als ältere Bildung die jüngeren Kristallisationen überdauerte oder wenigstens durch diese nicht vollständig überprägt wurde (S. 303).

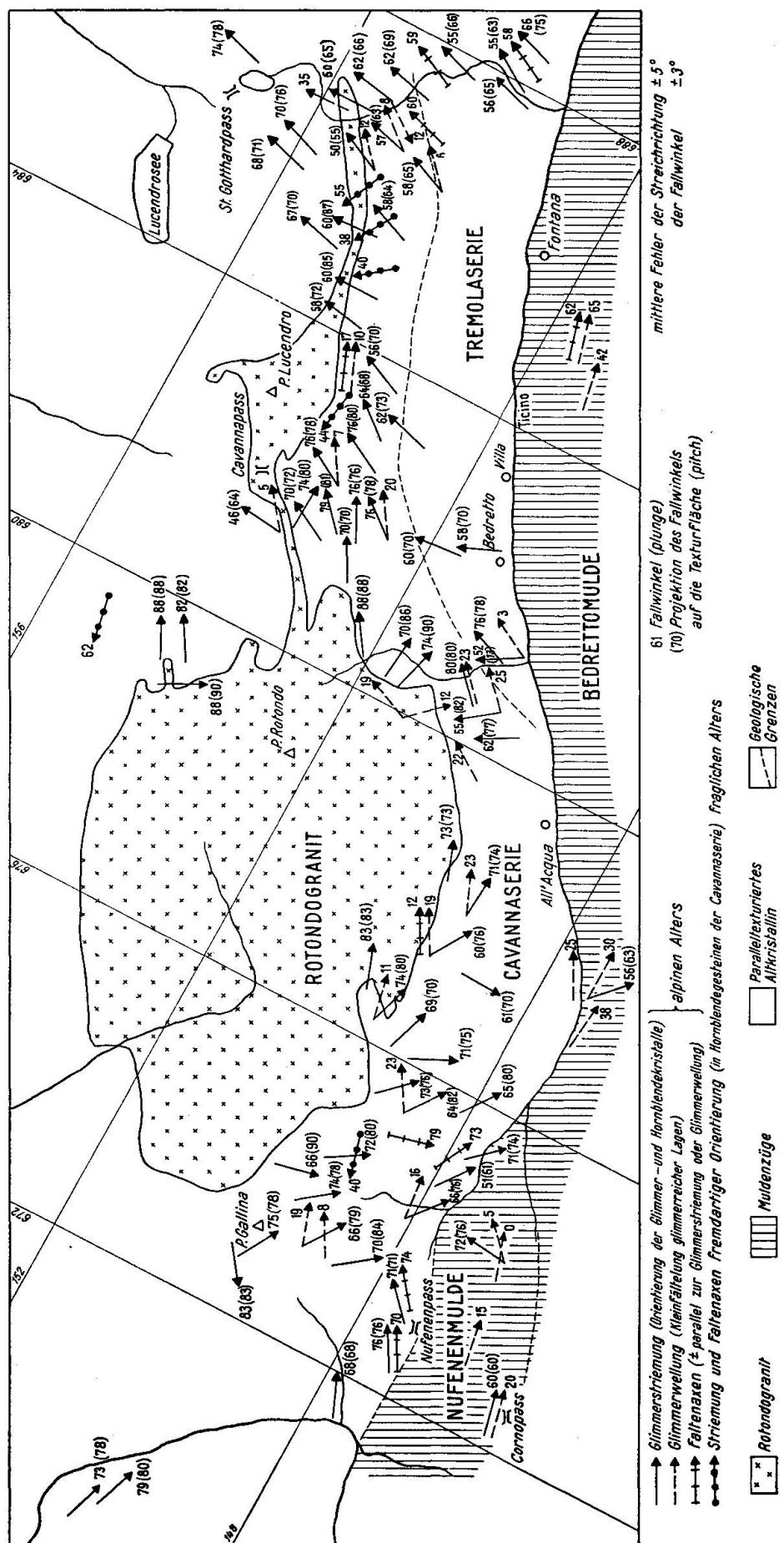
5. Zur Geschichte und Entstehung der Cavannagesteine

Es hat bis heute nur einen, vorgeschriebenen Weg gegeben, um zur Deutung von Geschichte, Entstehung und Alter der Gesteine des Gotthardmassivs zu gelangen. Er hat sich auf den Versuch beschränkt, im heutigen Gesteinsgefüge die durch die physikalischen Zustandsänderungen in vergangenen Zeiten stattgefundenen Veränderungen im Gestein zu erkennen, zu eliminieren und aus dem reliktischen Rest in Struktur, Textur und Chemismus auf Ursprung und Alter des Gesteinsmaterials zu schliessen. Es ist der Weg gewesen, der durch die Schule von A. HEIM, U. GRUBENMANN und P. NIGGLI vorgezeichnet und in den vergangenen 40 Jahren systematisch verfolgt worden ist und nach welchem sich alle Arbeiten über das Gotthardmassiv gerichtet haben. Auch die vorliegende Arbeit verfolgt noch diese Idee, obwohl heute neue, physikalische Methoden zur Verfügung stehen, die ganz andere, unabhängige Wege zu beschreiten gestatten.

Zahlreiche Arbeiten haben nach E. NIGGLI (1948) bestätigt, dass zwei Tektometamorphosen ihren Anteil am heutigen Gefüge der Gotthardmassivgesteine haben: Eine jüngere, *alpine*, im Norden des Massivs epizonale, im Süden mesozonale und eine ältere, einheitlich meso- bis katazonale Metamorphose.

Die Gesteine der Cavannaserie liegen in einer Region, die während der alpinen Metamorphose eine Mittelstellung einnahm. Die südlich anschliessenden Schichten der *Tremolaserie* gelten als alpin konstruktiv mesozonal metamorph, d. h. ihr Gefüge wurde alpin vollständig umkristallisiert, so dass keine reliktischen Anteile einer älteren Metamorphose sich haben erhalten können. Von der nördlichen Hälfte der Cavannaserie und den nördlich anschliessenden Gesteinen glaubt man, dass sie während der alpinen Zeit nur destruktiv epizonal überprägt worden seien.

Fig. 2. Strukturturkarte des südwestlichen Gotthardmassivs. 1:100 000.



A. DER EINFLUSS DER ALPINEN METAMORPHOSE

a) Die Glimmerstriemung im südwestlichen Gotthardmassiv

Die umfangreichen Strukturuntersuchungen in den südlich an das Gotthardmassiv angrenzenden Tessineralpen durch E. WENK (1955) ermöglichen ein Anknüpfen der Strukturen des Gotthardmassivs an die besser bekannten des Südens.

Die Gneise, Schiefer und oft auch die Amphibolite des zentralen und westlichen Gotthardmassivs führen eine Lineation (Striemung), nach welcher vorzüglich Biotit, Muskowit, Serizit, Chlorit, aber auch Hornblende teilweise oder vollständig kristallisiert sind. Diese *Glimmerstriemung* verläuft über weite Strecken nahezu senkrecht.

Am Sedelhorn zwischen Blinnental und Merezenbachtal im Goms (666,2/143,9) befindet sich eine der wenigen Stellen, wo gotthardmassisches Altkristallin (Cavannaserie) und mesozoische Bündnerschiefer (Nufenenmulde) sich berühren. Dort, wie auch weiter westlich am Kummenhorn (662,4/141,8) geht exakt hervor, was der Vergleich der WENKSchen Strukturkarte (1955, S. 318) mit Fig. 2 für den Übergang Altkristallin-Pioramulde vermuten lässt, nämlich dass die Glimmerlineationen im westlichen und zentralen Gotthardmassiv und in den mesozoischen Bündnerschiefern, abgesehen von einer Streuung der Messungen von wenigen Grad, parallel zueinander verlaufen. Demnach scheint die Annahme des gleichen, *alpinen* Alters für beide Striemungen gegeben zu sein¹⁴⁾.

Will man aber der Möglichkeit Rechnung tragen, dass die Striemung des Altkristallins älter sein könnte als diejenige der jungen Muldenzüge, so führt dies zu recht komplizierten Vorstellungen. Man müsste dann annehmen, dass sich das Gotthardmassiv während der alpinen Gebirgsbildung mechanisch so verhalten hätte, dass eine Anpassung seiner alten Strukturen an diejenigen der Nufenen-, Bedretto- und Pioramulde möglich gewesen wäre und zwar bis auf wenige Grad und bis in relativ kleine Details. Der Verlauf des *alpinen Streichens* ist im Gebiet der Zentralmassive weitgehend durch deren Lage, bzw. deren Rolle als starre Widerlager bestimmt. Deren Form und Anordnung ist aber wiederum durch das herzynische Streichen gegeben. Es ist jedoch nicht ohne weiteres einzusehen, weshalb sich die *alpine Striemungsrichtung* der Muldenzüge parallel zu derjenigen der glatten, herzynisch nicht verfalteten südlichen Randfläche des Gotthardmassivs hätte ausrichten sollen.

¹⁴⁾ Für ALB. HEIM (1922, S. 194—196) war die „Schieferung und scharfe, nach oben weisende Linearstreckung“ in Guspiszone und Tremolaserie alpin.

Eine weitere, ebenfalls unwahrscheinliche Möglichkeit besteht darin, dass alte, voralpine Strukturen *zufälligerweise* einigermassen parallel zu jungen, alpinen verlaufen. Diese voralpinen Lineationen wären dann in den südlichsten Partien *alpin* in derselben Richtung rekristallisiert, in den nördlich anschliessenden Gebieten aber als nicht oder nur teilweise umgebildete Relikte vorhanden.

Die Lineationen der nach den bisherigen Untersuchungen mit Sicherheit alpin rekristallisierten *Tremolaserie* (S. 350) verlaufen jedoch so gleichartig wie diejenigen in den nördlicheren Schichten des zentralen und westlichen Gotthardmassivs, dass beide Möglichkeiten unwahrscheinlich sind.

Im zentralen und westlichen Gotthardmassiv stellen also Glimmer und Hornblende mit grosser Wahrscheinlichkeit im Süden praktisch vollständig, im Norden wenigstens teilweise alpine Neubildungen dar. Aus der Beschreibung der Gesteine der Cavannaserie (S. 298) geht hervor, dass offenbar *Quarz*, *Feldspat*, *Granat*, *Zoisit*, *Epidot* und *Karbonat* gleichzeitig mit den Glimmern vollständig oder teilweise rekristallisierte Blasten sind. Wenn die Glimmer alpinen Alters sind, so muss eine alpine Umbildung des Gesamtgefüges damit gekoppelt sein. Dies wäre das Charakteristikum der Cavannaserie.

b) Der alpin umkristallisierte Anteil im Gesteinsgefüge der Cavannaserie

Es ist eine typische Eigenschaft der Cavannaserie, dass auch ihre nördlichsten Glieder einen bedeutenden, alpin neu kristallisierten Gefügeanteil besitzen.

Bei der *Pratoserie* sind die lagigen bis flaserigen Glimmer-Alkalifeldspatgneise mit grossen Mikroklinen, abgesehen von ihren feingemengten Zwischenlagen, grösstenteils, die restlichen Glimmergneise und Glimmerschiefer wohl vollständig alpin umkristallisiert. Die Serpentin-Talklinsen zeigen ebenfalls rein alpine Gefügestrukturen. Die Hornblendegesteine wurden wahrscheinlich zum grossen Teil alpin vollständig umgebildet. Es fällt jedoch auf, dass die Hornblende in vielen Amphiboliten und Hornblendeschiefern entweder gar keine oder dann eine fremdartig orientierte Striemung einnimmt. Die letzte Kristallisation könnte hier vielleicht voralpin stattgefunden haben. Immerhin erscheint das Mineral ebenso frisch und verhält sich optisch gleich wie die nach alpinen Richtungen orientierte Hornblende.

Quarz, *Biotit*, *Muskowit*, die *Feldspatporphyroblasten*, *Zoisit*, *Epidot*, *Karbonat* und vielleicht auch *Granat* sind meistens *alpine Sammelkristallisationen*.

Im *Soresciagneis* ist der alpine Gefügeanteil kleiner als in der Prato-serie. Neben grossen alpinen Blasten von *Quarz*, *Albit*, *Mikroklin*, *Biotit*, *Muskowit*, *Epidot*, *Karbonat* und wahrscheinlich *Granat* erscheinen unter dem Mikroskop immer wieder Lagen von aus Feldspat, Serizit, Biotit und Quarz bestehendem, feinem Gemenge, das alpin nicht oder nur unvollständig rekristallisierte und heute oft etwa die Hälfte des Gesamtvolu-mens einnimmt.

Die im Soresciagneis auftretenden, vorzüglich aus Feldspäten beste-henden *Augen* (S. 275) sind voralpine Bildungen, die stellenweise alpin umkristallisierten, stellenweise aber nur Ansätze hiervon zeigen in Form einer beginnenden Feldspatblastese durch Sammelkristallisation.

Auch der *Hüenerstockgneis* weist noch alpine Blasenbildung auf. *Biotit*, *Muskowit*, *Quarz*, *idiomorpher*, oft *porphyroblastischer Mikroklin* und *Albit* sind vielleicht keine alpinen Neubildungen, mindestens aber teil-weise rekristallisiert. Daneben findet sich ein grösserer, etwa die Hälfte des Gefüges einnehmender Anteil von Feldspat, Serizit, Biotit und Quarz, der sich aus einem lagenförmig angeordneten, vermutlich klastischen Gemenge zusammensetzt und alpin nicht umkristallisiert sein dürfte.

Die nördlich an den Hüenerstockgneis anschliessenden Regionen werden von grob- bis feinkörnigen, massigen oder von grobflaserigen bis schwach schlierigen Glimmer-Alkalifeldspatgneisen eingenommen (W. OBERHOL-ZER, 1955, S. 333 Ia, b), welche ihrerseits von der Guspis-Distelgratzone abgeschnitten werden. Ihre quantitative Mineralführung unterscheidet sie vom Hüenerstockgneis kaum. Der Unterschied zu diesem ist vielmehr strukturell und geht daraus hervor, dass die durchgreifende Paralleltextur und die kräftige Glimmerstriemung des Hüenerstockgneises nach Norden hin abklingt. Wohl kann noch in jedem Handstück auf einzelnen kleinen Bereichen (Glimmernester) die senkrechte Lineation eingemessen werden, die Grosszahl der Glimmer richtet sich aber kaum nach ihr.

Es ist wahrscheinlich, dass der konstruktive Anteil der alpinen Meta-morphose am Gefüge in dieser nördlich an den Hüenerstockgneis an-schliessenden Zone geringer ist als in der Cavannaserie und sich vielleicht nur auf einen epizonalen, zerstörenden Einfluss beschränkt. Immerhin ist der Übergang ganz allmählich, und eine scharfe Grenze kann nicht gezogen werden.

Noch weiter im Norden weisen die Gesteine der Guspis-Distelgratzone und die Glimmer-Plagioklasgneise der nördlichen Paragneiszone des zentra- len und westlichen Gotthardmassivs wieder eine kräftige alpine Striemung auf, nach welcher sich eine bedeutende Anzahl der Glimmer ausrichtet.

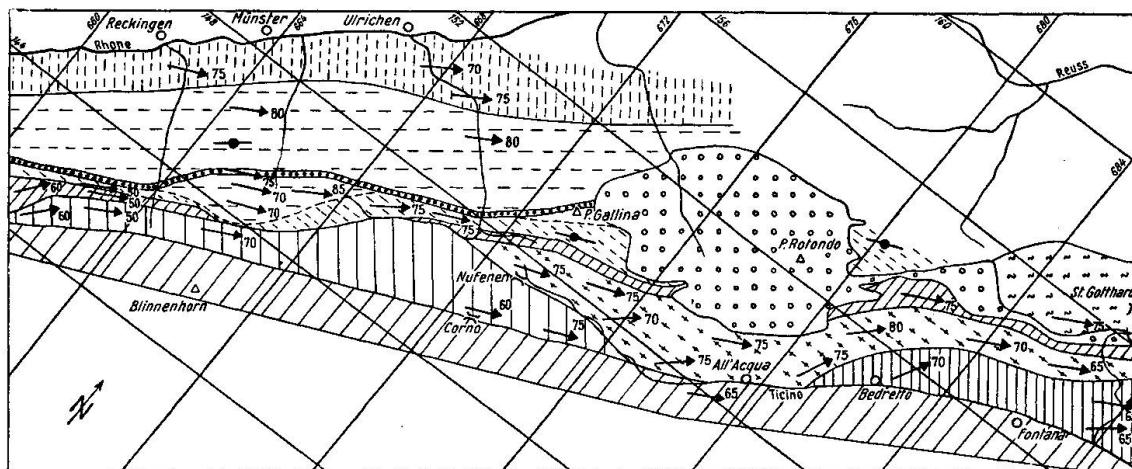


Fig. 3. Südwestliches Gotthardmassiv 1:250 000 zwischen St. Gotthardpass und Niederwald. Geologie teilweise ergänzt nach H. M. HUBER (1944)

Legende

- Scharfe geologische Grenze.
- - - Unscharfe, unsystematische Grenze.
- Glimmerstriemung (vgl. S. 302). Für die Darstellung wurde die Striemung um eine horizontale, in der Texturfläche gelegene Drehachse in die Vertikalebene gedreht und auf die Horizontalebene projiziert.
- 70 Projektion des Fallwinkels der Striemung auf die Texturfläche (pitch).
- = 90.

A) Alpin mesometamorph ganz oder teilweise umkristallisierte Gesteine

1 Bedrettomulde

2 Nufenenmulde

3 Alt-kristallin des südwestlichen Gotthardmassivs

- a) Tremolaserie (alpine Neubildung von Serizit, Biotit, Chlorit, Hornblende, Quarz, Feldspäte, Epidot, Granat)
- b) Cavannaserie (alpine Neubildung von Biotit, Muskowit, Quarz, Feldspäten, Hornblende, Epidot)

Pratoserie

Soresciagneis

Hüenerstockgneis: Fein- oder groblagige, streifige Glimmer-Alkalifeldspatgneise

B) Alpin vermutlich nur schwach beeinflusste Gesteine des Alt-kristallins (alpine Neubildung von Biotit, Muskowit-Serizit, Chlorit)

1 Grobflaserige, schlierige oder massive Glimmer-Alkalifeldspatgneise

2 Fibbiagneis (vielleicht eher zu A)

3 Guspis-Distelgratzone

4 Typus Gurschengneis

C) Alpin praktisch nicht beeinflusste Gesteine (evtl. spät-alpinen Alters?)

Rotondogranit

Der hier abgeschätzte Anteil der alpinen Metamorphose am Gefüge der Cavannaserie und den nördlich anschliessenden Zonen stellt sich etwas in Widerspruch zu den Ergebnissen W. OBERHOLZERS (1955, S. 336). OBERHOLZER hält Quarz, Feldspäte, Biotit, Titanit, Apatit, Erze und teilweise Muskowit im westlichen Gotthardmassiv für „primäre“, voralpine Bildungen, während der alpine Einfluss sich auf Neubildung von Serizit, Epidot, Klinozoisit, Zoisit und Chlorit beschränken würde, die zusammen nur einen geringen Volumenanteil besitzen. Der Grund für die schwache Einschätzung der alpinen Metamorphose liegt für OBERHOLZER in der schwachen Umwandlung der „spätherzynischen“ Intrusiva (Rotondogranit).

Auch nach E. AMBÜHL (1929) ist der alpine Einfluss auf das Altkristallin des zentralen Gotthardmassivs gering. Nach ihm ist Quarz und Muskowit vielleicht teilweise, Feldspäte und Biotit aber nicht alpin rekristallisiert. Die alpine Metamorphose würde nach AMBÜHL in einer Zersetzung der Feldspäte, einer schwachen Chloritisierung des Biotits, beides verbunden mit Kataklase, bestehen.

Eine sehr grosse Zahl der beschriebenen Faltenachsen der Cavanna-serie, insbesondere der Pratoserie, verläuft bis auf wenige Grad (Messgenauigkeit) parallel zur Glimmerstriemung der Gneise. Die Verfaltungen haben gleichzeitig mit der alpinen Gefügeumkristallisation des Gesteins stattgefunden, denn im Mineralbestand fehlen entsprechende plastische oder klastische Deformationsspuren. Dies gilt auch für die Falte mit kilometerlanger Amplitude auf dem Nufenenpass, deren Achse sich genau nach der Glimmerstriemung der verbogenen Gneise richtet. Die Existenz dieser Falte hat W. OBERHOLZER (1955, S. 359) angetönt und als eine voralpine „Grundgebirgsstruktur“ gedeutet.

Es ist durchaus möglich, dass an der verworrenen, undurchsichtigen Struktur der Pratoserie neben den alpinen auch noch fremdartig orientierte, vielleicht voralpin reliktische Faltenachsen teilnehmen. Dass vor allem in den Hornblendegesteinen der Amphibolitzüge fremdartig verlaufende Faltenachsen auftreten (z. B. südlicher Amphibolitzug am Banchiweg, 686,6/154,6) wurde auf S. 296 erwähnt.

c) Die Glimmerwellung im südwestlichen Gotthardmassiv

Alle Gesteine des untersuchten Gebiets führen sporadisch eine mehr oder weniger horizontal verlaufende *Kleinfältelung oder Wellung*, die besonders die glimmerreichen Schichtchen und Lagen erfasst hat. Die Amplitudenlängen der Falten betragen in der Regel um 3—10 Millimeter. Daneben kommen zur Kleinfältelung parallel orientierte Verbiegungen der Schichten um Meterbeträge vor. Eigentliche, scharf geschwungene Falten fehlen¹⁵⁾. Die Fältelung ist jünger als die senkrecht verlaufende Glimmerstriemung, denn sie hat diese verbogen.

¹⁵⁾ Im Gegensatz zu den Bündnerschiefern der südlich anschliessenden Muldenzonen.

Die Glimmerwellung ist keine echte Striemung. Die Glimmerkristalle sind verbogen, nicht aber parallel zur Wellung umkristallisiert. Bei den gut texturierten Gneisen liegt die Wellung in der Texturfläche. Sie hat aber auch den Rotondogranit und den Fibbiagneis erfasst, wo sie auf Rutschharnischen und Scherflächen erscheint.

Die Richtung der Kleinfältelung ist ausserordentlich variabel und kann an derselben Stelle um 30 Grad variieren. Dies gilt besonders für den massigen Rotondogranit, indem dort die Scherflächen oft nahezu ungeregelt kreuz und quer verlaufen. Auf derartigen Scherflächen kann man Neubildungen von Serizit und Chlorit feststellen, die sich nach der Kleinfältelung ausrichten.

Die Glimmerwellung stellt wohl eine *spätalpine* Beanspruchungsphase dar, die das Gesteinsgefüge von Tremolaserie, Cavannaserie, Rotondogranit und Fibbiagneis mechanisch etwas verformt, aber abgesehen von spärlichen Neubildungen auf Scherflächen keine Rekristallisationen verursacht hat. Die Wellung ist wahrscheinlich für die beschriebene, nach der durchgreifenden Umkristallisation des Gefüges erfolgte mechanische Beanspruchung verantwortlich (Kataklase und plastische Verbiegung der Quarze, Verbiegung und Serizitisierung der Feldspäte usf.). Diese war für die glimmer- und hornblendereichen Gneise und Schiefer der Cavannaserie (Tab. 1, Nr. 5, 7, 9, 11) etwas stärker, für die glimmerärmeren Typen (Nr. 3, 4, 8, 10) etwas schwächer.

Der vermutlich spätalpinen Glimmerwellung werden die Veränderungen im Gesteinsgefüge zugewiesen, die E. AMBÜHL (1929) und W. OBERHOLZER (1955) der gesamten Metamorphose zuschrieben (S. 306). Sollte sich ein tertiäres Alter des Rotondogranits bestätigen, so wäre die nach seiner Intrusion im festen Zustand erfolgte Deformation weitgehend das Resultat der mit der Glimmerwellung verbundenen Kräfte.

Von Süden nach Norden ist innerhalb der *Cavannaserie* keine Gradiierung ersichtlich. Die Glimmerwellung kann bis in den Nordteil des zentralen und westlichen Gotthardmassivs verfolgt werden. Im Gegensatz dazu ist sie in den *Schiefern der Nufenen-, Bedretto- und Pioramulde* ausgeprägter und intensiver vorhanden. Sie ist dort meist die dominierende Lineation. Während die an die Glimmerwellung gekoppelten Kräfte im Gefüge der Bündnerschiefer differenzierte Bewegungen und Deformationen erzeugten, fanden in den prätriadischen Gneisen gleichzeitig offenbar nur Verschiebungen en bloc statt.

Es ist möglich, dass die *Fächerstellung* der Schichten im zentralen und westlichen Gotthardmassiv ursächlich mit dem Entstehen der Glimmerwellung zusammenhängt. Dass die Fächerstellung jünger sein muss als

die Glimmerstriemung, zeigt ein Vergleich von Fig. 2 mit Fig. 3: Die in s bestimmten Winkel zwischen Striemung und Streichen (pitch) streuen weniger als die in der Vertikalebene gemessenen (plunge). Dreht man die Striemungsrichtungen um horizontale, in der Texturfläche gelegene Drehachsen¹⁶⁾ in Vertikalebenen, so sind die Striemungen der präatrialdischen Gesteine des Gotthardmassivs zu denjenigen benachbarter Bündnerschiefer parallel (Fig. 3).

Das durch Zug in der Fallrichtung der Schichten erzeugte *Boudinage* führte oft zum Aufreissen von *Zerrklüften* (z. B. am Banchiweg). Im Zusammenhang damit entstanden durch Relativbewegungen parallel zum Schichtfallen *Bruchharnische* mit Lineationen (Riefungen, Neubildungen von Chlorit und Serizit) ähnlicher (etwa senkrechter) Orientierung wie die bedeutend ältere Glimmerstriemung. *Boudinage* ist vielleicht eine Nebenerscheinung der an die Glimmerwellung gekoppelten Vorgänge, vielleicht aber auch unabhängig davon und jüngeren Datums.

d) Die Feldspäte der Cavannaserie

Die *Kalifeldspäte* der Cavannaserie sind durch ihre nur schwach von 90° abweichenden Gitterwinkel charakterisiert. Dies lässt auf eine bezüglich Al/Si weitgehend ungeordnete Struktur schliessen. Es darf wohl angenommen werden, dass Kalifeldspat während der alpinen Metamorphose sich im Gleichgewichtszustand befand, d. h. genügend Zeit vorhanden war, so dass sich die Al/Si-Ordnung den Zustandsbedingungen anpassen konnte. Die oft fehlende Verzwillingung und die scharfen Reflexe (ohne Schwänze) von Röntgeneinkristallaufnahmen scheinen anzudeuten, dass die Kalifeldspäte bei relativ hoher Temperatur als Einkristalle gewachsen oder rekristallisiert sind und dass ihr Al/Si-Ordnungsgrad nachträglich sich kaum mehr verändert hat. Ihre Neubildung oder letzte Rekristallisation kann offenbar nicht älter als alpin sein.

Die *Albite* sind entsprechend der Feststellung von F. LAVES (1954) in der Regel recht vollständig entmischt.

Die weit verbreiteten und mannigfaltig entwickelten *Schachbrettalbite* dürften grösstenteils nachträglich durch Umkristallisation aus Kalifeldspat entstanden sein. Es ist nicht gesagt, dass alle Schachbrettalbite des südwestlichen Gotthardmassivs zur selben Zeit als Folge desselben geologischen Vorgangs gebildet wurden. Es ist möglich, dass die Schachbrettalbite der granitaplitischen Adern in den Kontaktgneisen des Rotondogranits (S. 268) eine andere Herkunft besitzen als diejenigen in

¹⁶⁾ Also um etwa parallel zur Glimmerwellung orientierte Drehachsen.

Tabelle 2. Die Alkalifeldspäte der Cavannaserie (von N nach S)

	<i>Kalifeldspat</i> Perthitische Entmischung durchschnittlich schwach (am ausgeprägtesten in Pegmatiten). (—) 2V meist kleiner als 65—70°. Oft nicht ver- zwilligt.	<i>Albit</i> Etwas Anorthitgehalt, schwach serizitisiert. <i>Schachbrettalbit</i> Anorthitfrei, nicht serizitisiert.
<i>Hüenerstockgneis</i>	Vorwiegend grosse, idio- morph Porphyroblasten.	Kleiner als Kalifeldspat, idio- morph, kaum porphyrobla- stisch. Kein Schachbrettalbit.
<i>Soresciagneis</i>	Vereinzelt als xenomorphe Porphyroblasten.	Kaum porphyroblastisch, spärlich Schachbrettalbit-Por- phyroblasten.
<i>Pratoserie</i>	In nördlichen Horizonten (Nufenenpass) grosse, idio- morph Porphyroblasten. Kleine, meist xenomorphe, oft extrem xenomorphe Bildungen, z. T. Letztbil- dungen.	Grosse, idiomorphe oder xeno- morphe Porphyroblasten. Häufig Schachbrettalbit-Por- phyroblasten.

den Gneisen der Pratoserie. Ein Grossteil der letzteren ist vermutlich nach der alpinen Gefügekristallisation als Letztbildung gewachsen, unabhängig von der Granitintrusion (vgl. S. 355).

B. VORALPINE METAMORPHOSEN

a) Die Cavannaserie als ultrametamorphe Gesteinsserie

Die strukturelle Entwicklung der Cavannaserie im Feldverband führt zur Überzeugung, dass irgend wann einmal ein bedeutender Anteil *mobil* gewesen sein muss.

In der *Pratoserie* sprechen nicht nur die unzähligen pegmatitischen Gänge, Lagen, Schlieren und Linsen hierfür, sondern auch die vielen Zwischenlagen von Alkalifeldspatgneisen und glimmerarmen Albitgneisen aplitischer Struktur und Zusammensetzung, die in den weit-

verbreiteten Chorismiten oft um Biotitschiefer-, Amphibolit- und Hornblendeschieferlinsen herumfliessen.

Das Fehlen einer generellen Schichtung im grossen und die mannigfaltigen Spuren stattgefunder Bewegungen, Verbiegungen und Verformungen deuten darauf hin, dass die Pratoserie vielleicht einmal, vielleicht mehrmals *als Ganzes* aufgeweicht war, sich plastisch verhielt. Hierbei blieben gewisse Anteile mehr oder weniger fest, während andere mobil waren und über grössere Distanzen zirkulierten. Die auf diese Weise entstandenen Veränderungen sind derart, dass mindestens bis zum *Meterbereich* nicht mehr gesagt werden kann, was die einzelnen Schichten vor den Metamorphosen dargestellt haben oder welches ihr Chemismus war.

Die starke Gliederung der Pratoserie bis ins kleinste Ausmass, die sich in der grossen Variabilität der quantitativen Mineralführung und folglich des Chemismus manifestiert, ist ohne Zweifel das alleinige Resultat *metamorpher* Differenzierung. Obwohl die Pratoserie mit grosser Wahrscheinlichkeit zum weit überwiegenden Teil eine Paragesteinsserie war, ist es kaum möglich, in den Stromatitserien noch irgendwelche Hinweise auf ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung zu erkennen. Die einzelnen Komponenten der Chorismite, ihre millimeterscharfen oder ganz diffusen Kontakte zueinander sind das Resultat metamorpher Stoffwanderungen und Umsetzungen. Der Umstand, dass zu gewissen Zeiten mobil und fest gleichzeitig nebeneinander bestand, muss die Erzeugung stark gegliederter Stromatitserien wesentlich begünstigt haben.

Es ist denkbar, dass die *mobil gewesene Phase* eine „*Injection*“ darstellt. Man muss aber festhalten, dass im heute vorliegenden Gesteinsverband keine scharfe Trennung mehr in mobil und fest vorgenommen werden kann. Die Pegmatite sind häufig diffus begrenzt; sie zerfliessen randlich mit dem Nebengestein. Es sind unzählige Zwischenstufen vorhanden von spärlich auftretenden, grossen Feldspatporphyroblasten bis zu metermächtigen, scharf oder unscharf umrandeten Pegmatitgängen (S. 285). Die mobile Phase hat mit grosser Sicherheit in *unmittelbarer Nachbarschaft* längs ihrer Bahnen einen bedeutenden Anteil des Nebengesteins mobilisiert, denn die diffusen Grenzen sind Hinweise für vor sichgegangene Zufuhr-, Wegfuhr- und Austauschprozesse.

Es ist durchaus möglich, aber wahrscheinlich nur durch umfangreichstes Analysenmaterial zu beweisen, dass ein Teil des gesamten, mobil gewesenen Anteils der Pratoserie *von weither* als aplitgranitisches Material zugeführt worden ist (magmatisch oder palingenetisch). Vielleicht war die Zufuhr so umfassend, dass sie den Pauschalchemismus der Pratoserie

schlechthin zu verändern mochte. Der Rest der mobil gewesenen Stoffe ist *anatektisch*, d. h. er stammt aus der Pratoserie selbst.

Mehrere Gesteinstypen (Epidotbiotitschiefer, Epidotamphibolite und Epidothornblendeschiefen) lassen sich zwangslässig als Restgesteine deuten, die ihren Anteil von Natronalumosilikaten durch Ausblutung verloren haben. Sie bilden vermutlich den ältesten Bestand der Pratoserie. Andere Typen (granatführende Zweiglimmergneise und -schiefer monoschematischer oder mikrochorismatischer Struktur) könnten von einer Ausblutung entweder nicht erfasst worden oder über ein gewisses Anfangsstadium nicht hinausgekommen sein.

Die mittlere Gneiszone der Pratoserie stellt die Herdzone der heute noch sichtbaren Mobilisationen dar. Die nördlich und südlich anschließenden Amphibolitzüge sind entweder Partien bevorzugter Ausblutung, oder sie sind Übergangsregionen zur gewöhnlichen Metamorphose. Ihre spärlich auftretenden, in der Regel scharf begrenzten Pegmatite scheinen aus der mittleren Gneiszone zugewandert zu sein.

Soresciagneis und *Hüenerstockgneis* sind einander bezüglich Struktur und Textur ähnlich. Beide sind bedeutend eintöniger als die Pratoserie. Grobgemengte Gesteine sind untergeordnet; monoschematische Gneise herrschen vor, die über weite Strecken in ihrer Mineralführung nur schwach variieren. Von einer ehemals mobilen Phase ist heute wenig zu sehen. Dies schliesst keineswegs aus, dass die beiden Gneise nicht ebenfalls ultrametamorph sind. Sie hätten durch Steigerung der Anatexis zur Diatexis¹⁷⁾ oder auch später durch Umkristallisationen und Ummineralisierungen anderer Metamorphosen homogenisiert werden können. Das Auskeilen der Pratoserie nach Osten und ihre intensive Verformung, die im nördlichen Teil der Cavannaserie fehlt, sprechen dafür, dass die Glieder der Cavannaserie nicht immer so eng benachbart waren wie heute, sondern dass vielleicht eine tektonische Diskordanz dazwischenliegt.

b) Das Alter der Ultrametamorphose

Die ultrametamorphen Stoffmobilisationen können kaum der alpinen Gebirgsbildung zugeschrieben werden. Die alpine Metamorphose hat zwar das Gefüge nahezu aller Gesteine der Cavannaserie *mikroskopisch* mesozonal durchgreifend umkristallisiert, jedoch wahrscheinlich keine den Pauschalchemismus grundsätzlich verändernden Stoffumsätze über den Bereich von einigen Zentimetern hinaus verursacht. Hierzu wäre das Niveau während der Alpenfaltung zu hoch gewesen.

¹⁷⁾ Definiert bei D. HOENES (1949), S. 125.

Die alpine Überprägung erschwert das Erfassen der Ultrametamorphose, die nur noch aus dem Verband der grobgemengten Gesteine im grossen hervorgeht.

Die *Pegmatite* sind vielleicht alpin wieder etwas bewegt worden. Hierfür spricht die Tatsache, dass sie von Falten, deren Achsen parallel zur alpinen Richtung verlaufen, verbogen wurden, ohne dass sie klastische oder plastische Spuren aufwiesen. Nicht selten durchschlagen sie derartige Falten etwas diskordant.

Ob die *herzynische* Metamorphose von solcher Intensität war, dass sie mesothermale ultrametamorphe Prozesse zu erzeugen vermochte, können nur Vergleiche mit Gebieten beantworten, die nachgewiesenermassen nur herzynisch umgewandelt wurden. Solche Regionen fehlen aber im Gotthardmassiv. Während in den älteren Arbeiten über das Gotthardmassiv mit Sicherheit von einer „paläozoisch metamorphen“ Serie gesprochen wurde, hat man später auch noch die Möglichkeit älterer, vorpaläozoischer Metamorphosen in Rechnung gezogen (R. STAUB, 1948; E. NIGGLI, 1953).

Im *Grundgebirge des Schwarzwaldes* fällt die mit regionalen anatektischen, dialektischen und palingenetischen Prozessen und mit Dislokationsmetamorphosen verknüpfte Hauptvergneisungsphase in die *vorherzynische* Zeit. Ultrametamorphe Vorgänge *herzynischen* Alters gingen nur im Zusammenhang mit der Platznahme der herzynischen Granite vor sich. Die herzynische Dislokationsmetamorphose beschränkte sich auf Verfaltung und Verschieferung (D. HOENES, 1949). Im *Gotthardmassiv* weist das Fehlen jeder Kontaktmetamorphose an den Rändern der herzynischen Granite auf Intrusion in höherem Niveau hin. Die Ultrametamorphose der Cavannaserie war von anderem Charakter als die herzynische Ultrametamorphose im Schwarzwald. Sie war vermutlich keine Kontakterscheinung aufstossender Magmen, sondern eher an Dislokationsmetamorphose gebunden, entsprechend der ausgeprägten Paralleltextur der Gesteine (Stromatite) und den zahlreichen Abbildern stattgefunder Bewegungen und Verformungen. Sie ist vielleicht mit der *vorherzynischen* Ultrametamorphose des Schwarzwald-Grundgebirges zu parallelisieren.

C. ZUR ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DER CAVANNAGESTEINE

Mehrere neuere Arbeiten über das Altkristallin des Gotthardmassivs haben sich mit der Entstehungsgeschichte der einzelnen Gesteinsglieder befasst. Alle fussen auf der Annahme, dass die Gesteine zwar polymetamorph sind, dass aber keine der Metamorphosen mit umfassenden metasomatischen Prozessen verknüpft war. Die chemische Zusammensetzung der einzelnen Gesteinstypen wäre demnach seit deren Bildung als Sediment, Eruptiv- oder Injektionsgestein im allgemeinen gleich geblieben. Dieser Schluss hat recht spezialisierte Vorstellungsbilder über die Ent-

stehung des Altkristallins z. B. im südöstlichen Gotthardmassiv (H. M. HUBER, 1943) ermöglicht und zur Herleitung von Tabellen über die ursprüngliche chemische Zusammensetzung des sedimentären Anteils geführt (P. NIGGLI u. a., 1930; E. NIGGLI, 1944, Tab. V).

Die zahlreichen grobgemengten Gesteine der Cavannaserie stellen hingegen weitgehend ultrametamorphe Differenziationen dar. Stoffliche Bewegungen und Austauschprozesse, vielleicht gekoppelt mit einer regionalen Stoffzufuhr granitischen Materials, haben vermutlich den Chemismus der einzelnen Gesteinstypen und vielleicht auch die Pauschalzusammensetzung der ganzen Region verändert. Bei der Lösung der Frage, was die Gesteine vor der Ultrametamorphose waren, sind hier schneller als anderswo im Gotthardmassiv unüberwindliche Schranken gesetzt. Es dürfte kaum möglich sein, zu einer derart detaillierten Vorstellung über den Ursprung des Gesteine zu gelangen wie in anderen Teilen des Massivs, wo nicht nur die alpine, sondern offenbar auch alle älteren Metamorphosen bedeutend schwächer waren.

Die Chorismite der mittleren Gneiszone der Pratoserie haben ohne Zweifel Ähnlichkeiten in Struktur und Mineralbestand mit den von H. M. HUBER (1943) beschriebenen. Ein Unterschied besteht aber darin, dass die Chorismite im südöstlichen Gotthardmassiv an den Rand grosser Streifengneiskomplexe gebunden sind, die früher einmal magmatische Granite waren. Die grobgemengten Gesteine sind dort eine Kontaktfolge alter Granite an Paragneisen. Es gelang HUBER, stets eine scharfe Trennung vorzunehmen zwischen mobil gewesenem, injiziertem Anteil und fest gebliebenem Rest von nahezu unverändert sedimentärer Herkunft. Die Vorstellungen HUBERS sind ohne wesentliche Einschränkungen in andere Regionen des Massivs übertragen worden (E. NIGGLI, 1944; W. OBERHOLZER, 1955; A. FEHR, 1956).

Im südwestlichen Gotthardmassiv fehlt ein Granitherd, der für die Lieferung des in den Gesteinen der Pratoserie vorhandenen, mobil gewesenen Anteils in Frage kommen könnte. Die Kontaktverhältnisse des Rotondogranits schliessen die Möglichkeit einer in Rechnung zu tragenden Stoffzufuhr in benachbarte Gneise eindeutig aus (S. 268). Der Hüenerstockgneis, der zu den von W. OBERHOLZER als Orthogneis bezeichneten und mit den Streifengneisen des östlichen Gotthardmassivs parallelisierten Alkalifeldspatgneisen gehört, ist durch einen breiten, monoschematischen Gneiskomplex (Soresciagneis) von den Chorismiten der Pratoserie getrennt. Im Soresciagneis können heute nur ganz geringe Spuren einer ehemals mobilen Phase gefunden werden. Im Gesteinsverband sind keine Anzeichen da, die irgend eine stoffliche Beziehung zwi-

schen Hüenerstockgneis und den Chorismiten der Pratoserie erkennen liessen. Die Frage, woher eine allfällige Stoffzufuhr in die Pratoserie kam, kann nicht beantwortet werden.

Die monoschematischen und chorismatischen Hornblendegesteine der Pratoserie dürften mehrheitlich sedimentärer Herkunft sein. Zwei Analysen von Amphiboliten aus der „Tremolaserie“, die stratigraphisch in den Amphibolitzügen der Pratoserie gelegen sind (P. NIGGLI u. a., 1930, S. 152, Nr. 96, 106) sprechen jedenfalls hierfür. Sie wurden schon mehrfach in Diagrammen zur Darstellung gebracht (P. NIGGLI, 1929; P. NIGGLI u. a., 1930, S. 339; E. NIGGLI, 1944, S. 128). Die feine Wechsellagerung mit biotitreichen Gneisen oder Quarziten (Tab. 1, Nr. 7, 8) ist für viele Amphibolite und Hornblendeschiefer charakteristisch.

Die chemischen Analysen der Hornblendegesteine können wahrscheinlich keine Hinweise auf die Art des ursprünglichen Sediments geben. Amphibolite und Hornblendeschiefer sind oft als Linsen in ultrametamorphen Chorismiten eingelagert. Es ist der Möglichkeit Rechnung zu tragen, dass sie durch Stoffwanderungen chemisch verändert worden sind — am ehesten durch Ausblutung und Wegfuhr von Natronalumosilikaten. Die Anordnung der Hornblendegesteine zu drei Amphibolitzügen mit grosser Längsausdehnung erinnert heute vielleicht noch als einziges an eine alte Stratigraphie.

Mineralbestand, Struktur und Textur, die Lagerung der hornblendeführenden Gesteine der Cavannaserie, ihre Verformung und Wechsellagerung mit Stromatitserien, die vorwiegend Glimmergneistypen führen, ist den Gesteinen der *Guspis-Distelgratzone* ähnlich. Die Verwandtschaft wird erhöht durch die Vorkommen von Serpentin-Talklagerstätten. Am Westfuss des Pizzo-Gallina-Grats (673,1/149,6) ist ersichtlich, dass die Distelgratzone durch relativ junge mechanische Bewegungsflächen von den Glimmer-Alkalifeldspatgneisen im Norden und Süden abgetrennt ist. Die Vermutung liegt nahe, dass die Hornblendegesteine von Cavannaserie und Guspis-Distelgratzone eine ähnliche Vergangenheit besitzen und erst in jüngerer Zeit durch mechanische Bewegungen voneinander gelöst worden sind.

In den Amphiboliten und Hornblendeschiefern der Pratoserie fehlen Hinweise in Mineralführung oder Struktur, die die Existenz eines *marmatischen Anteils* zu beweisen vermöchten. W. OBERHOLZER (1955, S. 352) glaubte, dass die Amphibolite im westlichen Gotthardmassiv Zwischenstadien einer Magmendifferenziation darstellten, deren Endglieder die Serpentinlinsen und Alkalifeldspatgneise wären. Im kartierten Gebiet fehlen feldgeologische Beobachtungen, die eine derartige Ver-

kniüpfung zwischen den drei Gesteinsarten bestätigten. Die spärlichen Serpentin- und Strahlsteinlinsen, die in der Pratoserie als *Fremdkörper* eingelagert sind, dürfen nicht als Argument für eine teilweise magmatische Abstammung der Hornblendegesteine gelten.

Der *Soresciagneis* dürfte in überwiegendem Masse aus ursprünglich sedimentärem Material bestehen. Dies geht aus der Zusammenstellung der wenigen, aus dem Gebiet des St.-Gotthardpasses stammenden chemischen Analysen durch H. M. HUBER (1943, S. 204) hervor. Freilich fehlen irgendwelche Relikte in Struktur, Textur und Mineralbestand, die direkt auf die sedimentäre Abstammung des Gneises hinwiesen.

Dass eine Beziehung zwischen der stofflichen Zusammensetzung des Soresciagnesis und dem benachbarten Rotondogranit oder Hüenerstockgneis, wie dies P. WAINDZIOK (1906) und L. HEZNER (1909) angenommen haben, unwahrscheinlich ist, wurde auf S. 268 und 274 erwähnt. Falls die sporadisch auftretenden, feldspatreichen *Augen* (S. 275) nicht allein durch Austauschprozesse geringeren Umfangs im Soresciagnesis selbst, sondern nur durch Annahme einer pauschalen pneumatolytischen Alkalizufuhr von aussen her erklärt werden kann, so wäre für den in Frage kommenden Herd am ehesten an die südlich benachbarte, ultrametamorphe Pratoserie zu denken. Die Existenz einer zeitlichen Kopplung zwischen der Entstehung der Augen und der Entstehung der an Mischgneise erinnernden Zusammensetzung zweier Analysen (P. NIGGLI u. a., 1930, S. 152/154, Nr. 93, 117, dargestellt in H. M. HUBER, 1943, Fig. 41, 44) liegt nicht zwingend auf der Hand. Der Soresciagnesis kann schon als Mischgneis vorgelegen haben, bevor sich die Zustandsbedingungen zur Ausbildung der Augen einstellten. Die Möglichkeit, dass sein Chemismus rein sedimentärer Natur ist, ist ebenfalls nicht ganz unwahrscheinlich. Die von E. NIGGLI (1944, S. 101) für die altkristallinen Gesteine des Gotthardmassivs aufgestellte Regel, dass Kalifeldspat als Leitmineral für an granitische Intrusionen gebundene Stoffzufuhr in das Nebengestein angesehen werden könne, darf für die Cavannagesteine nicht ohne weiteres angewendet werden.

Der *Hüenerstockgneis* ist von W. OBERHOLZER (1955) zu den Glimmer-Alkalifeldspatgneisen des westlichen Gotthardmassivs gezählt und als Orthogneis gedeutet worden, dessen Ausbreitung nur zum kleinsten Teil in das untersuchte Gebiet fällt. Eine Diskussion seiner Entstehung müsste sich auf umfassende chemische und geologische Studien im westlichen Gotthardmassiv stützen. Es sei lediglich erwähnt, dass im Hüenerstockgneis keine Relikte granitischer Struktur mehr erkannt werden können. Es fehlen heute irgendwelche Anzeichen im Gneis und in

seinen Kontakten zum Nebengestein, dass er ein Derivat einer mobilen, stockartig eingedrungenen Phase granitischer Zusammensetzung sein könnte.

Die *Serpentin-Talklinsen* der Cavannaserie besitzen im Altkristallin des Gotthardmassivs viele Äquivalente. Die zahlreichen, linsenförmigen Vorkommen in der nördlichen Paragneiszone (Gurschengneis) sind von A. SCHNEIDER (1912), R. L. PARKER (1920), H. FISCHER (1923), E. AMBÜHL (1929) und W. OBERHOLZER (1955) bearbeitet worden. Weitere Serpentin-Talklagerstätten finden sich in der Motta-naira-Zone (H. M. HUBER, 1943), in der Guspis-Distelgratzone (W. OBERHOLZER, 1955) und im Tavetscher Zwischenmassiv (E. NIGGLI, 1944). Alle Autoren sehen in diesen Lagerstätten metamorphe Derivate peridotitischer Magmen. Die Altersfrage gilt als komplex und schwer zu beantworten. Teils wird die Platznahme der Peridotite mit der Intrusion alter granitischer Magmen verknüpft, die heute als Streifengneise vorliegen (H. FISCHER, 1923; W. OBERHOLZER, 1955), teils wird sie in Beziehung gebracht mit der Bildung der oberkarbonischen Granitstöcke (R. WINTERHALTER, 1930; H. M. HUBER, 1943). E. AMBÜHL (1929) vermutete in den Peridotiten Vorläufer der herzynischen Faltung. Andere Autoren lassen die Altersfrage offen.

Die Serpentin-Talklinsen der Cavannaserie und ihre Kontaktzonen zu den benachbarten Gneisen und Hornblendegesteinen sind ohne Zweifel alpin durchgreifend umkristallisiert, vielleicht auch ummineralisiert (S. 303). Mechanische Bewegungen alpinen und eventuell voralpinen Alters haben ihre Form, ihre Lagerung und ihre Kontaktgesteine weitgehend beeinflusst. Die primären Gefügestrukturen sind ausgelöscht. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Vorkommen nicht mehr an ihrer Bildungsstätte liegen, sondern im Zusammenhang mit der Verfaltung der Pratoserie bewegt wurden. Die Lagerstätten sind für einen Beitrag zur Lösung der Altersfrage ungeeignet.

III. KAPITEL: Tremolaserie

1. Einleitung

Die durch ihre mannigfaltige und abwechslungsreiche Entwicklung berühmt gewordenen metamorphen Gesteine der *Tremolaserie* am Südhang des St.-Gotthardpasses haben schon lange vor der Jahrhundertwende die Aufmerksamkeit der geologischen Forscher auf sich gezogen.

Eine vorzügliche Beschreibung der für die Tremolaserie typischen *Hornblendegarben* gibt bereits H.-B. DE SAUSSURE (1796, S. 23)¹⁸⁾:

Dans cette pâte grenue sont renfermés des cristaux longés et irréguliers de hornblende, noire, ou tirant un peu sur le verd. Ces cristaux sont parallèles aux feuillets des couches, dans celles qui sont minces; & là, sur-tout lorsque ces couches sont de schistes micacés, ils se présentent sous la forme de gerbes ou de faisceaux de rayons qui divergent en sens opposés. Ces rayons ont quelquefois jusques à trois pouces de longueur, & forment un effet très-agréable à l'œil. Dans les couches plus épaisses, & sur-tout dans celles de feldspath grenu, on trouve ces cristaux noirs; ici parallèles; là obliques, & même quelquefois perpendiculaires aux plans des couches.

Die ersten *detaillierten Feldaufnahmen* stammen von K. VON FRITSCH (1873) und F. M. STAPFF (1879, 1885)¹⁹⁾. Es waren die ersten und zugleich die letzten Versuche, eine stratigraphische Unterteilung der Gesteinsserie vorzunehmen. 30 Jahre später folgte dann die ausführliche, auch heute noch gültige und wertvolle petrographische Arbeit LAURA HEZNERS (1909). Die Arbeit deckte die fazielle Einmaligkeit der Serie auf, die innerhalb des Altkristallins der autochthonen Zentralmassive des Alpenbogens keine weiteren Äquivalente besitzt. Sie hat dazu geführt, dass die Gesteine der Tremolaserie zwischen Tremolaschlucht und Airolo während langer Zeit zu den bekanntesten des Gotthardmassivs gezählt haben.

Die *sedimentäre Abstammung* der Tremolagesteine wurde bis heute nie in Frage gestellt. Anders verhielt es sich mit der *Art der Metamorphose*, die während längerer Zeit umstritten war. Zur Zeit U. GRUBENMANNS und A. HEIMS hoffte man im Zentrum des Alpengebirges eine Zone zu finden, die den Einfluss der *Dislokationsmetamorphose* auf alte sedimentäre Gesteine besonders eindrücklich zeigen würde. Dies war der Leitgedanke der Untersuchungen U. GRUBENMANNS (1888) an den südlich dicht an die Tremolaserie anschliessenden Bündnerschiefern im Riale di Nelva (691,2/154,7) gewesen²⁰⁾. Die eingeklemmte Lage der Bündnerschiefer (und der Tremolaserie) zwischen Gotthard- und Tessinermassiv erschien damals für derartige Studien besonders günstig. Beeinflusst von ihrem Lehrer U. GRUBENMANN übertrug L. HEZNER (1909) dessen Ideen auf die Tremolaserie und deutete deren Gesteine als *dislokationsmetamorph ummineralisierte alte Sedimente*.

¹⁸⁾ Voyage dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Tome 4, Chap. XIV d'Ayrolo à l'hospice des Capucins du St. Gothard. Neuchâtel, chez Louis Fauche-Borel, Imprimeur du Roi.

¹⁹⁾ Eine gute Übersichtskarte machte F. GIORDANO (1872).

²⁰⁾ „Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo“ — gemeint ist der westlichste Ausläufer der Pioramulde.

Die Ansichten U. GRUBENMANN und L. HEZNERS über die Dislokationsmetamorphose stellten sich in Widerspruch zu den Auffassungen vieler Geologen der damaligen Zeit. G. KLEMM (1904—1907) z. B. glaubte nicht, dass die Dislokationsmetamorphose über kataklastische Vorgänge hinausgehen und im Gesteinsgefüge durchgreifende Ummineralisationen zur Folge haben könne. Weil nun in der Tremolaserie gerade diese besonders schön zu erkennen sind, jene hingegen weitgehend fehlen, deutete G. KLEMM die Serie als eine kontakt- und injektionsmetamorphe, zwischen den weitläufigen, nach ihm *tertiären* Granitintrusionen des Gotthard- und Tessinermassivs eingesunkene Sedimentscholle. Diese Theorie hat er bis weit in die dreissiger Jahre hinein mit Eifer verfochten.

In Weiterentwicklung der Ideen U. GRUBENMANN wies P. NIGGLI (1929) durch umfassende Vervollständigung und Zusammenstellung des Analysenmaterials überzeugend nach, dass die mesozoischen Bündnerschiefer der Pioramulde und von Val di Campo gleichzeitig und unter gleichen chemisch-physikalischen Bedingungen mit den *alkristallinen* Gesteinen der Tremolaserie als Folge der alpinen Dislokationsmetamorphose durchgreifend ummineralisiert und umkristallisiert wurden.

Die neueren Arbeiten befassten sich nur noch mit Randgebieten der Tremolaserie und führten stets zur Bestätigung oder Übernahme der petrographischen Gliederung und Ergebnisse L. HEZNERS.

Das Kohlevorkommen am Giubine (J. KOENIGSBERGER, 1908), das später oft zur Datierung der Tremolaserie (Karbon) aufgeführt wurde (vgl. S. 358), liegt nicht in dieser, sondern im Soresciagnejus und dürfte sicher älter sein als Karbon. Bei den von W. VAN HOLST PELLEKAAN (1913) erwähnten Tremolaschiefern am P. dell'Uomo (früher Scai, 703/156) handelt es sich entweder um Hornblendegesteine, die einem Amphibolitzug der Cavannaserie entsprechen, oder um eine neue, der Tenelinzone (H. M. HUBER, 1943, Karte) äquivalenten, ihr südlich vorgelagerten Muldenzone. L. KRIGE (1918) wies das unveränderte Auftreten der Tremolaserie am Nordhang von Val Piora nach. Die Aufnahmen R. EICHENBERGERS (1924) ergaben das Auskeilen der Tremolaserie im Westen bei Gallinoso südwestlich Ronco (680,9/150,0)²¹⁾. Die von E. AMBÜHL (1929) unter „Tremolaserie“ aufgezählten Gesteinstypen betreffen die Borelzone (H. M. HUBER, 1943, Karte), die Tenelinzone und den Soresciagnejus, nicht aber die in Val Tremola anstehende Gesteinsserie. In der neuesten Arbeit, die eine Beschreibung von „Tremolagegesteinen“ in sich schliesst (H. ZWEIFEL, 1954), wird der Soresciagnejus zur Tremolaserie hinzugezählt, im übrigen aber die alte Petrographie von L. HEZNER übernommen. Inwiefern die dort beschriebenen Gesteine mit jenen am St.-Gotthardpass stratigraphisch identisch sind, werden die in Vorbereitung befindlichen, ausführlichen Untersuchungen von R. STEIGER ergeben.

Die Ergebnisse L. HEZNERS (1909) sind untenstehend in 10 Punkten zusammengefasst:

²¹⁾ R. EICHENBERGER gibt Cassina Baggio (679,3/148,9) an, eine Stelle, die in der mittleren Gneiszone der Pratoserie liegt.

1. Die Gesteine der Tremolaserie werden am St.-Gotthardpass definitionsgemäss im Norden durch Soresciagneis, im Süden durch Rauhwacke und Dolomit der Trias abgegrenzt.
2. Die Tremolaserie besteht petrographisch aus 6 Gesteinstypen, die sich immer und überall wiederholen, oft von Dezimeter zu Dezimeter wechseln, zusammen aber einen *einheitlichen*, im Gotthardprofil 2,6 km mächtigen Komplex bilden. Es sind:

Hornblendegarbenschiefen,
Phyllitische Glimmerschiefer,
Amphibolite,
Gneise,
Quarzite,
Silikatführende Karbonatgesteine.

Die Gesteinstypen sind im Verband unscharf begrenzt; sie können in ihrer Mineralführung nicht ohne Willkür systematisch voneinander getrennt werden (viele Zwischenglieder).

3. Es kann keine stratigraphische Unterteilung vorgenommen werden.
4. Der Mineralbestand ist einheitlich für die tiefste Epizone typomorph.
5. Die Tremolaserie ist eine Sedimentserie, die im Zusammenhang mit der Alpenbildung dislokationsmetamorph vollständig ummineralisiert wurde. Die chemischen Analysen sprechen für sandigmergelige Tongesteine.
6. Pegmatite fehlen.
7. Das sporadische Auftreten pneumatolytischer Minerale (Turmalin und Sulfide), das Vorkommen von pegmatithähnlichen Quarzgängen und der etwas abnorme Natrongehalt in der chemischen Zusammensetzung vieler Gesteine sind Hinweise, die für eine pneumatolytische Natronzufuhr sprechen.
8. Die pneumatolytische Stoffzufuhr erfolgte etwas nach der Metamorphose und stand im Zusammenhang mit der Platznahme der Gotthardgranite.

Im weiteren werden noch Datierungsversuche gemacht, die sich aus der damaligen Kenntnis der Alpengeologie verstehen:

9. Für die jüngsten, südlichsten Schichten der Tremolaserie wird jurassisches Alter angenommen.
10. Die Natronpneumatolyse müsste demnach postjurassisch sein.

Auch die vorliegende Arbeit wird sich weitgehend auf die Resultate L. HEZNERS stützen und petrographisch nur wenig neues bringen. Sie wird sich im wesentlichen darauf beschränken, die aufgezählten Punkte zu bestätigen, zu erweitern oder zu korrigieren.

Im Gegensatz zur eindeutigen Abgrenzung der Tremolaserie im Norden durch L. HEZNER wurde ihr nördlichster Teil im vorigen Kapitel als *selbständige Gesteinsserie (Cavannaserie)* abgetrennt²²⁾. Dies sei kurz begründet (vgl. auch S. 327):

²²⁾ Eine ähnliche, allerdings etwas unklare und geographisch nicht umgrenzte Trennung nahm P. NIGGLI (1936) vor in „Tremolaserie im engeren Sinn“ — und — „im weiteren Sinn“.

Die einzelnen Zonen der Cavannaserie besitzen im Südschenkel des Gotthardmassivs eine grosse Verbreitung und wurden teilweise schon unter anderen Namen beschrieben (z. B. „südliche Gneisserie“ R. EICHENBERGERS, 1924). Ihre Gesteine (Glimmer-Alkalifeldspat- und Glimmer-Albitgneise, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine) haben im Gegensatz zur südlich anschliessenden Tremolaserie im nördlichen, westlichen und östlichen Gotthardmassiv viele Äquivalente in bezug auf Struktur, Textur und Mineralbestand. In der Cavannaserie finden sich im Profil des St.-Gotthardpasses Gesteinstypen (Gneise mit bedeutendem Mikroklingehalt, Pegmatite und Serpentin-Talk- und Strahlsteineinlagerungen), die von L. HEZNER, deren Feldstudien sich weitgehend auf die südlicheren Schichten der Tremolaschiefer beschränkten²³⁾, nicht aufgeführt wurden.

Die Mineralführung der Cavannaserie ist mesozonal und spricht für höhere Temperaturen als diejenige der Tremolaserie. In jener haben ultrametamorphe Prozesse stattgefunden, die zu weitläufigen Stoffmobilisationen führten, während in dieser keine Hinweise für bedeutende metasomatische Vorgänge über den Bereich von 10 Zentimetern hinaus vorhanden sind. Der Kontakt zwischen den beiden Serien ist scharf. Östlich des St.-Gotthardpasses gibt es Aufschlüsse, die ein diskordantes Abschneiden der südlichen Cavannaschichten durch die Tremolaserie aufdecken (R. STEIGER, persönliche Mitteilung).

Es wird vorgeschlagen, die Tremolaserie westlich des St.-Gotthardpasses in zwei Teile zu gliedern, in einen nördlichen Abschnitt, die Zone von *Motto di dentro*, und in einen südlichen Abschnitt, die *Nelvazone*. Die Zweiteilung erfasst keine systematischen Unterschiede von Bedeutung, sondern bezweckt lediglich eine stratigraphische Zerlegung der Serie (S. 328).

2. Die Zone von *Motto di dentro*²⁴⁾

Die Zone wurde nach dem am Ausgang der Tremolaschlucht gelegenen *Motto di dentro* (687,7/154,8) benannt. Sie umschliesst im Profil des St.-Gotthardpasses den etwa 700 Meter mächtigen Abschnitt zwischen Ponte di Mezzo (687,1/155,1) und der Ebene von *Motto Bartola*. Ihre südliche Begrenzung geschieht durch einen gut definierten, nach Westen einwandfrei verfolgbaren Horizont (S. 328), der bei Villa im Bedrettatal unter der Trias verschwindet.

²³⁾ Südliche Tremolaschlucht, *Motto Bartola* und *Sasso rosso*.

²⁴⁾ Der Name wird hier erstmals verwendet.

Der nördliche Teil der Zone wird vorwiegend von *Hornblendegneisen* eingenommen. In einem schmalen mittleren Teil herrschen oft feinkörnige, *epidot- und karbonatreiche Hornblendschiefer, Gneise* mit hohem *Karbonatgehalt* oder *Silikat-Karbonatgesteine* vor. Die südliche Partie weist hauptsächlich *Glimmergneise* auf, die meist nur wenig oder keine Hornblende führen. Es handelt sich hierbei um ein sporadisches Hervortreten einzelner Gesteinstypen, das keine exakten Abgrenzungen ermöglicht.

Die Zone von Motto di dentro ist im untersuchten Gebiet nur an wenigen Orten lückenlos und frisch aufgeschlossen. Eine Stelle liegt östlich des St.-Gotthardpasses am Weg, der von Bolla (687,8/156,4) nach Grasso di dentro (689,2/155,3) führt und südlich davon. Sie diente G. KLEMM (1906) für die Studien seiner Kontaktmetamorphose (S. 4, „Profil über Alpe Scipsius“). Eine andere ist westlich des Passes der Grat von Punkt 2038 (686,9/154,6) nach Pian secco (687,3/154,0). Ein dritter Aufschluss — zugleich der westlichste der Tremolaserie — befindet sich im Riale di Ronco (681,2/150,3). Er umfasst freilich nur noch den nördlichen Teil der Zone, denn die südlicheren Schichten sind dort von der Trias abgeschnitten.

Die Gesteine der Zone von Motto di dentro sind in der Regel einfach gelagerte Stromatite, deren Komponenten diffus ineinander übergehen. Im Gegensatz zur Pratoserie sind scharfe Grenzen eher selten. Das bunte Bild der grobgemengten Gesteine wird hauptsächlich durch den lagenweisen Wechsel des Hornblende- und Granatgehaltes erzeugt. Hornblende- und granatfreie Gneise und Schiefer erscheinen monoschematischer. Ein Vergleich der verschiedenen Aufschlüsse zeigt, dass zwischen Val Tremola und Ronco kein fazieller Wechsel vor sich geht. Hier wie dort trifft man denselben Mineralbestand und ähnliche Struktur, Textur und Lagerung.

An wenigen Stellen (z. B. westlich von Motto di dentro, 687,5/154,8) sind lokale Horizonte intensiv verfaltet. Die Amplituden der Falten erreichen hierbei Größen von einigen Dezimetern. Die Faltenachsen verlaufen parallel zur generellen Glimmer- und Hornblendestriemung (Fig. 2), die in der Tremolaserie überall zu erkennen ist.

Die Zone von Motto di dentro wird nach Westen hin mächtiger.

Im Riale di Bedretto schaltet sich bei 682,1/151,8 ein etwa hundert oder mehr Meter dicker Komplex von Albitgneisen mit beträchtlichem Feldspat- und nur sehr geringem Glimmergehalt ein (Tab. 3, Nr. 6), dessen Mineralführung und Struktur für die Tremolagesteine fremdartig ist. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich um eine tektonische Schuppe einer Partie aus der Cavannaserie handelt. Einen eindeutigen Beweis würde jedoch nur das Vorkommen von Pegmatiten oder von Gneisen mit grösserem Mikroklingehalt erbringen. Sackung und ungünstige Aufschlussverhältnisse erschweren die Bestimmung des Komplexes.

a) BESCHREIBUNG

Hornblendegesteine (mehr als 10% Hornblende, Tab. 3, Nr. 1—4, 12)

Sie können unterteilt werden in

Hornblendegneise,
Amphibolite,
Hornblendeschiefer, Hornblende-Epidotschiefer und Hornblendequarzite.

Während in den Hornblendegesteinen der Pratoserie Amphibolite und Hornblendeschiefer mit relativ geringem Quarz- und Feldspatgehalt vorherrschen und leukokratische Hornblendegneise ausgesprochen selten vorkommen, sind die letzteren in der Zone von Motto di dentro sehr häufig vertreten. *Hornblendegneise* mit einem Hornblende- und Chlorit-, Biotit- oder Serizitanteil von zusammen 20—40% und einem Quarz- und Feldspatgehalt von je etwa 20—30% bilden die Hauptgruppe.

Daneben gibt es auch *Amphibolite* und *Hornblendeschiefer* (Hornblendegehalt 40—90%), die sich in ihrer Mineralführung von denjenigen der Pratoserie nicht unterscheiden. Sie zeichnen sich strukturell dadurch aus, dass sie nur selten verfaltet sind und nicht wie in der Pratoserie durch Bewegungen in Linsen ausgequetscht wurden.

Hoher Karbonatgehalt, der Werte bis zu 20% erreichen kann, ist ein typisches Kennzeichen für die hornblendeführenden Gesteine der Zone von Motto di dentro. Weiterhin ist das Auftreten der Hornblende in übergrossen Porphyroblasten und die Anordnung zu *Garben* charakteristisch. Hornblendegarben sind spezifisch für die Tremolaserie. Sie konnten in den Gesteinen der Cavannaserie niemals festgestellt werden.

Die Hornblendegneise umfassen den grössten Teil der *Hornblendegarbenschiefer* L. HEZNERS. Ferner fallen seltener leukokratische Gneise in diese Gruppe, in welchen die Hornblende nicht porphyroblastisch entwickelt ist, sondern ein im Gefüge gleichmässig verteiltes, nematoblastisches Gewebe bildet. Quarz- und Feldspatgehalt der Gneise sind weitgehend konstant, während die Gefügeanteile von Hornblende, Biotit, Chlorit, Serizit und Granat sehr variabel sind, was die stromatitische Struktur der Gneise erzeugt.

Die von L. HEZNER (1909, S. 164) vorgenommene Gliederung der Hornblendegarbenschiefere in solche mit quarzitischem, chloritischem und serizitischem Grundgewebe ist in dieser Arbeit nicht mehr aufgegriffen worden. Der auffallend konstant bleibende Feldspatgehalt, der kaum unter 15% sinkt, ist für die Grosszahl der Garvenschiefer charakteristisch. L. HEZNER, die als einzigen Feldspat Albit erwähnt, hat ohne Zweifel den Feldspatanteil des „quarzitischen“ Grundgewebes unterschätzt, denn dieser ist oft wegen der fehlenden Verzwillingung, der ähnlichen

Tabelle 3. Mineralbestand der Gesteine der Tremolaserie

Zone von Motto di dentro: Vorwiegend Biotit, Epidot, Karbonat. *Nelvazone:* Vorwiegend Serizit, Chlorit
 Die in Volumenprozenten angegebenen Variationsbreiten umgrenzen die Schwerpunkte der vorgenommenen Unterteilung.
 Die relativ wenig häufigen Zwischenglieder sind nicht berücksichtigt.

Nr.		Horn-blende	Plagioklas (% Anorthit)	Quarz	Biotit	Chlorit	Serizit u. Paragonit	Epidot	Kar-bonat	Granat
1	<i>Hornblendegneise</i>	10—40	15—40 (18—27)	15—50	0—15	0—30	0—15	0—25	0—15	
2	<i>Amphibolite</i>	40—70	18—30 (15—38)	5—20	0—5	0—5		0—20	0—10	
3	<i>Hornblendeschiefer</i>	40—90	0—10	0—20	0—5	0—5		5—20	0—20	
4	<i>Hornblende-Epidotschiefer</i>	10—40	0—15	0—10	0—5	0—5		30—60	10—20	
5	<i>Glimmergneise</i>	0—10	15—40 (8—35)	15—60	5—20	0—35	0—40	0—20	0—20	0—5
6	Albitreiche Gneise		40—65 (0—4)	20—40	0—10			5—20		
7	Oligoklasreiche Gneise	0—5	40—60 (um 20)	20—40	0—10	0—20	0—10			
8	<i>Glimmerschiefer</i>	0—10	0—10	5—60	0—15	25—80	0—90	0—10	0—10	0—10
9	Epidot-Glimmerschiefer (selten)							um 20	um 10	
10	Feldspat-Chloritschiefer (selten)	um 10	30—40	5—10			um 50			
11	<i>Glimmerquarze</i>	0—5	0—10	60—85	0—10	0—20	5—25	0—10	0—5	0—5
12	Hornblendequarzite (selten)	bis 25								
13	<i>Sillikat-Karbonatgesteine</i>	0—10	0—15	10—35	0—20	0—25	0—20	0—30	20—40	

Lichtbrechung (Oligoklas) und der kleinen Korngrösse nur schwer von Quarz zu trennen²⁵⁾). Hornblendegarbenschiefer mit sehr chlorit- oder serizitreichem Gefüge und nur unbedeutender Feldspatführung sind in der Tremolaserie ausgesprochen selten. Immerhin führen die Hornblendegneise gelegentlich bis zu 20% Chlorit oder Serizit.

Die Amphibolite (Hornblende 40—70%, Feldspat 15% und mehr) sind mit den Hornblendegneisen durch zahlreiche Zwischenglieder verbunden. Als weitere Hauptgemengteile können neben Hornblende und Feldspat, die freilich oft die einzigen sind, Epidot, Biotit, Karbonat, Quarz und Chlorit hinzutreten. Im Gegensatz zur Pratoserie fehlen Biotitamphibolite (Biotitgehalt bleibt unter 10%).

Die Amphibolite bilden in der Regel dezimeter- oder meterbreite Zwischenlagen in den Stromatitserien. Monoschematische Komplexe grösserer Ausdehnung kommen nur ausnahmsweise vor. Struktur und Textur sind variabel. Die Hornblende erscheint teilweise ausgesprochen porphyroblastisch und ordnet sich oft zu Garben, so dass hornblende-reiche *Garbenschiefer* entstehen. In anderen Fällen sind die Porphyroblasten kleiner und verteilen sich statistisch im Gefüge ohne Garben zu bilden.

Es kann eindeutig festgestellt werden, dass grosser Epidotgehalt der Bildung von Hornblendeporphyroblasten oder -Garben nicht günstig war. Beträgt dieser mehr als 15%, so sind keine Porphyroblasten vorhanden.

Die Hornblendeschiefer, Hornblende-Epidotschiefer und Hornblende-quarzite umfassen Restgruppen hornblendeführender Gesteine, die spärlich verbreitet sind. Bei den *Hornblendeschiefern* (Hornblende 40—90%, Epidot 5—20%, Feldspat unter 10%) handelt es sich um nematoblastische, von Auge den Amphiboliten ähnlich sehende Typen; welche sich von jenen nur dadurch unterscheiden, dass anstelle des Feldspats Quarz tritt. Die *Hornblende-Epidotschiefer* (Hornblende 10—40%, Epidot 30—60%) sind feinkörnig, führen oft beträchtliche Mengen von Karbonat und sind äusserlich ebenfalls kaum von den Amphiboliten abzutrennen. In den *Hornblendequarziten* (Hornblende 10—25%, Quarz über 50%) sind die Hornblendekristalle porphyroblastisch entwickelt und oft zu schönen Garben angeordnet. Als weitere Gemengteile kommen Chlorit, Biotit, Karbonat und Serizit vor.

²⁵⁾ Die Autorin erwähnt auf S. 169, dass die chemischen Analysen für einen grösseren Gehalt an Natronfeldspat sprechen, als das mikroskopische Bild erwarten liesse.

Glimmergneise (z. T. epidot-, karbonat- und granatführend, Hornblende 0—10%, Tab. 3, Nr. 5—7)

Die Glimmergneise nehmen vorzüglich die südliche Hälfte der Zone von Motto di dentro ein (an der Gotthardstrasse den Abschnitt zwischen Motto di dentro, 687,5/154,8, und Punkt 1551, 687,8/154,4), sind aber auch in den nördlichen, hornblendereichen Schichten immer wieder als schmale Zwischenzonen anzutreffen. Sie erscheinen von Auge monoschematischer als die Hornblendegesteine. Mikroskopisch sind sie freilich ebenso vielfältig entwickelt wie jene, insbesondere was ihren Glimmer-, Epidot-, Karbonat-, Hornblende- und Granatgehalt betrifft. Ihr Feldspatanteil bleibt über weite Strecken konstant.

Im Vergleich zu Typen der Cavannaserie mit ähnlicher Mineralführung sind die Glimmergneise in der Regel feinkörniger, entsprechend der Mosaikstruktur ihres Gefüges. Die rhythmische Wiederholung von dünnen Glimmerhorizonten erzeugt eine lagige Textur (millimeterbreite, mehr oder weniger glimmerfreie Zwischenlagen). Viele der phyllitischen Glimmerschiefer L. HEZNERS, deren Grundgewebe, wie die Autorin auf S. 187 bemerkt, sich meist von demjenigen der Hornblendegarbenschiefer nicht unterscheidet und demnach beträchtliche Mengen Feldspat enthalten kann, gehören in diese Gruppe.

Die epidot-, karbonat- und granatführenden, glimmerreichen Gneise stellen die umfangreichste Gruppe dar und sind kraft ähnlicher Strukturen und den vielen Zwischengliedern mit den Hornblendegneisen verwandt. Sie führen oft einen Hornblendeanteil von wenigen Prozent. Die Hornblende tritt sporadisch in Horizonten auf und ist stets porphyroblastisch in Garben gewachsen. Derartige Gneise weisen die schönsten und grössten Hornblendegarben der Tremolaserie auf (mit Grössen bis zu 30 cm).

Unter Gneisen aplitischer Zusammensetzung sind zwei feldspatreiche Typen zusammengefasst, die in der Tremolaserie schwach vertreten sind, die sich aber in Beschaffenheit und Quantum ihrer Feldspäte von den übrigen Gesteinen unterscheiden. Ihr Anteil am Aufbau der Zone von Motto di dentro beträgt weniger als ein Volumenprozent. Die Gneise kommen als stets konkordante Zwischenlagen in den Stromatiten vor mit einer Mächtigkeit, die einige Meter nicht übersteigt.

Die Albitgneise aplitischer Zusammensetzung (Albit 40—65%, Serizit und Biotit zusammen 10—30% — oft unter 15% — Rest praktisch nur Quarz) sind mit Gliedern der Cavannaserie (Tab. 1, Nr. 2, 4) insofern verwandt, als dass hier wie dort ein grösserer Teil des Albites porphyro-

blastisch entwickelt ist. Die Albitporphyroblasten sind teilweise *Schachbrettalbite*. In allen restlichen Gesteinstypen der Tremolaserie fehlen porphyroblastische Feldspäte.

Die *Oligoklasgneise aplitischer Zusammensetzung* (Oligoklas 40—60%, Chlorit, Serizit, Biotit und Hornblende 10—20%, Rest Quarz) zeichnen sich durch ihr Quarz-Feldspat-Mosaikgefüge aus kleinen isometrischen Körnern aus, in welches nur vereinzelt grössere Blasen von Quarz oder Feldspat eingestreut sind. Das Gefüge erscheint bei kleinem Glimmergehalt oft nahezu massig. Eine Kristallisationsschieferung kann nur schwer erkannt werden. Die Struktur erinnert an diejenige der Quarz-Feldspatlagen in den Hornblende- und Glimmergneisen (S. 338, vgl. auch L. HEZNER, S. 175).

Silikat-Karbonatgesteine (Tab. 3, Nr. 13)

Gneise und Schiefer mit einem Karbonatgehalt bis zu 20% kommen in der Tremolaserie allenthalben vor. Stellenweise treten eigentliche Karbonatgesteine (Karbonatanteil 20—40% und mehr) als Zwischenlagen von einigen Metern Mächtigkeit auf. Am St.-Gotthardpass wäre diesbezüglich vor allem die mittlere Partie der Zone von Motto di dentro zu erwähnen (bei Motto di dentro oder etwas östlich des Passes im südlichen Teil des Lucendrokraftwerkstollens, vgl. R. STEIGER).

L. HEZNER (1909, S. 203) erwähnte drei verschiedene Zonen von Karbonatgesteinen, die sie nach den Tunnelaufnahmen von F. M. STAPFF (1879) abzugrenzen und auf die Erdoberfläche zu projizieren versuchte. Hierzu ist zu sagen, dass das Tunnelprofil trotz den exakten Angaben STAPFFS mit zu wenigen Handstücken belegt ist, als dass eine Korrelation des Profils mit den Gesteinen der Oberfläche möglich wäre, wie dies STAPFF (1885) ja selbst erfolglos versuchte. Es ist jedenfalls in der westlichen Tremolaserie nicht möglich, Zonen von Karbonatgesteinen scharf zu begrenzen oder über grössere Strecken zu verfolgen.

Die verschiedenen Mineralanteile im Gefüge der Karbonatgesteine sind variabel. Klinozoisit oder Epidot erreichen häufig Konzentrationen bis 30%, können aber an anderen Stellen fehlen. Die Glimmer (Biotit, Serizit, gelegentlich etwas Kalkglimmer) sind mit etwa 20—40% beteiligt. Es gibt jedoch auch Karbonatgesteine, die glimmerfrei sind. Am konstantesten bleiben die Werte von Quarz (20—35%) und Feldspat (um 10%).

Glimmerschiefer und Glimmerquarzite (Tab. 3, Nr. 8—11)

Es handelt sich um Gesteinstypen mit zurücktretendem Feldspatanteil (unter 10%), die zwar in der Zone von Motto di dentro immer wieder

vorkommen, in der Nelvazone aber viel bedeutender sind. Sie sind auf S. 333 ausführlich besprochen.

b) KONTAKT ZWISCHEN DER ZONE VON MOTTO DI DENTRO UND DER PRATOSERIE

Obwohl unbestreitbare Unterschiede in Art und Charakter der Metamorphose von Tremola- und Cavannaserie bestehen (S. 319, 328), stößt das Ziehen einer scharfen Grenzlinie zwischen beiden auf etwelche Schwierigkeiten. Im südlichsten Abschnitt der Cavannaserie — d. h. im südlichen Amphibolitzug der Pratoserie — sind gerade diejenigen Gesteinstypen vorherrschend (Amphibolite und Hornblendeschiefer), die in der Zone von Motto di dentro mit demselben Mineralbestand und ähnlicher Struktur und Textur ebenfalls vorkommen.

Die Abgrenzung der beiden Serien kann nur eine *mittelbare* sein. Sie muss sich, weil die erwähnten Metamorphoseunterschiede im Feld nicht mit der gewünschten Schärfe separiert werden können, auf strukturelle Äusserlichkeiten stützen, die sich zufälligerweise als günstige Leithorizonte erweisen.

Es zeigte sich, dass sich das *nördlichste Auftreten der garbenförmigen Anordnung von Hornblendeporphyrblasten* als ein im Feld gut sichtbares Kriterium für die Grenzziehung eignet. Diese Wahl liegt freilich nicht auf der Hand, denn die Hornblendegarben sind die jüngsten Kristallisationen (alpinen Alters, S. 347) im Gefüge der Tremolagesteine und ihr Wachstum hätte auch auf die voralpin ultrametamorphe Pratoserie übergreifen können.

Dem steht nun aber die Tatsache gegenüber, dass in der Region westlich des St.-Gotthardpasses in allen eindeutigen Gesteinen der Cavanna-serie (d. h. in Gesteinen, die Pegmatite, Kalifeldspat etc. führen) Hornblendegarben fehlen. Die Garben setzen ganz unvermittelt südlich einer scharfen Grenze ein, die sich bei guten Aufschlüssen auf wenige Meter genau bestimmen lässt (in Val Tremola 687,2/155,1; bei Alpe di Fieud 686,9/154,6 und 686,3/154,1; bei Motta di Vinei 683,8/153,3 und 683,0/153,0; im Riale di Ronco 680,8/150,8 und an anderen Stellen). Sie bleiben in allen südlich anschliessenden Schichten bis zum Triaskontakt das Charakteristikum der Tremolaserie.

Die vorgeschlagene Linie trennt gleichzeitig — vielleicht ganz zufällig — einige wesentlichere und vielsagendere Merkmale von Tremolaserie und Cavannaserie, die als solche jedoch nicht genauer als auf 200—300 Meter begrenzt werden können:

1. Das Vorkommen von Pegmatitgängen und -linsen in der Cavannaserie und deren Fehlen in der Tremolaserie.
2. Das Vorkommen von Alkalifeldspatgneislagen mit grösserem Gehalt von perthitisch entmischem und verzwillingtem Mikroklin in der Cavannaserie und deren Fehlen in der Tremolaserie.
3. Das Vorkommen von zahllosen Bewegungs- und Verfaltungsstrukturen in der Cavannaserie in einem Ausmass, wie es für die Tremolaserie nicht gewöhnlich ist.
4. Das Vorkommen von fremdartig orientierten Lineationen und Faltenachsen in den Hornblendegesteinen der Cavannaserie (Fig. 2) und deren Fehlen in der Tremolaserie.
5. Das Vorkommen der Paragenese Hornblende-Serizit in der Tremolaserie und deren Fehlen in der Cavannaserie.

Die Schärfe der Grenzlinie und ihr diskordanter Verlauf (nur östlich des St.-Gotthardpasses — S. 320) lassen eine tektonische Schubfläche vermuten.

Abschliessend sei immerhin festgehalten, dass das Vorkommen von ultrametamorphen Schichtkomplexen (ohne Pegmatite oder Mikroklin) südlich der gezogenen Linie, die zur Cavannaserie zu zählen wären, nicht ausgeschlossen ist. Ebenso wäre die Zugehörigkeit des südlichsten Teils der Pratoserie, der zufälligerweise keine Hornblendegarbenschiefen führen mag, zur Tremolaserie möglich.

c) KONTAKT ZUR NELVAZONE

Im Bestreben, die stratigraphische Unterteilung der Tremolaserie und die Verbreitung der Teilzonen nach Westen möglichst zu sichern und nicht nur auf schwer zu lokalisierenden und anfechtbaren systematischen Unterschieden beruhen zu lassen, wurde als Trennlinie ein leicht erkennbares Gestein gewählt, das den Vorteil hat, nördlich und südlich davon über grössere Strecken keine Äquivalente zu besitzen. Es handelt sich um einen etwa 30 Meter mächtigen Granat-Serizit-Chloritschiefer (mit etwelchem Paragonitgehalt), der abgesehen von ganz wenigen Prozenten Quarz, Feldspat, etwas Erz und spärlichen, sporadisch auftretenden Hornblendegarben keine weiteren Gemengteile führt. Die Granate haben eine Grösse von 3—10 Millimetern und sind meist nahezu einschlussfrei.

Das Gestein trennt gleichzeitig schwache, aber unverkennbar spezifische Merkmale von Nord- und Südteil der Tremolaserie, die jedoch in einer mehrere hundert Meter breiten Zwischenzone allmählich ineinander übergehen.

Der Horizont steht am St.-Gotthardpass bei Punkt 1551 (687,8/154,4) westlich von Motto Bartola an. Er zieht praktisch unverändert nach Westen bis zum Triaskontakt bei Villa. Er ist südlich von einem einige Meter breiten Amphibolit begleitet, der das bislang südlichste, relativ feinkörnige Hornblendegestein mit etlichem Plagioklasgehalt darzustellen scheint. Granat-Serizit-Chloritschiefer und Amphibolit bilden ferner einen Beweis dafür, dass es in der metamorphen Tremolaserie eng begrenzte stratigraphische Horizonte gibt, die Mineralbestand und Fazies über weite Strecken kaum ändern.

3. Nelvazone²⁶⁾

Die im Gotthardprofil etwa 1,2 Kilometer mächtige Zone schliesst südlich konkordant an die Zone von Motto di dentro an. Ihre südlicheren Schichten werden westlich Bedrina (687,8/153,5) sukzessive von der Trias abgeschnitten. Östlich davon streicht die Nelvazone — an Mächtigkeit eher zunehmend — über die Hänge des Sasso rosso (689,3/154,8), die das Hauptgebiet der Studien L. HEZNERS waren, in die Nordseite von Val Canaria hinein. Die vollständigsten Aufschlüsse liegen im Riale di Nelva (R. STEIGER, 1957), an der Gotthardstrasse und im Riale di Albinasca.

Da die Ausdehnung der Nelvazone nur zum Teil in das kartierte Gebiet hineinreicht, ist die in dieser Arbeit gegebene petrographische Beschreibung nur von bedingtem Wert. Es ist denkbar, dass nördlich von Airolo noch südlichere Schichten der Tremolaserie anstehen, die im Gotthardprofil (Motto Bartola–Bedrina) bereits unter der Trias liegen. Immerhin können im wesentlichen alle Ergebnisse L. HEZNERS auf die Gesteine westlich Bedrina übertragen werden. Die in Vorbereitung stehende petrographische Bearbeitung der östlichen Hälfte der Nelvazone von R. STEIGER werden die vorliegenden Angaben ergänzen.

Die Nelvazone ist faziell der Zone von Motto di dentro ähnlich. Alle Gesteine, die dort vorkommen, sind auch hier verbreitet, vielleicht mit etwas unterschiedlicher Häufung. Die wichtigsten sind in der Reihenfolge ihrer Bedeutung untenstehend aufgeführt:

<i>Zone von Motto di dentro</i>	<i>Nelvazone</i>
Hornblendegneise	Glimmerschiefer
Glimmergneise	Glimmergneise
Amphibolite und Hornblendeschiefer	Hornblendegneise
Glimmerschiefer und Silikat-Karbonat- gesteine	Quarzite
Restliche Gesteine	Restliche Gesteine

²⁶⁾ Der Name wurde von R. STEIGER (1957) vorgeschlagen.

In der Mineralführung der aufgezählten Gesteinstypen (vgl. Tab. 3) bestehen geringe Unterschiede. Die Gneise und Schiefer der nördlichen Zone zeichnen sich oft durch bedeutenden Epidot- und Karbonatgehalt aus, während beide Minerale im Süden mit wenigen Ausnahmen nur spärlich vorhandene Nebengemengteile sind. Andererseits erscheint Chlorit und Granat in der Nelvazone häufiger und in grösseren Konzentrationen als in den nördlichen Schichten. Besonders der letztere bildet das Charakteristikum vieler Glimmerschiefer, in welchen er Grössen entwickelt, wie sie in der Zone von Motto di dentro fehlen (Durchmesser bis 3 cm).

Am St.-Gotthardpass ist eine Dreiteilung der Nelvazone ersichtlich, wobei die drei Abschnitte durch das sporadische Anschwellen gewisser Gesteinstypen charakterisiert sind und nicht scharf voneinander getrennt werden können.

Der nördliche Abschnitt (etwa bis Punkt 1550,4 688,1/154,1 bei Motto Bartola) ist mit Ausnahme des Grenzhorizonts zur Zone von Motto di dentro praktisch frei von grossen Granaten. Er weist vorwiegend hornblende- und chloritführende Gneise und Glimmerschiefer, seltener Quarzite auf.

Der mittlere Abschnitt (etwa bis Fondo del Bosco 688,4/153,7) ist reichhaltig an grossen Granatporphyroblasten mit Durchmessern bis zu 3 Zentimetern, die in Glimmerschiefern, seltener Quarziten oder Glimmergneisen auftreten. Hornblende findet sich nur spärlich in einzelnen Horizonten zu Garben angeordnet.

Der südliche Abschnitt besteht aus Glimmerschiefern, Gneisen und Quarziten ohne grosse Granate und mit nur sehr wenigen Zwischen-schichten aus Hornblendegesteinen.

In der Nelvazone liegen grobgemengte Gesteine vor, deren Komponenten etwas weitläufiger wechselseitig verbunden sind als in der Zone von Motto di dentro. An die Stelle von paralleltexturierten Stromatiten treten oft Nebulite, in welchen kaum eine Schichtung zu erkennen ist. Durch äusserliche Merkmale gekennzeichnete Horizonte keilen nach kurzen Strecken — oft nach wenigen Metern — wieder aus oder ändern in der Streichrichtung Mineralführung, Struktur und Textur (vgl. L. HEZNER, S. 159). Im übrigen gilt dasselbe wie für die nördliche Zone, nämlich, dass das bunte, von Schritt zu Schritt wechselnde Aussehen der Gesteine in erster Linie an das lagen- oder schlierenartige Auftreten von Granat- und Hornblendeporphyrblasten geknüpft ist.

In der Nelvazone gibt es ausnahmsweise Gebiete von begrenzter Aus-

dehnung, die stark verfaltet sind. Die Falten besitzen Amplituden bis zu einigen Dezimetern. Ihre Achsen sind parallel zur Glimmerstriemung orientiert, die in allen Gesteinen der Nelvazone — freilich mit unterschiedlicher Deutlichkeit — dominiert.

Drei Autoren erwähnen das Vorkommen von metamorphen *Konglomeraten* oder *Brekzien* in der Tremolaserie.

G. KLEMM (1907, S. 3) beschrieb faustgrosse Gerölle von „phyllitartigen Gesteinen“, die in „Muskowitschiefern“ eingebettet sind. Er bezeichnete seinen Fund mit einer exakten Ortsangabe, so dass derselbe Aufschluss noch heute studiert werden kann (689,21/154,00). L. HEZNER (1909, S. 164) bestätigte und erweiterte die Angaben G. KLEMMS. Nach ihr sind rundliche oder flachgedrückte Gerölle von Quarzit und phyllitischem Glimmerschiefer in Zement von Glimmerschiefer oder Hornblendegarbenschiefer eingelagert. Oft unterscheiden sich die Gerölle vom Einbettungsmittel nur durch die feinere Kristallisation. Zum erwähnten Vorkommen fügte L. HEZNER noch zwei weitere aus dem Gotthardtunnelprofil (F. M. STAPFF, 1879) hinzu (854 m und 2900 m vom Südportal), die heute nicht mehr überprüft werden können und wovon das zweite unwahrscheinlich ist, da es in der Cavannaserie liegt. Schliesslich führt H. PREISWERK (1918, S. 61) eine „Brekzie bei Airolo“ auf. Aus seiner unklaren Ortsbezeichnung geht hervor, dass es sich sehr wahrscheinlich um den Aufschluss G. KLEMMS handelt²⁷⁾.

In der westlichen Tremolaserie konnten keine weiteren Aufschlüsse gefunden werden, die ein Vorliegen von metamorphen Konglomeraten oder Brekzien bestätigten. Die oben erwähnte Stelle von G. KLEMM wird von R. STEIGER untersucht.

BESCHREIBUNG

Hornblendegesteine (Tab. 3, Nr. 1—4, 12)

Hornblendegneise: Wie in der Zone von Motto di dentro kann die überwiegende Zahl der *Hornblendegarbenschiefer* mit einem Hornblendeanteil von über 10% wegen ihres hohen Feldspatgehaltes zu den Hornblendegneisen gezählt werden. Die Hornblenden sind stets zu Garben angeordnet, die manchmal klein und gedrungen, manchmal gross und schön fächerartig geformt sind. Gneise mit kleiner, nematoblastischer Hornblende, wie sie im Norden allenthalben vorkommen (S. 322) finden sich in der Nelvazone nicht. Über Wachstum und Verteilung der Garben vgl. S. 333 und 340.

Amphibolite: Feinkörnige Hornblendegesteine mit einem Plagioklasgehalt von 15% und mehr sind, abgesehen von dem auf S. 329 erwähnten

²⁷⁾ G. KLEMM wird nicht zitiert.

Gestein an der Grenze zur Zone von Motto di dentro, praktisch nicht vorhanden.

Hornblendeschiefer: Die Gruppe umfasst Gesteine mit einem Hornblendegehalt von über 40%, die nahezu feldspatfrei sind. Sie zeigen eine sehr feinkörnige, nematoblastische Struktur und führen kaum Hornblendeporphyrblasten oder -Garben. Im Vergleich zur Zone von Motto di dentro tritt der Anteil von Epidot und Karbonat in der Regel stark zurück. Die Hornblendeschiefer sind hier viel seltener als im Norden, obwohl sie auch in den südlichsten Schichten der Nelvazone nicht ganz fehlen.

Der südlichste Hornblendeschiefer wurde im Gotthardtunnel etwa 10 Meter nördlich vom Triaskontakt getroffen (95 m vom Südportal, F. M. STAPFF, 1879). Ein ähnliches Gestein (vielleicht dasselbe) findet man auch südöstlich Bedrina am Ticino (688,05/153,28) nur wenige Meter vom Triaskontakt entfernt (etwa 65% Hornblende, 10% Epidot, Rest Quarz, Albitoligoklas, Biotit).

Hornblende-Epidotschiefer: Diese sehr feinkörnigen Typen sind im Gegensatz zum nördlichen Teil der Tremolaserie sehr selten.

Hornblendequarzite, vgl. S. 335.

Glimmergneise (Tab. 3, Nr. 5—7)

Die Glimmergneise schalten sich in der Nelvazone ähnlich wie im nördlichen Teil der Tremolaserie in stromatitischer Wechsellagerung zwischen hornblendereiche Glieder und Glimmerschiefer ein. Sie sind mit den letzteren durch kontinuierliche Variation ihres Mineralbestands eng verbunden und können wegen der kleinen Korngrösse des Feldspats von Auge nur schwer von jenen separiert werden.

Die glimmerreichen Gneise führen in der Regel geringere Mengen von Epidot und Karbonat als in der nördlichen Zone. Sie sind hingegen oft chloritreicher als dort. Biotit wird in der Tremolaserie von Norden nach Süden immer mehr durch Serizit ersetzt (vgl. auch L. HEZNER, S. 194). In der südlichen Hälfte der Nelvazone ist das Mineral praktisch nur noch als Übergemengteil vorhanden. Vereinzelte Glimmergneise sind durch diffus im Gefüge verteiltes Kohlepigment dunkel gefärbt.

Die glimmerarmen Gneise aplitischer Zusammensetzung fehlen in der Nelvazone ebenfalls nicht ganz. Das Merkmal der *Albitgneise* besteht wiederum in der *porphyroblastischen* Kristallisation des Feldspats, wie es für die Tremolaserie nicht typisch ist. Das südlichste Vorkommen wurde im Tunnelprofil angeschnitten (113,4 m vom Südportal, 35 m nördlich des Triaskontakts).

Glimmerschiefer (Tab. 3, Nr. 8—10)

Sie stellen die uneinheitlichste Gruppe der Tremolagesteine dar. Ihr Mineralbestand ist grossen Schwankungen unterworfen, entsprechend ihrer grobgemengten Struktur, die im Feld und mikroskopisch wechselreiche Bilder erzeugt.

Im nördlichen Teil der Tremolaserie besitzen die Glimmerschiefer nur geringe Verbreitung und kommen vorwiegend als Zwischenglieder in einfach gelagerten Stromatiten vor. In der Nelvazone bilden sie die Hauptgruppe der Gesteine. Ihre Struktur ist hier dadurch charakterisiert, dass ihr Mineralbestand auch parallel zur Textur stark variiert. Einzelne Schiefertypen keilen aus oder bilden linsenartige Einlagerungen mit Längen von einigen Metern in anderen Gesteinen, wobei die Kontakte im allgemeinen diffus beschaffen sind mit Übergangsbereichen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern (nebulitische Struktur).

Quarz ist vielleicht das bezüglich Volumenanteil variabelste Mineral. Eine kontinuierliche Reihe führt von quarzfreien Glimmerschiefern zu nahezu glimmerfreien Quarziten. Das quantitativ am stärksten vertretene Glimmermineral ist Serizit, gefolgt von Chlorit und schliesslich Biotit, der kaum je 15 Volumenprozent erreicht. Der Hornblendeanteil beträgt in der Regel nur wenige Prozent. Ist mehr als 10% Hornblende vorhanden, so gesellt sich auch ein entsprechend grösserer Feldspatgehalt hinzu (Hornblendegneise). Die Hornblende ist ausnahmslos, Biotit und Granat hauptsächlich, Serizit und Chlorit (abgesehen von Sekundärbildungen) niemals porphyroblastisch gewachsen.

Das sporadische Erscheinen von *Granat-, Hornblende- und Biotitporphyroblasten* ist für viele Glimmerschiefer bezeichnend. Die Porphyroblasten sind oft in diffusen Wolken angesammelt mit grosser Konzentration in eng begrenztem Bereich und allmählicher, radialer Abnahme in allen Richtungen. Die Wolken setzen gelegentlich durch mehrere Glieder grobgemengter Gesteine hindurch ohne sich an die Grenzen zu halten (gilt auch für die Hornblendegneise).

Quarz-Serizitschiefer und Quarz-Chlorit-Serizitschiefer mit zentimetergrossen Granatkristallen und spärlichen Hornblendegarben bilden das Hauptfeld der Glimmerschiefer. Die Quarzwerte liegen im Mittel um 30—50%, Feldspat schwankt zwischen 5 und 10%, Serizit (inkl. Paragonit), Chlorit und Biotit nehmen zusammen etwa 50% ein, während Granat und Hornblende unter 5% bleiben. In vielen der Aufschlüsse zwischen Motto Bartola und Airolo, die durch den Bau der Passstrasse entstanden, liegen derartige Schiefer zutage.

Quarzfreie Glimmerschiefer, oft mit zentimetergrossen Granatkristallen und spärlichen Hornblendegarben, bestehen nicht selten nur aus Serizit (inkl. Paragonit) oder Serizit und Chlorit, ohne dass sich noch wesentliche Anteile anderer Minerale nachweisen liessen. Hierhin gehört z. B. der auf S. 328 erwähnte Grenzhorizont zur Zone von Motto di dentro.

Ein interessantes, bislang einmaliges Vorkommen eines *Chloritschiefers* in der Tremolaserie liegt an der Gotthardstrasse westlich von Motto Bartola bei Punkt 1551 (687,9/154,3), also im nördlichen Teil der Nelvazone. Das Gestein erscheint dort in Lagen von einigen Dezimetern und setzt sich zu beinahe 100% aus Chlorit zusammen. Als Übergemengteile sind nur etwas Hornblende, Erz und Epidot vorhanden. Erstere erscheint sporadisch in bevorzugten Horizonten (bis 15 Volumenprozent) in kristalleiden, nahezu einschlussfrei gewachsenen Formen mit Längen bis zu 10 cm.

Eine weitere Abart der Glimmerschiefer liegt in den sehr selten anzutreffenden *Feldspat-Glimmergesteinen* ohne Quarz vor (vorwiegend Feldspat-Chloritschiefer mit etwas porphyroblastischer Hornblende).

Verschiedene Vorkommen von Glimmerschiefern weisen ein *kohliges Pigment* auf, das im Gefüge diffus verteilt ist und dem Gestein eine dunkelgraue Farbe verleiht (vgl. auch L. HEZNER, S. 184). Kohlige Glimmerschiefer unterscheiden sich in ihrer Mineralführung von den Normaltypen nicht. Sie finden sich vorwiegend in den südlichsten Schichten der Nelvazone als Einlagerungen von geringer Mächtigkeit. Sie fehlen aber auch im nördlichen Teil der Tremolaserie (Zone von Motto di dentro) nicht ganz.

Silikat-Karbonatgesteine (Tab. 3, Nr. 13)

Entsprechend dem geringeren Karbonatgehalt der Gneise und Schiefer in der Nelvazone sind Karbonatgesteine im Gegensatz zum nördlichen Teil der Tremolaserie nur selten anzutreffen. Sie bilden vereinzelte linsen- oder lagenförmige Schichtchen mit oft diffuser Begrenzung zum Nebengestein.

Quarzite (Tab. 3, Nr. 11, 12)

Die vor allem in der Nelvazone häufigen Quarzite schliessen in ihrer Mineralführung an die Glimmerschiefer und Glimmergneise an, indem in jenen die Glimmer, in diesen vorwiegend die Feldspäte an Menge zurücktreten. Sie sind mit beiden durch zahlreiche Zwischenglieder verbunden.

Glimmerquarzite mit Serizit, Chlorit im Grundgefüge und sporadisch vorhandenen Granat- und Biotitporphyroblasten besitzen die grösste

Verbreitung. Sie umfassen zwei Gruppen der von L. HEZNER vorgenommenen Dreiteilung der Quarzitgesteine.

Eine Differenzierung zwischen homöoblastischen und porphyroblastischen Glimmerschiefern und Quarziten, wie dies L. HEZNER (S. 183 und 201) versuchte, empfiehlt sich in der Tremolaserie nicht, denn die Porphyroblasten sind in der Regel nachträglich gewachsen. Ihr Vorkommen ist mehr oder weniger zufällig und hält sich oft nicht an petrographische Gesteinsgrenzen.

Die dritte von L. HEZNER ausgeschiedene Gruppe (Quarzit mit Disthen) fehlt in der westlichen Tremolaserie.

Hornblendequarzite sind seltene Gesteine, die bis zu 25% meist garbenförmig angeordnete Hornblendeporphyroblasten aufweisen und sich von den Hornblendegneisen durch ihren unbedeutenden Feldspatanteil unterscheiden. Im allgemeinen fehlen Zwischenglieder, die die Lücke zwischen den Quarziten und Hornblendegneisen überbrückten.

Quarzgänge

Alle Gesteine der Tremolaserie sind oft von unzähligen Quarzgängen, -linsen und -lagen mit schwankender Mächtigkeit von einem Zentimeter bis etwa einem Meter durchzogen. Die Gänge durchschwärmen die Gesteine meist konkordant, bisweilen schwach diskordant. Sie sind in glimmerreichen Schiefern oft gewellt und machen die Verbiegungen des Gesteins mit. In anderen Fällen durchschlagen sie diese in geraden Zügen. Sie führen als weitere, hin und wieder in Zentimetergrösse entwickelte Minerale Karbonat, Biotit, Muskowit, Chlorit oder Hornblende, jedoch keine Feldspäte. Sie haben nicht selten in ihrer Nachbarschaft die Hornblendeporphyroblastenbildung des Nebengesteins intensiviert. An anderen Stellen tritt Hornblende als Klufffüllung an der Grenze zwischen Quarzgang und Nebengestein auf.

L. HEZNER (S. 160 und 213) hat die Quarzgänge als pneumatolytische Nachsübe der zentralen Granite gedeutet, wofür nach ihr die pegmatitähnlichen Formen und die systematische Zunahme nach Norden gegen die Gotthardgranite hin sprechen. Das zweite Argument kann nicht bestätigt werden, weil die Gesteine der Cavannaserie viel seltener Quarzgänge aufweisen als die südlichen Schichten. In der Tremolaserie selbst schwanken Anzahl und Mächtigkeit der Gänge von Ort zu Ort. Auch in den südlichsten Schichten gibt es viele Regionen, wo die Gänge mindestens ebenso häufig auftreten wie in den nördlichen Gebieten.

4. Mikroskopische Beschreibung der Tremolagesteine

a) MINERALBESCHREIBUNG

Quarz (Korngrösse in den Hornblendegesteinen 0,02—0,1 mm, in den Glimmerschiefern und Quarziten 0,05—0,5 mm, in den Glimmergneisen und Silikat-Karbonatgesteinen 0,05—2 mm): Quarz erscheint teils in sammelkristallisierten, grösseren Blasten, teils in kleinen, nahezu isometrischen Körnern, die sich mit Feldspat vermischen (Quarz-Feldspat-Mosaikstruktur, siehe unten).

Die *Sammelkristallisation* zu Blasten ist in der Cavannaserie ausgeprägter als in der Tremolaserie. Sie nimmt innerhalb dieser nach Süden hin ab.

In den *hornblende- und glimmerreichen Gneisen* und *Schiefern* und in den *Silikat-Karbonatgesteinen* ordnen sich die Blasten zu Lagen und Linsen, die in kleinen Abständen wiederkehren und so die Texturflächen markieren. Das Mineral ist oft parallel zur Schieferung abgeplattet und innerhalb dieser längsgestreckt, wobei die Länge das fünffache der Breite erreichen kann.

In den *glimmerarmen, oligoklasreichen Gneisen* (Tab. 3, Nr. 7) und *Quarziten* sammeln sich die Blasten hin und wieder nicht zu Zeilen, sondern zu rundlichen Linsen und kugelförmigen Gebilden, was die massige Textur solcher Gesteine, in welchen die Kristallisationsschieferung nur undeutlich erkannt werden kann, verstärkt.

In den Gesteinen, die *poikiloblastische Hornblenden*, *Granate* und *Biotite* führen, setzen die Quarzzeilen unverändert durch diese hindurch. Die Sammelkristallisation des Quarzes dürfte im Gefüge vor dem Porphyroblastenwachstum abgeschlossen gewesen sein.

Die nach der Kristallisation der Blasten erfolgte *Kataklase* war im allgemeinen kräftiger als in der Cavannaserie. Sogar die kleinsten Körner zeigen gelegentlich deutliche undulöse Auslöschung. Grossé Kristalle sind plastisch gewellt, verbogen und sehr häufig zerbrochen. Klastische Formen überwiegen in vielen Gesteinen und überprägen die Kristallisationsschieferung des Quarzes, die ursprünglich überall vorhanden war.

Die Beanspruchung war in den *Glimmergneisen*, *Hornblendegesteinen* und *Glimmerschiefern* intensiver als in den *Silikat-Karbonatgesteinen* und *Quarziten*. Bei jenen Typen überwiegen geradlinige Korngrenzen, während bei diesen oft amöbenartige Verwachsungen vorkommen.

Feldspäte: Das Hauptfeld der Feldspäte wird von *Oligoklas-Andesin* eingenommen. Einige wenig verbreitete Glimmergneise (Tab. 3, Nr. 6) führen *Albit* und *Schachbrettalbit*. *Kalifeldspat* ist ausgesprochen selten und konnte nur in Glimmergneisen (Tab. 3, Nr. 5) aufgefunden werden.

Die Plagioklase gruppieren sich zu einem aus mehr oder weniger isometrischen Körnern bestehenden *Mosaikstrukturgefüge* (Korngrösse 0,03—0,1 mm), an welchem mit geringerem Volumenanteil meist auch Quarz teilnimmt. Im Gegensatz zur Cavannaserie treten grössere Blasten (0,5—1 mm) nur in Ausnahmefällen auf.

Oligoklas-Andesin (8—38% Anorthit): In den *Hornblendegesteinen* werden die Plagioklase mit zunehmendem Hornblendegehalt durchschnittlich basischer. Die Mittelwerte liegen bei den *Hornblendegneisen* um 20—25%, bei den *Amphiboliten* um 20—30% Anorthitgehalt. *Albit*, den L. HEZNER für Hornblendegarbenschiefere und Amphibolite als einzigen Feldspat angibt, wurde auch in den hornblende-

ärtesten Gesteinen nur selten gefunden. In den *Glimmergneisen* variiert der Anorthitgehalt hauptsächlich zwischen 8—12 und um 25%. *Glimmerreiche Gneise* zeichnen sich gelegentlich durch ausgesprochen basische Feldspäte aus (bis 35%).

Die *Zone von Motto di dentro* ist im Durchschnitt etwas reicher an relativ basischen Plagioklasen als die *Nelvazone*.

Die Feldspatkristalle sind *zonal* strukturiert und zwar um so kräftiger, je basischer sie sind. *Verzwillingung* tritt nur bei grösseren Individuen und auch dort nur spärlich auf.

Grössere Blasten kommen nur an wenigen Stellen vor. Dies ist am ausgeprägtesten in *Hornblendegneisen* der Fall, in welchen die Hornblende nicht porphyroblastisch entwickelt ist. In *Hornblendegesteinen*, *glimmerreichen Gneisen*, *Glimmerschiefern* und *Silikat-Karbonatgesteinen* sind die Blasten in der Texturfläche längsgestreckt, voller Einschlüsse und randlich stark gegliedert mit amöbenartigen Formen. Gelegentlich durchschlagen sie sammelkristallisierte Quarzzeilen und sind offenbar jüngeren Alters. Weit häufiger jedoch sind sie durch Kataklaste beansprucht und gehören vermutlich zu einer älteren, gleichzeitig mit Quarz sammelkristallisierten Generation. In besonders *feldspatreichen Typen* (Tab. 3, Nr. 7) sind die Blasten idiomorph und nahezu isometrisch. Sie verteilen sich willkürlich im Gefüge ohne Zeilen oder Lagen zu bilden. Grösse und Anzahl der Plagioklasblasten nehmen innerhalb der Tremolaserie von Norden nach Süden ab.

Die *Zersetzung* ist sehr unterschiedlich, im Durchschnitt intensiver als in der Cavannaserie. In den Hornblendegesteinen kann am häufigsten eine Calcitausscheidung beobachtet werden. Das Karbonat sammelt sich in den Kristallen zu kleinen Schlieren und Äderchen oder füllt die Zwischenräume der einzelnen Feldspatkörper. Ferner finden sich Neubildungen von Zoisit. In den *Glimmergneisen* überwiegt die Umwandlung in Serizit. In *Amphiboliten* und *Silikat-Karbonatgesteinen* sind die Plagioklaste vielleicht am wenigsten zersetzt.

Kataklastische Spuren sind im heutigen Feldspatgefüge unverkennbar. Sie sind besonders bei den grösseren Individuen deutlicher als in den Gesteinen der Cavanna-serie. Die kleine Korngrösse (Mosaikstruktur) dürfte mindestens zum Teil das Resultat einer mechanischen Zerkleinerung sein. Gelegentlich ist eine Tendenz zu nachträglicher, beginnender Sammelkristallisation vorhanden.

Albit (0—5% Anorthit): Natronfeldspäte mit unbedeutendem Anorthitgehalt kommen praktisch nur in *feldspatreichen Glimmergneisen* (Tab. 3, Nr. 6) und *Quarziten* vor. In den ersten sind sie weitgehend von *porphyroblastischer* Grösse (Korngrösse bis 5 mm).

Die oft gut idiomorphen *Porphyroblasten* sind ähnlich wie Quarz in Lagen oder Zeilen geordnet und kristallisierten offenbar gleichzeitig mit diesem. Sie sind in der Texturfläche kräftig längsgestreckt. Obwohl sie strukturell in vielem an die Albitporphyroblasten von feldspatreichen Gneisen der Pratoserie erinnern, besteht ein wesentlicher Unterschied darin, dass sie nachträglich intensiver beansprucht wurden. Viele Kristalle sind zerbrochen oder linsenartig ausgeschwänzt, haben verbogene Zwillingslamellen, undulose Auslöschung und zeigen eine starke Serizitausscheidung.

In den Gneisen, die Feldspatporphyroblasten führen, sind auch die *kleinen Albite* anders als üblich geartet. Sie sind viel häufiger verzwillingt und bilden schönere Blasten, die sich an Quarzblasten anschmiegen und oft grössere Formen zeigen als diese. Immerhin sind auch die kleinen Albite kataklastisch deformiert.

Schachbrettartig verzwilligte Albitporphyroblasten kommen nicht sehr häufig vor. Sie sind teils idiomorph, teils xenomorph, von derselben Erscheinung wie diejenigen der Cavannaserie (z. B. S. 294). Ein Unterschied liegt darin, dass kein Zusammenhang mit Kalifeldspat ersichtlich ist, da dieser in demselben Gestein stets fehlt. Die zahlreichsten Schachbrettalbite finden sich in dem auf S. 321 erwähnten Gesteinskomplex des Riale di Bedretto.

Kalifeldspat (Korngrösse 0,02—0,1 mm): In ganz wenigen, relativ glimmerreichen Gneisen (Tab. 3, Nr. 5) konnte etwas Kalifeldspat nachgewiesen werden (Volumenanteil wenige Prozent). Das Mineral zeigt unter dem Mikroskop keine Verzwilligung und keine perthitische Entmischung²⁸⁾. Seine Formen sind xenomorpher als diejenigen von Plagioklas.

Quarz-Feldspat-Mosaikstruktur („Grundgewebe“ L. HEZNERS): Die feinkörnige Mosaikstruktur nimmt in vielen Gesteinstypen einen beachtlichen Volumenanteil des Gefüges ein und ist für die Tremolaserie charakteristisch. In den *Hornblendegneisen* mit porphyroblastischer Hornblende (*Hornblendegarbenschief*er) und *oligoklasreichen Gneisen* (Tab. 3, Nr. 7) füllt sie die Zwischenräume der Porphyroblasten aus. Sie setzt in der Regel in Form von vielen Einschlüssen ungestört durch diese hindurch. In den *Glimmergneisen* und *Glimmerschiefern* bildet sie dünne Lagen und langgestreckte Linsen, die rhythmisch mit sammelkristallisierten Quarz- und Feldspatzeilen oder Glimmerhorizonten wechsellagern (mikrostromatitische Struktur). In *Silikat-Karbonatgesteinen* fehlt sie.

In vielen Fällen ist im Mosaikgefüge praktisch keine Kristallisationsschieferung zu erkennen. Mischen sich kleine Glimmer unter die Quarz- und Feldspatkörper, so sind sie oft die einzigen Träger einer Textur.

Serizit (Korngrösse 0,02—0,4 mm): Das Mineral ist immer dort, wo es reichlich auftritt, Hauptträger der Striemung. In glimmerarmen Gneisen und Quarziten ist seine Verteilung manchmal nahezu ungeregelt, so dass das Gestein massig und striemungslos erscheint.

In den *hornblendeführenden Gesteinen* (*Hornblendegneise*, *Hornblendequarzite*, *Glimmergneise*, *Glimmerschiefer* und *Silikat-Karbonatgesteine*) kommt Serizit nur bei relativ kleinem Gehalt von Hornblende und nur bei deren porphyroblastischer Entwicklung vor. Derartige Typen führen praktisch stets auch Biotit oder Chlorit. Die Serizitlagen brechen scharf an Kristallflächen nachträglich gewachsener Hornblendeporphyroblasten ab, setzen auf der anderen Seite wieder fort, erscheinen aber nicht als Einschlüsse in der poikiloblastischen Hornblende drin. Die Hornblende muss Serizit bei ihrem Wachstum resorbiert haben.

In den *Hornblendegneisen*, *Glimmergneisen*, *Quarziten* und *Silikat-Karbonatgesteinen* ist das Mineral in Lagen und Linsen angesammelt, die eine dichte Packung von vielen Schüppchen darstellen und die in den ersten zwei Typen mit den Quarz-Feldspatmosaikgefügebereichen wechsellagern. Seltener verteilt es sich locker über das ganze Gefüge.

In den *Glimmergneisen* und *Silikat-Karbonatgesteinen* zeigt Serizit oft sehr geringe Korngrößen (um 0,01 mm). Immerhin sind die Kristalle noch so, dass man nur in den wenigsten Fällen von Phylliten sprechen kann.

²⁸⁾ L. HEZNER (1909) erwähnte auf S. 194 spärliches Vorkommen von Mikropertititen, was sich allerdings zum Teil auf Gesteine bezieht, die zur Cavannaserie gehören.

Die Anordnung der Serizitschüppchen im Gefüge der *glimmerreichen Gneise* und *Glimmerschiefer* zeichnet oft differenzierte Bewegungen, Fältelungen und Verformungen ab, die von stattgefundenen mechanischen Beanspruchungen und Spannungszuständen zeugen.

Nach H. HARDER (1956) darf man annehmen, dass Serizit der Tremolaserie (und der Cavannaserie?) teilweise natriumhaltig ist.

Der Nachweis von *Paragonit* durch H. HARDER, der hin und wieder Serizit in Glimmerschiefern begleitet, konnte durch Röntgenpulveraufnahmen mittels der Θ -Werte von (001) bestätigt werden. So weist z. B. der Granat-Serizit-Chloritschiefer an der Grenze zwischen der Zone von Motto di dentro und der Nelvazone (S. 328) einen beträchtlichen Paragonitgehalt auf.

Biotit (Korngrösse 0,04—3 mm): Drei Arten von Biotit sind zu unterscheiden: Kleine *Biotitkristalle* von ähnlicher Korngrösse wie Serizit und Chlorit, die sich wie diese nach der Striemung ausrichten; *Porphyroblasten*, die weitgehend ungeregelt kristallisierten und deren c-Achsen oft parallel zur Texturfläche des Gesteins stehen (Querbiotite); sekundär aus Hornblende gebildeter Biotit.

Kleiner, gestriemter Biotit findet sich vorzüglich in der Zone von Motto di dentro, während in der Nelvazone eher porphyroblastischer Biotit auftritt. Die Porphyroblasten weisen xenomorphe Formen auf und sind voller Einschlüsse.

Der *Pleochroismus* ist variabler als derjenige der Biotite in der Cavannaserie: n_α bräunlichgelb oder gelb, n_β gelblichbraun, n_γ schokoladebraun, rötlichbraun oder bräunlicholivgrün.

Das Mineral ist in den *Glimmergneisen* und *Glimmerschiefern* öfters und zahlreicher vorhanden als in den *hornblendereichen Gesteinen*.

Die *Zersetzung* in Chlorit, die oft unter Ausscheidung von Rutilgeweben (Sagenit) vor sich geht, schwankt von Ort zu Ort. Manchmal hat sie nur die kleinen Individuen, manchmal vorwiegend die grossen erfasst. Häufig zeugen nur noch Pseudomorphosen von der ehemaligen Existenz des Biotits. Der Zersetzunggrad scheint in den südlichen Schichten durchschnittlich fortgeschritten, die Pseudomorphosen zahlreicher zu sein als in den nördlichen. Die *Silikat-Karbonatgesteine* zeigen vielleicht den frischesten Biotit.

Chlorit (Korngrösse 0,02—1 mm): Einerseits schmiegt sich Chlorit in *kleinen, idiomorphen Blättchen* zwischen die Quarz- und Feldspatgemengteile des Mosaikgefüges („chloritisches Grundgewebe“ nach L. HEZNER). Er ist in diesem Fall parallel zur Striemung orientiert und stellt kein Sekundärprodukt, sondern eine selbständige Bildung dar, die offenbar gleichzeitig mit Quarz und Feldspat kristallisierte. Gesteine mit primärem Chlorit führen nicht selten vermutlich später entstandene, frische oder chloritisierte Biotitporphyroblasten.

Anderseits kommt Chlorit *porphyroblastisch* oder in Kristallaggregaten vor, die pseudomorph nach Biotit sind und Erze oder Rutilnadeln enthalten. Porphyroblastischer Chlorit dürfte stets aus Biotit gebildet worden sein.

Kalkglimmer? (Korngrösse 0,05—0,5 mm): Das Mineral begleitet Serizit an wenigen Stellen und in geringer Konzentration (bis 5%). Seine Verbreitung beschränkt sich auf *Silikat-Karbonatgesteine*, *karbonatführende Glimmergneise* (Tab. 3, Nr. 5) und *karbonatführende Hornblendegneise* mit nicht zu hohem Hornblendeanteil (Tab. 3, Nr. 1) der Zone von Motto di dentro. Ein Vorkommen liegt z. B. bei Pian secco (687,30/154,15).

Die im Vergleich zu Serizit etwas höhere Lichtbrechung und geringere Doppelbrechung des Minerals kommen deutlich zur Geltung.

Hornblende (Korngrösse 0,2 mm—10 cm)²⁹⁾: Die Hornblende ist in Tremola- und Cavannaserie in ihrer Erscheinung von Ort zu Ort variabel. Ihre optischen Eigenschaften sind Schwankungen unterworfen, decken aber keine prinzipiellen Unterschiede zwischen beiden Serien auf.

Auslöschungsschiefe c/n_{γ} 14—18°
 $(-)2V$ 80—88° (durchschnittlich vielleicht um weniges höher als in der Cavannaserie).

Der Pleochroismus bleibt derselbe wie in der Cavannaserie (n_{α} grünlich- oder bräunlichgelb, n_g gelbgrün, n_{ν} blaugrün).

Die kleine Hornblende (Korngrösse etwa bis 3 mm) bildet in den feinkörnigen Amphiboliten und Hornblendeschiefern ein diffus oder lagig verteiltes, nemato-blastisches Gewebe, das aus gut idiomorphen, einschlussfreien Kristallen besteht. In den grobkörnigeren Hornblendegesteinen, die oft auch einen grösseren Quarz- und Feldspatgehalt aufweisen, und in den nicht porphyroblastischen Hornblendegneisen verliert sie ihre Eigengestaltigkeit. Sie ist voller Einschlüsse von Quarz, Feldspat, Epidot und Karbonat. Die Kristalle richten sich streng nach der Striemung. Diese verläuft stets parallel zur Lineation benachbarter Biotitgneise. Fremdartig orientierte Hornblendestriemungen, wie sie in den Amphiboliten der Pratoserie zu finden sind, konnten in den Gesteinen der Tremolaserie nicht nachgewiesen werden.

Die porphyroblastischen Hornblenden und Hornblendegarben (Hornblendegneise, Glimmerschiefer und -gneise, Silikat-Karbonatgesteine und Quarzite) sind sehr häufig nahezu formlos und von Einschlüssen vollständig durchsetzt, so dass ein poikiloblastisches Interpositionsgefüge (Siebstruktur) resultiert. Das Volumen der Einschlüsse kann das Mehrfache der Hornblendesubstanz ausmachen. Man kann eine eindeutige Korrelation nachweisen zwischen Mineralführung des Gesteins und Implikation der Hornblendeporphyroblasten. Glimmer kommen als Einschlüsse nicht vor (abgesehen von Zersetzungprodukten). Die Siebstruktur ist in quarz- und feldspatärmeren Gesteinen geringer. In quarz- und feldspatfreien Glimmerschiefern (z. B. Chloritschiefer von S. 334) ist die Hornblende von kristalleider Form und ohne Einschlüsse.

Grosse Porphyroblasten und insbesondere die Hornblendegarben liegen nicht parallel zur Lineation. Sie nehmen innerhalb der Texturfläche jede beliebige Richtung ein oder durchschlagen sogar diese. Dezimetergrössen Garben durchstossen gelegentlich mehrere Gesteinskomponenten von Stromatitserien. Aus vielen Aufschlüssen geht hervor, dass die Hornblendegarben in diffusen Wolken konzentriert sind, die die Schiefer konkordant oder diskordant durchschwärmen.

In der Zone von *Motto di dentro* sind die Garben hin und wieder schwach nach der Striemung ausgerichtet.

In der Nelvazone sind die Porphyroblasten grösser, stehen häufiger quer zur Schieferung und ihre poikiloblastische Siebstruktur ist ausgeprägter als im Norden.

Die Zersetzungerscheinungen sind im allgemeinen gering. Als Sekundärbildungskomplexe kommen Chlorit und Biotit vor, die an Spaltflächen ansetzen und domänenweise umschreiten. Die Zersetzung nimmt nach Süden durchschnittlich zu. In

²⁹⁾ Die chemische Zusammensetzung der Hornblende ist auf S. 345 besprochen.

den südlicheren Schichten der *Nelvazone* sind Hornblendeporphyrblasten vereinzelt nur noch in Pseudomorphosen vorhanden.

Weitere Umwandlungsphänomene liegen in diffuswolkigen Erzausscheidungen oder in Ausbleichungen vor. Letztere sind mit deutlicher Zunahme der Doppelbrechung gekoppelt.

Kataklastische Spuren können besonders an Porphyroblasten aufgezeigt werden, sind aber in der Regel unbedeutend.

Zoisit und Klinozoisit-Epidotgruppe (Korngrösse in den Hornblendegesteinen, Glimmernissen und Glimmerschiefern 0,02—0,5 mm, in den Silikat-Karbonatgesteinen bis 2 mm): Minerale dieser Gruppe decken sich bezüglich ihrer optischen Eigenschaften weitgehend mit den Vorkommen der Cavannaserie (S. 297). (\pm) $2V$ liegt um 70—100°. Epidot zeigt kräftige Zonarstruktur, besonders bei hoher Doppelbrechung und in Ausnahmefällen schwachen Pleochroismus (im Gegensatz zur Cavannaserie).

In *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern* ist das Mineral bei kleinen Mengen vorwiegend in idiomorphen Formen gewachsen mit ausgesprochener Längsentwicklung parallel zur Texturfläche.

In grösserer Menge (*Epidotschiefer*, Tab. 3, Nr. 4, *Silikat-Karbonatgesteine*) verliert Epidot seine Eigengestalt und ist formlos und dicht in Lagen oder Linsen aggregiert.

In den *Gneisen* und *Glimmerschiefern* erscheint er eher in kleinen, gerundeten Körnern, die wenigstens teilweise nachträglich aus zersetzen Feldspäten hervorgegangen sind.

In *Silikat-Karbonatgesteinen* weist das Mineral gelegentlich einen kleinen, positiven Achsenwinkel auf (nahezu 0) bei kleiner Doppelbrechung und fehlenden abnormalen Interferenzfarben (Zoisit).

Epidot muss in den meisten Fällen als selbständiger Gefügegemengteil betrachtet werden, der etwa gleichzeitig mit Hornblende, Glimmern, Quarz und Feldspat kristallisierte.

Karbonat (*Calcit und Dolomit*, sehr unterschiedliche Korngrösse, bis 5 mm): In den *Silikat-Karbonatgesteinen* der Zone von *Motto di dentro* bildet Karbonat *idiomorphe Porphyroblasten*, die das Gestein in gleichmässiger Verteilung durchsetzen. Es kristallisierte vermutlich gleichzeitig mit den restlichen Gefügegemengteilen. Auch in den *Hornblendegesteinen* (vorzüglich der Zone von *Motto di dentro*) herrschen idiomorphe Formen vor.

In den häufigeren Fällen (*Glimmer- und Hornblendegneise*, *Silikat-Karbonatgesteine*) zeigt Karbonat kleine, xenomorphe Gestalt und füllt z. B. die Zwischenräume von den Körnern der Mosaikstruktur. Sehr oft durchschlägt es als Letztbildung in kleineren und grösseren Äderchen diskordant das Gefüge.

Karbonat enthält gelegentlich (besonders in *hornblendereichen Gesteinen*) diffuswolkig verteilte Pigmentkörper von Limonit.

Granat (Korngrösse 0,1 mm—3 cm): *Kleine Kristalle* haben idiomorphe Formen mit wenig Einschlüssen. Bei zentimetergrossen *Porphyroblasten* ist die poikiloblastische Implikation (Siebstruktur) oft derart intensiv, dass die Kristallbegrenzung kaum erkannt werden kann (insbesondere in der *Nelvazone*). Die Kristallisationsschieferung des Gefüges dringt in der Regel ungestört durch die Poikiloblasten hindurch. Kleinfältelungen bleiben erhalten und haben das Wachstum der Granate nicht beeinflusst, ein Hinweis, dass sich der Spannungszustand noch

vor Wachstumsbeginn wieder gelöst hat (vgl. S. 350). Die Porphyroblasten erscheinen in bevorzugten Lagen und Horizonten ähnlich wie die Hornblendegarben (siehe dort).

In den *Glimmerschiefern* und *glimmerreichen Gneisen*, die fast immer etwas Granat führen, drängt das Mineral nicht selten die Glimmerlagen bei der Kristallisation zur Seite. Um es herum fand gelegentlich eine hofartige Sammelkristallisation von Quarz statt.

In den *hornblendereichen Gesteinen* ist Granat nur klein und seltener als in Gneisen und Schiefern. Granatamphibolite fehlen (Granatgehalt bleibt unter 5%).

Die *Zersetzung* überschreitet 10% des Kristallvolumens nicht. Als Sekundärprodukte resultieren Chlorit, Biotit und Epidot.

Die kleinen Kristalle sind deutlich *mechanisch beansprucht*. Sie sind vereinzelt in Teilstücke zerdrückt. Sie stellen im Gefüge Punkte höherer Spannungen dar (Spannungsspitzen), was sich darin zeigt, dass die Quarze in ihrer Nähe häufiger zerbrochen und die Glimmer stärker verbogen sind. Die Kataklase der Poikiloblasten scheint durchschnittlich geringer zu sein als diejenige der kleineren Granaten. In der westlichen Tremolaserie fehlen gedrehte Granatporphyroblasten (S. 350).

Disthen und Staurolith kommen selten in *Glimmergneisen* und *Glimmerschiefern* als poikiloblastische Porphyroblasten vor. Ihr Volumenanteil im Gefüge überschreitet einige Prozente nicht. Ihr Auftreten beschränkt sich auf die *Nelvazone*.

Weitere Gemengteile mit kleinem Volumenanteil (zusammen etwa 1—4%): **Erze** (Hämatit, Magnetit, Magnetkies, Bleiglanz, Pyrit, Limonit), **Apatit**, **Titanit** (hauptsächlich in *Amphiboliten* und *Hornblendeschiefern*), **Turmalin** (als 0,1 mm grosse, idiomorphe Kriställchen in *Gneisen* und *Hornblende-Gesteinen*), **Zirkon** und **Kohle**.

Sulfidische Erze durchziehen das Gestein als nachträgliche Bildungen in diffus-wolkiger Verteilung und erzeugen lokale Konzentrationen bis zu 4 Volumenprozent.

Feinverteiltes Kohlepigment bildet vorzüglich in *Glimmerschiefern* und *glimmerreichen Gneisen* der südlichen Nelvazone stattgefundene Fältelungen und Verformungen ab. Sein ungestörtes Vorhandensein in Biotitporphyroblasten zeigt, dass diese nach den Deformationen gewachsen sind. Granat- und Hornblende-porphyroblasten sind pigmentfrei.

b) DAS GEFÜGEBILD DER TREMOLAGESTEINE

Die Abfolge der Kristallisationen im Gefüge der Tremolagesteine ist komplexer als in der Cavannaserie.

Die Gemengteile der *fein- und mittelkörnigen Amphibolite* und *Hornblendeschiefer*, der *nichtporphyroblastischen Hornblendegneise* (S. 322) und einiger *Glimmergneise* (z. B. Tab. 3, Nr. 6) dürften gleichzeitig und vollständig kristallisiert sein (Hornblende, Quarz, Feldspat, Serizit, Chlorit, Biotit, Epidot, teilweise Karbonat), wobei die Striemung entstand, die in diesen Gesteinen am schönsten zum Ausdruck kommt. Nachträglich wurde das Gefüge kataklastisch überprägt (Beanspruchung von Quarz, Beanspruchung und Zersetzung von Feldspat).

Das Gefüge der *porphyroblastischen Hornblendegneise*, der *Amphibolite* mit *porphyroblastischer Hornblende* und vieler *Glimmergneise* besteht aus Lagen von feinem Gemenge aus Quarz, Feldspat, Serizit, Chlorit und Biotit (Mosaikstruktur), das

von Zeilen grösserer Quarzblasten und sporadisch verteilten Porphyroblasten von Hornblende, Biotit und Granat durchzogen wird.

Das Gefügebild ergab sich vermutlich aus mindestens zwei Kristallisationen von unterschiedlicher Vollständigkeit, die sich in zeitlichen Abständen folgten. Nach der Kristallisation des *Grundgefüges* (Mosaikstruktur) unter gleichzeitigem Entstehen der Striemung fand eine deutliche Kataklastose statt. *Hornblende-, Biotit-* und *Granatporphyroblasten* sind Spät- oder Letztbildung. Keine Anzeichen deuten darauf hin, dass ihre Entstehung mit einer Rekristallisation der restlichen Gemengteile verbunden war. Die Frische und die relativ schwache Beanspruchung sprechen für nach der Kataklastose stattgefundenes Kristallwachstum. In der *Nelvazone* ist der Kontrast zwischen erstkristallisiertem Gefügebruchteil und den Letztbildung ausgesprochener als in den nördlichen Schichten.

Die *Glimmerschiefer* weisen mannigfaltige Spuren von Deformationen auf, die ausgeprägte Lagertextur und Schieferung erzeugten und insbesondere das Gefügebild der glimmerreichen Schiefer beherrschen. Quarz, Serizit und Chlorit sind während oder nach der Beanspruchung weitgehend rekristallisiert und zeigen darum relativ geringe Merkmale nachträglich vorsich gegangener Kataklastose. Die spätere Kristallisation von Granat-, Biotit- und Hornblendeporphyroblasten und seltener von Feldspat erfolgte stets ohne gleichzeitige Deformation.

Im Gefüge der *Silikat-Karbonatgesteine* kristallisierten alle Gemengteile (Karbonat, Quarz, Epidot, Feldspat und Glimmer) etwa gleichzeitig. Porphyroblastische Hornblendeletzbildungen sind spärlich vorhanden. Das Bild wird oft durch nachträglich zirkulierte Karbonatlösungen gestört, die das Gefüge diskordant durchschlagen.

Quarzite sind weitgehend rekristallisiert. Die kataklastischen Erscheinungen beschränken sich auf millimeterdünne, rhythmisch wiederkehrende Lagen, die aus ausgewalzten Feldspäten und Glimmern bestehen.

5. Kontakt zwischen dem Kristallin des Gotthardmassivs und der Trias

Die südliche Grenze der Cavanna- und Tremolagesteine liegt zwischen Airolo und Nufenenpass in der Sohle des Bedrettitals und meist im Flussbett des Ticino. Sie ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Überall dort, wo sie nicht von Schutt, Kulturland und Vegetation verdeckt wird, ist die Lagerung der Schichten durch rezente Bewegungen verstellt (Sackungen, Hakenwurf etc.), so dass aus den Kontaktverhältnissen wenig exakte Aussagen getroffen werden können.

Die Kontaktlinie *Tremolaserie-Trias* tritt im kartierten Gebiet dreimal zutage: Bei Fontana (686,1/152,8), bei Carniscio (684,15/152,35) und bei Villa (683,3/151,9). Berührungsstellen zwischen *Cavannaserie* und Trias fehlen, abgesehen von den schlechten Aufschlüssen bei Alpe Cruina di Osco (677,0/147,5) und westlich des Nufenenpasses (672,60/147,25).

Zwischen Bedrina westlich Airolo (688,0/153,3) und dem Nufenenpass liegt die Trias diskordant auf Tremola- und Cavannaserie. Konkordante

Verhältnisse wären nur bei Airolo selbst — etwa zwischen Bedrina und Valle — zu erwarten, wo die südlichsten Schichten der Nelvazone an die Erdoberfläche treten.

Der Kontakt ist bei Fontana, Carniscio, Villa und — soweit es beurteilt werden kann — an allen übrigen Stellen scharf. Die Übergangszone beträgt weniger als 10 Zentimeter. Das Studium des Kontakts Nelvazone-Trias wird freilich dadurch erschwert, dass an der Basis der Trias ein triadisches Serizitquarzitgestein auftritt, das in seiner Art viele Äquivalente in der Nelvazone besitzt und deshalb durchaus zur Tremolaserie gezählt werden könnte (siehe unten).

Die Beschaffenheit des Kontakts deutet darauf hin, dass dieser in seiner ganzen Länge zwischen Bedrina und Nufenenpass durch *tektonische Bewegungen* erzeugt wurde. Nichts spricht ferner dagegen, dass die Trias im Abschnitt Bedrina-Valle nicht gleichermassen durch eine Schubfläche von der Tremolaserie getrennt sei³⁰⁾. Ähnliches stellte W. OBERHOLZER (1955, S. 369) für die Region westlich des Nufenenpasses fest, während R. EICHENBERGER (1924) im selben Gebiet eine mechanisch nicht gestörte stratigraphische Diskordanz zwischen Trias und Kristallin des Gotthardmassivs annahm.

Bei Fontana und Carniscio sind Querverschiebungen des Kontakts um 10—60 Meter vorhanden. Sie sind wahrscheinlich mit dem Abschwenken des Triaszugs von der Westrichtung östlich Fontana in die Südwestrichtung westlich Fontana verbunden. Das lokale Anschwellen der Triasrauhwacke zwischen Ossasco und Villa zu einer Mächtigkeit von 500 Metern (an andern Orten nur 250 Meter oder weniger) ist vermutlich ebenfalls tektonisch bedingt. Bei der Linse aus Tremolagesteinen (Biotit-Serizit-Albitgneis mit Hornblende) nordwestlich Fontana (685,8/152,7 — vgl. Karte), die von Rauhwacke vollständig eingehüllt zu sein scheint, handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um eine rezente Sackung.

Die Trias besteht zur Hauptsache aus Rauhwacke, in die unregelmässig Marmor, Dolomit und selten Gips eingelagert sind (petrographische Beschreibungen von C. E. BURCKHARDT, 1942, S. 114; R. EICHENBERGER, 1924, S. 470; L. KRIGE, 1918, S. 75; W. OBERHOLZER, 1955, S. 368). An der Basis von Rauhwacke, Marmor und Dolomit liegt unmittelbar auf Gesteinen der Tremolaserie ein einige Meter mächtiges Band aus feinkörnigem *Serizitquarzit*:

Mikroskopisch bildet Quarz (50—85%, Korngrösse 0,1—0,5 mm) isometrische oder etwas längsgestreckte Blasten, die in Lagen angeordnet sind, ganz so, wie es in den Quarziten und Schiefern der Tremolaserie üblich ist. Serizit (15—40%, Korngrösse um 0,1 mm) ist oft von etwas grösserem, stark chloritisiertem Biotit

³⁰⁾ L. HEZNER (1909, S. 203) betrachtete die Grenze Trias-Tremolaserie als unscharf. Sie beschrieb eine Übergangszone mit Serizitschiefern und Quarziten. Vermutlich handelt es sich dabei um den erwähnten triadischen Serizitquarzit.

begleitet und ist deutlich gestriemt in einer Richtung, die parallel zur Glimmerstriemung der Tremolaserie verläuft. *Albit* (bis 10%, Korngrösse bis 1 mm) ist teilweise in dünnen Lagen kataklastisch zerdrückt, teilweise in grossen, längsgestreckten, nur schwach zersetzen Blasten sammelkristallisiert. Weitere Gemengteile sind *Karbonat*, *Erze* (vorwiegend Pyrit), selten *Kalifeldspat* und *Granat*. Das Gestein ist mikroskopisch von Quarziten der Tremolaserie nicht zu unterscheiden.

Die Quarzitschicht kann überall dort, wo eindeutige Aufschlussverhältnisse es gestatten, mit Konstanz nachgewiesen werden, unabhängig davon, welcher Horizont der Tremolaserie die Rauhwacke trifft. Sie muss darum zum Triaszug gezählt werden. Es handelt sich offenbar um ein Äquivalent der Glimmerquarzite von R. EICHENBERGER (1924, S. 458), des Quarzits oder quarzreichen Phyllits von L. KRIGE (1918, S. 9, 75)³¹⁾ und des Triasquarzits von H. M. HUBER (1943, S. 82). R. EICHENBERGER überschätzte die Mächtigkeit der Glimmerquarzite westlich des Nufenenpasses und ging mit deren Abgrenzung nach Norden zu weit³²⁾. Ein Teil jener Triasgesteine ist in dieser Arbeit zum Soresciagneis geschlagen worden. Andererseits ist auch die Ansicht W. OBERHOLZERS (1955, S. 369), dass alle Quarzite R. EICHENBERGERS zum Altkristallin des Gotthardmassivs gehörten, abzulehnen.

6. Die Hornblende der Tremolaserie

Die analysierte Hornblende³³⁾ stammt aus dem auf S. 334 beschriebenen Chloritschiefer bei Punkt 1551 westlich Motto Bartola (687,90/154,31).

SiO_2	44,2	MgO	10,4	Al_2O_3 , TiO_2 und der Rest von SiO_2 wurden spektroanalytisch im Niederschlag der gemischten
Al_2O_3	14,6	MnO	0,3	Oxyde bestimmt. Ebenfalls mittels Spektralanalyse wurden Na_2O und K_2O gemessen.
TiO_2	0,44	Na_2O	1,7	
Fe_2O_3	2,0	K_2O	0,3	
FeO	12,7	H_2O	2,4	F_2 wurde nach Abtrennen durch Destillation mit
CaO	10,6	F_2	0,05	$\text{Th}(\text{NO}_3)_4$ titriert. Die H_2O -Bestimmung erfolgte nach PENFIELD mit Na_2WO_4 als Schmelzmittel.
Total		99,7		

Lichtbrechung: n_α 1,642, n_β 1,653, n_γ 1,661. (—) 2 V (gemessen) 76—82°.

Auslösungsschiefe: c/n_y 14—17°.

³¹⁾ L. KRIGE (1918) hegte Zweifel, ob der Quarzit zur Trias oder zur Tremolaserie zu zählen sei.

³²⁾ R. EICHENBERGER (1924) rechnete im Profil des Gotthardtunnels den Abschnitt von 300 m ab Südportal bis zur Rauhwackegrenze zur Trias. Dies trifft sicherlich nicht zu. Das südlichste eindeutig prätriadische Tremolagestein liegt bei 86 m vom Südportal.

³³⁾ Die Analyse führte M. WEIBEL im Zusammenhang mit geochemischen Untersuchungen aus, welche durch einen Beitrag des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht wurden.

Es existieren noch zwei ältere Hornblendeanalysen aus Tremolagesteinen: *Hornblende Nr. 207*³⁴⁾ (L. HEZNER, 1909, S. 167) aus einem Block vom Bergsturzmaterial von Sasso rosso (vermutlich aus dem nördlichen Teil der Nelvazone).

Hornblende Nr. 208 (J. JAKOB, 1937, S. 226), östlich von Lago di Cadagno, Val Piora (vermutlich aus dem nördlichen Teil der Zone von Motto di dentro).

Für die Berechnung der Hornblenden wird ein neuer Weg vorgeschlagen, der allfällige Analysenfehler besser berücksichtigt als derjenige von A. SCHÜLLER (1954). Der Weg ist unabhängig von der Wassermenge, was sich darum empfiehlt, weil die Wasserbestimmung älterer Analysen fraglich ist oder ein Teil des Wassers überschüssig sein kann.

Entsprechend der von B. E. WARREN (1930) bestimmten Tremolitstruktur wurden die Metallionen auf 24 (O, OH, F)-Ionen verteilt. Es wurde willkürlich soviel Wasser zur Analyse zugeschlagen, bis die Werte von Me_I , Me_{II} , (OH, F) und O dem Idealverhältnis 8:5:2:22 am nächsten zu liegen kamen, d. h. bis die Abweichungen minimal waren.

Tremolit- struktur	Grüne (gemeine) Hornblende	Hornblende Punkt 1551	Hornblende Nr. 207	Hornblende Nr. 208
B. E. WARREN (1930)	A. SCHÜLLER (1954)			
Si	6—7	6,49	6,00	6,61
Al	1—2	1,56	1,98	1,42
Al	1	0,96	1,79	0,64
Fe...		0,22	0,34	0,40
Fe... Me_{II} ⁵	1—2	1,56	0,90	1,09
Ti	1,5—4	0,05	0,15	0,19
Mg		2,27	1,81	2,71
Ca	1,5—2	1,67	1,44	1,60
Na	0,25—1	0,48	0,60	0,51
K	Me_{III} 2—3	0,06	0,18	0,06
Mn		0,04	0,02	0,02
OH	2	2,03	1,97	2,03
F	2	0,02	2,05	2,03
O	22 22	22 21,95	22,03 22,03	21,97 21,97
Überschüssiges oder fehlendes Wasser in Gewichtsprozenten		+ 0,5	- 1,1	+ 1,9

Die Abweichungen vom Idealverhältnis der Ionen in der Tremolitstruktur sind nicht grösser, als es nach der Genauigkeit der einzelnen Analysenmethoden erwartet werden darf.

Bei den Hornblenden der Tremolaserie sind die grossen Unterschiede in den Metallionenwerten auffallend, die nicht nur durch allfällige Analysenfehler zu erklären sind. Immerhin ergibt sich eine vielleicht nicht

³⁴⁾ Die Nummern beziehen sich auf F. DE QUERVAIN und C. FRIEDLAENDER (1942).

ganz zufällige Verwandtschaft: Konstanz des Alkaligehalts; Zunahme des Si-Ersatzes durch Al gekoppelt mit Zunahme der Gesamtsumme von Al und Abnahme von Mg.

7. Zur Geschichte und Entstehung der Tremolagesteine

A. DER EINFLUSS DER ALPINEN METAMORPHOSE

a) Einleitung

Zweierlei Kornarten charakterisieren strukturell die Gesteine der Tremolaserie. Während die eine durch weitläufige Sammelkristallisationen in Form von grossen Porphyroblasten entstand (Hornblende, Granat, Biotit), ist es das Kennzeichen der anderen, dass sie nur in verhältnismässig kleinen Korngrössen vorkommt, oft deutliche Kataklase zeigt und anschliessend nur unvollständig rekristallisierte (Quarz, Feldspat, Serizit, Chlorit, Kalkglimmer, Epidot, Karbonat). Eine dritte Gruppe schliesst bezüglich Korngrösse an die zweite an, nimmt aber infolge der Sammelkristallisation zu mehr oder weniger idiomorphen Blasten eine Mittelstellung ein (Quarz, Biotit, Hornblende, Epidot, Karbonat, Granat, selten Feldspat).

Es ist ein Merkmal der Tremolagesteine, dass die *Porphyroblastenbildung* als Spät- oder Letztbildung im Gefüge stattfand, ohne dass dies mit einer durchgreifenden Neubildung oder Rekristallisation der restlichen Gefügekomponenten verbunden gewesen wäre. Alte Texturbilder des Gefüges werden zwar von den Porphyroblasten durchwachsen, haben sich aber nahezu unverändert erhalten können.

Dass das Wachstum der Hornblende-, Granat- und Biotitporphyroblasten *alpinen Alters* ist, steht über jedem Zweifel. Die Faziesähnlichkeit der Tremolagesteine mit den nur alpin metamorphen Bündnerschiefern am Südrand des Gotthardmassivs (isophysikalische Provinz — P. NIGGLI, 1929) ist in erster Linie durch die ähnliche Struktur der Porphyroblasten bedingt.

Die Frage, inwieweit die alpine Metamorphose auch noch vorgängig der Porphyroblastenbildung konstruktive und destruktive Strukturveränderungen des *Gesamtgefüges* verursacht hat, ist schwerer zu beantworten. Die Ausführungen L. HEZNERS (1909) beruhen auf der Vorstellung, dass *alle* gegenwärtigen strukturellen Merkmale der Tremolagesteine entweder ursprünglich sedimentär oder die Folge *einer* epi- bis mesozonalen Metamorphose während der alpinen Gebirgsbildung seien.

Die Erkenntnis, dass die Tremolaserie zum *Altkristallin* des Gotthardmassivs gehöre³⁵⁾, d. h. mindestens vor den herzynischen Granitinversionen sedimentiert sei³⁶⁾, ergab später die Möglichkeit des Vorkommens von strukturellen Relikten älterer Metamorphosen (A. HEIM, 1921, S. 197). Ist die *präalpine, meso- bis kazonale* Metamorphose, die im Altkristallin des Gotthardmassivs nahezu einheitlich vorhanden war und im Nord- und Ostteil des Massivs heute noch dominiert, *herzynischen Datums* (P. NIGGLI, 1936, S. 98; J. KOENIGSBERGER, 1942, S. 91), so müsste sie sich in der Tremolaserie in reliktischen Strukturen zeigen. In neuerer Zeit ist jedoch geltend gemacht worden, dass sie bedeutend älter sein könnte, während die herzynische Metamorphose eher *gering* eingeschätzt wird (S. 312). In diesem Fall ist es denkbar, dass die Tremolagesteine als relativ junge Sedimente zwar herzynisch metamorph geworden wären, aber in Mineralbestand, Struktur und Textur *nur* alpine Kennzeichen aufwiesen.

P. NIGGLI (1934, S. 137) deutete das Strukturbild der Tremolaserie als *homogen*. Der Mineralbestand könnte freilich *voralpin* unter ähnlichen Umständen gebildet worden sein und sich während der alpinen Zeit im Gleichgewichtszustand befunden haben. Die starke alpine Verformung der Gesteine, die mit der Umkristallisation eng verbunden war und diese nicht überdauerte (geringe mechanische Spuren) zwingen jedoch zum Schluss, dass das *Gesamtgefüge* der Tremolaserie zur Zeit der alpinen Vorgänge *vollständig* umkristallisierte oder ummineralisierte. Es wird eine *voralpine* Metamorphose angenommen, deren Intensität jedoch als schwach angegeben (1929, S. 186, 1934, S. 138).

b) Glimmerstriemung und Glimmerwellung in der Tremolaserie

Das Studium der Gefügestruktur der Tremolaserie führt zum Schluss, dass abgesehen vom späteren Porphyroblastenwachstum ein einfaches Bauschema vorliegt. Alle Gesteinstypen zeigen eine durch Kristallisation entstandene Striemung, nach welcher sich Serizit, Chlorit, Biotit, Hornblende und seltener Quarz ausrichten. Berücksichtigt man, dass die Fächerstellung der Schichten im zentralen Gotthardmassiv jünger ist als die Striemung (S. 307), so verläuft diese überall parallel. Im Gegensatz zur Cavannaserie kann nirgendswo eine weitere, anders orientierte Striemungsrichtung nachgewiesen werden. An denjenigen Stellen, wo eine

³⁵⁾ Die Tremolaserie galt früher als Nordschenkel der Bedretto- oder Tessinmulde.

³⁶⁾ Auf die Gründe hierzu und inwieweit sie stichhaltig sind, wird später eingegangen (S. 354).

Verfaltung der Gesteine erfolgte, geht hervor, dass die Faltenachsen stets parallel zur Striemung ausgerichtet sind. Große Faltenamplituden von mehr als einigen Metern fehlen³⁷⁾.

Die Lineation ist im feinkörnigen Gefüge der Gneise, Schiefer, Quarzite und Silikat-Karbonatgesteine (im „Grundgewebe“ L. HEZNERS) zu erkennen, während sich die Porphyroblasten in den meisten Fällen nicht nach ihr richten. Im nördlichen Teil der Tremolaserie (Zone von Motto di dentro) ist sie oft kräftiger vorhanden, was vermutlich mit der ausgeprägteren Paralleltextur der Gesteine zusammengeht. Gegen Süden (Nelvazone) nimmt die Intensität der Lineation allmählich ab. Vor allem glimmerarme Gneise, Quarzite und Gefügebruchteile von Gneisen erscheinen gelegentlich nahezu massig, ohne deutliche Kristallisations-schieferung und Lineation. Immerhin gibt es auch in den südlichsten Schichten viele Zwischenlagen, die deutlich gestriemt sind.

Dass es sich bei der Lineation der Tremolaserie um eine *alpine* Richtung handelt, geht daraus hervor, dass sich Serizit und Chlorit nach ihr ausrichten, und zwar auch dann, wenn die Minerale keine Sekundärprodukte, sondern selbständige Neubildungen darstellen und unmöglich als voralpine Kristallisationen die alpine Metamorphose überdauert haben können. An Aufschlüssen von Kontaktregionen zwischen Tremolagesteinen und posttriadischen Bündnerschiefern, die nicht durch rezente Bewegungen gestört sind (z. B. Garegnastollen, Val Piora), ist hier wie dort eine gleiche Orientierung und ähnliche Beschaffenheit der Lineation ersichtlich (vgl. R. STEIGER).

Parallelität kann auch im Norden an der Grenze zur Cavannaserie bestätigt werden. Gesteinstypen, die bezüglich Mineralführung und Struktur sowohl in der Pratoserie, als auch im nördlichen Teil der Zone von Motto di dentro vorkommen, sind ebenfalls bezüglich Striemungsrichtung nicht zu unterscheiden.

Die *Glimmerwellung* (S. 306) findet sich in der Tremolaserie in ähnlicher Art wie in der Cavannaserie, wenn auch abgeschwächt und seltener. Es ist dies ein deutlicher Gegensatz zu den Bündnerschiefern etwa der Bedretto- oder Nufenenmulde, wo diese horizontale Fältelungsrichtung oft die dominierende ist. An wenigen Stellen verlaufen die Achsen von grösseren Schichtverbiegungen ungefähr parallel zur Wellung (vgl. Fig. 2). Scharf geschwungene Falten fehlen. Dass die Wellung jünger sein muss als die Striemung wurde auf S. 306 erwähnt.

³⁷⁾ L. KRIGE (1918, S. 15) vermutet in der Tremolaserie östlich des St.-Gotthard-passes weitläufigen Faltenbau. Dies trifft für die Region westlich des Passes nicht zu. Es handelt sich um einfach gelagerte Schichten.

c) Die alpine Kristallisation

Die strukturelle Verknüpfung der Porphyroblasten mit dem feinkörnigen Gefüge einerseits und das Vorkommen von nur alpinen Gefügerichtungen andererseits scheinen als wahrscheinlichste Möglichkeit die Existenz zweier alpiner Kristallisationsphasen zu ergeben, die durch eine destruktive, kataklastische Phase getrennt waren.

Alle Gesteinstypen der Tremolaserie sind gleichzeitig mit der Entstehung der Glimmerstriemung und im Zusammenhang mit der alpinen Überprägung der Cavannaserie durchgreifend umkristallisiert. Das heute vorliegende Gefügebild weist darauf hin, dass während und anschliessend an die Kristallisation eine Durchbewegung des Gefüges und eine kräftige mechanische Beanspruchung der verschiedenen Gemengteile erfolgte (undulöse Quarze, deformierte und zersetzte Feldspäte, Abbildung von Deformationen in glimmerreichen Gefügebruchteilen). Die Kataklase war in der Tremolaserie stärker als in der Cavannaserie, was vorwiegend an Gesteinstypen erkannt werden kann, die bezüglich Mineralführung und Kristallisationsstruktur in beiden Serien gleichartig sind (z. B. an albitreichen Gneisen Tab. 3, Nr. 6). Die anschliessende zweite Kristallisationsphase ist dadurch gekennzeichnet, dass sie das Gefüge nur teilweise zu verändern vermochte, während der Rest praktisch unverändert blieb. Die grosse Beweglichkeit der Lösungen ermöglichte umfangreiche Sammelkristallisationen zu Porphyroblasten. Im Gegensatz zur ersten Phase fand deren Wachstum meist ohne bevorzugte Orientierung statt. Ob gleichzeitig mit der zweiten Phase nicht auch gewisse porphyroblastenfreie Gesteinstypen (z. B. Amphibolite und Hornblendeschiefer) teilweise oder vollständig rekristallisierten, wobei die früher angelegte Lineation erhalten blieb, kann schwerlich entschieden werden.

Da die Deformationen des Gefüges ungestört durch die poikiloblastischen Porphyroblasten hindurchsetzen, diese jedoch relativ geringe Beanspruchungen aufweisen, wird angenommen, dass deren Bildung etwas jünger sei als die Kataklase. Granate, die *synchron* mit erfolgten Schubdeformationen gewachsen sind, wie es z. B. L. KRIGE (1918) in Phylliten der Pioramulde oder L. BOSSHARD (1936) in den penninischen Bündnerschiefern beschrieben, konnten in der westlichen Tremolaserie nicht aufgefunden werden.

Es ist wahrscheinlich, dass ähnlich wie in der Cavannaserie ein zeitlicher und ursächlicher Zusammenhang besteht zwischen der kataklastischen Deformationsphase und der Glimmerwellung. Nach dieser Vorstellung müsste die Porphyroblastenbildung etwas nach der Wellung erfolgt sein.

Grösse und Eigenart der Porphyroblasten klingen von Süden nach

Norden ab. Die Hornblendegarben liegen im nördlichen Teil der Zone von Motto di dentro häufiger in der Texturfläche als in der Nelvazone und zeigen öfters eine schwach angedeutete Ausrichtung parallel zur Glimmerstriemung. Die Zersetzung (Hornblende in Biotit und Chlorit, Biotit in Chlorit) nimmt nach Süden zu. Pseudomorphosen sind fast ausschliesslich nur in den südlichsten Schichten der Nelvazone vorhanden.

Innerhalb der Tremolaserie und im Übergang von dieser zur Cavannaserie ergibt sich für die nichtporphyroblastischen Gefügebereiche eine durchschnittliche Intensitätszunahme der alpinen Metamorphose von Süden nach Norden³⁸⁾. Die Feststellung geht bereits auf L. HEZNER (1909, S. 161) zurück, die im südlichen Teil der „Tremolaserie“ eine etwas schwächer metamorphe Fazies sah als im nördlichen. Sie zeigt sich in 4 Punkten:

1. Zunahme der Kristallgrösse bei Serizit (in der Cavannaserie Muskowit).
2. Abnahme des Mengenanteils von Chlorit (Fehlen in der Cavannaserie) und Zunahme desjenigen von Biotit (spärliches Auftreten in der Nelvazone).
3. Zunahme des Anteils von relativ feinkörnigen nematoblastischen Amphiboliten und Hornblendeschiefern. Fehlen von Amphiboliten mit relativ basischen Feldspäten in der Nelvazone.
4. Korngrössenzunahme im feinkörnigen Quarz-Feldspatgefüge der Tremolaserie (Mosaikstruktur). Zunahme der Sammelkristallisationen zu grösseren, idiomorphen Feldspatblasten und Zunahme der Bildung von Quarzblasten und deren typischer Anordnung zu Zeilen.

Die Intensitätsunterschiede der Metamorphose sind wahrscheinlich nicht nur durch Selektivität oder durch chemische und strukturelle Variation des Ausgangsmaterials zu erklären. Sie sind eher systematischen, regionalen Veränderungen der physikalischen Zustandsbedingungen zuzuschreiben. Eine weitere Deutungsmöglichkeit bestände darin, dass die kleinere Kristallgrösse vieler Gefügegemengteile in der Tremolaserie (Mosaikstruktur) die Folge der an die Kristallisation anschliessenden destruktiven Phase mechanischer Deformation wäre, die ihrerseits eine nur unvollständige Rekristallisation ermöglichte. Die Phase hätte sich in den südlichen Schichten kräftiger ausgewirkt und dort diaphoritische Strukturbilder erzeugt.

Die *grobgemengte (chorismatische) Struktur* der Tremolaserie ist genetisch anders zu deuten als diejenige der Cavannaserie (z. B. Pratoserie). Während in der Pratoserie viele Spuren die Existenz einer mobil gewesenen Phase beweisen, fehlen in der Tremolaserie strukturelle Hinweise, die zur Annahme grösserer Stoffbewegungen berechtigten. Die

³⁸⁾ Ähnliches gilt auch für den Übergang Bündnerschiefer (Pioramulde)–Tremolaserie.

stromatitische Wechsellagerung der Gesteine ist wahrscheinlich nicht durch metamorphe Prozesse und Differenzierungen zu alpiner oder voralpiner Zeit entstanden, sondern stellt weitgehend das strukturelle Abbild des sedimentären Ausgangsmaterials dar. Die Stoffbewegungs- und Austauschprozesse während der alpinen Mesometamorphose waren offenbar nur insofern bedeutend, als es für das Porphyroblastenwachstum notwendig war. Sie reichten kaum über den Dezimeterbereich hinaus.

Zusammenfassend kann die Ansicht P. NIGGLIS über Kristallisations- und Verformungsalter der Tremolaserie (vgl. S. 348) bestätigt werden. Dies führt zu folgenden Konsequenzen: Die bezüglich Striemungsrichtung konforme Lagerung von Tremola- und Cavannaserie gestattet ein Abschätzen des alpinen Strukturanteils am Gefüge der Cavannagesteine (S. 303). Das Abbrechen der Lineation am Kontakt zum Rotondogranit ist ein Argument für dessen jungalpines Alter (S. 269). Mineralbestand und Struktur der nichtporphyroblastischen Gefügebereiche in Tremola- und Cavannaserie sprechen für leichte, regionale Intensitätszunahme der alpinen Metamorphose von Süden nach Norden (S. 351). Der Umstand, dass sich die grobgemengte Struktur der Tremolagesteine nicht durch ultrametamorphe Differenzierung ergab, ermöglicht eine relative Altersangabe der Sedimentation (S. 358).

B. ZUR ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DER TREMOLAGESTEINE

Die Gesteine der Tremolaserie sind ohne Zweifel in der überragenden Mehrheit ursprünglich Sedimente gewesen. Dies galt schon in den ältesten geologischen Arbeiten über den St.-Gotthardpass als gesichert und wurde seit der Erhärting durch die chemischen Untersuchungen L. HEZNERS kaum mehr zur Diskussion gestellt. Es ist jedoch festzuhalten, dass gerade die Ursprungsfrage der Gesteine — im Gegensatz zum häufiger diskutierten Problem von Art und Alter der Metamorphose — direkter, beweisgültiger Argumente entbehrt.

Der oft angeführte Hinweis auf das Vorkommen von metamorphen Konglomeraten stützt sich bislang auf einen einzigen Aufschluss, der im südlichsten Teil in der Nähe der Trias gelegen ist (S. 331). Die 13 chemischen Analysen aus der Umgebung des St.-Gotthardpasses (Nr. 97—109) und die zwei aus dem Gebiet von Val Piora (Nr. 115, 119) ergeben bei der Mannigfaltigkeit der Gesteine und der differenzierten Struktur der Chorismite nur grobe Mittelwerte, die kaum die volle Variationsbreite repräsentieren. Es ist fraglich, ob im mikroskopischen Gefügebild noch echt sedimentäre Strukturrelikte nachgewiesen werden

können. Am ehesten wäre dies für die feinkörnigen Gefügebereiche mit Mosaikstruktur möglich, die oft nahezu massig sind und nur schwer eine Kristallisationsschieferung erkennen lassen. Hier wäre die ursprüngliche Sedimentstruktur durch die späteren Umkristallisationen und Umminalisationen vermutlich am wenigsten verändert worden. Freilich dürfte die Mosaikstruktur in vielen Fällen auch durch destruktive, kataklastische Vorgänge aus gröber kristallisiertem Gesteinsgefüge hervorgegangen sein.

L. HEZNER machte nur geringe Andeutungen über reliktische Sedimentstrukturen (z. B. S. 170 „Psammitstruktur“). Sie deutete das feinkörnige Mosaikgefüge als durch *Kontaktmetamorphose* entstandene „Hornfelsstruktur“ in Anlehnung an G. KLEMM (vgl. S. 318).

Der Verband der grobgemengten Gesteine, die bunte Wechsellagerung der Schichten, das linsenartige Auskeilen vieler Gesteinstypen oder auch der konstante Mineralbestand gewisser Horizonte über mehrere Kilometer sind wohl die deutlichsten Relikte alter, sedimentärer Struktur.

Der *Chemismus der ursprünglichen Tremolasedimente* (Tone, dolomatische Mergel und Sandsteine) — insofern man aus den 15 Analysen darauf schliessen kann — wurde in älteren Arbeiten mehrfach diskutiert und in Diagrammen dargestellt, so dass hier nicht mehr darauf eingegangen werden muss (P. NIGGLI, 1929; P. NIGGLI u. a., 1930, S. 339; H. M. HUBER, 1943, S. 203—207; E. NIGGLI, 1944, S. 128).

Wenn auch die überwiegende Anzahl der Tremolagesteine früher Sedimente waren, so schliesst dies die Möglichkeit des Vorkommens eines mengenmäßig untergeordneten *magmaischen Anteils* etwa in Form von *Ergußgesteinen* oder *Tuffen* nicht aus. Es kann lediglich gesagt werden, dass eine eventuelle mobil gewesene Phase das Strukturbild der Tremolagesteine nicht verändert hat und darum nicht bedeutend gewesen sein kann. Eine alpine oder voralpine Ultrametamorphose (S. 309) kommt z. B. deshalb nicht in Frage, weil die mit ihr verbundenen stofflichen Mobilisationen und strukturellen Differenzierungen regional gewesen wären und sich an allen Orten hätten geltend machen müssen. Magmatische Ergüsse ohne bedeutende Injektionen könnten in einem Teilgebiet vorhanden sein. Sie könnten wegen mangelnden Aufschlüssen noch nicht entdeckt oder ihre spezifischen Strukturen durch die alpine Metamorphose verwischt worden sein.

Die für metamorphe Sedimente etwas fremdartige *Vormacht des Natriums* unter den Alkalien bei 13 der 15 analysierten Gesteine wurde von L. HEZNER erstmals als die Folge einer *pneumatolytischen Natronzufuhr* im Zusammenhang mit der Intrusion der Gotthardgranite (Ro-

tondogranit) erklärt. Die Ansicht wurde von allen späteren Autoren, die sich mit der Auswertung des Analysenmaterials befassten, übernommen und bestätigt. Als weitere petrographische Merkmale, die für eine pneumatolytische Zufuhr sprachen, waren für L. HEZNER das sporadische Auftreten von Turmalin und sulfidischen Erzen, von zahlreichen pegmatitähnlichen Quarzgängen, von kontaktmetamorphen Hornfelsstrukturen und von Gneislagen mit aplitischem Chemismus ausschlaggebend. Alle Argumente müssen heute als fraglich gewertet werden. Turmalin und Erze kommen oft auch in Bündnerschiefern vor (z. B. L. KRIGE, 1918). V. M. GOLDSCHMIDT und CL. PETERS (1932) stellten fest, dass der normale Borgehalt mariner Sedimente zur Erklärung eines geringen Turmalingehalts genüge und dass man bei etwas turmalinführenden metamorphen Sedimenten nicht ohne weiteres pneumatolytische Kontaktmetamorphose jüngerer Eruptivgesteine voraussetzen dürfe. Eine Brücke zu echten Pegmatiten existiert nicht (vgl. S. 335). Die „Hornfelsstruktur“ (Mosaikgefüge) dürfte eher psammitischen oder kataklastischen als kontaktmetamorphen Ursprungs sein. Die glimmerarmen, albitreichen Gneise aplitischer Zusammensetzung (Tab. 3, Nr. 6) sind diejenigen Gesteine, die *alpin die stärksten Umwandlungen zeigen* (alpines Wachstum von idiomorphen Albitporphyroblasten, alpine Kristallisationsschieferung und Striemung). *Voralpine (aplitische) Strukturrelikte im Gefüge sind hier undenkbar.*

Der Rotondogranit kommt als Herd für eine Stoffzufuhr von aplitischem Material in derartigem Umfang, wie es aus den Analysen zu folgern wäre, nicht in Frage. Die auf S. 264 beschriebenen Kontaktverhältnisse, die zweifelsohne primärer Natur sind, sprechen eindeutig gegen eine Stoffzufuhr bis in die Tremolaserie hinein. Eine pneumatolytische Durchtränkung in solch bedeutendem Ausmass und über derart weite Distanzen wären wohl nur denkbar in Verbindung mit Mobilisationsbahnen (Pegmatiten oder Apliten), die aber fehlen. Aplitische Adern des Granits können ja im Soresciagneis und in der Pratoserie gut studiert werden. Sie müssten auch in der Tremolaserie strukturell erkennbar sein. Der Soresciagneis ist dem Granit am nächsten gelegen, weist jedoch keine ausgesprochene Natronvormacht auf (Analysen Nr. 92—94, 117).

L. HEZNER betonte, dass die Pneumatolyse vermutlich etwas nach, keinesfalls aber vor der Dislokationsmetamorphose stattgefunden hätte. Nach der damaligen Auffassung hätte sich die „postjurassische“ Stoffzufuhr mit dem „tertiären“ Alter der Granite (gemäss G. KLEMM)gedeckt. Nachdem dann später das „oberkarbonische“ Alter der Granite als gesichert galt (R. SONDER, 1921), wurde deren Natronzufuhr in die

alpin metamorphe Tremolaserie zwar von vielen Autoren übernommen, der sich zur Arbeit L. HEZNERS ergebende Widerspruch aber nicht zu lösen versucht.

Die Annahme liegt am naheliegendsten, dass der grössere Natriumgehalt gewisser Tremolagesteine durch *Mobilisation* von natronreichen Lösungen und pneumatolytischen Phasen *geringen Umfangs und über kleine Strecken* während der alpinen Metamorphose in der Tremolaserie selbst, also ohne Zufuhr von aussen, entstanden sei. Es wäre dies gleichsam die erste Stufe für beginnende ultrametamorphe Prozesse, die schlussendlich dazu geführt hätten, den ursprünglichen Chemismus der einzelnen Sedimentschichten zu verwischen und zu verfälschen. Allein, das pauschale Alkaliverhältnis wäre innerhalb der Tremolaserie unverändert geblieben. 14 von 56 mesozoischen Gesteinen von Val Piora, Valle del Lucomagno und Val di Campo weisen ein mindestens ebenso ausgeprägtes Vorherrschen von Natrium auf bei oft beträchtlichem Alkaligehalt (alk über 10), obwohl dort keine Natronzufuhr von Seiten des Rotondo-granits stattgefunden haben kann.

Der Natrongehalt der Tremolaserie ist weitgehend an die hornblendeführenden Gesteine gebunden (Analysen Nr. 100, 102, 105—107, 109, 115, 119). Im Auftreten der Hornblendeporphyrblasten in diffuswolkigen Horizonten (S. 330, 340), die gelegentlich die Schichten diskordant durchschlagen, zeichnen sich vielleicht die Bahnen der zirkulierenden Lösungen ab. Die zahlreichen Quarzgänge waren teilweise Träger der Lösungen über geringe Distanzen, denn längs ihrer Kontakte kann oft im Nebengestein eine Intensivierung des Hornblendeporphyrblastenwachstums beobachtet werden (S. 335). Die Natronumsetzungen in der Tremolaserie entsprechen vermutlich zeitlich und ursächlich den *Schachbrettalbitbildungen* in der Pratoserie (S. 308). Der *Soresciagneis* wurde durch den Prozess nur noch schwach, die nördlich anschliessenden Gesteine (Hüenerstockgneis etc.) nicht mehr erfasst.

Falls der Natrongehalt von Tremolaserie und Pratoserie nur durch *Zufuhr von aussenher* (in Form von telepneumatolytischen Prozessen) gedeutet werden kann, so käme dies nur im Zusammenhang mit der *alpinen Metamorphose* in Frage. Als Quelle wäre am ehesten an das Gebiet der Tessinalpen zu denken, an den Herd ultrametamorpher Vorgänge und Stoffmobilisationen während der alpinen Zeit (E. WENK, 1948 und 1956; A. GÜNTHERT, 1954), in dessen nördlicher Randzone das südwestliche Gotthardmassiv liegt.

Alkalimetasomatosen (insbesondere Natronzufuhr) sind eine allgemeine, schon oft beschriebene Erscheinung vieler alpin metamorpher Gesteine der Alpen.

Schematisches Profil durch den Südteil des Gotthardmassivs längs der Gotthardstrasse südlich Ospizio (686,6/156,6)

Gestein	Struktur	Mineralbestand	
Fibbiagneis Biotit-Alkalifeldspatgneis Prätriadischer Granit oder Gneis mit prätriadischer, granitischer Stoffzu- fuhr	Alpine Paralleltextur, alpine Glimmerstriemung	Vermutlich alpin rekristallisierte oder neu- gebildete Porphyroblasten von <i>Mikroklin</i> und <i>Schachbrettalbit</i> Voralpiner, kataklastischer und zersetzer <i>Albit</i> Alpin re- und sammelkristallisierter <i>Quarz</i> , <i>Biotit</i> , <i>Serizit-Muskowit</i>	
2030 m	Unscharfe, etwa 30m breite Übergangszone		
	<i>Rotondogranit</i> (westlichster, schmaler Ausläufer) Biotitgranit, vielleicht spätalpinen, vielleicht prätriadischen Alters	Massige, granitische, weit- gehend striemungsfreie Textur Spätalpine Scherflächen mit spänlicher, gestriem- ter Neubildung von Chlo- rit, Serizit	Wenig beeinflusster <i>Mikroklin</i> und <i>Biotit</i> Schwach serizitisierter <i>Albit</i> Vorwiegend kataklastisch beanspruchter <i>Quarz</i> Spärliche Neubildung von Epidot, Serizit, Chlorit
1935 m	Scharfer, mechanischer Kontakt <i>Soresciagneis</i> Vorwieg. Biotit-Albitgneise, teil- weise mit Ausschwitzungen von Quarz-Feldspat-Augen Voralpin metamorpher oder ultra- metamorpher Paragneis	Alpine Glimmerstriemung Keine strukturellen Hin- weise für Stoffmobilisa- tion oder -zufuhr Keine Relikte alter Sedi- mentstrukturen, relikti- sche Bereiche vermutlich voralpiner Trümmer- strukturen	<i>Albit</i> , <i>Biotit</i> , <i>Epidot</i> , seltener <i>Mikroklin</i> Nachträglich schwache kataklastische Be- anspruchung des Gefüges

<i>Pratoserie</i> Wechselleagerung von Glimmergneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und Hornblendeschiefern. Pegmatitlinsen, selten Serpentinit-Talklinsen <i>Cavannaserieserie</i>	1710 m	Alpine Glimmerstriemung Alpine Faltenachsen Voralpine Stoffmobilisation und Verformung	Alpin re- und sammelkristallisierter Quarz, <i>Abit</i> , <i>Mikroklin</i> , <i>Muskovit</i> , <i>Biotit</i> , <i>Hornblende</i> , <i>Epidot</i> , <i>Karbonat</i> , <i>Granat</i> Alpin neugebildete <i>Feldspatporphyroblasten</i> (vorzüglich Albit und Schachbrettalbit) Nachträglich schwache kataklastische Beanspruchung des Gefüges
		Scharfer, wenige Meter breiter Kontakt	Alpine Paralleltextur Alpine Glimmer- und Hornblendestriemung Selten alpine Faltenachsen Vermutlich reliktische Psammitstrukturen
	1690 m	<i>Zone von Motto di dentro</i> Vorw. Hornblendegneise Vorw. Hornblendeschiefer, Epidotschiefer, Silikat-Karbonatgesteine Vorw. Glimmergneise	Phase oder Ultrametamorphe Phase oder Ultrametamorphe Metamorphe Sedimentesterre, alpin epi.- bis mesometamorphe Phasen oder Ultrametamorphe Metamorphe Kleine Korngrösse von <i>Plagioklas</i> , <i>Serizit</i> , <i>Chlorit</i> und teilweise <i>Quarz</i> Nachträgliche kataklastische Beanspruchung des Gefüges Späteres Wachstum von <i>Hornblendegneisen</i> , <i>Granat</i> - und <i>Biotitporphyroblasten</i>
	1660 m	<i>Nelvazone</i>	
	1630 m	Vorw. Hornblendegneise, Glimmerschiefer Vorw. Granat-Glimmerschiefer, Quarzite	
	1525 m	<i>Tremolaserie</i>	
	1300 m	Vorw. Glimmerschiefer, Glimmergneise, Quarzite Die hornblendeführenden Gesteine sind sehr oft <i>Hornblendegneise</i>	
	1180 m	Scharfer, vermutlich mechanischer Kontakt (in der Umgebung der Strasse nicht aufgeschlossen)	
		<i>Trias</i> : Basisquarz, Rauhwacke und Dolomit	

A. HEIM (1922, S. 920) dachte bei der Erklärung des erhöhten Albitgehalts von *Bündnerschiefern* zunächst an telepneumatolytische Kontaktwirkungen der Ophiolite oder des Bergellergranits. H. P. CORNELIUS (1935) deutete Alkaliwanderungen im *Err-Juliergebiet* und in den *Tauern* als *regionale*, von Kontaktfolgen lokaler Magmenaufstösse unabhängige Kennzeichen der alpinen Dislokationsmetamorphose. Dass er hierbei an einen allgemeingültigen Vorgang dachte, geht aus einer Fussnote hervor (S. 317), in der er über die *Tremolaserie* Vermutungen äusserte, die von der im vorigen Abschnitt entwickelten Vorstellung nicht sehr weit entfernt sind. P. BEARTH (1952, S. 92) kam in der *Monte-Rosa-Bernhard-Decke* zu ähnlichem Resultat wie CORNELIUS im Osten. Er trennte eine *regionale*, im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose erfolgte Natronzufuhr von lokalen Alkalisierungen des Nebengesteins bei der Platznahme von Ophioliten. Auch H. M. HUBER (1943, S. 201) nahm für viele *Paragneise des Gotthardmassivs* eine pneumatolytische Natriumsilikatzufuhr an. Im beschränkten Gesichtswinkel des Gotthardmassivs sind nach ihm die räumlich benachbarten Streifengneise (Orthogneise) voralpinen Alters als Stofflieferanten am naheliegendsten (ohne Beweise).

Die Altersfrage der *Tremolaserie* ist komplex. Da abgesehen von der Tatsache des *prätriadischen* Alters direkte Relationen für weitere Aussagen fehlen, ist man auf mittelbare Bezugspunkte angewiesen, die aber zeitlich selbst so unsicher sind, dass die Altersbestimmung über den Rahmen von Spekulationen kaum hinausgeht. Drei Anhaltspunkte wurden bislang oft benutzt (zuletzt von E. NIGGLI, 1944): Der „oberkarbonische“ Zeitpunkt der Natronzufuhr, das „karbonische“ Alter von kohleführenden Schichten am Giubine, die freilich nicht in der Tremolaserie liegen (S. 318) und der geringere Metamorphosegrad im Vergleich zum restlichen Altkristallin des Gotthardmassivs. Daraus schloss E. NIGGLI, dass die Tremolaserie jünger als die Intrusion der Streifengneise (z. B. Hüenerstockgneis), aber älter als die „oberkarbonischen“ Granite sei. Zwei der drei Fixpunkte fallen mit grosser Wahrscheinlichkeit dahin, während der letzte bestehen bleibt.

Die Tremolaserie war vermutlich nie ultrametamorph, denn die durch ultrametamorphe Differenziationen entstandenen Strukturen hätten nur durch eine neue Ultrametamorphose, nicht aber durch eine gewöhnliche mesozonale Metamorphose, wie die alpine es war, ausgelöscht werden können. Die Tremolaserie ist somit mit etlicher Wahrscheinlichkeit *jünger* als die ultrametamorphe Cavannaserie, auf der sie heute diskordant auflagert (S. 320). Die scharfe Grenze zwischen beiden Serien spricht dagegen, dass die Tremolaserie zwar gleichen Alters wie die nördlichen Schichten wäre, zur Zeit der Ultrametamorphose aber ein höheres Niveau mit geringeren Temperaturen eingenommen hätte. Die Tremolagesteine waren damals noch gar nicht sedimentiert.

Die oberkarbonische Natronzufuhr schloss bislang die Möglichkeit des *permischen* Alters etwa der südlicheren Schichten (Nelvazone) aus. Dieser Möglichkeit steht vorderhand nichts im Wege. Die scharfen Triaskontakte sind tektonischer Natur und verlangen keine Schichtlücke zwischen Trias und Tremolaserie.

Sollte es sich bei einem Teil der Tremolagesteine tatsächlich um jungpaläozoische Sedimente handeln, so mag man sich fragen, welche Schichtserien ähnlichen Alters im Gotthardmassiv oder ausserhalb davon diesen eventuell entsprechen könnten. Eine Verwandtschaft mit dem *Ilanzer Verrucano*, mit der permischen und karbonischen *Urseren-Garvera-Mulde* und mit deren Fortsetzung im *Goms* ist wahrscheinlich darum ausgeschlossen, weil die in den nördlichen Muldenzonen praktisch durchwegs vorhandenen grösseren Zwischenlagen von Konglomeraten und Brekzien auch in der Tremolaserie trotz der alpinen Metamorphose erkennbar sein sollten. Psephite fehlen aber hier (abgesehen von der allersüdlichsten Partie der Nelvazone — S. 331).

Auffallend ist ferner die chemische Verwandtschaft zwischen der Tremolaserie und den paläozoischen oder älteren „*Casannaschiefern*“ der Bernharddecke (vgl. S. 345 mit 348 in P. NIGGLI u. a., 1930). Während J.-M. VALLET (1950) in seiner petrographischen Klassifikation der „*Casannaschiefer*“ des Val d’Hérens keinen einzigen Gesteinstyp beschrieb, der entsprechend ummineralisiert und umkristallisiert in der Tremolaserie nicht ebenfalls vorkommen könnte, erwähnten E. HALM (1945) und F. GILLIERON (1946) in ihren Profilen des Val d’Anniviers und des Turtmannals unmittelbar unter Bündnerschiefern und Trias Zonen von „*injizierten Amphiboliten*“ und von Pegmatiten, die eine Äquivalenz mit der Tremolaserie ausschliessen.

Eine stratigraphische Diskordanz innerhalb der Tremolaserie ist möglich. Ihr Vorhandensein wäre bei dem Mangel an Horizonten mit etwelcher Ausdehnung und bei der komplexen strukturellen Entwicklung der Gesteine freilich schwer nachzuweisen. Sie müsste *nördlich* der Nelvazone liegen.

Literaturverzeichnis

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, 265—441, und Diss. ETH, Zürich.
- BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 96.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, 99—188, und Diss. Univ. Basel.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil. Zürich. Publ. Stiftung Vulkaninst. I. Friedlaender 3.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 70.
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Süd-

- westrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Eclogae geol. Helv. 18, 451—483, und Diss. Univ. Basel.
- (1926): Über einige Lamprophyre aus dem westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, 351—358.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavragia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 349—453, und Diss. Univ. Zürich.
- FISCHER, E. H. (1923): Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv. Unveröff. Diss. Univ. Bern. Auszug im Jb. der philosoph. Fakultät II der Univ. Bern, Bd. IV, 1—10.
- FOSTER, W. R. (1955): Simple method for the determination of the plagioclase feldspars. Am. Mineral. 40, 179—185.
- VON FRITSCH, K. (1873): Das Gotthardgebiet. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 15.
- GILLIERON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg (Turtmannatal, Wallis). Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 25, und Diss. Univ. Bern.
- GIORDANO, F. (1872): Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. Firenze.
- GOLDSCHMIDT, V. M. und PETERS, CL. (1932): Zur Geochemie des Bors. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl., 402—407.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. Geochim. cosmochim. Acta 5, 1—19.
- (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. cosmochim. Acta 6, 100—118.
- GRUBENMANN, U. (1888): Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. d. thurgauischen natf. Ges., H. VIII.
- (1890): Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Verh. d. thurgauischen natf. Ges., H. IX.
- (1919): Lamprophyrische Ganggesteine im zentralen Gotthardgranitgneis aus der Umgebung des St.-Gotthardhospizes. Vjschr. d. natf. Ges. Zürich, 64 (Festschrift A. HEIM).
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 5.
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34, 1—159, und Diss. Univ. Basel.
- HAFNER, ST. und LAVES, F. (1957): Ordnung/Unordnung und Ultrarotabsorption II. Variation der Lage und Intensität einiger Absorptionen von Feldspäten. Zur Struktur von Orthoklas und Adular. Z. Kristallogr. 109, 204—225.
- HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im oberen Val d'Anniviers (Wallis). Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 22, und Diss. Univ. Bern.
- HARDER, H. (1956): Untersuchungen an Paragoniten und natriumhaltigen Muskowiten. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. 5, 227—271.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. Geologie d. Schweiz 25.
- (1921/22): Geologie der Schweiz, 2. Band. Leipzig.
- HEZNER, L. (1909): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthards (Tremolaserie). N. Jb. Min. etc. 27, 157—218.

- HOENES, D. (1949): Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. 1, 121—212.
- VAN HOLST PELLEKAAN, W. (1913): Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Univ. Zürich.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, 72—260, und Diss. ETH Zürich.
- (1944): Fragmentarischer Beitrag zur geologischen Karte des südlichen Ober-goms, mit Kartenskizze 1:25 000. Unveröff. Bericht an die Schweiz. Geol. Komm.
- JAKOB, J. (1937): Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Amphibolen III. Mitteilung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17, 220—229.
- KLEMM, G. (1904—1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen. 4 Sitzungsber. d. Königl. preuss. Akad. der Wiss.
- KOENIGSBERGER, J. (1908): Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthards, über das vermutliche Alter dieser Gesteine und ihre Entstehung. Eclogae geol. Helv. 10, 526—530.
- (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gott-hard- und Tessinermassiv. Eclogae geol. Helv. 10, 852—896.
- (1942): Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, 85—98.
- KRIGE, L. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helv. 14, 519—654, und Diss. Univ. Zürich.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, 398—434.
- LAVES, F. (1954): The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. J. Geol. 62, 409—411.
- MEHNERT, K. R. (1958): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Min. Abh. 90, 39—90.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, 58—301, und Diss. Univ. Zürich.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 165—176 (Fest-schrift P. Niggli).
- (1953) in J. CADISCH: Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- NIGGLI, P. (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, 160—187.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, I. Band. Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, 500—538.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRUETTER, O., BOSSARD, L. und KUENDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 71.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthard-massivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 320—409, und Diss. ETH Zürich.

- PARKER, R. L. (1920): Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen, 2. Teil, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 26.
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, C. (1942): I. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 20.
- RÖTLISBERGER, P. (?): Bericht über die Talk-, Asbest- und Ofensteinuntersuchungen im Val Blenio und Val Bedretto. Unveröffentlicht, depon. bei der Schweiz. Geotechn. Komm.
- SCHMIDT, C. (1919): Bericht über Topf- und Ofensteine im Kanton Tessin. Unveröffentlicht, depon. bei der Schweiz. Geotechn. Komm.
- SCHNEIDER, A. (1912): Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. Diss. Univ. Zürich.
- SCHÜLLER, A. (1954): Die Eigenschaften der Minerale II. Berlin.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1, 323—391, und Diss. Univ. Zürich.
- STAPFF, F. M. (1879): Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel. Spezialbeilage zu den Berichten des Schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung. Bern.
- (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38—149 (Erstfeld-Castione) 1:25 000. Berlin.
- STAUB, R. (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 422—442 (Festschrift P. Niggli).
- STEIGER, R. (1957): Die südliche Paragneiszone des Gotthardmassivs im Gebiete des Val Canaria. Unveröffentlichte Diplomarbeit, depon. im Inst. f. Kristallogr. und Petrogr. ETH Zürich.
- Diss. ETH Zürich, in Vorbereitung.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bern und Zürich.
- VALLET, J.-M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hermence (Valais). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, 322—476, und Diss. Univ. Genf.
- WAINDZIOK, P. (1906): Petrographische Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Diss. Univ. Zürich.
- WARREN, B. E. (1930): The crystal structure and the chemical composition of the monoclinic amphiboles. Z. Kristallogr. 72, 493—517.
- WEINSCHENK, E. (1902): Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. Z. d. Deutschen geol. Ges. 54, 441—479.
- WENK, E. (1948): Ostalpines und penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 761—770.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 311—319.
- (1956): Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Verh. Naturf. Ges. Basel 67, 75—102.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 10, 38—116, und Diss. ETH Zürich.
- ZWEIFEL, H. (1954): Der Biotit-Apatitschiefer des P. Corandoni (Val Cadlimo, Tessin). Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 32.

